B·I.G
95540

INSTITUTUL GEOLOGIC

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC

VOL. XLII

95540

BUCUREȘTI
1973

Institutul Geologic al României

Iași

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC

VOL. XLII

9540

BUCUREȘTI
1973

Institutul Geologic al României

CONTENU

Page

Mureşan M. Les formations épimétamorphiques de la partie NW du massif de Poiana Ruscă (Carpates Méridionales) 309

Peltz S., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa, Vasilescu Al. La géochimie des roches volcaniques des Monts Călimani, Gurghiu et Harghita (Eléments majeurs et minereurs) 339

Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa, Tiepac I. Schistes cristallins et roches granitoïdes baïkaliennes de la région de Muntele Mic 395

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

Pag.

Mureşan M. Formaţiunile epimetamorfice din partea de nord—vest a masivului Poiana Ruscă (Carpaţii Meridionali) 309

Peltz S., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa, Vasilescu Al. Geochemistry of Volcanic Rocks from the Călimani, Gurghiu, and Harghita Mountains (Major and trace elements) 339

Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa, Tiepac I. Crystalline Schists and Baikalian Granitoid Rocks in the Muntele Mic Region 395

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

„Voici la vérité d'aujourd'hui, qui n'est plus celle d'hier et qui ne sera peut-être plus celle de demain"

(J, de Lapparent)

FORMAȚIUNILE EPIMETAMORFICE DIN PARTEA DE NORD—VEST A MASIVULUI POIANA RUSCĂ (CARPAȚII MERIDIONALI)[1]

DE

MIRCEA MUREȘAN[2]

Abstract

Epimetamorphic Formations from the North—Western Part of the Poiana Ruscă Massif (South Carpathians). 1. In the epimetamorphic pile, the study of which constitutes the main objective of this paper, the author distinguishes three series in normal succession; their initial age could be dated relying on the palynological data and on those radio-isotopic in age (K/Ar and Pb/Pb), as well as on the basis of the lithostratigraphic comparison with the Devonian—Lower Carboniferous formations from Hercynian Europe. The Govăjdia Series (Gv), which opens the stratigraphic succession, is attributed to the Lower Devonian and is constituted of two lithostratigraphic complexes having a terrigenous character: the complex of the quartz sericito-chloritous schists (Gv_1) and the complex of the graphite schists (Gv_2). The thickness of the series exceeds 1300 m. The Ghelar Series (Gh), corresponding to Middle and Upper Devonian comprises a pile with a thickness exceeding 7000 m, made up of terrigenous rocks (especially sericito-chloritous schists), wherein thick packets of basic tuffaceous rocks (greenschists) and carbonatic ones (dolomites and limestones) are intercalated. In the framework of this series, the complex of tuffaceous greenschists—of Iazuri (Gh_1), Middle Devonian in age, and the complex of sericito-chloritous schists with intercalations of carbonatic rocks and basic metatuffs-of Bega (Gh_2), attributed to Upper Devonian, were distinguished. Ferriferous oxidic ores of the Lahn-Dill type and metagabbro sills are often associated with the basic tuffaceous rocks from the framework of two complexes. The Padeș Series (Pd), corresponding to the Lower Carboniferous, mainly comprises a pile of carbonatic and terrigenous rocks having a known thickness over 6 000 m. In the basis of this series, there was distinguished the complex of sericito-chloritous schists and of the dolomites of Hunedoara—Luncani (Pd_1), overlain by the complex of superdolomitic sericito-chloritous schists (Pd_2)—of Gladna; this succession ends with the complex of sericito-chloritous schists and of acid

[1] Lucrare de doctorat susținută la 12 ianuarie 1973 la I.P.G.G. București.

[2] Institutul Geologic, Str. Caransebeș nr. 1, București.

Institutul Geologic al României

metatuffs (Pd_3)—of Leșnic. 2. The premetamorphic magmatism comprises a Middle and Upper Devonian and a Lower Carboniferous one. The magmatogenous products are distributed to the province of basic magmatism (metagabbros, basic metatuffs and subordinately vehrlitic metaserpentinites) and to the province of acid magmatism (metarhyolites, quartziferous metakeratophyres and acid metatuffs). The petrochemic study points out the great difference among the rocks of the two provinces, suggesting various origins (simatic, sialic respectively). 3. The K/Ar data place the regional metamorphism during the sudete phase of the Hercynian orogenesis. The regional metamorphism had a progressive character which displayed in Abukuma conditions type (the greenschist facies Al. 1). 4. The postmetamorphic magmatic formations are distributed to the Mesozoic (dolerites), Paleogene (banatite: granodiorite, andesites, dacites, lamprophyres) and Neogene (rhyolitic welded tuffs, andesitic pyroclastites and andesites) eruptions. The sedimentary formations are attributed to the Mesozoic and Neozoic. 5. From the structural viewpoint, in the framework of the metamorphic formations, sudete—synmetamorphic deformations (B_1 and S_2 tectonics) and saalic ones (S_3 and S_4 tectonics) were distinguished. After the Hercynian movements, the metamorphosed pile was influenced by the ruptural influence of the Alpine movements, which produced faults and strike-slip faults. 6. From the metallogenic viewpoint, there were distinguished a premetamorphic Hercynian metallogenesis (Middle and Upper Devonian ferriferous concentrations of the Lahn-Dill type, Lower Carboniferous pyritous volcanogenous-sedimentary concentrations and Lower Carboniferous concentrations of hydrothermal sulphides), a synmetamorphic Hercynian metallogenesis (talc accumulations) and a post-Hercynian-Alpine one (hydrothermal) concentrations of sulphides connected with the banatitic magmatism and exogenous limonitic ferromanganiferous concentrations). 7. In this paper, correlations between the geological and geophysical data, with a view to the deciphering of the geological structure of the region, were done. 8. From the structural viewpoint, the author considers that the epimetamorphic unit of the Poiana Ruscă Massif, to which the investigated region belongs, would pertain to the Danubian unit of the South Carpathians.

CUPRINS

Pag.

Introducere 10
Capitolul I—Date geografice și geomorfologice 11
I. Delimitare 11
II. Date orohidrografice 12
III. Date geomorfologice 12
IV. Date asupra vîrstei și evoluției reliefului 14
Capitolul II — Cercetări geologice anterioare 15
Capitolul III — Stratigrafie și petrografie 21
I. Formațiunile metamorfice 22
A. Considerații petrografice generale 22
1. Rocile terigene 22
2. Rocile carbonatice 23
3. Rocile tufogene 26

Institutul Geologic al României

B. Stratigrafie 28
1. Seria de Govăjdia (Gv) — Devonian inferior 37
2. Seria de Ghelar (Gh) — Devonian mediu şi superior 40
3. Seria de Padeş (Pd) — Carbonifer inferior 56
C. Magmatism 72
1. Evoluţie de ansamblu 72
2. Caractere petrografice şi chimice 79
D. Caracterele geochimice ale formaţiunilor sedimentogene 146
1. Rocile carbonatice 146
2. Rocile terigene 151
E. Metamorfism 157
F. Vîrstă 162
1. Vîrsta depozitelor iniţiale 165
2. Vîrsta metamorfismului regional 169
II. Formaţiunile eruptive 169
A. Eruptivul mezozoic 170
B. Eruptivul terţiar 188
1. Eruptivul paleogen (banatitic) 188
2. Eruptivul neogen 212
III. Formaţiunile sedimentare 241
A. Mezozoicul 241
B. Neozoicul 246
Capitolul IV — Geologie structurală 248
I. Elemente structurale presudete (premetamorfice) 249
A. Structuri primare ale rocilor sedimentare 249
B. Structuri primare ale rocilor magmatogene 252
II. Elemente structurale hercinice 252
A. Deformările sudete 253
1. Cutarea sinmetamorfică principală — tectonica B_1 253
2. Tectonica S_2 266
B. Deformările saalice 267
1. Tectonica S_3 268
2. Tectonica S_4 269
III. Elemente structurale alpine 269
Capitolul V — Metalogeneză 271
I. Metalogeneza hercinică 272
A. Metalogeneza hercinică premetamorfică (presudetă) 272
B. Metalogeneza hercinică sinmetamorfică (sudetă) 280
II. Metalogeneza posthercinică (alpină) 281
A. Metalogeneza alpină endogenă 281
B. Metalogeneza alpină exogenă 284
Capitolul VI — Corelarea datelor geologice cu cele geofizice 285
Capitolul VII — Poziţia regiunii în cadrul geologic-structural al Carpaţilor 291
Bibliografie 297
A. Lucrări publicate 297
B. Lucrări nepublicate 305
Résumé 309

Institutul Geologic al României

INTRODUCERE

Primele cercetări de teren, în vederea alcătuirii lucrării de faţă, au fost începute în 1960 şi apoi continuate de-a lungul anilor pînă în 1966. În această perioadă s-a efectuat o cartare foarte detaliată pe hărţi la scara 1 : 10.000 (majoritatea suprafeţei cercetate) şi la scara 1 : 25.000. Materialul petrografic colectat a fost prelucrat şi studiat în cadrul Institutului Geologic şi al Intreprinderii Geologice de Prospecţiuni.

Intervalul de 12 ani, în care s-au desfăşurat studiile de teren şi de laborator, ne-a oferit şansa revizuirilor repetate a diferitelor probleme dificile pe care le-a avut de rezolvat prezentul studiu. Procesul de cunoaştere, parcurs de noi, a urmat clar o linie de dezvoltare dialectică, fapt care devine evident la cercetarea rapoartelor şi lucrărilor noastre, care evidenţiază dezvoltarea ideilor şi concluziilor în acest mod. Avem certitudinea că însăşi rezultatele actuale la care am ajuns nu prezintă decît tot un stadiu de cunoaştere al realităţii geologice ce caracterizează teritoriul studiat, stadiu care va constitui un nou punct de plecare pentru alte concluzii şi idei, la care, dacă nu chiar autorul, în mod sigur alţi cercetători, vor putea ajunge prin îmbogăţirea materialului de observaţie şi prin noi interpretări ale datelor deja acumulate.

Studiul de faţă nu încearcă să epuizeze în totalitatea lor multiplele şi complicatele aspecte geologice oferite de formaţiunile metamorfice, eruptive şi sedimentare din regiune. S-a căutat să se obţină mai ales date privind stratigrafia şi tectonica terenurilor cristalofiliene, pentru a se putea deslusi evoluţia lor ante- şi sinmetamorfică. Studiul formaţiunilor eruptive şi sedimentare a căutat să rezolve mai ales problemele rămase încă neclarificate în regiune de către cercetătorii anteriori precum şi pe acelea care ne-au ajutat să putem urmări evoluţia stivei de roci cristaline, după desăvîrşirea proceselor de metamorfism regional.

Lucrarea se vrea a fi în primul rînd un modest omagiu adus numeroşilor cercetători, care au depus multe şi eficiente eforturi în vederea clarificării problemelor geologice ale regiunii şi ale căror rezultate au constituit o bază pentru propriile noastre studii.

Un sprijin efectiv l-am avut în decursul cercetărilor în masivul Poiana Ruscă şi la alcătuirea acestei lucrări din partea Prof. Dr. Doc. Lazăr Pavelescu, căruia îi aducem sincere mulţumiri.

Ţinem să exprimăm recunoştinţa şi respectul nostru faţă de Acad. Prof. Alexandru Codarcea, căruia îi datorăm, pe lîngă o bună parte din cunoştinţele profesionale primite în calitate de student, preţiosul

Institutul Geologic al României

și neîntreruptul sprijin pe care D-sa ni l-a acordat la pregătirea și elaborarea studiului de față.

Aducem pe această cale calde mulțumiri Acad. Prof. Nicolae Petrulian, atît în calitate de fost student al Institutului de Mine din București, cît și pentru îndrumările judicioase date pe parcursul alcătuirii tezei de doctorat.

Sentimente de recunoștință avem și față de Dr. Nicolae Gherasi pentru numeroasele învățăminte care ni le-a dat și care ne-au ajutat la pregătirea lucrării de doctorat.

Aducem mulțumirile noastre conducerii Institutului Geologic din București, care ne-a acordat înțelegere și sprijin atît moral cît și material pe tot timpul desfășurării cercetărilor de teren și de laborator.

Mulțumim călduros de asemenea tuturor acelora care într-un fel sau altul au contribuit la buna desfășurare a studiilor efectuate de noi, în vederea închegării în bune condiții a acestei lucrări.

CAPITOLUL I. — DATE GEOGRAFICE ȘI GEOMORFOLOGICE

I. DELIMITARE

Regiunea care face obiectul lucrării de față, aparține masivului Poiana Ruscă, situat în extremitatea de NW a curburii Carpaților Meridionali. Acest masiv, constituit predominant din șisturi cristaline, are o formă aproximativ izometrică și este delimitat de rîul Mureș, de localitățile Dobra, Bucovăț, Criciova, de rîurile Timiș, Bistra și Strei precum și de o linie ce trece prin Sarmizegetusa, Hunedoara și Deva.

În Poiana Ruscă, astfel conturată, studiile noastre au cuprins o bună parte din pătrimea nord-vestică a masivului. Zona luată în considerare este delimitată astfel: înspre nord și nord-vest de localitățile Crivina de Sus, Pietroasa, Românești, Baloșești, Gladna Română și Gladna Montană; rama vestică și sud-vestică corespunde culmii Gomila Mare-Brăinul Mare și părții superioare a văii Nădragului; culmea principală a masivului Poiana Ruscă (1100—1300 m), jalonată de vîrfurile Padeș, Moșiuța, Rusca, Poiana Lotrului și Aredei, limitează spre sud regiunea; în sfîrșit, extremitatea orientală a zonei este marcată de confluența văii Iazuri cu valea Bătrîna, de culmea Chiciora-Cioaca Mutului și de o parte din valea Șasa (pe care se situează localitatea Poieni) și de dealul Prunilor [3].

[3] Pentru regiunea astfel încadrată, în lucrare se va utiliza pe scurt denumirea de „zona (regiunea ș.a.) Poieni-Tomești-Padeș" sau „partea de NW a masivului Poiana Ruscă".

Institutul Geologic al României

II. DATE OROHIDROGRAFICE

Partea de NW a masivului este caracterizată morfologic prin predominanţa reliefului muntos şi semimuntos, ce descreşte relativ treptat de la sud către nord, rama nordică fiind deluroasă. Regiunea este dominată de culmea masivă Padeş-Rusca cu înălţimi medii de 1200—1300 m (vîrful Padeş 1377 m; vîrful Moşiuţa 1250 m; vîrful Rusca 1356 m); din această creastă, orientată E—W, se desprinde, către NW, piciorul puternic care coboară spre Gladna Montană, marcat de vîrfurile Balaurul (1117 m), Bordarul, Brăinul Mare (872 m), Brăinul Mic (747 m) şi Gomila Mare (585 m); spre NE, din vîrful Rusca, se desface coama domoală Poiana Lotrului (1162 m)-vîrful Aredei (1215 m)-Vlădeasa. Din această zonă muntoasă, cu forma unui mare arc de cerc, ce corespunde aproximativ cu limita sudică a regiunii, se desprind lungi şi sinuoase coame secundare, separate prin văi adînci, cum este de pildă cea care coboară spre Baloşeşti (marcată de vîrfurile Ambruş, Stan, Plopi, Beneşu, Măgura) precum şi culmile vîrful Rusca-vîrful Pietrosu-vîrful Stîlpului-vîrful Druja-vîrful Brotan, Poiana Lotrului-vîrful Caprei şi Poiana Lotrului-vîrful Alunului-vîrful Chicioara-Cioaca Mutului.

Cu mici excepţii, cursurile de apă constituie bazinul superior al rîului Bega care, în zona noastră, se împarte în trei ramuri principale care practic îmbrăţişează cea mai mare parte din teritoriul cercetat: valea Şasa (în N şi E), valea Bega (în partea de NW şi partea centrală) şi valea Gladnei (în extremitatea vestică). Rîului Timiş îi aparţine doar bazinul văii Nădragului, iar Mureşului valea Dobra (Bătrîna), cu afluentul ei Iazuri.

III. DATE GEOMORFOLOGICE

Complicaţiile litologice şi structurale ale regiunii au determinat ca reţeaua hidrografică şi culmile separatoare să nu aibă direcţii constante aşa cum se pot constata de pildă în alte părţi ale masivului Poiana Ruscă. Structurile plicative sinmetamorfice şi limitele geologice importante şi-au pus amprenta asupra caracterelor geografice principale ale regiunii.

Astfel, puternica afundare axială către SW a structurilor plicative largi din partea sudică a regiunii, reprezentate printr-o structură sinclinorie (la SE şi E de Luncani) şi un anticlinal (care trece prin imediata apropiere a localităţii Luncani), a determinat în formaţiunile metamorfice două inflexiuni cartografice puternice (de tip periclinal), sub forma unui „S" culcat, inflexiuni reflectate atît de cursurile importante de ape cît şi

Institutul Geologic al României

de culmile principale. Pentru a exemplifica aceste situații este suficient să amintim de forma traseului văii Bega și a văii Stîlpului — afluentul ei superior principal — precum și de arcuirea către NW a culmii Rusca-Padeș-Bordaru-Brăinul Mare.

În ceea ce privește dependența formelor de relief față de constituția petrografică a formațiunilor geologice ale regiuniiî se poate afirma că o astfel de relație există în ansamblu, dar că numeroase excepții, cu caracter local, se pot constata frecvent.

Astfel, în ansamblu, relieful descris seamănă cu un uriaș amfiteatru deschis spre N, dominat de hemiciclul muntos sudic (culmea Aredei-Rusca-Padeș-Brăinul Mare) din care își are obîrșia întreaga rețea hidrografică ce străbate regiunea. Acest fapt are explicația în constituția litologică diferită a formațiunilor metamorfice, care în cazul culmii Aredei-Rusca-Padeș-Brăinul Mare sînt constituite predominant din roci dure (șisturi sericito-cloritoase cuarțoase) în comparație cu ansamblul mai coborît ce se întinde la N (dolomite, calcare și alternanțe de șisturi — adesea filitice — cu roci carbonatice). Se observă de asemenea că văile formate în roci carbonatice sînt în general mai înguste și au versanți mai abrupți formînd uneori adevărate defilee (defileul văii Bega în zona Luncani-Tomești) decît cele care străbat zonele de șisturi sau roci sedimentare terțiare.

Microrelieful constatat în rocile carbonatice, este mai accidentat pe versanți decît cel cu poziție similară, format în zonele de șisturi. Rocile dolomitice dau forme adesea ruiniforme și pereți abrupți, dar sînt practic lipsite de fenomene carstice accentuate. Rocile calcaroase, în schimb, prezintă adesea urmele unor carstificări reprezentate azi prin: peșteri (peștera de la SE de Românești, amplasată în versantul stîng al văii Pustînii, în amonte cu 2,2 km de confluența acestuia cu valea Șasa; peștera văii Bega, la cca 2,5 km sud de Tomești; peștera Gaura din Cioaca Birtului, la aproximativ 2 km nord de extreminatea septentrională a Luncanilor; peștera din Piatra Fetii, situată în partea dreaptă a văii Căprișoara, 1,5 km în amonte de confluența cu valea Stîlpului; toate aceste peșteri au fost descrise recent de către Negrea et al., 1965), doline (adesea colmatate, cu forme circulare și mai rar cu forme eliptice alungite; apar la sud-est de Pietroasa; la nord-vest de Merișorul; la nord de vîrful Scalinului), izbucuri (la sud de Poieni — pe valea Șasa, în aval de confluența cu valea Izvorașului), depuneri de aragonit (Luncani) și de travertin (sud Poieni; valea Căprișoara), văi seci (Valea Secului, bazinul văii Topla ș.a. care se ampla-

Institutul Geologic al României

seză atît pe calcare cît și pe dolomite ; de multe ori reapariția apei pe vale coincide cu trecerea din formațiunile amintite la formațiunile șistoase), forme de dizolvări, concave în calcare (situate în general pe firul apei) și suprafețe „cargnolate" în dolomite și dolomite calcaroase ; pe suprafața rocilor carbonatice, cînd sînt constituite din alternanțe de străturețe calcaroase și dolomitice, se observă deseori dizolvări locale și superficiale, selective, ale primelor, în felul acesta ieșind în evidență stratificația rocii.

Adesea limitele dintre masele mari de roci carbonatice și șisturi sînt marcate prin denivelări vizibile (culmea Prislopului - vîrful Secului - vîrful Bîlii). Sînt frecvente și cazurile cînd eroziunea diferențială nu s-a manifestat în alte situații geologice similare.

O serie de forme interesante de relief sînt generate de aglomeratele andezitice neogene din partea de N a regiunii, forme rezultate din dezagregarea parțială a acestora, precum și din vaga stratificație existentă în aceste formațiuni. Astfel, între localitățile Pietroasa și Crivina, apar cîteva mameloane ruiniforme de aglomerate unele avînd forme bizare de „sfinx", „ciupercă" etc. Colinele din aglomerate au un relief caracteristic domol, iar văile ce le străbat sînt adesea înguste și au versanți abrupți.

Menționăm de asemenea, ca fenomene geomorfologice mai importante, șeile și schimbările de pantă, existente adesea la limita dintre depozitele sedimentare terțiare și cristalin (în partea nordică a regiunii).

IV. DATE ASUPRA VÎRSTEI ȘI EVOLUȚIEI RELIEFULUI

Actualul relief imprimat în formațiunile metamorfice, care constituie majoritatea regiunii la care ne referim, ca și de altfel restul masivului Poiana Ruscă, reprezintă un complex geomorfologic, policiclic, rezultat al unei evoluții îndelungate, în care rolul principal l-a avut „modelarea subaeriană".

Nu putem preciza în timp și spațiu îndepărtatele începuturi de formare ale acestui relief ; elementele mai precise le avem din perioada cuprinsă între Apțianul superior și Vraconian, cînd s-au format depozitele de tip continental, reprezentate prin bauxitele și limonitele din bazinul Rusca Montană și de la Ohaba-Ponor, formate pe seama calcarelor urgoniene și acoperite apoi de sedimentele transgresive ale Cenomanianului) precum și prin acumulările similare genetic (limonite, soluri roșii) ce se întîlnesc relativ frecvent pe suprafața formațiunilor cristaline din Poiana Ruscă și care suportă, în nordul regiunii, Vracono-Cenomanianul. Este

Institutul Geologic al României

posibil ca și înainte de Apțianul superior, majoritatea suprafeței actuale a formațiunilor metamorfice din unitatea epimetamorfică a masivului, să fi aparținut uscatului de multă vreme, dacă am lua în considerare faptul că depozitele cele mai vechi sînt reprezentate prin acumulările continentale ante-vraconiene amintite, care se dispun în locuri cu altitudini foarte variate, cuprinse între 300 și 1000 m, ceea ce denotă existența, la acea vreme, a unui relief subaerian ajuns deja la maturitate.

Evoluția morfologică de tip continental, ulterioară acestei perioade continentale mezocretacice, a celei mai mari părți din șisturile cristaline ce aflorează în masivul Poiana Ruscă (cu excepția suprafeței ocupată actualmente de formațiunile sedimentare din bazinul Rusca Montană și probabil cu excepția zonelor extrem periferice ale masivului, din apropierea contactelor actuale ale formațiunilor metamorfice ale acestuia, cu depozitele sedimentare mezozoice și terțiare limitrofe), este demonstrată de lipsa totală a formațiunilor sedimentare anteponțiene pe suprafața actuală a șisturilor cristaline și de conservarea în mai multe locuri din Poiana Ruscă a vechii cruste de alterare continentală ante-vraconiană. De abia în Ponțian asistăm la o coborîre a uscatului și la invadarea treimii nordice a actualului masiv cristalin de către apele bazinului pannonic, demonstrată de prezența petecelor de pietrișuri formate în această perioadă, rămase suspendate pe înălțimile nordice ale munților Poiana Ruscă. Este dealtfel prima și ultima transgresiune ce se poate dovedi sigur că a afectat o bună parte a suprafeței ocupată azi de șisturile cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului.

În Cuaternar, Munții Poiana Ruscă, ca și de altfel întreg lanțul carpatic, au suferit o ridicare în ansamblu destul de însemnată, judecînd după altitudinea la care se găsesc resturile depozitelor pliocene din interiorul ariei ocupată de rocile metamorfice.

CAPITOLUL II. — CERCETARI GEOLOGICE ANTERIOARE

Zona de care ne ocupăm, ca și de altfel întregul masiv Poiana Ruscă, a atras atenția a numeroși geologi, încă înaintea secolului nostru. Problemele interesante de ordin petrografic și stratigrafic precum și bogățiile minerale ale masivului explică în bună parte interesul acordat acestei părți din lanțul Carpaților Meridionali; la aceste considerente trebuie adăugat desigur și cel al relativei accesibilități a regiunii, atît din punct de vedere morfologic cît și al căilor de comunicație.

Nu este în intenția noastră ca, în această parte a lucrării, să înșiruim rezultatele cuprinse în lucrările tuturor cercetătorilor care s-au

Institutul Geologic al României

preocupat să rezolve diferitele aspecte geologice ale părții de NW din Poiana Ruscă. Acest lucru, în primul rînd, ar necesita un spațiu larg, deoarece e suficient să amintim că numai lucrările ce se referă strict la suprafața studiată trec de 50 și aparțin la peste 40 de autori; în al doilea rînd, menționarea tuturor problemelor și rezultatelor cercetărilor anterioare în acest capitol, ar face dificilă corelarea stadiului actual de cunoaștere cu evoluția ideilor geologice anterioare. Din aceste motive și întrucît obiectul principal al lucrării noastre este reprezentat de formațiunile metamorfice, vom încerca să urmărim aici numai linia evolutivă a cunoașterii acestor formațiuni pînă azi, urmînd ca în capitolele viitoare să se analizeze detaliat aportul cercetătorilor anteriori, la rezolvarea tuturor problemelor pe care le vom aborda în studiul de față.

Procedînd la o sistematizare de ansamblu, se observă că în evoluția cunoștințelor și concepțiilor geologice asupra formațiunilor din regiunea Poieni-Tomești-Padeș, se pot distinge trei perioade ce se deosebesc între ele prin modul de abordare al problemelor geologice, prin detalierea acestora, prin concepția de lucru cît și prin scopurile propuse sau atinse [4].

I. Perioada cea mai veche corespunde acumulării datelor cu caracter general referitoare în special la litologia diferitelor formațiuni din regiune precum și asupra zăcămintelor; în același timp se emit primele păreri asupra vîrstei șisturilor cristaline, a eruptivului și a formațiunilor sedimentare, de pe rama nordică a masivului Poiana Ruscă. Perioada începe practic cu apariția primelor lucrări ale lui L. Loczy și ale lui Fr. Schafarzik, terminîndu-se cu apariția vastei lucrări monografice a lui Papp (1919), în care cunoștințele acumulate anterior au fost strînse și sistematizate.

Reținem din această perioadă, primele descrieri petrografice și interpretările tectonice locale ale lui Loczy (1882) care descrie calcare, dolomite, filite, cuarțite. Autorul situează calcarele dolomitice cristaline la partea superioară a succesiunii rocilor metamorfozate (figurîndu-le în poziție sinclinală peste șisturi) și le atribuie vîrsta paleozoică și mezozoică. Poziția stratigrafică superioară a maselor de calcare a fost reluată de mulți cercetători ulteriori ai regiunii, situație de altfel constatată în multe lucrări mai vechi referitoare la alte părți din masivul Poiana Ruscă.

Lui Fr. Schafarzik îi revine meritul ca, printr-o serie de cercetări succesive, care au început înainte de 1900, să fi cartat și studiat partea de NW și W a masivului Poiana Ruscă, inclusiv regiunea noastră.

[4] Această sistematizare este similară celei făcute pentru întregul masiv Poiana Ruscă de către Kräutner et al. (1969).

Institutul Geologic al României

Autorul recunoaște în partea de NW a masivului, formațiuni cristaline atribuite grupului II (M r a z e c) în care înglobează diferite varietăți de filite, calcare, șisturi cristaline, ș.a. Peste acestea, F r. S c h a f a r z i k distinge o succesiune constituită în bază din dolomite, atribuite Paleozoicului inferior, peste care urmează șisturi argiloase și lidite (cuarțite negre); constatînd că filitele și șisturile din seria cristalină inferioară sînt mai intens încrețite în comparație cu dolomitele, trage concluzia că formațiunile cristaline au fost cutate, înaintea sedimentării dolomitelor paleozoice, ulterior fiind apoi recutate, împreună cu depozitele paleozoice, într-o nouă fază orogenică. Aspectul de roci metamorfice pe care îl au adesea formațiunile considerate paleozoice, s-ar datora, după F r. S c h a f a r z i k, unui metamorfism termic legat de prezența unui corp granitic rămas în profunzimea masivului Poiana Ruscă. Vom vedea pe parcurs cum ipoteza existenței a cel puțin două serii de roci diferite ca vîrstă și separate printr-o discordanță stratigrafică va fi reluată ulterior cu diverse variante în diferitele lucrări ce au apărut pînă în zilele noastre.

P a p p (1919) dă primele amănunte asupra zăcămintelor de fier din regiune și o schiță geologică a părții de sud a zonei noastre (începînd de la sud de Tomești); în această lucrare, Z. S c h r e t e r își exprimă concluziile sale asupra regiunii Crivina-Pietroasa, în care este de acord în general cu părerile anterioare ale lui F r. S c h a f a r z i k, menționînd că între șisturi și calcarele dolomitice se interpun de obicei cuarțite.

II. Cea de a doua perioadă a evoluției cunoștințelor geologice referitoare la partea de NW a masivului Poiana Ruscă, cuprinde cercetările efectuate după primul război mondial, pînă în 1958—1959; aici se înglobează studiile detaliate prin care se diferențiază caracterele petrografice principale ale formațiunilor metamorfice și eruptive, concepțiile paleogeografice și tectonice de ansamblu asupra regiunii, precum și asupra genezei zăcămintelor de fier de aici.

Dintre cercetările ce au afectat parțial regiunea remarcăm în această perioadă lucrările lui G i u ș c ă et al. (1956), C o d a r c e a, P a v e l e s c u (1954), P a v e l e s c u (1958) și D i m i t r e s c u (1956), referitoare la partea extrem sudică și sud-estică a zonei noastre precum și cele ale lui G h e r a s i (r 1943)[5], din zona Poieni.

Principalele lucrări care se referă aproximativ la întreaga suprafață cercetată de noi și în care sînt cuprinse date detaliate petrografice și litologice precum și de ansamblu asupra formațiunilor metamorfice și eruptive sînt cele elaborate de către C. V. P a p i u, în urma cercetărilor

[5] În lucrare, rapoartele sînt indicate prin anul respectiv precedat de litera „r".

Institutul Geologic al României

sale întreprinse între 1946 și 1953. Din punct de vedere petrografic, autorul deosebește în cadrul formațiunilor metamorfice un complex șistos, un complex carbonatat precum și unul de tranziție (alternanță de roci carbonatice cu șisturi), prin care se face trecerea între primele două, dezvoltînd astfel ideea îndințărilor faciale între masele de roci carbonatice și șisturile convexe, idee susținută, pe baze concrete, pentru prima dată în masivul Poiana Ruscă (în zona Teliuc-Ghelar) de către C o d a r c e a (r 1948). Rocile acestor trei complexe provin, după C. V. P a p i u, din metamorfozarea regională a unor depozite terigene ce se îndințau în parte cu formațiuni carbonatice recifale. Utilizînd drept criterii principale asociațiile litologice, gradul de metamorfism precum și caracterele structurale ale rocilor, autorul deosebește din punct de vedere stratigrafic două serii cristaline : *a*) o serie inferioară (filitele de Padeș), constituită din șisturi cu cristalinitate avansată și puternic gofrate (încrețite), reprezentate mai ales prin șisturi clorito-sericitoase (uneori cu biotit), răspîndite în partea de S și E a dolomitelor de la Luncani (facies de Luncani) și prin șisturi grafitoase cu intercalații de cuarțite, localizate în special în vestul zonei luate în considerare (facies de Gladna) ; seriei inferioare îi sînt atribuite de asemenea marmorele și cipolinurile din regiune ; *b*) o serie superioară (sau detritogenă) în care se dezvoltă larg cele trei complexe petrografice (șistos, carbonatic, de tranziție), constituită din roci cu caractere metamorfice mai slabe (cristalinitate mai redusă), în general negofrate. Partea superioară a complexului șistos, din seria detritogenă, în concepția autorului, depășește stratigrafic rocile carbonatice, stînd peste acestea. În cadrul șisturilor seriei superioare sînt descrise filite (filite argiloase filite sericito-cloritice, filite grafitoase) și diverse cuarțite (cuarțite feldspatice, cuarțite negre, itabirite — pe care le consideră de natură sedimentar-metamorfică). În cadrul complexului carbonatat, din seria superioară, sînt descrise calcare dolomitice, în plăci sau șistoase și calcare dolomitice masive. Se menționează că delimitarea cartografică între filitele de Padeș și șisturile seriei superioare este foarte dificilă, intervenind numeroase tranziții și fenomene de retromorfism (în seria mai veche) la care se adaugă complicațiile de natură tectonică (falii și cute). Pe baza supoziției că masivele calcaroase se situează către partea superioară a formațiunilor metamorfice, C. V. P a p i u presupune existența a trei zone sinclinale, marcate de astfel de roci : zona Prodănești (S Gladna Română), zona Luncani-Tomești (cea mai importantă) și zona Fărășești. În ansamblu, aceste trei structuri sinclinale ar putea constitui, în concepția autorului,

Institutul Geologic al României

un larg sinclinoriu. Se menționează, pentru prima dată, existența cutărilor dizarmonice ale șisturilor, în apropierea lentilelor de roci carbonatice.

Regiunea cercetată de C. V. P a p i u a fost recartată în parte de S a v u (r 1953) care exprimă pentru prima dată clar că, seria filitelor de Padeș reprezintă un fundament vechi cristalin, peste care s-au depus sedimentele seriei superioare bogată în roci carbonatice, metamorfozată în timpul mișcărilor hercinice. Acest autor, ca și de altfel I o n e s c u (r 1955), susține de asemenea existența îndințărilor faciale dintre rocile carbonatice și șisturile cristaline convexe.

III. Celei de a treia perioade, în evoluția cunoașterii geologice a regiunii, îi aparțin cercetările ample și complexe care au cuprins, începînd din 1958, întregul masiv Poiana Ruscă, în vederea stabilirii succesiunii stratigrafice a formațiunilor metamorfozate, a intervalului stratigrafic de-a lungul căruia se extind variațiile faciale dintre rocile carbonatice și șisturile înconjurătoare, a litologiei și genezei rocilor carbonatice, a petrografiei, chimismului și naturii zăcămintelor de fier și de sulfuri metamorfozate din masiv, a microtectonicii și tectonicii detaliate și de ansamblu a acestuia. Tot în această perioadă s-au executat numeroase și complexe cercetări geofizice și lucrări de prospecțiuni și de explorare detaliată (lucrări miniere și de foraj), care au furnizat multe date utile rezolvării problemelor menționate mai sus.

Dintre numeroasele lucrări care au afectat direct o bună parte din zona noastră, menționăm pe cele ale lui P a p i u et al. (1963, 1964) și P o p e s c u (1964), care pun bazele studiului modern al rocilor carbonatice de la Luncani, epuizînd practic problemele de ordin petrogenetic și litogenetic ale acestora și prin care s-a demonstrat originea recifală și recifogenă a acestora. Din punct de vedere stratigrafic, autorii susțin ideea existenței unei vechi serii metamorfice (presupusă a fi de vîrstă cambrian-precambriană), lipsită în general de carbonatice (seria filitelor de Padeș), deasupra căreia s-ar situa o serie cristalină mai nouă (siluriană) alcătuită din trei complexe petrografice, enunțate mai înainte de C. V. P a p i u (șistos, carbonatic și de tranziție); ca idee nouă, se acceptă existența unei a treia serii, devoniană, alcătuită din cuarțite și filite, dispusă discordant peste seria cu carbonatite. Masa dolomitelor de la Luncani ar fi cutată intens (cute izoclinale) împreună cu șisturile conexe. Superpoziția filitelor de Padeș din sudul dolomitelor din această zonă este explicată prin existența unei pînze de șariaj incipient, cu amploare de cca 1,5 km.

Institutul Geologic al României

Mai menționăm de asemenea ca importante cercetările din partea de SW și W a regiunii, întreprinse de către Chivu și Sarafimovici (r 1961, r 1962, r 1963, 1964, 1967), care susțin de asemenea existența unui fundament vechi metamorfozat peste care se dispune o serie sedimentogenă matamorfozată ulterior subasmentului. În plus, autorii au atribuit unele roci cuarțoase, prezente pe culmile dela NW de Luncani, unei a treia serii metamorfice, situată discordant peste seria intermediară.

Concomitent cu cercetările lui A. Popescu și C. V. Papiu precum și cu cele ale lui C. Chivu și V. Serafimovici, au fost începute de către noi, în 1960, studiile în vederea alcătuirii lucrării de față, studii ce au avut drept scop principal descifrarea stratigrafiei șisturilor cristaline din partea de NW a masivului Poiana Ruscă și a tectonicii acestora. Cercetările noastre de teren au continuat și în anii următori, pînă în 1966 inclusiv și s-au amplificat pe parcurs, în vederea unei rezolvări complexe a multiplelor aspecte geologice, ce caracterizează această parte a masivului Poiana Ruscă. Rezultatele obținute pe teren au fost completate cu studii de laborator, ce s-au desfășurat pînă în 1972 inclusiv, necesare scopului menționat mai sus. Pe scurt, principalele rezultate noi, față de cele ale cercetătorilor antecedenți se pot concretiza astfel : punerea în evidență a trei serii de formațiuni metamorfice în succesiune normală și continuă ; determinarea intervalelor stratigrafice în care au loc îndințările faciale carbonatice și șisturile conexe ; stabilirea caracterului sinmetamorfic al cutării șisturilor cristaline, precum și a caracteristicilor stilului de cutare ; decelarea și cartarea cutelor plicative principale ; caracterizarea metalogenetică a formațiunilor metamorfozate ; determinarea faciesului metamorfic al rocilor cristalofiliene precum și a variațiilor gradului de metamorfism ; stabilirea elementelor tectonicii disjunctive postmetamorfice ; corelarea datelor geologice cu cele magnetometrice. S-au verificat datele și ideile cercetătorilor anteriori, rezultatele acestora constituind punctul nostru de plecare, alături bineînțeles, de numeroasele observații proprii făcute pe teren și în laborator.

Considerăm ca fiind prețioase și valabile pentru actualul stadiu de cunoaștere al regiunii descrierile petrografice făcute mai ales de către Papiu (1956), Papiu et al. (1963, 1964), Popescu (1964), Chivu și Serafimovici (r 1961, r 1962, r 1963, 1964, 1967) ; ipoteza îndințărilor faciale, existente între masivele de roci carbonatice din Poiana Ruscă cu o parte din rocile șistoase învecinate (Stur 1863 ; Codarcea, r 1948 ; Codarcea, Pavelescu, 1954 ; Papiu, 1956 ; Maier et al., 1964, 1967, 1969 ; Papiu et al., 1962, 1963, 1964 ;

Institutul Geologic al României

Popescu, 1964); datele stratigrafice obținute în restul unității epimetamorfice a masivului Poiana Ruscă de către Maier et al. (1964, 1968, 1969 a), Kräutner et al. (r 1962, r 1963, r 1964, r 1965, r 1969), date paralelizabile cu cele din regiunea noastră; concluziile de ordin microtectonic obținute din diverse sectoare ale Poienii Rusce de Bercia et al. (r 1958, r 1959, 1967), Kräutner et al. (r 1962, r 1963, r 1964, r 1965, r 1969, 1969); concepțiile metalogenetice asupra zăcămintelor asociate formațiunilor cristaline emise de către Codarcea și Petrulian (r 1942, r 1943), Codarcea și Pavelescu (r 1948), Codarcea (r 1948), Dimitrescu (1961), Kräutner (1963, 1964 a, 1964 b, 1964 c, 1965), Kräutner, Kräutner (1962 a, 1962 b); corelările dintre structura geologică a masivului Poiana Ruscă, cu datele geofizice obținute în ultimii ani (Mureșan, 1964; Ionescu et al., 1969).

Autorul prezentului studiu, care a participat de asemenea la cartarea stratigrafică și structurală a formațiunilor cristalofiliene din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă, începînd din 1958, consideră că a reușit într-o largă măsură să obțină date corelabile cu cele din zonele înconjurătoare și care, împreună cu cele din alte zone ale masivului, au putut servi la obținerea primei hărți stratigrafice-structurale a unității epimetamorfice din Poiana Ruscă (Kräutner et al., r 1965) și la elaborarea unor sinteze asupra acestei unități (Kräutner et al., 1969, r 1969, 1973), lucrări la care am participat și noi.

Ne exprimăm și de această dată convingerea că faptele și concluziile expuse în această lucrare reprezintă un stadiu de cunoaștere, care, în orice caz, în viitor va putea fi completat prin îmbogățirea materialului de observație și prin reinterpretarea datelor noi alături de cele deja cunoscute.

CAPITOLUL III. — STRATIGRAFIE ȘI PETROGRAFIE

Fundamentul regiunii este alcătuit din șisturi cristaline epimetamorfice, ce ocupă majoritatea suprafeței luate în considerare, străbătute de corpuri magmatice puse în loc înaintea Malmului (dolerite), în timpul Paleocen-Eocenului (banatite) și în Neogen (andezite). În partea nordică, formațiunile metamorfice sînt acoperite de depozite sedimentare cretacice (Albian, Vraconian-Cenomanian), badeniene, pannoniene, ponțiene precum și de piroclastite neogene (tufuri sudate riolitice, brecii și aglomerate vulcanice andezitice) (planșele XXIX și XXX).

95340

Institutul Geologic al României

I. FORMAȚIUNILE METAMORFICE

A). CONSIDERAȚII PETROGRAFICE GENERALE

Formațiunile metamorfice constituie în cea mai mare parte zona studiată și aparțin unității epimetamorfice din masivul Poiana Ruscă. Majoritatea rocilor cristaline din regiune provine din metamorfozarea regională a unor depozite marine terigene (argiloase, argilo-grezoase și grezoase), carbonatice (în bună parte recifogene) și tufogene (acide și bazice). Sedimentele inițiale de diverse origini erau deseori amestecate intim între ele, rezultînd roci mixte (Papiu, 1956; Popescu, 1964; Mureșan, 1964, 1965). Formațiunile sedimentare, acum metamorfozate, erau străbătute pe alocuri de roci magmatice ultrabazice, bazice și acide (actuale metaserpentinite, metabazite și porfiroide); de asemenea, în stiva sedimentară erau intercalate mici acumulări ferifere și de sulfuri vulcanogen-sedimentare precum și unele mineralizații hidrotermale de Pb și Cu, actualmente transformate în roci cristaline.

Condițiile din timpul metamorfismului regional au determinat apariția în cadrul rocilor supuse acestui proces a paragenezelor caracteristice faciesului de șisturi verzi. Se poate constata că rocile de natură terigenă, recifogenă și tufogenă au atins în general echilibrul chimic în timpul proceselor metamorfice regionale. Rocile metaeruptive, în special cele bazice, nu s-au adaptat complet la condițiile termodinamice ale acestor procese, situație care va fi discutată ulterior în lucrare. În regiune se observă o creștere a cristalinității rocilor (ce ocupă o aceeași poziție stratigrafică) de la N către S și de la W către E, în sensul că tipurile structurale fine (filite), ce predomină în partea nordică și cea nord-vestică a regiunii, înspre S și SE, tind să fie înlocuite de tipurile structurale mai larg recristalizate Toată această tranziție metamorfică prezintă, numeroase recurențe într-un sens sau altul.

Principalele tipuri de roci sedimentogene și tufogene, care participă preponderent la alcătuirea formațiunilor epimetamorfice studiate, grupate în funcție de natura materialului inițial, din care au provenit, sînt redate în tabelul 1.

1. ROCILE TERIGENE

Aceste roci împreună cu cele carbonatice sînt cele mai răspîndite în zona cercetată. Ele provin din metamorfozarea regională în condițiile faciesului de șisturi verzi, a unor gresii (în general cuarțoase), gresii argiloase și argile, în care uneori existau și resturi de materie organică, repre-

Institutul Geologic al României

zentate azi prin pigmentul grafitos din unele roci. În cadrul acestei grupe, în care un rol cantitativ important revine cuarțului, sericitului și cloritului (fig. 1), am inclus și șisturile în care se poate recunoaște un aport carbonic, dar care, nefiind prea mare, nu șterge caracterul terigen predominant al rocii respective. Structura acestor roci variază, în funcție de

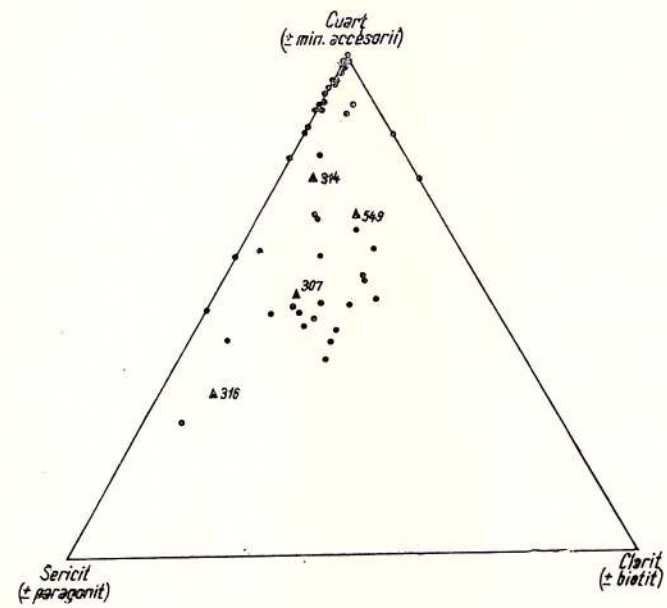


Fig. 1. — Diagrama compoziției modale a rocilor terigene fără grafit din complexele Gh_2 și Pd_1 (pentru probele 307 = 30T, 314, 316 și 549 s-au utilizat valorile normative — din epinormă — — calculate din analizele chimice).

Diagramme de la compositions modale des roches terrigènes sans graphites des complexes Gh_2 et Pd_1 (pour les preuves 307 = 30T, 314, 316 et 549 on a employé les valeurs normatives — de l'épinorme — calculées des analyses chimiques).

raportul dintre mineralele granulare și cele lamelare, de la granoblastică la cea lepidoblastică, predominînd tipurile granolepidoblastice. Textura șistoasă este predominantă, texturile masive apărînd la unele cuarțite sărace în minerale foioase. După asociațiile și raporturile cantitative dintre minerale, se deosebesc mai multe tipuri de roci terigene (tabelul 1).

2. ROCILE CARBONATICE

Sînt foarte răspîndite în regiune și se grupează în majoritate în zona Luncani-Tomești și în sectorul Poieni-Crivina-Fărășești. Ele provin din

Institutul Geologic al României

TABELUL 1

Principalele tipuri petrografice de şisturi cristaline din partea de NW a masivului Poiana Ruscă

Faciesul metamorfic	Faciesul de şisturi verzi			
	Roci ± clorit		Roci cu biotit	
Materialul iniţial	Asociaţia mineralogică principală	Tipul petrografic	Asociaţia mineralogică principală	Tipul petrografic
Argilo-grezos (terigen)	q, s, c, g	Cuarţite cu clorit şi sericit Şisturi cuarţoase cu clorit şi sericit Filite şi şisturi sericito-cloritoase grafitoase Şisturi clorito-sericitoase Filite sericitoase cu clorit şi magnetit Filite calcaroase-cloritoase cu sericit şi magnetit	q, s, c, b	Cuarţite cu sericit clorit şi biotit Cuarţite şi şisturi cuarţoase cu sericit şi biotit Şisturi clorito-sericitoase cu biotit
	q, c	Şisturi cuarţoase-cloritoase		
	q, s, (g)	Cuarţite cu sericit Şisturi cuarţoase cu sericit Filite cuarţoase cu sericit Filite sericitoase Cuarţite grafitoase Şisturi curaţoase-grafitoase Filite şi şisturi sericito-grafitoase	q, s, b q, g, (s, b)	Şisturi cuarţoase cu sericit şi biotit Cuarţite grafitoase cu biotit Şisturi cuarţoase grafitoase cu sericit şi biotit.
Ferifer, slab manganifer (vulcanogen-sedimentar)	m, hm, sp, q, (c, st)	Magnetitite (cu cuarţ; cu clorit; cu spesartin; cu apatit şi spessartin) Roci magnetito-hematitice (± spessartin ± clorit) Roci hematito-cuarţitice Roci hematitice (± spessartin ± calcit) Spessartinite (cu magnetit; cu magnetit, hematit şi cuarţ)		

Institutul Geologic al României

Carbonatic (recifal-recifogen)	Carbonatic aproape pur	k, (q, s, c)	Calcare Calcare cu sericit Calcare cu clorit și sericit	k, (b)	Calcare cu biotit
		k, d, (q, s)	Calcare dolomitice și dolomite calcaroase Calcare dolomitice cu sericit		
		d, (q, s)	Dolomite Dolomite cu sericit		
	Carbonatic impur	k, d, q, (s)	Calcare cuarțoase Calcare dolomitice cuarțoase Dolomite calcaroase cuarțoase Cuarțite calcaro-dolomitice Dolomite cuarțoase Șisturi calcaroase cuarțoase cu sericit	k, q, b	Șisturi calcitice cu cuarț și biotit.
Bazic (tufogen)	Tufogen propriu zis	c, a, ab, ep, sf, (q, k)	Șisturi cloritoase cu albit Șisturi albitice cloritoase cu sfen Șisturi clorito-actinolitice cu epidot Șisturi clorito-epidotice cu albit Șisturi epidotice ± magnetit Șisturi cloritoase calcitice cu albit ± magnetit		
	Tufitogen	c, ab, q, ep, k, s.	Șisturi cloritoase cu sericit și albit Șisturi cloritoase cu sericit și epidot Șisturi epidotice cuarțoase Șisturi sericitoase epidotice cu magnetit	c, ab, p, q, ep, k, s, b	Șisturi cloritoase biotitice Șisturi cloritoase sericitice cu epidot și biotit
Acid tufogen		q, ab, s, (fp)	Șisturi cuarțoase albitice Filite sericitoase cu albit Șisturi cuarțo-feldspatice sericitice	q, ab, (b)	Șisturi cuarțoase albitice cu biotit

Legenda : a = actinot ; ab = albit ; b = biotit ; c = clorit ; d = dolomit ; ep = epidot ; g = grafit ; h = hematit ; k = calcit ; m = magnetit ; q = cuarț ; s = sericit ; sf = sfen ; sp = spessartin ; fp = feldpsat potasic ; st = stilpnomelan

N.B. Mineralele cuprinse în paranteze sînt subordonate cantitativ celor din afara parantezelor, sau pot lipsi din rocă.

Rocile metaeruptive și mineralizațiile de sulfuri metamorfozate nu au fost trecute în acest tabel.

Institutul Geologic al României

metamorfozarea regională, a unor depozite predominant recifogene (Papiu, 1956; Papiu et al., 1963; Popescu, 1964; Mureșan, 1964), cu chimism relativ variat, existînd termeni de tranziție de la calcare la dolomite, precum și de la roci carbonatice la cele terigene.

Papiu et al. (1963, 1964), Popescu (1964), Mureșan, (1964) au argumentat existența premetamorfică a majorității rocilor calcaroase și dolomitice, una din principalele dovezi fiind faptul că limitele între calcare și dolomite coincid cu fețele de stratificație și că diversele tipuri de roci carbonatice constituie fîșii alungite după stratificație. În această grupă de roci sînt incluse și cele care provin din metamorfozarea materialului carbonatic, impurificat cu aporturi terigene, în cazul în care acestea din urmă nu au fost deosebit de importante.

Structura rocilor carbonatice, practic pure, este granoblastică; în cazul prezenței filosilicaților, structurile sînt granolepidoblastice. Se observă că gradul de cristalinitate al rocilor carbonatice, depinde de chimismul lor, calcarele fiind de obicei mai larg recristalizate decît dolomitele. Pigmentul grafitos are o influență negativă asupra gradului de cristalinitate, astfel încît calcarele și calcarele dolomitice grafitoase, sînt mai totdeauna fin granulare (grafitul a îngreunat blasteza carbonaților).

Din punct de vedere textural Papiu et al. (1963, 1964) și Popescu (1964) au deosebit carbonatite masive (mai ales dolomitele), orientate, stratificate, șistoase; ultimele două tipuri se întîlnesc mai frecvent la calcare.

După raportul între calcit și dolomit precum și după procentul dintre carbonat și cuarț se pot deosebi ca tipuri principale, calcare, calcare dolomitice, dolomite calcaroase, dolomite, roci carbonatice cuarțoase, cuarțite carbonatice. Studiul detaliat petrografic al rocilor carbonatice, din masivul de la Luncani, a fost efectuat de Popescu (1964).

3. ROCILE TUFOGENE

În comparație cu rocile terigene și cele carbonatice, șisturile tufogene sînt mult mai puțin răspîndite în regiunea cercetată. Din punct de vedere petrografic și chimic se pot distinge două grupe importante: *a*) metatufuri și metatufite bazice; *b*) metatufuri și metatufite acide; ultimele sînt mai puțin frecvente în comparație cu primele.

a). Rocile tufogene bazice

În cadrul acestor roci se includ șisturile verzi, care provin din metamorfozarea regională a unor tufuri și tufite bazice; ultimele relevă prezența

Institutul Geologic al României

unor aporturi relativ însemnate de material terigen și sînt mai răspîndite ca primele.

Rocile tufogene bazice sînt caracterizate prin parageneza clorit-albit, la care se adaugă adesea tot ca minerale caracteristice pentru aceste roci-calcitul, epidotul și actinotul. Magnetitul, este un mineral destul de frec, vent în aceste șisturi, în acest fel ele alcătuind cauza majorității anomaliilor magnetice din regiune și de altfel din toată Poiana Ruscă. Prezența în cantități apreciabile, a unor minerale ca sericitul, biotitul și cuarțul, indică amestecul inițial al materialului tufogen cu cel terigen. Aceste roci au fost denumite tufitogene, termen introdus în 1959 pentru regiunea Teliuc-Vadul Dobrii (M a i e r et al., r1959).

Structura acestor roci variază de la granolepidoblastică la lepidogranoblastică. Textura este șistoasă.

În zona noastră, șisturile verzi sînt mai larg dezvoltate în zona Iazuri-vîrful Găilor și în împrejurimile localității Tomești.

b). Rocile tufogene acide

Acest tip de roci se referă la șisturile cuarțo-feldspatice ± sericitoase, care provin din metamorfozarea unui material tufogen acid, la care participă adesea și o fracție terigenă grezo-argiloasă.

Structura rocilor tufogene acide este lepidogranoblastică sau granoblastică, iar textura este adesea șistoasă.

Metatufurile și metatufitele acide sînt desvoltate în principal în partea sud-vestică a regiunii, în zona Bordaru-Dîmbul de Fer-Valea Cerbei.

Menționăm în mod expres că, rocile carbonatice și terigene apar în toate cele trei serii cristalofiliene din regiune, același tip petrografic putînd apare la diverse nivele stratigrafice, bineînțeles în asociații și contexte litologice diferite între ele, atît ca poziție stratigrafică cît și ca raporturi cantitative existente între tipurile de roci ce le alcătuiesc. În cazul rocilor tufogene bazice se poate considera practic că, acestea apar într-o singură serie (de Ghelar), dar și aici la diferite nivele ale acesteia. Metatufurile acide, mult mai puțin răspîndite în zona noastră, se grupează aproape toate în cuprinsul unui singur orizont din partea superioară a seriei de Padeș.

Ivirile de roci metaeruptive, ultrabazice, bazice și acide din regiune, vor fi analizate la capitolul afectat magmatismului premetamorfic, iar

Institutul Geologic al României

cele de minereuri metamorfozate în cel destinat studiului substanțelor minerale utile.

B). STRATIGRAFIE

Primele cercetări stratigrafice în cristalinul masivului Poiana Ruscă au fost începute în 1958, la sugestia și îndemnul Acad. Prof. A l. C o d a r c e a, în partea estică a masivului Poiana Ruscă (în zona Teliuc-Ghelar). Ele s-au continuat apoi de-a lungul anilor pînă în 1966 inclusiv. Acest mod nou de abordare a studiului formațiunilor metamorfice a fost stimulat de necesitățile economice stringente, legate de stabilirea unor noi zone favorabile acumulărilor ferifere metamorfozate regional, de tipul zăcămintelor Teliuc și Ghelar.

Cercetările de teren au avut de întîmpinat, în primul rînd, o serie de dificultăți inerente oricărui început, în special cele legate de metodologia teoretică și practică cu ajutorul căreia să se poată defini și delimita succesiunea stratigrafică relativă (geometrică) a stivei actualmente metamorfozată. Atît metodica de cercetare pe teren cît și principiile teoretice legate de cartarea stratigrafică s-au dezvoltat concomitent, impulsionîndu-se reciproc. Actualmente, studiile referitoare la stratigrafia geometrică (litostratigrafia) cît și la vîrsta diferitelor serii metamorfozate din țara noastră sînt avansate, posedîndu-se numeroase date de acest gen în principalele masive cristalofiliene de la noi. Astfel, pe lîngă cercetarea succesiunilor litostratigrafice detaliate din diferitele sectoare ale arcului carpatic și din Dobrogea, s-au acumulat date palinologice (mai ales în formațiunile epimetamorfice), date de vîrstă absolută referitoare la unele minereuri metamorfozate (studiul izotopilor de Pb), date paleomagnetice, date de vîrstă absolută referitoare la vîrsta proceselor de recristalizare metamorfică (metoda K/Ar) ș.a. Toate acestea au putut servi la obținerea unor imagini de ansamblu asupra diferitelor masive cristalofiliene, cît și asupra evoluției și stratigrafiei generale a formațiunilor metomorfozate regional din țara noastră.

Principiile teoretice ale stabilirii stratigrafiei șisturilor cristaline au fost enunțate într-o serie de lucrări și rapoarte cu caracter regional sau în unele studii dedicate special acestor probleme (M a i e r et al., r1958, r1959, 1964, 1969), M u r e ș a n (1962a, 1964b, 1968), D e s s i l a C o d a r c e a et al. (1964), D e s s i l a C o d a r c e a (1965, 1966), K r ä u t n e r et al. (r1965, 1969).

În această parte a lucrării dedicată litostratigrafiei (succesiunea diferitor entități litologice) formațiunilor epimetamorfice din regiune, vom

Institutul Geologic al României

enunța pe scurt principiile pe care le-am utilizat la cartarea stratigrafică a acestor formațiuni din partea de NW a masivului Poiana Ruscă. Menționăm că stabilirea coloanei litostratigrafice a formațiunilor metamorfozate studiate, am putut-o realiza numai concomitent și în strînsă concordanță cu descifrarea tectonicii plicative și rupturale ce afectează aceste formațiuni atît prin metodele geologiei structurale generale, cît și cu procedeele microtectonicii.

Stabilirea diviziunilor litostratigrafice majore, respectiv a seriilor prezente în nord-vestul masivului Poiana Ruscă și uneori a complexelor care le alcătuiesc, s-a bazat pe delimitarea în cadrul stivei de șisturi cristaline a produselor ce aparțin unor stadii importante din evoluția sedimentării, magmatismului și metalogenezei bazinului de sedimentare inițial.

Principalele stadii de dezvoltare ale acestui bazin, ale căror produse sînt cunoscute actualmente în această parte a masivului Poiana Ruscă, utilizate la stabilirea succesiunii stratigrafice sînt : încetarea sedimentării predominant terigene uniformă la același nivel stratigrafic în tot masivul Poiana Ruscă, după care condițiile de sedimentare s-au diversificat mult ; instalarea și încheerea magmatismului extruziv bazic ; începutul și sfîrșitul recifogenezei ; debutul magmatismului acid extruziv.

Subdiviziunile seriilor cristaline din regiune sînt complexele stratigrafice, delimitate fie după criterii similare seriilor, fie de unele orizonturi sau nivele reper. Complexele la rîndul lor au fost împărțite în orizonturi și nivele stratigrafice, constituite din asociații litologice caracteristice, cu extindere variabilă.

Litostratigrafia formațiunilor epimetamorfice, redată în tabelele 2, 3 și planșele XXXI, XXXII, se caracterizează printr-o succesiune normală constituită din trei serii, din care cea inferioară (seria de Govăjdia) cuprinde două complexe terigene, peste care se dispune o serie sedimentar-tufogenă bazică (seria de Ghelar), alcătuită de asemenea din două complexe ; cea de a treia serie (de Padeș) înglobează formațiunile cele mai noi, cunoscute în stiva epimetamorfică, reprezentate în partea inferioară printr-un complex carbonatic-terigen, peste care urmează succesiv două complexe predominant terigene, din care ultimul înglobează și produse tufogene acide.

Întrucît separarea seriilor și în parte a complexelor s-a bazat pe delimitarea în stiva de șisturi a formațiunilor ce au luat naștere în decursul unor stadii importante bine determinate în dezvoltarea domeniului de sedimentare, rezultă că acestor unități stratigrafice li s-a asigurat o mare continuitate, după cum s-a și constatat, în toată unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. Acest fapt dă de asemenea posibilitatea para-

Institutul Geologic al României

TABELUL 2

Succesiunea stratigrafică a cristalinului de Poiana Ruscă *

Vîrstă	Serie	Entități lito-stratigrafice		
		Complex		
		Facies nordic	Facies sudic	
Carbonifer inferior	Seria de Padeș (Pd)	Pd_3 — Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al metatufurilor acide (de Leșnic)		
		Pd_2 — Complexul șisturilor sericito-cloritoase supradolomitice (de Gladna)		
		Pd_1 — Complexul șisturilor sericito-cloritoase al dolomitelor de Hunedoara-Luncani		Seria de Nădrag (Nd)
Devonian superior	Seria de Ghelar (Gh)	Complexul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalații de roci carbonatice și de metatufuri bazice Gh_2^N — de Bega	Gh_2^S — de Cernișoara-Florese	
Devonian mediu		Complexul șisturilor verzi tufogene Gh_1^N — de Iazuri	Gh_1^S — de Rușchița-Alun	
Devonian inferior	Seria de Govăjdia (Gv)	Gv_2 — Complexul șisturilor grafitoase		
		Gv_1 — Complexul șisturilor cuarțoase sericito-cloritoase		
Paleozoic inferior (?)	Seria de Bătrîna (Bt)			

* După Krautner et al., 1973.

lelizărilor stratigrafice cu alte sectoare din masiv, chiar dacă formațiunile unei serii sau ale unui complex prezintă variații faciale în diferitele compartimente tectonice.

Orizonturile și în special nivelele nu reprezintă întotdeauna diviziuni stratigrafice separabile în toate cazurile pe întreaga suprafață cercetată, întrucît ele reprezintă asociații litologice caracteristice care s-au putut forma în condiții locale (cu extindere mai redusă în bazinul de sedimentare), fiind supuse astfel frecvent schimbărilor faciale.

În mod practic limitele seriilor sau ale complexelor au fost trasate la anumite orizonturi sau nivele reper, iar în cazul lipsei acestora la primele, respectiv la ultimele produse caracteristice ale litogenezei sau mag-

Institutul Geologic al României

TABELUL 3

Echivalarea subdiviziunilor stratigrafice ale cristalinului de Poiana Ruscă cu diferiți i termeni litostratigrafici utilizați anterior *

		Kräutner et al., 1969			Maier et al., 1969	Mureșan, 1968		Maier et al., 1968	Maier et al., 1967	Pavelescu et al., 1964	Maier et al., 1964
Carbonifer inferior Seria de Padeș Pd	Pd_3	Seria de Padeș (C)	*Facies nordic* Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al metatufurilor acide (de Vețel) (C_3)	*Facies sudic*	Complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare	Seria terigenă superioară (de Padeș)	Complexul superior al șisturilor sericito-cloritoase și al metatufurilor acide	—	Complexul superior al șisturilor clorito-sericitoase	—	—
	Pd_2		Complexul șisturilor sericito-cloritoase supradolomitice (C_2)	? Seria de Nădrag Nd			Complexul mediu al șisturilor sericito-cloritoase (supradolomitice)	—		—	—
	Pd_1		Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor de Hunedoara Luncani (C_1)				Complexul inferior al și sturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor	Complexul filitelor		Complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare	Complexul șisturilor curțoase cu clorit și sericit
Devonian superior Seria de Ghelar Gh Devonian mediu	Gh_2	Seria vulcanogen-bazică (B)	Complexul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalații de roci verzi tufogene (B_2)	Complexul șisturilor verzi tufogene (de Ruschița-Alun) (B′)	Complexul șisturilor verzi tufogene	Seria vulcanogen-bazică (de Tomești)	Complexul vulcanogen superior	Complexul șisturilor tufogene bazice	—	Complexul șisturilor verzi (tufogene)	Complexul șisturilor tufogene (cu zăcăminte de fier)
	Gh_1		Complexul șisturilor verzi tufogene (de Arănieș-Dîmbu Pasculuí) (B_1)				Complexul vulcanogen inferior				
Devonian inferior Seria de Govăjdia Gv	Gv_2	Seria de Bătrîna (A)	Complexul șisturilor grafitoase (A_3)		Complexul șisturilor grafitoase	Seria terigenă inferioară (de Bătrîna)	Complexul șisturilor grafitoase	Complexul șisturilor grafitoase	—	Complexul șisturilor grafitoase	Complexul șisturilor grafitoase
	Gv_1		Complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice (A_2)		Complexul șisturilor cuarțitice sericito-cloritoase		Complexul șisturilor cuarțoase sericito-cloritoase	Complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice	—	—	Complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțoase
Paleozoic inferior (?) Seria de Bătrîna Bt			Complexul șisturilor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene (A_1)		Complexul șisturilor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene		Complexul șisturilor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene	Complexul cuarțitelor și al șisturilor grafitoase cu intercalații de șisturi tufogene	—	—	Complexul cuarțitelor și al șisturilor grafitoase cu intercalații de șisturi tufogene

* După Kräutuer et al., 1973

Institutul Geologic al României

matismului din stadiul respectiv de dezvoltare. Acest mod de delimitare a fost determinat de faptul că este vorba de o stivă metamorfozată, în care nu există date de ordin paleontologic detailate sau de altă natură pentru delimitarea vîrstei fiecărui orizont în parte; pe de altă parte variaţiile faciale ale orizonturilor şi nivelelor de reper, utilizate drept limite, sînt foarte frecvente.

Din acest mod de a privi lucrurile, se degajă concluzia că în unele cazuri limita inferioară, respectiv superioară a unei serii sau a unui complex să nu corespundă întru totul sigur unui acelaşi nivel izocron, deoarece produsele caracteristice litogenezei sau magmatismului respectiv au putut apare în diferitele zone ale masivului, fie puţin mai devreme, fie puţin mai tardiv. Izocronismul riguros al unei astfel de limite este asigurat doar pe distanţa pe care se menţin orizonturile şi nivelele reper caracteristice. În ansamblu se poate afirma totuşi că eventualitatea existenţei unor mici neconcordanţe temporare între limitele similare nu împietează prea mult asupra succesiunii stratigrafice şi că de altfel în stadiul actual de cunoaştere, este singura cale care a putut fi urmată. Această aserţiune se bazează atît pe faptul că s-a putut realiza o coloană stratigrafică unitară pe întreaga unitate epimetamorfică a masivului, prin paralelizările făcute între diferite coloane stratigrafice stabilite în compartimentele tectonice ale acestei unităţi, cît şi pe baza rezultatelor pozitive obţinute prin lucrările de foraj şi cele miniere, lucrări prin care s-a verificat succesiunea stratigrafică stabilită şi care au condus la descoperirea unor noi zăcăminte ferifere metamorfozate, intercalate în stiva formaţiunilor metamorfice.

Justeţea principiilor litostratigrafice utilizate a fost confirmată recent şi prin determinarea complexă a vîrstei formaţiunilor epimetamorfice din masivul Poiana Ruscă (Kräutner et al., 1973), cu care prilej s-a constatat că limitele seriilor şi chiar ale unor complexe reprezintă practic în acelaşi timp şi limite între perioade şi subperioade din cadrul Paleozoicului (tabelul 2).

Determinarea diviziunilor litrostratigrafice de diverse ordine în cuprinsul formaţiunilor cristaline, ne-a permis recunoaşterea şi studierea unor fenomene şi procese importante în evoluţia lor precum şi coexistenţa acestora în timpul desfăşurării sedimentării şi metalogenezei premetamorfice. Au putut fi astfel delimitate variaţiile de facies iniţiale în cadrul seriilor şi complexelor stratigrafice, au putut fi distinse principalele faze de dezvoltare ale magmatismului premetamorfic precum şi stadiile metalogenetice importante care l-au însoţit. De asemenea studiul proceselor de matamorfism regional s-a putut adînci prin urmărirea variaţiilor

Institutul Geologic al României

faciesului metamorfic în cadrul aceluiași nivel stratigrafic, putîndu-se astfel pune în evidență necoincidența izogradelor de metamorfism față de limitele stratigrafice. Delimitarea succesiunii stratigrafice a ajutat efectiv și la completarea imaginii tectonice de ansamblu a regiunii, prin posibilitatea punerii în evidență a faliilor direcționale, transversale și oblice, care întrerup succesiunea și continuitatea cartografică a diferiților termeni stratigrafici în unele zone ale regiunii noastre.

La expunerea principalelor concepții referitoare la stratigrafia cristalinului părții din NW a masivului Poiana Ruscă (cap. II), rezultă trei orientări principale, diferite între ele : *a*) existența a două serii cristaline, prima serie constituind fundamentul vechi metamorfozat înaintea formării celei de a doua serii (Schafarzik, 1903, 1904, 1905, 1906; Savu, r1953; Chivu, Serafimovici, r1961, r1962; Chivu, r1963, 1964)[6] ; *b*) existența unui singur metamorfism (hercinic) care a afectat o stivă de sedimentare, dintre care cele inferioare ar fi suferit o cutare neînsoțită de metamorfism, mult înaintea proceselor de metamorfism regional (însoțit și el de o fază de cutare) ; este vorba de cel puțin două serii sedimentare, separate printr-o discordanță premetamorfică (Papiu et al. 1963, 1964) ; Popescu, 1964) ; *c*) existența unei stive unice (Mureșan, 1964, 1965, 1966, 1968).

Cercetările macrotectonice și microtectonice precum și cele stratigrafice, efectuate de noi în cursul anilor în partea de NW a Poienii Ruscăi, au arătat ca fiind posibilă doar ultima ipoteză. În favoarea acesteia pledează mai multe fapte de observație, care vor fi expuse mai jos.

1. Între seriile și complexele de șisturi cristaline din regiune există recurențe ale produselor care caracterizează etapa de dezvoltare respectivă. Astfel de pildă, la limita dintre seria de Govăjdia (cu caracter terigen) și seria de Ghelar (sedimentar-tufogenă bazică) există o zonă de tranziție, în care șisturile grafitoase, ce caracterizează partea superioară a primei serii, alternează cu roci verzi tufogene și șisturi sericito-cloritoase, specifice celei de a doua serii ; între seria de Ghelar și seria de Padeș, de asemenea, nu se poate pune în evidență o discontinuitate de sedimentare,

[6] Menționăm că la un moment dat, Chivu și Serafimovici (r 1961) admiteau existența a două serii metamorfozate în timpuri diferite și prezența unei discordanțe inițiale în seria mai nouă. Termenul cel mai nou, denumit de autori „cuarțitele superioare", s-a dovedit de fapt a fi o aglomerare de blocuri rezultate din rocile cuarțoase subjacente, concordante cu rocile înconjurătoare (Mureșan, r 1962, 1965).

Institutul Geologic al României

întrucît rocile ce se dezvoltă în seria de Ghelar (șisturi terigene, dolomite, calcare, cuarțite negre, șisturi verzi tufogene) apar și în seria de Padeș, bineînțeles într-un anumit context de relații cantitative și stratigrafice.

2. Recifogeneza se dezvoltă larg în ultimele două serii, cuprinzînd intervale stratigrafice mari în acestea și este de același tip, atît ca asociații petrografice preponderente (predomină dolomitele) cît și ca relații cu rocile șistoase înconjurătoare ; acest fapt nu permite ca între cele două serii în care se constată dezvoltarea masivă a rocilor carbonatice, recifogene, să se presupună existența unor discordanțe și lacune premetamorfice.

3. Între diferitele serii și complexe nu s-au putut pune în evidență discordanțele stratigrafice unghiulare ; acest argument luat singur ca atare nu este hotărîtor, dar alături de celelalte el poate ajuta la susținerea continuității stratigrafice.

4. O dovadă, de asemenea parțială, în favoarea unei stive unice este furnizată de lipsa completă în regiune a conglomeratelor metamorfozate.

5. În stiva luată în considerare, se constată o evoluție normală a magmatismului prematamorfic în sensul că, după un ciclu predominant bazic, urmează un ciclu predominant acid, care de obicei precede sfîrșitul evoluției geosinclinalelor vechi. De asemenea, chiar în cadrul aceluiași tip de magmatism se constată că de regulă produsele extrusive preced pe cele intrusive, situație existentă de obicei în seriile de geosinclinal și că, la anumite nivele, există zone în care produsele celor două tipuri de magmatism sînt asociate spațial, adică magmatismul bazic se manifestă încă, sporadic ce-i drept, în timpul desfășurării magmatismului acid.

6. Din punct de vedere structural, s-a constatat o aceeași evoluție tectonică (macro și microtectonică) în cuprinsul seriilor și complexelor stratigrafice puse în evidență. Astfel, același stil de cutare caracterizează toată regiunea ocupată de șisturile cristaline iar structurile plicative (anticlinale și sinclinale) trec și se pot urmări cartografic dintr-o serie (sau complex) în alta. Se constată același grupaj de elemente microtectonice (microcute, liniații, clivaje, șistozități) în toate formațiunile cu grad de competență similar, indiferent de poziția lor stratigrafică ; relațiile de vîrstă relativă dintre aceste elemente sînt indentice și pot fi paralelizate cu cele constatate în restul masivului Poiana Ruscă ; acest lucru arată că succesiunea mișcărilor tectonice, respectiv a cîmpurilor de forțe tectonice a fost aceeași pentru toate formațiunile stivei acum metamorfozată.

Institutul Geologic al României

7. În plus față de cele arătate, se poate contraargumenta situației prezentate de C h i v u și S e r a f i m o v i c i (r1962, r1963, 1964, 1967) în bazinul văii Rozaliei (unde după acești autori ar apare o serie inferioară metamorfozată înaintea celei superioare și separată de aceasta prin falii puternice) că, întrucît nu s-au putut observa raporturi de superpoziție stratigrafică (nederanjate de falii ulterioare) între cele două serii metamorfice (pe care le separă autorii menționați), nu s-au putut deduce relațiile de transgresivitate dintre ele. Pe de altă parte, seria presupusă inferioară nu are elemente microtectonice în plus față de seria presupusă superioară (în seria mai veche ar trebui să existe unele elemente din perioada metamorfică proprie și altele suprapuse ulterior, în timpul metamorfismului celei de a doua serii). De asemenea posibilitatea apariției în zona menționată a unui fundament cristalin vechi de-a lungul unor falii care să-l seapare de restul unității epimetamorfice, ar presupune existența unor sărituri imense de-a lungul acestor fracturi de cel puțin 18—20 km, întrucît numai grosimea stratigrafică normală cunoscută în regiune este de cel puțin 15 km. Desigur că astfel de dislocații ar trebui să se manifeste prin zone largi de roci zdrobite (brecii, cataclazite, milonite), neîntîlnite totuși de noi (și nici de C. C h i v u și V. S e r a f i m o v i c i) în zona respectivă ; în plus, tranzițiile structurale de la un sector la altul, indicate de dispunerea elementelor microstructurale principale (foliații de stratificație, clivaje, elemente liniare), lipsa unor deosebiri între șisturile terigene, aparținînd celor două presupuse serii (în zonele unde acestea se admitea că vin în contact tectonic), prezența în sudul regiunii a unor nivele reper precum și a axelor de structuri plicative nederanjate practic de falii importante, se opun, de asemenea, unei astfel de interpretări. În urma celor arătate, considerăm că în bazinul văii Rozalia, șisturile cristaline atribuite, de către C. C h i v u și V. S e r a f i m o v i c i, unei serii inferioare („complexul inferior al șisturilor muscovitice") aparțin de fapt complexului median al seriei de Padeș (serie ce reprezintă termenul superior stratigrafic al formațiunilor epimetamorfice din Poiana Ruscă) nefiind vorba deci de un fundament vechi care să afloreze în această parte a masivului Poiana Ruscă.

Care au fost totuși premisele ce au stat la baza elaborării primelor două grupuri de ipoteze, care acceptă existența în regiune a discordanțelor premetamorfice sau chiar a mai multor serii metamorfozate în timpuri diferite ?

a) O primă sursă a fost furnizată de creșterea treptată a gradului de cristalinitate a rocilor din regiunea de la N către S și de la W către

Institutul Geologic al României

E. Acest lucru a dus la ideea că rocile mai larg recristalizate, din sud, sînt în același timp stratigrafic inferioare, celor mai fin cristalizate, din nordul și vestul regiunii. Cercetările noastre au arătat că, unul și același termen litostratigrafic (seria de Padeș mai ales) este reprezentat în nordul și vestul zonei noastre cu precădere prin filite și șisturi filitice, în timp ce în spre sud și sud-est acestea fac loc treptat tipurilor mai larg recristalizate. De exemplu, formațiunile complexului median (Pd_2) din seria de Padeș (considerate de către P a p i u et al., 1963, 1964 și de P o p e s c u 1964, inferioare masivului carbonatic de la Luncani), în zona crestei Rusca-Padeș sînt reprezentate mai ales prin șisturi sericito-cloritoase ± cuarțoase (uneori cu biotit) ; aceste roci se dispun normal peste dolomitele de la Luncani, situîndu-se astfel stratigrafic spre partea superioară a șisturilor epimetamorfice din Poiana Ruscă. În spre N și W același complex (Pd_2) trece direcțional la formațiuni predominant filitice. Creșterea gradului de metamorfism în cadrul aceluiași pachet stratigrafic a fost demonstrată și în alte părți al Poienii Ruscăi (M a i e r et al. 1964, 1969 ; P a v e l e s c u et al., 1964) precum și la scara întregului masiv (K r ă u t n e r et al., 1969).

b) A doua sursă a fost dată de gofrajul (încrețirea) observat în partea superioară a seriei de Padeș, din nordul regiunii, interpretat ca fiind expresia mai multor faze orogenetice suprapuse și ca un indiciu al poziției stratigrafice inferioare a șisturilor gofrate. Acest gofraj reprezintă de fapt, microcutele obișnuite de antrenare (drag folds) ce au luat naștere în timpul cutării simetamorfice ; aceste microcute sînt în realitate răspîndite peste tot în Poiana Ruscă, atît în sudul cît și în nordul regiunii. Tot de domeniul gofrajului țin și micile flexuri și ondulații date de tectonica S_2 și S_3 ce afectează toată unitatea epimetamorfică a masivului.

După cum s-a arătat, în urma cercetărilor efectuate de noi în regiune, am deosebit în cadrul stivei metamorfozate trei serii de roci cristaline, a căror succesiune, de jos în sus, este următoarea : seria de Govăjdia, seria de Ghelar și seria de Padeș. Aceste subdiviziuni litostratigrafice majore se împart în complexe, orizonturi și nivele. Termenii litostratigrafici din zona studiată se pot paraleliza cu cei separați în restul masivului Poiana Ruscă (M a i e r et al., 1964, 1968, 1969 ; P a v e l e s c u et al., 1964 ; K r ă u t n e r et al., r1961, r1962, r1963, r1964, r1965, r1969, 1969, 1973) [7].

[7] În lucrare vom folosi pentru diviziunile stratigrafice pe cît posibil, denumirile adoptate în lucrările de sinteză, asupra unității epimetamorfice din Poiana Ruscă (K r ă u t n e r

Institutul Geologic al României

Corelarea datelor palinologice cu cele de vîrstă absolută (Pb/Pb și K/Ar) precum și paralelizările făcute cu regiunile de dezvoltare clasică ale Paleozoicului superior din Europa centrală au permis datarea succesiunii litostratigrafice din întreaga unitate epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă (K r ä u t n e r et al., 1973), după cum urmează (tabelul 2) :

Seria de Bătrîna (Bt)[8] — Paleozic predevonian
Seria de Govăjdia (Gv) — Devonian inferior
Seria de Ghelar (Gh) — Devonian mediu și superior
Seria de Padeș (Pd) — Carbonifer inferior

Între succesiunea atribuită Devonian-Carboniferului inferior și cea predevoniană există o discordanță premetamorfică ; credem că este posibil că această discordanță să fie legată de mișcările caledoniene. Metamorfismul regional al întregii succesiuni paleozoice a avut loc în faza sudetă a orogenezei hercinice[9].

În regiunea studiată se dezvoltă numai termenii litostratigrafici atribuiți Devonianului și Carboniferului inferior, respectiv seriile de Govăjdia, de Ghelar și de Padeș, între care există, după cum s-a demonstrat, continuitate de sedimentare.

1. SERIA DE GOVĂJDIA (Gv)—DEVONIAN INFERIOR

Această serie, care deschide succesiunea devoniană, cuprinde formațiunile inferioare cunoscute în regiunea cercetată. Seria este constituită predominant din roci de natură terigenă și, spre deosebire de celelalte două serii superioare, se caracterizează printr-o omogenitate petrografică avansată, în cuprinsul fiecăruia din cele două complexe stratigrafice, ce intră în alcătuirea sa : în bază, complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțoase (Gv_1) și complexul șisturilor grafitoase (Gv_2).

a) Complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțoase (Gv_1)

Acest complex, care aflorează în zona confluenței văii Iazuri cu valea Vadului (Bătrîna), depășește 300 m grosime. Are un caracter net terigen și este omogen petrografic, fiind alcătuit în principal din șisturi

et al., 1969, 1972), în parte deja utilizate în lucrările anterioare (M a i e r et al., 1964, 1969; P a v e l e s c u, 1964; M u r e ș a n, 1966, 1968). Acest lucru corespunde dorinței autorului de a nu creea noi termeni pentru subdiviziuni stratigrafice similare, ceea ce ar îngreuna corelarea acestui studiu cu cele anterioare din masivul Poiana Ruscă.

[8] Cunoscută în afara regiunii noastre.

[9] Vîrsta depozitelor inițiale și a metamorfismului care le-a afectat va fi discutată într-un capitol ulterior.

Institutul Geologic al României

sericito-cloritoase cuarțoase și șisturi cuarțoase sericito-cloritoase, în care uneori (mai ales către partea superioară) apare sporadic și grafitul. Înspre partea de sus a complexului se intercalează pachete subțiri, discontinui de cuarțite rubanate negre.

Șisturile sericito-cloritoase cuarțoase și șisturile cuarțoase sericito-cloritoase, cele mai răspîndite și caracteristice roci ale complexului Gv_1, au o culoare verzuie-cenușie și prezintă o rubanare clară, dată de alternanța străturețelor milimetrice cuarțoase cu a celor predominant sericito-cloritoase. Această rubanare este rezultatul proceselor avansate de diferențiere metamorfică la care a fost supus materialul grezo-argilos inițial ; rubanarea, respectiv șistozitatea diverselor roci, este în ansamblu paralelă vechii stratificații, întrucît ea este paralelă cu limitele litologice atît din cadrul complexului cît și cu cele care-l delimitează la partea inferioară și superioară. O caracteristică structurală aproape generală a șisturilor cuarțoase sericito-cloritoase este dată de prezența unor microcute centimetrice, cu flancuri aproximativ egale (însoțite frecvent de clivaje axiale), sincrone tectonicei S_2.

Parageneza obișnuită a acestor roci este următoarea : cuarț (50—70%), sericit (15—30%), clorit (predominant clinoclor și rareori pennin) (15—20%), căruia i se adaugă uneori albitul (0—2%), biotitul (0—1%), apatitul (sub 0,5%), turmalina (0—0,5%) și magnetitul (0—3%).

Benzile predominant cuarțoase au aspect mozaicat și sînt alcătuite din granule de cuarț (frecvent cu extincție ondulatorie), izometrice sau alungite după șistuozitate, cărora li se asociază lamele de sericit și clorit ; gradul de sortare al indivizilor de cuarț este relativ avansat, majoritatea secțiunilor acestora oscilînd în jur de 0,1 × 0,3 mm.

Sericitul și cloritul tind să formeze lamine și păturele subțiri care separă străturețele cuarțoase descrise, marcînd în general șistozitatea S_1 microcutată a rocii ; uneori se observă dispunerea unei părți din mineralele foioase după clivajele Cl_2, întîlnite frecvent în șisturile descrise.

În șisturile sericito-cloritoase cuarțoase de la confluența văii Iazuri cu valea Vadului (Bătrîna), apare și biotitul (în proporții reduse), în asociație cu cloritul.

b) Complexul șisturilor grafitoase (Gv_2)

Acest complex urmează în succesiune normală, deasupra termenului stratigrafic descris anterior și are o grosime de 1000—1100 m. El reprezintă un pachet terigen cu caracter petrografic unitar și constant, fiind constituit predominant din șisturi sericito-cloritoase grafitoase și șisturi

Institutul Geologic al României

sericito-grafitoase. Imediat la N de valea Iazuri, la gura unui mic afluent stîng al acestuia, se cunoaște o lentilă (20—30 m grosime) de calcare rubanate, faliate în partea lor sud-estică. Aceste calcare, plasîndu-se înspre partea inferioară a complexului, au o poziție stratigrafică similară (M u r e ș a n, 1964) cu cea a nivelului de calcare pus în evidență de K r ă u t n e r et al. (r1962) în zona Ferigi-valea Bulinesei (n i v e l u l c a l c a r e l o r d e F e r i g i — K r ă u t n e r et al., 1969).

Șisturile sericito-cloritoase grafitoase și șisturile sericito-grafitoase, care dau nota litologică dominantă a complexului Gv_2, sînt intim asociate și prezintă variații cantitative ale mineralelor foioase, ceea ce determină existența unei tranziții petrografice între aceste două tipuri de roci.

În aceste șisturi se observă pături mai albicioase, constituite predominant din cuarț, separate prin fîșii negricioase, alcătuite mai ales din filosilicați (clorit, sericit) și grafit, alternanță care dă o șistozitate pronunțată acestor roci. Pe alocuri se observă lentile milimetrice și centimetrice de cuarț hidrotermal-metamorfic, dispuse frecvent paralel cu șisozitatea. Cîteodată, pe fețele de șistozitate se observă pelicule de pirită.

Prezența în cantități apreciabile a filosilicaților și a grafitului, conferă acestor roci un caracter incompetent, ceea ce se traduce prin omniprezența a numeroase microcute milimetrice și centimetrice, de tip drag-folds, însoțite adesea de clivaje (Cl_1), transformate adesea în șistozitate, de-a lungul cărora șistozitatea de stratificație este adesea transpusă ; între cele două șistozități există un unghi ascuțit sau aproape drept.

Parageneza mineralogică principală a șisturilor luate în considerare este caracterizată de cuarț (10—40%), clorit (5—40 %), sericit (40—60 %) și grafit (3—10 %), alături de care apar, sporadic și în cantități mici, apatit și pirită.

Cuarțul constituie benzi mozaicate, în care mineralele foioase și grafitul apar sporadic. Cloritul (mai ales clinnoclor), sericitul și grafitul se asociază cel mai adesea în fîșii mai mult sau mai puțin continue, dispuse paralel cu șistozitatea. Se observă creșterea filosilicaților atît după vechea stratificație a rocilor cît și după clivajele acesteia ; prin îndesirea planelor de clivaj se trece la o șistozitate de clivaj care șterge practic șistozitatea de stratificație.

Rocile grafitoase descrise au luat naștere din metamorfozarea regională a unor pelite bituminoase, cu aporturi variabile de material grezo-cuarțos ; în tabelul 49 este redată compoziția chimică a unui șist sericito-

Institutul Geologic al României

grafitos (proba 316) din valea Iazuri, care relevă, în acest caz, predominanţa aluminosilicaţilor asupra cuarţului [10].

2. SERIA DE GHELAR (Gh)—DEVONIAN MEDIU ŞI SUPERIOR

În Poiana Ruscă, seria de Ghelar se dispune normal peste termenul stratigrafic superior al seriei de Govăjdia, reprezentat prin complexul şisturilor grafitoase [11]. În Poiana Ruscă continuitatea de sedimentare existentă între seria de Ghelar şi cea de Govăjdia este demonstrată, printre altele, de alternanţa rocilor verzi tufogene din baza primei serii cu şisturi grafitoase similare petrografic acelora ce constituie partea superioară a celei de-a doua (complexul şisturilor grafitoase).

Seria de Ghelar cuprinde produsele tufogene ale fazei principale de manifestare a magmatismului bazic iniţial devonian din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă precum şi formaţiunile terigene şi carbonatice sincrone acestuia. Seria cuprinde deci pachetul de roci metamorfice limitate de primele şi ultimele metatufuri bazice ale fazei principale a acestui magmatism, fiind excluse deci rocile tufogene bazice care apar ca intercalaţii sporadice în părţile mediane şi superioare ale seriei de Padeş.

În Poiana Ruscă, declanşarea în Devonianul mediu a magmatismului extruziv, a fost însoţită concomitent de schimbări importante ale condiţiilor de sedimentare din nordul şi sudul bazinului de sedimentare, schimbări care se accentuează apoi şi mai mult în decursul Devonianului superior, odată cu dezvoltarea recifogenezei (stimulată probabil de activitatea magmatismului bazic). Acest lucru s-a putut deduce (Kräutner et al., 1969) din faptul că seria de Ghelar, corespunzătoare acestei faze principale extrusive bazice, se dezvoltă în masivul Poiana Ruscă sub forma a două faciesuri importante : faciesul sudic de prag, cunoscut în zona Teliuc-Vadul Dobrii-Ruschiţa şi faciesul nordic de bazin (zona Arănieş-Tomeşti).

Astfel, în zona sudică unităţii epimetamorfice, seria de Ghelar prezintă grosimi mici (400—1500 m), este bogată în roci tufogene asociate

---

[10] Chimismul şi originea rocilor terigene din diferitele serii şi complexe vor fi discutate într-un capitol ulterior al lucrării.

[11] În regiunea la care se referă lucrarea de faţă, contactul cartografic dintre seria de Govăjdia şi seria de Ghelar se face de-a lungul unei falii oblice, orientată NW—SE, care traversează valea Iazuri, în aval de confluenţa acesteia cu valea Peşti; din cauza acestui contact tectonic, zona de tranziţie normală existentă între cele două serii nu este cunoscută în zona cercetată.

Institutul Geologic al României

adesea cu calcare marmoreene, iar zăcămintele de fier apar în faciesul carbonaților (M a i e r et al., 1964, 1969 ; K r ä u t n e r et al., 1969).

În regiunea noastră, seria de Ghelar apare în faciesul nordic, care își are aici dezvoltarea sa cea mai caracteristică ; aici, seria de Ghelar atinge grosimile sale maxime, care depășesc 7 000 m.

Seria de Ghelar, în facies nordic, este alcătuită din roci terigene în care se dezvoltă orizonturi și nivele de roci verzi tufogene precum și intercalații importante de roci calcaroase și dolomitice. Rocile ferifere metamorfozate din regiune, găzduite exclusiv în această serie, constituie concentrații oxidice, de tip Lahn-Dill.

Din cauză că cele două faciesuri ale seriei de Ghelar apar în masivul Poiana Ruscă, în două unități tectonice importante (delimitate de o falie direcțională însemnată), nu se pot face corelări stratigrafice stricte între ele, neputîndu-se urmări, din motivele tectonice amintite, tranziția dintre cele două faciesuri.

a) Caractere petrografice

La alcătuirea seriei de Ghelar participă toate cele trei grupe genetice principale de roci, prezente în partea de NW a masivului Poiana Ruscă : șisturi terigene, tufogene (bazice și acide) și recifogene (carbonatice), cărora li se adaugă, ca elemente petrografice caracteristice seriei, minereurile ferifere oxidice, în facies de Lahn-Dill [12].

Întrucît nu s-au observat în general deosebiri între rocile de aceeași origine, dezvoltate la nivele stratigrafice diferite în cuprinsul seriei de Ghelar, caracterizarea petrografică a acesteia se va face în ansamblu, urmînd ca la descrierea diferiților termeni litostratigrafici, care s-au deosebit în serie, să se menționeze tipurile de roci care le alcătuiesc.

Rocile terigene

În regiune, rocile terigene sînt cele mai răspîndite formațiuni în cuprinsul seriei de Ghelar, ocupînd o bună parte din coloana litostratigrafică a acesteia.

Materialul originar al acestor roci era variat, fiind reprezentat prin diverse amestecuri de material grezos cuarțos cu material argilos, în unele cazuri bituminos ; în unele cazuri, în speță cel al actualelor cuarțite negre, este posibil ca sedimentele inițiale silicioase să fi avut, în bună parte, un caracter organogen-liditic.

[12] Acestea din urmă vor fi descrise în cadrul capitolului dedicat substanțelor minerale utile și proceselor metalogenetice care le-au dat naștere.

Institutul Geologic al României

Mineralele cele mai răspîndite în șisturile terigene sînt cuarțul, sericitul și cloritul. În funcție de raporturile cantitative existente între cuarț și filosolicați, structurile întîlnite în aceste roci variază de la granoblastice (șisturile cuarțoase cu filosilicați) la lepidogranoblastice (șisturi și filite, în care filosilicații egalează cantitativ cuarțul sau îl depășesc) ; omniprezența cuarțului în rocile terigene explică absența în acestea a structurilor lepidoblastice propriu-zise.

Cu excepția rocilor constituite practic numai din minerale granulare (în principal cuarț, căruia, în unele cazuri, i se adaugă feldspatul sau carbonații), șistozitatea este o caracteristică texturală generală a rocilor de origine terigenă, prezente în stiva actualmente metamorfozată. În funcție de poziția șistozității față de vechea stratificație a materialului sedimentar, se deosebesc șistozități de stratificație (cele mai răspîndite în regiune) și de clivaj (frecvente mai ales în rocile bogate în filosilicați).

În funcție de mineralele care participă la alcătuirea șisturilor terigene, se pot deosebi mai multe tipuri petrografice, care se pot grupa după asociația mineralogică esențială ; în cadrul aceleiași grupe, varietățile litologice se deosebesc în principal numai prin cantitățile procentuale ale mineralelor componente ; prezența grafitului, indicator important al condițiilor inițiale de sedimentare, impune separarea rocilor grafitoase în grupele deosebite după criteriul asociației mineralogice predominante, în care rolul principal îl au cuarțul, cloritul și uneori biotitul.

Asociația cuarț-sericit-clorit

Asociația cuarț-sericit-clorit este cea mai frecvent întîlnită în formațiunile terigene ale seriei de Ghelar. În funcție de participarea cantitativă a acestor minerale, s-au deosebit mai multe tipuri petrografice.

Cuarțite cu clorit și sericit (cuarț 80—88%; clorit 6—10%; sericit 4—7%; sporadic: calcit, grafit, pirită)[13] — puțin răspîndite în comparație cu alte roci terigene.

Șisturi cuarțoase sericitoase cu clorit (cuarț 60—70%; sericit 15—22%; clorit 5—10% sporadic apatit, turmalină)—roci întîlnite frecvent în seria de Ghelar.

Filite clorito-cuarțoase cu sericit (cuarț 48—55%; clorit 30—40%; sericit 10—15%; sporadic: albit, apatit, magnetit) — răspîndite în părțile superioare ale seriei de Ghelar.

Șisturi sericito-cloritoase (cuarț 37—44%; sericit 16—40%; clorit 19—35%; magnetit 1—10%; albit 0—5%; turmalină 0,5—1%) — cele mai răspîndite roci terigene, atingînd grosimi importante la multe nivele ale seriei de Ghelar; în ele se intercalează de fapt atît celelalte tipuri de șisturi terigene cît și formațiunile tufogene și carbonatice ale seriei constituind astfel fondul petrografic dominant al acesteia.

Șisturi sericito-cloritoase cu turmalină (sericit 40%; clorit 30%; cuarț 25%; turmalină 5%) — întîlnite într-un singur punct, pe valea lui Liman, înspre partea superioară a seriei de Ghelar (sub calcarele și dolomitele de Tomești-Groși).

[13] Participarea mineralelor este redată în procente planimetrice.

Institutul Geologic al României

Filite sericitoase cu magnetit și clorit (sericit 65%; magnetit 20%; clorit 10%; cuarț 3%; calcit 1%; apatit 1%) — întîlnite pe valea Ursului (la sud de Crivina de Sus), în partea terminală a seriei de Ghelar.

Șisturi cuarțoase sericito-cloritoase grafitoase (cuarț 50—65%; sericit 15—20%; clorit 7—15%; grafit 8—13%; magnetit 1—3%; sporadic turmalină, zircon) — roci relativ frecvente, mai ales înspre baza seriei de Ghelar (marcînd tranziția gradată spre formațiunile grafitoase ale complexului Gv_2 din seria de Govăjdia) și spre partea superioară a acesteia (în orizontul Tomești-Groși și uneori sub calcarele de Tomești-Groși).

Asociația cuarț-sericit

Rocile terigene în care se constată predominanța cuarțului și a sericitului, subordonate acelora caracterizate prin asociația cuarț-sericit-clorit, cuprind mai multe tipuri petrografice, care vor fi prezentate mai jos.

Cuarțite cu sericit (cuarț 81—97%; sericit 2—10%; magnetit 1—3%; sporadic: calcit, turmalină, epidot, apatit) — roci cu răspîndire redusă, apărînd în complexul Gh_2 al seriei de Ghelar, sub formă de intercalații metrice (sau mai subțiri) în partea mediană (de exemplu pe valea Izvorașului; în partea superioară a văii Șasa; în zona culmii vîrful Hăugu-vîrful Brotan) și superioară a acestuia — orizontul Tomești-Groși (la sud de Crivina de Sus; în jurul localității Tomești).

Șisturi cuarțoase cu sericit (cuarț 55—60%; sericit 30—40%; magnetit 2—3%; sporadic: turmalină) — roci cu răspîndire limitată, apărînd sub formă de intercalații subțiri către partea inferioară și mediană a seriei (pe valea Iazuri; în partea superioară a văii Șasa).

Șisturi și filite sericitoase (sericit 60—70%; cuarț 30—35%; magnetit 1—3%; sporadic turmalină) — roci cu răspîndire redusă, apărînd rareori înspre partea superioară a seriei de Ghelar (de exemplu pe valea lui Liman — sub calcarele și dolomitele de Tomești-Groși).

Cuarțite grafitoase (*negre*) (cuarț 79—92%; grafit 5—15%; sericit 2—7%; sporadic: epidot, apatit, turmalină, zircon) — roci cu răspîndire destul de largă în seria de Ghelar, și cu mare importanță din punct de vedere litostratigrafic, constituind un nivel reper excelent în partea superioară acesteia (în orizontul de Tomești-Groși); înspre partea inferioară a seriei (pe valea Iazuri) cuarțitele negre de aici au extinderi limitate, neputînd fi urmărite pe distanțe mari.

Cuarțitele negre, care au atras atenția de multă vreme cercetătorilor anteriori ai regiunii (Fr. Schafarzik, C. V. Papiu, ș.a.), ca roci care pot constitui nivele de reper, au aspecte macro și microscopice caracteristice. Sînt roci cu caracter cuarțos evident, uneori cu luciu sticlos, fin cristaline; sînt frecvent rubanate și cu textură orientată pînă la șistoasă.

Pigmentul grafitos este evident, dînd culoarea negricioasă rocii; uneori apare în cantități mai mari, sub forma unei pulberi vizibilă macroscopic pe fețele de șistozitate. Cuarțul, sub formă de granule fără conture cristalografice și adesea cu extincție ondulatorie, constituie o masă pavimentoasă (mozaicată), a cărui șistozitate de stratificație este marcată de fișiile grafitoase (asociate intim cu cuarț fin granular) și de paietele de sericit; este posibil ca acest aspect să fie rezultatul diferențierii metamorfice, prin care cuarțul în timpul blastezei a tins să se separe în străturețe independente, eliberîndu-se de pulberea grafitoasă; deasemenea se poate remarca faptul că pigmentul grafitos nu a permis o recristalizare largă indivizilor de cuarț prinși în interiorul ei, fenomen care se constată de altfel și la alte minerale și roci, peste tot unde apare grafitul în cantități mai mari. Cuarțul constituie uneori și filonașe, frecvent concordante cu șistozitatea rocilor, care reprezintă mobilizări sinmetamorfice locale ale materialului silicios. Cuarțitele negre datorită competenței lor tectonice sînt frecvent planșis-

Institutul Geologic al României

toase ; uneori, prezintă microcute de ordinul centimetrilor sau al decimetrilor și mai rar încrețiri milimetrice sau submilimetrice.

Șisturi cuarțoase grafitoase (cuarț 65—70%; grafit 20—30%; sericit 2—5%; sporadic apatit) — roci asociate de obicei cuarțitelor negre, în special în orizontul de Tomești-Groși.

Șisturi sericito-grafitoase (cuarț 40—49%; sericit 30—40%; grafit 10—15%; pirită 0—8%) — roci relativ răspîndite, sub formă de intercalații, înspre părțile inferioare ale seriei, indicînd continuarea sedimentării pelito-bituminoase-organogene, care a dominat la partea superioară a seriei de Govăjdia (complexul șisturilor grafitoase); la partea superioară a seriei de Ghelar, în orizontul Tomești-Groși, șisturile sericito-grafitoase sînt de obicei asociate cuarțitelor negre și șisturilor cuarțoase grafitoase (de exemplu în jurul localității Tomești și la sud de Crivina de Sus).

Filite sericito-grafitoase (sericit 30—40%; cuarț 20—30%; grafit 30—40% — roci cu frecvență limitată în seria de Ghelar, apărînd în orizontul Tomești-Groși (la Tomești, la sud de Poieni și la sud de Crivina de Sus) sau sub calcarele și dolomitele de Tomești-Groși (de exemplu pe Valea lui Liman și pe valea Drujii).

Asociația cuarț-clorit

Rocile terigene caracterizate prin asociația cuarț-clorit sînt puțin răspîndite în regiune și prezintă variații petrografice reduse.

Cuarțite cu clorit (cuarț 85—95%; clorit 4—14%; sporadic : magnetit, turmalină) — roci întîlnite uneori în părțile inferioare ale seriei (pe valea Iazuri) și în zonele superioare ale acesteia (în orizontul de Tomești-Groși, între Tomești și Românești).

Șisturi cuarțoase-cloritoase (cuarț 65—75%; clorit 25—35%; sporadic : turmalină) — roci întîlnite sporadic în orizontul Tomești-Groși (la nord de Tomești).

Asociația cuarț-sericit-clorit-biotit

Deși biotitul este subordonat cuarțului, sericitului și cloritului, totuși am considerat necesară separarea rocilor în care acest mineral apare alături de clorit, deoarece această paragenează se formează în decursul metamorfismului regional în materialul grezo-argilos numai în anumite condiții de chimism inițial și de PT. Ne referim bineînțeles numai la rocile în care coexistența cloritului cu biotitul este sinmetamorfică, adică la cazurile în care studiul microscopic nu indică formarea retromorfă a cloritului pe seama biotitului.

Cuarțite sericitoase cu clorit și biotit (cuarț 75—85%; sericit 10—15%; clorit 2—5%; biotit 2—4%; sporadic : albit, apatit, epidot) — întîlnite sporadic înspre partea mediană a seriei de Ghelar (de exemplu pe valea Izvorașului, sub calcarele și dolomitele de aici).

Șisturi cuarțoase clorito-sericitoase cu biotit (cuarț 12—16%; sericit 10—15%; biotit 1—2%; albit 1—2%; magnetit 4—6%; sporadic apatit) — întîlnite sporadic în partea superioară a seriei de Ghelar, în formațiunile terigene ale orizontului de Tomești-Groși, de pe flancul sudic al anticlinoriului din regiune (pe valea Șasa — la sud de Poieni).

Asociația cuarț-sericit-biotit

Rocile caracterizate prin această asociație s-au întîlnit rar în regiune, în partea mediană și superioară a seriei de Ghelar.

Cuarțite negre grafitoase cu sericit și biotit (cuarț 78—83%; grafit 5—10%; sericit 2—6%; biotit 0,5—1%; sporadic: turmalină, epidot, zoizit, titanit, magnetit)—întîlnite rar în

Institutul Geologic al României

orizontul Tomești-Groși, asociate cuarțitelor negre de aici; aceste roci au fost menționate și descrise de către P a p i u (1956).

Șisturi cuarțoase grafitoase cu sericit și biotit (cuarț 65—70%; grafit 15—25%; sericit 3—10%; biotit 0,5—3%; sporadic epidot și turmalină) — întîlnite în orizontul Tomești-Groși, în asociație cu cuarțite negre și filite grafitoase (la sud de Crivina de Sus).

Rocile tufogene bazice

Rocile tufogene bazice reprezintă formațiuni caracteristice pentru seria de Ghelar, prezente la mai multe nivele în cadrul acesteia ; asociate genetic și spațial cu unele din aceste nivele, apar mici concentrații ferifere de tip Lahn-Dill și sill-uri de roci bazice metamorfozate, tot ansamblul dovedind prezența unor formațiuni vulcanogene intercalate în stiva sedimentară a seriei de Ghelar.

Șisturile verzi din seria de Ghelar provin din metamorfozarea produselor tufacee bazice, expulzate în decursul activității magmatismului inițial devonian, care s-a manifestat în principal prin formarea unor vulcani liniari submarini.

Activitatea vulcanică fiind concomitentă cu depunerea materialului sedimentar propriuzis, adesea produsele tufacee erau impurificate cu aporturi terigene, luînd naștere tufite ; în cazul unor explozii scurte, dar foarte intense, însoțite de expulzarea unor mari cantități de cinerite, luau naștere tufuri bazice practic pure. Existența unor asemenea fenomene se poate deduce din existența unor șisturi verzi, în care, alături de mineralele tipice unor astfel de roci (clorit, epidot, albit, ș.a.), apar în cantități uneori apreciabile, cuarțul, sericitul și uneori biotitul ; este vorba de așa numitele metatufite bazice, termen introdus de M a i e r et al. (1964), pentru a le deosebi de metatufurile bazice propriu-zise. Că o expresie a relațiilor complexe existente între ritmul și intensitatea de sedimentare a materialului terigen și cele ale cineritelor bazice, se poate vorbi de o tendință, destul de clar exprimată în regiunea noastră, ca metatufurile bazice să predomine net asupra tufitelor, în zonele de îngroșare maximă ale nivelelor tufogene, în contrast cu situațiile constatate adesea în cazul zonelor de efilare ale acestora, unde metatufitele sînt mai frecvente în comparație cu cele provenite din tufuri „curate". Cu alte cuvinte, în zonele aparatelor vulcanice submarine propriuzise avea loc acumularea masivă și rapidă a materialului cineritic iar în sectoarele mai îndepărtate de centrele de emisiune ale vulcanilor submarini, aportul vulcanogen fiind mai redus, era egalat de cel terigen. Credem că această concluzie privind controlul geologic al repartiției metatufurilor și metatufitelor bazice (în funcție de fac-

Institutul Geologic al României

torii geologici menționați) poate fi extrapolată pentru situațiile geologice similare din întrega unitate epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă.

Parageneza mineralogică caracteristică, practic omniprezentă în rocile tufogene bazice din regiune, este clorit-albit-cuarț-epidot, căreia i se adaugă relativ frecvent, tot ca minerale tipice rocilor verzi, actinotul, zoizitul, titanitul, rutilul, (planșele I și II) care în ansamblu au luat naștere prin transformarea complexă sinmetamorfică a mineralelor magmatogene primare existente în materialul bazic. Calcitul, întîlnit frecvent în șisturile verzi, era existent și în materialul tufaceu, fapt care se poate deduce din analizele chimice pe care le posedăm ; el rezulta în cinerite prin acțiunea bioxidului de carbon din apa mării (cel mai probabil provenit chiar din erupțiile vulcanice submarine) asupra plagioclazilor din cinerite, extrăgîndu-le parțial sau total calciul, care în majoritatea cazurilor se depunea imediat ca CO_3 Ca chiar în cadrul cineritelor supuse acțiunii CO_2-ului. Acest fenomen a afectat mase importante de material tufaceu, judecînd după faptul că majoritatea nivelelor tufogene sînt alcătuite din șisturi verzi cu calcit.

Volumul mare de cinerite bazice atinse de calcitizare, îl explicăm nu atît printr-o acțiune foarte penetrantă pe verticală a CO_2-ului asupra tufurilor, cît prin acțiunea practic neîntreruptă a bioxidului de carbon asupra fiecărui nou aport cineritic, emis de vulcanii submarini, acțiune care, alături de alte fenomene, contribuia la diagenizarea materialului tufaceu. Aserțiunea noastră privind formarea calcitului se bazează pe faptul că metatufurile bazice cu calcit în cantități mai mari se încadrează petrochimic în tipurile de magme bazice cunoscute ; încercînd să înlăturăm din calculele petrochimice CaO corespunzător CO_2-ului, am constatat că rocile luate în considerare nu mai pot fi încadrate petrochimic în cele mai multe din cazuri (cîteva roci, după operația de corecție a calcitului, s-au încadrat la magme mai acide, de tipul dioritelor). Această situație ar fi trebuit să fie inversă, în situația unui calcit de origine pur exogenă, introdus în cinerite, din afara sistemului [14]. Trebuie de asemenea să menționăm că în unele cazuri o bună parte din calciu a fost îndepărtat de materialul tufaceu primordial, probabil tot prin intermediul CO_2-ului, rezultînd tufuri bazice cu chimism spilitic propriuzis, la care plagioclazul normativ are componenta albitică predominantă.

Aporturile netufogene sînt materializate în metatufitele bazice prin sericit, biotit și prin cantitățile mai mari de cuarț (cuarțul pînă la

[14] Această problemă va fi reluată cu prilejul discutării chimismului rocilor magmatogene bazice.

Institutul Geologic al României

10—15% poate fi considerat ca provenit din transformările melanocratelor în clorit și a plagioclazilor calco-sodici în albit, epidot și calcit).

Textura rocilor tufogene este în general șistoasă, frecvent rubanată (mai ales în metatufurile calcitice, în care străturețe clorito-albitice alternează cu cele carbonatice). Șistozitatea cea mai frecventă în aceste roci corespunde în ansamblu vechii stratificații a materialului primordial, fiind paralelă sau subparalelă limitelor litologice ; în aceste cazuri stratificația inițială a fost amplificată prin blasteză și prin fenomene de diferențiere metamorfică, în urma cărora, adesea, s-au separat păturele predominant cloritoase care alternează cu cele alcătuite în principal din minerale granulare (cuarț, albit, calcit, epidot). Alteori cloritul formează un țesut microblastic, șistos, în care sînt prinse bobițe ovale de albit, granule de cuarț, epidot magnetit, calcit, ș.a. În asemenea cazuri, șistozitatea de ansamblu este mai puțin pregnantă.

Structura rocilor tufogene este în general granolepidoblastică, dată fiind tendința de predominare a mineralelor granulare asupra celor foioase. În șisturile verzi, sînt frecvente „umbrele de presiune" (preassure shadows) materializate prin dispunerea caracteristică a cloritului pe fețele magnetitului (dispus în general cu una din axele A_3 paralel cu liniația tectonicii B_1) și a cuarțului pe magnetit și pirită. Structurile poikiloblastice sînt întîlnite frecvent la albit (impurificat adesea cu epidot) și la magnetit (în care apar uneori paiete mărunte de clorit).

Cloritele, în șisturile tufogene, sînt reprezentate mai ales prin clinoclor, uneori prin pennin și rareori prin delessit, care pot apare asociate. Cel mai adesea, paietele de clorite tind să se grupeze sub forma unor benzi sau a unor țesuturi microblastice impurificate cu albit, cuarț, epidot, calcit, magnetit. La rîndu-i cloritul apare ca incluziuni în magnetit și uneori în albit.

Albitul, mereu xenomorf, constituie granule ovoidale, adesea poikiloblastice (include adesea epidot), uneori maclate după legea albitului (în aceste situații maclele rezultate sînt constituite frecvent numai din 2 indivizi). Structurile poikiloblastice și limpezimea albitului, arată că acest mineral a recristalizat complet în decursul proceselor metamorfice. Dispunerea incluziunilor din albit paralel sau oblic față de șistozitatea rocii și uneori după planuri spiralate (structuri helicitice) arată că blasteza albitului a decurs în stadii sincinematice și tardecinematice.

Cuarțul, cu contur xenomorfe, este deobicei neimpurificat de alte minerale ; prezintă uneori extincție odulatorie. Apare cîteodată asociat

Institutul Geologic al României

cloritului şi frecvent în benzile granulare la care mai participă albitul, epidotul şi calcitul.

Epidotul, mineral mereu prezent în rocile verzi, constituie granule izolate sau agregate asociate cloritului şi albitului. Într-un singur caz, (în culmea Aredei) acest mineral l-am găsit sub forma allanitului, în interiorul unei mase cloritoase în care dădea aureole pleocroice.

Actinotul, sub formă de cristale aciculare, apare relativ frecvent în şisturile tufogene, asociindu-se cu clorîtul pe care uneori îl egalează cantitativ.

Calcitul, mineral frecvent în rocile verzi, apare fie ca plaje în masa cloritelor, fie ca străturleţe independente, în care mai apar cantităţi subordonate de albit şi cuarţ. Indivizii ce intră în alcătuirea acestora sînt, aproape fără excepţie maclaţi polisintetic.

Sfenul, deşi apare în cantităţi mici, apare în multe cazuri în rocile tufogene ; constituie mici cristale şi baghete în masa cloritului, dispuse fie după şistozitate, fie relativ haotic faţă de aceasta.

Magnetitul, ca mineral frecvent în şisturile verzi din regiune, este de menţionat şi din motivul că majoritatea anomaliilor magnetometrice din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă corespund nivelelor de roci tufogene bazice cu magnetit. Acest mineral prezintă conture idiomorfe şi hipidiomorfe ; în cazurile de idiomorfie, magnetitul are dezvoltate deobicei feţele de cub şi mai rar cele de octaedru. Se observă tendinţa de dispunere a unei axe A_3 a acestui mineral în planul şistozităţii, după direcţia liniaţiei principale. Se observă frecventa asociere a magnetitului cu cloritul pe care, fie îl include poikiloblastic, fie îi furnizează acestuia, prin feţele sale, o bază de creştere, luînd naştere „umbrele de presiune" cloritice, dispuse în jurul magnetitului. De-a lungul fisurilor şi clivajelor magnetitului, se observă uneori martitizarea parţială a acestuia.

După cum s-a arătat, pe baza asociaţiilor mineralogice rocile verzi se împart în metatufuri şi metatufite bazice, cu o variaţie mineralogică respectiv apreciabilă.

Metatufuri bazice

Şisturile cloritoase cu albit (clorit 49% ; cuarţ 10% ; calcit 1—7% magnetit 10% ; sporadic : apatit şi epidot) — menţionăm prezenţa allanitului într-un şist clorito-albitic din culmea Aredei ; acest mineral, sub forma unor mici granule, este înconjurat de aureole pleocroice, ce afectează mineralul gazdă, reprezentat prin clinnoclor.

Şisturile albitice cloritoase cu sfen (albit 25—30% ; clorit 20—30%; cuarţ 10—15%; sfen 10—15%; magnetit 5—10%; sporadic : sericit, apatit, epidot).

Institutul Geologic al României

Șisturi clorito-epidotice cu albit (clorit 30—45%; epidot 18—25%; cuarț 5—15%; albit 5—30%; calcit 0—20% ; sporadic : actinot, magnetit, apatit, rutil, sericit).

Șisturi clorito-actinolitice cu epidot (clorit 25% ; actinot 25% ; epidot ± zoizit 25% ; cuarț 15% ; albit 2—3%; sporadic biotit, calcit, magnetit și apatit).

Șisturi clorito-calcitice cu albit (clorit 20—41%; calcit 15—30%; cuarț 10—15% albit 8—20%; magnetit 5—15%; sporadic : epidot, sericit, apatit, pirită) — roci foarte răspîndite în cadrul nivelelor tufogene bazice, cu textură specific rubanată, dată în principal de alternanța benzilor predominant cloritoase cu cele predominant calcice, rezultînd aspecte stromatitice (K r ă u t n e r, r 1969). Credem că în realitate nu este vorba de stromatite s.s. (alternanțe primare intime de material sedimentogen cu curgeri bazice) ci de pseudostromatite, al căror aspect este rezultatul diferențierii metamorfice în cadrul unui material tufogen cu calcit, supus metamorfismului.

Metatufite bazice

Șisturi cloritoase cu sericit și albit (clorit 15—30% ; sericit 5—27%; cuarț 20—25%; albit 5—20%; calcit 0—10%; magnetit 5—20%; sporadic : titanit, zircon, rutil și apatit).

Șisturi cloritoase calcitice cu albit și sericit (clorit 15—42%; calcit 10—30%; cuarț 10—30%; albit 10—20%; sericit 5—15%; magnetit 3—10%; sporadic : epidot, apatit și pirită).

Șisturi cloritoase cu sericit și epidot (clorit 23—37%; cuarț 15—25%; sericit 9—20%; albit 5—17%; epidot 5—15%; magnetit 10—20%; sporadic : calcit, titanit, apatit).

Șisturi cloritoase sericitoase cu epidot și biotit (clorit 20—35%; sericit 20—27%; biotit 2—14%; epidot 10—16%; cuarț 10—15%; albit 5—6%; magnetit 7—10% ; sporadic : titanit și apatit).

Șisturi clorito-biotitice (clorit 20—40% ; cuarț 16—18%; albit 5—10%; sericit 1—13%; magnetit 1—10%; sporadic : calcit și epidot.

Șisturi epidotice (epidot 30—60%; cuarț 25—70%; sericit 0—40%; clorit 0—5%; magnetit 0—15%; sporadic : apatit, titanit) — roci asociate cu șisturile tufogene din partea inferioară a seriei de Ghelar, apărînd în zona Iazuri-vîrful Găilor (Alunului). Componentele mineralogice principale și aproape exclusive sînt reprezentate prin epidot și cuarț. Ca tipuri principale, se pot deosebi șisturi epidotice ± magnetit, șisturi epidotice cuarțoase, șisturi sericitoase epidotice cu magnetit. Aceste roci pot fi afiliate genetic la grupa rocilor tufogene bazice dacă se ține seama că în timpul metamorfismului, unii componenți mai mobili (de exemplu sodiul) au putut fi îndepărtați din rocile tufogene bazice (T u r n e r, V e r h o o g e n, 1951) ; există posibilitatea ca însăși materialul inițial, la origină tot tufogen, să fi avut o compoziție mineralogică deja diferită față de sedimentele tufogene bazice obișnuite, în el rolul dominant avîndu-l plagioclazul.

Rocile tufogene acide

Grupei rocilor tufogene acide i-au fost atribuite cuarțitele cu albit și sericit care constituie intercalații subțiri cu răspîndire locală în seria de Ghelar.

Aceste roci, cu structură granoblastică și textură masivă sau orientată, sînt alcătuite din cuarț (71—90%), albit (4—10%), sericit (2—8%),

Institutul Geologic al României

magnetit 2-10%, cărora li se adaugă sporadic mici cantități (deobicei sub 1%) de microclin, epidot și turmalină. Conținutul ridicat în cuarț ar fi un indiciu că aceste roci provin din tufite acide, în care era prezent și un procent terigen cuarțos, relativ important. Sericitul ar putea proveni din feldspații potasici primordiali ai materialului tufogen.

Cuarțitele cu albit și sericit au fost identificate în partea mediană a complexului Gh_2 (pe valea Secului și în culmea Fața Mare-vîrful Vernicului) și în partea de sus a acestuia — în orizontul Tomești-Groși (la sud de Crivina de Sus).

P a p i u (1956) menționează și descrie, pe Valea lui Liman, cuarțite feldspatice, cu 40% feldspat potasic, care pot fi încadrate deasemenea la grupa rocilor tufogene acide ; după localizarea lor geografică, putem aprecia că ele se situează înspre partea superioară a complexului Gh_2 (sub calcarele și dolomitele de Tomești-Groși).

Cuarțitele feldspatice din seria de Ghelar, întîlnite în regiunea noastră, pot fi paralelizate genetic cu rocile similare, descrise în faciesul sudic al seriei, în subunitatea sudică a unității epimetamorfice (Teliuc-Ghelar-Vadu Dobrii-Ruschița).

Rocile carbonatice

Rocile carbonatice au o răspîndire relativ largă în seria de Ghelar, respectiv în complexul Gh_2 al acestuia.

În urma studiilor efectuate de noi în partea de NW a masivului și a celor intreprinse de K r ă u t n e r et al., (r1960, r1962) în NE-ul și E-ul cestuia, s-a ajuns la concluzia că în complexul Gh_2 al seriei de Ghelar se dezvoltă mase importante de roci carbonatice, situate la două nivele stratigrafice deosebite : la partea inferioară, calcarele și dolomitele de Nandru-Valea Izvorașului, iar la partea superioară, calcarele și dolomitele de Tomești-Groși [15]. Datorită îndințărilor faciale cu rocile terigene sincrone, rocile carbonatice, care în NE-ul și E-ul masivului tind să ocupe toată coloana litostratigrafică a complexului Gh_2, în zona noastră se subțiază relativ mult, locul lor fiind ocupat în bună parte de șisturi terigene.

În cadrul rocilor carbonatice există o mare variație texturală, structurală și mineralogică (P a p i u, 1956 ; P a p i u et al., 1963 ; P o p e s c u, 1964 ; M u r e ș a n, 1964).

---

[15] Nandru și Groși — localități din estul masivului Poiana Ruscă.

Institutul Geologic al României

Astfel, la scara eșantionului, se constată existența carbonatitelor șistoase, rubanate și masive. În general s-a observat că apariția în cantități mai mari a filosilicaților sau a pigmentului grafitos determină apariția șistozității și a rubanării, făcînd excepție rocile în care grafitul este răspîndit uniform în masa rocii (în aceste cazuri, deobicei grafitul nu este în cantități prea mari).

Structural, granulația carbonaților determină prezența unor roci carbonatice fine, mediu granulare și marmoreene. S-a observat că, în ansamblu, rocile dolomitice sînt mai fin cristalizate față de calcarele, care adesea prezintă aspecte petrografice mai grosiere, de tipul marmorelor (de exemplu calcarele din împrejurimile localității Tomești). Pigmentul grafitos a influențat negativ granulația rocilor în care apare, astfel încît, la același chimism, o formațiune carbonatică grafitoasă este mai mărunt cristalizată, față de cea în care acest pigment lipsește. Structura carbonatitelor, în care filosilicații apar în proporții reduse sau lipsesc, este granoblastică, mozaicată. În rocile în care mineralele de origine argiloasă apar în cantități mai mari, apar structuri granolepidoblastice (ultimele mai ales la calcarele cu clorit și sericit din partea superioară a complexului Gh_2 — unele calcare de la Tomești).

Culoarea rocilor carbonatice variază de la alb la negru, în funcție de participarea grafitului. În rocile rubanate, benzile albicioase alternează cu cele mai închise la culoare, în care se concentrează grafitul.

Din punct de vedere petrografic, în seria de Ghelar s-au deosebit dolomite, dolomite calcaroase, calcare dolomitice, calcare, în care subvarietățile sînt determinate de prezența sau absența grafitului, a filosilicaților și a cuarțului.

Roci dolomitice și roci dolomitice calcaroase (dolomite 75—95%; calcit 1—30%; cuarț 2—25%; grafit 0—15%; sporadic turmalină, pirită) — roci întîlnite sporadic în complexul Gh_1 (în unele foraje de la Iazuri) și frecvent în complexul Gh_2 (în zona Cioaca Mutului, în bazinele văilor Șasa, Stîlpului și Bega).

Roci calcaroase și roci calcaroase dolomitice (calcit 60—99%; dolomit 0—35%; cuarț 1—15%; clorit 0—10%; sericit 0—17%; grafit 0—10%; sporadic : biotit, albit, magnetit, turmalină, zircon, pirită) — bine dezvoltate în zona văilor Seaca-Izvoraș, în împrejurimile localității Tomești și la nord de Luncani.

Menționăm existența unor bancuri de calcare practic pure (99% calcit) la Tomești, a unor șisturi calcitice cu cuarț și biotit (calcit 74%; cuarț 15%; biotit 10%; sericit 1%; sporadic magnetit, turmalină, zircon), la nord de Tomești și a șisturilor calcitice cu sericit și clorit (calcit 60%; sericit 17%; clorit 10%; cuarț 7%; albit 2% grafit 3%; sporadic : zircon, turmalină, magnetit), pe valea Drujii, toate localizate în partea superioară a seriei de Ghelar (în orizontul Tomești-Groși sau imediat sub acesta); ultimele două tipuri de roci ar putea reprezenta aspectul metamorfic al unor roci marnoase.

Institutul Geologic al României

b) Stratigrafie

În regiunea noastră, în seria de Ghelar, dezvoltată exclusiv în faciesul nordic, s-au deosebit două complexe : în bază, complexul şisturilor verzi tufogene — de Iazuri (Gh_1), atribuit Devonianului mediu, iar la partea superioară, complexul şisturilor sericito-cloritoase cu intercalaţii de roci carbonatice şi de metatufuri bazice—de Bega (Gh_2)[16], corespunzător Devonianului superior.

Complexul şisturilor verzi—de Iazuri (Gh_1) — Devonian mediu

Acest complex, care înglobează o bună parte din metatufurile bazice din zona cercetată, în Poiana Ruscă se dispune normal peste complexul superior al seriei de Govăjdia (complexul şisturilor grafitoase—Gv_2)[17]. În afara regiunii, unde se cunoaşte contactul stratigrafic cu seria de Govăjdia, limita inferioară a complexului (şi deci a seriei de Ghelar) a fost trasată sub alternanţa de şisturi sericito-grafitoase, sericito-cloritoase şi roci verzi tufogene, care se dispune peste formaţiunile terigene ale complexului grafitos (Gv_2) ; acest pachet de tranziţie din baza complexului Gh_1 nu apare la zi în zona cercetată din cauza unei falii oblice. Limita stratigrafică superioară a termenului Gh_1 a fost pusă imediat deasupra unui nivel caracteristic de metatufuri bazice, în care se află intercalate acumulările ferifere oxidice metmorfozate (în facies de Lahn-Dill) de la Iazuri şi din culmea Găilor (Alunului). Astfel, din motivele tectonice menţionate, din complexul Gh , în aria studiată, cunoaştem numai formaţiunile sale mediane şi superioare, care împreună depăşesc 1200 m grosime.

Caracteristica petrografică principală a complexului inferior din seria de Ghelar este dată de abundenţa şisturilor verzi ce constituie nivele importante care alternează cu roci terigene, în special şisturi sericito-cloritoase cuarţoase. Rocile carbonatice (dolomite şi dolomite calcaroase) constituie apariţii cu totul sporadice şi neînsemnate. Minereurile ferifere oxidice (vulcanogen-sedimentare), asociate nivelelor tufogene, se caracterizează prin prezenţa frecventă a spessartinului.

---

[16] Într-o lucrare recentă, dedicată vîrstei şisturilor cristaline epimetamorfice din Poiana Ruscă (K r ä u t n e r et al., 1973) precum şi pe harta României sc. 1 :50.000 (foile Luncani şi Căvăran) cele două complexe ale seriei de Ghelar, dezvoltate în faciesul nordic, au drept simbol Gh_1^N şi Gh_2^N, pentru a le deosebi de complexele sincrone dezvoltate în facies nordic (Gh_1^S şi Gh_2^S); în regiunea noastră, seria de Ghelar fiind dezvoltată numai în faciesul nordic, nu am mai utilizat această notaţie, renunţînd la indicele „N".

[17] După cum s-a arătat, în zona cercetată contactul normal dintre cele două complexe este mascat de o falie oblică.

Institutul Geologic al României

Geografic, complexul de care ne ocupăm apare în partea de SE a regiunii, în zona Valea cu Peşti-valea Iazuri-dealul Vlădeasca-vîrful Găilor (Alunului).

În acest sector, către baza părţii inferioare cunoscute a complexului Gh_1, reprezentată prin şisturi sericito-cloritoase, se situează un nivel tufogen bazic (şisturi cloritoase cu magnetit, şisturi cloritoase cu sericit şi magnetit) deschis aproximativ direcţional de Valea cu Peşti, de unde coboară în valea Iazuri, pe care o traversează.

Deasupra acestui nivel (grosime 150—200 m) urmează un pachet terigen (grosime 300—400 m), alcătuit preponderent din şisturi sericito-cloritoase, în care se intercalează cuarţite grafitoase (negre), cuarţite cu sericit, roci verzi şi şisturi cuarţoase sericito-grafitoase.

În continuitate normală apare un orizont important (circa 200 m grosime) de roci bazice tufogene, adesea bogate în epidot, calcit şi magnetit, în care sînt găzduite pe alocuri mici lentile de roci magnetitice, roci magnetito-hematitice şi mai rar roci hematitice, care au fost explorate recent (de T.E.M.N.) în zona dealului Vlădeasa-valea Iazuri-dealul Munteanu (Baciu, r1961; Berghes, Berghesr 1962; Kosareva, Berghes, 1962) şi rar intercalaţii lenticulare subţiri de dolomite şi dolomite calcaroase (interceptate numai în unele foraje din această zonă). Acest orizont tufogen, care marchează partea superioară a complexului Gh_1, alcătuieşte un sinclinal larg, cu afundare vestică, a cărui închidere perisinclinală (în dealul Vlădeasca) a fost menţionată încă din 1952, de Dimitrescu. Mai spre sud, acelaşi orizont constituie un anticlinal cu afundare axială similară structurii sinclinale.

În umplutura sinclinalului se situează roci cuarţoase sericitice $\pm$ clorit, bine deschise în zona confluenţei văii Iazuri cu valea Iezutului, care aparţin complexului Gh_2.

Analiza palinologică (efectuată de Violeta Iliescu) a unui dolomit calcaros cenuşiu, recoltat de noi din forajul 15, din valea Iazuri, a pus în evidenţă cîteva forme de o mai largă circulaţie stratigrafică (*Leiotrieletes* sp., *Granulatisporites* sp., *Punctatisporites* sp., *Acanthotriletes* sp.), alături de forme specifice Devonianului : *Retusotriletes* sp., *Emphanisporites* sp., *Leiotriletes simplex* Naum., *L. minutus* (Knox) Pot., *L.* cf. *marginalis* Mc. Gregor, *Geminospora* sp., cf. *Archaeozonotriletes* sp. ; prezenţa în asociaţie a ultimelor trei forme specifice Devonianului mediu (tabelul 55), justifică (alături de paralelizările litologice care se impun cu Devonianul din Europa centrală) atribuirea unei astfel de vîrste complexului Gh_1 (Kräutner et al., 1973).

Institutul Geologic al României

Succesiunea descrisă mai sus este întreruptă de o falie, orientată NNW-SSE, la vest de care complexul Gh_1 reapare prin ridicare tectonică ; în acest compartiment succesiunea începe cu șisturi sericito-cloritoase ± cuarțoase, peste care se situează un nivel de roci tufogene (paralelizabil cu cel deschis pe Valea cu Pești), deasupra căruia, după o secvență terigenă (șisturi sericito-cloritoase ± cuarțoase) urmează un orizont constituit din două nivele de metatufuri și metatufite bazice, separate prin șisturi sericito-cloritoase, orizont care corespunde orizontului tufogen din sinclinalul Iazuri, aflat în compartimentul estic al faliei menționate.

În nivelul tufogen superior, care marchează partea superioară a complexului Gh_1, sînt găzduite cîteva lentile mici de minereu magnetic cuarțos și spessartino-magnetic, puse în evidență în zona vîrfului Găilor (Alunului) prin lucrările de exploatare efectuate de către T.E.M.N. (B e r g h e s, B e r g h e s, r1962).

Complexul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalații de roci carbonatice și de metatufuri bazice — de Bega (Gh_2) — Devonian superior

Acest complex urmează în succesiune normală peste termenul precedent descris. Limita dintre cele două complexe se situează imediat deasupra nivelului tufogen dela Iazuri și din dealul Găilor. Pe flancul sud-vestic al anticlinoriului din regiune, limita superioară a complexului a fost trasată deasupra orizontului cu roci verzi (orizontul Tomești-Groși), bine dezvoltat în împrejurimile localității Tomești, de unde se continuă pînă în partea superioară a văii Stîlpului. Pe flancul nord-estic al structurii anticlinorii, aceeași limită s-a pus (la sud de Poieni și la sud de Crivina de Sus) deasupra unei asociații (adesea intime) de cuarțite negre, roci terigene (mai ales filite grafitoase) și șisturi verzi tufogene. Astfel delimitat, complexul de care ne ocupăm depășește 6000 m grosime.

Caracteristica petrografică principală a complexului este dată de predominanța șisturilor sericito-cloritoase (deci a rocilor terigene) în care se află intercalate, la diferite nivele, benzi subțiri de metatufuri bazice și bancuri groase de dolomite și calcare.

Complexul ocupă o zonă alungită aproximativ NW-SE, din zona vîrfului Găilor pînă la Tomești. Succesiunea relativ completă în acest complex este oferită de zona Cioaca Mutului-valea Izvorașului-valea Șasa-valea Stîlpului, plasată pe flancul SE-ic al anticlinoriului [18].

[18] Pe flancul nord-estic al anticlinoriului, din cauza unei importante falii (linia Fața Roșie), se cunoaște numai partea superioară a complexului de care ne ocupăm.

Institutul Geologic al României

Acest termen stratigrafic al seriei de Ghelar, debutează în sectorul menționat, printr-un pachet de șisturi terigene sericito-cloritoase ± cuarțoase, în care se intercalează către partea bazală roci dolomitice și sporadic șisturi verzi tufogene.

Către partea superioară a acestui pachet apar două nivele relativ subțiri de șisturi tufogene bazice (cărora, în partea superioară a văii Izvoraşului și zona pîrîului Armeanului, li se asociază sporadic mici lentile de roci magnetito-cuarțoase) și apoi dolomite și calcare, deschise în valea Izvoraşului și în partea superioară a bazinului văii Șasa.

Intercalațiile și brațele de roci carbonatice descrise pînă acum se repartizează calcarelor și dolomitelor de Nandru-Valea Izvoraşului, la fel ca și dolomitele aflate pe Valea lui Liman, la circa 1 km în amonte de vărsarea acesteia în valea Bega.

Urmează un nou orizont de roci terigene (de asemenea reprezentat preponderent prin șisturi sericito-cloritoase) în partea mediană a căruia se înscrie un strat subțire, uneori discontinuu, de metatufuri bazice.

Deasupra se situează calcarele și dolomitele de Tomești-Groși, bine dezvoltate în împrejurimile localității coloniei Tomești. În cadrul acestora, dolomitele ocupă constant o poziție inferioară față de calcare; această asociație constituie, în regiune, un nivel reper excelent, care s-a putut urmări pe tot flancul sud-vestic al anticlinoriului. Pe flancul nord-estic al acestei structuri, la sud de Poieni, dolomitele înlocuiesc complet calcarele.

Peste calcarele și dolomitele de Tomești-Groși se plasează orizontul de Tomești-Groși, alcătuit din roci terigene (șisturi sericito-cloritoase, filite ș.a.), cuarțite negre, calcare, dolomite și șisturi verzi tufogene. În metatufurile bazice (adesea calcitice) ale acestui orizont, la NW de vîrful Stîlpului, pe pîrîul Vătrani și la vest de Tomești (pe Pîrîul lui Moga și Pîrîul Ursului), se intercalează lentile de cuarțite hematitice și magnetitice. Orizontul de Tomești-Groși s-a putut urmări pe tot flancul sud-estic al anticlinoriului din regiune; pe flancul nord-estic al acestei structuri orizontul Tomești-Groși își schimbă parțial faciesul, în sensul că rocile verzi apar fie doar ca intercalații subțiri asociate cuarțitelor negre și filitelor grafitoase (la sud de Crivina de Sus), fie sub cuarțite negre (la sud de Poieni) iar rocile carbonatice lipsesc.

Din cele expuse, se observă că între cele două orizonturi importante de calcare și dolomite (dolomitele și calcarele de Nandru-valea Izvoraşului și cele de Tomești-Groși) se intercalează pachete importante de roci terigene și strate subțiri de roci verzi tufogene. În afara regiunii noastre,

Institutul Geologic al României

în estul masivului Poiana Ruscă (K r ä u t n e r , K r ä u t n e r , r1961; K r ä u t n e r et al., 1969), rocile carbonatice se dezvoltă pe verticală foarte mult în detrimentul rocilor terigene ce le separă, tinzînd să se unească într-o singură masă de roci dolomitice şi calcaroase. Această situaţie impune concluzia că, în regiune, majoritatea rocilor şistoase (roci terigene şi tufogene) din complexul superior al seriei de Ghelar au echivalat facial în estul masivului Poiana Ruscă o importantă masă de roci carbonatice. Rezultă că formaţiunile complexului Gh_2 al seriei de Ghelar înglobează şi produsele carbonatice ale primului stadiu recifogen important din unitatea epimetamorfică a masivului, desfăşurat în decursul Devonianului superior. Acest stadiu se încheie în Poiana Ruscă (M u r e ş a n, 1968) cu puţin înaintea celui vulcanogen care a generat tufurile bazice superioare din seria de Ghelar, deoarece ultimul termen litostratigrafic al acesteia (orizontul de Tomeşti-Groşi) este reprezentat cu precădere prin roci terigene şi şisturi tufogene bazice, situaţie evidentă şi în estul masivului Poiana Ruscă (K r ä u t n e r , K r ä u t n e r , r1961). După o scurtă întrerupere, corespunzătoare în timp formării orizontului de Tomeşti-Groşi, recifogeneza se reia la începutul Carboniferului inferior, odată cu formarea seriei de Padeş.

3. SERIA DE PADEŞ (Pd)—CARBONIFER INFERIOR

Seria de Padeş urmează în succesiune normală peste seria de Ghelar; în ea au fost înglobate toate formaţiunile sedimentogene epimetamorfice, superioare seriei descrise mai înainte. Pe flancul sud-vestic al anticlinoriului din regiune, limita inferioară a seriei a fost trasată deasupra orizontului de Tomeşti-Groşi, constituit la partea superioară din şisturi verzi asociate cu roci terigene, respectiv sub rocile carbonatice cu care începe cel de al doilea stadiu principal al recifogenezei. Pe flancul nordic al aceleiaşi structuri, limita de jos a seriei de Padeş, se plasează deasupra aceluiaşi orizont, respectiv peste cuarţitele negre şi rocile terigene asociate cu roci verzi. Grosimea cunoscută a seriei de Padeş depăşeşte 6000 m.

Caracteristica petrografică principală a acestui termen stratigrafic este dată de predominarea formaţiunilor de natură terigenă, în a căror parte inferioară se află intercalate mase mari de roci predominant dolomitice; în zonele superioare ale seriei apar nivele de metatufuri acide, intercalate de asemenea în roci terigene.

Seria de Padeş ocupă cea mai mare parte din zona cercetată, dezvoltîndu-se larg în părţile de vest, sud şi nord ale acesteia.

Institutul Geologic al României

a) Caractere petrografice

Seria de Padeș este alcătuită în general din tipuri petrografice similare celor din seria de Ghelar, respectiv din roci terigene, carbonatice și tufogene. În ceea ce privește raporturile cantitative dintre aceste grupe de roci, se poate face observația că șisturile terigene reprezintă formațiunile dominante ale seriei, în special în părțile mediane și superioare ale acesteia; rocile carbonatice capătă o dezvoltare mare în complexul inferior (Pd_1) al seriei de Padeș, menționînd că și aici trec lateral la roci terigene. Șisturile tufogene reprezentate cu precădere prin metatufuri și metatufite acide, sînt net subordonate cantitativ celor două grupe de roci menționate și apar în principal în complexul Pd_3.

Rocile terigene

La alcătuirea grupei rocilor terigene din seria de Padeș participă multe tipuri petrografice întîlnite și în seria de Ghelar cu care în principiu sînt similare, avînd aceleași caracteristici mineralogice, structurale și texturale .

Ca și în seria de Ghelar, cele mai frecvente roci terigene sînt cele caracterizate prin asociația cuarț-sericit-clorit, predominînd șisturile sericito-cloritose $\pm$ cuarțoase. Șisturile grafitoase sînt mai frecvente înspre părțile inferioare ale seriei, în zonele în care locul rocilor carbonatice a fost luat de formațiuni terigene; această repartiție este încă un argument în favoarea tranziției normale existente între seria de Ghelar și seria de Padeș, deoarece rocile grafitoase sînt abundente în partea superioară a primei serii menționate (în orizontul Tomești-Groși).

Asociația cuarț-sericit-clorit

Rocile caracterizate în principal prin asociația cuarț-sericit-clorit, răspîndite la mai toate nivelele seriei de Padeș, provin din metamorfozarea unui material grezo-argilos relativ puțin variat, în care uneori era prezentă și substanța organică.

Șisturi cuarțoase sericito-cloritoase (cuarț 57—70%; sericit 22—30%; clorit 9—15%; sporadic : magnetit, calcit, turmalină, apatit) — roci întîlnite în complexele Pd_2 și Pd_3.

Șisturi sericito-cloritoase (cuarț 38—50%; sericit 28—40% clorit 10—18%; sporadic : magnetit, turmalină, apatit, zircon) — roci cu răspîndirea cea mai mare în seria de Padeș, în special în părțile mediane și superioare ale acesteia.

Șisturi sericito-cloritoase grafitoase (cuarț 40—52%; sericit 11—20%; clorit 8—15%; grafit 7—15%; sporadic : turmalină, apatit, zircon, pirită) — roci relativ frecvente în complexul Pd_1 (în zonele terminale ale masivului dolomitic de la Luncani — la sud de Baloșești și pe valea Stîlpului) și uneori înspre părțile inferioare ale complexului Pd_2 (la sud și est de Gladna Română).

Institutul Geologic al României

Filite sericitoase cu clorit și magnetit (sericit 50%; cuarț 23%; magnetit 16%; clorit 7%; albit 2%; turmalină 1,5%; zircon 0,5%) — întîlnite pe valea Măldeasca (la E de Crivina de Sus), în complexul Pd_1.

Asociația cuarț-sericit

Sînt roci relativ variate, în care adesea apare grafitul.

Cuarțite (cuarț 96—99%; sericit <1%; sporadic : grafit, apatit, calcit, dolomit) — roci întîlnite uneori în zonele de îndințare ale rocilor carbonatice cu șisturile terigene (la SW de Poieni — pe valea Maliția, pîrîul Turcinului, valea Bisericuții ; E de Crivina de Sus — pe valea Măldeasca), în cadrul complexului inferior al seriei de Padeș.

Cuarțite cu sericit (cuarț 80—95%; sericit 5—14%; magnetit 1—5%; sporadic : epidot, turmalină, apatit, zircon) — roci care apar de asemenea în unele zone de îndințare ale formațiunilor carbonatice cu cele terigene (la SE de Fărășești ; la SW de Pietroasa).

Filite sericitoase (sericit 45—60%; cuarț 40—50%; sporadic : magnetit, turmalină, zircon, apatit) — roci puțin răspîndite în seria de Padeș, apărînd uneori ca intercalații în masivul dolomitic de la Luncani (de exemplu în zona vîrfului Căprișoara).

Filite sericitoase cu magnetit (sericit 49%; cuarț 32%; magnetit 15%; turmalină 3%; apatit 1%;) — roci întîlnite într-un singur punct, imediat la sud de Poieni.

Cuarțite negre grafitoase (cuarț 80—90%; grafit 9—16%; sericit 1—4%; sporadic : pirită, apatit)—roci care, deși nu ocupă volume mari în coloana seriei de Padeș, au în multe situații o mare importanță litostratigrafică (nivele reper), pe baza lor putîndu-se urmări în cadrul masivului dolomitic de la Luncani (în părțile vestice și nord-vestice ale acesteia) variațiile de grosime ale rocilor carbonatice (M u r e ș a n, 1965, 1966) în care se intercalează ; cuarțitele negre de la partea superioară a formațiunilor carbonatice de la Luncani limitează complexul Pd_1, avînd o extindere mare și în același timp marcînd practic sfîrșitul celui de-al doilea stadiu al recifogenezei, desfășurat în decursul Carboniferului inferior.

Șisturi cuarțoase grafitoase (cuarț 65—75% ; grafit 20—25%; sericit 1—9%; sporadic : apatit, albit, pirită) — roci asociate deobicei cuarțitelor negre din complexul Pd_1.

Șisturi cuarțoase sericito-grafitoase (cuarț 55—68%; sericit 15—22%; grafit 10—20%; sporadic : apatit, magnetit, pirită) — roci relativ răspîndite în părțile inferioare și mediane ale seriei de Padeș.

Șisturi sericito-grafitoase (cuarț 38—48% ; sericit 25—31%; grafit 10—20%; magnetit 1—5%; sporadic : turmalină apatit, pirită) — roci care apar mai des în complexul Pd_1 și în părțile inferioare ale complexului Pd_2.

Asociația cuarț-sericit-clorit-biotit

Rocile în care, alături de cuarț, clorit și sericit, apare biotitul, sînt relativ răspîndite în cadrul seriei de Padeș, apărînd în general mai frecvent în complexele Pd_2 și Pd_3, desvoltate pe flancul sud-vestic al anticlinoriului Arănieș-Fărășești. Biotitul cel mai adesea nu se observă decît la microscop, datorită atît micilor cantități în care apare cît și dimensiunilor sale frecvent reduse. Ca și în cazul rocilor cu biotit prezente în seria de Ghelar, menționăm că este vorba de o coexistență sinmetamorfică (parageneză) a cloritului cu biotitul ; cazurile de cloritizare ale biotitului din aceste roci sînt legate de fenomene și deformări ulterioare proceselor principale de metamorfism regional, legate fie de tectonica S_3, fie de falii relativ recente.

Compoziția mineralogică a rocilor cu biotit este relativ variabilă ; cele mai multe pot fi încadrate la tipul șisturilor clorito-sericitoase cu biotit (cuarț 40—55%; clorit 20—26%; sericit 18—30%; biotit 0,5—5%; magnetit 1—3%; sporadic : albit, turmalină, apatit, zircon).

Institutul Geologic al României

Asociația cuarț-sericit-biotit

Rocile cuarțoase cu sericit, în care apare biotitul, au fost întîlnite rar în regiune, sub forma unor intercalații subțiri în complexele Pd_1 și Pd_2. Compoziția mineralogică este relativ simplă : cuarț (80—95%), sericit (2—15%), biotit (0,5—3%) și sporadic : magnetit, zircon, turmalină.

Rocile carbonatice

Formațiunile carbonatice din seria de Padeș, constituie în Poiana Ruscă masivele predominant dolomitice de la Hunedoara și Luncani, încadrate stratigrafic în complexul Pd_1, unde se surprind îndințările faciale ale acestor masive cu rocile terigene sincrone ; în celelalte două complexe ale seriei de Padeș, rocile carbonatice apar sporadic, rareori constituind iviri mai însemnate (la SE de Gladna Română—pe pîrîul Floroni).

Cercetările efectuate de către P a p i u (1956), P a p i u et al. (1963) și P o p e s c u (1964) au evidențiat complexitatea litologică, texturală și structurală a rocilor carbonatice din partea de NW a masivului Poiana Ruscă, menționată de noi la descrierea formațiunilor dolomitice și calcaroase din seria de Ghelar.

În cele ce urmează vor fi caracterizate pe scurt tipurile petrografice de roci carbonatice, prezente în seria de Padeș, tipuri grupate după raporturile existente între dolomit, calcit, și cuarț.

Rocile dolomitice

Sînt cele mai răspîndite în cadrul rocilor carbonatice. Cristalinitatea lor este deobicei fină iar culorile variază deobicei de la alb la cenușiu închis. Zona lor de maximă dezvoltare se află în masivul carbonatic de la Luncani, aflat în complexul Pd_1.

Dolomite (dolomit 90—98% ; calcit 0—5% ; cuarț 0—5% ; sporadic : grafit, turmalină).

Dolomite cu cuarț și sericit (dolomit 80—85% ; cuarț 6—10% ; sericit 5—10% ; sporadic : epidot, rutil).

Dolomite cuarțoase (dolomit 75—80% ; cuarț 20—25%).

Rocile dolomito-calcaroase și calcaro-dolomitice

În această grupă s-au înglobat atît rocile în care raportul dintre calcit și dolomit este favorabil primului mineral, cît și acelea la care situația este inversă. Aceste roci sînt relativ răspîndite în regiune, apărînd mai ales asociate cu dolomitele și calcarele din nordul și sudul acesteia.

Dolomite calcaroase (dolomit 60—70% ; calcit 20—30% ; cuarț 0,5—5% ; sporadic : sericit, epidot, apatit, magnetit, grafit) — roci asociate mai ales dolomitelor.

Calcare dolomitice (calcit 60—75% ; dolomit 20—30% ; cuarț 1—6% ; sporadic : sericit, grafit) — roci asociate în special calcarelor.

Institutul Geologic al României

Dolomite calcaroase cuarțoase (dolomit 40—50 % calcit 20—30 %; cuarț 20—27 %; sporadic : sericit, grafit) — întîlnite înspre zonele de îndințare ale dolomitelor cu rocile terigene.

Filite grafitoase dolomito-calcaroase (dolomit + calcit 37 %; grafit 35 %; cuarț 27 %; sericit 1 %; rutil—urme) — roci întîlnite pe valea Bisericuței (la sud de Poieni), în complexul Pd_1.

Rocile calcaroase

Rocile calcaroase, destul de răspîndite în complexul Pd_1, alcătuiesc zone largi și în unele cazuri, apariții mai restrînse în masa dolomitelor. În cadrul masivului carbonatic de la Luncani, aria lor de dezvoltare caracteristică se situează la sud și sud-vest de Luncani ; o altă zonă, mai puțin importantă, se situează în nordul regiunii în împrejurimile satului Crivina de Sus. Menționăm deasemenea intercalații de calcare în complexul Pd_2 și Pd_3.

Calcare (calcit 85—95 %; cuarț 1—7 %; grafit 0—10 %; sporadic : albit, sericit, magnetit).

Calcare cuarțoase (calcit 65—72 %; cuarț 25—35 %; sporadic sericit) — întîlnite în zonele de tranziție ale calcarelor la șisturile terigene.

Calcare cu cuarț și sericit (calcit 68—85 % ; cuarț 7—12 %; sericit 5—15 %; magnetit 1—5 %; sporadic : albit, epidot).

Calcare cu sericit și albit (calcit 79 %; sericit 10 %; albit 7 %; cuarț 1 %; magnetit 3 %) — întîlnite în complexul Pd_1, în preajma localității Poieni.

Calcare cu cuarț și clorit (calcit 74 % ; cuarț 15 % ; clorit 10 % ; grafit 1 %; sericit-urme) — întîlnite spre baza complexului Pd_1, pe valea Malița, în zona de îndințare a rocilor carbonatice cu roci terigene.

Rocile carbonatice cuarțoase și cuarțo-carbonatice

Grupa aceasta de roci carbonatice cuarțoase și cuarțo-carbonatice este cea prin care se face deobicei trecerea de la rocile carbonatice (în special dolomite) la șisturile conexe. S-au întîlnit în deosebi pe valea Malița (la sud de Poieni) și în zona vîrfului Colii (la nord de Luncanii de Sus).

Roci calcaro-cuarțoase (calcit 50—65 %; cuarț 30—35 %).

Roci calcaro-dolomito-cuarțoase (calcit 35—40 % ; dolomit 25—30 %; cuarț 35—40 %).

Rocile cuarțoase calcaro-dolomitice (cuarț 50—60 %; calcit + dolomit 40—49 %; sporadic : sericit și magnetit, roci de la care, în unele zone, se face trecerea la cuarțite aproape pure (cuarț 80—100 %; carbonat 0—10 %), care apar numai în cadrul rocilor carbonatice (deobicei dolomite) sub forma unor intercalații subțiri.

Rocile tufogene acide

Seria de Padeș înglobează majoritatea produselor tufogene acide prezente în stiva formațiunilor cristalofiliene din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă [19], corespunzătoare celui de-al 2-lea ciclu impor-

[19] După cum s-a arătat, în seria de Ghelar sînt prezentate și unele roci tufogene acide (cuarțite feldspatice).

Institutul Geologic al României

tant al magmatismului premetamorfic, ciclu desfășurat în decursul Carboniferului inferior.

În cadrul seriei de Padeș, în comparație cu formațiunile terigene și carbonatice, rocile tufogene acide ocupă volume litologice reduse. Cu toate acestea, produsele tufogene menționate au adesea o mare importanță litostratigrafică, întrucît majoritatea lor grupîndu-se în părțile superioare ale aeriei de Padeș, sub forma unpr orizonturi reper (orizonturile Vețel și Fața Roșie în NE-ul masivului și orizontul Bordaru în W-ul acestuia), au servit la separarea unui complex superior în cadrul acestei serii (complexul Pd_3).

Textura acestor roci este variabilă, în funcție de raporturile cantitative existente între mineralele granulare și cele foioase : masivă sau orientată în rocile cuarțo-feldspatice, șistoasă în varietățile bogate în filosilicați (sericit, clorit). Rubanarea este frecvent întîlnită în aceste roci, fiind dată de alternanța materialului cuarțo-feldspatic cu cel micaceu.

Structura variază și ea în funcție de aceleași raporturi mineralogice, existînd astfel aspecte granoblastice, granolepidoblastice și lepidogranoblastice. În unele roci, cum este în culmea Bordaru, se observă cu ochiul liber fenocristaloclaste relicte de cuarț și feldespat.

Caracteristica mineralogică principală întîlnită deobicei în aceste roci este dată de cuarț, feldspat (de regulă albit) și sericit, cărora li se adaugă uneori în cantități mici feldespatul potasic (uneori microclin), cloritul, biotitul, epidotul, apatitul, turmalina, calcitul, hematitul și pirita.

Cuarțul, mereu prezent în rocile de care ne ocupăm, constituie deobicei granule xenomorfe mărunte, asociate în benzi (la care se asociază frecvent și feldespatul și rarele granule de epidot prezent uneori în rocă) sau apare în masa sericitică sub formă de indivizi izolați și mici agregate. S-a observat că, în multe cazuri, cuarțul fin cristalizat este limpede, fapt care indică pentru aceste situații recristalizarea sa metamorfică completă, terminată în stadiul tardecinematic.

În unele cazuri, cuarțul constituie cristaloclaste lentilizate (dispuse paralel cu șistozitatea rocii), prinse în mezostaza cuarțo-feldspatică-sericitică a rocilor. Cristaloclastele sînt rar monogranulare, deobicei fiind poligranulare; s-a observat că spre extremitățile lentilelor cristaloclastice, acestea sînt zdrobite intens. Cristaloclastele de cuarț prezintă frecvent extincție ondulatorie, arătînd existența acestora înaintea metamorfismului regional. Uneori, marginea cristaloclastelor de cuarț este marcată de o bordură fină de cuarț limpede, recristalizat metamorfic.

Feldespatul, în rocile tufogene acide, este reprezentat în cele mai multe cazuri prin albit și rareori prin ortoză sau microclin. Albitul, cu

Institutul Geologic al României

conture xenomorfe, apare sub forme granulare mărunte și rareori este maclat (maclele sînt constituite deobicei din doi indivizi); este limpede și uneori prezintă structuri poikiloblastice, în care caz este impurificat cu sericit fin și rareori cu acicule de epidot. Uneori, albitul înlocuiește parțial rarele cristale de ortoză (schachbrettalbit), prezente în unele roci. Microclinul, cu maclarea lui caracteristică, apare destul de rar în șisturile tufogene acide.

Sericitul, foarte frecvent în rocile luate în considerare, constituie fie paiete prinse în masa cuarțo-feldpatică, fie fișii și mase microblastice (adesea filitoase), în care sînt uneori împlîntate cristaloclaste de cuarț și feldespat.

După raporturile cantitative se deosebesc mai multe grupe de roci tufogene acide : cuarțo-feldspatice, cuarțo-feldespato-sericitice și sericitice.

Roci cuarțo-feldspatice

Rocile tufogene cuarțo-feldspatice au fost întîlnite mai ales în complexul Pd_1 al seriei de Padeș, sub forma unor intercalații subțiri în cadrul șisturilor terigene (la sud de Poieni ; la Fărășești). Feldspatul din aceste roci este reprezentat mereu prin albit.

Cuarțite cu albit (cuarț 80—85 % ; albit 10—18 %; epidot 2—3 %; sporadic : sericit) — roci întîlnite în zona de îndințare a formațiunilor carbonatice cu cele terigene de pe valea Malița (la sud de Poieni).

Șisturi cuarțoase albitice (cuarț 55—60 %; albit 38—42 %; sericit 2—4 %;) — întîlnite de asemenea pe valea Malița.

Șisturi cuarțoase albitice cu biotit (cuarț 70 % ; albit 25 %; biotit 5 %) — roci întîlnite într-un singur punct, în localitatea Fărășești.

Roci cuarțo-feldspatice sericitice

Aceste roci sînt foarte frecvente în grupa rocilor tufogene acide, întrucît corespund paragenezei mineralogice care rezultă deobicei la metamorfozarea unui material magmatogen acid. Mineralele principale variază destul de mult : cuarțul de la 20 la 50 %, feldspatul (mai ales albit, rar ortoză și microclin) de la 7 la 35 % iar sericitul de la 20 la 40 %; sporadic mai pot apare cloritul, apatitul, hematitul, titanitul și pirita. Ele apar în cuprinsul orizontului Bordaru, din baza complexului Pd_3 și provin probabil din tufuri și tufite riolitice și keratofirice cuarțifere, fapt pentru care pledează atît compoziția mineralogică, cît și chimismul lor [20].

Rocile sericitice

Șisturile tufogene sericitice, de asemenea frecvente între produsele tufacee acide, reprezintă în fond un caz particular al rocilor descrise imediat mai sus, ele caracterizîndu-se prin abundența sericitului (50—60 %) care, în multe cazuri dă un aspect filitos caracteristic rocilor respective. Sub microscop se observă un țesut microblastic șistos constituit din paiete de

[20] Petrochimia rocilor tufogene acide și a rocilor acide consangvine va fi discutată ulterior.

Institutul Geologic al României

sericit, în care apar granulele mărunte de cuarț și de feldspat ; uneori mineralele granulare tind să se grupeze în strătulețe care alternează cu fîșiile sericitoase. Aceste roci au luat naștere probabil din metamorfozarea unor tufuri predominant vitroclastice. Ele au fost întîlnite în cadrul orizontului Bordaru, pe valea Sălășele (afluent drept superior al văii Nădrag).

Rocile tufogene bazice

Rocile tufogene bazice constituie apariții sporadice în seria de Padeș, constituind cîteva intercalații subțiri în complexele Pd_2 și Pd_3 (în acesta din urmă, șisturile verzi sînt cunoscute în imediata vecinătate a extremității sud-vestice a zonei cercetate).

Rocile tufogene bazice din seria de Padeș au de obicei un caracter tufitogen, fapt indicat de prezența cuarțului în cantități mai mari și uneori a sericitului. La sud de masivul dolomic de la Luncani, șisturile verzi din partea superioară a Pîrului Mare sînt constituite din albit (28—35%), cuarț (15—20%), clorit (20—25%), calcit (8—11%), magnetit (2—3%), pirită sub formă de cristale mari (1—2%), titanit (1—2%), sericit (1—2%), sporadic : apatit și epidot.

Pe valea Rozalia (la sud de Gladna Montană) apar roci tufogene bazice clorito-feldspatice cu calcit și cordierit rubanate, transformate în corneene, în aureola termică a banatitelor de aici. Analiza unei astfel de roci arată că transformările mineralogice nu au fost însoțite de modificări ale chimismului de ansamblu al acestor șisturi tufogene; descrierea acestor roci va fi făcută odată cu cea a rocilor transformate din aureolele de contact ale banatitelor.

b) Stratigrafie

Subdiviziunile stratigrafice în seria de Padeș se bazează pe decelarea produselor unor momente importante care au survenit în bazinul de sedimentare, în care s-au format actualele formațiuni, acum metamorfozate : încetarea celui de al doilea stadiu important al recifogenezei din regiune, corespunzător masivului dolomitic de la Luncani și declanșarea fazei paroxismale a magmatismului acid extrusiv (care a survenit la un interval de timp după încetarea recifogenezei). Astfel s-au putut deosebi trei complexe stratigrafice, a căror succesiune normală (de jos în sus) este următoarea : complexul șisturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor de Hunedoara-Luncani (Pd_1); complexul șisturilor sericito-cloritoase supradolomitice (Pd_2)—de Gladna; complexul șisturilor sericito-cloritoase și al metatufurilor acide (Pd_3)—de Leșnic.

La SE de Crivina de Sus, în filitele intercalate în rocile carbonatice dinspre baza complexului inferior (Pd_1) al seriei de Padeș, M a i e r et

Institutul Geologic al României

al. (1968) citează următoarea asociație sporo-polinică, determinată de Violeta Iliescu : *Ahrensisporites* sp., *Leiotriletes gulaferus* Pot. — Kremp., *Leiotriletes* cf. *adnatus* Koosanke, *Dictyotriletes trivialis* Naum., *Lycospora* sp., *Granulatisporites* sp.; cu excepția ultimelor trei forme, care au o circulație stratigrafică mai largă, celelalte sînt specifice Carboniferului [21]. Faptul că determinările K/Ar indică metamorfozarea regională a cristalinului epimetamorfic de Poiana Ruscă la sfîrșitul Carboniferului inferior, corelat cu prezența formelor carbonifere în baza seriei de Padeș arată neîndoielnic că aceasta s-a format în decursul Carboniferului inferior, fapt pe care l-am subliniat recent într-o lucrare de colaborare (Kräutner et al., 1973).

Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor de Hunedoara-Luncani (Pd_1)

Acest complex, care se dispune normal peste seria de Ghelar, cuprinde rocile carbonatice de la Luncani și din zona Pietroasa-Crivina de Sus-Poieni-Fărășești precum și șisturile terigene sincrone acestora.

Complexul se dezvoltă larg în zona Baloșești-Luncani - valea Stîlpului precum și în zona Poieni-Fărășești-Crivina de Sus, pe cele două flancuri ale anticlinoriului din regiune. În prima zonă, complexul Pd_1 oferă o succesiune completă și este bine deschis, fapt care, alături de lipsa unor complicații tectonice importante, a permis studierea stratigrafiei sale intime. Aici s-a putut demonstra neîndoielnic existența variațiilor de facies între masivul dolomitic de la Luncani și șisturile terigene sincrone și modul cum se realizează acest lucru (Papiu, 1956; Papiu et al., 1963; Popescu, 1964; Mureșan 1964, 1965, 1966, 1968).

Limita inferioară a complexului coincide cu cea a seriei de Padeș (analizată mai înainte); cea superioară corespunde încetării celui de al 2-lea stadiu recifogen din masivul Poiana Ruscă, limita cartografică punîndu-se deasupra unui nivel de cuarțite negre ce acoperă atît dolomitele de Luncani, cît și șisturile terigene echivalente acestora.

Astfel delimitat complexul are, grosimea cuprinsă între 1700 și 4500m. Grosimile cele mai mari s-au constatat în zona de dezvoltare maximă a masivului dolomitic de la Luncani. Cele minime s-au putut observa în zonele în care rocile carbonatice au fost înlocuite facial complet de șisturi terigene. Acest fapt se explică (Mureșan, 1965, 1966, 1968) prin creș-

[21] Maier et al. (1968) au considerat inițial că această asociație este specifică numai Carboniferului inferior ; revederea intervalelor stratigrafice, în care există formele menționate, au arătat situația de mai sus (Kräutner et al., 1973).

Institutul Geologic al României

terea mult mai rapidă pe verticală (de circa 3 ori) a formațiunilor barierei recifogene de la Luncani în comparație cu sedimentele terigene (pelito-psamitice) sincrone stratigrafic acestora.

În partea vestică și nord-vestică a masivului carbonatic de la Luncani, urmărirea unor nivele de cuarțite negre, care trec din acestea în șisturile sincrone, ne-a arătat că, și în intimitatea sa, ansamblul sincron : depozite recifogene-depozite terigene era supus celuiași raport mediu de creștere de 3 : 1, valabil pentru întreaga barieră carbonatică de la Luncani și pentru depozitele terigene contemporane ei (fig. 2).

Din punct de vedere petrografic, masivul carbonatic de la Luncani, studiat petrografic și litologic detaliat de către P a p i u et al., (1963, 1964) și P o p e s c u (1964) [22], este constituit din dolomite, dolomite calcaroase, calcare dolomitice, calcare, roci carbonatice cuarțoase și cuarțite carbonatice, în care se intercalează cuarțite negre, șisturi calcaroase, filite și șisturi sericito-cloritoase, filite sericitoase, filite și șisturi grafitoase ș.a. În această complexitate petrografică predomină net rocile dolomitice, care reprezintă de altfel principalul constituent al masivelor carbonatice din Poiana Ruscă (S t u r , 1863 ; H a l a v á t s , 1904 ; F i l i p e s c u 1927 ; S a v u l , I a n o v i c i , 1959 ; P a p i u et al., 1962, 1963, 1964 ; P o p e s c u , 1964 ; I a n o v i c i , D i m i t r i u , 1970).

Existența premetamorfică a majorității formațiunilor dolomitice a fost demonstrată de P a p i u et al. (1962, 1963, 1964), P o p e s c u (1964), M u r e a ș n (1964). Argumentele principale ale acestei ipoteze sînt date de alternanța intimă a rocilor calcaroase cu cele dolomitice și de limitele dintre aceste tipuri de roci care sînt tranșante și conforme stratificației, marcată de intercalațiile de șisturi, de rubanarea determinată de concentrațiile variabile ale pigmentului grafitos sau de mineralele micacee [23]. Autorii menționați au arătat că stratificația caracterizează în special calcarele și calcarele dolomitice, fiind însă relativ frecventă și în rocile dolomitice cenușii și negricioase (cu pigment grafitos).

Rocile carbonatice de la Luncani trec lateral la șisturi terigene (șisturi sericito-cloritoase ± cuarțoase, șisturi și filite sericito-grafitoase, șisturi clorito-sericitoase grafitoase ș.a.).

---

[22] Studiile lui P o p e s c u (1964) s-au extins și asupra calcarelor și dolomitelor de Tomești-Groși, din zona Stîlpului-Tomești-vîrful Scalinului.

[23] Aceste date sînt valabile și pentru masele de roci carbonatice din seria de Ghelar ; de altfel, la Tomești, P a p i u et al. (1963) și P o p e s c u (1964) au arătat existența unor blocuri decimetrice de dolomite însedimentate în calcarele marmoreene de aici, argument puternic pentru existența premetamorfică a rocilor dolomitice și calcaroase din regiune.

Institutul Geologic al României

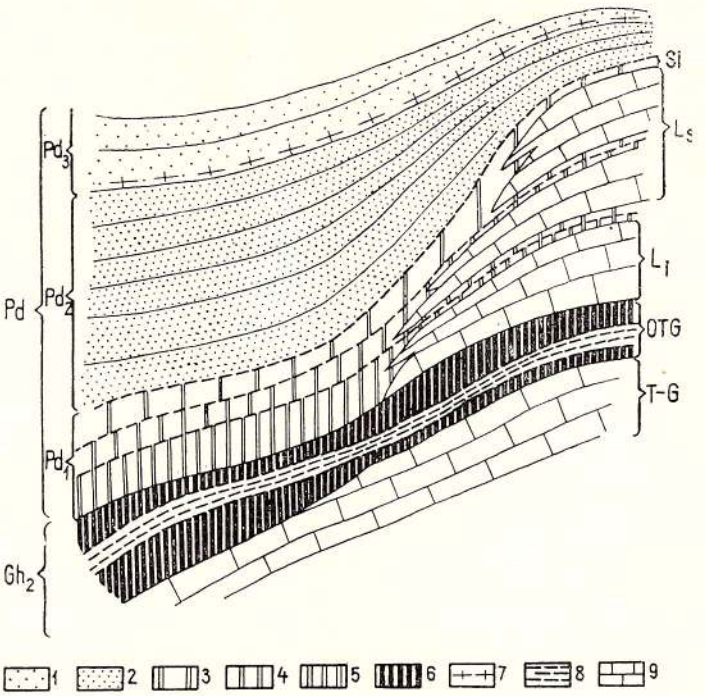


Fig. 2. — Situaţia litostratigrafică premetamorfică în zona Luncani-Tomeşti-Gladna.

1, 2, 3, 4, 5 roci terigene argilo-grezoase (1, în complexul Pd_3; 2, în complexul Pd_2; 3, 4, în complesxul Pd_1, corespunzătoare celor două orizonturi ale dolomitelor de Luncani superioare; 5, în complexul Pd_1 corespunzătoare dolomitelor de Luncani inferioare) 6, roci tufogene bazice şi roci terigene argilo-grezoase în orizontul Tomeşti-Groşi (OTG) al complexului Gh_2; 7, roci tufogene acide din orizontul Bordaru al complexului Pd_3; 8, cuarţite negre; 9, roci carbonatice recifogene (T-G, dolomitele şi calcarele de Tomeşti-Groşi, L_i, dolomitele de Luncani inferioare; L_s dolomitele de Luncani superioare); SI, suprafaţa izocronă la sfîrşitul recifogenezei.

Situation lithostratigraphique prémétamorphique dans la zone de Luncani-Tomeşti-Gladna.

1, 2, 3, 4, 5 roches terrigènes argilo-gréseuses (1, dans le complexe Pd_3; 2, dans le complexe Pd_2; 3, 4, dans le complexe Pd_1, correspondant aux deux horizons des dolomies de Luncani supérieures; 5, dans le complexe Pd_1 correspondant aux dolomies de Luncani inférieures); 6, roches tuffogènes basiques et roches terrigènes argilo-gréseuses dans l'horizon de Tomeşti-Groşi (OTG) du complexe Gh_2; 7, roches tuffogènes acides de l'horizon de Bordaru du complexe Pd_3; 8, quartzites noirs; 9, roches carbonatiques récifogènes (T-G, dolomies et calcaires de Tomeşti-Groşi; Li, dolomies de Luncani inférieures; Ls, dolomies de Luncani supérieures); SI, surface isochrone à la fin de la récifogenèse.

După cum au arătat P a p i u et al. (1962, 1963, 1964), calcarele trec cu precădere la şisturi prin intermediul unor calcare stratificate cu silicaţi şi şisturi calcaroase, pe cînd dolomitele se îndinţează cu rocile teri-

Institutul Geologic al României

gene prin intermediul unor dolomite cuarțoase și cuarțite dolomitice. Îndințarea facială între formațiunile carbonatice și cele șistoase sincrone, constatată atît în regiunea noastră cît și în masivul dolomitelor de Hunedoara (Stur, 1863; Codarcea, 1948; Papiu, 1956), se realizează prin intermediul unor brațe carbonatice, care se desprind din zonele centrale ale masivului dolomitic și care se efilează pe distanțe relativ scurte în masa șisturilor.

Trecerea facială bruscă, existentă între formațiunile carbonatice și cele șistoase, a determinat pe Papiu (1956) să atribuie primelor originea recifală, părere fundamentată ulterior de către Papiu et al. (1962, 1963, 1964) și Popescu (1964), prin noi argumente aduse în urma cartării petrografice detailate atît a masivului dolomitic de la Luncani cît și a celui de la Hunedoara.

Autorii au deosebit, pe baze petrografice și texturale, în cuprinsul complexului de roci carbonatice, două macrofaciesuri: macrofaciesul de barieră și macrofaciesul organogen calcaros. În primul, s-a distins un facies biotermic dolomitic masiv, un facies subrecifial dolomito-calcaros stratificat și un facies terecifal calcaro-dolomitic stratificat și șistos. Macrofaciesul organogen calcaros cuprinde în general „ortocalcare" (calcare formate din acumularea unor schelete spatice de tipul encrinitelor). Complexul carbonatat trece la complexul șistos (roci terigene și tufogene) prin intermediul unui complex de tranziție, în care au fost grupate rocile cuarțoase dolomitice și microalternanțele de calcare cu șisturi. Alternanța repetată a celor trei complexe constatată în masivul de la Luncani, a fost explicată de autori, prin cutarea intensă izoclinală (cute strînse aplicate spre nord) la care a fost supus ansamblul de roci luat în considerare.

Cercetările noastre arată că masivul dolomitic de la Luncani are de fapt o structură relativ simplă, descendentă în ansamblu către sud-sud-est, caracterizată prin cute largi, cu afundări axiale sud-vestice. De asemenea, am constatat că la fiecare nivel stratigrafic există roci carbonatice, care trec lateral printr-un pachet de tranziție la rocile terigene sincrone; acest lucru este însoțit de descreșterea bruscă a grosimilor stratigrafice trecînd de la rocile carbonatice la șisturile sincrone (Mureșan, 1966). De asemenea am constatat că spre partea stratigrafică superioară a stratelor dolomitice ce intră în masa șisturilor apar mereu roci calcaroase, observație făcută de noi pe baza descifrării stratigrafiei intime a masivului dolomitic de la Luncani. Acest fapt este evident în partea de vest a acestui masiv. Notăm că aceeași tendință de trecere pe verticală de la dolomite la calcare, s-a putut urmări atît în dolomitele și calcarele de Nandru-valea Izvorașului cît și în cele de Tomești-Grași, localizate în seria de Ghelar.

Institutul Geologic al României

Într-o lucrare de colaborare recentă (K r ă u t n e r et al., 1969), am discutat semnificația care trebuie acordată noțiunii de „dolomite masive", considerate de P a p i u et al. (1962, 1963, 1964) și de P o p e s c u (1964) drept zonele biohermice ale barierei recifale, acum metamorfozată, din Poiana Ruscă. În deschiderile continue, de exemplu în bazinul văii Topla și în cel al văii Căprișoara, se poate constata că și rocile dolomitice, care în aflorimente mici sau sub formă de blocuri apar ca masive, au în realitate o stratificație, dată de o alternanță grosieră (de ordinul metrilor sau a zecilor de metri) de roci dolomitice albe și cenușii, fiecare în parte cu aspect masiv. „Dolomitele masive" reprezintă deci roci macrostratificate. Astfel stînd lucrurile, stratificația (de la cea mai fină la cea care se repetă metric sau chiar la intervale mai mari) este o caracteristică generală a formațiunilor carbonatice atît din zona noastră cît și din alte părți ale masivului Poiana Ruscă. Pe baza acestei constatări, s-a tras concluzia (K r ă u t n e r et al., 1969) că pentru a susține originea recifogenă a formațiunilor carbonatice, ce constituie masivele mari din Poiana Ruscă (Hunedoara, Luncani ș.a.), trebuie să se accepte că ele provin fie din distrugerea și resedimentarea integrală (sau aproape integrală) a formațiunilor biohermice masive, în timpul dezvoltării barierei dolomitice, fie că organismele constructoare ale acestor formațiuni erau reprezentate prin alge.

Cartarea detailată a masivului dolomitic de la Luncani și compararea succesiunilor litostratigrafice din cadrul acestuia, ne-au arătat existența a două orizonturi importante de roci carbonatice, separate constant prin formațiuni terigene (șisturi și filite clorito-sericitoase și uneori cuarțite negre — acestea din urmă apar în partea vestică și nord-vestică a masivului dolomitic): d o l o m i t e l e d e L u n c a n i i n f e r i o a r e și s u p e r i o a r é (planșele XXXI, XXXII și fig. 3). Dată fiind lipsa unor repere stratigrafice, acestor orizonturi carbonatice nu li s-a putut găsi un echivalent cartografic, cu extindere regională, în masa șisturilor terigene sincrone lor.

Un fapt demn de relevat este acela că, față de zona de maximă dezvoltare pe verticală a dolomitelor de Luncani inferioare (aflată în dreptul localității Luncani), grosimile cele mai mari ale dolomitelor de Luncani superioare se află într-un sector estic, aflat în dreptul văii Căprișoara. Mai mult, chiar în cadrul dolomitelor de Luncani superioare, în care tind să se individualizeze două suborizonturi de roci carbonatice, se constată o aceeași tendință de migrație de la E la W a zonelor de îngroșare maximă a acestora.

Institutul Geologic al României

În sectorul Pietroasa-Poieni-Fărășești, aflat pe flancul nord-estic al anticlinoriului, rocile carbonatice ale complexului Pd_1, dezvoltat aici, corespund stratigrafic, în marea lor majoritate, cu dolomitele de Luncani inferioare.

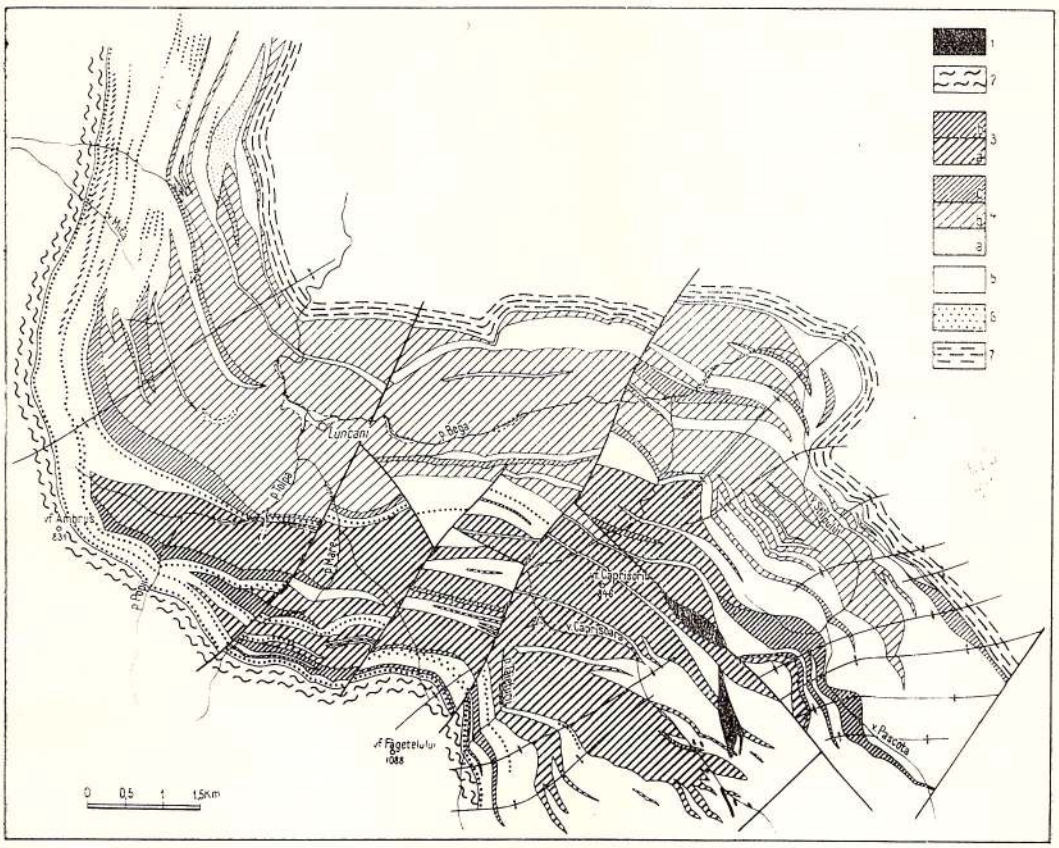


Fig. 3. — Schița geologică a masivului dolomitic de la Luncani.

1, banatite; 2, complexul Pd_2 nedivizat; 3, 4, 5, 6, complexul Pd_1: 3, „dolomitele de Luncani superioare" (a, dolomite și dolomite calcaroase; b, calcare și calcare dolomitice); 4, „dolomitele de Luncani inferioare" (a, cuarțite carbonatice; b, dolomite și dolomite calcaroase; c, calcare și calcare dolomitice); 5, roci terigene; 6, cuarțite negre; 7, complexul Gh_2 nedivizat.

Esquisse géologique du massif dolomitique de Luncani

1, banatites; 2, complexe Pd_2 non-divisé; 3, 4, 5, 6 complexe Pd_1: 3 „dolomies de Luncani supérieures" (a, dolomies et dolomies calcaires; b, calcaires et calcaires dolomitiques); 4, „dolomies de Luncani inférieures" (a, quartzites carbonatiques; b, dolomies et dolomies calcaires; c, calcaires et calcaires dolomitiques); 5, roches terrigènes; 6, quartzites noirs; 7, complexe Gh_2 nondivisé.

Institutul Geologic al României

Complexul șisturilor sericito-cloritoase supradolomitice (Pd_2) — de Gladna

Se dispune normal atît peste formațiunile terigene cît și peste cele carbonatice ale complexului Pd_1. Limita sa inferioară corespunde cuarțitelor negre de la partea superioară a complexului Pd_1, iar limita superioară corespunde bazei orizontului metatufurilor acide — de Bordaru ce aparține complexului Pd_3[24]. Intervalul de formare al complexului este cuprins deci între momentul încheierii stadiului II al recifogenezei din Poiana Ruscă (care a dat naștere dolomitelor de Hunedoara-Luncani) și începutul principalei activități extrusive a magmatismului acid din această parte a masivului Poiana Ruscă.

În cadrul acestui complex predominant terigen se surprind variații importante de grosime (M u r e ș a n, 1966), în sens contrar celor constatate în complexul precedent descris. Astfel în zonele de maximă grosime a formațiunilor recifogene (din complexul Pd_1), pachetul de care ne ocupăm are grosimi minime (1700 m), în timp ce grosimile maxime (peste 4000 m) ale acestuia apar în zonele unde dedesubt se situează rocile terigene sincrone carbonatitelor de la Luncani. Acest lucru se explică (M u r e ș a n, 1966) prin denivelarea puternică a fundului submarin, existentă în momentul încetării recifogenezei, bariera recifală constituind o zonă puternic ridicată ce domina net zonele adiacente, în care se dezvoltau formațiunile terigene sincrone formațiunilor carbonatice. Pe zonele ridicate, sedimentele terigene, care se depuneau ulterior, erau mult mai subțiri decît cele din zonele adînci învecinate barierei (fig. 2).

În regiune, formațiunile complexului se cunosc numai pe flancul sud-vestic al anticlinoriului, dezvoltîndu-se în zona Padeș-vîrful Prislop-Apa Gladnei-valea Rozalia. În cadrul lor predomină net rocile terigene (reprezentate prin șisturi sericito-cloritoase ± cuarțoase ± biotit, șisturi sericito-grafitoase), alături de care apar sporadic calcare, dolomite, metatufuri bazice și acide[25], cuarțite negre.

Menționăm că la sud și sud-vest de masivul dolomitic de la Luncani se individualizează o asociație discontinuă de roci verzi tufogene, calcare și cuarțite negre care tind să constituie un orizont reper cu extindere limitată, situat înspre partea inferioară a complexului Pd_2.

---

[24] Astfel delimitat, complexul cuprinde și rocile terigene atribuite „seriei filitelor de Padeș" (P a p i u 1956 ; P a p i u et al., 1962, 1963, 1964 ; P o p e s c u 1964), considerată ca reprezentînd partea inferioară a formațiunilor epimetamorfice din Poiana Ruscă.

[25] Metatufuri acide se cunosc pe Valea Băniței.

Institutul Geologic al României

Rocile carbonatice constituie uneori apariții mai importante în zona bazală a complexului (în zona pîrîului Floroni-pîrîul Brăcinarului și la SSW de Baloșești); frecvența și importanța acestor formațiuni scade mult înspre partea superioară a termenului Pd_2 (calcarele subțiri din bazinul superior al văii Apa Gladnei).

Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al metatufurilor acide (Pd_3) — de Leșnic

Complexul Pd_3 urmează în succesiune normală peste cel precedent descris și ocupă o suprafață restrînsă în partea de SW a regiunii, apărînd în culmea Bordaru-vîrful Dăii și în părțile superioare ale văilor Nădrag și Padeș. Complexul Pd_3 cuprinde partea superioară cunoscută a stivei de șisturi cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. Limita inferioară a acestui termen se situează la baza unui important orizont de metatufuri acide — orizontul Bordaru, care în culmea Bordaru constituie un sinclinal cu afundare vestică. În zona noastră, grosimea cunoscută a complexului Pd_3 depășește 1000 m.

Pachetul de care ne ocupăm este alcătuit în majoritate din șisturi terigene (șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericito-grafitoase, șisturi sericitoase, filite) și roci tufogene acide; subordonat mai apar calcare rubanate. În baza complexului se distinge orizontul Bordaru, de 100—250 m grosime, constituit din metatufuri acide, asociate uneori cu calcare subțiri; în acest orizont se află localizate minereurile piritoase vulcanogen-sedimentare metamorfozate, de la Dîmbul cu Fier (Mureșan, 1966, 1968). Deasupra se situează o stivă (peste 900 m grosime cunoscută) de roci terigene, în general sericito-cloritoase, în care se intercalează lentile și strate subțiri de calcare și metatufite acide.

Deși complexul Pd_3 are în parte un caracter vulcanogen acid, cuprinzînd produsele tufogene corespunzătoare începutului fazei principale a magmatismului extrusiv acid din Poiana Ruscă, el a fost atașat seriei terigene de Padeș (Mureșan, 1966, 1968; Kräutner et al., 1969), întrucît volumul relativ redus al materialului tufogen acid în comparație cu cel al rocilor terigene din complex, nu justifică separarea unei serii sedimentogene-vulcanogene acide, cum s-a separat de pildă în formațiunile epimetamorfice din Carpații Orientali (seria sedimentogenă vulcanică acidă — de Tulgheș). S-a discutat (Kräutner et al., 1969) posibilitatea separării unei astfel de serii în masivul Poiana Ruscă, numai în cazul cînd în regiuni învecinate acestei unități, cum ar fi de exemplu cristalinul Raportului, s-ar putea delimita o astfel de serie, în care metatufurile acide

Institutul Geologic al României

să apară în cantități mari și ca acestea să se poată paraleliza din punct de vedere al poziției stratigrafice cu complexul Pd_3 din regiunea noastră.

C) MAGMATISM

Stiva devonian-carbonifer inferioară epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă, în care se înscrie și regiunea noastră, cuprinde numeroase intercalații de metatufuri și corpuri de roci eruptive metamorfozate. Aceste produse magmatogene demonstrează că în bazinul de sedimentare, în care se formau rocile inițiale, a avut loc o activitate magmatică relativ intensă, care s-a manifestat atît extrusiv cît și intrusiv.

1. EVOLUȚIE DE ANSAMBLU

Deslușirea succesiunii formațiunilor acum metamorfozate a permis stabilirea poziției stratigrafice pe care o ocupă metatufurile precum și a nivelelor pînă la care sînt intruse rocile metaeruptive (fig. 4). Au fost distinse două cicluri magmatice principale, care s-au desfășurat în mai multe faze succesive (Kräutner, 1964; Mureșan, r1965, 1968; Kräutner et al., 1969); fiecare ciclu se caracterizează în afara timpului de manifestare, prin particularități petrografice, chimice și metalogenetice proprii.

Primul ciclu s-a desfășurat în decursul Devonianului mediu și superior, în care timp s-a format seria de Ghelar. Produsele magmatogene care au luat naștere în acest timp atestă caracterul predominant bazic al activității magmatice corespunzătoare.

Cel de al II-lea ciclu a avut loc în decursul Carboniferului inferior, concomitent cu depunerea părților mediane și superioare ale seriei de Padeș. Rocile magmatogene care aparțin acestui ciclu sînt în marea lor majoritate acide.

Din punct de vedere petrografic, produsele bazice și acide, formate în decursul celor două cicluri, constituie două provincii petrografice distincte (Kräutner, 1963, 1964; Mureșan, r1965, 1968):

a) provincia magmatismului bazic

b) provincia magmatismului acid.

Datele de ordin petrografic și chimic indică surse magmatice de proveniență diferită pentru cele două provincii menționate; cele mai importante argumente în favoarea acestei poziții sînt lipsa unor termeni intermediari între produsele tipice bazice și acide precum și faptul că cele două provincii corespund în general celor două cicluri importante de mani-

Institutul Geologic al României

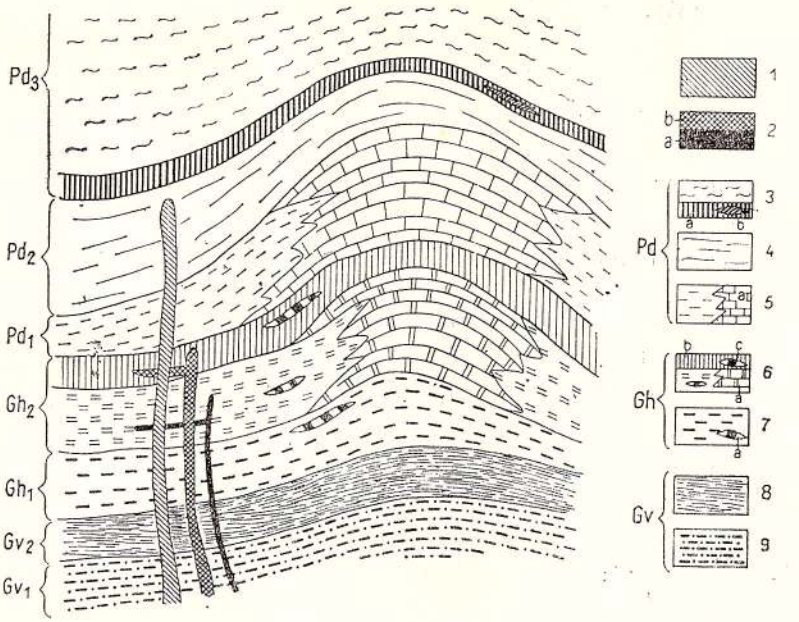


Fig. 4. — Principalele relații stratigrafice și magmatice premetamorfice în partea de NW a masivului Poiana Ruscă.

1, porfiroide (metariolite, metakeratofire cuartifere) și metagabbrouri din prima fază a ciclului magmatic carbonifer inferior; 2, metagabbrouri (și metadolerite?) din prima fază (a) și din cea de-a doua fază (b) ale ciclului magmatic devonian; Pd, seria de Padeș (Carbonifer inferior): 3, complexul Pd_3 — de Lesnic (a, orizontul de Bordaru, constituit în principal din roci tufogene acide formate în faza II-a a ciclului magmatic carbonifer inferior; b, concentrații piritoase vulcanogen-sedimentare); 4, complexul Pd_2; 5, complexul Pd_1 (a, dolomitele de Luncani); Gh, seria de Ghelar (Devonian mediu și superior): 6, complexul Gh_2 — de Bega (a, dolomitele și calcarele de Nandru-Valea Izvorașului și de Tomești-Groși; b, orizontul Tomești-Groși; c, concentrații ferifere de tip Lahn-Dill); 7, complexul Gh_1 — de Iazuri (a, concentrații ferifere de tip Lahn-Dill); Gv, seria de Govăjdia (Devonian inferior): 8, complexul Gv_2; 9, complexul Gv_1.

Principales relations stratigraphiques et magmatiques prémétamorphiques dans la partie NW de massif de Poiana Ruscă.

1, porphyroïdes (métarhyolites, métakératophyres quartzifères) et métagabbros de la première phase du cycle magmatique carbonifère inférieur; 2, métagabbros (et métadolérites?) de la première phase (a) et de la deuxième phase (b) du cycle magmatique dévonien; Pd, série de Padeș (Carbonifère inférieur): 3, complexe Pd_3 — de Lesnic (a, horizon de Bordaru, constitué principalement de roches tuffogènes acides formées pendant la II-ème phase du cycle magmatique carbonifère inférieur; b, concentrations pyriteuses volcano-sédimentaires); 4, complexe Pd_2; 5, complexe Pd_1 (a, dolomies de Luncani); Gh, série de Ghelar (Dévonien moyen et supérieur): 6, complexe Gh_2 — de Bega (a, dolomies et calcaires de Nandru-Valea Izvorașului et de Tomești-Groși; b, horizon de Tomești-Groși; c, concentrations ferrifères du type Lahn-Dill); 7, complexe Gh_1 — de Iazuri (a, concentrations ferrifères du type Lahn-Dill); Gv, série de Govăjdia (Dévonien inférieur); 8, complexe Gv_2; 9, complexe Gv_1.

Institutul Geologic al României

festare magmatică succesivă în decursul Devonianului și Carboniferului inferior.

Astfel, s-a acceptat (M u r e ș a n, r 1965, 1968a; K r ă u t n e r et al., 1969), că rocile magmatogene bazice ar avea o origine simatică, iar cele acide o origine sialică, așa cum s-a admis și pentru seria de Tulgheș, din Carpații Orientali (M u r e ș a n, 1968 b).

Ciclul magmatismului devonian mediu și superior

După cum s-a arătat, în decursul Devonianului mediu și superior, în timpul formării seriei de Ghelar, s-a desfășurat un magmatism relativ intens, cu caracter predominant bazic.

Acest ciclu corespunde perioadei de maximă activitate a magmatismului bazic și unor faze precursoare ale magmatismului acid.

Rocile magmatogene sînt reprezentate mai ales prin produse tufogene, cele de natură intrusivă fiind mult mai rare și mai puțin extinse.

Rocile tufogene au o deosebită importanță, atît datorită volumelor litologice pe care le ocupă în cadrul seriei de Ghelar, cît și prin faptul că ele marchează foarte precis momentele extrusive, în cadrul succesiunii litostatigrafice a seriei de Ghelar. După repartiția și frecvența șisturilor tufogene, ciclul magmatismului devonian mediu și superior poate fi împărțit în două faze importante corespunzătoare complexelor Gh_1 și Gh_2 ale seriei de Ghelar.

F a z a a I-a s-a desfășurat în decursul Devonianului mediu, repartizîndu-i-se nivelele cineritice bazice ale complexului Gh_1, dezvoltat în zona Iazuri-vîrful Alunului. Aici, după cum s-a arătat, există două orizonturi importante de roci verzi, dintre care cel superior cuprinde și acumulări ferifere oxidice de tipul Lahn-Dill, cunoscute la Iazuri și în culmea Alunului. Întrucît raportul volumelor ocupate, în cadrul complexului Gh_1, de rocile terigene și rocile tufogene bazice, arată o participare relativ importantă a materialului tufogen, în comparație cu părțile mediane și superioare ale seriei de Ghelar, se poate trage concluzia că, în decursul Devonianului mediu, magmatismul bazic s-a manifestat intens prin extruziuni de cinerite bazice.

F a z a a II-a s-a desfășurat în decursul Devonianului superior, în care timp s-a acumulat o stivă groasă de sedimente terigene și carbonatice, în care se intercalează nivelele, în general subțiri, de tufuri bazice și rareori de metatufite acide, tot ansamblul alcătuind complexul Gh_2, al seriei de Ghelar. Spre deosebire de faza I-a, ale cărei produse sînt concentrate într-o coloană litologică nu prea groasă, fazei a II-a îi revin roci

Institutul Geologic al României

magmatogene dispersate în cuprinsul unei stive terigeno-carbonatică foarte groasă, fapt care atestă că între momentele eruptive se interpuneau perioade lungi de acalmie, caracterizate prin acumulări importante de material carbonatic și terigen. În decursul acestei faze, pe teritoriul regiunii noastre, se formează și primele intruziuni de roci cu caracter gabbroid și intruziuni subordonate cu caracter ultrabazic (peridotitic).

Din datele de teren rezultă că în cele mai multe cazuri rocile intrusive bazice și ultrabazice apar fie asociate nivelelor tufogene bazice sau în imediata apropiere a acestora, sub formă de sill-uri. După părerea noastră, această situație nu reprezintă o coincidență întîmplătoare a poziției spațiale a cineritelor cu cea a intruziunilor, ci o expresie a faptului că principalele momente extrusive erau însoțite de intruziuni consangvine; în consecință, sill-urile de roci bazice și ultrabazice intruse la nivele stratigrafice diferite sînt heterocrone, cele intruse în partea superioară a seriei de Ghelar (din orizontul Tomești-Groși) fiind mai noi decît cele din partea mediană a acesteia (metabazitele de pe valea Izvorașului).

În decursul fazei a II-a, în regiune, au avut loc și primele extruziuni de material cineritic acid care au dat naștere actualelor cuarțite feldspatice, care constituie intercalații sporadice în partea mediană a complexului Gh_2 [26].

Cîtorva dintre nivelele importante de roci verzi din complexul Gh_2 li se asociază acumulări ferifere de tip Lahn-Dill, situate în partea mediană a complexului Gh_2 și partea superioară a acestuia, în orizontul Tomești-Groși.

Cele mai importante momente eruptive care au dat naștere unor mase importante de material tufogen bazic, au avut loc către sfîrșitul Devonianului superior, în timpul depunerii orizontului de Tomești—Groși, cu care se încheie seria de Ghelar. La acest nivel stratigrafic, centrul de erupție cel mai important s-ar situa în împrejurimile localității Tomești, unde se acumulează cele mai multe metatufuri și metatufite bazice cunoscute în complexul Gh_2.

În ceea ce privește relațiile de timp dintre fazele I și II ale ciclului magmatic devonian mediu și superior se poate afirma că între sfîrșitul primeia și declanșarea celei de-a doua se situează o perioadă de acalmie vulcanică, corespunzătoare depunerii rocilor terigene și carbonatice din baza complexului Gh_2.

---

[26] În afara regiunii noastre, în zona Ghelar-Vadu Dobrii (K r ă u t n e r, 1964), primele produse acide sînt cunoscute la nivele stratigrafice inferioare, respectiv în complexul Gh_1^S, arătînd că primele erupții precursoare ale magmatismului acid au avut loc deja în decursul primei faze a ciclului de care ne ocupăm.

Institutul Geologic al României

b) Ciclul magmatismului carbonifer inferior

Acest ciclu cuprinde a II-a perioadă de manifestare a magmatismului hercinic premetamorfic, caracterizată prin preponderența produselor acide și care cuprinde în regiune două faze, ambele desfășurate în decursul Carboniferului inferior, produsele lor fiind localizate în seria de Padeș.

Între cele două cicluri se interpune un interval de timp destul de lung de liniștire a activității magmatice, corespunzător complexului Pd_1 al seriei de Padeș, practic lipsit de produse magmatogene [27].

Faza a I-a se referă în principal la activitatea cu caracter predominant intrusiv a magmatismului acid, care s-a manifestat în decursul formării complexului Pd_2.

În zona noastră, rocile magmatogene acide ale acestei faze sînt reprezentate prin dyke-urile de metariolite de la sud de Gladna Montană și Luncani precum și printr-un dyke de metakeratofire cuarțifere de la NNW de vîrful Brăinul Mare; tot acestei faze îi aparține și ivirea de metatufuri acide din valea Bănița (ESE de Gladna Montană). În imediata vecinătate a regiunii noastre, la sud de vîrful Brăinul Mare, apare o fîșie importantă de metatufite keratofirice cuarțifere, străbătute de metagabbrouri, ultimele consangvine rocilor verzi care apar sporadic în complexul Pd_2 (la S și SW de Luncani și la S de Gladna Montană).

Rocile magmatogene bazice menționate reprezintă recrudescențe ale magmatismului bazic, a cărui maximă activitate avusese loc în decursul formării seriei de Ghelar.

Deși nu este cu totul exclus ca dyke-urile de porfiroide menționate să fi fost intruse în partea lor superioară în sedimentele actualului complex Pd_3 (în care caz ar aparține fazei a II-a a ciclului magmatic carbonifer inferior), totuși am înclinat să le atașăm fazei I-a, pe următoarele considerente, expuse mai jos.

1. În complexul Pd_2 se cunosc iviri de metatufuri acide, care ar putea fi interpretate ca aparținînd unor extruziuni acide timpurii, urmate mai tîrziu de formarea unor dyke-uri de porfiroide consangvine lor. Astfel, dyke-urile de metakeratofire cuarțifere își au un corespondent consangvin neîndoielnic în metatufitele keratofirice cuarțifere, intercalate în complexul Pd_2, ceea ce ar fi o dovadă că ambele pot fi atașate fazei a I-a a magmatismului carbonifer inferior.

---

[27] La sud de Poieni (pe valea Malița) și la Fărășești apar cîteva intercalații sporadice de cuarțite feldspatice (roci tufogene acide), localizate în complexul Pd_1.

Institutul Geologic al României

2. Ținînd seama de grosimea mare a formațiunilor terigene care se interpun între cele străbătute de dyke-urile de porfiroide riolitice din regiune (de la S de Gladna Montană și de la S de Luncani) și cele ale complexului Pd_3 (sincron fazei a II-a), este greu de acceptat că structura porfirică accentuată a acestor roci metaeruptive (structură care nu a fost ștearsă de magmatismul regional) ar mai fi putut lua naștere la o atît de mare adîncime de intruziune, situație care ar trebui admisă, atunci cînd ele ar fi atașate fazei a II-a (respectiv dacă le-am considera sincrone complexului Pd_3). Este deci mai ușor de acceptat că aceste porfiroide riolitice s-au consolidat în apropierea suprafeței, deci încă în decursul formării complexului Pd_2) care are și iviri de metatufuri riolitice — valea Băniței).

3. În părțile vestice ale masivului Poiana Ruscă, nu se cunosc situații în care metatufurile acide ale fazei a II-a să fie străbătute de dyke-uri de porfiroide.

În situația că presupunerea noastră corespunde realității, rezultă că dyke-urile de porfiroide din regiunea noastră sînt anterioare celor din partea de NE a masivului Poiana Ruscă, care străbat metatufurile acide ale fazei a II-a.

Ținînd seama de poziția stratigrafică a metatufurilor acide și bazice formate în decursul fazei a I-a și de locul de intruziune al rocilor metaeruptive bazice și acide se poate schematiza pentru partea de NW a masivului Poiana Ruscă o evoluție a momentelor eruptive din decursul fazei a I-a.

1) Erupții sporadice de metatufite și metatufuri acide în timpul depunerii părților bazale ale complexelor Pd_1 (cuarțitele feldspatice de la S de Poieni) și Pd_2 (metatufurile acide de pe valea Băniței).

2) Formarea dyke-urilor riolitice, cunoscute actualmente la S de Gladna Montană și la S de Luncani, intruse în părțile mediane ale complexului Pd_2.

3) Extruziuni sporadice de material tufogen bazic, recunoscut azi sub forma rocilor verzi de la S și SW de Luncani și de pe Valea Rozaliei, localizate în zonele mediane ale complexului Pd_2.

4) Extruziuni de material cineritic acid care a dat naștere actualelor metatufite keratofirice, situate către partea superioară a complexului Pd_2, urmate de intruziuni de keratofire cuarțifere (cele de la N de vîrful Brăinul Mare) și de gabbrouri.

Mineralizațiile hidrotermale metamorfozate de galenă și baritină de la SE de Românești (respectiv la est de Tomești) le atribuim metalogenezei legată de magmatismul acid al fazei I, întrucît ele se deosebesc

Institutul Geologic al României

net mineralogic de concentrațiile plumbo-zincifere din zona Muncelul Mic-valea Dobra (K r ä u t n e r, 1963, 1964), legate cert genetic de porfiroidele fazei a doua a ciclului magmatic carbonifer inferior ; de asemenea se observă diferențe importante în ceea ce privește compoziția izotopică a plumbului din galenele de la SE de Românești față de galenele de la Muncelul Mic.

F a z a a II-a a ciclului magmatic carbonifer inferior se declanșează odată cu formarea complexului Pd_3 al seriei de Padeș. În perimetrul strict al regiunii noastre, acestei faze i se repartizează rocile tufogene acide, cu caracter în general riolitic, grupate în cuprinsul orizontului Bordaru, din baza complexului Pd_3, precum și ivirile sporadice de metatufuri acide situate mai sus în cadrul aceluiași complex.

Imediat la sud-vest de regiunea noastră, în bazinul superior al văii Nădragului, se cunosc și iviri de roci tufogene verzi, reprezentînd manifestări tardive ale magmatismului bazic. În partea de NE a masivului Poiana Ruscă, metatufurile acide ale fazei a II-a sînt străbătute de dyke-uri de porfiroide riolitice (zona Muncelul Mic-valea Dobra ; K r ä u t n e r, 1963).

În zona noastră magmatismul acid al fazei a II-a a fost însoțit de o metalogeneză specifică (M u r e ș a n, 1966, 1968), căreia i se atașează acumulările piritoase vulcanogen-sedimentare metamorfozate de la Dîmbul cu Fier, localizate în rocile tufogene acide ale orizontului Bordaru.

Din prezentarea generală a magmatismului hericinic premetamorfic reies mai multe trăsături generale.

1. Activitatea paroxismală a magmatismului bazic a avut loc în decursul Devonianului mediu și superior (concomitentă formării seriei (Devonianului de Ghelar), precedînd astfel pe cea a magmatismului acid, desfășurată în decursul Carboniferului inferior (în timpul depunerii formațiunilor seriei de Padeș).

2. Activitatea magmatică s-a desfășurat în decursul a două cicluri, între care se situează un interval de timp relativ mare, în care activitatea magmatică practic încetase.

3. În cadrul fiecărui ciclu există produse magmatogene bazice și acide cu deosebirea că în cadrul primului ciclu predomină net rocile magmatogene bazice, iar în cadrul celui de al II-lea rolul important revine celor acide.

Institutul Geologic al României

4. În cadrul fiecăruia din cele două cicluri, produsele tufogene ale unei faze sau ale unui moment eruptiv, sînt de obicei anterioare rocilor eruptive cu chimism similar.

5. Lipsa produselor petrografice magmatogene cu chimism intermediar, prin care să se facă tranziția de la un magmatism la altul.

6. Fiecare tip de magmatism (bazic și acid) a fost însoțit de procese metalogenetice caracteristice.

Faptul că magmatismul acid începe să se manifeste în decursul activității paroxismale bazice și că recrudescențe bazice s-au manifestat în timpul desfășurării maxime a magmatismului acid, corelată cu lipsa produselor cu chimism intermediar reprezintă indicații că produsele bazice și cele acide au origini diferite, primele avînd o proveniență probabil simatică iar ultimele o proveniență sialică (M u r e ș a n, r 1965, 1968; K r ä u t n e r et al., 1969). Dacă această situație corespunde realității atunci este justificată genetic încadrarea produselor bazice și acide ale magmatismului hercinic premetamorfic în două provincii petrologice distincte (K r ä u t n e r, 1963, 1964).

Emisiunile uneori alternative de la adîncimi diferite ale unor magme bazice și acide se explică printr-un regim tectonic instabil, care caracterizează domeniile geosinclinale. Asemenea situații se cunosc de exemplu și în Carpații Orientali, cel mai tipic caz fiind reprezentat de seria de Tulgheș (B e r c i a et al., r 1971), în care alternanța produselor acide cu cele bazice a fost explicată într-un mod similar (M u r e ș a n, 1968b).

2. CARACTERE PETROGRAFICE ȘI CHIMICE

După cum s-a arătat din punct de vedere petrografic produsele magmatismului hercinic premetamorfic se repartizează la două provincii petrologice:

a) provincia magmatismului bazic

b) provincia magmatismului acid.

a). Provincia magmatismului bazic

Activitatea magmatismului inițial bazic, ale cărui faze paroxismale au avut loc în intervalul corespunzător seriei de Ghelar, s-a desfășurat în legătură cu formarea unor fracturi direcționale adînci în fundamentul geosinclinalului, care au permis magmelor simatice să urce înspre suprafață. Această condiționare geotectonică a determinat de asemenea și tipul liniar al erupțiilor bazice, extruziunile de material tufaceu avînd loc de-a-lungul mai multor aliniamente paralele cu astfel de fracturi.

Institutul Geologic al României

Materialul cineritic, emis de cele mai multe ori concomitent de-a lungul diferitelor aliniamente vulcanice, putea să acopere suprafețe mari ale fundului marin, fapt care se poate presupune din extinderea regională în Poiana Ruscă a mai multor nivele și orizonturi bogate în tufuri și tufite bazice, transformate, în timpul metamorfismului regional, în roci verzi. Ca atare, în multe cazuri este destul de dificil să ne referim la aparate vulcanice bine individualizate, produsele extruzive ale diferitelor zone de erupție amestecîndu-se între ele. Totuși, în unele situații, credem că se pot localiza centre vechi de emisie vulcanică, în sectoarele unde orizonturile tufogene bazice prezintă îngroșări rapide și mari, iar materialului extrusiv de aici i se asociază mai frecvent acumulăti ferifere vulcanogene (hidrotermal)-sedimentare, sill-uri de roci bazice precum și roci cuarțoase, ce provin din metamorfozarea unor geluri silicioase, legate genetic de hidrotermalismul vulcanismului bazic.

O astfel de situație se întîlnește la partea superioară a seriei de Ghelar, în preajma localității Tomești. Aici un important nivel de șisturi verzi tufogene, (din cadrul orizontului Tomești-Groși) se îngroașă brusc de la cîteva zeci de metri la cîteva sute de metri; în zona de maximă dezvoltare a acestor roci, care pe direcție atinge 3—3,5 km lungime cartografică, apar mai multe corpuri lenticulare de cuarțite hematitice (geluri silicioase feruginoase, acum metamorfozate) de origine vulcanogen (hidrotermal)-sedimentară, depuse la mai multe nivele stratigrafice în pachetul tufogen considerat. De asemenea, materialului extrusiv i se asociază sill-uri de metabazite (metagabbrouri), roci cuarțoase albe cu structuri ce amintesc de geluri recristalizate metamorfic și cuarțite negre cu aspect sticlos (metalidite). Raritatea, în această structură vulcanică, a materialului terigen, arată că extruziunea și acumularea materialului bazic tufaceu a avut loc într-o perioadă relativ scurtă de timp. Alcătuirea predominantă a aparatului vulcanic din material tufaceu indică apartenența sa la tipul de vulcani piroclastici (cineritici), iar intercalarea și îndințarea produselor sale cu cele terigene și recifogene ale unei serii marine, stratigrafic continuă, arată că structura vulcanică descrisă s-a format în condiții subacvatice.

În regiunea noastră, structuri vulcanice similare, deschise la actualul nivel de eroziune, se mai pot presupune în zona Iazuri, în partea inferioară a seriei de Ghelar (în complexul Gh_1).

Rocile magmatogene bazice intruzive din regiune (metagabbrouri și metaserpentinite vehrlitice) constituie silluri intruse premetamorfic la diverse nivele ale seriei de Ghelar. Existența sill-urilor este demonstrată

Institutul Geologic al României

de structurile relicte holocristaline (ce elimină posibilitatea unor curgeri de lave), intercalarea practic concordantă a acestor roci față de stratificația relictă a rocilor terigene și tufogene înconjurătoare, ceea ce se traduce cartografic prin posibilitatea urmăririi unuia și aceluiași corp la un nivel stratigrafic constant precum și de repetarea acestor roci peste cutele sinmetamorfice ale pachetelor în care ele se localizează.

Un astfel de caz îl prezintă, de exemplu, metagabbrourile asociate orizontului de Tomești-Groși, care constituie sill-uri lungi de cîteva sute sau mii de metri și cu grosimi ce nu depășesc o sută de metri.

Caractere petrografice

În regiune, provinciei magmatismului bazic hercinic i se repartizează roci metaeruptive gabbroide, metaserpentinite vehrlitice și roci tufogene bazice. Dintre acestea, rocile tufogene bazice sînt cele mai răspîndite, arătînd caracterul predominant extruziv al activității magmatogene luată în considerare. Metagabbrourile constituie cîteva corpuri în regiune iar rocile ultrabazice sînt cunoscute într-un singur punct. În Poiana Ruscă, provincia magmatismului bazic cuprinde și metaserpentinite apodunitice (cunoscute la Vadu Dobrii).

Întrucît rocile verzi tufogene au fost descrise cu ocazia litostratigrafiei formațiunilor metamorfice din regiune, în cele ce urmează vor fi prezentate caracterele petrografice ale rocilor bazice și ultrabazice.

Metagabbrouri

În regiunea noastră, S a v u (r 1953) a menționa t și descris iviri de metadiorite, ale căror analize chimice însă le conferă un caracter gabbroid (M u r e ș a n, 1968).

Metagabbrourile constituie sill-uri intruse în partea mediană a complexului Gh_2 (corpul de pe valea Izvoraşului) și în partea superioară a acestuia (corpurile intruse în orizontul Tomești-Groși). Sill-urile de roci bazice metamorfozate, localizate în partea superioară a seriei de Ghelar, sînt cele mai importante, dintre ele detașîndu-se sill-ul care apare la sud de Valea lui Liman (pe o serie de afluenți de pe stînga acestei văi) a cărui lungime depășește 2 km; mai menționăm în cadrul orizontului de Tomești-Groși, metagabbrourile de pe pîrîul Vătrani, pe cele din împrejurimile localității Tomești și pe cele din partea superioară a văii Pîlcului (SE de Fărășești).

Metagabbrourile sînt roci de culoare verde în care se observă uneori cu ochiul liber amfiboli și plagioclazi. Textura este variabilă, de la orien-

Institutul Geologic al României

tată la șistoasă. Structura lor este de asemenea variabilă, observîndu-se structuri gabbroice relicte (în varietățile cu textură orientată) și structuri nematogranoblastice (în varietățile șistoase).

În cîteva secțiuni am observat tendințe structurale subofitice, care ar constitui o indicație că rocile luate în considerare s-au consolidat la adîncimi nu prea mari (hipoabisice), luînd naștere roci de tranziție între gabbrouri și dolerite. De altfel, problema structurii rocilor bazice metamorfozate în condiții epimetamorfice, care ne-a interesat încă de multă vreme, este deosebit de complexă. Astfel, ne putem imagina faptul că o rocă doleritică cu structură ofitică (plagioclazi idiomorfi, piroxeni allotriomorfi) poate căpăta în timpul blastezei o structură pseudo-gabbroidă, datorită faptului că feldspatul are putere de idioblasteză mult redusă în comparație cu cea a amfibolului metamorfic care înlocuiește (într-o primă fază) piroxenul primar. În acest fel privite lucrurile, nu este exclus ca în zonele periferice ale corpurilor de metabazite să fi existat și roci doleritice (datorită în parte și condițiilor de răcire mai rapidă a acestor porțiuni în comparație cu cele din zonele centrale ale corpurilor de metabazite), dar care azi nu pot fi recunoscute cu toată certitudinea, datorită faptului că tocmai porțiunile marginale ale corpurilor de roci bazice au suferit cele mai importante recristalizări metamorfice, fiind supuse direct stressului sinmetamorfic și a soluțiilor apoase hidrotermal-metamorfice (care proveneau din sedimentele înconjurătoare).

În metabazite apar în cantități apreciabile hornblenda verde-albăstruie, cloritul, plagioclazul, epidotul, clinozoizitul; sporadic și subordonate cantitativ, mai pot apare cuarțul, calcitul, hornblenda brună, biotitul, titanitul, ilmenitul, magnetitul, zirconul și apatitul.

Grupa acestor minerale este în principal rezultatul proceselor de metamorfism regional care au transformat paragenezele inițiale relativ simple ale gabbrourilor, într-o asociație mineralogică complexă polistadială; piroxenul, hornblenda și plagioclazul — mineralele principale primare ale gabbrourilor — au fost transformate de obicei total. Locul acestora a fost luat de mineralele mai stabile în noile condiții termodinamice, existente în timpul metamorfismului regional; uneori în zonele centrale ale corpurilor de metabazite, aceste recristalizări, nu au șters total structura magmatică inițială, melanocratele și plagioclazii inițiali fiind psuedomorfozați de către mineralele mai noi.

P i r o x e n i i inițiali au fost total transformați, ei fiind înlocuiți prin hornblendă verde-albăstruie (0,05—1 cm lungime), primul și cel mai important stadiu de adaptare al acestor minerale la noile condiții ; mineralul secundar rezultat, respectă în general dispoziția în spațiu a vechiului cristal înlocuit (pseudomorfoză), fapt care dă posibilitatea ca structura gabbroidă

Institutul Geologic al României

inițială, să poată fi recunoscută în varietățile cu textură orientată. În al doilea stadiu, hornblenda verde-albăstruie se transformă de obicei în clorit și mai rar penin, căruia i se asociază uneori și epidotul. Cloritizarea este aproape totală în varietățile șistoase, cuprinzînd practic întreaga masă a amfibolului ; fenomenul începe pe clivaje și cuprinde treptat întregul volum al mineralului mai vechi. Uneori, în cazul sill-ului de la S de Valea lui Liman, am observat trecerea amfibolului verde-albăstrui în biotit și apoi transformarea celor două minerale în clorit. Uneori, în metagabbrouri (de exemplu în cele de pe pîrîul Vătrani) s-au observat, alături de fenomene de cloritizare, și talcizări ale amfibolului verde-albăstrui (planșa III. fig. 1).

Judecînd după faptul că frecvent în masa metagabbrourilor apar granule de titanit, s-ar putea presupune că piroxenul inițial înlocuit avea în rețeaua sa titan (augit titanifer ?), care s-a eliberat în timpul amfibolitizării acestuia. O parte din calcitul și fierul, rezultate la transformarea piroxenului, au putut intra în rețeaua mineralelor din grupa epidotului și zoizitului, care apar uneori asociate strîns cu hornblenda verde albăstruie.

H o r n b l e n d a b r u n ă reprezintă un relict din roca magmatică primară. Ea a fost observată atît în corpul de metabazite de pe valea Izvorașului cît și în cel de la nord de Luncani. Este de obicei parțial înlocuită de hornblendă verde-albăstruie, la rîndu-i pe cale de cloritizare (planșa III, fig. 2).

F e l d s p a ț i i p l a g i o c l a z i calco-sodici primari au fost total înlocuiți, fiind pseudomorfozați prin albit. După conturele păstrate, se poate deduce că erau hipidiomorfi și mai rar allotriomorfi ; prezintă uneori macle polisintetice, după legea albitului. În toate cazurile feldspații sînt însoțiți de produse de transformare (saussuritizare) : epidot, zoizit, calcit ; rareori în albit se observă granule de zircon. Compoziția actuală a feldspaților și asociațiile mineralogice rezultate din transformarea celor inițiali, arată că plagioclazul primar bazic a fost înlocuit de albit, calciul și aluminiul expulzate intrînd în rețeaua mineralelor secundare amintite. Agregatele saussuritice apar frecvent atît pe clivajele feldspaților cît și în masa acestora. Calciul apare fie ca granule sporadice asociate feldspaților, fie ca filonașe mobilizate sinmetamorfic.

I l m e n i t u l, care constituia un mineral primar accesoriu în gabbrourile inițiale, a fost tota ltransformat în magnetit și titanit ; acest lucru se deduce din asociația frecventă a magnetitului cu leucoxenul (titanit), care uneori constituie agregate ce înlocuiesc total fostul mineral. Leucoxenizarea ilmenitului reprezintă un proces de transformare datorit metamorfismului regional suferit de rocă. Fierul în exces a intrat în constituția magnetitului. Calciul necesar formării leucoxenului a fost adsorbit din imediata apropiere, adică din rețeaua plagioclazului și a piroxenilor primari, care la rîndul lor sufereau transformări profunde.

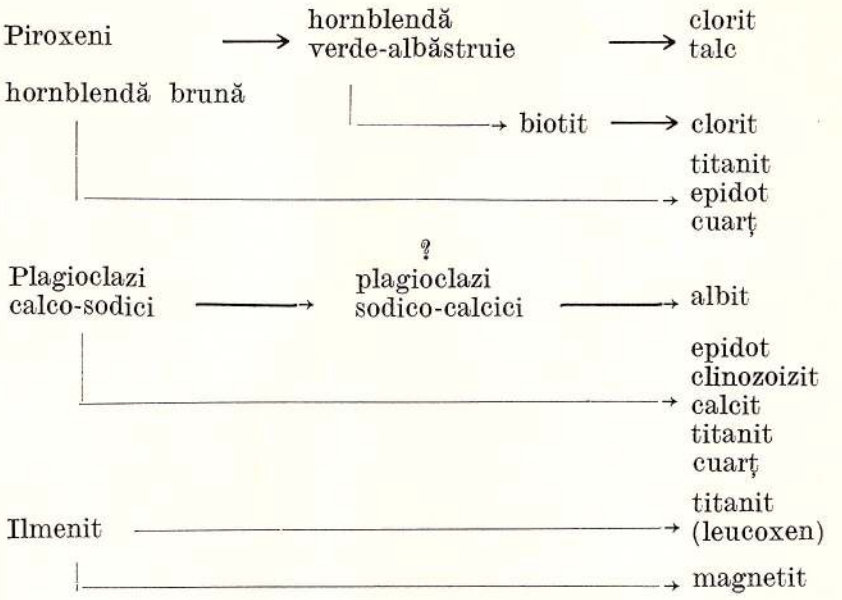
A p a t i t u l apare cu totul sporadic și constituie indivizi granulari allotriomorfi ; apatitul reprezintă un mineral primar accesoriu al rocilor inițiale.

C u a r ț u l constituie apariții puțin frecvente și este un mineral secundar, produs al metamorfismului regional, el rezultînd din silicea eliberată la transformarea piroxenilor și plagioclazilor primari. Cuarțul apare frecvent ca granule xenomorfe (uneori cu extincție ondulatorie) și rar ca indivizi alungiți dispuși pe fețele magnetitului („umbre de presiune"). Prin mobilizări metamorfice mai avansate s-au format uneori filonașe de cuarț, dispuse haotic pe fisurile din masa rocii.

În concluzie, în metagabbrourile analizate, se surprinde o serie de transformări succesive ce exprimă tendința de adaptare a asociației minerale inițiale, la noile condiții fizico-chimice și termodinamice care au dom-

Institutul Geologic al României

nit în timpul metamorfismului regional. Sensul acestor procese de transformare este urmtăorul :



Aceste relaţii arată că termenii mineralogici finali ai proceselor de transformare sînt reprezentaţi prin clorit, albit, epidot, clinozoizit, calcit, titanit, cuarţ. Aceste minerale sînt caracteristice faciesului şisturilor verzi.

După cum se observă, transformările mineralogice nu sînt duse pînă la capăt, întrucît se surprinde coexistenţa mineralelor de tranziţie (hornblendă verde-albăstruie), specifice unui grad de metamorfism mai înalt, cu cele caracteristice unui metamorfism de un grad mai coborît. Aceasta arată că metagabbrourile nu s-au adaptat complet la noile condiţii termodinamice, condiţii sub influenţa cărora rocile terigene şi tufogene bazice, în care sînt localizate metagabbrourile, s-au adaptat în totalitate. Adaptarea incompletă a acestor roci metaeruptive bazice, la condiţiile metamorfismului regional, se datorează structurii compacte iniţiale (fapt care a îngreunat circulaţia soluţiilor apoase hidrotermal-metamorfice) şi a cantităţilor reduse de apă existentă iniţial în gabbrouri. Situaţiile constatate arată de asemenea că piroxenul iniţial nu trece direct la clorit, ci se transformă întîi în hornblendă verde-albăstruie, care la rîndul ei este apoi cloritizată. Transformarea de acest tip a fost explicată de Turner şi Verhoogen (1967), prin faptul că diferenţa de edi-

Institutul Geologic al României

ficiu cristalin între piroxeni și clorit fiind foarte mare, trecerea de la unul la altul se face prin intermediul amfibolului (hornblenda verde-albăstruie).[28]

Metaserpentinite vehrlitice

Rocile ultrabazice metamorfozate au fost menționate în regiune pentru prima dată de P a p i u (1956). Ele apar sub forma unui corp lenticular orientat NNE — SSW, care aflorează către partea superioară a văii Drujii, în versantul drept al acesteia.

Aceste roci, de culoare negricioasă și cu structură masivă, sînt alcătuite din minerale serpentinitice (antigorit, crisotil), piroxen monoclinic (augit), clorit (clinoclor) magnetit și talc; P a p i u (1956) și P o p e s c u (r 1964) menționează și prezența resturilor de olivină, a uralitului și a actinotului. Alcătuirea mineralogică și caracterele petrochimice ale acestor roci ne determină să le considerăm drept vehrlite, parțial serpentinizate, afectate ulterior de metamorfismul regional.

A u g i t u l reprezintă principalul mineral primar care se mai poate observa actualmente în toate secțiunile studiate. Piroxenii constituie indivizi xenomorfi și rar hipidiomorfi frecvent fisurați. Uneori, pe fisurile piroxenilor se observă clorite. În unele cazuri, piroxenul include minerale serpentinice, care după formă, se poate presupune că provin din olivină, înglobată poikilitic în piroxen.

O l i v i n a, în cazurile observate de noi, este total substituită de mineralele serpentinice, recunoscîndu-se numai după fostele ei conture cristalografice.

În urma serpentinizării olivinei au luat naștere structuri celulare tipice date de dispoziția mineralelor serpentinice care o pseudomorfozează. În timpul serpentinizării olivinei s-au eliberat și mici cantități de magnetit secundar. Judecînd după predominanța mineralelor serpentinice se poate trage concluzia că olivina predomina net asupra piroxenilor.

În rocile studiate se observă porțiuni serpentinice cu structură celulară înconjurate de o matrice reticulară antigoritică cu structură difuză sau rectangulară, caracterizată printr-o cristalinitate fină a mineralelor constituente (planșa IV). Structura celulară reprezintă o structură inițială premetamorfică legată de procesul de serpentinizare al rocilor descrise. În timpul proceselor de metamorfism regional, structura celulară a fost parțial distrusă, luînd naștere prin recristalizare matricea fină antigoritică menționată. Aceasta, la rîndul ei, a fost parțial talcizată sau cloritizată.

Principalele etape de transformare la care au fost supuse rocile vehrlitice, înaintea și în timpul proceselor de metamorfism regional, sînt redate mai jos.

E t a p a p r e m e t a m o r f i c ă: olivina se serpentinizează în majoritatea cazurilor complet, luînd naștere structura celulară, conco-

[28] După cum s-a arătat, uneori hornblenda verde-albăstruie trece la clorit prin intermediul biotitului.

Institutul Geologic al României

mitent eliberîndu-se fier care intră în constituția pulberilor de magnetit secundar.

Etapa sinmetamorfică: mineralele serpentinice formate în etapa anterioară recristalizează sub formă de antigorit cu structură rectangulară sau difuză, vechile structuri celulare fiind parțial distruse; uneori mineralele serpentinice se cloritizează sau trec în talc; augitul se ficurează și uneori se cloritizează; magnetitul secundar pulverulent, format în decursul serpentinizării, recristalizează sub formă de indivizi granulari, uneori cu conture hipidiomorfe sau idiomorfe.

Caractere chimice

În vederea precizării originii rocilor magmatogene metamorfozate din regiune, s-au efectuat analize chimice de silicați asupra tuturor tipurilor principale de astfel de roci. Rezultatele analitice obținute au fost prelucrate complex, după diverse metode existente în literatura clasică, urmărindu-se a se obține o serie de parametri cu ajutorul cărora să se obțină: certitudinea că rocile luate în considerare sînt într-adevăr de natură n'agmatogenă; tipurile magmatogene primare; tipul și evoluția produselor de diferențiere magmatică; descifrarea legăturilor de consangvinitate între diversele grupe de roci magmatogene.

Combinarea și alegerea diferitelor metode propice lămuririi problemelor de mai sus, le-am utilizat, pentru prima dată la noi în țară, la rocile magmatogene din cristalinul Carpaților Orientali, obținîndu-se rezultate concludente, care ne-au încurajat în aplicarea metodologiei alese și în cazul regiunii studiate.

Metodologia complexă aplicată a fost necesitată, în primul rînd, de faptul că rocile analizate au suferit metamorfismul regional, în urma căruia au luat naștere asociații de minerale noi, din studiul cărora nu se pot obține totdeauna date precise asupra tipurilor petrografice primare.

În ceea ce privește rocile care aparțin provinciei hercinice a magmatismului bazic, după cum s-a arătat, ele sînt reprezentate atît prin roci metaeruptive propriu zise cît și prin tufuri și tufite metamorfozate. Această situație a impus înscrierea datelor lor analitice, în tabele diferite, iar în diagrame separarea lor prin semne deosebite spre a putea fi descrise comparativ (tabelele 4—32 și figurile 5—19). În cazul rocilor metaeruptive, s-au luat în considerare și alte analize existente din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă, în vederea obținerii unor legități referitoare la tipul proceselor de diferențiere magmatică, care le-au dat naștere.

Institutul Geologic al României

TABELUL 4

Analizele chimice ale rocilor bazice și ultrabazice metamorfozate

Nr. analizei	Roca	Provenienţa	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	S	CO_2	H_2O^+	H_2O^-	Suma
500	Metaserpentinit vehrlitic	Socet	42,00	6,63	5,47	7,96	0,14	22,80	0,49	2,15	0,30	0,76	0,04	urme	—	9,51	1,29	99,54
501	Metaserpentinit dunitic	Dealul Muncelul (NE Vadu Dobrii)	40,56	2,59	0,80	6,60	0,35	36,53	0,80	0,71	urme	—	0,04	0,10	—	10,93	—	100,01
309	Metaserpentinit vehrlitic	Valea Drujii (SE Tomeşti)	37,87	8,42	7,55	6,20	0,20	26,80	3,61	urme	urme	0,28	—	urme	—	8,85	0,10	99,98
6198	Metabazit (metagabbrou)	Socet	44,47	15,61	9,69	3,32	0,18	7,34	12,88	2,83	0,26	0,41	0,15	0,24	urme	2,23	0,11	99,72
412	Metabazit (metagabbrou)	Valea Izvoraşului (S Poieni)	41,24	15,51	9,02	5,93	0,28	10,20	9,24	3,23	0,15	2,25	—	0,09	1,97	1,00	0,09	100,20
377	Metabazit (metagabbrou)	Valea Bega (Colonia Tomeşti)	41,75	17,97	8,87	4,83	0,17	7,53	6,16	3,12	0,25	2,92	0,49	urme	2,63	2,72	0,30	99,71
347	Metabazit (metagabbrou)	Pîrîul Vătrani (S Poieni)	51,74	18,41	7,00	1,70	0,28	3,20	8,80	4,58	1,27	0,77	—	0,18	—	1,37	0,20	99,52
10	Metabazit (metagabbrou)	Valea Nădrăgel (N Nădrag)	44,60	17,04	7,23	5,22	0,14	11,60	5,70	3,94	0,47	—	—	—	—	3,20		99,14
6151	Metabazit (metagabbrou)	Valea Nădrăgel (N Nădrag)	46,52	18,30	5,30	5,22	0,10	8,20	6,94	4,35	1,16	—	—	—	—	3,37		99,46

Analişti: Cristina Popescu (347, 412, 309); Theodora Dumitrescu (6151, 10); Gh. Lahovary (500, 6197); A. Kyzyk (377)

Nivelul de intruziune al rocilor analizate : 500 şi 6198 în seria de Bătrîna ; 501 în complexul Gh_1^s ; 309, 377 şi 347 în partea superioară a seriei de Ghelar (orizontul Tomeşti-Groşi) ; 412 în partea mediană a complexului Gh_2^N ; 10 şi 6151 în partea superioară a complexului Pd_2.

Institutul Geologic al României

TABELUL 5

Analizele chimice ale rocilor lufogene bazice metamorfozate

Nr. analizei	Proveniența	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	S	CO_2	H_2O^+	H_2O^-	Suma
335	Valea cu Pești (Iazuri)	46,46	24,08	3,70	9,30	0,21	0,44	6,58	3,38	1,70	1,53	—	0,12	—	1,90	—	99,50
337	Iazuri	43,10	11,13	10,10	9,45	0,26	7,26	8,91	3,40	0,16	2,34	0,28	0,04	1,09	2,11	—	99,53
2/17	Iazuri	39,96	15,81	2,08	8,30	0,30	8,29	9,06	2,10	0,38	1,12	0,15	urme	6,57	4,61	0,14	98,87
6/17	Iazuri	47,10	15,10	7,85	3,85	0,15	6,35	9,00	3,30	1,10	2,08	0,22	—	1,78	2,55	0,12	100,55
7/17	Iazuri	42,27	17,26	4,86	7,25	0,22	11,12	5,80	3,63	0,05	1,67	0,12	—	2,46	2,98	—	99,89
8/17	Iazuri	43,50	16,50	8,30	7,00	0,22	5,40	10,50	1,36	0,34	1,85	0,50	urme	1,54	2,53	urme	99,54
9/17	Iazuri	45,32	17,30	7,00	6,40	0,21	6,45	11,34	0,89	0,12	1,62	0,45	urme	1,12	1,50	urme	99,72
10/17	Iazuri	48,50	16,52	6,91	5,13	0,17	3,75	9,24	2,65	0,97	2,32	0,63	0,08	1,78	1,12	0,10	99,87
11/17	Iazuri	47,54	16,15	8,25	4,52	0,24	3,10	10,15	3,23	0,48	2,27	0,62	urme	2,15	1,40	urme	100,10
1/13	Iazuri	44,92	16,65	5,12	4,08	0,18	5,49	12,41	3,15	0,48	1,12	0,19	urme	3,04	1,96	0,15	99,24
2/13	Iazuri	45,07	14,22	6,63	5,04	0,20	6,00	11,35	2,48	0,05	1,90	0,26	urme	5,03	2,11	0,12	100,46
3/13	Iazuri	37,70	17,03	9,90	3,81	0,28	2,41	12,04	1,67	1,12	2,45	0,57	urme	9,24	1,15	0,15	99,61
1/16	Iazuri	44,31	15,17	5,39	9,19	0,16	5,56	5,77	3,38	0,30	2,75	0,48	—	3,50	3,20	—	99,66
4/16	Iazuri	42,66	18,87	6,06	6,15	0,20	4,94	7,42	4,15	0,87	2,40	0,72	0,07	2,13	2,73	0,22	99,59
5/16	Iazuri	47,82	17,53	8,68	2,87	—	5,72	9,10	1,02	0,24	0,62	0,28	0,30	2,29	2,90	0,04	99,41
1/32A	Iazuri	54,00	12,75	3,05	15,75	0,55	3,00	0,90	3,15	0,55	0,95	0,22	1,30	0,03	4,15	0,12	100,47
4/32	Iazuri	46,16	14,69	5,50	4,37	0,20	4,70	14,21	3,37	0,33	1,60	0,16	0,07	3,03	1,33	0,15	99,87
7/32	Iazuri	47,58	18,47	2,90	8,90	0,14	4,40	5,06	4,36	1,18	2,00	0,97	0,09	0,84	2,87	0,13	99,89
4/15	Iazuri	40,92	27,34	1,50	7,31	0,28	6,66	7,19	2,14	0,60	2,32	0,29	—	1,18	2,87	—	100,60
7/15	Iazuri	46,00	18,12	10,54	3,87	—	5,29	7,28	1,86	0,72	0,62	0,32	0,26	1,50	2,55	0,07	99,00
3/14	Iazuri	44,40	14,50	6,17	10,80	0,11	6,00	6,20	3,80	0,45	2,22	0,17	0,13	3,72	1,50	0,15	100,32
379	Valea Drujii (S Tomești)	37,75	16,60	4,65	8,00	0,12	5,60	9,90	3,70	1,55	2,08	0,27	—	5,33	3,75	0,22	99,52
349	Valea Bega (N Luncani)	40,30	19,50	9,10	4,70	0,08	7,60	4,15	0,75	5,55	3,20	0,29	—	1,10	4,05	0,15	100,52
313	Pîrîul Mare (S Luncani)	51,30	14,48	2,47	6,77	0,16	4,70	5,60	4,46	0,10	1,77	0,27	0,43	5,44	1,77	0,16	99,88
43	Valea Rozalia (S Gladna)	44,56	16,42	4,00	10,08	0,38	5,05	5,75	3,70	0,75	2,40	0,57	0,04	3,65	2,72	0,28	100,35

Analiști: Suzi Iliescu (313, 4/32, 8/17, 9/17, 11/17, 3/14, 7/32, 2/13), A. Kizyk (4/16, 10/17), Georgeta Nedelcu (5/16, 7/15), Cristina Popescu (335), Gr. Racu (1/32A, 6/17, 349, 379), Carmen Agrigoroaiei (3/13), Ioana Roman (2/17, 1/13), Gh. Lahovary (7/17, 1/16, 4/15, 337), Simina Bunea (43). NB Analizele 335—3/14 provin din complexul Gh_1; analizele 379 și 349 provin din complexul Gh_2 (orizontul Tomești-Groși); analizele 313 și 43 (metatuf bazic cornificat în zona de contact a banatitelor) provin din complexul Pd_2.

Institutul Geologic al României

TABELUL 6

Analizele spectrografice cantitative ale unor roci magmatogene și terigene metamorfozate

Nr.	Roca	Proveniența	Pb	Cu	Sn	Ga	Ni	Co	Cr	V	Be	Ba
412	Metagabbrou	Valea Izvorașului	7	58	<5	17,5	82	22	48	92	<1,5	<300
1/16	Șist tufogen bazic	Iazuri — Gh_1	10,5	110	<5	18,5	35	36	15,5	155	<1,5	<300
41/66	Porfiroid riolitic	Valea Rozalia	31	24	11	23	7,5	5	6,5	15,5	2,8	570
59/66	Șist tufogen acid	Dealul Bordaru -Pd_3	13,5	<5	22	51	7,5	6	7	22	3,2	1250
30T	Șist sericitos cu clorit	Iazuri — Gh_1	14	56	5	24	50	25	55	100	3,0	1050
316/65	Șist sericitos cu clorit și grafit	Iazuri — Gv_2	10,5	76	6	38	58	48	66	115	4,6	660

Analist: Constanța Udrescu
NB. Valorile sînt exprimate în ppm

La calculele petrochimice ale analizelor de roci tufogene bazice, am fost puși în situația de a le face, fie îndepărtînd din analiză CaO corespunzător CO_2 (corecție pentru calcit), fie a nu face această corecție.

În prima variantă, parametri obținuți nu au permis în multe cazuri încadrarea acestor roci la tipuri magmatice bazice cunoscute sau au corespuns în alte cazuri la roci cu un chimism intermediar; cea de-a doua variantă a arătat că cele mai multe roci tufogene bazice au un chimism gabbroid, cele cîteva cazuri de neîncadrare datorindu-se faptului că aceste roci reprezintă în fond acumulări de material cineritic, impurificat uneori cu aporturi terigene, asupra căruia apa încărcată cu CO_2 a putut acționa relativ intens, datorită porozității existente în sedimentele tufacee primare. Cele de mai sus arată că, calciul legat în carbonat provine din însăși materialul cineritic inițial și că în majoritatea cazurilor calcitul rezultat s-a depus în masa tufurilor și tufitelor bazice, în rare cazuri el fiind îndepărtat din acestea. În această situație, concluzia care se impune pentru regiunea noastră este că procesele de spilitizare (de îmbogățire procentuală în Na_2O) sînt de natură secundară și că se datorează în principal acțiunii apei încărcată cu CO_2 (probabil în bună parte de origine vulcanică). Această concluzie este întărită și de faptul că în majoritatea rocilor bazice și ultrabazice CO_2-ul lipsește și că în rocile bazice propriuzise (6198—6151) CaO apare în cantități mereu ridicate. Aceasta arată că aceste roci în marea lor majoritate s-au intrus în sedimente la adîncimi relativ mari față de limita sedimente-apa mării, neputînd fi astfel

Institutul Geologic al României

TABELUL 7

Parametri N i g g l i *și tipurile de magmă corespunzătoare. Roci eruptive bazice și ultrabazice metamorfozate.*

Nr. analizei	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*ti*	*t*	*qz*	$\frac{c}{fm}$	Tipul de magmă
500	81,56	7,58	87,06	1,05	4,31	0,08	0,75	1,16	2,22	−35,68	0,01	Magmă ortaugitică-peridotitică — intermediară între subtipurile ortaugitic și peridotitic
501	63,53	2,45	95,20	1,32	1,03	0,00	0,89	—	0,10	−40,59	0,01	Magmă ortaugitică-peridotitică—subtipul peridotitic (al <, c<)
309	63,38	8,25	85,35	6,40	—	0,00	0,78	0,40	1,85	−36,62	0,07	Magmă ortaugitică-peridotitică — subtipul peridotitic (al >, c>)
6198	94,56	19,68	44,67	29,39	6,26	0,06	0,52	0,63	15,97	−30,48	0,65	Apropiată de magma gabbroidă — subtipul piroxengabbroid (fm>, alk>)
412	83,42	18,45	55,01	20,04	6,50	0,03	0,56	3,40	− 8,09	−42,58	0,36	Magmă hornblenditică — subtipul hornblenditic (al>, fm<)
377	97,96	25,30	51,73	15,50	7,47	0,05	0,51	5,07	2,33	−31,92	0,30	Tinde să se apropie de magma gabbroidă—subtipul gabbroid (al>, c<, k<)
347	138,98	29,14	31,48	25,34	14,04	0,15	0,40	1,61	−10,24	−17,18	0,80	Apropiată de magma leucogabbroidă—subtipul belugitic (c<, alk>).
10	94,00	21,20	57,00	12,90	8,90	0,09	0,63	—	1,02	−42,00	0,22	Tinde să se apropie de magma gabbroidă—subtipul fm-gabbroid (si>, al<, c<, alk>)
6151	106,40	24,73	47,07	16,90	11,30	0,15	0,59	—	2,42	−38,80	0,36	Apropiată de magma natron-gabbroidă — subtipul essexitgabbroid (si>, al>, c>)

N.B. Pentru analizele 10 și 6151 s-au utilizat parametri N i g g l i după M a i e r, S o l o m o n (1967)
La probele 501, 10 și 6151, TiO_2 nefiind dozat nu s-a calculat parametrul *ti*.

Institutul Geologic al României

TABELUL 8

Parametri N i g g l i *și tipurile de magmă corespunzătoare. Roci tufogene bazice metamorfozate.*

Nr. analizei	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	t	qz	$\frac{cf}{m}$	Tipul de magmă
335	125,95	38,42	30,75	19,04	11,79	0,25	0,06	3,09	7,57	−21,21	0,62	Neîncadrabilă
337	93,11	14,50	57,48	20,67	7,35	0,03	0,41	3,77	−13,62	−36,29	0,21	Intermediară între magma gabbroidă și cea hornblenditică
2/17	94,06	22,06	49,80	22,77	5,37	0,10	0,58	1,98	− 6,08	−27,42	0,46	Apropiată de magma gabbroidă — subtipul c-gabbroid
6/17	114,45	21,82	45,46	23,35	9,42	0,18	0,50	3,80	−10,95	−23,23	0,51	Foarte apropiată de magma natrongabbroidă — subtipul essexitgabbrodioritic (si >)
7/17	91,13	21,94	57,09	13,33	7,64	0,01	0,63	2,72	0,97	−39,43	0,23	Neîncadrabilă (fm mare, c<< față de magma gabbroidă)
8/17	101,12	23,18	47,21	26,12	3,49	0,12	0,39	3,21	− 6,43	−12,84	0,55	Foarte apropiată de magma gabbroidă — subtipul c-gabbroid (mg <<)
9/17	103,14	23,67	46,51	27,63	2,19	0,06	0,47	2,74	− 6,15	− 5,62	0,59	Foarte apropiată de magma gabbroidă — subtipul c-gabbroid (alk <, mg <).
10/17	127,04	26,17	39,64	25,94	8,25	0,19	0,37	4,56	− 8,02	− 5,96	0,65	Foarte apropiată de magma gabbroidă — subtipul miharaitic (al>) și de magma leucogabbroidă — subtipul leucomiharaitic (si <)
11/17	122,79	25,12	37,98	28,06	8,84	0,08	0,31	4,50	−11,78	−12,57	0,74	Apropiată de magma gabbroidă — subtipul miharaitic (al>, fm<, k<, mg<)
1/13	106,10	23,26	37,45	31,35	7,94	0,09	0,51	1,99	−16,03	−25,66	0,84	Intermediară între magma gabbroidă — subtipul piroxen-gabbroid (fm<, alk>) și cea teralithgabbroidă — subtipul turjaitgabbroid (fm>, alk<)
2/13	108,85	20,54	44,26	29,32	5,88	0,01	0,49	3,48	−14,66	−14,67	0,66	Relativ apropiată de magma gabbroidă — subtipul c-gabbroid (al<, c>, alk>, mg<)
3/13	94,01	25,50	36,38	32,18	5,84	0,30	0,24	0,45	−12,42	−29,13	0,88	Relativ apropiată de magma gabbroidă — subtipul piroxengabbroid (fm<, mg<<)
1/16	112,41	23,15	51,18	15,69	9,98	0,05	0,41	5,18	− 2,52	−27,51	0,38	Relativ apropiată de magma gabbroidă — subtipul gabroid (c<<, alk>>)
4/16	103,72	27,76	41,93	19,28	11,03	0,12	0,43	4,38	− 2,59	−40,40	0,46	Relativ apropiată de magma natrongabbroidă — subtipul essexitgabbrodioritic (al>, c<)
5/16	124,57	26,90	44,74	25,39	2,97	0,13	0,50	1,21	− 1,46	12,68	0,57	Apropiată de magma gabbroidă — subtipul miharaitic (al >, alk <)
1/32A	167,41	23,56	62,93	2,99	10,52	0,11	0,22	2,23	10,05	25,33	0,05	Neîncadrabilă (fm foarte mare)
4/32	108,92	20,54	35,41	35,84	8,21	0,06	0,47	2,83	−23,50	−23,92	1,01	Relativ apropiată de magma theralithgabbroidă—subtipul turjaitgabbroid (si>, al<, fm>, c>, alb alk<, k<)
7/32	125,47	29,74	42,89	14,24	13,13	0,15	0,40	3,95	2,37	−27,05	0,33	Neîncadrabilă
4/15	93,35	37,08	39,70	17,55	5,62	0,16	0,57	3,97	13,91	−29,13	0,44	Neîncadrabilă
7/15	115,54	27,15	47,81	19,46	5,58	0,18	0,41	1,21	2,11	− 6,79	0,41	Relativ apropiată de magma gabbroidă — subtipul gabbroid (al>, fm<, c<)
3/14	106,02	20,52	54,09	15,92	9,47	0,07	0,39	4,17	− 4,87	−31,86	0,29	Relativ apropiată de magma gabbroidă — subtipul gabbroid (c<, alk>)
379	86,38	22,74	42,42	24,39	10,45	0,22	0,45	3,58	12,10	−55,42	0,57	Tinde să se apropie relativ de magma natrongabbroidă (si <<)
349	94,97	27,39	52,09	10,47	10,05	0,83	0,51	5,66	6,87	−45,23	0,20	Neîncadrabilă
313	152,20	25,66	43,51	17,82	13,01	0,14	0,48	3,92	− 5,17	0,16	0,41	Relativ apropiată de magma dioritică-subtipul lamprodioritic (fm>, c<)
43	113,10	25,15	49,11	15,54	10,21	0,10	0,38	4,57	− 0,60	−27,74	0,31	Relativ apropiată de magma natrongabbroidă — subtipul essexitgabbrodioritic (fm>, c<, k>)

N.B. La calculul parametrilor N i g g l i s-au utilizat valorile integrale din analizele chimice pentru CaO, MgO și FeO.

Institutul Geologic al României

TABELUL 9

Parametri N i g g l i *și tipurile de magmă corespunzătoare. Roci tufogene bazice metamorfozate.*

Nr. analizei	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	t	qz	c/fm	Tipul de magmă
335	126,36	38,54	30,53	19,10	11,83	0,24	0,05	3,10	7,60	−20,96	0,62	Neîncadrabilă
337	96,30	14,49	59,41	18,02	7,59	0,02	0,40	3,90	−10,61	−34,06	0,30	Intermediară între magma gabbroidă și cea hornblenditică
2/17	119,38	28,00	63,21	1,97	6,82	0,10	0,58	2,51	20,21	− 7,90	0,03	Neîncadrabilă
6/17	121,73	23,21	48,31	18,47	10,01	0,17	0,50	4,03	− 5,27	−18,31	0,38	Relativ apropiată de magma gabbrodioritică (si<, fm >, c>) — subtipul normal gabbrodioritic
7/17	98,25	23,65	61,57	6,55	8,23	0,01	0,62	2,93	8,83	−34,67	0,10	Neîncadrabilă (fm mare și c << față de magma gabbroidă)
8/17	106,31	24,37	49,64	22,32	3,67	0,12	0,39	3,37	− 1,62	− 8,37	0,44	Apropiată de magma gabbroidă — subtipul gabbroid (al>, alk<<)
9/17	106,79	24,50	48,17	25,07	2,26	0,06	0,47	2,83	− 2,83	−2,25	0,52	Foarte apropiată de magma gabbroidă — subtipul gabbroid (si>, alk < mg <)
10/17	136,02	28,03	42,27	20,87	8,83	0,19	0,37	4,88	− 1,67	0,70	0,49	Magmă dioritică — subtipul orbitic
11/17	132,88	27,18	41,12	22,14	9,56	0,08	0,31	4,86	− 4,52	− 5,36	0,53	Foarte apropiată de magma dioritică — subtipul orbitic (k<<) și apropiată de magma gabbrodioritică—subtipul normal gabbrodioritic (al >, fm <<)
1/13	117,61	25,78	41,53	23,89	8,80	0,09	0,51	2,20	− 6,91	−17,59	0,57	Apropiată de magma gabbroidă — subtipul miharaitic (si <, al>, c<)
2/13	130,66	24,65	53,15	15,15	7,05	0,01	0,48	4,18	2,45	2,46	0,28	Neîncadrabilă
3/13	137,11	37,33	53,07	1,09	8,51	0,30	0,24	6,55	27,73	3,07	0,02	Neîncadrabilă
1/16	128,01	26,36	58,30	3,98	11,36	0,04	0,41	5,89	11,02	−17,43	0,06	Neîncadrabilă
4/15	111,80	29,94	45,09	13,08	11,89	0,11	0,43	4,72	4,97	−35,76	0,29	Neîncadrabilă
5/16	134,91	29,15	49,15	18,64	3,05	0,11	0,48	1,35	7,46	22,71	0,38	Neîncadrabilă
1/32A	170,58	24,00	60,25	2,85	10,72	0,11	0,23	2,28	10,43	27,70	0,04	Neîncadrabilă
4/32	120,91	22,79	39,17	28,93	9,11	0,06	0,46	3,14	−16,25	−15,53	0,73	Relativ apropiată de magma gabbroidă — subtipul miharaitic (si<, fm<, c> alk>)
7/32	129,68	30,74	44,08	11,61	13,57	0,15	0,40	4,08	5,56	−24,60	0,26	Neîncadrabilă
4/15	96,93	38,50	41,30	14,37	5,83	0,15	0,56	4,12	18,30	−26,39	0,34	Neîncadrabilă
7/15	122,56	28,80	50,08	15,20	5,92	0,18	0,41	1,28	7,68	− 1,12	0,30	Neîncadrabilă
3/14	120,94	23,40	61,39	4,41	10,80	0,06	0,39	4,58	8,19	−22,26	0,07	Neîncadrabilă
379	103,63	27,22	51,00	9,24	12,54	0,21	0,44	4,29	5,44	−46,53	0,18	Neîncadrabilă
349	98,45	28,39	54,01	7,19	10,41	0,83	0,51	5,86	10,79	−43,19	0,13	Neîncadrabilă
313	198,37	33,44	49,61	0	16,95	0,01	0,43	5,11	16,49	30,57	0,00	Neîncadrabilă
43	129,49	28,79	56,21	3,31	11,69	0,10	0,38	5,23	13,79	−17,27	0,05	Neîncadrabilă

N.B. La calculul parametrilor N i g g l i s-au utilizat valorile CaO, MgO și FeO corectate pentru CO_2 și S.

Institutul Geologic al României

TABELUL 10

Componentele bazei N i g g l i . *Roci eruptive bazice și ultrabazice metamorfozale*

a) Cu combinarea CO_2

Nr. analizei	Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fa	Fs	Fo	Sp	Ru	Cc	Cp	Pr	Suma
500	15,81	1,07	12,23	1,61	—	10,16	6,11	48,71	3,68	0,59	—	—	—	99,97
501	8,27	—	3,70	2,36	—	8,05	0,84	76,33	0,16	—	—	—	0,25	99,96
309	12,56	—	—	11,22	—	7,80	8,24	56,72	3,16	0,23	—	—	—	99,91
6198	23,30	1,03	15,85	17,92	10,59	3,92	10,51	15,68	—	0,28	—	0,28	0,60	99,96
412	19,18	0,50	17,43	16,51	1,88	7,08	9,47	21,20	—	1,56	4,91	—	0,25	99,97
377	25,76	0,86	17,47	6,83	—	6,05	9,60	8,95	14,44	2,08	6,92	1,00	—	99,96
347	31,70	4,59	25,01	15,91	5,40	2,17	7,49	6,72	—	0,57	—	—	0,42	99,98
10	21,35	1,69	21,71	16,62	0,33	6,19	7,63	24,43	—	—	—	—	—	99,95
6151	23,98	4,41	23,78	16,47	2,29	6,20	5,60	17,24	—	—	—	—	—	99,97

b) Fără combinarea CO_2

Nr. analizei	Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fa	Fs	Fo	Sp	Ru	Cp	Pr	Suma
412	18,30	0,51	17,85	16,91	5,78	7,35	9,70	21,72	—	1,60	—	0,25	99,97
377	24,13	0,89	19,61	17,74	—	6,15	9,89	14,98	3,38	2,14	1,04	—	99,95

Institutul Geologic al României

TABELUL 11

Componentele bazei Niggli. *Roci tufogene bazice metamorfozate.*

Nr. analizei	Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fa	Fs	Fo	Sp	C	Ru	Cp	Pr	Suma
335	31,45	6,28	19,01	20,40	—	11,33	4,01	—	1,91	4,13	1,10	—	0,35	99,97
337	19,74	0,53	19,60	9,44	8,91	11,98	11,31	16,04	—	—	1,72	0,59	0,08	99,94
2/17	24,84	1,51	12,91	22,21	3,89	11,39	2,46	19,55	—	—	0,88	0,31	—	99,95
6/17	27,12	4,03	18,60	14,65	6,31	4,91	8,60	13,77	—	—	1,52	0,43	—	99,94
7/17	21,57	0,17	20,33	17,64	—	9,03	5,30	22,81	1,76	—	1,21	0,14	—	99,96
8/17	29,38	1,08	7,98	24,84	3,44	9,06	9,43	12,15	—	—	1,39	1,20	—	99,95
9/17	31,43	0,35	5,31	27,27	3,45	8,14	7,79	14,16	—	—	1,18	0,88	—	99,96
10/17	32,80	3,53	15,04	19,38	3,71	6,46	7,61	8,23	—	—	1,71	1,32	0,17	99,96
11/17	30,94	1,78	18,51	17,98	6,05	5,87	9,08	6,85	—	—	1,72	1,18	—	99,96
1/13	26,58	1,77	18,13	19,02	9,86	5,33	6,04	12,09	—	—	0,82	0,29	—	99,93
2/13	28,44	0,18	14,58	18,05	8,84	6,65	7,56	13,58	—	—	1,45	0,60	—	99,93
3/13	25,45	4,68	10,54	25,00	7,32	5,56	12,30	5,85	—	—	1,95	1,30	—	99,95
1/16	26,35	1,09	22,76	15,11	0,86	11,83	6,19	12,56	—	—	2,06	1,06	—	99,87
4/16	24,30	3,19	23,58	19,41	0,66	7,71	6,73	10,90	—	—	1,77	1,77	0,17	100,19
5/16	37,10	0,91	6,00	27,80	0,41	3,23	9,82	12,82	—	—	0,48	0,61	0,82	100,00
1/32A	39,16	2,15	18,11	2,06	—	18,51	3,40	1,52	10,22	—	0,71	0,44	3,67	99,95
4/32	26,26	1,23	19,23	15,17	14,47	5,55	6,08	10,32	—	—	1,17	0,29	0,17	99,94
7/32	29,43	4,35	24,53	12,00	—	10,77	3,13	6,96	5,04	—	1,45	2,03	0,26	99,95
4/15	28,94	2,22	11,82	20,90	—	9,08	1,62	5,09	18,07	—	1,65	0,57	—	99,96
7/15	32,76	2,52	10,83	22,20	—	4,51	11,91	10,19	3,24	—	0,48	0,60	0,72	99,96
3/14	24,01	1,60	21,99	13,58	2,86	13,40	6,88	13,31	—	—	1,66	0,29	0,35	99,93
379	17,19	6,09	21,99	16,08	7,76	10,44	5,36	12,84	—	—	1,60	0,61	—	99,96
349	22,02	21,03	4,27	12,12	—	5,97	10,16	12,10	9,35	—	2,37	0,59	—	99,98
313	34,59	0,35	25,91	12,41	2,24	8,05	2,78	10,52	—	—	1,31	0,59	1,16	99,91
43	29,06	2,59	22,23	16,67	—	13,55	0,74	11,21	0,74	—	1,85	1,23	0,09	99,96

N.B. CO_2 nu a fost luat în considerare.

Institutul Geologic al României

TABELUL 12

Valorile $Q - L - M - \alpha$, $Kp - Ne - Cal$, $Fa + Fs - Fo - Cs$. Roci eruptive bazice și ultrabazice metamorfozate.

Nr. analizei	500	501	309	6198	412	377	347	10	6151
Q	15,81	8,29	12,56	12,44	18,35	24,39	31,84	21,36	23,98
L	14,91	6,07	11,22	35,12	35,36	38,67	45,72	40,05	44,69
M	69,28	85,64	76,22	41,44	46,29	36,94	22,44	38,59	31,33
α	0,25	0,14	0,20	0,01	−0,25	−0,11	0,18	−0,41	−0,55
Kp	7,17	0,00	0,00	2,95	1,44	2,32	10,08	4,22	9,87
Ne	82,04	61,06	0,00	45,54	50,61	51,29	54,97	54,25	53,26
Cal	10,79	38,94	100,00	51,51	47,95	46,39	34,95	41,53	36,87
Fa+Fs	25,04	10,43	22,04	35,46	38,27	51,71	44,35	35,82	37,66
Fo	74,96	89,57	77,96	38,53	48,76	48,29	30,85	63,33	55,03
Cs	0,00	0,00	0,00	26,01	12,97	0,00	24,80	0,85	7,31

supuse acțiunii CO_2-ului dizolvat în apă, fapt la care a contribuit desigur și lipsa lor de porozitate.

Faptul că majoritatea metatufurilor bazice din regiune au compoziții chimice similare cu cele ale rocilor magmatice bazice consangvine, arată că în decursul erupțiilor intense și de scurtă durată, materialul tufaceu neimpurificat era în general fin granulat, putînd fi astfel reprezentate statistic proporțional toate componentele rocilor (și eventual lavelor) bazice pulverizate. În același timp, trebuie să se accepte că acest material cineritic fin se depunea în general nediferențiat, fără intervenția sensibilă a unor factori care să favorizeze separarea spațială a unor componente de altele, după însușirile lor fizico-chimice. Aceste observații pot fi de altfel extrapolate și în cazul materialelor tufacee cu compo-

Institutul Geologic al României

TABELUL 13

Valorile Q — L — M, α, Kp — Ne — Cal, Fa — Fs — Fo — Cs. Roci tufogene bazice metamorfozate.

Nr. analizei	Q	L	M	α	Kp	Ne	Cal	Fa+FS	Fo	Cs
335	31,56	50,01	18,41	−0,29	13,76	41,60	44,64	100,00	0,00	0,00
337	19,88	29,78	50,32	0,00	1.79	66,28	31,92	48,28	33,25	18,17
2/17	24,93	36,76	38,31	0,03	4,12	35,24	60,63	37,14	52,43	10,43
6/17	27,25	37,48	35,28	0,19	10,81	49,89	39,30	40,23	40,99	18,78
7/17	21,61	38,21	40,18	−0,29	0,44	53,30	46,25	38,58	61,42	0,00
8/17	29,75	34,33	35,92	0,57	3,18	23,54	73,27	54,24	35,67	10,09
9/17	31,72	33,23	35,04	0,81	1,06	16,12	82,82	47,49	42,22	10,59
10/17	33,31	38,54	28,15	0,81	9,30	39,63	51,07	54,12	31,64	14,24
11/17	31,32	38,74	29,93	0,55	4,65	48,37	46,98	53,68	24,60	21,72
1/13	26,68	39,06	34,26	0,05	4,55	46,58	48,87	34,12	36,29	29,58
2/13	28,43	32,80	38,77	0,50	0,55	44,44	55,01	38,79	37,08	24,13
3/13	25,80	40,77	33,43	−0,12	11,64	26,64	26,20	57,56	18,85	23,59
1/16	26,67	39,43	33,90	−0,26	2,80	58,42	38,78	57,32	39,95	2,73
4/16	24,73	47,00	28,26	−0,70	6,91	51,06	42,03	55,54	41,92	2,54
5/16	37,40	35,00	27,60	1,53	2,62	17,29	80,09	49,66	48,78	1,56
1/32A	40,86	23,29	35,85	2,11	9,63	81,14	9,23	93,51	6,49	0,00
4/32	26,40	35,82	37,78	2,00	3,45	53,97	42,58	31,93	28,34	39,73
7/32	30,13	41,85	28,00	0,24	10,64	60,00	29,35	66,64	33,36	0,00
4/15	29,12	35,15	35,73	0,47	6,35	33,83	59,82	67,76	32,24	0,00
7/15	33,23	36,01	30,76	0,89	7,09	30,46	62,45	61,71	38,29	0,00
3/14	24,18	37,43	38,38	−0,05	4,30	59,16	36,53	55,63	36,52	7,85
379	17,30	44,45	38,25	0,96	13,79	49,80	36,41	43,41	35,27	21,32
349	24,63	41,86	33,51	−0,29	56,20	11,41	32,39	57,14	42,86	0,00
313	35,24	39,39	25,37	1,06	0,90	67,00	32,09	45,92	44,59	9,49
43	29,46	42,14	28,48	0,14	6,24	53,58	40,18	56,04	43,96	0,00

N.B. Valorile s-au calculat din baza N i g g l i la care CO_2 nu a fost luat în considerare

ziție chimică analoagă rocilor magmatice consangvine, formate în diferite condiții (subaeriene sau subacvatice) în decursul ciclurilor geologice.

Posedăm 9 analize de roci bazice și ultrabazice, din care analizele 500 și 6198 (de la Socet) au fost recoltate și date spre analizare de către G h. N e a c ș u (date neupblicate)[29] iar analizele nr. 10 și 6151 au fost preluate din lucrarea lui M a i e r et al. (1967).

Prezentăm de asemenea 25 analize de roci tufogene bazice, prelevate de noi din regiune și analizate în cadrul I.G.P.S.M.S-București.

[29] Analiza 500 reprezintă un peridotit serpentinizat (metaserpentinit vehrlitic) intrus în formațiunile seriei de Bătrîna, fiind deci de vîrstă paleozoică predevoniană ; proba 6198 provine dintr-un corp de metagabbrouri, localizat de asemenea în aceeași serie.

Institutul Geologic al României

TABELUL 14

Valorile CIPW. Roci bazice și ultrabazice metamorfozate.

Nr. analizei	Q	Or	Plagioclaz (An %)		Piroxen			Ol	C	Cp	Mt	Ilm	Hm	Pr*	Ne	H_2O^+	H_4O^-	CO_2	P.C.	Suma
			Ab	An	Wo	En	Fs													
500	—	1,66	20,31	(12,30)		30,60		24,50	1,93	—	7,88	1,52	—	—	—	1,29	9,51	—	—	99,20
			17,81	2,50	—	21,50	9,10													
501	—	—	9,65	(40,31)		19,44		58,17	0,10	—	1,16	—	—	0,18	—	—	—	—	10,93	99,63
			5,76	3,89	—	7,50	11,94													
309	—	—	17,79	(100,10)		31,31		28,14	1,83	—	10,90	0,60	—	—	—	0,10	8,85	—	—	99,52
			—	17,79	—	26,30	5,01													
6198	—	1,66	53,01	(54,44)		19,06		9,38	—	0,31	9,39	0,76	3,28	0,42	—	0,11	2,23	—	—	99,61
			24,10	28,91	14,26	4,80	—													
412	—	0,83	51,35	(53,32)		7,84		17,71	—	—	13,10	4,25	—	0,18	1,77	0,09	1	1,97	—	100,09
			23,97	27,38	7,71	—	0,13													
377	—	1,39	43,84	(63,09)	—	16,90	—	1,26	2,44	1,08	7,65	5,47	3,60	—	—	0,30	2,72	2,63	—	99,56
			26,46	27,66																
347	0,56	7,50	64,50	(40,29)		15,26		—	—	—	3,59	1,52	4,56	0,30	—	0,20	1,37	—	—	99,37
			38,51	25,99	7,36	7,90	—													
10	—	2,78	55,14	(49,40)		4,15		20,16	—	—	10,44	—	—	—	3,05	32,0		—	—	98,92
			27,90	27,24	0,46	—	3,69													
6151	—	7,22	52,30	(51,54)		8,41		14,21	—	—	7,65	—	—	—	6,14	3,37		—	—	99,30
			25,34	26,96	3,13	—	5,28													

* Considerată ca mineral secundar.

Institutul Geologic al României

TABELUL 15

Valorile CIPW. Roci tufogene bazice metamorfozate

Nr. analizei	Q	Or	Plag. An %) Ab An	Ne	Piroxen Wo En Fs	Olivină Fo Fa	C	Cp	Mt	Ilt	Hm	Pr*	H_2O-	H_2O+	CO_2	Suma
335	0,36	10,00	61,08 (53,24 28,56 32,52	—	12,71 — 1,10 11,61	— —	4,74	—	5,34	2,89	—	0,24	—	1,90	—	99,23
337	—	0,83	43,55 (33,81) 28,87 14,73	—	24,94 11,60 7,80 5,54	7,14 7,14 —	—	0,62	14,73	4,41	—	0,06	—	2,11	1,09	99,48
2/17	—	2,22	50,34 (64,60) 17,82 32,52	—	8,05 4,75 — 3,30	21,36 14,42 6,94	—	0,31	3,01	2,12	—	—	0,14	4,61	6,57	98,71
6/17	0,60	6,39	50,98 (45,52) 27,77 23,21	—	24,02 8,35 15,70 —	— —	—	0,46	6,96	3,95	3,04	—	0,12	2,55	1,78	100,88
7/17	—	0,28	56,60 (49,84) 28,39 28,21	1,22	— — —	24,67 19,32 5,35	0,86	0,15	7,08	3,19	—	—	—	2,98	2,46	99,49
8/17	6,18	1,67	49,62 (76,76) 11,53 38,09	—	24,11 4,41 13,40 3,30	— —	—	1,24	12,06	3,50	—	—	—	2,53	1,54	99,41
9/17	7,38	0,55	50,67 (84,48) 7,86 42,81	—	24,22 4,52 16,00 3,70	— —	—	0,93	10,21	3,04	—	—	—	1,50	1,12	99,60
10/17	8,34	5,56	52,71 (57,75) 22,27 30,44	—	14,17 4,87 9,30 —	— —	—	1,39	9,98	4,41	—	0,12	0,10	1,12	1,78	99,66
11/17	6,18	2,78	55,33 (50,75) 27,25 28,08	—	15,59 7,89 7,70 —	— —	—	1,24	8,58	4,41	2,24	—	—	1,40	2,15	99,77
1/13	—	2,78	56,46 (52,65) 26,72 29,74	—	15,85 12,87 1,40 1,58	8,54 8,54 —	—	0,31	7,89	2,13	—	—	0,15	1,96	3,04	99,09
2/13	3,33	0,28	48,42 (56,89) 20,96 27,52	—	27,14 11,25 14,90 0,99	— —	—	0,62	9,63	3,65	—	—	0,12	2,11	5,03	100,36

Institutul Geologic al României

(continuare Tabelul 15)

3/13	0,18	6,67	50,73 (71,91) / 14,15 36,58	—	14,70 / 8,70 6,00 —	— —	—	1,24	6,26	4,56	5,76	—	0,15	1,15	9,24	100,63
1/16	—	1,67	55,82 (41,32) / 32,75 23,07	—	16,98 / 1,10 7,70 8,18	4,27 / 4,27 —	—	1,08	7,89	5,17	—	—	—	3,20	3,50	99,58
4/16	—	5,00	59,97 (50,75) / 29,53 30,44	2,87	0,87 / 0,87 — —	10,55 / 8,61 1,94	—	1,55	8,82	4,56	—	0,12	0,22	2,73	2,13	99,27
5/16	14,28	1,11	51,19 (83,63) / 8,38 42,81	—	14,43 / 0,23 14,20 —	— —	—	0,62	0,38	1,21	4,24	0,54	0,04	2,90	2,29	99,23
1/32A	17,31	3,34	29,66 (10,78) / 26,46 3,20	—	30,43 / — 7,40 23,03	— —	5,81	0,46	4,41	1,82	—	2,46	0,12	4,15	0,03	99,97
4/32	—	1,95	52,47 (45,87) / 28,56 23,91	—	23,74 / 19,02 3,60 1,12	5,67 / 5,67 —	—	0,31	8,00	3,04	—	0,12	0,15	1,33	3,03	99,78
7/32	—	6,95	56,12 (34,18) / 36,94 19,18	—	14,96 / — 4,20 10,76	4,69 / 4,69 —	2,96	2,17	4,18	3,80	—	0,18	0,13	2,87	0,84	99,82
4/15	—	3,61	52,00 (65,23) / 18,08 33,92	—	17,19 / — 8,20 8,91	5,81 / 5,81 —	10,76	0,62	2,20	4,41	—	—	—	2,87	1,18	100,54
7/15	10,02	3,89	49,91 (68,50) / 15,72 34,19	—	13,10 / — 13,10 —	— —	1,83	0,62	9,74	1,22	3,84	1,20	0,07	2,55	1,50	99,48
3/14	—	2,50	53,22 (39,94) / 31,96 21,26	—	15,44 / 3,65 0,90 10,89	9,89 / 9,89 —	—	0,31	8,93	4,26	—	0,24	0,15	1,50	3,72	100,06
379	—	9,17	31,25 (77,37) / 7,07 24,18	13,06	9,74 / 9,74 — —	15,54 / 9,73 5,81	—	0,62	6,73	3,95	—	—	0,22	3,75	5,33	99,35
349	—	32,80	25,19 (71,05) / 6,29 18,90	—	3,00 / — 3,00 —	11,06 / 11,06 —	5,35	0,62	6,03	6,08	4,96	—	0,15	4,05	1,10	100,63
313	5,04	0,56	56,91 (33,70) / 37,73 19,18	—	21,46 / 2,90 11,70 6,86	— —	—	0,62	3,60	3,34	—	0,78	0,16	1,77	5,44	99,65
43	—	3,89	56,46 (44,31) / 31,44 25,02	—	15,27 / — 3,20 12,07	6,51 / 6,51 —	0,40	1,24	5,80	4,56	—	0,06	0,28	2,72	3,65	100,84

* Considerată ca mineral secundar.

Institutul Geologic al României

TABELUL 16

Catanorma N l g g l i. *Roci bazice şi ultrabazice metamorfozate.*

Nr. analizei	Or	Plagioclaz (An %)		Ne	Piroxen			Fa	Fo	Mt	Hm	Cp	Ru	C	Pr*	Suma
		Ab	An		Hy	Wo	En									
500	1,80	23,05	11,49	—		33,24		—	32,72	6,11	—	—	0,59	2,44	—	99,95
		20,40	2,65		9,48	—	23,76									
501	—	10,05	39,30	—		18,60		—	70,06	0,84	—	—	—	0,08	0,25	99,88
		6,10	3,95		10,16	—	8,44									
309	—	18,70	100,00	—		34,74		—	35,90	8,24	—	—	—	2,08	—	99,66
		0,00	18,70		4,90	—	29,84									
6198	1,70	56,25	53,06	—		14,48		—	—	—	7,00	0,28	0,28	—	0,60	99,92
		26,40	29,85		0,36	14,12	—									
412	0,80	52,23	53,99	3,45		7,68	—	2,50	21,72	9,70	—	—	1,60	—	0,25	99,93
		24,03	28,20		—	7,68	—									
377	1,50	62,25	47,46	—		12,04		—	8,83	9,89	—	1,04	2,14	2,24	—	99,93
		32,70	29,55		1,60	—	10,44									
347	7,60	68,25	38,90	—		15,48		—	2,67	—	4,98	—	0,57	—	0,42	99,97
		41,70	26,55		2,88	7,20	5,40									
10	2,80	59,81	46,31	2,45		0,44		2,38	24,43	7,63	—	—	—	—	—	99,94
		31,11	27,70		—	0,44	—									
6151	7,30	57,75	47,53	5,60		3,04		3,40	17,24	5,60	—	—	—	—	—	99,93
		30,30	27,45		—	3,04	—									

* Considerată ca mineral secundar

Institutul Geologic al României

1. Parametri N i g g l i corespunzători rocilor bazice și ultrabazice metamorfozate permit încadrarea celor ultrabazice (500, 501, 309) la magme peridotitice iar a rocilor bazice (6198, 377, 347, 10, 6151) la magme gabbroide; probă 6151 (din zona Nădrag) se apropie de o magmă gabbroidă alcalină (început de spilitizare?). Roca metaeruptivă bazică din valea Izvoraşului (412) se încadrează unei magme hornblenditice, atestînd abundența amfibolilor în roca primară.

Spre deosebire de rocile metaeruptive propriu-zise, șisturile tufogene se încadrează în majoritate la magme gabbroide de tip normal, în cîteva cazuri la magme gabbroide alcaline (mai ales natron-gabbroide) și într-un singur caz (proba 313) la o magmă dioritică. Din cele 25 analize de șisturi verzi, neaplicînd corecția pentru calcit, numai 5 probe nu s-au încadrat în tipuri de magme cunoscute, datorită fie unor aporturi terigene argiloase (probele 1/23A, 335, 4/15, 349, la care valorile Al_2O_3 și K_2O sînt ridicate), fie îndepărtării CaO din rocă (spilitizare). Proba 7/17 nu a putut fi încadrată, din cauza unui conținut foarte ridicat în MgO.

Spre comparație prezentăm și tabelul parametrilor N i g g l i ai rocilor verzi la care s-au făcut corecții pentru CO_2; se observă că, spre deosebire de tabelul în care aceste corecții nu s-au făcut pentru cele 25 de probe, 16 cazuri nu au putut fi încadrate la tipuri de magme bazice cunoscute, iar două cazuri s-au încadrat la magme dioritice. Aceasta arată că pentru a obține parametri reprezentativi pentru materialul cineritic primar nu trebuie îndepărtat CaO corespunzător CO_2, calciul fiind în acest caz de natură endogenă.

2. Cu ajutorul parametrilor N i g g l i s-au construit diferite diagrame, care reflectă în ansamblu slaba diferențiere existentă în cadrul provinciei magmatismului hercinic bazic și în același timp consangvinitatea netă a rocilor tufogene, față de rocile metaeruptive bazice din regiune. De asemenea s-a observat că nu se poate face o diferențiere petrochimică între rocile bazice și tufurile asociate, situate la diverse nivele în stiva actualmente metamorfozată. Din diagrame mai reiese faptul că rocile metaeruptive, prezintă și diferențiate peridotitice în timp ce rocile tufogene bazice se grupează evident în cîmpuri caracteristice rocilor cu chimism gabbroid, rezultînd deci că numai magmelor bazice propriu-zise le corespund cinerite, fapt care atestă că vulcanii submarini se manifestau numai prin extruziuni cu chimism bazic.

Diagrama de variație a parametrilor N i g g l i arată tendința de diferențiere de tip calco-alcalin a rocilor eruptive bazice, ultrabazice și tufogene, precum și situarea acestora în stînga punctului izofal, cu

Institutul Geologic al României

TABELUL 17

Catanorma N i g g l i. *Roci tufogene bazice metamorfozate.*

Nr. analizei	Q	Or	Plagioclaz (An %)		Ne	Piroxen			Fa	Fo	Mt	Hm	Cp	Ru	C	Pr*	Suma
			Ab	An		Hy	We	En									
335	—	10,40	65,70	(51,75)	—		10,76		2,22	—	4,01	—	—	1,10	5,41	0,35	99,95
			31,70	34,00		9,48	—	1,28									
337	—	0,90	48,35	(32,50)	—		22,76		—	14,21	11,31	—	0,59	1,72	—	0,08	99,92
			32,60	15,75		8,44	11,88	2,44									
2/17	—	2,50	58,50	(63,24)	—		6,68		9,02	19,55	2,46	—	0,31	0,88	—	—	99,90
			21,50	37,00		1,52	5,16	—									
6/17	—	6,70	55,40	(44,04)	—		26,32		—	0,93	8,60	—	0,43	1,52	—	—	99,90
			31,00	24,40		0,80	8,40	17,12									
7/17	—	0,30	58,73	(50,05)	2,73		1,12		6,38	22,81	5,30	—	0,14	1,21	1,12	—	99,84
			29,33	29,40		—	—	1,12									
8/17	4,85	1,80	54,70	(75,68)	—		26,56		—	—	9,43	—	1,20	1,39	—	—	99,93
			13,30	41,40		5,80	4,56	16,20									
9,17	5,66	0,60	52,25	(86,98)	—		29,48		—	—	7,79	—	0,88	1,18	—	—	99,84
			8,80	45,45		6,00	4,60	18,88									
10/17	6,49	5,80	57,30	(56,36)	—		19,48		—	—	7,61	—	1,32	1,71	—	0,17	99,88
			25,00	32,30		3,56	4,96	10,96									
11/17	5,29	2,90	60,75	(49,30)	—		18,92		—	—	9,08	—	1,18	1,72	—	—	99,84
			30,80	29,95		1,76	8,04	9,12									
1/13	—	2,29	61,90	(51,21)	—		14,72		1,14	12,09	6,04	—	0,29	0,82	—	—	99,90
			30,20	31,70		1,56	13,16	—									
2/13	1,89	0,30	54,35	(55,28)	—		33,72		—	—	7,56	—	0,60	1,45	—	—	99,87
			24,30	30,05		3,84	11,76	18,12									
3/13	—	7,80	59,30	(70,25)	—		11,08		—	5,85	—	8,20	1,36	1,95	—	—	99,95
			17,64	41,66		1,32	9,76	—									

Institutul Geologic al României

(continuare Tabelul 17)

1/16	—	1,80	63,10 (39,93) 37,90 25,20	—	13,92 11,64 1,16 1,12	—	11,72	6,19	—	1,06	2,06	—	—	99,85
4/16	—	5,30	63,30 (51,10) 30,95 32,35	5,01	0,88 — 0,88 —	4,35	10,90	6,73	—	1,77	1,77	—	0,17	100,18
5/16	13,98	1,51	56,33 (82,25) 10,00 46,33	—	17,64 — 0,55 17,09	—	—	6,26	2,37	0,61	0,48	—	0,82	100,00
1/32A	16,46	3,60	33,65 (10,25) 30,20 3,45	—	31,20 22,40 — 8,80	—	—	3,40	—	0,44	0,71	6,80	3,67	99,93
4/32	—	2,00	57,25 (44,10) 32,00 25,25	—	22,40 3,12 19,28 —	0,17	10,32	6,08	—	0,29	1,17	—	0,17	99,85
7/32	—	7,20	60,88 (32,88) 40,82 20,00	—	17,76 8,40 — 3,36	2,91	6,96	3,13	—	2,03	1,45	—	0,26	99,88
4/15	—	3,70	54,50 (63,94) 19,65 34,85	—	13,84 4,68 — 9,16	4,76	7,25	1,62	—	0,57	1,65	12,04	—	99,93
7/15	7,08	4,20	55,00 (67,27) 18,00 37,00	—	21,72 6,00 — 15,72	—	—	—	7,94	0,60	0,48	2,16	0,72	99,90
3/14	—	2,70	59,25 (38,22) 36,60 22,65	—	10,68 6,88 3,88 —	4,80	13,31	6,80	—	0,29	1,66	—	0,35	99,92
379	—	10,10	33,13 (80,89) 6,33 26,80	18,19	10,32 — 10,32 —	7,76	12,84	5,36	—	0,61	1,70	—	—	99,91
349	—	35,00	24,60 (82,11) 4,40 22,20	1,59	— — — —	5,97	16,78	—	6,76	0,59	2,37	—	—	99,90
313	3,72	0,60	69,90 (29,61) 43,20 20,70	—	25,84 8,88 2,96 14,00	—	—	2,78	—	0,59	1,31	—	1,16	99,90
43	—	4,30	64,80 (42,90) 37,00 27,80	—	6,68 6,20 — 0,48	8,53	11,21	0,74	—	1,23	1,85	0,48	0,09	99,91

* Considerată ca mineral secundar

Institutul Geologic al României

TABELUL 18

Silicea din leucocrate, raportul dintre plagioclaz și totalitatea feldspaților și indicele de culoare. Roci eruptive bazice și ultrabazice metamorfozate.

Nr. analizei	Silicea legată de leucocrate	$\frac{P}{P+A}$	M
500	16,31	0,92	75,10
501	5,89	1,00	89,58
309	8,07	1,00	80,96
6198	32,11	0,97	22,04
412	30,63	0,98	43,20
377	35,91	0,97	36,18
347	45,01	0,89	23,70
10	36,84	0,95	34,88
6151	39,75	0,88	29,28

TABELUL 19

Silicea din leucocrate, raportul dintre plagioclaz și totalitatea feldspaților și indicele de culoare. Roci tufogene bazice metamorfozate.

Nr. analizei	Silicea din leucocrate	$\frac{P}{P+A}$	M
335	43,17	0,86	23,50
337	29,77	0,98	50,59
2/17	32,34	0,95	38,90
6/17	36,15	0,89	37,80
7/17	29,00	0,99	38,08
8/17	33,01	0,96	38,58
9/17	31,69	0,98	39,33
10/17	41,35	0,90	30,12
11/17	41,23	0,95	30,90
1/13	36,29	0,95	35,10
2/13	31,74	0,99	43,33
3/13	35,14	0,88	28,38
1/16	38,06	0,97	34,95
4/16	40,76	0,92	26,40
5/16	27,83	0,97	27,36
1/32 A	41,02	0,90	42,55
4/32	34,16	0,96	40,43
7/32	41,33	0,89	28,24
4/15	30,92	0,93	41,73
7/15	38,11	0,92	32,90
3/14	36,65	0,95	37,62
379	30,11	0,76	38,49
349	35,05	0,41	32,47
313	42,70	0,99	30,52
43	40,18	0,93	30,63

Institutul Geologic al României

TABELUL 20

Valorile Q—A—P—F și Or—Ab—An

Roci eruptive bazice și ultrabazice metamorfozate.

Nr. analizei	Q	A	P	F	Or	Ab	An
500	0,00	7,24	92,75	—	7,24	82,09	10,66
501	0,00	0,00	100,00	—	0,00	60,69	39,66
309	0,00	0,00	100,00	—	0,00	0,00	100,00
412	—	1,41	92,47	6,10	1,50	45,31	53,17
6198	0,00	2,93	97,06	—	2,93	45,55	51,50
377	0,00	2,35	97,64	—	2,35	51,29	46,35
347	0,00	10,01	89,98	—	10,01	54,97	35,00
10	—	4,30	91,93	3,76	4,47	51,28	44,24
6151	—	10,33	81,74	7,92	11,22	46,57	42,19

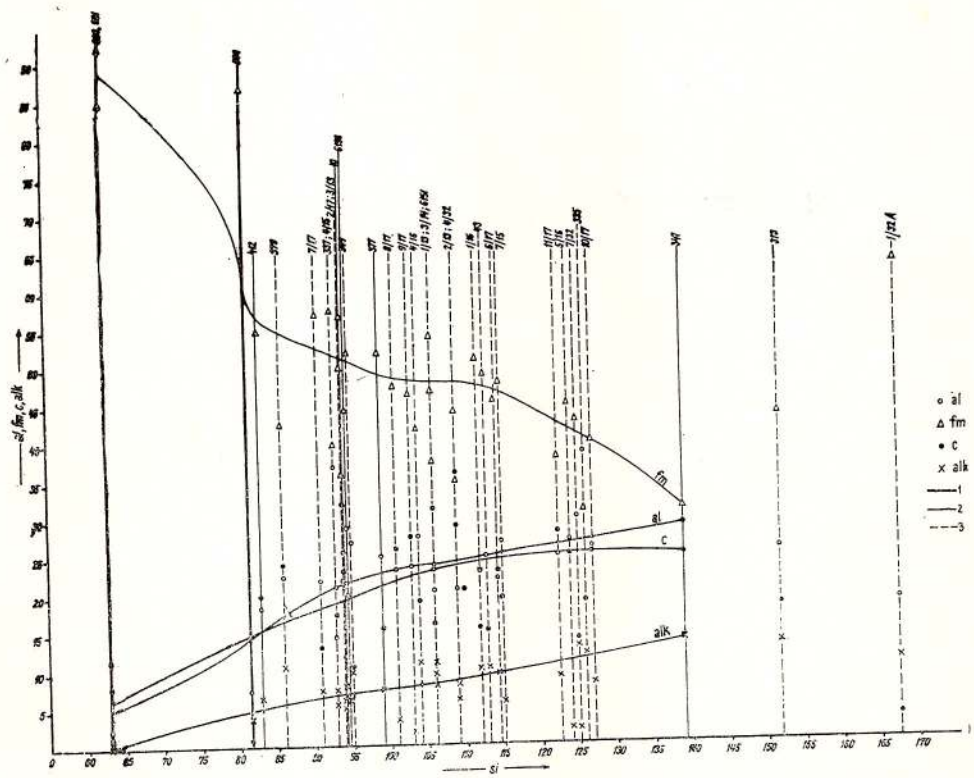


Fig. 5. — Diagrama de variație a parametrilor Niggli (roci magmatogene bazice și ultrabazice metamorfozate).

1, roci ultrabazice; 2, roci gabbroide; 3, roci tufogene bazice.

Diagramme de variation des paramètres Niggli (roches magmatogènes basiques et ultrabasiques métamorphisées).

1, roches ultrabasiques; 2, roches gabbroïdes; 3, roches tuffogènes basiques.

Institutul Geologic al României

TABELUL 21

Valorile Q—A—P—F şi Or—Ab—An. Roci tufogene bazice metamorfozate.

Nr. analizei	Q	A	P	F	Or	Ab	An
335	0,00	13,67	86,33	—	13,67	41,65	44,68
337	0,00	1,83	98,17	—	1,83	66,19	31,98
2/17	0,00	4,10	95,90	—	4,10	35,24	60,65
6/17	0,00	10,79	89,21	—	10,79	49,92	39,29
7/17	—	0,48	95,09	4,42	0,50	49,69	49,80
8/17	7,90	2,93	89,16	—	3,18	23,54	73,27
9/17	9,35	0,99	89,66	—	1,09	16,04	82,86
10/17	9,33	8,33	82,34	—	9,19	39,62	51,19
11/17	7,67	4,21	88,12	—	4,56	48,39	47,05
1/13	0,00	4,47	95,53	—	4,47	46,60	48,93
2/13	3,34	0,53	96,13	—	0,55	44,46	54,99
3/13	0,00	11,62	88,38	—	11,62	26,29	62,09
1/16	0,00	2,77	97,23	—	2,77	58,40	38,83
4/16	—	7,20	85,99	6,81	7,72	45,12	47,16
5/16	19,46	2,10	78,43	—	2,61	17,28	80,10
1/32 A	30,65	6,70	62,65	—	9,66	81,07	9,26
4/32	0,00	3,37	96,63	—	3,37	54,01	42,62
7/32	0,00	10,58	89,42	—	10,58	60,01	29,40
4/15	0,00	6,36	93,64	—	6,36	33,76	59,88
7/15	10,68	6,34	82,98	—	7,09	30,40	62,50
3/14	0,00	4,36	95,64	—	4,36	59,08	36,56
379	—	16,44	53,95	29,61	23,36	14,64	61,99
349	—	57,20	40,20	2,26	58,72	7,38	33,89
313	5,45	0,88	93,67	—	0,93	6,98	32,09
43	0,00	6,22	93,78	—	6,22	53,54	40,23

excepţia rocii nr. 347 (metagabbroul de pe pîrîul Vătrani), situată în zona acestuia; această situaţie este relevată şi de diagrama *al-fm*. Izofalia rocilor luate în considerare ar corespunde la $si \approx 140$. Această situaţie arată că rocile luate în discuţie au în majoritate un caracter semifemic.

Diagrama *al — alk* construită pentru ambele tipuri de roci (metaeruptive şi tufogene) atestă încadrarea acestora la roci sărace în alcalii ($alk < al/2$).

Diagrama *k — mg* relevă tendinţa de variaţie invers proporţională a acestor parametri, evidentă mai ales la rocile metaeruptive bazice şi ultrabazice.

Diagrama $al + alk - fm - c$ arată, ca şi diagrama $c + fm - al - alk$, încadrarea rocilor bazice şi a tufurilor corespunzătoare în cîmpuri caracteristice rocilor gabbroide (E l l i s, 1948).

În funcţie de raportul *c/fm*, rocile tufogene bazice se înscriu numai în cîmpurile eruptive ale diferitelor secţiuni din cadrul tetraedrului de con-

Institutul Geologic al României

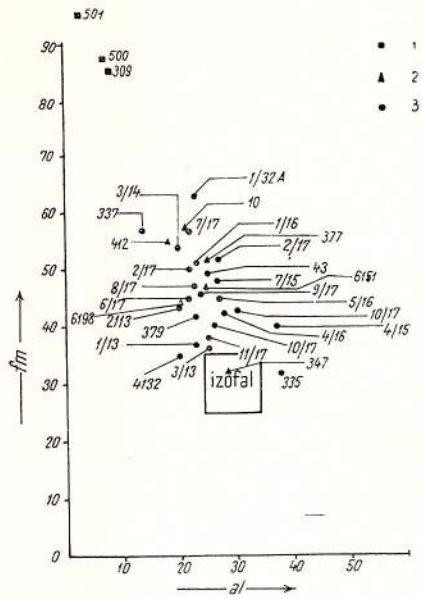


Fig. 6.—Diagrama al-fm (roci magmatogene bazice și ultrabazice metamorfozate).

1, roci ultrabazice; 2, roci gabbroide; 3, roci tufogene bazice.

Diagramme al-fm (roches magmatogènes basiques et ultrabasiques métamorphisées).

1, roches ultrabasiques; 2, roches gabbroïdes; 3, roches tuffogènes basiques.

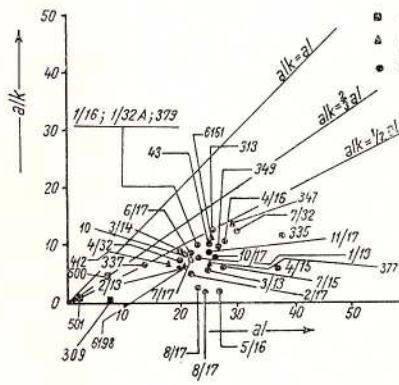


Fig. 7. — Diagrama al-alk (roci magmatogene bazice și ultrabazice metamorfozate).

1, roci ultrabazice; 2, roci gabbroide; 3, roci tufogene bazice.

Diagramme al-alk (roches magmatogènes basiques et ultrabasiques métamorphisées).

1, roches ultrabasiques; 2, roches gabbroïdes; 3, roches tuffogènes basiques.

centrație *al — fm — c — alk* (N i g g l i), această situație confirmînd originea magmatogenă a rocilor verzi.

3. Din analizele chimice s-au calculat de asemenea corespondentele bazei N i g g l i care au fost grupate apoi sub forma *Q—L—M*, *Kp—Ne — Cal*, *Fo — Fs + Fa — Cs*, baza servind în același timp și la calcularea catanormei N i g g l i.

Diagrama *Kp — Ne — Cal* atestă participarea redusă a potasiului la constituția feldspaților ce intrau în alcătuirea rocilor bazice, ultrabazice și a tufurilor asociate.

Institutul Geologic al României

TABELUL 22

Parametri Rittman *și tipurile magmatice corespunzătoare. Roci eruptive bazice și ultrabazice metamorfozate.*

Nr. analizei	SiO_2	Al	Alk	CaO	FM	k	ca''	an	Roca corespunzătoare teoretic	σ	Seria magmatică
500	42,00	5,96	3,52	0,49	59,82	0,08	−0,97	0,10	Nefelinit femic	−6,00	Extrem atlantică
501	40,56	2,33	1,06	0,80	81,06	0,00	0,04	0,37	Bazalt cu andezin și olivină	−0,20	Puternic atlantică
309	37,87	7,57	0,00	3,61	68,77	0,00	−1,13	1,00	Bazalt picritic	0,00	Puternic atlantică
6198	44,47	14,04	4,50	12,88	28,02	0,05	7,16	0,51	Bazalt	6,48	Slab atlantică
412	41,98	14,20	5,07	9,40	36,57	0,02	3,93	0,47	Nefelinit femic	11,52	Mediu atlantică
377	43,00	16,65	5,06	6,34	30,09	0,04	−0,61	0,51	Nefelinit cu olivină bazalt cu olivină	∞	Extrem atlantică
347	51,74	16,56	8,14	8,82	15,27	0,15	3,77	0,34	Andezit	3,91	Slab pacifică
10	44,60	15,33	6,38	5,70	36,17	0,07	0,33	0,41	Bazalt cu andezin și olivină	12,15	Mediu atlantică
6151	46,52	16,47	7,68	6,94	27,44	0,15	1,67	0,36	Bazalt cu andezin și olivină	8,62	Mediu atlantică

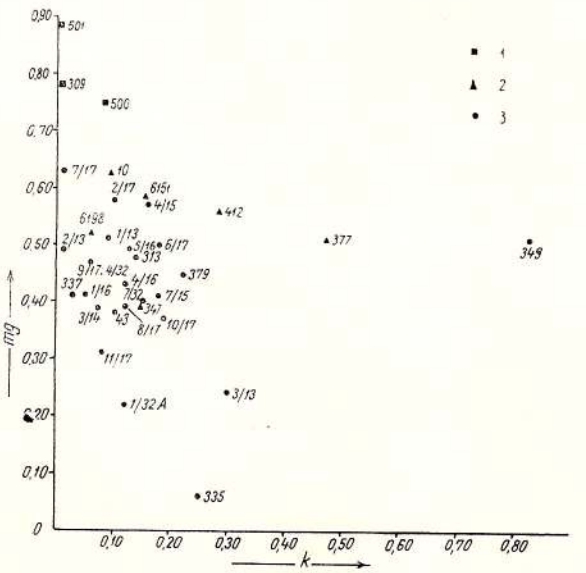


Fig. 8. — Diagrama k-mg (roci magmatogene bazice și ultrabazice metamorfozate).

1, roci ultrabazice; 2, roci gabbroide; 3, roci tufogene bazice.

Diagramme k-mg (roches magmatogènes basiques et ultrabasiques métamorphisées).

1, roches ultrabasiques: 2, roches gabbroïdes; 3, roches tuffogènes basiques.

Institutul Geologic al României

TABELUL 23

Parametri Rittman. *Roci tufogene bazice metamorfozate.*

Nr. analizei	SiO_2	Al	AlK	CaO	Fm	K	ca''	an	Roca corespunzătoare teoretic	σ	Seria magmatică
335	46,46	21,67	6,77	6,58	14,81	0,25	−2,36	0,44	Andezit cu labrador şi pigeonit	7,46	Atlantică (mediu)
337	43,00	10,01	5,20	9,45	35,01	0,02	6,03	0,31	Bazalt cu andezin	∞	Neîncadrabilă
2/17	39,96	14,22	3,53	9,06	27,79	0,10	2,65	0,60	Nefelinit cu olivină	− 2,02	Atlantică (puternică)
6/17	47,10	13,59	6,05	9,00	24,78	0,18	4,48	0,38	Bazalt cu andezin	4,72	Atlantică (de tranziţie)
7/17	42,27	15,53	5,49	5,80	35,07	0,00	−0,22	0,47	Nefelinit femic	−18,55	Atlantică (extrem)
8/17	43,50	14,85	2,38	10,50	26,80	0,18	3,02	0,72	Andezit cu labrador şi pigeonit	5,78	Atlantică (slab)
9/17	45,32	15,57	1,45	11,34	26,94	0,01	2,87	0,83	Andezit cu labrador şi pigeonit	0,44	Pacifică (extrem)
10/17	48,50	14,87	4,94	9,24	20,50	0,19	3,28	0,50	Andezit cu labrador şi pigeonit	2,38	Pacifică (mediu)
11/17	47,54	14,53	5,32	10,15	19,42	0,09	4,63	0,46	Andezit	3,03	Pacifică (slab)
1/13	44,92	14,98	5,20	12,41	20,89	0,09	6,54	0,48	Bazalt andezitic	6,86	Atlantică (slab)
2/13	45,07	12,80	3,77	4,90	24,17	0,01	−0,52	0,52	Andezit cu labrador şi pigeonit	3,09	Pacifică (slab)
3/13	37,70	15,33	3,62	12,04	19,00	0,30	5,02	0,56	Nefelinit leucitic cu olivină	− 1,47	Atlantică (puternică)
1/16	44,31	13,65	6,12	5,77	26,61	0,04	1,25	0,38	Bazalt cu andezin şi olivină	10,34	Atlantică (mediu)
4/16	42,66	16,98	7,09	7,42	22,70	0,12	1,49	0,41	Tefrit nefelinic	−74,12	Atlantică (extrem)
5/16	47,83	15,78	1,77	9,10	23,28	0,13	0,69	0,80	Andezit cu labrador şi pigeonit	0,33	Pacifică (extrem)
1/32A	54,00	11,47	5,27	0,90	26,37	0,10	−2,82	0,24	Trahit alcalin închis la culoare	1,24	Pacifică (puternic)
4/32	46,16	13,22	5,38	14,21	19,71	0,06	9,51	0,40	Andezit	4,33	Atlantică (de tranziţie)
7/32	47,58	16,62	7,72	5,06	21,49	0,15	−0,28	0,35	Andezit cu olivină	6,70	Atlantică (slab)
4 15	40,92	24,60	3,81	7,19	22,86	0,17	−5,54	0,61	Nefelinit cu olivină	− 3,61	Atlantică (extrem)
7/15	46,00	16,30	3,51	7,28	25,38	0,19	−0,39	0,63	Andezit cu labrador şi pigeonit	2,21	Pacifică (mediu)
3/14	44,40	13,05	6,15	1,50	29,83	0,07	−2,64	0,17	Bazalt cu andezin şi olivină	12,90	Atlantică (mediu)
379	37,75	14,94	7,10	9,90	24,65	0,20	5,20	0,36	Nefelinit cu olivină	− 5,25	Atlantică (extrem)
349	40,30	17,55	6,67	4,15	29,47	0,83	−2,37	0,34	Nefelinit potasic femic	−14,70	Mediteraneană (extrem)
313	51,30	13,03	6,79	5,60	19,31	0,01	1,86	0,31	Andezit cu pigeonit	2,50	Pacifică (mediu)
43	44,56	14,72	6,30	5,75	25,65	0,11	0,67	0,43	Bazalt cu andezin şi olivină	12,69	Atlantică (mediu)

Institutul Geologic al României

TABELUL 24

Valorile Zavariţki. *Roci eruptive bazice şi ultrabazice metamorfozate.*

Nr. analizei	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	φ	n	t	Q
500	4,69	0,57	49,74	45,00	4,85	23,08	72,06	0,00	8,67	91,89	1,41	−19,97
501	1,27	0,81	58,78	39,14	0,20	1,04	89,39	0,00	0,98	100,00	0,00	−25,06
309	0,00	4,05	55,88	40,07	4,07	20,70	75,23	0,00	10,63	0,00	0,63	−23,91
6198	6,88	7,31	33,42	52,39	0,00	35,22	38,27	26,49	25,65	93,87	0,67	−16,31
412	7,43	6,84	36,03	49,70	0,00	38,37	48,79	12,82	21,79	97,19	3,91	−22,32
377	7,91	8,87	29,12	54,10	6,62	45,80	47,58	0,00	28,24	95,28	4,92	−16,24
347	12,65	7,78	17,64	61,93	0,00	46,80	32,57	20,61	36,28	84,48	1,17	− 9,24
10	9,62	6,83	31,72	51,83	0,00	35,82	63,29	0,87	19,78	9,27	0,00	−22,43
6151	11,80	6,89	26,24	55,07	0,00	37,66	55,01	7,31	17,88	84,33	0,00	−20,62

TABELUL 25

Valorile Zavariţki. *Roci tufogene bazice metamorfozate.*

Nr. analizei	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	φ	n	t	q
335	10,86	8,76	20,97	59,40	33,21	62,85	3,92	—	5,80	75,17	2,39	−11,67
337	7,75	3,63	37,52	51,10	—	47,71	32,91	19,38	23,22	97,34	3,89	−25,17
2/17	5,99	9,23	31,23	53,55	—	36,87	52,02	11,11	6,56	89,47	2,06	−14,11
6/17	9,15	5,96	27,45	57,44	—	39,79	40,57	19,64	25,32	82,17	3,21	− 9,38
7/17	8,42	7,35	32,48	51,75	3,08	36,26	60,66	—	13,41	99,15	2,90	−20,69
8/17	3,87	10,60	27,71	57,82	—	56,98	37,43	13,97	29,05	88,00	31,08	− 2,70
9/17	2,37	11,42	28,78	57,42	—	46,39	41,24	12,37	22,68	93,75	2,58	− 1,31
10/17	7,73	8,09	22,59	61,59	—	51,79	30,29	17,91	28,01	79,05	3,46	− 0,37
11/17	8,38	7,42	23,88	60,32	—	51,69	23,69	24,61	31,38	91,23	3,53	− 3,52
1/13	8,24	7,87	27,81	56,07	—	33,86	35,98	30,16	17,99	91,07	1,84	−12,20
2/13	5,95	7,27	29,95	56,83	—	38,23	36,52	25,24	20,34	98,76	3,10	− 5,51
3/13	6,53	10,72	27,64	55,11	—	55,45	18,18	26,36	38,18	69,23	4,56	−13,56
1/16	9,76	6,18	26,53	57,53	—	55,62	38,76	5,62	19,10	95,42	4,40	−10,64
4/16	11,47	8,41	23,55	56,57	—	52,92	39,93	7,14	54,54	88,00	4,05	−18,21
5/16	2,79	11,91	23,06	62,24	—	49,66	47,65	2,68	36,24	88,88	0,99	6,99
1/32A	7,55	1,08	29,94	61,43	23,87	59,45	16,67	—	8,56	89,28	1,32	6,68
4/32	8,24	6,11	29,57	56,08	—	31,73	28,12	20,67	16,59	93,96	2,53	10,43
7/32	12,21	6,62	20,97	60,19	5,16	56,14	38,24	—	12,63	84,94	3,06	−10,65
4/15	5,85	9,13	34,38	50,64	41,08	25,93	34,23	—	3,94	84,15	4,08	−19,55
7/15	5,63	9,82	25,65	58,90	13,19	54,00	38,87	—	39,17	81,08	1,03	− 8,18
3/14	9,53	5,49	29,60	55,38	—	55,12	36,34	8,54	18,78	93,18	3,65	−13,79
379	11,76	6,73	30,88	50,62	—	42,61	34,84	25,56	14,54	38,81	3,97	−28,98
349	10,24	5,33	33,16	51,26	20,00	39,13	40,87	—	24,78	0,17	5,62	−23,28
313	10,32	4,88	22,90	61,90	—	37,04	36,11	8,33	9,57	98,63	2,51	− 1,72
43	10,07	7,07	24,81	58,04	—	59,70	37,88	2,42	15,15	89,55	3,89	−11,12

Institutul Geologic al României

TABELUL 26

Valorile Semenenko *și seriile izochimice corespunzătoare. Roci eruptive bazice și ultrabazice metamorfozate.*

Nr. analizei	F	A	M	C	F+M	T	O	Seria izochimică
500	22,07	7,92	68,92	1,09	90,97	29,28	0,30	Magneziană. Subgrupa magneziană-aluminoasă
501	10,16	2,46	86,06	1,32	96,19	4,03	0,05	Magneziană. Subgrupa magneziană propriu-zisă
309	11,86	40,86	43,13	4,15	54,98	22,42	0,54	Apropiată de alumo-silicatată(M > față de M teoretic). Apropiată de subgrupa alumo-silicatată propriuzisă (M > > și F + M > față de M și F + + M teoretice)
6198	23,23	20,78	24,72	31,27	47,95	−81,05	1,32	Aluminoasă-alcalină-teroasă. Subgrupa F < M
412	25,88	19,76	32,90	21,46	58,76	−43,84	0,67	Aluminoasă-alcalino-teroasă. Subgrupa F < M
377	27,46	26,99	28,68	16,87	56,13	9,20	0,82	Aluminoasă-alcalino-teroasă. Subgrupa F < M
347	21,80	33,83	14,84	29,53	36,64	−35,14	1,83	Aluminoasă-alcalino-teroasă. Subgrupa F > M
10	22,63	23,19	40,02	14,16	62,63	−2,83	0,63	Aluminoasă-alcalino-teroasă. Subgrupa F < M
6151	21,51	27,86	31,44	19,19	52,93	−14,17	0,45	Aluminoasă-alcalino-teroasă. Subgrupa F < M

N.B. Subgrupele seriei aluminoasă-alcalino-teroasă corespund celor stabilite pentru metabazitele din partea centrală a scutului ucrainean (Semenenko, 1963)

Tipul general al melanocratelor primare în rocile luate în considerare, se poate deduce din analiza diagramelor $Fo - Fs + F\,a - Cs$, în care se observă tendințe de grupare a rocilor analizate înspre latura $Fo - Fs + Fa$, indicînd că, componenta calcică a acestor minerale în cele mai multe cazuri a jucat un rol puțin important; în cazul rocilor ultrabazice se poate afirma că melanocratele erau prin excelență fero-magneziene.

Diagrama $Q-M-L$ și valorile $\alpha \left(\alpha = \frac{3Q - 2L}{M}\right)$ arată că în majoritatea cazurilor, rocile luate în considerare aveau un caracter nesaturat, multe din rocile bazice și ultrabazice oscilînd în jurul liniei MF ($\alpha = 0$). Rocile verzi se plasează fie pe această linie fie între ea și linia PF ($\alpha = 1$). În plus, diagrama menționată relevă că în multe din rocile

Institutul Geologic al României

TABELUL 27

Valorile Semenenko *și seriile izochimice corespunzătoare. Roci tufogene bazice metamorfozate.*

Nr. analizei	F	A	M	C	F + M	T	O	Seria izochimică
335	32,84	43,56	2,02	21,58	34,86	19,72	0,17	Alumo-silicatată. Apropiată de subgrupa alumo-silicatată-alcalino-teroasă (C > și M < față de C și M teoretice)
337	36,83	15,37	25,38	22,42	62,19	— 93,24	0,48	Aluminoasă-alcalino-teroasă. Subgrupa F > M
2/17	21,85	23,20	30,85	24,10	52,68	— 27,27	0,11	Aluminoasă-alcalino-teroasă. Subgrupa F < M
6/17	24,88	23,91	25,36	25,85	50,23	— 22,07	0,90	Aluminoasă-alcalino-teroasă. Subgrupa F < M
7/17	23,25	23,66	38,62	14,42	61,89	4,42	0,30	Aluminoasă-alcalino-teroasă (C ⩽ față de C teoretic). Subgrupa F<M
8/17	29,70	23,58	19,50	27,22	49,19	— 27,70	0,53	Aluminoasă-alcalino-teroasă (M ⩽ față de M teoretic). Subgrupa F>M
9/17	25,28	23,87	22,47	28,38	47,75	— 25,84	0,49	Aluminoasă-alcalino-teroasă. Subgrupa F < M
10/17	27,47	27,98	16,06	28,49	43,52	— 30,64	0,60	Apropiată de seria aluminoasă-alcalino-teroasă. (M < față de M teoretic). Subgrupa F > M
11/17	28,78	27,05	13,18	30,99	41,94	— 46,61	0,80	Aluminoasă-alcalino-teroasă. (M < față de M teoretic). Subgrupa F < M
1/13	19,75	25,16	20,98	34,11	40,73	— 68,24	0,59	Aluminoasă-alcalino-teroasă. Subgrupa F > M
2/13	23,99	21,67	23,06	31,28	47,05	— 71,37	0,58	Aluminoasă-alcalino-teroasă. Subgrupa F > M
3/13	29,28	26,72	9,60	34,40	38,88	— 48,78	1,18	Apropiată de seriile aluminoasă-alcalino-teroasă (M și C mai mici față de M și C teoretice) și calco-carbonatică (F > și C ⩽ față de F și C teoretice).
1/16	33,69	25,34	23,46	17,51	57,13	10,88	0,26	Aluminoasă-alcalino-teroasă. Subgrupa F > M

Institutul Geologic al României

4/16	27,15	30,64	20,36	21,85	47,51	−9,18	0,44	Aluminoasă-alcalino-teroasă. Subgrupa F > M
5/16	23,71	27,58	22,75	25,96	46,46	−5,42	1,35	Aluminoasă-alcalino-teroasă. Subgrupa F > M
1/32A	55,13	26,09	15,44	3,34	70,55	−10,29	0,09	Aluminoasă-magneziano-feroasă. Subgrupa fero-silicioasă-aluminoasă-magneziană.
4/32	20,43	22,29	18,11	39,17	38,54	−114,41	0,55	Calco-carbonatică. Subgrupa calco-carbonatică-aluminoasă.
7/32	29,89	33,40	20,11	16,60	49,99	7,96	0,14	Aluminoasă-alcalino-teroasă. Subgrupa F > M
4/15	18,10	39,14	24,08	18,68	42,18	37,51	0,08	Alumo-silicatată. Subgrupa alumo-silicatată-alcalino-teroasă (A ⩽ față de A teoretic).
7/15	29,82	28,52	20,99	20,67	50,79	7,72	1,22	Aluminoasă-alcalino-teroasă. Subgrupa F > M (A > și F + M > față de A și F + M teoretice)
3/14	36,09	22,58	23,69	17,64	59,76	−23,73	0,25	Aluminoasă-magneziană-feroasă și aluminoasă-alcalino-teroasă (subgrupa F > M)
379	26,20	25,11	21,41	27,28	47,60	−53,32	0,26	Aluminoasă-alcalino-teroasă. Subgrupa F > M
349	28,39	30,29	29,65	11,67	58,04	25,08	0,87	Apropiată de seriile alumo-silicatată (A < față de A teoretic) — subgrupa alumo-silicatată-alcalino-teroasă (A < față de A teoretic) și aluminoasă-alcalino-teroasă (C < față de C teoretic)
313	26,29	29,16	24,02	20,53	50,30	−20,14	0,17	Aluminoasă-alcalino-teroasă. Subgrupa F > M
43	33,69	27,52	21,36	17,43	55,03	−2,38	0,17	Seriile aluminoasă-magneziano-feroasă (subgrupa fero-silicioasă-aluminoasă-magneziană) și aluminoasă-alcalino-teroasă (subgrupa F > M)

N.B. Subgrupele seriei aluminoasă-alcalino-teroasă corespund celor stabilite pentru metabazitele din partea centrală a scutului ucrainean (S e m e n e n k o , 1963).

Institutul Geologic al României

TABELUL 28

Componentele bazei **Niggli**. *Roci tufogene bazice metamorfozate.*

Nr. analizei	Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fa	Fs	Fo	Hz	Sp	Ru	C	Cc	Mgs	Cp	Pr	Suma
335	31,45	6,28	19,01	20,40	—	11,33	4,01	—	—	1,91	1,10	4,13	0,00	—	0,00	0,35	99,97
337	20,17	0,53	19,32	9,31	6,59	11,81	11,15	15,80	—	—	1,70	—	2,93	—	0,58	0,09	99,99
2/17	27,02	1,38	11,79	1,38	—	10,40	2,25	8,41	—	18,90	0,80	—	17,34	—	0,28	—	99,95
6/17	27,65	3,94	18,17	14,31	2,66	4,80	8,40	13,45	—	—	1,48	—	4,68	—	0,43	0,00	99,97
7/17	22,32	0,17	19,69	7,66	—	8,75	5,13	17,80	—	10,85	1,18	—	6,28	—	0,14	0,00	99,95
8/17	22,81	1,06	7,81	24,33	0,26	8,88	9,23	11,90	—	—	1,36	—	4,14	—	1,18	—	99,96
9/17	31,70	0,34	5,23	26,87	1,22	8,02	7,67	13,96	—	—	1,16	—	2,90	—	0,87	—	99,94
10/17	33,20	3,45	14,68	18,92	0,08	6,31	7,43	8,03	—	—	1,67	—	4,72	—	1,29	0,17	99,95
11/17	31,48	1,73	17,99	17,47	1,64	5,70	8,82	6,66	—	—	1,67	—	5,65	—	1,15	—	99,96
1/13	27,50	1,70	17,42	18,28	3,58	5,12	5,80	11,61	—	—	0,79	—	7,85	—	0,28	—	99,93
2/13	29,85	0,17	13,63	13,80	—	6,22	7,07	11,16	—	3,07	1,36	—	13,06	—	0,57	0,00	99,96
3/13	27,89	4,12	9,27	—	—	—	10,82	—	9,79	9,10	1,71	2,06	23,25	0,80	1,14	—	99,95
1/16	27,47	1,04	21,72	2,17	—	11,29	5,79	5,87	—	12,00	1,97	—	9,27	—	1,01	0,00	99,60
4/16	26,55	3,10	22,91	5,86	—	7,49	6,55	2,63	—	15,93	1,72	—	5,63	—	1,43	0,17	99,97
5/16	37,53	0,90	5,79	18,36	—	3,11	9,57	8,21	—	8,56	0,46	—	6,11	—	0,58	0,82	100,00
1/32A	39,17	2,15	18,10	1,86	—	18,50	3,40	1,43	—	10,39	0,72	—	0,12	—	0,45	3,67	99,96
4/32	27,19	1,18	18,40	14,58	8,05	5,34	5,85	9,92	—	—	1,13	—	7,80	—	0,28	0,16	99,88
7/32	29,67	4,30	24,26	8,60	—	10,65	3,09	5,25	—	8,26	1,43	—	2,18	—	2,00	0,25	99,94
4/15	29,26	2,19	11,64	16,02	—	8,94	1,60	2,74	—	22,35	1,63	—	3,04	—	0,56	0,00	99,97
7/15	33,10	2,47	10,61	15,74	—	4,42	11,67	6,98	—	9,19	0,47	—	4,00	—	0,58	0,70	99,93
3/14	25,25	1,53	20,94	4,01	—	12,76	6,55	8,26	—	8,85	1,59	—	9,53	—	0,28	0,34	99,89
379	19,46	5,68	20,47	8,60	—	9,72	4,99	8,77	—	6,36	1,15	—	13,87	—	0,57	0,00	99,64
349	22,43	20,72	4,21	7,55	—	5,88	10,01	9,70	—	13,61	2,34	—	2,93	—	0,58	0,00	99,96
313	35,66	0,33	24,12	—	—	7,49	2,60	1,51	—	11,55	1,23	—	10,49	3,35	0,56	1,09	99,98
43	30,08	2,46	21,15	1,23	—	12,89	0,70	3,34	—	15,33	1,76	—	9,75	—	1,17	0,09	99,95

N. B. Valorile au fost utilizate la calculul epinormei.

Institutul Geologic al României

TABELUL 29

Epinorma Niggli. *Roci eruptive bazice şi ultrabazice metamorfozate.*

Nr. analizei	Q	Ms	Ab	Zo	Xon	Gram	Ant	Fe-Ant	At	Cc	Cp	Ru	Hm	Mt	Pr	H_2O^+	H_2O^-	H_2O total	PC	Suma	Deficit SiO_2
500	2,33	2,12	18,09	1,85	—	—	46,96	7,03	4,40	—	—	0,52	—	5,44	—	9,51	1,29	—	—	99,54	—
501	—	—	5,47	2,81	—	—	74,94	7,56	1,11	—	—	—	—	0,71	0,22	—	—	—	10,93	103,79	3,78
309	3,81	—	—	13,58	—	—	53,10	3,72	8,99	—	—	0,21	—	7,52	—	8,85	0,10	—	—	99,88	—
6198	1,91	2,32	25,77	29,06	10,81	—	17,00	—	—	—	0,27	0,27	1,74	7,65	0,58	2,23	0,11	—	—	99,72	—
412	—	1,16	28,78	26,78	—	—	22,42	2,58	1,33	4,87	—	1,55	—	9,39	0,25	1,00	0,09	—	—	100,20	—
377	11,88	1,94	28,17	8,81	—	—	0,95	1,34	24,64	6,69	0,97	2,01	—	9,29	—	2,72	0,30	—	—	99,71	—
347	2,39	10,49	40,85	19,71	4,06	13,17	—	—	—	—	—	0,56	2,06	4,25	0,41	1,37	0,20	—	—	99,52	—
10	—	3,77	34,74	22,02	—	—	23,96	2,54	3,13	—	—	—	—	7,34	—	—	—	30,2	—	100,70	1,56
6151	—	9,88	38,09	20,61	—	11,83	11,84	3,62	—	—	—	—	—	5,38	—	—	—	3,37	—	104,62	5,16

TABELUL 30

Epinorma Niggli. *Roci tufogene bazice metamorfozate.*

Nr. analizei	Q	Ms	Ab	Zo	Xon	Ot	Mg-Ot	Gram	Fe-Akt	Ant	Fe-Ant	At	Fe-At	Cc	Mgs	Cp	Ru	Hm	Mt	Pr	H_2O^+	H_2O^-	Suma analizei	Deficit SiO_2
335	5,58	14,29	30,95	26,56	—	—	—	—	—	—	3,64	1,54	9,71	—	—	—	1,07	—	3,92	0,34	1,90	—	99,50	—
337	2,76	1,21	31,37	15,20	7,00	—	—	—	—	17,10	6,75	—	—	2,85	—	0,57	1,66	—	10,86	0,90	2,11	—	99,53	—
2/17	15,29	3,04	18,46	1-66	—	—	—	—	—	7,92	9,72	18,55	—	16,35	—	0,26	0,75	—	2,12	—	4,61	0,14	98,87	—
6/17	4,91	9,00	29,67	18,04	—	—	—	14,23	—	6,71	0,65	—	—	4,58	—	0,42	1,45	—	8,22	—	2,55	0,12	100,55	—
7/17	3,86	0,39	31,86	9,92	—	—	—	—	—	11,46	6,68	20,39	—	6,09	—	0,14	1,14	—	4,98	—	2,98	—	99,89	—
8/17	14,59	2,32	12,66	32,07	—	—	—	—	—	4,61	7,69	7,59	—	4,03	—	1,15	1,32	—	8,98	—	2,53	—	99,54	—
9/17	14,64	0,69	8,56	39,25	—	—	—	—	—	9,49	4,53	8,66	—	2,85	—	0,86	1,14	—	7,55	—	1,50	—	99,72	—
10/17	14,06	7,94	24,12	25,08	—	—	—	—	—	7,62	2,85	1,91	—	4,65	—	1,27	1,65	—	7,33	0,17	1,12	0,10	99,87	—
11/17	12,05	3,88	29,59	27,23	—	—	—	—	—	7,04	1,41	0,39	—	5,59	—	1,41	1,65	—	8,73	—	1,40	0,60	100,10	—
1/13	3,67	3,82	28,25	28,66	—	—	—	7,88	—	8,18	2,34	—	—	7,64	—	0,27	0,77	—	5,65	—	1,96	0,15	99,24	—
2/13	15,53	0,40	22,40	18,14	—	—	—	—	—	6,88	2,93	10,24	—	12,85	—	0,56	1,34	—	6,95	—	2,11	0,12	100,46	—
3/13	16,79	9,56	15,30	—	—	10,43	10,68	—	—	—	—	—	1,69	23,08	0,79	1,13	1,70	7,16	—	—	1,15	0,15	99,61	—
1/16	10,79	2,34	35,08	2,80	—	—	—	—	—	0,40	9,02	18,56	—	8,97	—	0,98	1,91	—	5,61	—	3,20	—	99,66	—
4/16	6,67	6,96	37,00	7,52	—	—	—	—	—	—	0,56	17,10	5,92	5,42	—	1,38	1,65	—	6,30	0,16	2,73	0,22	99,59	—
5/16	25,74	2,02	9,29	23,69	—	—	—	—	—	0,19	—	19,73	—	5,89	—	0,55	0,44	2,14	6,00	0,79	2,90	0,04	99,41	—
1/32A	22,25	4,81	29,11	2,38	—	—	—	—	—	—	15,75	10,57	3,32	0,11	—	0,43	0,69	—	3,26	3,52	4,15	0,12	100,47	—
4/32	0,97	2,72	30,32	23,56	1,20	—	—	19,64	4,69	—	—	—	—	7,73	—	0,28	1,12	—	5,80	0,16	1,33	0,15	99,87	—
7/32	5,06	9,65	39,25	11,03	—	—	—	—	—	3,52	9,83	9,86	—	2,12	—	1,94	1,39	—	3,00	0,24	2,87	0,13	99,89	—
4/15	8,22	4,98	18,96	20,90	—	5,47	—	—	—	—	—	22,69	9,84	2,97	—	0,55	1,59	—	1,56	—	2,87	—	100,60	—
7/15	19,60	5,55	17,00	20,26	—	—	—	—	—	0,98	—	17,15	—	3,86	—	0,56	0,45	1,82	8,54	0,68	2,48	0,07	99,00	—
3/14	8,43	3,53	34,49	5,27	—	—	—	—	—	4,78	10,41	13,70	—	9,41	—	0,28	1,57	—	6,47	0,33	1,50	0,15	100,32	—
379	—	12,71	32,71	10,99	—	—	—	—	—	9,71	7,69	4,52	—	13,30	—	0,55	1,10	—	4,79	—	3,75	0,22	1002,04	2,52
349	0,87	46,60	6,76	0,75	—	—	—	16,77	—	8,35	0,94	—	—	2,82	—	0,56	2,25	—	9,65	—	4,05	0,15	100,52	—
313	17,89	0,76	39,50	—	—	—	—	—	—	—	2,47	11,92	6,44	10,30	3,29	0,55	1,21	—	2,55	1,77	1,77	0,16	99,88	—
43	10,17	5,63	34,55	1,57	—	—	—	—	—	—	11,29	17,96	3,53	9,00	—	1,15	1,73	—	0,69	0,09	2,72	0,28	100,36	—

Institutul Geologic al României

TABELUL 31

Valorile A—C—F. Roci bazice și ultrabazice metamorfozate.

Nr. analizei	A	C	F
500	5,59	0,72	93,69
501	6,29	1,23	92,48
309	11,01	7,04	81,95
6198	22,49	41,64	35,87
412	22,56	18,92	58,52
377	38,29	2,20	59,51
347	31,09	44,09	24,82
10	20,55	18,72	60,73
6151	22,11	25,62	52,27

TABELUL 32

Valorile A—C—F. Roci tufogene metamorfozate.

Nr. analizei	A	C	F
335	42,65	26,16	31,19
337	15,70	24,02	60,28
2/17	27,69	0,00	72,31
6/17	26,53	25,31	48,16
7/17	23,66	5,37	70,97
8/17	55,35	12,47	32,17
9/17	48,51	22,72	28,76
10/17	56,29	18,26	25,43
11/17	58,53	20,90	20,55
1/13	26,07	35,50	38,43
2/13	30,38	20,94	48,67
3/13	57,48	0,00	42,52
1/16	27,46	0,00	72,54
4/16	34,78	12,70	52,52
5/16	38,70	20,96	40,34
1/32A	22,05	8,99	77,06
4/32	24,80	41,52	33,68
7/32	28,93	9,27	61,80
4/15	27,56	16,47	55,97
7/15	41,73	20,10	37,27
3/14	24,37	0,00	75,63
379	27,14	7,14	65,72
349	37,50	3,33	59,17
313	32,16	0,00	67,84
43	30,29	0,00	69,71

Institutul Geologic al României

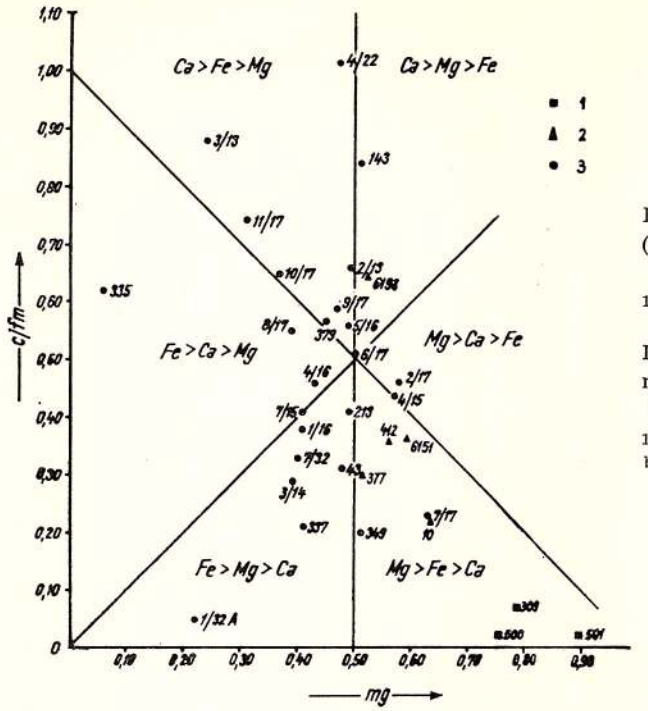


Fig. 9. — Diagrama mg-c/fm (roci magmatogene bazice și ultrabazice metamorfozate).

1, roci ultrabazice; 2, roci gabbroide; 3, roci tufogene bazice.

Diagramme mg-c/fm (roches magmatogènes basiques et ultrabasiques métamorphisées).

1, roches ultrabasiques; 2, roches gabbroïdes; 3, roches tuffogènes basiques.

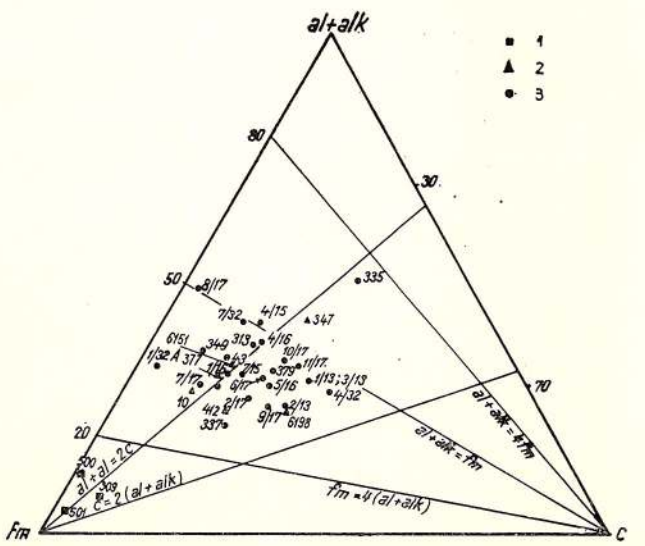


Fig. 10. — Diagrama al + alk—fm — c (roci magmatogene bazice și ultrabazice metamorfozate).

1, roci ultrabazice; 2, roci gabbroide; 3, roci tufogene bazice.

Diagramme al + alk — fm — c (roches magmatogènes basiques et ultrabasiques métamorphisées).

1, roches ultrabasiques; 2, roches gabbroïdes; 3, roches tuffogènes basiques.

Institutul Geologic al României

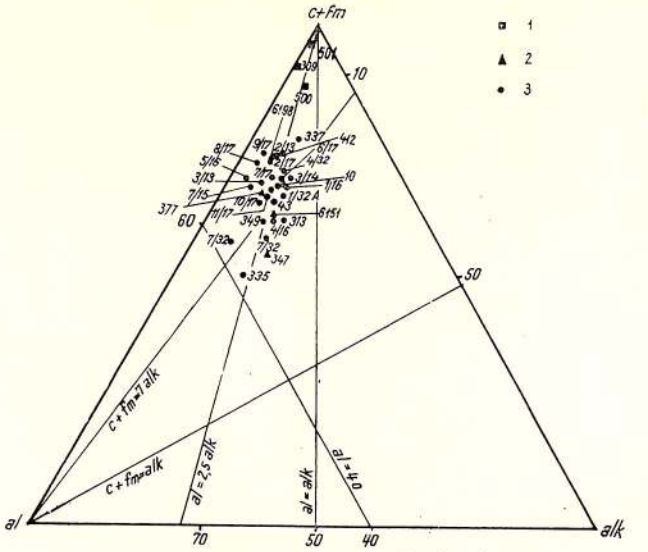


Fig. 11. — Diagrama c + fm — al — alk (roci magmatogene bazice şi ultrabazice metamorfozate).

1, roci ultrabazice; 2, roci gabbroide; 3, roci tufogene bazice.

Diagramme c + fm — al — alk (roches magmatogènes basiques et ultrabasiques métamorphisées).

1, roches ultrabasiques; 2, roches gabbroïdes; 3, roches tuffogènes basiques.

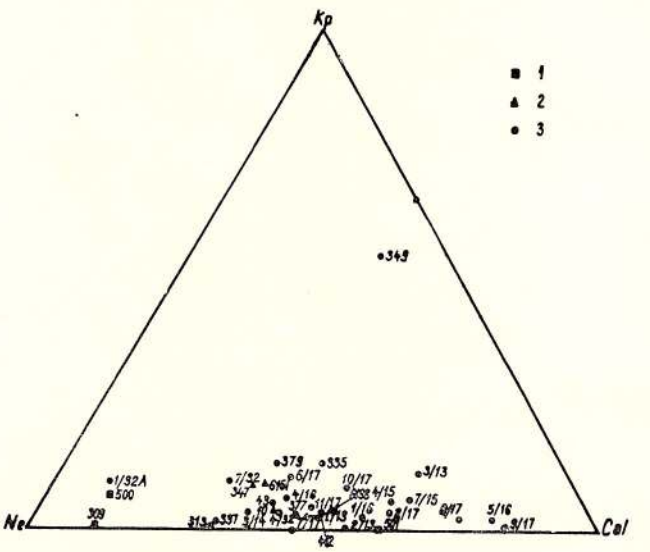


Fig. 12. — Diagrama Kp — Ne — Cal (roci magmatogene bazice şi ultrabazice metamorfozate).

1, roci ultrabazice; 2, roci gabbroide; 3, roci tufogene bazice.

Diagramme Kp — Ne — Cal (roches magmatogènes basiques et ultrabasiques métamorphisées).

1, roches ultrabasiques; 2, roches gabbroïdes; 3, roches tuffogènes basiques.

Institutul Geologic al României

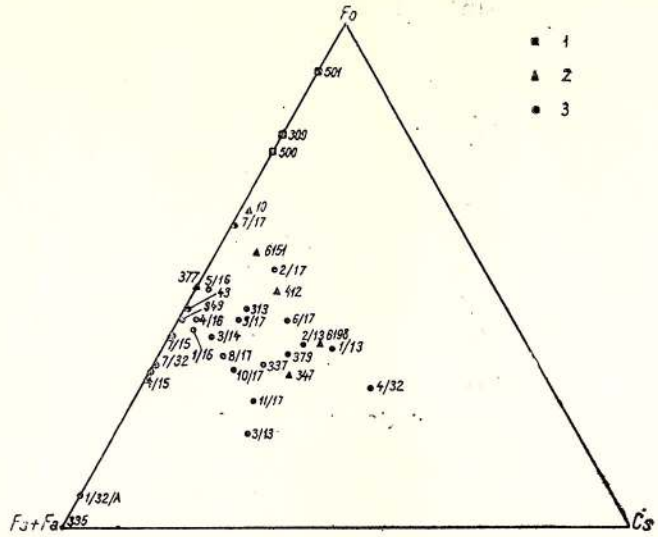


Fig. 13. — Diagrama Fo — Fs + Fa — Cs (roci magmatogene bazice şi ultrabazice metamorfozate).

1, roci ultrabazice; 2, roci gabbroide; 3, roci tufogene.

Diagramme Fo — Fs + Fa — Cs (roches magmatogènes basiques et ultrabasiques métamorphisées).

1, roches ultrabasiques; 2, roches gabbroïdes; 3, roches tuffogènes basiques.

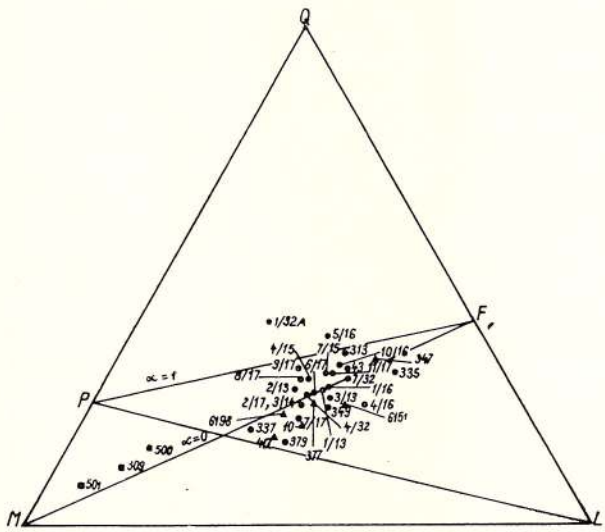


Fig. 14. — Diagrama Q—M — L (roci magmatogene bazice şi ultrabazice metamorfozate.

1, roci ultrabazice; 2, roci gabbroide; 3, roci tufogene bazice.

Diagramme Q — M — L (roches magmatogènes basiques et ultrabasiques métamorphisées).

1, roches ultrabasiques; 2, roches gabbroïdes; 3, roches tuffogènes basiques.
La légénde voire fig. 13.

Institutul Geologic al României

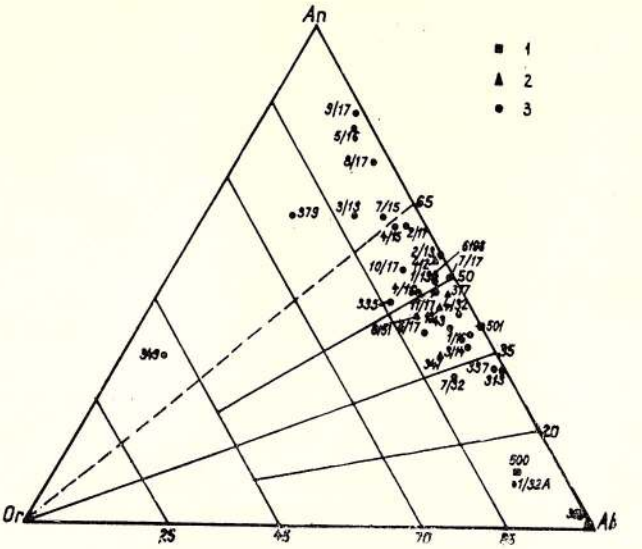


Fig. 15. — Diagrama An — Or — Ab (Hietanen) (roci magmatogene bazice și ultrabazice metamorfozate).

1, roci ultrabazice; 2, roci gabbroide; 3, roci tufogene bazice.

Diagramme An — Or — Ab (Hietanen) (roches magmatogènes basiques et ultrabasiques métamorphisées).

1, roches ultrabasiques; 2, roches gabbroïdes 3, roches tuffogènes basiques.

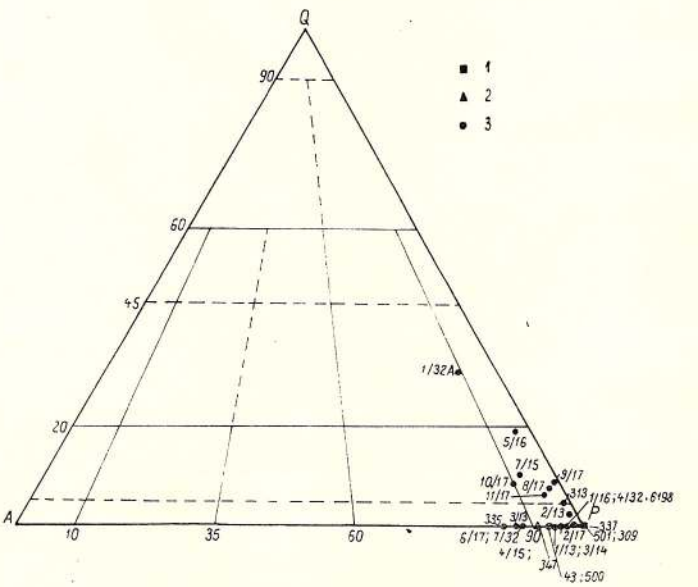


Fig. 16. — Diagrama Q — A — P (Streckeisen) (roci magmatogene bazice și ultrabazice metamorfozate).

1, roci ultrabazice; 2, roci gabbroide; 3, roci tufogene bazice.

Diagramme Q — A — P (Streckeisen) (roches magmatogènes basiques et ultrabasiques métamorphisées).

1, roches ultrabasiques; 2, roches gabbroïdes; 3, roches tuffogènes basiques.

Institutul Geologic al României

analizate existau minerale de tipul piroxenilor, feldspaților, olivinei (și eventual feldspatoizilor), fapt care reiese și din alte diagrame.

4. Catanorma N i g g l i relevă participarea importantă a plagioclazilor în rocile ultrabazice și bazice alături de piroxeni, apariția frecventă a olivinei și raritatea nefelinului normativ, caractere care se observă adesea și în rocile verzi tufogene (în aceste roci apare uneori și cuarț normativ); aceste observații se pot face și pe marginea valorilor *C I P W*, care în linii mari nu diferă esențial de cele obținute prin catanorma N i g g l i.

Caracterul bazic și ultrabazic al rocilor luate în considerare reiese și din cantitățile relativ reduse de silice utilizată la mineralele leucocrate normative, din raportul dintre plagioclaz și totalitatea feldspaților normativi precum și din indicele de culoare (M), calculat din catanorma N i g g l i.

Rezultatele obținute prin catanorma N i g g l i au fost introduse în diferite diagrame, care pot da indicații asupra tipurilor magmatice primare.

Astfel, diagrama *An — Or — Ab*, subdivizată în cîmpurile admise de H i e t a n e n (1963), arată că, după raporturile procentuale dintre anortit, ortoză și albit, rocile analizate se înscriu în marea lor majoritate în cîmpurile gabbrourilor mafice și ale cuarț-dioritelor. Desigur că plasarea rocilor ultrabazice în această diagramă am făcut-o numai pentru a arăta că ele se înscriu în cîmpuri apropiate celor bazice după raporturile componentelor din feldspați, pentru a sublinia consangvinitatea existentă, dar nu și pentru a obține indicații asupra tipului de rocă ultrabazică primară.

Deosebit de utilă este diagrama *Q—A—P* (construită de asemenea pe baza catanormei N i g g l i), în care rocile studiate se plasează aproape fără excepție înspre colțul *P*, în zona noritelor, gabbrourilor și dioritelor (clasificarea S t r e k e i s e n, 1967), respectiv pentru rocile tufogene bazice în cîmpul comun al bazaltelor tholeitice și al andezitelor.

Prezența nefelinului normativ în unele din rocile studiate a impus proiectarea acestora în triunghiul *F — P — A*, rocile bazice și tufurile corespunzătoare căzînd în cîmpul gabbrourilor alcaline și respectiv în cel al bazaltelor alcaline.

5. Produselor bazice și ultrabazice precum și tufurilor asociate li s-au calculat parametri R i t t m a n (R i t t m a n, 1963), pentru a se obține indicații asupra tipului de magmă din care provin aceste roci, în situația că aceasta ar fi constituit roci efuzive.

Institutul Geologic al României

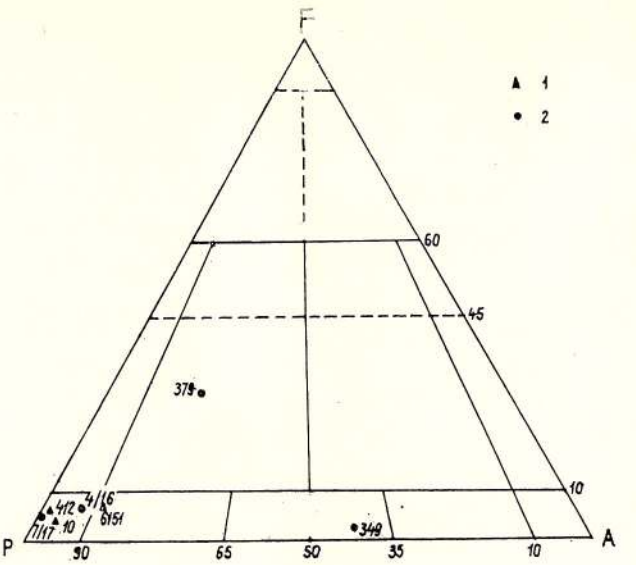


Fig. 17. — Diagrama F — P — A (Streckeisen) (roci magmatogene bazice metamorfozate).

1, roci gabbroide; 2, roci tufogene bazice.

Diagramme F — P — A (Streckeisen) (roches magmatogènes basiques métamorphisées).

1, roches gabbroïdes; 2, roches tuffogènes basiques.

În cazul rocilor metaeruptive bazice rezultatele sînt mai concludente, obținîndu-se încadrări la roci bazaltice; la rocile verzi tufogene, alături de astfel de tipuri, s-au obținut și cîteva încadrări contradictorii la andezite, tephrite, trahite și nefelinite.

6. Parametri Zavariţki calculaţi atestă pentru majoritatea rocilor bazice și a rocilor verzi tufogene un chimism gabbroid, întrucît $3a + 2c + b > s$ și $2c > a$, în cele din mai multe cazuri. Cele cîteva situații, în care $c < a$, întîlnite la unele roci tufogene, se explică prin îndepărtarea unei părți din CaO, încă în faza acumulării materialului tufaceu bazic (după cum s-a arătat mai înainte), adică datorită unui proces de spilitizare. Diagrama Zavariţki relevă concentrarea majorității rocilor analizate în cîmpul rocilor bazice; de asemenea se observă faptul că seria analizată este relativ bogată în minerale feromagneziene și că albitul predomină în plagioclaz; totodată diagrama relevă conținuturi sensibil mai mari în Na_2O față de K_2O, excepție făcînd unele roci tufogene cu aport argilos (de exemplu proba 349).

Institutul Geologic al României

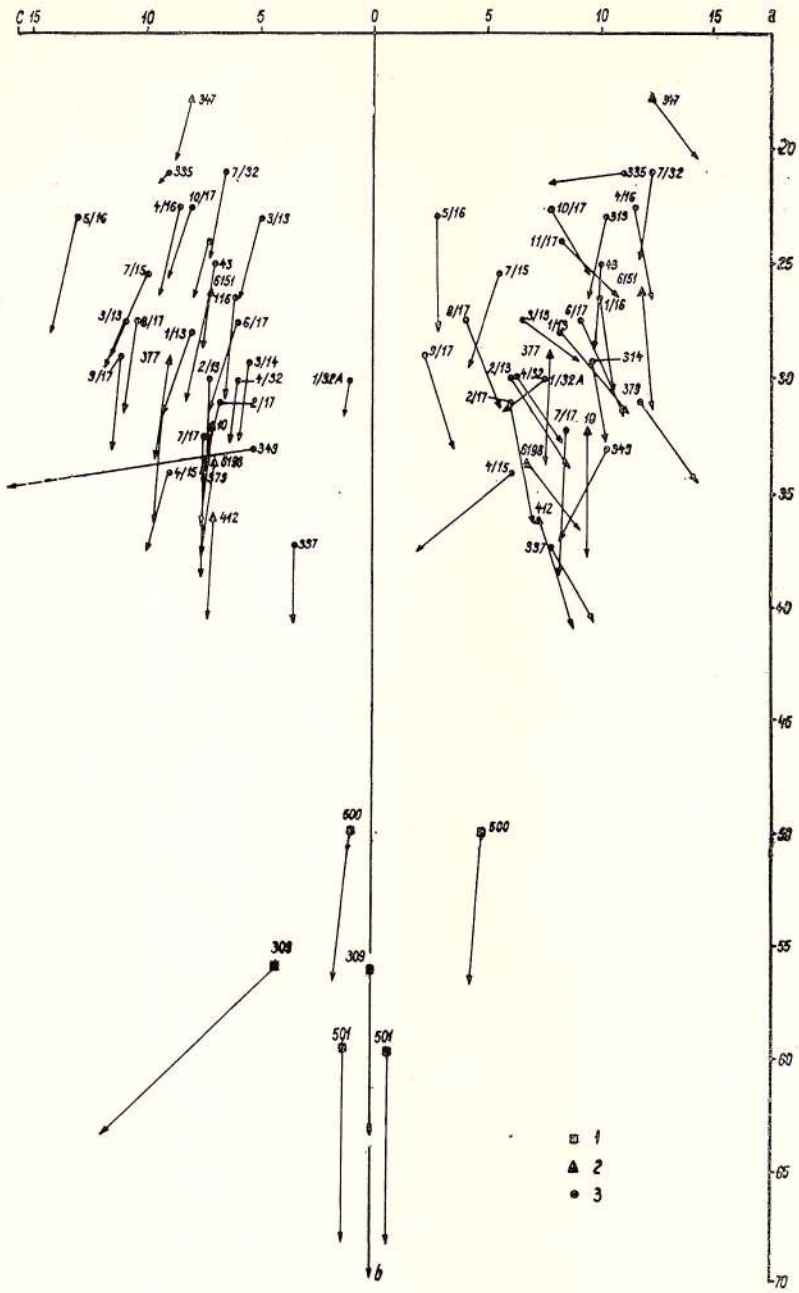


Fig. 18. — Diagrama parametrilor Zavariţki (roci magmatogene bazice şi ultrabazice metamorfozate).

1, roci ultrabazice; 2, roci gabbroide; 3, roci tufogene bazice.

Diagramme des paramètres Zavaritzki (roches magmatogènes basiques et ultrabasiques métamorphisées).

1, roches ultrabasiques; 2, roches gabbroïdes; 3, roches tuffogènes basiques.

Institutul Geologic al României

7. Am considerat foarte utilă aplicarea calculelor petrochimice imaginate de S e m e n e n k o (1963), întrucît parametri obţinuţi pot da o certitudine în privinţa originii magmatogene a rocilor luate în considerare. Într-adevăr, rocile ultrabazice corespund seriei magneziene, care include

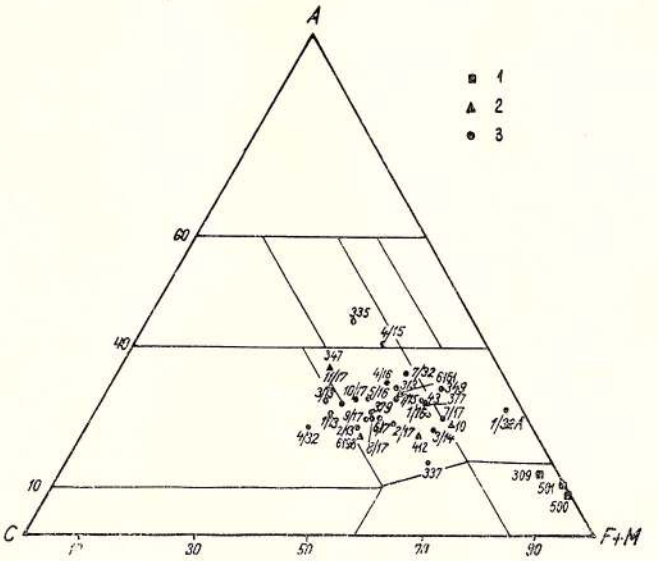


Fig. 19. — Diagrama A — C — F + M (Semenenko) (roci magmatogene bazice şi ultrabazice metamorfozate).

1, roci ultrabazice; 2, roci gabbroide 3, roci tufogene bazice.
1, roches ultrabasiques; 2, roches gabbroïdes 3, roches tuffogènes basiques.

produse magmatogene ultrabazice metamorfozate, iar rocile bazice se înscriu în ansamblu în seria izochimică aluminoasă-alcalino-teroasă, corespunzătoare metabazitelor din partea centrală a Scutului ucrainean; în ceea ce priveşte rocile tufogene se observă că, în majoritatea cazurilor, acestea aparţin seriei aluminoase alcalino-teroasă ca şi rocile bazice corespunzătoare; în cîteva cazuri s-au obţinut încadrări la alte serii datorită aporturilor terigene existente în unele din aceste roci.

8. Pentru a avea încă un argument în favoarea originii magmatogene a rocilor verzi, am utilizat relaţia „*ti* + 10 *mg*" utilizată de F a b r i è s (1963) pentru precizarea originii amfibolitelor; noi am aplicat această relaţie la un şist verde din zona Iazuri (M u r e ş a n, 1968), obţinînd un rezultat concludent. Într-adevăr, la aproape toate rocile verzi calculînd valorile corespunzătoare pentru *ti* + 10 *mg*, am obţinut valori > 6,5,

Institutul Geologic al României

caracteristice rocilor magmatogene bazice. Această concluzie este în concordanță cu rezultatele obținute prin celelalte metode menționate și cu faptul că, conținutul în TiO_2 este în general mult mai mare ca 0,8%, caracter care, după L a p a d u e-H a r g u e (1958), este caracteristic rocilor magmatogene bazice (acest autor a aplicat metoda la amfibolite, obținînd rezultate satisfăcătoare).

9. Posedăm două analize spectrografice cantitative ale unui metagabbrou (412) și a unui șist tufogen (1/16). În comparație cu cele două roci magmatogene acide (41 și 59), cele bazice au conținuturi mai mici în Pb, Ga, Be și Ba și dimpotrivă cantități mai mari în Cu, Ni, Cr și V, diferență care se constată în general între rocile bazice și cele acide.

Luînd în considerare că, în cuprinsul provinciei magmatismului bazic, rocile cu chimism gabbroid (roci gabbroide și tufuri) predomină net cantitativ asupra celor ultrabazice, se poate afirma că magma primară a avut în ansamblu un chimism bazic (magmă bazaltică). Din această magmă, prin procese de diferențiere (care s-au desfășurat în profunzime — mai ales prin fenomene de cristalizare fracționată) au luat naștere și fracțiuni ultrabazice, care au migrat apoi ascensional, formîndu-se astfel peridotite și dunite, afectate de procese de serpentinizare. Cea mai mare parte a magmei bazice a alimentat periodic vulcanii liniari, luînd naștere cantități impresionante de material tufaceu, așa cum se constată în decursul Devonianului mediu și superior (cînd s-a format seria de Ghelar); o parte subordonată a magmei bazice s-a consolidat sub formă de sill-uri de gabbrouri (și dolerite?), intruse în preajma principalelor centre de erupție vulcanică. Ultimele manifestări ale magmatismului bazic, cu caracter sporadic și reduse cantitativ, se constată în decursul Carboniferului inferior, în timpul formării complexului median (Pd_2) al seriei de Padeș.

b). Provincia magmatismului acid

După cum s-a arătat, produsele magmatismului acid apar sporadic în cadrul magmatismului devonian și cunosc o dezvoltare largă în timpul desfășurării ciclului magmatic carbonifer inferior, pe care de altfel îl și caracterizează. Magmatismul acid, fiind condiționat geotectonic de fracturile direcționale din geosinclinalul paleozoic, a avut de asemenea un caracter linear, ca și magmatismul bazic. Magmatismul acid s-a manifestat atît intruziv cît și extruziv, produsele afiliate acestei provincii

Institutul Geologic al României

fiind reprezentate actualmente prin dyke-uri de roci acide, prin metatufuri şi metatufite acide.

Caractere petrografice

Rocile tufogene fiind descrise cu ocazia prezentării litostratigrafiei formaţiunilor metamorfice, în cele ce urmează se vor arăta caracterele petrografice principale ale rocilor metaeruptive acide (porfiroide).

În cadrul rocilor metaeruptive acide din regiune, se deosebesc riolite şi keratofire cuarţifere; primele sînt probabil anterioare ultimelor, situaţie argumentată la descrierea ciclului magmatismului carbonifer inferior. Porfiroidele sînt intruse în formaţiunile complexului Pd_2 al seriei de Padeş.

Metariolite

Porfiroidele riolitice constituie două dyke-uri : unul situat în partea superioară a Pîrîului Mare (la S de Luncani) şi unul în bazinul văii Rozalia (la S de Gladna Montană). Porfiroidele de la S de Gladna Montană, au fost menţionate de P a p i u (1956), S a v u (r 1963) şi C h i v u, S e r a f i m o v i c i (1967).

Forma de dyke a acestor roci acide este deosebit de evidentă la corpul riolitic de la S de Glanda Montană, acesta străbătînd discordant, după direcţia NE - SW, şisturile terigene înconjurătoare, orientate WNW - ESE şi E-W.

Cu ochiul liber, aceste roci, de culoare cenuşie, prezintă o structură porfirică relictă evidentă, aspect dat de existenţa unei matrice cuarţoase cu sericit în care se află fenocristale lenticulare, relicte de cuarţ albăstrui (3—5 mm lungime) şi rare fenocristale de feldspat (3—10 mm lungime). Textura acestor roci este orientată, uneori şistoasă.

Compoziţia mineralogică a acestor roci este următoarea : cuarţ, sericit, feldspat potasic, albit şi subordonat biotit şi magnetit.

Sub microscop, se distinge o masă fundamentală, relativ mărunt cristalizată, cu textură şistoasă şi structură granolepidoblastică ; este constituită predominant din cuarţ şi sericit. Sericitul din matrice constituie lamine şi fîşii subţiri dispuse paralel şistozităţii rocii ; în unele cazuri sericitul este dispus transversal faţă de şistozitate. În corpul de porfiroide de la sud de Luncani, se observă, în interiorul sericitului, foiţe paralele de biotit decolorat pe cale de sericitizare. Cuarţul în matrice este de obicei cvasiechigranular, zonele predominant cuarţoase avînd structură mozaicată. În masa de bază mai apare uneori albitul (limpede) cu dimensiuni apropiate de cele ale cuarţului.

Fenocristalele relicte, împlîntate în matricea descrisă, sînt reprezentate mai ales prin cuarţ cu extincţie ondulatorie. Se observă rareori întrînduri de coroziune magmatică, relictă, în care intră matrice cuarţo-sericitică. Fenocristalele de cuarţ prezintă diverse grade de zdrobire, uneori fenocristalele fiind complet sfărîmate şi transformate în agregate lenticulare, alungite după şistozitatea rocii.

Institutul Geologic al României

Fenocristalele relicte de feldspat sînt mai rare decît cele de cuarț și au dimensiuni mai mari decît acestea. Ele sînt constituite din ortoză, parțial albitizată, cu structură de schachbrettalbit. Uneori, în masa ortozei se observă paiete fine de sericit. Înspre zonele periferice ale fenocristalelor de feldspat potasic se observă, rareori, borduri de microclin. Uneori, spre periferia dyke-ului de la S de Gladna Montană, se observă mobilizări ale cuarțului și feldspatului potasic, sub formă de filonașe hidrotermal-metamorfice, localizate în masa rocilor descrise.

Evoluția porfiroidelor riolitice din regiune, este în bună parte similară cu cea a riolitelor metamorfozate din NE-ul masivului, descrise de Kräutner (1963). Astfel, în stadiul premetamorfic, feldspatul potasic magmatic a suferit fenomne de albitizare într-o etapă tîrziu magmatică (autometamorfică), transformare concretizată actualmente prin structurile relicte de schachbrettalbit; în timpul metamorfismului regional, o parte din albitul care substituie feldspatul potasic, a recristalizat, iar o parte din ortoză s-a transformat în microclin, stabil în condițiile faciesului de șisturi verzi. Pasta inițială a rocii a recristalizat complet, sub formă de cuarț, sericit și albit. Biotitul, sporadic în rocile inițiale, a fost la rîndu-i sericitizat.

Metakeratofire cuarțifere

În culmea dintre Brăinul Mare și Brăinul Mic și în partea superioară a văii Rozalia, se situează terminația estică a unui mare dyke de metakeratofire cuarțifere, care se extinde la vest de regiunea noastră, pînă la SW de Hăuzești.

Porfiroidele de care ne ocupăm au fost menționate de Schafarzik (1903) sub numele de porfire cuarțifere vechi; ele au fost apoi descrise de către Maier et al. (r 1961, 1967), care au prezentat și trei analize chimice ale acestor roci, pe care le consideră drept porfire granodioritice, metamorfozate. Kräutner și Kräutner (r 1963), reluînd problema naturii acestor roci, prezintă argumente că ele reprezintă metakeratofire cuarțifere, pe care le aseamănă cu porfiroidele de tip Pietrosu din Carpații Orientali (Savul, Mastacan, 1952).

Aceste roci se caracterizează printr-o structură porfirică relictă și o textură șistoasă. Fenocristalele vizibile cu ochiul liber sînt reprezentate prin cuarț violaceu, lenticular (cu diametrul de 3—10 mm). Matricea șistoasă a acestor roci este alcătuită din cuarț și feldspat (ortoză și albit), cărora li se adaugă cantități subordonate de biotit, clorit, sericit, zoizit, rutil, sfen și uneori calcit. În matrice sînt împlîntate fenocristalele de cuarț, albit, feldspat potasic și agregate constituite din biotit, magnetit și sfen.

Cuarțul păstrează uneori vechi urme de coroziune magmatică, este de obicei lentilizat și cataclazat, prezentînd adesea și extincție ondulatorie. Uneori fenocristalele de cuarț sînt intens laminate, transformîndu-se în benzi lenticulate mozaicate, dispuse după șistozitate.

Institutul Geologic al României

Feldspatul potasic este reprezentat prin ortoză și rar prin microclin. Ortoza este afectată parțial de schachbrettalbitizare și uneori de sericitizare.

Albitul, sub formă de granule fără conture cristalografice, este impurificat de baghete fine de zoizit și clorit, care îi dau un aspect tulbure.

Fostele fenocristale de melanocrate au fost înlocuite de agregate biotito-magnetitice, cărora li se adaugă sfenul și uneori rutilul. Kräutner și Kräutner (r 1963), semnalînd conturul acestor pseudomorfoze, sub formă de prisme scurte și secțiuni transversale caracteristice piroxenilor, trag concluzia că agregatele biotitice cu magnetit, asociate cu sfen și rutil, provin din piroxeni de tipul augitelor titanifere ; atunci cînd sfenul lipsește din aceste pseudomorfoze biotitice, apărînd numai mici cantități de rutil, autorii conchid că piroxenul acestor roci era un augit egirinic.

Reconstituind evoluția ante- și sinmetamorfică a rocilor luate în considerare, în corelație cu compoziția chimică a acestora, autorii menționați consideră că acestea reprezintă keratofire cuarțifere, care au fost afectate de transformări hidrotermale premetamorfice, manifestate prin cloritizarea piroxenilor și prin albitizarea parțială a feldspaților potasici. În timpul metamorfismului regional, cloritul, oxizii de fier și mineralele de titan, rezultate din transformarea hidrotermală a piroxenilor, au recristalizat sub forma agregatelor biotitice cu magnetit și sfen.

Caractere chimice

În vederea caracterizării petrochimice a produselor magmatogene acide din regiune, au fost analizate chimic porfiroidele riolitice de la S de Gladna și de la S de Luncani (probele 41,37) precum și cîteva roci tufogene acide din orizontul Bordaru (din baza complexului Pd_3) (analizele 67, 66, 59, 261) ; metakeratofirele cuarțifere fiind analizate de Maier și Solomon (1967), am preluat datele analitice după acești autori. Pentru comparație am considerat util să prezentăm și datele petrochimice ale unui porfiroid riolitic de la Muncelul Mic (2K) prezentat de Kräutner (1963).

Datele analitice primare, au fost prelucrate complex (tabelele 33—45 și figurile 20—33), după aceeași metodologie aplicată și produselor magmatismului bazic, scopurile petrologice urmărite fiind aceleași.

1. La examinarea tabelului cu analize chimice, se observă deosebiri relativ importante între perfiroidele riolitice și metakeratofirele cuarțifere precum și detașarea grupei rocilor tufogene acide față de porfiroide.

2. Parametri Niggli relevă încadrarea rocilor analizate la tipuri de magme acide și foarte acide și faptul că rocile tufogene acide sînt neîncadrabile la tipuri de magme cunoscute.

Institutul Geologic al României

TABELUL 33

Analizele chimice ale rocilor eruptive acide şi ale rocilor tufogene acide metamorfozate

Nr. analizei	Roca	Proveniența	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	S	CO_2	H_2O^+	H_2O^-	Suma
2K	Porfiroid (metariolit)	Muncelul Mic	75,88	13,58	2,27	—	urme	urme	urme	4,31	2,15	—	—	—	—	0,40	—	99,79
41	Porfiroid (metariolit)	Valea Rozaliei (S Gladna)	70,10	18,23	2,36	urme	urme	0,72	1,38	1,61	3,08	0,08	0,26	0,05	urme	1,68	0,19	99,74
37	Porfiroid (metariolit)	Pîrîul Mare (S Luncani)	72,35	14,82	2,64	0,28	0,05	0,81	1,38	0,99	4,82	0,08	0,23	0,10	urme	1,10	0,15	99,80
3020	Porfiroid (metakeratofir cuarțifer)	N Nădrag	64,30	18,01	3,46	3,12	0,07	1,75	2,46	4,04	2,01	—	—	—	—	0,87	—	100,09
20	Porfiroid (metakeratofir cuarțifer)	N Nădrag	65,64	16,05	2,27	3,64	0,14	2,55	2,37	3,76	2,44	—	—	—	—	0,15	—	99,01
36	Porfiroid (metakeratofir cuarțifer)	N Nădrag	69,00	14,48	0,62	3,75	0,10	0,25	1,85	3,45	3,76	0,62	0,14	0,05	0,97	0,35	0,12	99,51
67	Metatuf acid	Dealul Bordaru (SW Luncani)	80,53	10,21	0,59	urme	urme	2,80	1,10	0,41	1,59	urme	urme	0,19	urme	2,05	0,20	99,67
66	Metatuf acid	Dealul Bordaru (SW Luncani)	74,88	13,64	1,44	0,84	urme	0,76	0,66	0,19	5,20	0,15	0,04	urme	0,87	0,86	0,12	99,65
59	Metatuf acid	Dealul Bordaru (SW Luncani)	56,83	30,11	0,59	urme	urme	0,63	0,83	0,78	4,17	urme	0,21	1,51	0,50	3,29	0,28	99,73
261	Metatuf acid	Valea Sălășele (NE Nădrag)	74,65	14,10	2,24	0,61	0,08	1,37	1,16	2,75	0,21	0,10	0,08	0,18	urme	2,10	0,12	99,65

Analiști: Carmen Agrigoroaiei (37, 41, 59, 67, 261););Suzi Iliescu (36, 2 K); Ioana Roman (66); Theodora Dumitrescu (3020, 20). Localizarea rocilor analizate: 2 K în complexul Pd_3; 41—36 în complexul Pd_2; 67-261 în complexul Pd_3 (orizontul Bordaru).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

TABELUL 34

Parametri Niggli *şi tipurile de magmă corespunzătoare. Roci eruptive acide şi roci tufogene acide metamorfozate.*

Nr. analizei	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	t	qz	$\frac{c}{fm}$	Tipul de magmă
2 K	501,50	52,80	11,10	0,00	36,10	0,24	0,00	0,00	16,70	+458,00	0,00	Tinde să se apropie de magma leucogranitică — subtipul aplit granitic (si⩾, al >, fm >, c<, alk<, k <, mg<).
41	372,84	57,83	15,33	7,99	18,85	0,56	0,37	0,39	30,99	197,44	0,52	Neîncadrabilă (al foarte mare).
37	404,70	49,26	19,49	8,40	22,85	0,76	0,34	0,33	17,99	113,30	0,43	Neîncadrabilă (fm mare, alk mic).
3020	246,00	40,40	29,60	9,80	20,20	0,24	0,33	—	11,60	65,20	0,33	Prezintă afinităţi faţă de magmele granitice — subtipul granitic (si <, al >, c <, alk <, k <) şi granodioritic—subtipul granodioritic (si >, al >, c <, mg <).
20	231,00	36,70	33,50	9,80	20,00	0,30	0,30	—	6,80	51,00	0,29	Tinde să se apropie de magmele granitice — subtipul granitic (si <, al >, c < alk <, k <) şi natrosienitică — subtipul maenaitic (si >, al >, fm >, c <, alk<).
36	341,00	42,35	19,65	9,80	28,20	0,41	0,09	2,40	4,20	129,00	0,50	Relativ apropiată de magma leucosienit-granitică—subtipul rapakiwitic (alk <, mg <).
67	609,54	45,35	34,92	9,07	10,66	0,72	0,90	0,00	25,62	466,90	0,26	Neîncadrabilă. (si foarte mare, fm mare)
66	494,44	52,79	19,44	4,76	23,01	0,94	0,38	0,79	25,00	302,40	0,24	Neîncadrabilă (si mare, fm mare).
59	241,01	75,68	6,11	3,82	14,39	0,78	0,67	0,00	57,46	83,45	0,62	Neîncadrabilă (al foarte mare).
261	454,47	50,48	25,04	7,67	16,81	0,04	0,49	0,36	25,97	287,23	0,30	Neîncadrabilă (fm mare).

N.B. Pentru analizele 2K s-au utilizat parametri Niggli după Kräutner (1963) iar pentru analizele 3020, 20 şi 36 după Maier, Solomon (1967).

La probele 3020 şi 20, nefiind determinat TiO_2, nu s-a calculat parametrul ti.

TABELUL 35

Componentele bazei Niggli. *Roci eruptive acide și roci tufogene acide metamorfozate.*

a) Cu combinarea CO_2.

Nr. analizei	Q	Kp	Ne	Cal	Fa	Fs	Fo	Hz	Sp	Ru	C	Cc	Mgs	Cp	Pr	S	Suma
2K	61,37	7,58	23,79	—	—	2,41	—	—	—	—	4,82	—	—	—	—	—	99,97
41	60,04	11,49	9,05	3,31	—	2,61	—	—	3,13	0,05	9,63	—	—	0,58	0,08	—	99,97
37	61,03	18,13	5,58	3,57	0,30	2,88	—	—	3,49	0,06	4,24	—	—	0,44	0,22	—	99,94
3020	48,36	7,11	22,00	7,44	3,38	3,72	—	0,67	7,27	—	—	—	—	—	—	—	99,95
20	49,32	8,82	20,71	4,75	4,49	2,37	1,18	—	8,31	—	—	—	—	—	—	—	99,95
36	61,02	1,42	19,60	1,42	—	0,71	—	9,44	1,06	0,47	1,90	2,61	—	0,29	—	—	99,95
67	75,97	6,03	2,30	3,54	—	0,44	1,13	—	10,02	—	—	—	—	—	0,53	—	99,96
66	65,51	19,28	1,05	—	—	1,57	—	2,10	1,92	0,11	6,07	1,40	0,93	—	—	—	99,94
59	47,37	15,08	4,28	—	—	0,68	—	—	2,65	—	25,54	1,20	0,05	0,41	—	1,51	99,94
261	66,53	0,70	15,44	3,15	—	2,45	—	1,14	5,96	0,05	3,80	—	—	0,29	0,43	—	99,94

b)Fără combinarea CO_2

Nr. analizei	Q	Kp	Ne	Cal	Fa	Fs	Hz	Sp	Ru	C	Cp	Suma
66	66,29	19,51	1,06	2,12	—	1,59	2,12	3,37	0,11	3,78	—	99,95
36	53,89	13,84	19,04	5,19	3,63	0,69	1,90	1,03	0,46	—	0,28	99,95
59	48,99	15,60	4,73	1,86	—	0,71	—	2,84	—	25,12	0,44	99,99

Institutul Geologic al României

TABELUL 36

Valorile Q—L—M—α, Kp—Ne—Cal, Fa+Fs—Fo—Cs. Roci eruptive acide şi roci tufogene acide metamorfozate.

Nr. analizei	2 K	41	37	3020	20	36	67	66	59	261
Q	61,39	60,36	61,49	48,40	49,36	54,08	76,42	66,33	49,00	67,06
L	36,20	33,71	31,74	36,56	34,29	38,19	11,93	26,48	47,01	23,27
M	2,41	5,83	6,77	15,04	16,35	7,73	11,65	7,19	3,99	9,67
α	43,36	19,54	17,82	4,78	4,85	11,09	17,61	20,29	13,28	15,97
Kp	24,16	48,19	66,47	19,45	25,72	36,35	50,81	85,99	71,26	3,62
Ne	75,84	37,94	20,45	60,20	60,43	50,02	19,37	4,67	20,24	80,06
Cal	0,00	13,87	13,08	20,35	13,85	13,63	29,82	9,34	8,50	16,32
Fa+Fs	100,00	100,00	100,00	100,00	85,32	100,00	28,02	100,00	100,00	100,00
Fo	0,00	0,00	0,00	0,00	14,68	0,00	71,98	0,00	0,00	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	00,0	0,00

Diagrama de variaţie a parametrilor N i g g l i relevă istoria petrogenetică complicată a acestor roci, afectate premetamorfic de transformări tîrziu magmatice, întrucît alura curbelor generale are un caracter neregulat, neputîndu-se observa o tendinţă legică de diferenţiere în cadrul acestor roci. În diagrama menţionată se observă gruparea a trei metakeratofire cuarţifere (3020, 20, 59) înspre stînga diagramei, în apropierea punctului izofal, corespunzător la $si = 230$. În partea mijlocie a diagramei (de la $si = 340$, la $si = 500$), se grupează porfiroidele riolitice (2K, 37, 41), un metakeratofir cuarţifer cu conţinut ridicat în silice (analiza 36) şi două metatufuri acide (66, 261). Roca 67, prin conţinutul foarte ridicat în silice (80, 53 %), este plasată în extrema dreaptă a diagramei, reprezentînd cert un metatufit acid cu aport silicios.

Institutul Geologic al României

TABELUL 37

Valorile CIPW. Roci eruptive acide şi roci tufogene acide metamorfozate.

Nr. analizei	Q	Or	Plagioclaz (An) (%)		Piroxen		C	Cp	Mt	Ilm	Hm	Tit	Pr*	H_2O^-	H_2O^+	CO_2	PC	S	Suma
			Ab	An	En	Fs													
2K	43,08	12,23	36,15 (0,00)		—	—	4,28	—	—	—	2,24	—	—	—	0,40	—	1,20	—	99,58
			36,15	—															
41	45,18	18,34	18,62 (26,85)		1,80	—	10,40	0,62	—	—	2,36	0,19	0,06	0,19	1,8	—	—	—	99,74
			13,62	5,00															
37	44,10	28,91	14,07 (40,44)		2,00	—	5,76	0,46	0,58	0,15	2,24	—	0,18	0,15	1,10	—	—	—	99,70
			8,38	5,69															
3020	24,12	11,67	46,29 (26,42)		7,20		4,79	—	5,10	—	—	—	—	—	0,87	—	—	—	100,04
			34,06	12,23	4,30	2,90													
20	23,10	14,45	43,63 (26,74)		11,44		2,85	—	3,24	—	—	—	—	—	0,15	—	—	—	98,86
			31,96	11,67	6,30	5,14													
36	28,32	22,24	37,16 (22,44)		6,01		1,73	0,31	0,92	1,21	—	—	—	0,12	0,35	0,97	—	—	99,34
			28,82	8,34	0,60	5,41													
67	65,46	9,45	8,96 (62,05)		6,90	—	5,76	—	—	—	0,40	—	0,36	0,20	2,05	—	—	—	99,54
			3,40	5,56															
66	51,24	30,58	4,90 (67,95)		2,03		6,42	—	2,08	0,30	—	—	—	0,12	0,86	0,87	—	—	99,40
			1,57	3,33	1,90	0,13													
59	34,20	24,46	9,46 (30,76)		1,60	—	23,30	0,46	—	—	0,64	—	—	0,28	3,29	0,50	—	1,51	99,70
			6,55	2,91															
261	53,82	1,11	28,05 (17,82)		3,40	—	7,44	0,31	1,27	0,15	1,36	—	0,30	0,12	2,10	—	—	—	99,43
			25,05	5,00															

* Considerată ca mineral secundar.

Institutul Geologic al României

TABELUL 38

Catanorma Niggli. *Roci eruptive acide și roci tufogene acide metamorfozate.*

Nr. analizei	Q	Or	Plagioclaz An % Ab	An	Hy	En	Fe-Bi	Mg-Bi	Mt	Hm	Cp	Ru	C	Pr*	Suma
2K	41,29	12,60	39,60	(0,00)	—	—	—	—	—	1,60	—	—	4,82	—	99,93
			39,60	0,00											
41	45,93	17,37	20,50	(26,82)	—	—	—	—	2,76	1,74	0,58	0,05	11,70	0,08	100,71
			15,00	5,50											
37	43,91	27,94	15,25	(39,01)	—	—	0,53	3,09	—	1,92	0,44	0,06	6,56	0,22	99,92
			9,30	5,95											
3020	25,42	7,40	49,04	(25,28)	2,00	—	0,57	6,44	3,72	—	—	—	5,26	—	99,87
			36,64	12,40											
20	26,16	10,10	42,42	(18,64)	4,42	1,57	—	7,36	2,37	—	—	—	5,52	—	99,92
			34,51	7,91											
36	27,83	21,45	40,37	(21,42)	4,38	—	1,64	0,89	0,69	—	0,28	0,46	1,90	—	99,89
			31,72	8,65											
67	68,60	3,20	9,70	(60,82)	—	—	—	10,88	—	0,28	—	—	6,68	0,53	99,87
			3,80	5,90											
66	51,72	29,49	5,36	(67,53)	—	—	1,85	2,97	—	1,06	—	0,11	7,42	—	99,98
			1,74	(3,62)											
59	34,62	24,44	10,50	(29,52)	—	—	—	2,49	—	0,48	0,44	—	26,99	—	99,96
			7,40	(3,10)											
261	52,20	1,10	30,85	(17,01)	0,76	3,96	—	—	—	1,62	0,29	0,05	8,52	0,43	99,78
			25,60	(5,25)											

* Considerată ca mineral secundar

Institutul Geologic al României

TABELUL 39

Silicea din leucocrate, raportul dintre plagioclaz și totalitatea feldspaților și indicele de culoare. Roci eruptive acide și roci tufogene acide metamorfozate.

Nr. analizei	Silicea din leucocrate	P/P + A	M
2K	75,88	0,00	6,42
41	69,84	0,54	16,83
37	69,77	0,35	12,60
3020	60,73	0,86	17,99
20	58,66	0,80	21,24
36	67,23	0,65	10,24
67	75,83	0,75	17,84
66	73,56	1,53	13,41
59	56,86	0,30	30,40
261	72,75	0,96	15,20

TABELUL 40

Valorile Q—A—P și Or—Ab—An. Roci eruptive acide și roci tufogene acide metamorfozate.

Nr. analizei	Q	A	P	Or	Ab	An
2K	44,16	55,83	0,00	24,13	75,87	0,00
41	54,80	20,72	24,46	45,86	39,60	14,52
37	50,41	32,07	17,50	64,69	21,53	13,77
3020	31,05	9,03	59,90	13,11	64,91	21,97
20	33,24	12,83	53,91	19,23	65,70	15,06
36	31,04	23,92	45,03	34,69	51,31	13,99
67	84,17	3,92	11,90	24,80	29,45	45,73
66	59,74	34,06	6,19	84,61	4,99	10,38
59	49,76	35,13	15,09	69,94	21,17	8,87
261	62,03	1,30	36,66	3,44	80,12	16,43

Diagrama *al — fm* relevă rendința de inversă proporționalitate existentă între acești doi parametri, analizele plasîndu-se de-alungul unei zone alungite, aplecată către latura *fm*.

În diagrama *al—alk* rocile analizate se plasează în cîmpul produselor magmatice sărace în alcalii și în cîmpul rocilor intermediare.

Diagrama *k — mg* nu este concludentă în cazul rocilor analizate, acestea fiind împrăștiate dezordonat în cadrul acesteia, datorită probabil fenomenelor de albitizare premetamorfică ale feldspatului potasic.

Institutul Geologic al României

TABELUL 41

Parametri Rittman *și tipurile magmatice corespunzătoare. Roci eruptive acide și roci tufogene acide metamorfozate.*

Nr. analizei	SiO_2	Al	!Alk	CaO	FM	K	ca''	an	Roca corespunzătoare teoretic	σ	Seria magmatică
2K	75,88	12,22	8,61	0	2,27	0,24	−2,16	0	Riolit sodic	1,26	Puternic pacifică
41	70,10	16,40	5,49	1,38	3,80	0,56	−5,16	0,17	Riolit	0,81	Extrem pacifică
37	72,35	13,33	6,30	1,38	4,42	0,76	−2,83	0,15	Riolit	1,14	Puternic pacifică
3020	64,30	16,20	8,07	2,46	10,46	0,24	−2,41	0,20	Riodacit	1,74	Puternic pacifică
20	65,64	14,44	8,08	2,37	11,37	0,30	−1,44	0,11	Latit cuarțifer (de culoare închisă)	1,69	Puternic pacifică
36	70,03	13,22	9,06	1,87	5,19	0,42	−0,62	0,14	Latit cuarțifer	1,97	Puternic pacifică
67	80,53	9,18	2,20	1,10	5,95	0,72	−3,08	0,29	Riolit-latit cuarțifer	0,10	Extrem pacifică
66	75,77	12,42	5,54	0,66	3,90	0,94	−3,46	0,09	Riolit	0,90	Extrem pacifică
59	57,96	27,63	5,43	0,84	1,88	0,78	−12,48	0,01	Riolit alcalin	1,69	Puternic pacifică
261	74,65	12,60	4,33	1,16	5,36	0,04	−3,20	0,18	Dacit (de culoare deschisă)	0,27	Extrem pacifică

TABELUL 42

Valorile Zavariţki. *Roci eruptive acide și roci tufogene acide metamorfozate.*

Nr. analizei	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	φ	n	t	Q
2K	11,68	0,00	7,18	81,14	75,00	25,00	0,00	0,00	25,00	75,82	0,00	62,47
41	7,61	1,61	15,36	75,42	79,83	12,60	7,56	0,00	12,60	44,06	0,08	33,99
37	8,90	1,63	10,54	78,93	64,60	22,98	12,42	0,00	20,49	23,52	0,08	38,41
3020	11,37	2,91	14,88	70,84	41,78	39,11	19,11	0,00	19,55	75,58	0,00	16,02
20	11,53	2,78	13,25	72,44	28,00	40,50	31,50	0,00	14,00	70,11	0,00	19,03
36	12,88	2,23	6,44	78,45	29,47	64,21	6,31	0,00	8,42	57,89	0,69	28,90
67	2,94	1,25	11,89	83,92	59,47	4,21	36,31	0,00	4,21	27,66	0,00	60,70
66	7,47	0,77	11,28	80,48	72,00	17,14	10,85	0,00	10,28	5,17	0,16	45,23
59	7,30	0,97	30,53	61,20	94,91	1,69	3,38	0,00	1,69	22,12	0,00	6,82
261	5,87	1,34	13,31	79,48	67,14	16,54	16,30	0,00	13,42	95,65	0,08	45,86

Institutul Geologic al României

TABELUL 43

Valorile Semenenko *şi seriile izochimice corespunzătoare. Roci eruptive acide şi roci tufogene acide metamorfozate.*

Nr. analizei	F	A	M	C	F + M	T	O	Seria izochimică
2K	17,39	82,61	0,00	0,00	17,39	31,62	∞	Apropiată de seria alumo-silicatată (F+M < faţă de F + M teoretic). Subgrupa alumo-silicatată propriuzisă (F + M < faţă de F + M teoretic).
41	11,90	71,04	7,14	9,92	19,04	53,58	∞	Alumino-silicatată (F + M < faţă de F + M teoretic). Subgrupa alumo-silicatată propriuzisă (F + M < faţă de F + M teoretic).
37	16,29	63,90	8,81	11,01	25,10	36,53	4,00	Alumo-silicatată. Subgrupa alumo-silicatată propriu zisă.
3020	25,00	50,30	12,21	12,50	37,21	26,28	0,51	Alumo-silicatată. Subgrupa alumo-silicatată-alcalino-teroasă.
20	23,61	45,79	18,36	12,24	41,97	18,57	0,27	Alumo-silicatată. Subgrupa alumo-silicatată alcalino-teroasă.
36	25,21	58,69	2,47	13,63	27,67	10	0,07	Alumino-silicatată. Apropiată de subgrupa alumo-silicatată propriu zisă (F > faţă de F teoretic).
67	4,06	50,77	35,02	10,15	39,08	56,49	∞	Apropiată de seria alumo-silicatată (M > faţă de M teoretic). Apropiată de subgrupa alumo-silicatată propriu zisă (M > faţă de M teoretic).
66	15,46	68,57	9,79	6,18	25,25	47,37	0,75	Alumo-silicatată. Sungrupa alumo-silicatată propriu zisă.
59	2,39	88,33	4,79	4,49	7,18	76,16	∞	Relativ apropiată de seria alumo-silicatată (F + M ≪ faţă de F + M teoretic). Relativ apropiată de subgrupa alumo-silicatată propriuzisă (F + M ≪ faţă de F + M teoretic).
261	16,15	59,84	14,84	9,17	30,99	51,47	1,75	Alumo-silictaată. Subgrupa alumo-silicatată propriu zisă.

TABELUL 44

Epinorma Niggli. *Roci eruptive acide şi roci tufogene acide metamorfozate*

Nr. analizei	Q	Or	Ms	Ab	Zo	Xon	Kaol	Ot	Mg-Ot	Gram	Ant	Fe-Ant	At	Cc	Mgs	Cp	Ru	Hm	Mt	Pr	S	H_2O^+	H_2O^-	PC	Suma
2K	40,57	0,59	16,51	38,95	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,57	—	—	—	0,40	—	1,20	99,79
41	41,24	—	26,21	14,75	4,23	—	4,96	—	4,08	—	—	—	—	—	—	0,57	0,05	1,70	—	0,08	—	1,68	0,19	—	99,74
37	43,27	7,76	30,85	9,19	—	1,42	—	—	—	3,26	—	—	—	—	—	0,43	0,06	1,50	0,59	0,22	—	1,10	0,15	—	99,80
3020	25,49	—	16,41	36,40	9,87	—	—	—	—	—	0,99	1,99	4,37	—	—	—	—	—	3,70	—	—	0,87	—	—	100,09
20	25,97	—	20,29	34,14	6,23	—	—	—	—	—	5,08	3,64	1,16	—	—	—	—	—	2,35	—	—	0,15	—	—	99,01
36	41,62	—	3,20	32,41	1,75	—	2,38	12,47	1,38	—	—	—	—	2,60	—	0,29	0,47	0,46	—	—	—	0,35	0,12	—	99,51
67	65,41	—	13,71	3,73	4,51	—	—	—	—	—	1,38	—	7,87	—	—	—	—	0,29	—	0,52	—	2,05	0,20	—	99,67
66	51,00	10,17	30,15	1.71	—	—	—	—	—	—	1 05	1,15	—	1,38	0,92	—	0,11	1,03	—	—	—	0,86	0,12	—	99,65
59	17,64	—	33,84	6,85	—	—	29,85	—	3,39	—	—	—	—	1,15	0,05	0,39	—	0,42	—	—	2,58	3,29	0,28	—	99,73
261	47,65	—	1,50	25,10	4,06	—	8,74	1,48	7,73	—	—	—	—	—	—	0,28	0,05	1,58	—	0,42	—	2,10	0,12	—	99,65

Institutul Geologic al României

TABELUL 45

Valorile A—C—F și A'—K—F. Roci eruptive acide și roci tufogene acide metamorfozate.

Nr. analizei	A	C	F	A'	K	F
2K	100,00	0,00	0,00	71,79	28,21	0,00
41	77,02	11,80	11,18	73,25	19,98	6,77
37	71,06	11 40	17,57	57,24	31,94	10,82
3020	45,76	20,75	33,49	24,90	15,61	59,49
20	33,63	19,09	47,28	46,23	19,08	34,69
36	44,04	1,83	54,13	32,34	28,75	38,91
67	46,87	11,94	41,19	52,96	13,74	33,30
66	79,59	0,00	20,41	52,70	34,50	12,80
59	90,23	4,13	5,64	83,03	15,04	1,93
261	61,69	11,69	26,62	76,27	1,66	22,07

Relațiile *mg — c/fm* arată că cele mai multe analize se plasează în cîmpurile caracterizate prin predominanța fierului asupra calciului și magneziului.

În diagramele ternare *al + alk — fm — c* și *c + fm — al — alk* se observă gruparea rocilor în cîmpurile rocilor eruptive acide. Cea de-a doua diagramă relevă de asemenea înscrierea majorității rocilor analizate în sectoarele eruptive ale tetraedrului de concentrație *al — fm — c — alk* (N i g g l i) atestînd originea magmatogenă a acestora. Probele 59 și 67 se plasează în cîmpul rocilor sedimentare, datorită aporturilor netufogene care le acordă un caracter tufitic pregnant.

3. Din analizele chimice s-au calculat componentele bazei N i g g l i, fără combinarea CO_2, în vederea calculării unor parametri petrochimici aplicabili rocilor magmatogene și cu combinarea CO_2 (sub formă de calcit și uneori magnezit) cu scopul calculării epinormei acestor roci.

Proiecția ternară *Kp — Ne — Cal*, relevă prezența feldspaților sodici și potasici și participarea redusă a componentei anortitice în cadrul plagioclazilor inițiali.

În diagrama *Fo — Fs + Fa — Cs* toate analizele, cu excepția uneia singure (67), se plasează pe latura *Fo — Fs + Fa*, atestînd alcătuirea feromagneziană a melanocratelor inițiale.

Institutul Geologic al României

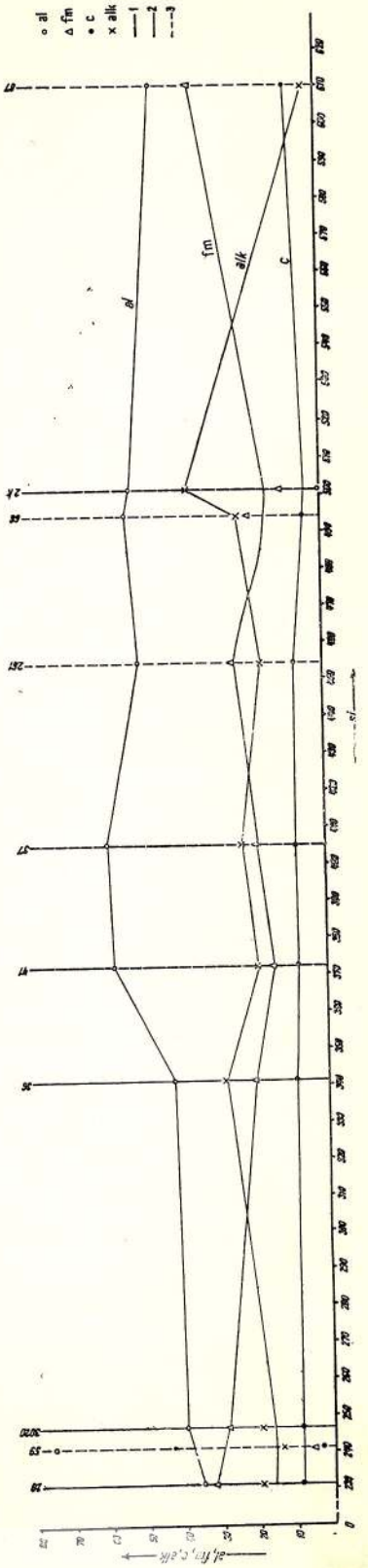


Fig. 20. — Diagrama de variaţie a parametrilor Niggli (roci eruptive acide şi roci tufogene acide metamorfozate).

1, metariolite; 2, metakeratofire cuarţifere; 3, roci tufogene acide

Diagramme de variation des paramètres Niggli (roches éruptives acides et roches tuffogènes acides métamorphisées).

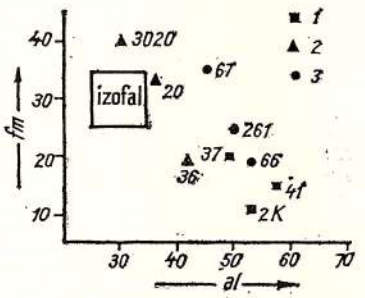
1, métarhyolites; 2, métakératophyres quartzifères; 3, roches tuffogènes acides.

Fig. 21. — Diagrama al—fm (roci eruptive acide şi roci tufogene acide metamorfozate)

1, metariolite 2, metakeratofire cuarţifere; 3, roci tufogene acide.

Diagramme al—fm (roches éruptives acides et roches tuffogènes acides métamorphisées).

1, métarhyolites; 2, métakératophyres quartzifères; 3, roches tuffogènes acides.



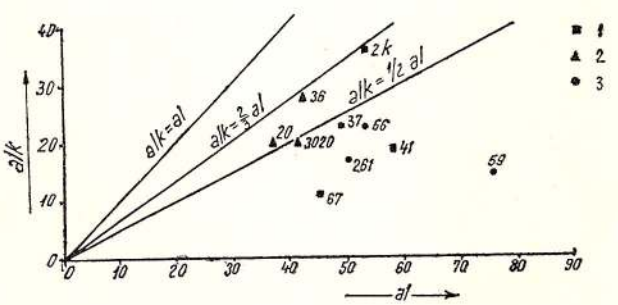


Fig. 22. — Diagrama al — alk (roci eruptive acide şi roci tufogene acide metamorfozate).

1, metariolite 2, metakeratofire cuarţifere; 3, roci tufogene acide.

Diagramme al—alk (roches éruptives acides et roches tuffogènes acides métamorphisées).

1, métarhyolites; 2, métakératophyres quartzifères; 3, roches tuffogènes acides.

Institutul Geologic al României

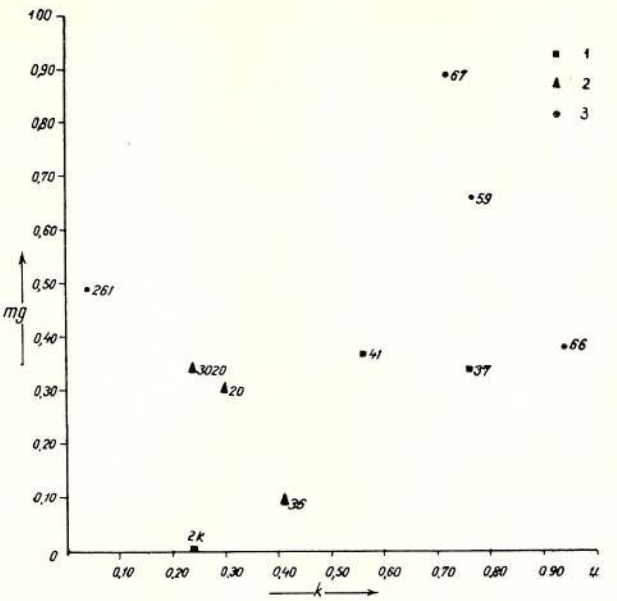


Fig. 23.—Diagrama k—mg (roci eruptive acide și roci tufogene acide metamorfozate).
1, metariolite, 2, metakeratofire cuarțifere; 3, roci tufogene acide.
Diagramme k—mg (roches éruptives acides et roches tuffogènes acides métamorphisées).
1, métarhyolites; 2, métakératophyres quartzifères; 3, roches tuffogènes acides.

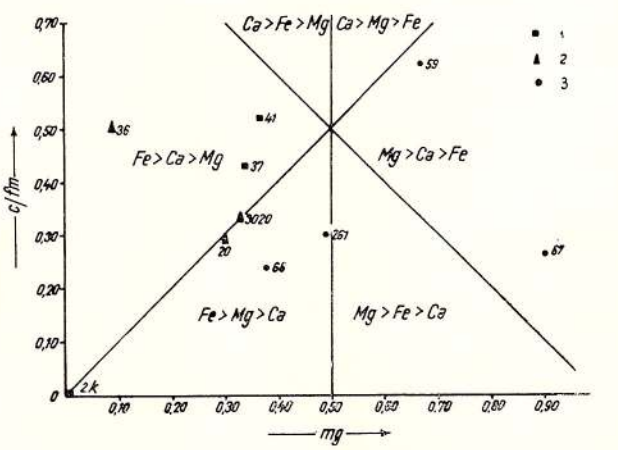


Fig. 24. — Diagrama mg—c/fm (roci eruptive acide și roci tufogene acide metamorfozate).
1, metariolite; 2, metakeratofire cuarțifere; 3, roci tufogene acide.
Diagramme mg—c/fm (roches éruptives acides et roches tuffogènes acides métamorphisées).
1, métarhyolites; 2 métakératophyres quartzifères; 3, roches tuffogènes acides.

Institutul Geologic al României

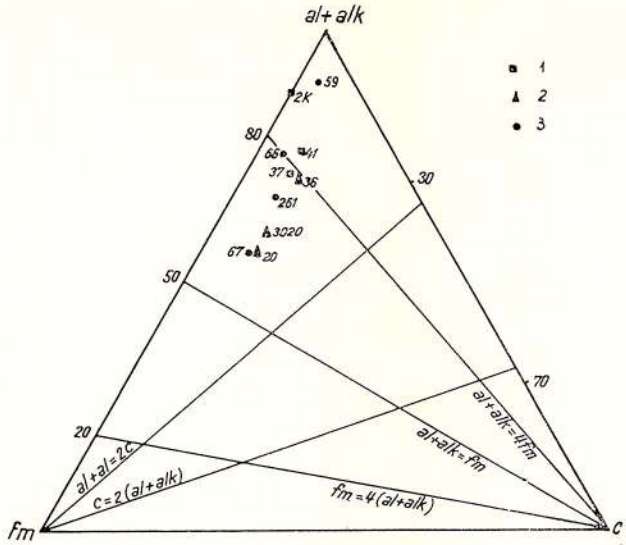


Fig. 25.—Diagrama al+alk—fm—c (roci eruptive acide și roci tufogene acide metamorfozate).

1, metariolite; 2, metakeratofire cuarțifere; 3, roci tufogene acide.

Diagramme al+alk—fm—c (roches éruptives acides et roches tuffogènes acides métamorphisées).

1, métarhyolites; 2, métakératophyres quartzifères; 3, roches tuffogènes acides.

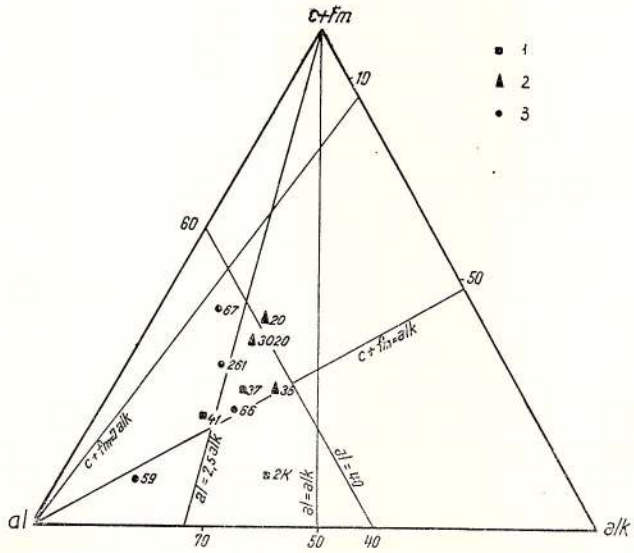


Fig. 26.—Diagrama c+fm—al—alk (roci eruptive acide și roci tufogene acide metamorfozate).

1, metariolite; 2, metakeratofire cuarțifere; 3, roci tufogene acide.

Diagramme c+fm—al—alk (roches éruptives acides et roches tuffogènes acides métamorphisées).

1, métarhyolites; 2, métakératophyres quartzifères; 3, roches tuffogènes acides.

Institutul Geologic al României

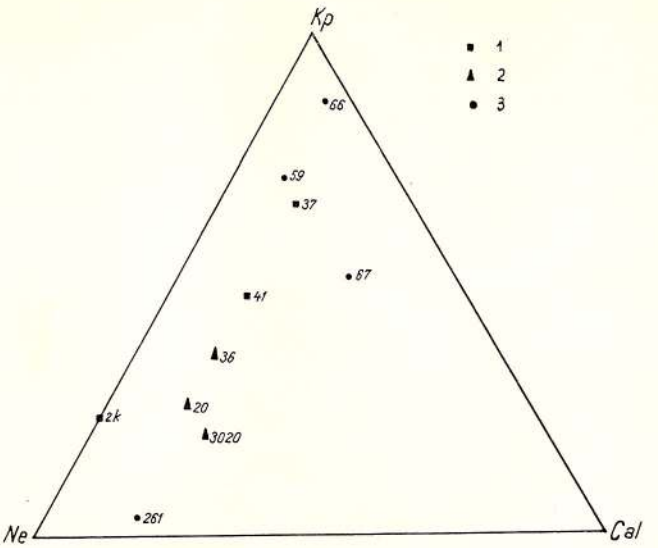


Fig. 27.—Diagrama Kp—Ne—Cal (roci eruptive acide şi roci tufogene acide metamorfozate).
1, metariolite; 2, métakeratofire cuarţifere; 3, roci tufogene acide.
Diagramme Kp — Ne — Cal (roches éruptives acides et roches tuffogènes acides métamorphisées).
1, métarhyolites; 2, métakératophyres quartzifères; 3, roches tuffogènes acides.

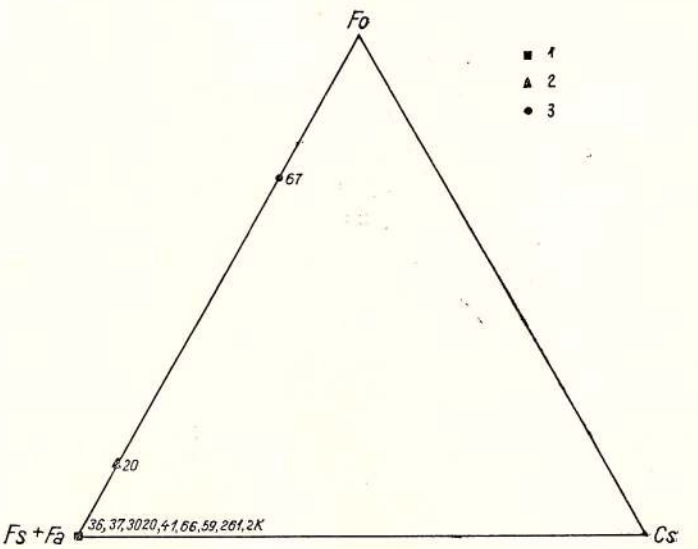


Fig. 28. — Diagrama Fo — Fs + Fa — Cs (roci eruptive acide şi roci tufogene acide metamorfozate).
1, metariolite; 2, metakeratofire cuarţifere; 3, roci tufogene acide.
Diagramme Fo — Fs — Fa — Cs (roches éruptives acides et roches tuffogènes acides métamorphisées).
1, métarhyolites; 2, métakératophyres quartzifères; 3, roches tuffogènes acides.

Institutul Geologic al României

Caracterul puternic saturat în silice al rocilor analizate este redat de triunghiul $Q - M - L$, punctele proiectîndu-se mult deasupra liniei PF, întrucît produsele acide descrise au $\alpha > 1$.

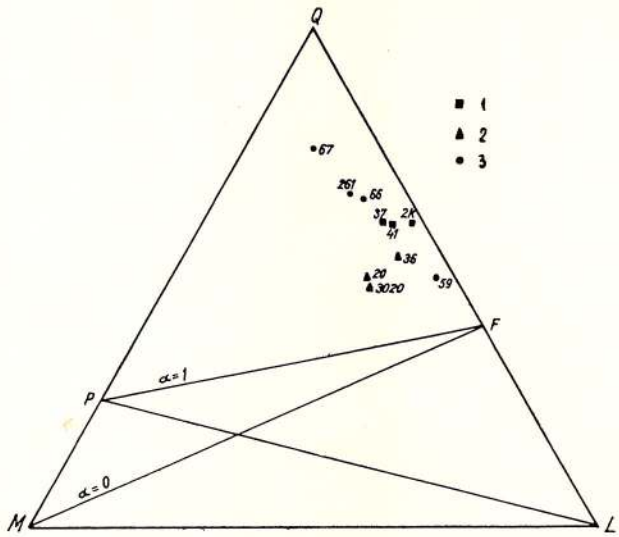


Fig. 29. — Diagrama Q — M — L (roci eruptive acide și roci tufogene acide metamorfozate)
1, metariolite; 2, metakeratofire cuarțifere; 3, roci tufogene acide.

Diagramme Q — M — L (roches éruptives acides et roches tuffogènes acides métamorphisées).
1, métarhyolites; 2, métakératophyres quartzifères; 3, roches tuffogènes acides

4. S-au calculat valorile $C I P W$ care sînt în ansamblu concordante cu catanorma N i g g l i. Amble metode subliniază bogăția în cuarț, feldspat plagioclaz acid și în ortoză a rocilor descrise; în același timp se observă participarea normativă redusă a melanocratelor, atestînd caracterul acid al acestor roci.

Cantitatea ridicată de silice consumată în leucocratele normative, în corelație cu indicele de culoare (M) scăzut al acestor roci, atestă caracterul pregnant acid al acestora.

În triunghiul $An - Or - Ab$[30], divizat în concepția lui H i e t a n e n (1963), punctele de proiecție se concentrează în cîmpurile acide cu filiație față de granite, tonalite și monzonite; proba 67 ocupă o poziție aberantă fiind vorba de o rocă cu caracter tufitic pregnant.

Valorile $Q A P$, calculate din catanomorma N i g g l i, evidențiază filiația rocilor analizate la magme granitice și granodioritice. Metatufi-

[30] S-au proiectat valorile calculate din catanorma N i g g l i.

Institutul Geologic al României

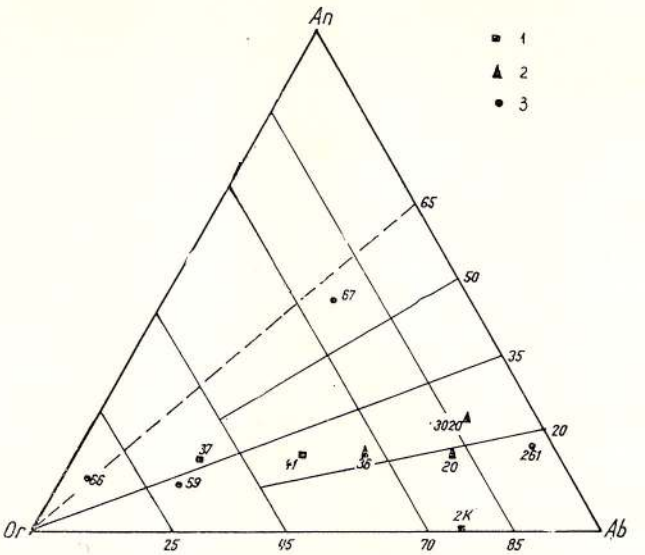


Fig. 30. — Diagrama An — Or — Ab (Hietanen) (roci eruptive acide și roci tufogene acide metamorfozate).

1, metariolite; 2, metakeratofire cuarțifere; 3, roci tufogene acide.

Diagramme An — Or — Ab (Hietanen) (roches éruptives acides et roches tuffogènes acides métamorphisées).

1, métarhyolites; 2, métakératophyres quartzifères; 3, roches tuffogènes acides.

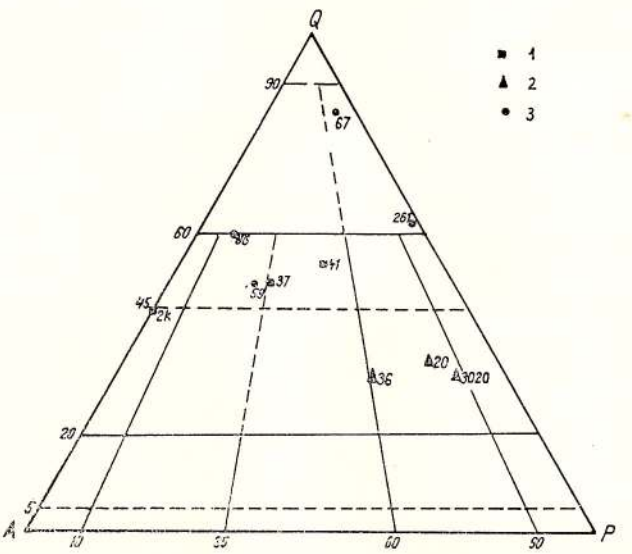


Fig. 31. — Diagrama Q — A — P (Streckeisen) (roci eruptive acide și roci tufogene acide metamorfozate).

1, metariolite; 2, metakeratofire cuarțifere; 3, roci tufogene acide.

Diagramme Q — A — P (Streckeisen) (roches éruptives acides et roches tuffogènes acides métamorphisées).

1, métarhyolites; 2, métakératophyres quartzifères; 3, roches tuffogènes acides.

Institutul Geologic al României

tele acide tind să se plaseze înspre vîrful Q al triunghiului, în cîmpurile rocilor extrem acide, datorită conținutului ridicat în silice.

5. Parametri Rittman sînt relativ concludenți pentru rocile luate în considerare, permițînd încadrarea acestora la riolite, riodacite și latite. Parametrul $\sigma\left(\sigma = \frac{(Na_2O+K_2O)^2}{SiO_2-43}\right)$ indică apartenența produselor acide din regiune la magmele puternic și extrem pacifice.

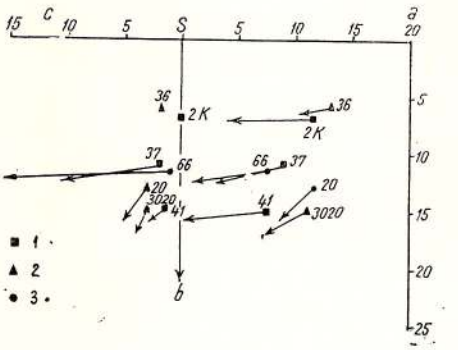


Fig. 32. — Diagrama parametrilor Zavarițki (roci eruptive acide și roci tufogene acide metamorfozate).

1, metariolite; 2, metakeratofire cuarțifere; 3, roci tufogene acide.

Diagramme des paramètres Zavaritzki (roches éruptives acides et roches tuffogènes acides métamorphisées).

1, métarhyolites; 2, métakératophyres quartzifères; 3, roches tuffogènes acides.

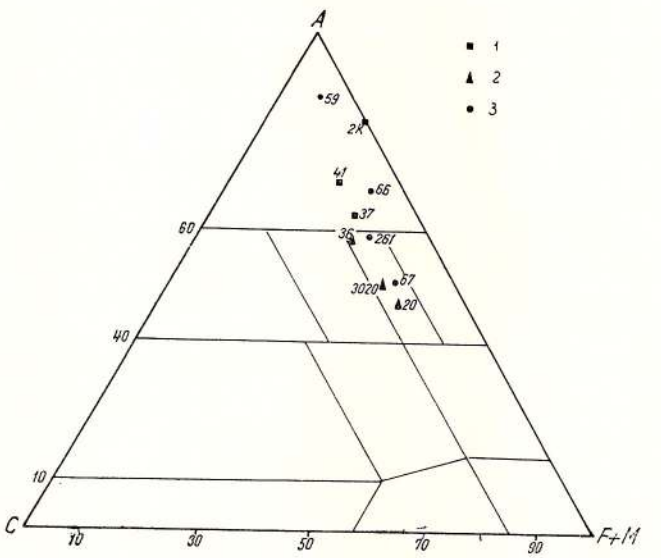


Fig. 33. — Diagrama A—C—F + M (Semenenko) (roci eruptive acide și roci tufogene acide metamorfozate).

1, metariolite; 2, metakeratofire cuarțifere; 3, roci tufogene acide.

Diagramme A—C—F+M (Semenenko) (roches éruptives acides et roches tuffogènes acides métamorphisées).

1, métarhyolites; 2, métakératophyres quartzifères; 3, roches tuffogènes acides.

Institutul Geologic al României

6. Parametri Zavariţki şi diagrama corespunzătoare atestă caracterul suprasaturat în alumină al rocilor analizate şi bogăţia în Na şi K a multor din aceste roci (caracter alcalin pronunţat).

7. Aplicînd calculele prevăzute de Semenenko (1963) pentru obţinerea originii rocilor metamorfozate în condiţii izochimice am obţinut un rezultat deosebit de concludent, toate rocile analizate înscriindu-se în seria alumo-silicatată, subgrupele alumo-silicatată prpriuzisă şi alumo-silicatată alcalino-teroasă, în care sînt cuprinse formaţiunile magmatogene acide metamorfozate.

8. Cele două analize spectrografice cantitative pe care le posedăm, relevă pentru porfiroidul analizat (41) şi pentru metatufitul acid (59) conţinuturi de Cu, Ni, Co, Cr şi V, sensibil mai mici în comparaţie cu cele ale rocilor magmatogene bazice şi cele ale rocilor terigene luate în considerare (30T şi 316); se remarcă cantităţi sporite de Sn, Ga şi Ba faţă de rocile menţionate.

D). CARACTERELE GEOCHIMICE ALE FORMAŢIUNILOR SEDIMENTOGENE

În vederea caracterizării geochimice a unor tipuri principale de şisturi cristaline sedimentogene din regiune, s-au analizat chimic şi spectrografic, unele din aceste roci, obţinîndu-se astfel informaţii privind chimismul şi originea acestora.

1. ROCILE CARBONATICE

1. Posedăm 7 analize de roci carbonatice, din care probele 93, 99, 112, 114 au fost preluate din literatură (A. Popescu fide Papiu et al., r 1960), iar analizele 311, 312, 313 reprezintă analize efectuate pe probe colectate de noi (tabelul 46).

Rezultatele analitice au fost transformate în carbonaţi normativi (tabelul 47), proiectaţi în triunghiul lui Visneakov (1957). Din diagrama menţionată (fig. 34), rezultă încadrarea acestor roci la calcare, calcare slab dolomitice, dolomite şi dolomite slab calcaroase. [31]

Menţionăm, ca deosebit de importantă, existenţa unui dolomit cu exces de magneziu (proba 312) în care apare o mică cantitate de magnezit normativ. În partea de est a masivului Poiana Ruscă, Savul şi Ianovici (1959) au menţionat existenţa dolomitelor cu exces de magneziu, similare

[31] Încadrările probelor 93, 99, 112, 114 corespund cu cele ale lui A. Popescu (fide Papiu et al., r 1960).

Institutul Geologic al României

TABELUL 46

Analize chimice de roci carbonatice din partea de NW a masivului Poiana Ruscă

Nr. analizei	Roca	Locul de recoltare	Poziţia stratigrafică	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	P.C.
112	Calcar cu cuarţ cenuşiu	N de valea Bega	Gh_2 — calcarele şi dolomitele de Tomeşti-Groşi	19,34	0,21	urme	0,20	43,80	1,10	35,00
114	Dolomit negru	S de Valea lui Liman (WNW de vîrful Bilii)	Gh_2 — orizontul de Tomeşti-Groşi	1,39	0,20	urme	0,27	30,00	21,50	46,07
313	Calcar alb	Valea Bega (N de Luncani)	Gh_2 — orizontul de Tomeşti-Groşi	4,50	0,12	0,08	ndt.	52,30	0,85	41,00
99	Dolomit calcaros cenuşiu	Vîrful Căprişorii	Pd_1 — dolomitele de Luncani superioare	0,57	0,19	urme	0,20	33,80	19,90	46,94
311	Dolomit alb slab cuarţos	Valea Căprişoara (în aval de valea Burău)	Pd_1 — dolomitele de Luncani superioare	8,54	0,20	0,26	ndt.	27,94	19,60	42,70
312	Dolomit cenuşiu pătat	Valea Căprişoara (la confluenţa cu valea Burău)	Pd_1 — dolomitele de Luncani superioare	3,82	0,20	0,28	ndt.	29,80	22,13	44,87
93	Calcar alb	W de Poiana Ruzii (S de Luncani)	Pd_1 — dolomitele de Luncani superioare	0,26	0,11	urme	0,16	55,20	urme	43,40

Probele 311, 312, 313 au fost analizate de Cristina Popescu; probele 93, 99, 112, 114 sînt preluate după A. Popescu (din Papiu et al., r 1960).

Institutul Geologic al României

Tabelul 47

Compoziţia normativă principală a unor roci carbonatice din partea de NW a masivului Poiana Ruscă

Nr. analizei	Încadrarea petrochimică*	Calcit	Dolomit	Magnezit	Insolubil + R_2O_3
112	Calcar cu cuarţ slab dolomitic	75,41	5,03	0,00	19,75
114	Dolomit	0,21	98,32	0,00	1,86
313	Calcar	91,20	3,89	0,00	4,70
99	Dolomit slab calcaros	13,43	86,43	0,00	0,96
311	Dolomit slab cuarţos	1,25	89,63	0,00	9,00
312	Dolomit cu exces de magneziu	0,00	97,95	1,48	1,30
93	Calcar	98,48	0,00	0,00	0,53

* După clasificarea lui V i s n e a k o v (1957)

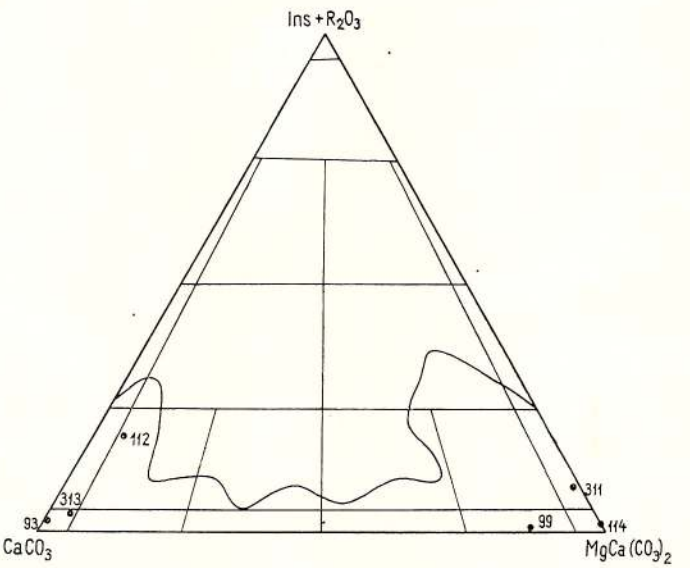


Fig. 34. — Diagrama Visneacov a rocilor carbonatice din zona Luncani-Tomeşti (linia sinuoasă care limitează partea superioară a cîmpului de proiecţie a rocilor carbonatice din masivul dolomitelor de Hunedoara a fost trasată pe baza lucrărilor alcătuite de Papiu et al. (1963) şi de Ianovici et al. (1970).

Diagramme Visneacov des roches carbonatiques de la zone de Luncani-Tomeşti (la ligne sinueuse qui délimité la partie supérieure du champ de projection des roches carbonatiques du massif des dolomies de Hunedoara a été tracée à partir des travaux rédigés par Papiu et al. (1963) et par Ianovici et al. (1970).

Institutul Geologic al României

chimic celui din regiunea noastră. Autorii arată că excesului de magneziu nu i s-a găsit un suport mineralogic vizibil microscopic, fie că acesta s-ar găsi sub formă de magnezit pulverulent fin, fie că ar constiui amestecuri izomorfe cu dolomitul. Considerăm că este probabil ca apariția unor paiete deosebit de fine de talc, menționate în unele dolomite (Filipescu, 1930; Papiu et al., 1962) să se datoreze formării acestui mineral pe seama cristalelor submicroscopice de magnezit, care au fost prezente în dolomitele cu exces de magneziu; în această situație ar fi de presupus că talcul s-a format prin reacția magnezitului cu soluții silicioase hidrotermal-metamorfice.

Din studiile efectuate asupra masivului dolomitelor de Hunedoara (Savul, Ianovici, 1959; Papiu et al., 1963; Ianovici, Dimitriu, 1970), rezultă că, în cadrul acestuia, între dolomite și calcare și respectiv între carbonatite și rocile terigene intercalate există, hiatusuri importante din punct de vedere chimic, deosebindu-se în principal roci predominant calcaroase, roci predominant dolomitice și roci predominant terigene. Analizele rocilor carbonatice ale masivului de la Luncani (care ocupă o aceeași poziție stratigrafică cu cele din masivul de la Hunedoara, ambele aparținînd complexului Pd_1), corelate cu datele petrografice, relevă o situație similară celei de mai sus.

Aceste motive ne-au determinat ca, pe harta geologică a părții de NW a masivului Poiana Ruscă, rocile carbonatice să fie reprezentate și separate sub forma a două grupe petrografice : dolomite — dolomite calcaroase și calcare — calcare dolomitice.

2. Sîntem de asemenea în posesia a cîtorva analize spectrografice semicantitative de roci carbonatice, cu și fără pigment grafitos (tabelul 48). Se remarcă deosebirea netă a acestor roci, față de rocile sedimentogene cuarțoase și sericito-cloritoase cu sau fără grafit, analizate de asemenea spectrografic semicantitativ, pentru Ge, Be, Co, Ni, Mo, V și Zr. Spre comparație s-au analizat și două marne bituminoase din Carpații Orientali (probele 4 F și 6 F), care însă prezintă conținuturi ridicate în V, Zr și Ni, fapt explicabil prin conținutul de minerale argiloase și de bitumen pe care îl au ; în ceea ce privește Ge, Be, Co și Mo, ambele grupe se caracterizează prin lipsa acestor elemente.

Prezența grafitului în rocile carbonatice se pare că nu a influențat cantitățile corespunzătoare elementelor minore, dat fiind cantitatea în general redusă a acestui pigment în rocile luate în considerare.

Institutul Geologic al României

TABELUL 48

Date spectrografice semicantitative privind roci sedimentogene din Poiana Ruscă, Carpații Orientali și Parîng

Nr.	Roca	Proveniența	Ge	Be	Co	Ni	Mo	V	Zr
		Roci cu carbonați							
359/63	Calcar alb	Complexul Gh_2 (orizontul Tomești-Groși) — valea Bega	—	—	sub 30	—	—	—	—
194/60	Calcar grafitos	Complexul Gh_2 (orizontul Tomești-Groși) — E de vîrful Suliților	—	1	sub 30	1—3	—	10—30	—
59/60	Dolomit calcaros cenușiu	Complexul Pd_1 (partea inferioară) — valea Măldeasca	—	—	sub 30	—	—	—	—
312/63	Calcar dolomitic grafitos	Complexul Pd_1 (dolomitele de Luncani superioare) — Pîrîul Mare	3	—	sub 30	—	—	—	—
4 F	Marnă bituminoasă	Orizontul marnelor bituminoase (Oligocen) — valea Cuejdului	—	—	sub 30	3—10	—	100	100
6 F	Marnă bituminoasă	Disodilele superioare (Oligocen) — Pîrîul lui Chiriac (valea Oituz)	3	1—3	sub 30	30	10	100	300—1000
		Roci silicioase							
136/60	Cuarțit cu sericit	Complexul Gh_2 (partea mediană)-valea Izvorașului	—	—	sub 30	—	—	30	100
383/63	Cuarțit negru	Complexul Gh_2 (orizontul Tomești-Groși) — vîrful Scalin	—	—	sub 30	—	—	30	100
348/63	Cuarțit negru	Complexul Gh_2 (orizontul Tomești-Groși) — valea Bega	3	3—10	sub 30	10—30	1—3	300—1000	300
311/63	Cuarțit negru	Complexul Pd_1 (partea mediană) — Pîrîul Mare	—	1—3	sub 30	1—3	3—10	300	300—1000
6 F A	Cuarțit negru	Complexul de Sîndominic (din seria de Tulgheș) — Sîndominic	3	1—3	sub 30	10—30	3—10	30—100	1000
3 F	Lidiană	Orizontul II (Apțian) din stratele de Audia — valea Țigăncii	3	1—3	sub 30	10—30	—	100	1000
7 F	Lidiană	Orizontul II (Apțian) din stratele de Audia — valea Țigăncii	3—10	1—3	sub 30	10—30	—	100	100
2 F	Menilit	Menilitele inferioare (Oligocen) — valea Cuejdului	—	—	sub 30	3	—	30	300—1000
1 F	Spongolit	Spongolitele superioare (Albian) din stratele de Audia — valea Țigăncii	3	1—3	sub 30	10—30	—	100—300	300—1000
		Roci argilo-grezoase							
30 T	Șist sericitos cu clorit	Complexul Gh_1 — Iazuri	3—10	3—10	sub 30	10—30	—	100	300—1000
314/65	Șist cuarțos sericitos cu clorit	Complexul Gh_2 (orizontul Tomești-Groși) — pîrîul Lantoș	3	3	sub 30	10—30	—	10—30	100
549	Șist sericitos cu clorit	Complexul Pd_2 — foraj 29.323 (S Glandna)	3	3	sub 30	10—30	—	30	100
3	Șist sericito-grafitos	Complexul Gv_2 — valea Cernei (Teliuc)	3	3—10	sub 30	10	—	30	300—1000
316/65	Șist sericitos cu clorit grafitos	Complexul Gv_2 — valea Iazuri	3—10	10—30	sub 30	10—30	1—3	30—100	100
315/65	Filit grafitos	Complexul Gh_2 (orizontul Tomești—Groși) — valea Drăgoiului	3	10	sub 30	30	—	100	100
1000	Șist puternic grafitos	Seria de Lainici—Păiuș — Munții Parîng	3—10	3—10	30	30—100	3—10	100—300	100
2000	Șist puternic grafitos	Seria de Lainici—Păiuș — Munții Parîng	3—10	1—3	sub 30	10	3	100	1000
5 F	Disodil	Disodilele superioare (Oligocen) — Pîrîul lui Chiriac (valea Oituz)	3	—	sub 30	10—30	3—10	300	100

Analist : Gh. Lahovary

N B. Valorile sînt date în ppm (gr/to) ; elementele căutate și nepuse în evidență sînt indicate prin semnul —

Institutul Geologic al României

2. ROCILE TERIGENE

a) Formațiunile terigene metamorfozate, caracterizate prin asociația cuarț — sericit — clorit, cunoscînd o largă dezvoltare în regiune, au stat în atenția noastră și în ceea ce privește geochimia lor. Astfel, au fost prelucrate analizele complete a patru roci terigene (30 T, 314, 316, 349) provenind din complexele Gv_2, Gh_1, Gh_2 și Pd_2 (tabelele 49—54 și figurile 35—36).

În vederea precizării originii acestor roci, s-au calculat parametri N i g g l i care, proiectați în diagrama $c + fm - alk - al$, relevă înscrierea rocilor analizate în cîmpurile rocilor detritogene și argiloase ale tetraedrului de concentrație $al - fm - c - alk$ (N i g g l i); după valoarea raportului c/fm, proba 316 se înscrie în secțiunea I — X a tetraedrului menționat, probele 30 T, 314 în secțiunea II — IX iar analiza 549 în secțiunea V—VI.

Valorile S e m e n e n k o calculate pentru aceste roci corespund seriei alumo-silicato-alcalino-teroasă și alumo-silicatată-calcică, confirmîndu-se astfel originea terigenă a rocilor luate în considerare.

O problemă interesantă a rocilor analizate este aceea a conținutului uneori foarte ridicat în Na_2O, care nu se traduce mineralogic prin existența albitului în aceste produse terigene deși prin calcularea epinormei N i g g l i rezultă albit normativ în cantități apreciabile (probele 30 T și 549). Această situație contradictorie s-ar putea explica prin existența unei mice sodice (paragonit) care însă, prin procedeele microscopice cunoscute, nu poate fi deosebită de sericit și muscovit.

În vederea obținerii unor informații referitoare la acest aspect, s-a investigat o probă integrală de rocă terigenă cu conținut ridicat în sodiu, lipsită de albit modal (proba 30 T), cu ajutorul razelor X (analist A l e x a n d r a M e d e ș a n). Rezultatele obținute arată existența distanțelor reticulare caracteristice cuarțului și muscovit-sericitului, alături de care există și distanțe reticulare pe baza cărora s-ar putea presupune prezența paragonitului, deși nu toți parametri reticulari ai acestuia sînt prezenți în röentgenograma obținută. Posibilitatea existenței paragonitului în rocile terigene discutate este arătată și de diagrama A C F (T u r n e r, V e r h o o g e n, 1967), trei din acestea înscriindu-se în cîmpuri cu paragonit.

Epinorma N i g g l i a rocilor analizate este în anasmblu corespunzătoare compoziției lor modale, cu excepția unor minerale normative (*Mg-Ot* la proba 316; *Gram* și *Fe-Akt* la proba 549 — situația albitului a fost discutată mai sus).

Institutul Geologic al României

TABELUL 49

Analizele chimice ale rocilor terigene metamorfozate.

Nr. analizei	Proveniența	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	S	CO_2	H_2O+	H_2O-	Suma
316	Iazuri — Gv_2	44,10	28,15	3,20	7,00	0,18	3,00	0,20	0,95	7,05	0,95	0,19	urme	1,70	3,60	0,20	100,47
30T	Iazuri — Gh_1	55,40	18,40	1,47	5,51	0,16	4,33	1,75	2,66	4,12	1,20	0,24	0,08	2,71	1,72	0,18	99,73
314	Pîrîul Lanțoș (N vîrful Rusca) — Gh_2	70,65	10,02	5,00	1,48	0,04	2,40	1,62	0,67	4,09	1,19	0,14	0,07	1,13	1,32	0,50	100,32
549	Foraj 29323 (S Glandna)— Pd_2	65,10	11,50	0,57	4,95	0,10	2,00	4,80	3,26	1,76	0,85	0,18	0,02	1,90	2,56	0,06	99,61

Analiști : Suzi Iliescu (30T), Anghel Lucreția (314), Gr. Racu (316), Florica Negrescu (549).

316 : șist sericitos cu clorit și grafit ; 30T : șist sericitos cu clorit; 314 : șist cuarțos sericitos cu clorit; 549 : șist sericitos cu clorit slab cuarțos. Este posibil ca în rocile analizate să apară și paragonitul, mai ales în probele 30T și 549, în care caz în denumirea petrografică a rocii trebuie introdus și acest mineral.

TABELUL 50

Parametri Niggli. *Roci terigene metamorfozate.*

Nr. analizei	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	t	qz	$\frac{c}{fm}$
316	125,36	47,41	36,54	0,68	15,37	0,83	0,35	0,02	31,34	—36,12	0,02
30T	182,39	36,00	40,76	6,13	17,11	0,50	0,52	2,97	12,76	13,95	0,15
314	360,18	30,32	44,11	8,88	16,69	0,80	0,42	4,59	5,75	193,42	0,20
549	272,02	28,74	31,87	21,58	17,81	0,26	0,39	2,51	—10,66	101,78	0,68

TABELUL 51

Componentele bazei Niggli. *Roci terigene metamorfozate.*

Nr. analizei	Q	Kp	Ne	Cal	Fa	Fs	Fo	Hz	Sp	Ru	C	Cc	Mgs	Cp	Pr	Suma
316	30,72	25,89	5,17	—	—	3,45	—	17,26	6,04	0,69	5,86	—	4,48	0,40	—	99,96
30T	39,48	14,71	14,54	—	6,59	1,61	—	—	12,42	0,84	2,31	2,99	3,96	0,42	0,17	100,04
314	59,87	15,36	3,88	—	1,76	5,56	1,46	—	7,68	0,88	—	3,06	—	0,29	0,18	99,98
549	51,13	6,44	18,29	6,71	6,05	0,61	4,05	—	0,61	0,58	—	4,99	—	0,43	0,09	99,98

Institutul Geologic al României

TABLE 7

Niggli Values

No.	Sample number	Stage	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	ti	p	w	Qz	Q	L	M	Magma type
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
										1. CĂLIMANI MTS.								
										1.1. Basaltic andesites								
1	22 B	I	117.5	27.8	38.4	25.2	8.6	0.24	0.50	0.66	2.0	0.29	0.40	−16.9	30.6	42.6	26.8	Normal gabbrodioritic
2	18 B	I	122.0	25.6	39.6	27.7	7.1	0.15	0.58	0.70	1.8	0.15	0.18	− 6.4	32.6	38.2	29.2	Normal gabbrodioritic
3	34 B	I	117.0	22.3	47.4	21.9	8.4	0.27	0.62	0.46	2.1	0.14	0.30	−16.6	29.1	36.8	34.1	Melagabbrodioritic
4	2 T	I	130.0	29.8	42.9	21.7	5.6	0.17	0.49	0.50	2.1	0.15	0.58	15.7	36.8	39.6	23.6	Normal gabbrodioritic
5	a (G)	I	123.9	23.3	44.1	23.7	8.9	0.25	0.55	0.54	0.9	0.44	0.32	−11.7	31.0	37.5	31.5	Normal gabbrodioritic
6	b	I	137.5	30.6	33.7	24.9	10.8	0.27	0.44	0.74	3.3	0.16	0.26	− 5.7	34.2	44.0	21.8	Orbitic
7	3 T	I	127.5	25.0	38.3	23.1	13.6	0.27	0.48	0.60	2.4	0.15	0.50	−29.0	28.7	42.6	28.7	Normal gabbrodioritic
8	26 B	I	134.5	26.2	40.4	23.5	9.9	0.27	0.51	0.58	1.9	0.47	0.23	− 5.1	33.5	39.6	26.9	Orbitic
9	29 B	I	128.6	25.9	42.5	21.6	10.0	0.27	0.55	0.51	2.4	0.45	0.39	−11.4	31.8	40.2	28.0	Normal gabbrodioritic
10	27 B	I	129.7	24.7	41.0	24.1	10.2	0.30	0.59	0.59	2.0	0.15	0.22	−11.1	31.5	39.2	29.2	Normal gabbrodioritic
11	1	II	130.0	30.0	37.0	23.0	10.0	0.29	0.49	0.62	—	—	—	−10.0	33.5	43.9	22.6	Normal gabbrodioritic
12	b (G)	I	130.9	23.9	41.2	25.2	9.7	0.27	0.61	0.61	2.7	0.46	0.19	− 7.9	32.1	37.6	30.3	Normal gabbrodioritic
13	5 T	I	143.0	38.0	32.0	26.0	4.0	0.10	0.40	0.80	1.16	0.16	0.84	27.0	43.4	44.2	12.6	Orbitic
14	2	II	140.0	32.0	35.5	21.5	11.0	0.21	0.49	0.60	—	—	—	− 4.0	34.9	45.3	19.8	Orbitic
15	2 a (G)	I	148.2	29.2	34.0	27.7	9.1	0.33	0.47	0.81	1.8	0.17	0.31	11.8	37.9	39.8	22.3	Lamprodioritic
16	2 b (G)	I	148.1	29.3	33.7	27.8	9.2	0.32	0.46	0.82	1.7	0.17	0.31	11.3	37.8	40.0	22.1	Lamprodioritic
17	2 c (G)	I	151.1	30.0	34.2	26.9	8.9	0.34	0.47	0.79	2.0	0.17	0.31	15.5	38.8	39.9	21.2	Lamprodioritic
										1.2 Pyroxene-andesites							
18	73	I	144.1	32.5	32.0	25.7	9.8	0.13	0.52	0.80	1.6	0.16	0.43	4.9	37.2	44.0	18.8	Lamprodioritic
19	23 B	II	147.5	31.4	35.0	22.5	11.1	0.22	0.48	0.64	2.1	0.16	0.37	3.1	36.6	43.6	19.8	Lamprodioritic
20	3	II	155.0	33.0	30.5	20.5	16.0	0.25	0.48	0.67	—	—	—	− 9.0	34.6	48.1	17.3	Normal dioritic
21	61	I	149.6	31.6	33.0	25.3	10.1	0.15	0.52	0.77	1.7	0.17	0.55	9.2	37.9	42.7	19.4	Lamprodioritic-Normal dioritic
22	22 P	I	155.7	31.6	34.4	23.2	10.8	0.14	0.53	0.68	1.7	0.17	0.56	12.5	38.6	42.4	19.0	Normal dioritic
23	2656	I	162.9	35.0	30.2	22.6	12.2	0.22	0.44	0.75	1.8	0.18	0.49	14.1	39.6	44.6	15.8	Dioritic-Tonalitic
24	7 T	I	163.0	29.0	33.0	22.0	16.0	0.42	0.44	0.66	1.9	0.19	—	− 1.3	36.0	43.5	20.5	Normal dioritic
25	8 T	I	148.0	25.1	41.3	22.6	11.0	0.24	0.16	0.54	0.3	0.16	—	− 4.3	35.6	38.4	26.0	Lamprodioritic
26	2585	I	156.0	30.1	35.8	22.9	11.2	0.24	0.58	0.67	1.5	0.17	0.39	11.2	38.1	41.4	20.5	Normal dioritic
27	4	II	165.0	30.0	31.0	21.0	18.0	0.25	0.46	0.68	—	—	—	− 7.0	34.9	45.3	19.8	Normal dioritic
28	29	II	167.9	35.0	28.4	22.9	13.7	0.25	0.46	0.81	1.8	0.18	0.46	13.1	39.5	45.8	14.7	Dioritic-Tonalitic
29	10 T	I	183.0	34.0	24.0	21.0	11.0	0.07	0.24	0.87	2.1	0.19	—	39.0	46.0	37.9	16.1	Tonalitic
30	11 T	I	172.0	31.5	32.5	23.0	13.0	0.25	0.45	0.71	1.6	0.18	—	21.0	40.1	41.9	18.0	Peléeitic
31	12 T	I	178.0	36.0	27.0	24.0	13.0	0.16	0.30	0.90	2.1	0.18	—	25.0	41.5	44.2	14.4	Peléeitic
32	44 P	II	169.7	32.1	33.5	19.3	15.1	0.37	0.52	0.58	1.8	0.18	0.41	9.3	38.2	44.4	17.4	Peléeitic
33	13 T	I	181.0	35.0	28.0	24.0	13.0	0.07	0.34	0.85	0.9	0.18	—	29.0	42.6	43.8	13.6	Peléeitic
34	19 B	II	164.4	26.8	42.3	20.1	10.8	0.32	0.64	0.48	1.5	0.17	0.37	21.2	39.4	37.1	23.4	Normal dioritic
35	14 T	I	167.0	27.8	36.7	25.7	9.8	0.16	0.54	0.70	0.9	0.17	—	27.8	41.0	36.8	22.2	Normal dioritic
36	3 P	II	181.0	34.1	30.4	20.5	14.9	0.25	0.44	0.68	2.1	0.19	0.63	21.4	40.8	44.2	15.0	Tonalitic
37	9	II	183.0	34.0	27.0	22.0	17.0	0.27	0.61	0.81	—	—	—	15.0	39.7	44.7	15.6	Tonalitic
38	45 P	II	181.9	32.7	32.9	18.9	15.5	0.37	0.53	0.58	1.9	0.19	0.53	19.9	40.3	43.5	16.2	Tonalitic
39	2774	II	185.3	32.2	31.4	19.6	16.8	0.33	0.54	0.62	1.7	0.19	0.39	18.1	39.9	43.7	16.4	Tonalitic
40	39 P	II	189.2	34.4	29.6	19.6	16.3	0.33	0.55	0.66	1.7	0.19	0.47	24.0	41.3	44.5	14.2	Peléeitic
41	11 a	II	202.4	36.8	22.2	19.8	21.2	0.25	0.41	0.89	2.8	0.20	0.34	17.6	40.5	47.8	11.7	Peléeitic—Melaquartzdioritic
42	14	II	199.0	35.0	27.0	20.0	18.0	0.30	0.58	0.74	—	—	—	27.0	42.2	44.1	13.7	Peléeitic—Melaquartzdioritic
										1.3. Pyroxene-hornblende-andesites							
43	7	II	181.0	34.5	27.0	22.5	16.0	0.20	0.29	0.83	—	—	—	17.0	40.7	45.4	13.9	Peléeitic
44	46 P	II	182.9	36.5	29.1	20.7	13.7	0.28	0.47	0.71	1.7	0.19	0.35	28.1	42.5	44.9	12.6	Peléeitic
45	17 T	I	185.0	36.0	25.0	26.0	13.0	0.20	0.49	1.04	1.8	0.18	—	33.0	43.0	43.6	13.4	Peléeitic
46	19 T	II	198.0	39.5	22.5	22.0	16.0	0.20	0.27	0.98	1.6	0.20	—	34.0	43.8	46.7	9.5	Leucopeléeitic
47	13	I	202.0	40.0	21.0	24.0	15.0	0.22	0.50	1.14	—	—	—	42.0	45.3	44.4	10.3	Leucopeléeitic
										1.4. Hornblende-andesites							
48	5	II	179.0	34.0	26.0	25.0	15.0	0.24	0.47	0.96	—	—	—	19.0	40.3	44.6	15.1	Quartzdioritic-Peléeitic
49	16 T	I	185.6	39.0	19.0	27.0	15.0	0.18	0.38	1.42	1.5	0.38	—	25.6	42.7	47.2	10.1	Peléeitic
50	18 T	I	207.0	41.0	21.0	23.0	15.0	0.18	0.30	1.09	1.05	0.21	—	45.1	46.2	46.0	7.8	Leucopeléeitic
51	10	II	199.0	37.0	25.0	23.0	15.0	0.27	0.54	0.92	—	—	—	39.0	44.2	42.9	12.9	Quartzdioritic-Peléeitic
52	20 T	I	199.0	39.0	21.0	25.0	15.0	0.20	0.47	1.18	1.4	0.09	—	39.0	44.6	45.1	10.3	Leucopeléeitic
53	22 T	I	200.1	33.7	30.1	20.3	15.9	0.23	0.53	0.66	1.8	0.19	—	36.5	43.2	42.3	13.5	Leucopeléeitic-Peléeitic
54	23 T	I	199.0	33.0	33.0	21.0	13.0	0.08	0.57	0.63	1.4	0.19	—	49.0	42.5	39.5	17.0	Leucopeléeitic-Peléeitic
55	16 a	I	213.5	32.6	30.1	21.9	15.4	0.29	0.48	0.73	—	0.61	0.65	51.9	45.8	39.7	14.5	Leucopeléeitic-Melaquartzdioritic
56	24 T	I	235.0	43.0	18.0	22.0	17.0	0.20	0.26	0.37	2.3	0.22	—	67.0	48.7	45.4	5.9	Normal quartzdioritic
57	25 T	I	234.5	35.0	29.0	20.0	16.0	0.12	0.51	0.58	2.2	0.21	—	70.5	47.2	39.6	13.2	Normal quartzdioritic
										1.5. Hornblende ,biotite±quartz-andesites							
58	12	II	195.0	35.0	27.0	20.0	18.0	0.22	0.73	0.74	—	—	—	23.0	41.5	45.1	13.4	Melaquartzdioritic — Normal quartzdioritic
										1.6. Dacites							
59	17	I	304.0	45.0	13.0	19.0	23.0	0.44	0.17	1.46	—	—	—	112.0	53.2	40.4	6.4	Leucoquartzdioritic
60	2589	I	301.6	48.5	13.6	16.5	21.4	0.16	0.22	1.21	1.1	0.27	0.84	116.0	54.5	37.1	8.4	Leucoquartzdioritic
61	020 V	I	311.6	49.3	11.6	14.1	24.9	0.38	0.26	1.22	0.8	—	0.90	112.0	53.7	39.4	6.9	Leucoquartzdioritic
62	2780	I	331.6	41.5	19.6	16.4	22.5	0.17	0.09	0.84	0.9	0.29	0.97	141.6	56.0	36.5	7.4	Leucoquartzdioritic
										1.7. Microgabbros							
63	2430	II	129.9	28.7	35.1	26.8	9.4	0.25	0.45	0.76	2.2	0.16	0.66	− 7.7	33.3	42.2	24.5	Normal gabbrodioritic
64	43 P	II	119.2	26.8	40.2	24.8	8.2	0.23	0.57	0.62	1.9	0.14	0.39	−13.6	31.1	41.0	27.9	Normal gabbrodioritic
										1.8. Microdiorites, diorites							
65	49 P	II	163.4	29.4	36.9	19.9	13.8	0.36	0.61	0.54	1.6	0.17	0.47	7.8	37.4	42.0	20.6	Normal dioritic
66	6	II	170.0	34.0	31.5	16.5	18.0	0.23	0.68	0.54	—	—	—	− 2.0	36.7	47.3	16.0	Tonalitic
67	16	II	214.0	38.0	24.0	19.0	19.0	0.24	0.60	0.79	—	—	—	42.0	43.6	45.3	11.1	Normal quartzdioritic
										2. GURGHIU MTS.								
										2.1. Basaltic andesites							
68	2	I	144.0	30.0	36.0	24.0	10.0	0.18	0.39	0.67	—	—	—	4.0	37.0	42.2	20.8	Si-gabbrodioritic
										2.2. Pyroxene-andesites							
69	1	II	142.0	27.0	38.0	25.0	10.0	0.18	0.40	0.66	—	—	—	2.0	34.9	39.4	25.7	Si-gabbrodioritic — Normal gabbrodioritic
70	3 V	II	137.6	28.6	37.4	24.0	10.0	0.19	0.58	0.64	1.7	0.16	0.46	− 2.4	34.7	41.6	23.7	Normal gabbrodioritic
71	3	II	152.0	30.0	33.0	24.0	13.0	0.19	0.30	0.73	—	—	—	0.0	35.5	43.8	20.7	Normal dioritic
72	3120	I	151.1	31.5	33.2	23.5	11.8	0.20	0.47	0.71	2.2	0.17	0.50	3.9	36.8	43.7	19.5	Normal dioritic-Lamprodioritic
73	5/33	II	167.0	31.0	30.0	24.0	15.0	0.26	0.26	0.80	—	—	—	7.0	37.2	44.0	18.8	Normal dioritic
74	5	I	161.0	35.0	30.5	24.0	10.5	0.15	0.47	0.79	—	—	—	19.0	40.5	43.6	15.9	Normal dioritic
75	6 V	II	156.9	34.2	30.8	23.4	11.6	0.18	0.51	0.76	1.5	0.17	0.47	10.5	38.8	45.1	16.1	Normal dioritic
76	1 R	II	163.2	34.8	28.9	23.1	13.2	0.19	0.46	0.80	1.8	0.18	0.47	10.4	38.9	45.9	15.2	Peléeitic
77	5 R	II	161.9	34.1	30.4	22.6	12.9	0.19	0.49	0.74	1.9	0.17	0.55	10.3	38.7	45.3	16.0	Peléeitic
78	1 V	II	162.7	33.8	29.8	23.6	12.8	0.18	0.48	0.79	1.9	0.18	0.55	11.5	38.9	44.9	16.2	Peléeitic
79	5 V	II	166.6	35.5	27.9	23.6	13.0	0.19	0.47	0.85	1.6	0.18	0.52	14.6	39.9	45.9	14.2	Peléeitic
80	12/33	II	173.0	31.5	35.0	21.0	12.5	0.17	0.50	0.60	—	—	—	23.0	40.8	41.4	17.8	Tonalitic
										2.3. Pyroxene-hornblende-andesites							
81	2420	II	148.5	33.2	29.0	26.7	11.0	0.26	0.46	0.92	2.0	0.33	0.46	4.5	37.3	44.9	17.8	Normal dioritic
82	4 V	II	147.4	31.4	35.0	21.8	11.7	0.18	0.56	0.62	2.1	0.17	0.61	0.6	36.1	44.1	19.8	Normal dioritic
83	3217	II	153.9	35.8	25.9	27.6	10.6	0.19	0.41	1.07	1.5	0.17	0.48	11.5	39.3	46.1	14.6	Normal dioritic
84	7	II	179.0	35.0	30.0	23.0	12.0	0.24	0.37	0.77	—	—	—	31.0	42.6	42.3	15.1	Tonalitic
85	7 R	II	171.2	35.2	28.2	23.1	13.5	0.20	0.50	0.82	1.6	0.18	0.49	17.2	40.3	45.4	14.3	Peléeitic
86	8	II	183.0	36.0	29.0	23.0	12.0	0.24	0.41	0.78	—	—	—	35.0	43.0	42.3	14.7	Tonalitic
87	11/33	II	169.0	29.0	35.0	22.0	14.0	0.30	0.53	0.63	—	—	—	13.0	37.9	41.3	20.8	Normal dioritic-Tonalitic
88	13/33	II	178.0	29.0	36.0	23.0	12.0	0.17	0.52	0.64	—	—	—	30.0	41.4	38.1	20.5	Peléeitic
89	2 V	II	189.6	35.5	27.6	22.4	14.5	0.21	0.48	0.81	1.7	0.19	0.66	31.6	42.9	43.9	13.2	Peléeitic
90	14/33	II	186.0	32.0	32.0	21.0	15.0	0.14	0.45	0.66	—	—	—	26.0	40.9	42.3	16.8	Peléeitic
										2.4. Hornblende—andesites							
91	3 a/33	II	160.2	31.9	35.8	21.6	10.7	0.20	0.45	0.60	2.1	0.18	0.76	17.4	39.6	41.9	18.5	Normal dioritic
92	4	II	166.0	33.0	28.0	22.0	17.0	0.12	0.27	0.78	—	—	—	−2.0	36.3	47.6	16.1	Peléeitic
93	6	II	166.0	33.5	28.0	21.0	17.5	0.20	0.32	0.75	—	—	—	−4·0	35.9	48.0	16·1	Peléeitic
94	8/33	II	163.0	30.0	37.0	20.0	13.0	0.13	0.57	0.54	—	—	—	11.0	38.0	42.2	19.8	Normal dioritic-Tonalitic
95	2422	II	185.9	37.1	28.9	19.9	14.1	0.26	0.46	0.67	2.0	0.20	0.67	29.5	42.7	42.0	15.3	Peléeitic-Tonalitic
96	2415	II	179.6	35.5	27.1	24.3	13.1	0.24	0.46	0.90	1.5	0.19	0.42	27.2	42.2	44.1	13.7	Peléeitic
97	11a/33	II	192.6	34.6	32.0	18.8	14.6	0.19	0.33	0.59	2.2	0.20	0.89	34.2	43.1	41.3	15.6	Peléeitic-Melaquartzdioritic
98	15/33	II	175.0	24.0	38.0	19.0	19.0	0.23	0.53	0.50	—	—	—	− 1.0	35.1	39.9	25.0	Peléeitic-Melaquartzdioritic
99	1045	I	203.4	38.6	26.6	21.3	13.4	0.21	0.47	0.80	1.4	0.20	0.78	49.8	46.3	39.9	13.8	Normal quartzdioritic
100	16/33	I	200.0	34.0	29.0	22.0	15.0	0.22	0.41	0.76	—	—	—	40.0	44.2	41.8	14.0	Normal quartzdioritic
101	2421	II	217.0	39.5	22.1	22.1	16.3	0.22	0.45	1.00	1.3	0.21	0.73	51.8	46.5	43.3	10.1	Normal quartzdioritic
102	014 V	II	214.4	39.4	23.3	21.4	15.9	0.21	0.30	0.92	1.3	0.42	0.43	50.8	46.4	41.9	11.7	Normal quartzdioritic
103	10	I	240.0	36.5	22.5	23.5	17.5	0.23	0.38	1.04	—	—	—	70.0	48.3	40.9	10.8	Normal quartzdioritic
104	1111	II	266.2	44.7	16.5	19.3	19.5	0.23	0.27	1.20	1.2	0.25	0.92	88.2	51.4	39.9	8.6	Leucoquartzdioritic
										3. HARGHITA MTS.								
										3.1. Basaltic andesites							
105	051 V	II	158.8	28.5	32.0	21.3	18.2	0.42	0.66	0.67	2.0	0.68	0.47	−14.0	33.0	45.4	21.6	Normal dioritic
										3.2 Pyroxene-andesites							
106	2401	I	137.8	28.5	37.4	24.0	10.1	0.18	0.64	0.64	1.9	0.16	0.28	− 2.6	34.6	41.5	23.9	Normal gabbrodioritic
107	1922	II	151.0	30.0	33.5	24.5	12.0	0.22	0.57	0.73	1.8	0.17	0.24	3.0	36.3	42.7	21.0	Normal dioritic
108	056 V	II	160.5	34.6	31.3	22.3	11.8	0.22	0.52	0.71	1.6	0.17	0.54	13.3	39.4	45.1	15.5	Normal dioritic-Tonalitic
109	2	II	161.0	32.0	34.0	23.0	11.0	0.09	0.53	0.68	—	—	—	17.0	39.1	42.4	18.5	Normal dioritic
110	1921	II	158.6	31.2	33.0	23.4	12.4	0.23	0.61	0.71	1.7	0.17	0.40	9.0	37.9	43.0	19.1	Normal dioritic
111	1920	II	152.9	28.8	36.1	22.9	12.2	0.21	0.66	0.63	1.5	0.16	0.35	4.1	36.4	41.6	22.0	Normal dioritic
112	02 V	II	166.0	34.2	30.8	22.3	12.7	0.22	0.47	0.72	1.6	0.18	0.40	15.2	39.7	44.7	15.6	Tonalitic
113	2208	II	169.5	38.3	24.4	24.0	13.3	0.22	0.50	0.98	1.4	0.18	0.24	16.3	40.7	46.5	12.8	Tonalitic
114	054 V	II	165.7	33.6	30.6	23.0	12.8	0.23	0.53	0.75	1.8	0.18	0.35	14.5	39.4	44.3	16.3	Peléeitic
115	2201	II	170.3	36.6	26.8	23.6	13.0	0.22	0.51	0.88	1.4	0.18	0.39	18.3	40.8	46.2	13.0	Peléeitic
116	2404	I	165.6	29.6	35.7	23.9	10.8	0.24	0.67	0.67	1.2	0.17	0.24	22.4	40.3	39.4	20.3	Tonalitic
117	2 Ost.	II	207.5	39.5	25.5	24.0	11.0	0.34	0.26	0.93	—	—	—	63.5	48.9	38.5	12.6	Tonalitic
118	3 Ost.	II	191.0	32.5	30.0	21.0	16.5	0.23	0.46	0.70	—	—	—	25.0	41.3	43.2	15.5	Tonalitic—Peléeitic
119	4 Ost.	II	184.9	34.3	27.9	24.3	13.5	0.27	0.55	0.87	—	—	—	30.9	42.7	43.1	14.2	Tonalitic—Peléeitic
120	5	II	177.0	29.0	30.0	24.5	16.5	0.30	0.60	0.81	—	—	—	11.0	38.2	42.3	15.5	Peléeitic
121	6	II	190.0	30.0	26.5	26.5	17.0	0.22	0.65	1.00	—	—	—	22.0	39.9	41.9	18.2	Peléeitic
										3.3. Pyroxene-hornblende-andesites							
122	2185	II	166.6	36.7	25.4	24.2	13.6	0.18	0.40	0.96	1.4	0.18	0.31	12.2	39.7	47.3	13.0	Peléeitic
123	1767	II	169.8	36.5	27.0	22.3	14.1	0.26	0.56	0.83	1.8	0.18	0.31	13.4	39.8	46.5	13.7	Peléeitic
124	09 V	II	161.4	32.7	33.0	23.1	11.2	0.28	0.59	0.70	1.7	0.17	0.23	16.6	39.7	42.8	17.5	Peléeitic
125	1781	II	168.2	35.2	27.7	23.8	13.3	0.24	0.51	0.86	1.6	0.18	0.32	15.0	39.9	45.6	14.5	Peléeitic
126	1540	II	174.5	36.1	26.7	23.8	13.4	0.26	0.50	0.89	1.6	0.18	0.39	20.9	41.1	45.5	13.3	Peléeitic
127	2327	I	178.9	35.4	27.7	23.5	13.4	0.28	0.56	0.85	1.7	0.19	0.18	25.3	41.8	44.4	13.8	Peléeitic
128	1 Ost.	II	169.8	28.6	35.9	20.7	14.8	0.13	0.49	0.58	—	—	—	10.6	37.9	41.6	20.5	Peléeitic
129	055 V	II	177.0	35.5	28.6	22.2	13.7	0.27	0.53	0.78	1.6	0.18	0.30	22.2	41.2	45.0	13.8	Peléeitic
130	013 V	I	182.1	34.2	29.9	22.7	13.2	0.31	0.57	0.76	1.7	0.19	0.18	29.3	42.3	42.9	14.8	Peléeitic
131	2336	I	184.3	34.6	27.6	24.2	13.6	0.28	0.55	0.88	1.5	0.19	0.13	29.9	42.5	43.2	14.3	Peléeitic
132	5 Ost.	II	181.5	32.0	29.0	23.0	16.0	0.13	0.49	0.79	—	—	—	17.5	39.9	43.7	16.4	Peléeitic
133	6 Ost.	II	199.0	36.0	24.5	26.5	13.0	0.16	0.14	1.08	—	—	—	47.0	45.7	42.2	12.2	Peléeitic
134	1525	II	210.7	39.3	24.3	20.1	16.3	0.27	0.51	0.83	1.5	0.21	0.75	45.5	45.5	42.5	12.0	Normal quartzdioritic
										3.4. Hornblende-andesites							
135	2129	II	180.0	35.3	34.9	17.8	12.0	0.32	0.53	0.51	1.9	0.19	0.48	32.0	43.0	37.5	19.5	Tonalitic
136	07 V	II	174.5	34.7	31.7	21.7	11.9	0.29	0.54	0.68	1.7	0.18	0.28	26.9	42.0	41.8	16.2	Tonalitic
137	7 Ost.	II	230.0	41.0	25.0	20.0	14.0	0.22	0.15	0.78	—	—	—	74.0	50.1	37.4	12.5	Normal quartzdioritic
138	11	II	224.0	38.0	22.0	19.0	21.0	0.29	0.61	0.86	—	—	—	40.0	44.4	45.3	10.3	Normal quartzdioritic
										3.5. Hornblende, biotite ± quartz-andesites							
139	1 H	II	172.0	35.1	22.2	26.3	16.4	0.25

TABLE 8

C.I.P.W. norm and Q, A, P, M, An

No	Sample number	Stage	qu	or	ab	an	di	hy	ol	c	ap	cc	mt	hm	il	tit	ru	pr	Q	A	P	M	An
1. CĂLIMANI Mts.																							
1.1. Basaltic andesites																							
1	22 B	I	—	7.78	23.58	36.97	7.60	11.52	2.49	—	0.67	—	6.03	—	2.13	—	—	—	—	11.4	88.6	30.4	61.1
2	18 B	I	2.64	3.89	21.48	35.03	3.85	23.13	—	—	0.34	4.20	2.32	—	1.82	—	—	—	4.2	6.2	89.6	31.5	62.0
3	34 B	I	—	8.90	23.06	27.52	11.14	14.46	6.24	—	0.34	0.40	4.29	—	2.28	—	—	0.06	—	15.0	85.0	38.8	54.4
4	2 T	II	12.12	2.22	16.77	38.09	—	18.92	—	1.94	0.34	—	9.05	—	2.13	—	—	—	17.5	3.2	79.3	26.4	69.4
5	a(G)	I	2.52	8.34	23.58	27.24	2.48	24.03	—	—	1.01	4.20	4.87	—	0.91	—	—	—	4.1	13.5	82.4	33.3	53.6
6	b	I	1.98	10.01	25.15	33.64	6.37	12.61	—	—	0.34	—	3.48	—	3.04	—	—	—	2.8	14.1	83.1	25.8	57.2
7	3 T	I	—	13.90	29.87	21.13[x1]	16.52	—	4.88	—	0.34	—	7.66	—	2.43	—	—	—	—	20.6	75.6[x2]	31.8	41.4
8	26 B	I	5.82	9.45	24.10	34.46	—	22.50	—	1.53	1.01	5.10	3.25	—	1.82	—	—	—	9.1	14.8	76.1	28.6	50.4
9	29 B	I	1.44	10.01	25.15	29.47	6.01	17.74	—	—	1.01	—	5.57	—	2.43	—	—	—	2.2	15.1	82.7	32.8	54.0
10	27 B	I	0.66	11.12	24.63	26.69	6.51	20.93	—	—	0.34	3.10	2.78	—	1.98	—	—	—	1.0	17.6	81.4	32.5	52.0
11	1	II	0.54	10.56	24.63	35.86	4.52	16.86	—	—	0.34	—	1.98	—	1.98	—	—	—	0.8	14.7	84.5	28.1	59.3
12	b(G)	I	1.14	9.45	24.63	25.85	11.00	14.84	—	—	1.01	1.40	2.32	—	2.74	—	—	—	1.9	15.5	82.6	35.9	51.2
13	5 T	I	26.64	1.67	11.53	42.26	—	7.90	—	5.61	0.34	—	4.18	4.48	1.06	—	—	—	26.5	2.2	71.3	18.0	78.6
14	2	II	1.56	8.34	28.82	35.31	—	19.74	—	0.41	0.67	—	2.55	—	2.28	—	—	—	2.1	11.3	86.6	25.2	55.1
15	2a(G)	I	9.21	10.01	19.39	33.64	5.88	12.85	—	—	0.34	1.70	3.94	—	1.67	—	—	0.06	12.7	13.9	73.4	24.7	63.4
16	2b(G)	I	9.09	10.01	19.91	33.64	5.45	13.16	—	—	0.34	2.00	3.94	—	1.52	—	—	0.06	12.5	13.8	73.7	24.5	62.8
17	2c(G)	I	10.38	10.01	18.34	34.75	3.40	13.88	—	—	0.34	1.70	3.71	—	1.82	—	—	0.24	14.1	13.6	72.3	23.4	65.5
1.2. Pyroxene-andesites																							
18	73	I	6.12	4.45	27.77	38.92	3.56	11.90	—	—	0.34	—	4.64	—	1.52	—	—	—	7.9	5.8	86.3	22.0	58.3
19	23 B	II	5.58	8.34	27.77	34.19	2.48	14.02	—	—	0.34	—	4.64	—	1.98	—	—	—	7.3	11.0	81.7	23.5	55.2
20	3	II	1.14	12.79	36.68	27.80	3.57	10.09	—	—	0.34	—	3.94	—	2.43	—	—	—	1.5	16.3	82.2	20.4	43.1
21	6I	I	8.82	5.00	27.25	36.14	4.37	9.44	—	—	0.34	—	6.03	—	1.52	—	—	—	11.4	6.5	82.1	21.7	57.0
22	22 P	I	9.84	5.00	28.82	34.75	2.40	10.61	—	—	0.34	—	6.03	—	1.52	—	—	—	12.6	6.4	81.0	20.9	54.3
23	2656	I	9.96	8.34	28.30	34.75	—	9.71	—	0.41	0.34	—	5.34	—	1.67	—	—	—	12.2	10.3	77.5	17.1	55.1
24	7 T	I	6.72	20.57	26.72	21.96	8.76	4.30	—	—	0.34	—	1.86	—	1.67	—	—	—	8.8	27.1	64.1	22.5	45.1
25	8 T	I	6.54	10.01	27.77	23.91	11.45	11.30	—	—	0.34	—	2.55	—	0.30	—	—	0.24	9.6	14.7	75.7	30.5	46.3
26	2585	I	7.86	8.90	26.72	31.41	4.67	13.97	—	—	0.34	—	3.94	—	1.37	—	—	—	10.5	11 9	77.6	24.3	54.0
27	4	II	3.12	13.90	39.82	19.18	10.36	5.01	—	—	0.34	—	5.34	—	2.13	—	—	—	4.1	18.3	77.6	23.2	32.5
28	29	II	8.88	10.56	30.39	33.08	0.45	9.33	—	—	0.67	—	4.41	—	1.52	—	—	—	10.7	12.7	76.6	16.4	52.1
29	10 T	I	22.92	2.22	25.68	29.47	—	3.00	—	6.83	0.34	—	3.25	3.04	1.67	—	—	—	28.5	2.8	68.7	11.3	53.4
30	11 T	I	13.50	10.01	27.77	28.63	1.08	7.70	—	—	0.34	1.60	4.18	2.72	1.52	—	—	—	16.9	12.5	70.6	17.5	50.8
31	12 T	I	13.86	6.67	31.44	31.69	3.24	3.00	—	—	0.34	—	4.64	2.40	1.67	—	—	—	16.5	8.0	75.5	15.3	50.2
32	44 P	II	7.08	17.24	28.30	26.41	2.22	12.17	—	—	0.34	—	4.18	—	1.52	—	—	—	9.0	21.8	69.2	20.4	48.3
33	13 T	I	16.20	2.78	32.49	33.08	1.08	3.60	—	—	0.34	—	3.34	4.16	0.76	—	—	—	19.2	3.3	77.5	13.9	50.4
34	19 B	II	10.98	11.12	22.53	25.85	4.65	17.68	—	—	0.34	—	3.71	—	1.37	—	—	—	15.6	15.8	68.6	27.8	53.4
35	14 T	I	16.20	4.45	24.63	28.91	8.64	7.00	—	—	0.34	—	2.09	5.04	1.37	—	—	0.06	21.8	6.0	72.2	24.5	54.0
36	3 P	II	12.54	11.12	31.44	28.63	0.86	6.80	—	—	0.34	—	5.57	0.64	1.67	—	—	—	15.0	13.3	71.7	15.9	47.7
37	9	II	7.80	13.34	34.06	25.02	5.51	8.27	—	—	0.34	—	2.09	—	2.43	—	—	—	9.7	16.6	73.6	18.6	42.3
38	45 P	II	11.04	17.24	27.77	28.58	1.53	9.64	—	—	0.34	—	5.10	—	1.52	—	—	—	13.5	21.1	65.4	18.1	47.9
39	2774	II	9.24	16.12	31.44	22.80	4.23	10.01	—	—	0.34	—	3.48	—	1.37	—	—	—	11.6	20.3	68.1	19.4	42.0
40	39 P	II	11.04	15.57	29.87	26.13	1.10	9.57	—	—	0.34	—	3.71	—	1.37	—	—	—	13.4	18.8	67.8	16.1	46.7
41	11 a	II	8.22	14.46	41.40	21.41	4.05	4.92	—	—	0.34	—	2.55	—	2.13	—	—	—	9.6	16.9	73.5	14.0	34.1
42	14	II	10.86	15.57	33.01	22.52	4.24	9.16	—	—	0.34	—	2.09	—	1.22	—	—	—	13.2	19.0	67.8	17.1	40.6
1.3. Pyroxene-hornblende-andesites																							
43	7	II	10.02	9.45	35.11	27.80	3.91	6.52	—	—	0.34	—	4.41	—	1.82	—	—	—	12.1	11.5	76.4	17.0	44.2
44	46 P	II	13.38	11.12	27.25	28.36	—	11.26	—	1.84	0.34	0.40	3.25	—	1.37	—	—	0.18	16.7	13.9	69.4	16.4	51.0
45	17 T	I	14.16	8.34	29.34	32.53	1.73	5.80	—	—	0.34	—	—	5.28	0.15	1.76	—	—	16.8	9.9	73.3	15.1	52.6
46	19 T	II	15.48	9.45	33.53	30.02	—	3.00	—	0.71	0.34	0.80	4.87	0.40	1.22	—	—	0.30	17.5	10.7	71.8	10.1	47.2
47	13	I	15.60	8.90	30.39	32.25	—	7.64	—	1.12	0.34	—	2.09	—	1.22	—	—	—	17.9	10.2	71.9	11.3	51.5
1.4. Hornblende-andesites																							
48	5	II	9.24	10.56	31.96	27.80	6.94	5.93	—	—	0.34	—	3.02	—	1.82	—	—	—	11.6	13.3	75.1	18.1	46.5
49	16 T	I	12.12	8.34	32.49	35.30	1.51	3.00	—	—	0.34	—	—	4.80	0.15	1.37	—	—	13.7	9.5	76.8	11.2	52.1
50	18 T	I	19.62	7.23	29.87	28.36	—	3.10	—	2.24	0.34	0.50	3.71	0.96	0.76	—	—	0.36	23.1	8.5	68.4	9.2	48.7
51	10	II	14.46	11.12	28.82	30.58	—	8.97	—	0.20	0.34	—	2.55	—	1.52	—	—	—	17.0	13.1	69.9	13.4	51.5
52	20 T	I	15.06	8.90	31.44	32.53	1.30	4.50	—	—	0.34	—	—	4.16	0.91	0.20	—	—	17.1	10.1	72.8	11.4	50.9
53	22 T	I	16.32	10.56	32.49	24.46	—	8.30	—	0.20	0.34	1.20	—	4.96	1.21	—	0.08	—	19.5	12.6	67.9	14.9	42.9
54	23 T	I	16.47	3.89	34.58	26.13	1.76	11.15	—	—	0.34	—	3.60	—	1.06	—	—	0.18	20.3	4.8	74.9	18.1	43.0
55	16 a	I	19.68	12.23	27.77	23.35	2.83	5.95	—	—	1.01	—	5.80	—	—	—	—	—	23.7	14.7	61.6	15.6	45.7
56	24 T	I	21.06	8.90	31.96	25.85	—	4.72	—	1.84	0.34	—	2.09	—	1.52	—	—	—	24.0	10.1	65.9	8.7	44.7
57	25 T	I	22.50	4.45	34.58	23.35	—	6.90	—	—	0.34	—	—	4.48	0.61	0.78	0.16	—	26.5	5.2	68.3	13.3	40.3
1.5. Hornblende, biotite ± quartz andesites																							
58	12	II	9.00	11.68	36.68	25.30	2.21	11.06	—	—	0.34	—	0.70	—	2.12	—	—	—	10.9	14.1	75.0	16.4	40.8
1.6. Dacites																							
59	17	I	27.84	21.13	24.63	17.79	—	0.76	—	1.73	0.34	0.20	2.09	—	1.98	—	—	—	30.5	23.1	46.4	5.2	41.9
60	2589	I	30.72	7.23	34.58	16.12	—	1.10	—	4.28	0.34	—	0.70	2.08	0.61	—	—	—	34.7	8.1	57.2	4.8	31.8
61	020 V	I	28.32	18.90	29.34	14.18	—	1.10	—	3.77	—	—	—	2.24	0.46	—	—	—	31.2	20.8	48.0	3.8	32.6
62	2780	I	34.14	7.23	34.06	15.01	—	0.60	—	1.22	0.34	—	—	4.80	0.30	—	0.80	—	37.7	8.0	54.3	6.1	30.6
1.7. Microgabbros																							
63	2430	II	4.68	8.34	23.58	34.19	9.72	5.50	—	—	0.34	—	6.96	1.60	2.13	—	—	—	6.6	11.8	81.6	26.3	59.2
64	43 P	II	—	7.23	23.06	36.14	8.88	14.56	1.38	—	0.34	—	5.34	—	1.98	—	—	0.09	—	10.9	89.1	32.9	61.0
1.8. Microdiorites, diorites																							
65	49 P	II	6.96	16.12	26.72	25.02	4.83	13.06	—	—	0.34	—	4.41	—	1.37	—	—	—	9.3	21.5	69.2	24.0	48.4
66	6	II	1.38	12.79	40.35	25.02	—	16.75	—	0.41	0.34	—	0.70	—	2.13	—	—	—	1.5	16.1	82.4	20.0	38.3
67	16	II	12.54	12.23	36.68	24.48	—	8.91	—	—	0.34	—	1.16	—	2.58	—	—	—	14.6	14.2	71.2	13.0	40.0

x1 ne =2.56 %
x2 F =3.8 %

2. GURGHIU Mts.

2.1. Basaltic andesites

68	2	I	9.72	6.12	26.20	34.47	5.18	6.30	—	—	—	—	7.66	2.56	0.46	—	—	—	12.7	8.0	79.3	22.2	56.8
2.2. Pyroxene-andesites																							
69	1	II	6.96	6.12	27.25	28.63	10.75	8.21	—	—	0.34	—	7.19	—	2.43	—	—	—	10.1	8.9	81.0	28.9	51.2
70	3 V	II	4.14	6.67	27.25	33.08	7.04	13.21	—	—	0.34	—	5.34	—	1.67	—	—	—	5.8	9.4	84.8	27.6	54.8
71	3	II	7.92	8.34	33.01	28.36	7.99	2.90	—	—	0.34	—	5.80	3.84	2.13	—	—	—	10.2	10.7	79.1	22.4	46.2
72	3120	I	7.02	7.78	29.87	32.80	4.40	9.17	—	—	0.34	—	6.03	—	1.98	—	—	—	9.1	10.0	80.9	21.9	52.3
73	5/33	II	6.90	7.23	36.68	24.46	8.64	4.60	—	—	0.34	—	6.03	2.24	1.98	—	—	—	9.2	9.6	81.2	23.8	40.0
74	5	I	12.00	5.00	29.25	36.97	—	8.73	—	0.41	0.34	—	6.06	—	1.67	—	—	—	14.8	6.1	79.1	16.8	57.6
75	6 V	II	7.98	6.67	29.34	36.70	0.45	11.49	—	—	0.34	—	4.64	—	1.37	—	—	—	9.9	8.3	81.8	18.3	55.6
76	1 R	II	7.92	7.78	31.96	33.92	1.33	9.21	—	—	0.34	—	4.64	—	1.52	—	—	—	9.7	9.5	80.8	17.0	51.5
77	5 R	II	8.70	7.78	31.44	33.64	1.10	8.64	—	—	0.34	—	5.57	—	1.67	—	—	—	10.7	9.5	79.8	17.3	51.7
78	1 V	II	9.18	7.23	31.44	33.36	2.62	7.53	—	—	0.34	—	5.57	—	1.67	—	—	—	11.3	8.9	79.8	17.7	51.5
79	5 V	II	9.54	7.78	30.92	35.31	0.67	8.40	—	—	0,34	—	4.87	—	1.37	—	—	—	11.4	9.3	79.3	15.7	53.3
80	12/33	II	14.22	6.67	29.87	29.75	1.73	8.70	—	—	0.34	—	3.71	2.72	1.22	—	—	—	17.7	8.3	74.0	18.4	49.9
2.3. Pyroxene-hornblende-andesites																							
81	2420	II	6.54	9.45	25.68	36.97	4.45	8.38	—	—	0.67	—	4.87	—	1.82	—	—	—	8.3	12.0	79.7	20.2	59.0
82	4 V	II	6.00	7.23	30.39	33.08	2.16	10.80	—	—	0.34	—	6.03	0.32	1.98	—	—	—	7.8	9.4	82.8	21.6	52.1
83	3217 V	II	8.58	6.67	26.20	41.14	2.46	7.40	—	—	0.34	—	4.87	—	1.37	—	—	—	10.4	8.1	81.5	16.4	61.1
84	7	II	15.90	8.34	25.68	33.08	—	6.63	—	0.10	0.34	—	6.73	—	1.52	—	—	—	19.2	10.2	70.8	15.2	56.3
85	7 R	II	9.96	8.34	31.44	33.64	1.10	9.00	—	—	0.34	—	4.41	—	1.37	—	—	—	11.9	10.0	78.1	16.2	51.7
86	8	II	16.38	8.90	25.15	32.53	—	6.96	—	0.51	0.34	—	5.80	—	1.67	—	—	—	19.7	10.8	69.5	14.8	56.4
87	11/33	II	12.60	8.34	29.87	26.41	4.97	8.30	—	—	0.67	—	3.48	3.36	0.91	—	—	—	16.3	10.8	72.9	21.7	46.9
88	13/33	II	15.42	6.67	28.82	25.02	7.56	6.90	—	—	0.34	—	1.16	5.44	1.52	—	—	—	20.3	8.8	70.9	22.9	46.5
89	2 V	II	14.52	8.90	30.92	30.30	0.86	6.40	—	—	0.34	—	3.94	1.12	1.37	—	—	—	17.2	10.5	72.3	14.0	49.5
90	14/33	II	13.62	6.67	36.16	24.74	4.64	5.60	—	—	0.34	—	2.78	3.84	1.52	—	—	—	16.8	8.2	75.0	18.7	40.6
2.4. Hornblende-andesites																							
91	3 a/33	II	15.96	6.67	25.68	25.85	—	9.20	—	2.75	0.34	2.70	4.18	3.38	1.82	—	—	0.12	21.5	9.0	69.5	19.0	50.2
92	4	II	5.10	7.78	43.49	23.91	6.70	1.00	—	—	0.34	—	3.25	4.64	1.82	—	—	—	6.4	9.7	83.9	17.8	35.5
93	6	II	5.46	11.12	40.34	24.46	4.32	3.10	—	—	0.34	0.50	3.25	4.16	1.67	—	—	—	6.7	13.7	79.6	16.8	37.7
94	8/33	II	9.66	5.00	33.54	28.08	0.86	11.70	—	—	0.67	—	2.09	3.68	2.43	—	—	—	12.7	6.5	80.8	21.4	45.6
95	2422	II	15.24	10.56	27.77	27.52	—	6.80	—	1.94	0.34	—	4.18	1.20	1.52	—	—	0.06	18.8	13.0	68.2	14.1	49.8
96	2415	II	12.30	9.45	27.77	33.36	1.56	8.88	—	—	0.34	—	3.71	—	1.22	—	—	—	14.8	11.4	73.8	15.7	54.6
97	11a/33	II	17.46	7.78	30.92	25.30	—	5.20	—	0.92	0.34	—	0.70	7.04	1.67	—	—	—	21.4	9.6	69.0	15.0	45.0
98	15/33	II	15.24	7.78	32.49	16.96	9.50	7.30	—	—	0.34	—	4.18	2.72	1.82	—	—	0.12	21.0	10.7	68.3	26.0	34.3
99	1045	I	20.40	7.78	27.25	28.36	—	6.10	—	2.24	0.34	—	2.09	2.88	1.06	—	—	—	24.3	9.3	66.4	12.5	51.0
100	16/33	I	17.34	9.45	29.87	26.97	2.59	5.20	—	—	0.34	—	0.46	5.12	1.06	—	—	—	20.7	11.3	68.0	14.8	47.4
101	2421	II	18.66	9.45	31.44	28.08	—	4.70	—	0.82	0.34	—	2.55	1.44	0.91	—	—	—	21.3	10.8	67.9	9.9	47.2
102	014 V	II	19.20	8.90	31.44	26.41	—	6.47	—	1.73	0.67	—	3.71	—	0.91	—	—	—	22.3	10.4	67.3	11.8	45.7
103	10	I	22.56	9.45	31.44	23.35	2.62	3.19	—	—	0.34	0.50	3.71	—	1.82	—	—	—	26.0	10.9	63.1	11.7	42.6
104	1111	II	26.16	10.01	31.96	20.85	—	1.80	—	2.75	0.34	—	0.23	3.36	0.76	—	—	—	29.4	11.2	59.4	6.5	39.5

3. HARGHITA Mts.

3. 1. Basaltic andesites

105	051 V	II	—	25.02	32.49	16.68	11.33	5.41	1.87	—	1.34	—	3.48	—	1.82	—	—	—	—	33.7	66.3	25.3	33.9
3.2. Pyroxene-andesites																							
106	2401	I	2.10	6.67	27.77	33.08	7.34	17.04	—	—	0.34	—	2.78	—	1.82	—	—	—	3.0	9.6	87.4	29.3	54.4
107	1922	II	4.80	8.90	29.34	30.02	4.05	15.48	—	—	0.34	1.80	2.32	—	1.67	—	—	—	6.6	12.2	81.2	23.9	50.6
108	056 V	II	9.78	8.34	27.77	34.75	—	10.49	—	0.61	0.34	—	5.34	—	1.37	—	—	—	12.1	10.4	77.5	17.5	55.6
109	2	II	8.46	3.34	31.96	32.80	0.89	15.91	—	—	0.34	0.70	2.55	—	1.37	—	—	0.72	11.0	4.4	84.6	21.8	50.6
110	1921	II	6.66	9.45	29.34	30.86	5.29	12.06	—	—	0.34	—	3.48	—	1.52	—	—	—	8.7	12.4	78.9	22.7	51.3
111	1920	II	4.50	8.90	30.92	28.08	7.97	14.40	—	—	0.35	—	3.02	—	1.37	—	—	—	6.2	12.3	81.5	27.1	47.6
112	02 V	II	9.06	8.90	29.34	33.64	0.45	11.84	—	—	0.34	—	4.18	—	1.37	—	—	—	11.2	11.0	72.8	18.2	53.4
113	2208	II	7.86	8.90	30.39	36.14	—	11.60	—	0.82	0.34	—	1.86	—	1.22	—	—	—	9.4	10.7	79.9	15.0	54.3
114	054 V	II	8.22	9.45	29.34	32.80	2.24	12.08	—	—	0.34	—	3.25	—	1.52	—	—	—	10.3	11.8	77.9	19.4	52.8
115	2201	II	9.48	8.90	29.34	35.58	—	10.64	—	0.31	0.34	—	3.25	—	1.22	—	—	—	11.4	10.7	77.9	15.5	54.8
116	2404	I	9.96	8.34	25.15	30.58	6.01	16.11	—	—	0.34	—	1.86	—	1.06	—	—	—	13.4	11.3	75.3	25.4	54.9
117	2 Ost.	II	24.60	10.01	18.34	30.30	—	3.20	—	2.45	0.34	—	4.41	1.44	1.98	—	—	—	29.5	12.1	58.4	11.4	62.3
118	3 Ost.	II	12.78	11.12	34.06	23.07	4.32	5.20	—	—	0.34	—	1.16	3.36	3.64	—	—	—	15.8	13.7	70.5	18.0	40.4
119	4 Ost.	II	13.62	11.12	27.25	30.58	3.49	7.26	—	—	0.34	—	3.94	—	0.61	—	—	0.36	16.5	13.5	70.0	16.0	52.9
120	5	II	6.18	15.57	34.06	19.46	14.85	5.74	—	—	—	—	3.02	—	0.91	—	—	—	8.2	20.7	71.1	24.5	36.4
121	6	II	9.36	11.68	37.20	18.35	14.04	2.60	—	—	0.34	0.10	—	3.68	0.46	0.78	—	—	12.2	15.3	72.5	21.9	33.0
3.3. Pyroxene-horn blende-andesites																							
122	2185	II	8.52	7.78	32.49	33.08	—	10.72	—	1.02	0,34	1.40	3.02	—	1.22	—	—	—	10.4	9.5	80.1	15.3	50.4
123	1767	II	7.14	11.12	30.39	33.36	—	11.73	—	0.31	0.34	—	2.32	—	1.52	—	—	—	8.7	13.6	77.7	15.9	52.3
124	09 V	II	8.22	10.01	24.63	34.75	1.35	16.16	—	—	0.34	—	2.09	—	1.52	—	—	—	10.6	12.9	76.5	21.5	58.5
125	1781	II	7.92	10.01	29.87	34.19	1.81	14.24	—	—	0.34	—	2.78	—	1.37	—	—	—	9.7	12.2	78.1	17.5	53.4
126	1540	II	10.08	10.56	28.30	34.47	0.68	10.00	—	—	0.34	—	3.25	—	1.37	—	—	—	12.1	12.7	75.2	15.6	54.9
127	2327	I	9.96	11.12	27.25	32.80	1.13	12.90	—	—	0.34	—	1.39	—	1.37	—	—	—	12.3	13.7	74.0	17.1	54.6
128	1 Ost.	II	10.02	6.12	38.25	21.96	7.78	6.50	—	—	0.34	—	4.64	3.36	0.15	—	—	—	13.1	7.3	78.9	22.8	53.2
129	055 V	II	9.90	11.12	28.82	32.80	—	12.56	—	0.10	0.34	—	2.55	—	1.37	—	—	—	12.0	13.5	74.5	16.8	54.3
130	013 V	I	11.22	12.23	25.15	31.14	1.36	13.86	—	—	0.34	—	1.39	—	1.37	—	—	—	14.1	15.3	70.6	18.3	55.3
131	2336	I	10.86	11.12	27.25	30.86	3.18	12.48	—	—	0.34	—	0.93	—	1.22	—	—	—	13.4	13.3	73.3	17.2	53.1
132	5 Ost.	II	11.04	6.12	38.78	24.02	7.56	4.40	—	—	0.34	—	3.71	1.92	1.37	—	—	—	13.5	13.9	72.6	18.2	53.1
133	6 Ost	II	20.16	6.12	28.30	31.97	2.81	4.50	—	—	0.34	—	1.62	5.

TABELUL 52

Valorile S e m e n e n k o *și seriile izochimice corespunzătoare. Roci terigene metamorfozate.*

Nr. analizei	F	A	M	C	F+M	T	O	Seria izochimică
316	28,34	55,89	14,97	0,80	43,31	66,13	0,20	Alumo-silicatată. Subgrupa alumo-silicatată-alcalino-teroasă
30T	23,26	43,42	25,89	7,43	49,15	35,44	0,11	Alumo-silicatată. Subgrupa alumo-silicatată-alcalino-teroasă
314	31,25	36,04	22,05	10,66	53,30	15,66	1,52	Alumo-silicatată. Subgrupa alumo-silicatată-alcalino-teroasă
549	23,85	34,57	15,29	26,29	39,14	−37,10	0,05	Alumo-silicatată. Apropiată de subgrupa alumo-silicatată calcică (F+M> față de F+M teoretic)

TABELUL 53

Epinorma N i g g l i. *Roci terigene metamorfozate*

Nr. analizei	Q	Or	Ms	Ab	Zo	Mg-Ot	Gram	Fe-Akt	Ant	Fe-Ant	At	Cc	Mgs	Cp	Ru	Hm	Mt	Pr	H_2O^+	H_2O^-	Suma
316	5,19	—	58,51	8,35	—	7,79	—	—	—	9,20	—	—	4,34	0,39	0,67	2,23	—	—	3,60	0,20	100,47
30T	17,65	—	33,37	23,54	—	—	—	—	5,44	6,25	1,88	2,90	3,85	0,41	0,82	—	1,56	0,16	1,72	0,18	99,73
314	46,92	12,61	17,65	6,36	—	—	—	—	5,80	—	—	3,01	—	0,29	0,87	1,34	3,47	0,18	1,32	0,50	100,32
549	28,02	—	14,57	29,56	1,51	—	8,44	4,95	—	3,44	—	4,84	—	0,42	0,56	—	0,59	0,09	2,56	0,06	99,61

Institutul Geologic al României

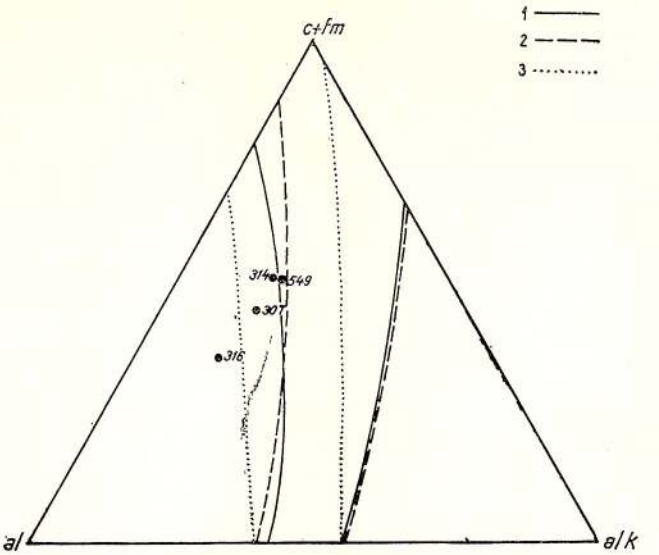


Fig. 35. —Diagrama c + fm — al — alk (roci terigene metamorfozate). Proba 316 cade în afara cîmpului rocilor eruptive din secțiunea I a tetraedrului Niggli (1); probele 30T și 314 cad în afara cîmpului rocilor eruptive din secțiunea II a tetraedrului Niggli (2); proba 549 ocupă o poziție aberantă, înscriindu-se în cîmpul rocilor eruptive al secțiunii V a tetraedrului Niggli (3).

Diagramme c + fm — al — alk (roches terrigènes métamorphisées). La preuve 316 tombe en dehors du champ des roches de la section I du tétraèdre Niggli (1); les preuves 30T et 314 tombent en dehors du champ des roches éruptives de la section II du tétraèdre Niggli (2); la preuve 549 occupe une position aberrante, se rangeant dans le champ des roches éruptives de la section V du tétraèdre Niggli (3).

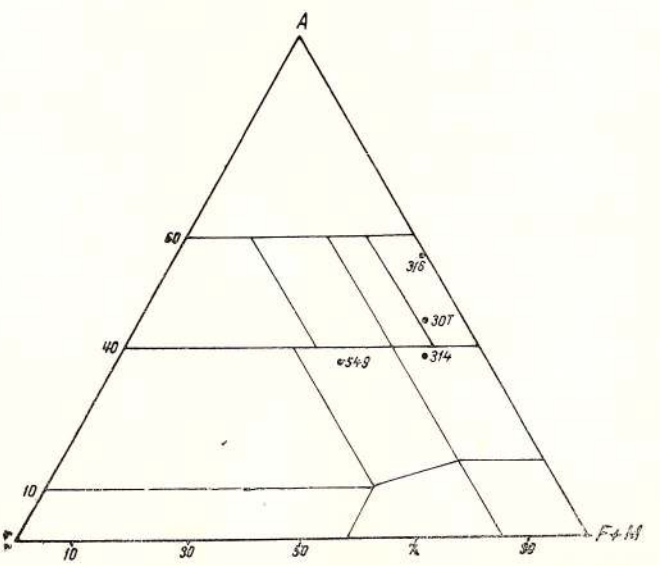


Fig. 36. — Diagrama A — C — F + M (Semenenko) (roci terigene metamorfozate).
Diagramme A—C—F + M(Semenenko) (roches terrigènes métamorphisées)

Institutul Geologic al României

Compoziția epinormativă arătînd faptul că în rocile analizate sericitul predomină în ansamblu asupra cloritelor, confirmă situația constatată microscopic la rocile caracterizate prin asociația cuarț — clorit — sericit.

În vederea obținerii unor date asupra unor anumite elemente minore prezente în rocile argilo-grezoase metamorfozate, s-au analizat spectrografic semicantitativ 6 probe de roci în care este prezent cuarțul, sericitul, cloritul și uneori pigmentul grafitos (3, 30T, 314, 315, 316). Dintre acestea, eșantioanele 30T și 316 au fost analizate și spectrografic cantitativ; în aceste două cazuri rezultatele cantitative nu contrazic pe cele semicantitative, valorile obținute fiind comparabile (de același ordin de mărime).

Referindu-ne la datele spectrografice semicantitative (tabelul 48) se observă conținuturi în general mici în ceea ce privește Ge, Be, Co și Mo, ceva mai mari în Ni și V; Zr prezintă participări ridicate, ele explicîndu-se prin prezența mineralogică a zicronului care, în aceste roci, are o origine detritică. Pigmentul grafitos în unele cazuri ridică conținuturile în Ni, Mo și V, indicînd originea bituminoasă a acestora (S a h a m a, R a n k a m a, 1970; J a n d a, S c h r o l l, 1960). Spre comparație,

TABELUL 54

Valorile A—C—F și A′—K—F. Roci terigene metamorfozate.

Nr. analizei	A	C	F	A′	K	F
316	60,95	0,00	39,05	64,37	23,43	12,20
30 T	42,17	0,00	57,83	50,41	21,29	28,30
314	44,59	0,00	55,41	42,97	25,08	31,95
549	23,24	14,05	62,71	33,55	15,14	51,31

s-au analizat semicantitativ, pentru elementele minore menționate, două roci puternic grafitoase din munții Parîng și o rocă disodilică din Carpații Orientali, care prezintă conținuturi similare de elemente minore cu cele constatate în rocile terigene grafitoase din regiune.

Referindu-ne la rezultatele cantitative obținute prin analiza spectrografică (tabelul 6) efectuată pe un șist sericitos cu clorit (30 T) și pe un șist sericito-grafitos (316), se observă că pigmentul grafitos nu modi-

Institutul Geologic al României

fică sensibil valorile Pb, Cu, Sn, Ga, Ni, Cr, Be, Ba; diferenţe se constată la Co, care este mult mai ridicat la roca grafitoasă, şi la V care apare în cantitate ceva mai mare în proba cu grafit. Ambele roci (30T şi 316) se deosebesc prin conţinuturile în Cu, Ni, Co, Cr şi V de produsele magmatismului acid (probele 41 şi 59); faţă de rocile magmatogene bazice (1/16, 412), rocile terigene menţionate se deosebesc printr-un conţinut mai mare de Ga (datorită faptului că au aluminiu mai mult decît rocile bazice), Be şi Ba.

b). Cuarţitele negre au fost şi ele investigate chimic şi spectrografic.

Astfel posedăm analiza (proba 119) unui cuarţit negru slab grafitos (preluată după A. P o p e s c u, fide P a p i u et al., r 1960), recoltat de la NE de vîrful Făgeţelului, din nivelul care marchează partea superioară a complexului Pd_1; datele analitice sînt redate mai jos:

SiO_2	= 88,16
Al_2O_3	= 2,63
Fe_2O_3	= 0,36
FeO	= 3,30
CaO	= 0,84
MgO	= 0,60
P.C.	= 3,82
Total	= 99,71

Procedînd la calcularea mineralelor normative, în strînsă corelaţie cu descrierea microscopică, s-au obţinut următoarele date: cuarţ ± sericit 91,15%, CO_3 Fe 5,32%, CO_3 Ca 0,02%; CO_3Mg 2,74%.

Au fost analizate spectrografic semicantitativ 4 cuarţite negre cu grafit, iar spre a le putea compara s-au investigat de asemenea un cuarţit negru din Carpaţii Orientali (6 F A) precum şi o serie de roci silicioase bituminoase din Carpaţii Orientali (menilite, lidiene şi spongolite).

Rezultatele obţinute sînt comparabile la toate aceste roci, ele caracterizîndu-se prin conţinuturi sporite de Ni şi V, putîndu-se trage concluzia că într-adevăr cuarţitele negre reprezintă în bună parte aspectul metamorfic al unor roci predominant organogene silicioase, în care era prezentă şi o substanţă bituminoasă. Aporturile terigene în aceste roci metamorfozate, sînt concretizate mineralogic prin existenţa unor minerale micacee (sericit, clorit, biotit) şi a unor minerale detritogene (apatit, zircon); pe planul elementelor minore, se observă un conţinut ridicat în zircon, fapt constatat şi la rocile sedimentare similare genetic.

În concluzie, datele geochimice pe care le posedăm atestă originea argilo-grezoasă terigenă a rocilor caracterizate prin asociaţia cuarţ-clorit-sericit şi faptul că pigmentul grafitos, prezent în unele din aceste roci

Institutul Geologic al României

provine din substanțe bituminoase; cuarțitele negre reprezintă în bună parte roci silicioase de natură organogenă, cu unele aporturi terigene detritice și argiloase.

De asemenea, se poate afirma că rocile menționate reprezintă depozite marine, întrucît în ele nu aveam indicații asupra prezenței pigmentului organic de natură cărbunoasă, care de obicei se formează în zone paralice și în cuprinsul ariilor continentale

E). METAMORFISM

Formațiunile cristaline din regiune, dealtfel ca și cele din întreaga unitate epimetamorfică din Poiana Ruscă, au fost supuse metamorfismului regional progresiv; vîrstele obținute prin metoda K/Ar indică desfășurarea proceselor metamorfice în decursul fazei sudete a orogenezei hericinice (K r ă u t n e r et al., 1973) [32]

1. Condițiile în care s-a desfășurat metamorfozarea regională a șisturilor cristaline din regiune au fost specifice faciesului de șisturi verzi.

Faptul că, în regiune, gradul de cristalinitate al rocilor (ce ocupă o aceeași poziție stratigrafică) tinde să crească de la N spre S și de la W către E, indică existența unei tranziții metamorfice respectiv a unei ușoare variații a gradului de metamorfism în sensul geografic arătat.

Alături de tendința de variație a intensității metamorfismului pe orizontală, s-a constatat și o gradare a acestei intensități pe verticală, fapt care se poate deduce din examinarea rocilor terigene și tufogene bazice, ce intră în alcătuirea diferitelor entități litostratigrafice ale stivei metamorfozate. Astfel, complexele din partea inferioară a succesiunii (Gv_1, Gv_2, Gh_1) nu conțin roci filitice (ne referim la rocile care nu conțin pigment grafitos, deoarece acesta, atunci cînd este prezent determină o cristalinitate mai fină a formațiunii respective). În complexele mediane și superioare ale succesiunii formațiunilor metamorfice, mai ales din jumătatea nordică a regiunii, alături de șisturile cu cristalinitate mai pronunțată apar și tipuri filitoase și uneori chiar phyllade (slate-uri).

Cele arătate mai sus sînt expresia existenței unor izoplane de metamorfism care întretaie oblic stratificația de ansamblu a formațiunilor cristaline, fapt demonstrat la scară regională, pentru întreaga unitate epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă (K r ă u t n e r et al., 1969), pe baza cercetărilor efectuate atît în subunitatea sudică a unității epi-

[32] Vîrsta metamorfismului regional va fi discutată ulterior.

Institutul Geologic al României

metamorfice (Maier et al., 1964, 1969; Pavelescu et al., 1964), cît şi în cea nordică a acesteia (Kräutner et al., r 1961, r 1962, r 1963, r 1964; Mureşan, Mureşan, r 1962; Mureşan, r 1965, 1968).

Poziţia oblică a izoplanelor de metamorfism este mult mai puţin evidentă în subunitatea nordică (deci şi în regiunea noastră), în comparaţie cu subunitatea sudică a unităţii epimetamorfice.

Slaba creştere a gradului de metamorfism de la N spre S, constatată în regiunea noastră pe o distanţă de ordinul a 15—20 km, arată că gradientul termic sinmetamorfic nu a fost prea accentuat, situaţie contrastantă cu regimul termic existent în subunitatea sudică.

2. În ansamblu, recristalizarea metamorfică a rocilor iniţiale a fost sincronă cutării B_1, desfăşurată în faza sudetă. Această concluzie se bazează pe faptul că majoritatea mineralelor rezultate prin blasteză sînt dispuse după şistozitatea de stratificaţie, care urmăreşte structurile plicative micro, mezo şi megascopice.

Recristalizarea principală sinmetamorfică se datoreşte atît temperaturilor corespunzătoare adîncimii de îngropare a sedimentelor iniţiale cît şi energiei termodinamice dezvoltată prin mişcările de alunecare care au avut loc pe şistozitatea de stratificaţie, mişcări care au însoţit deformarea plicativă a formaţiunilor luate în considerare.

În Poiana Ruscă, blasteza principală sincinematică a fost urmată de o a doua recristalizare tardecinematică, desfăşurată de asemenea în decursul fazei sudete (date K/Ar — Kräutner et al., 1973); această a doua recristalizare metamorfică se cunoaşte îndeobşte în subunitatea sudică a unităţii epimetamorfice (zona Teliuc-Vadu Dobrii-Ruşchiţa), unde au luat naştere minerale de metamorfism mai înalt (granat, hornblendă albăstruie), dispuse transversal faţă de şistozitatea de stratificaţie. În regiunea noastră, care aparţine subunităţii nordice, cea de-a doua blastează s-a manifestat cu totul sporadic, cazurile cunoscute situîndu-se înspre sudul zonei cercetate, indicîndu-se astfel tranziţia spre regimul de recristalizare bistadial al subunităţii sudice. Dintre mineralele crescute transversal faţă de şistozitate, am întîlnit sericitul şi cloritul.

3. Alcătuirea mineralogică, chimismul şi originea materialului premetamorfic, au reprezentat un factor de primă importanţă în ceea ce priveşte determinarea paragenezelor întîlnite în rocile metamorfozate şi la stabilirea gradului de cristalinitate al acestora.

a) Gradul de cristalinitate a fost influenţat de pigmentul grafitos în rocile în care apare, împiedecînd cristalizarea largă a mineralelor,

Institutul Geologic al României

așa cum a arătat P. Eskola (fide Barth et al., 1939). Astfel, rocile carbonatice grafitoase sînt mai fin granulate în comparație cu rocile cu chimism similar. Șisturile terigene cu grafit sînt deasemenea mai fine, uneori prezentînd aspecte filitice, în comparație cu rocile terigene fără grafit, alăturate acestora spațial.

b) În cadrul rocilor carbonatice se observă că, rocile cu chimism predominant dolomitic sînt mărunt granulare, în comparație cu rocile calcaroase, care îmbracă uneori faciesuri marmoreene (calcarele de la Tomești, de la N de valea Lupului ș.a.).

c) Paragenezele rocilor metamorfice au fost determinate de chimismul mineralelor argiloase primare, favorizînd apariția procentelor variabile de sericit, clorit și biotit; acest din urmă mineral a necesitat anumite raporturi existente între K, Fe, Mg și Al, fapt care se poate deduce din alternanța constatată uneori de șisturi sericito-cloritoase cu șisturi sericito-cloritoase cu biotit. Concluzia de mai sus este valabilă și în cazul rocilor verzi tufogene și a calcarelor cu filosilicați.

d) Starea fizică inițială a materialului primar, în principal starea de agregare a acestuia și porozitatea sa, în corelație cu cantitățile inițiale de apă conținută în el, a determinat gradul de adaptare la noile condiții termodinamice specifice metamorfismului regional.

Astfel, sedimentele terigene, tufogene și carbonatice, caracterizate printr-un grad de porozitate avansat și prin prezența apei interstițiale, au putut să se adapteze complet la condițiile faciesului de șisturi verzi, luînd naștere parageneze mineralogice caracteristice acestuia.

Rocile eruptive premetamorfice, avînd structuri compacte și apă în cantități scăzute, au prezentat o inerție relativă, în decursul proceselor de blasteză, fapt care se poate deduce atît din existența unor minerale relicte cît și din prezența unor faze mineralogice intermediare, între vechile minerale și noile minerale, stabile în faciesul șisturilor verzi. În rocile ultrabazice relictele sînt reprezentate prin olivină și piroxeni, iar în cele bazice prin hornblendă brună și biotit (a se vedea descrierea metagabbrourilor). În rocile porfiroide, relictele sînt reprezentate prin ortoză, schachbrettalbit și cuarț; în aceste roci mineralele de tranziție se traduc prin existența feldspatului potasic cu triclinicitate crescîndă (Kräutner, 1963) care face trecerea la microclinul stabil în faciesul șisturilor verzi.

4. Pentru rocile terigene, tufogene și metaeruptive analizate chimic, s-au calculat epinormele Niggli și valorile A C F ; pentru rocile cu exces de K_2O s-au obținut și valorile A' K F (tabelele 29, 30, 31, 32 44, 45, 53, 54, și figurile 37—41).

Institutul Geologic al României

a) Rocile terigene sînt constituite din minerale epinormative care corespund în ansamblu compoziției modale respective, atestînd echilibrul chimic la care au ajuns aceste formațiuni în decursul metamorfismului regional.

Menționăm că analizei 316 îi corespunde și *Mg-Ot* normativ (cloritoid), nepus în evidență prin studiul microscopic. Analiza acestei roci în triunghiul *A' K F* se plasează de asemenea în cîmpul în care poate apare cloritoid. Această contradicție dintre situația reală și cea teoretică o explicăm prin lipsa unui stress intens necesar formării cloritoidului, care de altfel nu se cunoaște nicăieri în unitatea masivului Poiana Ruscă.

În epinorma probei 549 apare amfibol (*Gram* și *Fe-Akt*), deși acest mineral nu se constată microscopic și nici nu reiese din diagrama *A C F*. Este posibil ca elementele chimice ale acestor două componente să provină în fond din clorite și alte minerale prezente în rocă.

În diagrama *A C F* (Turner, Verhoogen, 1967), trei din rocile terigene (316, 314, 30 T) se înscriu în cîmpul cu paragonit, reprezentînd o indicație în plus că, unele formațiuni terigene cu conținut de Na_2O și fără albit modal, este posibil să conțină paragonit; în acest sens, albitul epinormativ al rocilor analizate trebuie înțeles ca fiind calculat de fapt din sodiul paragonitului, întrucît în aceste roci nu s-a observat albit.

b) Rocile tufogene acide (porfiroide și roci tufogene) se caracterizează prin epinorme în ansamblu corespunzătoare compoziției lor modale.

Ca și în cazul rocilor terigene se constată în unele cazuri, existența componentelor normative corespunzătoare cloritoidului (*Ot* și *Mg-Ot*), deși mineralogic el lipsește. De asemenea se constată existența caolinului normativ, exprimînd cantitățile mari de alumină constatate chimic în unele din acestea.

Din diagramele *A C F* și *A' K F* rezultă probabilitatea ca în multe din produsele magmatogene acide alături de sericit să existe și paragonitul.

c) Produsele magmatogene bazice și ultrabazice se caracterizează prin epinorme care corespund în multe cazuri cu compozițiile modale ale rocilor tufogene și cu asociațiile mineralogice specifice faciesului de șisturi verzi, la care tind să se adapteze rocile gabbroide și peridotitele.

Diagramele *A C F* indică pentru multe din rocile verzi și pentru metagabbroul corespunzător analizei 377 posibilitatea apariției în aceste

Institutul Geologic al României

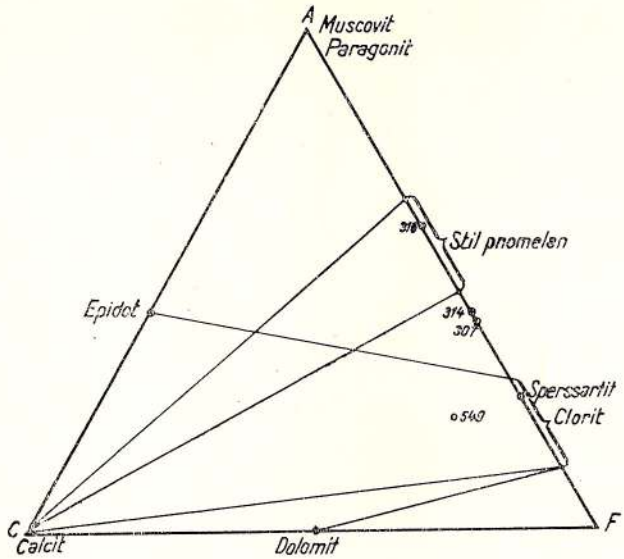


Fig. 37. — Diagrama A—C—F (roci terigene metamorfozate)
Diagramme A—C—F (roches terrigènes métamorphisées)

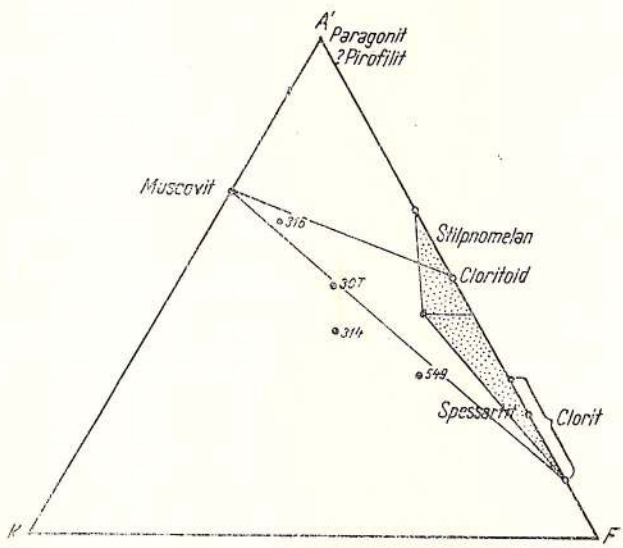


Fig. 38. — Diagrama A'—K—F (roci terigene metamorfozate).
Zona punctată — roci nemicacee.
Diagramme A'—K—F (roches terrigènes métamorphisées). La zone pointée — roches non-micacées.

Institutul Geologic al României

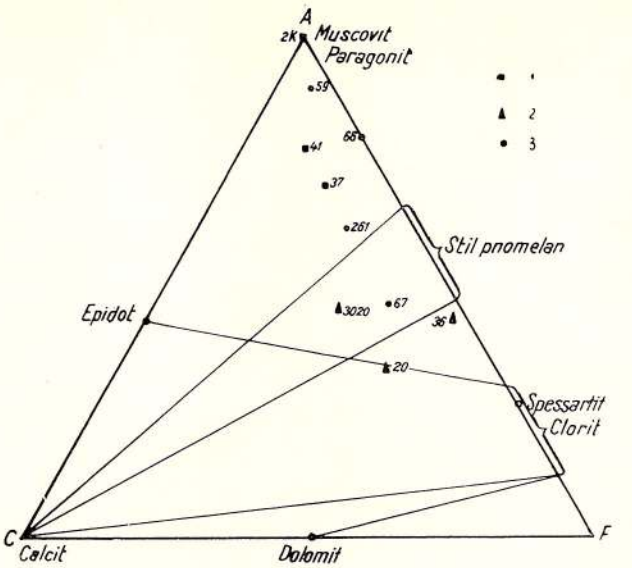


Fig. 39. — Diagrama A—C—F (roci eruptive acide și roci tufogene acide metamorfozate)
Diagramme A—C—F (roches éruptives acides et roches tuffogènes acides métamorphisées).
1, metarhyolites: métakératophyres quartzifères: 3, roches tuffogènes acides.

formațiuni a paragonitului. În aceste situații, mica sodică ar proveni din albit, situație presupusă și de K r ä u t n e r (r 1969) pentru rocile verzi din subunitatea sudică a unității epimetamorfice.

5. Din studierea paragenezelor prezente în formațiunile metamorfozate studiate și din modul de încadrare al acestora în diagramele *A C F* și *A' K F*, rezultă că metamorfismul regional progresiv din regiune a fost de tip Abukuma, rocile încadrîndu-se în faciesul șisturilor verzi A 1.1, discutat de W i n k l e r (1967). Această concluzie o bazăm pe următoarele fapte de observație:

a) coexistența biotitului cu cloritul în roci, în care se observă clar că cele 2 minerale sînt sincrone;

b) existența la diferite nivele ale unei stive foarte groase (peste 15 km grosime) a unor intercalații de roci cu clorit și biotit; astfel, cele două minerale coexistă în toate cele trei serii din regiune;

c) lipsa cloritoidului în roci cu chimism favorabil apariției acestui mineral, ceea ce indică prezența unor presiuni moderate, specifice metamorfismului de tip Abukuma.

F). VÎRSTA

Vîrsta formațiunilor metamorfice din regiune, ca și dealtfel a întregului cristalin epimetamorfic din Poiana Ruscă, a constituit obiec-

Institutul Geologic al României

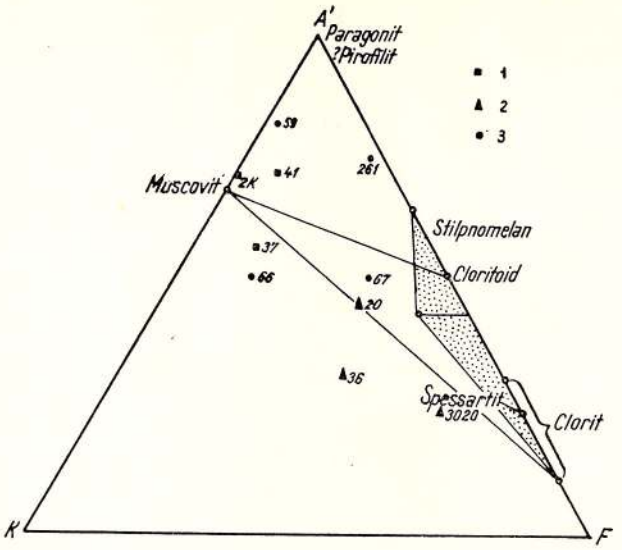


Fig. 40. — Diagrama A'—K—F (roci eruptive acide și roci tufogene acide metamorfozate). Zona punctată — roci nemicacee.

Diagramme A'—K—F (roches éruptives acides et roches tuffogènes acides métamorphisées). La zone pointée — roches non-micacées.

1, métarhyolites: 2, métkeratophyres quartzifères: 3, roches tuffogenes acides.

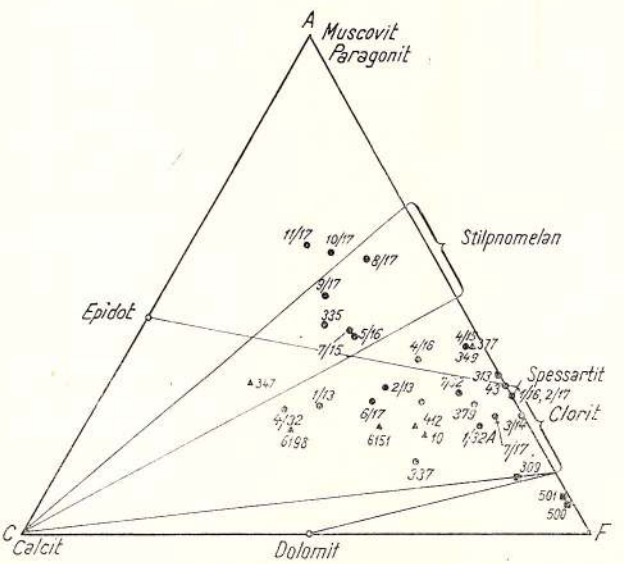


Fig. 41. — Diagrama A—C—F (roci magmatogene bazice și ultrabazice metamorfozate).

Diagramme A—C—F (roches magmatogènes basiques et ultrabasiques métamorphisées).

Carrés: roches ultrabasiques: triangles: roches basiques: points: roches tuffogènes.

Institutul Geologic al României

tul multor controverse, întrucît aceste formațiuni nu au fost datate decît în ultima vreme.

Șisturile cristaline din partea de NW a masivului Poiana Ruscă, au fost atribuite Paleozoicului de mulți cercetători (Loczy, 1882; Schafarzik, 1903, 1904, 1905, 1906; Papiu et al., 1963; Savu, r 1953; Kosareva, Berghes, 1963), bazați pe paralelizări litostratigrafice cu alte formațiuni din țară și din străinătate, cu vîrsta datată paleontologic.

Maier et al. (1968), pe baza unei asociații microfloristice carbonifere (determinată de Violeta Iliescu), prezentă în filitele de la SE de Crivina de Sus, atribuie Carboniferului inferior șisturile și rocile carbonatice ale „complexului filitic" (corespunzător părții inferioare a seriei de Padeș); prin paralelizare litologică cu Paleozoicul de tip renan, autorii consideră „complexul șisturilor tufogene bazice", (seria de Ghelar) ca fiind formată în decursul Devonianului mediu; pentru partea inferioară a stivei epimetamorfice, O. Maier et al., presupun o vîrstă paleozoic-inferioară. Din cele de mai sus, rezultă că autorii admit implicit existența unei lacune stratigrafice între formațiunile Carboniferului inferior din regiunea adiacentă zonei noastre și cele ale Devonianului mediu, lacună care ar corespunde Devonianului superior.

Kräutner et al. (r 1968), reinterpretînd datele palinologice existente în unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă și pe baza primelor datări de vîrstă absolută prin metoda K/Ar (efectuate de Mînzatu et al., r 1967, r 1968), atribuie seria de Padeș, Devonianului superior (?) și Carboniferului inferior, seria de Ghelar, Devonianului mediu și superior, seria de Govăjdia, Devonianului inferior (?)-Devonianului mediu iar seria de Bătrîna, Paleozoicului inferior (predevonian).

Recent, într-o lucrare de colaborare (Kräutner et al., 1973), utilizînd toate datele palinologice și de vîrste absolute și cu ajutorul paralelizărilor litostratigrafice cu formațiunile paleozoice din Europa centrală, am reușit să acordăm următoarele vîrste entităților litostratigrafice din cristalinul de Poiana Ruscă (tabelul 2):

a) seria de Bătrîna — Paleozoic inferior (predevonian);
b) seria de Govăjdia — Devonian inferior;
c) seria de Ghelar — Devonian mediu și superior;
d) seria de Padeș — Carbonifer inferior.

Vîrsta metamorfismului regional, pe baza datelor K/Ar, corespunde fazei sudete a orogenezei hercinice.

Institutul Geologic al României

În cele ce urmează vom discuta datele referitoare la vîrsta formațiunilor inițiale și apoi pe cele referitoare la vîrsta metamorfismului regional care le-a afectat.

1. VÎRSTA DEPOZITELOR INIȚIALE

Intervalul de formare a depozitelor inițiale din cristalinul de Poiana Ruscă, s-a putut stabili cu ajutorul datelor palinologice, a determinărilor izotopice ale minereurilor cu galenă (Pb/Pb) și prin paralelizări litologice cu Paleozoicul din Europa centrală.

a). Date palinologice

În unitatea epimetamorfică se cunosc actualmente trei puncte fosilifere, cu forme palinologice, din care două puncte se situează în regiunea noastră (zona Iazuri și Crivina).

Punctul 1 se amplasează în zona Iazuri, unde, în forajul 15, calcarele stratificate intercalate în cadrul șisturilor verzi tufogene ale complexului Gh_1, au furnizat forme palinologice (determinate de Violeta Iliescu), specifice Devonianului mediu (tabelul 55).

Puctul 2 se situează la SE de Crivina, pe Valea Lungă, unde filitele sericitoase intercalate în rocile carbonatice din partea inferioară a complexului Pd_1, au furnizat o asociație palinologică caracteristică Carboniferului (determinată de Violeta Iliescu și semnalată de Maier et al., 1968 — care o considerau de vîrstă carbonifer inferioară).

Punctul 3, situat pe valea Bisericii (în apropierea localității Runc), corespunde unui filit sericito-grafitos, amplasat în partea superioară a complexului Pd_1 și care conține forme palinologice caracteristice Carboniferului.

b). Date izotopice (Pb/Pb)

Datarea cu izotopii plumbului s-a făcut pe minereurile de blendă și galenă de la Muncelul Mic și pe minereurile de galenă, baritină și fluorină de la SE de Românești (ambele minereuri de natură hidrotermală); totodată s-a analizat (analiști Eleonora Vîjdea, Ș. Anastase) un eșantion galenifer din zăcămîntul ferifer de la Teliuc, de natură vulcanogen-sedimentară metamorfozată.

Pentru minereurile analizate s-au obținut vîrste-model (calculate prin procedeul Holmes-Houtermans și prin procedeul bistadial Kanasewich) cu ajutorul cărora s-au putut trasa o serie de

Institutul Geologic al României

TABELUL 55

Conținutul microfloristic al formațiunilor cristalinului de Poiana Ruscă *

Seria de Ghelar Complexul Gh_1^N	Seria de Padeș Complexul Pd_1		Brecie de falie	Unități taxonomice	Devonian							Carbonifer					Permian
						Coblentian						Dinantian					
	Partea infer.	Partea super.			Gedinian	Siegenian	Emsian	Eifelian	Givetian	Frasnian	Famenian	Tournaisian	Visean	Namurian	Westphalian	Stefanian	
Pct. 1 Jazuri	Pct. 2 Crivina	Pct. 3 V. Bisericii	Pct. 4 V. Govăjdia														
+		+	+	*Leiotriletes* sp.													
			+	*L. adnatoides* Pot.-Kremp.													
			+	*L. sphaerotriangulus* (Loose) Pot.-Kremp.													
			+	*L. subintortus* (Waltz.) Ish.													
			+	*Waltzispora* sp.													
			+	*Savitrisporites* cf. *nux* (Butt. Will.) Sullivan													
			+	*Verrucosisporites* sp.													
			+	*Convolutispora* sp.													
	+		+	*Ahrensisporites* sp.													
	+	+	+	*Leiotriletes gulaferus* Pot.-Kremp.													
	+		+	*L.* cf. *adnatus* Koosanke													
	+		+	*Dictyotriletes trivialis* Naum.													
	+		+	*Lycospora* sp.													
+		+	+	*Granulatisporites* sp.													
+				*Punctatisporites* sp.													
+				*Acanthotriletes* sp.													
+				*Retusotriletes* sp.													
+				*Emphanisporites* sp.													
+				*Leiotriletes simplex* Naum.													
+				*L. minutus* (Knox) Pot.													
+				*L.* cf. *marginalis* Mc. Gregor													
+				*Geminospora* sp.													
+				cf. *Archaeozonotriletes* sp.													

* După Kräutner et al., 1973 (formele sporo-polinice determinate de Violeta Iliescu).

Institutul Geologic al României

izocrone care arată formarea minereurilor respective într-un interval de 300—340.10⁶ ani (Kräutner et al., 1973).

c). Paralelizări litostratigrafice

Succesiunea litologică a seriilor de Govăjdia, de Ghelar şi de Padeş precum şi desfăşurarea proceselor magmatice şi metalogenetice, ale căror produse le recunoaştem azi în stiva actualmente metamorfozată, prezintă numeroase trăsături comune cu stratigrafia magmatismului şi metalogeneza formaţiunilor Devonianului şi Carboniferului inferior, dezvoltate în masivul Renan (Lahn Dill, Sauerland, Kellerwald), în masivul Harz, în Silezia (Nizky Jesenik, Hruby Jesenik), în Frankenwald şi în Thüringer Wald (fig. 42).

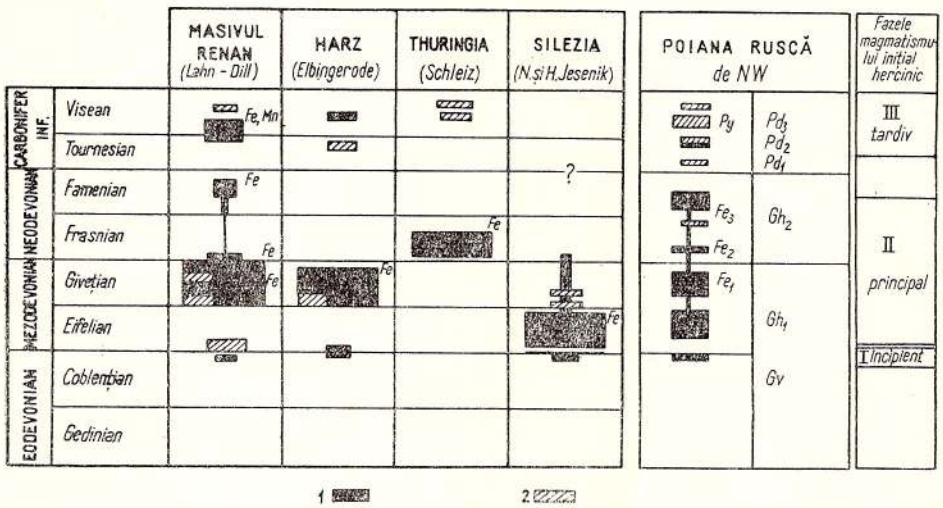


Fig. 42. — Corelarea produselor magmatismului şi ale metalogenezei asociate din partea de NW a masivului Poiana Ruscă cu cele din Devonian-Carboniferul inferior din Europa centrală (corelarea produselor magmatogene hercinice din Europa centrală după H. Kräutner, r 1969) Fe_1, Fe_2, Fe_3= concentraţiile ferifere de tip Lahn-Dill de la Iazuri-Vîrful Alunului, din Valea Şasa-Pîrîul lui Armean şi de la Tomeşti; Py = concentraţiile piritoase vulcanogen-sedimentare de la Dîmbul cu Fer (din orizontul Bordaru).

1, diabaze, spilite, gabbrouri şi tufurile asociate; 2, keratofire, keratofire cuarţifere, riolite şi tufurile asociate.

Corrélation des produits du magmatisme et de la métallogenèse associée de la partie NW du massif de Poiana Ruscă avec ceux du Dévonien-Carbonifère inférieur de l'Europe centrale (corrélation des produits magmatogènes hercyniens de l'Europe centrale d'après H. Kräutner, r 1969). Fe_1, Fe_2, Fe_3=concentrations ferrifères type Lahn-Dill de Iazuri-Vîrful Alunului, la vallée Şasa-le ruisseau Pîrîul lui Armean et Tomeşti; Py = concentrations pyriteuses volcano-sédimentaires de Dîmbul cu Fer (horizon de Bordaru).

1, diabases, spilites, gabbros et tufs associées; 2, kératophyres, kératophyres quartzifères, rhyolites et tufs associées.

Institutul Geologic al României

Cele mai frapante asemănări ale succesiunii din Poiana Ruscă se constată la comparația cu succesiunea devonian-carboniferă din Silezia.

Paralelizările litostratigrafice întreprinse permit, alături de datele palinologice și cele izotopice, să se acorde vîrstele mai sus menționate seriilor și complexelor din Poiana Ruscă.

În această accepțiune, seria de Govăjdia, caracterizată printr-un complex inferior detritogen, predominant cuarțos (complexul Gv_1) și printr-un complex inferior argilo-grezos (complexul Gv_2), se poate paraleliza cu Devonianul inferior transgresiv grezos și argilo-grezos din Europa centrală.

Metatufitele bazice din orizontul bazal al seriei de Ghelar (în care alternanța acestora cu șisturi grafitoase și șisturi sericito-cloritoase marchează tranziția spre seria de Govăjdia) ar corespunde fazei incipiente a magmatismului inițial hercinic de la finele Devonianului inferior și începutul Devonianului mediu.

Devonianului mediu îi revine sigur cea mai mare partea a complexului Gh_1, în care există forme palinologice ce atestă o astfel de vîrstă și în care se concentrează produsele magmatogene bazice ale fazei paroxismale a magmatismului Devonian mediu.

Activității bazice tîrzii, constatată în Devonianul superior, din regiunile de dezvoltare clasică a acestuia, i-ar corespunde rocile verzi și gabbrourile din partea mediană și superioară a complexului Gh_2 (orizontul Tomești-Groși).

Metalogeneza feriferă importantă, asociată în Europa hercinică fazei principale a magmatismului bazic devonian, își are un corespondent în minereurile oxidice de fier vulcanogen-sedimentare (de tip Lahn-Dill) asociate rocilor verzi din seria de Ghelar (K r ä u t n e r, 1970).

Seria de Padeș, în care s-au pus în evidență forme palinologice carbonifere, atît în partea sa bazală cît și în partea sa mediană, este în mod cert de vîrstă carbonifer inferioară, întrucît datele K/Ar atestă intervenția metamorfismului regional la sfîrșitul Carboniferului inferior (în faza sudetă).

La această concluzie concură și faptul că în seria de Padeș sînt cantonate produse magmatogene acide și bazice care corespund fazei tardive a magmatismului inițial hercinic, survenită în Carboniferul inferior din Europa centrală.

Considerăm că se pot face deasemenea unele paralelizări litostratigrafice cu formațiunile devoniene fosilifere, slab metamorfozate, din Dobrogea nordică. Astfel, seria de Govăjdia, cu caracter terigen, ar

Institutul Geologic al României

corespunde, în ansamblu, depozitelor flișoide ale Devonianului inferior din unitatea de Măcin, iar seria terigeno-carbonatică-tufogenă bazică de Ghelar formațiunilor terigeno-calcaroase, asociate pe alocuri cu diabaze, atribuite Devonianului mediu și superior din unitatea de Tulcea(M i r ă u ț ă, M i r ă u ț ă, 1965; M i r ă u ț ă, 1966). Se poate deasemenea remarca faptul că dezvoltarea mare a cuarțitelor negre (metalidite) asociate cu metatufuri bazice, în partea superioară a seriei de Ghelar (în orizontul Tomești-Groși) este similară cu situația întîlnită în Devonianul superior cu conodonte din Dobrogea nordică, determinat la Isaccea (M i r ă u ț ă, 1971), în care apar numeroase silicolite (jaspuri și cuarțite negre), asociate cu diabaze. Notăm că silicolitele sînt roci frecvente în succesiunea devonian superioară din Vosgi și Harz.

Acestei încadrări stratigrafice a seriilor și complexelor din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă nu trebuie să i se acorde un sens strict, astfel încît limitele dintre diversele entități litostratigrafice să corespundă riguros limitelor dintre subdiviziunile scării cronostratigrafice internaționale. Astfel, schema acceptată pentru cristalinul de Poiana Ruscă (K r ä u t n e r et al., 1973) trebuie înțeleasă în sensul că seria de Govăjdia se plasează în majoritatea ei în Devonianul inferior, partea inferioară a seriei de Ghelar în devonianul mediu, iar partea superioară a acesteia în Devonianul superior; seria de Padeș cuprinde, începînd din partea ei bazală, Carboniferul inferior.

2. VÎRSTA METAMORFISMULUI REGIONAL

Prin investigarea unor probe integrale de roci metamorfice și a biotitului, s-au obținut vîrste-model K/Ar, cu ajutorul cărora s-au trasat izocrone K/Ar (K r ä u t n e r et al., 1973), care arată o valoare medie de 320.10^6 ani, cifră care exprimă vîrsta metamorfismului regional; în această situație procesele metamorfice principale corespund fazei sudete a orogenezei hercinice.

II. FORMAȚIUNILE ERUPTIVE

În zona cercetată formațiunile eruptive postmetamorfice ocupă suprafețe restrînse în comparație cu șisturile cristaline. După vîrsta lor, aceste roci magmatogene se raportează eruptivului mezozoic și celui terțiar, aparținînd exclusiv provinciilor magmatice alpine cunoscute pe teritoriul țării noastre.

Institutul Geologic al României

A). ERUPTIVUL MEZOZOIC

În partea de nord a masivului Poiana Ruscă apar o serie de roci eruptive bazice ce constituie corpuri filoniene şi dyke-uri în general de dimensiuni reduse (de obicei cu lungimi de ordinul zecilor de metri şi grosimi de ordinul metrilor) ce se grupează sub forma a două zone alungite NE-SW (planşa XXXIII).

a) Zona Gladna-Tomeşti, situată în nord-vestul masivului, corespunde în bună parte cu rama nord-vestică a regiunii studiate.

b) Zona Căoiu-Poiana Răchiţele, situată în estul masivului.

În cadrul acestor zone se disting cîteva aliniamente principale, dispuse de asemenea NE-SW, în lungul cărora se grupează după aceeaşi direcţie. Această orientare preferenţială constantă arată că magmele bazice au utilizat fracturile orientate NE-SW, singurele probabil deschise în momentul punerii în loc a acestor roci.

Zona Gladna-Tomeşti se caracterizează prin prezenţa a trei aliniamente mai puţin evidente în cadrul cărora se grupează numeroase corpuri mici de dolerite.

Cel mai important corp din această zonă apare în aliniamentul mediu, amplasîndu-se imediat la NW de Gladna Română. Rocile de aici ocupă o suprafaţă de cîteva sute de metri pătraţi, fiind acoperite în partea lor nordică, de depozite terţiare. Prelungirea posibilă a acestui aliniament de roci bazice spre NE (Mureşan, 1964), pe sub Terţiar, este indicată de existenţa unor anomalii magmatice (puse în evidenţă de Ştefanciuc, r 1957 şi de Ştefănescu, r 1957), care încep din zona corpului menţionat şi se continuă pînă în zona Curtea, marcînd a importantă dislocaţie (falia Drînova-Curtea) de-a lungul căreia s-au insinuat magmele bazice.

1. CARACTERIZARE PETROGRAFICĂ

Rocile bazice, din regiunea noastră, au fost descrise de către Chivu (r 1963, 1964), Chivu, Serafimovici (r 1961, r 1962), Kräutner et al., (r 1964), Mureşan (1964 1965, 1966, r 1965), Papiu (1956), Papiu et al., (r 1960, 1963, 1964), Popescu (r 1961, 1964), Savu (r 1953, 1962 a), Gheorghiu (r 1964).

Din punct de vedere petrografic, rocile de care ne ocupăm sînt relativ puţin variate, fiind reprezentate prin dolerite şi dolerite porfirice.

Doleritele au o culoare verde cenuşie, sînt masive şi au o granulaţie în general măruntă. Textura este ofitică, caracter parţial şters din cauza transformărilor hidrotermale întîlnite la aceste roci. Structura este holocristalină, hipidiomorfă, slab inechigranulară. În

Institutul Geologic al României

aceste roci se surprinde o asociaţie mineralogică polistadială ; ponderea mineralelor primare şi a produselor lor principale de transformare hidrotermală, este redată în tabelul 56.

Feldspatul plagioclaz (andezin-labrador), apare sub formă de cristale bine dezvoltate care se întretaie, fiind dispuse în toate direcţiile ; este frecvent maclat simplu, mai rar polisintetic ; zonarea plagioclazului este rară. În toate cazurile, plagioclazul este aproape total înlocuit prin agregate saussuritice, constituite din epidot, zoizit, albit, cărora li se asociază relativ frecvent calcit, mai rar sericit şi minerale argiloase.

TABELUL 56

Alcătuirea mineralogică a rocilor doleritice mezozoice

Minerale	Procente	Asociaţii mineralogice
PLAGIOCLAZ + albit	35—48	
Epidot ± zoizit	1—7	
Calcit	0—4	Plagioclazul şi principalele minerale secundare asociate
Cuarţ	0—2	
Sericit	0—1	40—55%
Minerale argiloase	0—1	
PIROXEN	0—27	
HORNBLENDA	0—5	
BIOTIT	0—2	
Uralit	5—40	Melanocratele primare şi principalele minerale secundare asociate
Clorit	10—37	
Epidot	0—2	35—50%
Cuarţ	0—2	
Sfen	0,5—1	
Calcit	0—1	
MAGNETIT + ILMENIT (±leucoxen)	2—10	Minerale primare accesorii şi mineralele secundare asociate
APATIT	0,15—1	
TURMALINA	0—0,1	2—10%
Pirită	0—0,5	Mineralele hidrotermale propriuzise
Cuarţină	0—0,1	0—0,5%

N.B. Mineralele primare sînt indicate prin scriere cu majuscule

Augitul (titanifer), care în multe cazuri este parţial sau total înlocuit prin uralit (la rîndu-i parţial sau total cloritizat), se prezintă fie sub formă de mici agregate de cristale, fie ca grăunţe ce ocupă spaţiile dintre plagioclazi. La uralitizarea piroxenului se formează sfen sub formă de mici granule plasate de obicei la periferia mineralului înlocuit.

Ca minerale primare, mai menţionăm hornblenda brună care, asemenea piroxenului, ocupă de obicei spaţiile dintre feldspaţi ; se poate observa trecerea frecventă a acestui mineral la opacit, uralit, epidot, sfen, clorit, calcit.

Biotitul (brun) apare sporadic şi în cantităţi reduse ; prezintă uneori structuri sagenitice şi este parţial cloritizat şi opacitizat. Acest mineral, asociat frecvent cu piroxenul, este probabil un mineral primar.

Institutul Geologic al României

În rocile descrise mai apar, în cantități mici și foarte mici, magnetitul, ilmenitul (transformat parțial sau total în leucoxen), apatitul, sfenul (ce provine din augitul titanifer, hornblenda brună și ilmenit), cuarțul (rezultat din transformarea silicaților primari) și cuarțina (ce tapisează uneori goluri și fisuri din masa rocii).

Doleritele porfirice, care reprezintă o varietate de ordin structural-textural, sînt alcătuite în principal (65—70%) dintr-o masă mărunt cristalizată (constituită în majoritate din plagioclazi și piroxeni), afectată de transformări mineralogice de tipul celor descrise la dolerite, în care apar fenocristale de plagioclazi (parțial saussuritizați), piroxeni (în bună parte transformați în uralit și clorit) și uneori hornblendă (parțial opacitizată sau cloritizată).

Asociațiile și paragenezele mineralogice existente în dolerite, precum și relațiile dintre mineralele primare și cele secundare, atestă evoluția complexă pe care au avut-o aceste roci după consolidarea lor, sub influența fluidelor hidrotermale consangvine. Acestea din urmă, provenite din același bazin magmatic de care se leagă doleritele, au circulat pe aceleași căi de acces, transformînd profund rocile bazice deja consolidate migrînd în cadrul acestora prin spațiile rămase libere (fisuri, microfisuri, interstițiile dintre minerale, etc). Faptul că metamorfismul hidrotermal se limitează exclusiv la rocile doleritice arată că volumul acestor fluide a fost în general restrîns fiind probabil vorba de rezidii apoase, care au produs astfel transformări de tip autometamorfic, nefiind deci în prezența unei circulații hidrotermale abundente, însoțită de mineralizări. Aportul principal în rocile bazice, supuse acestor procese, îl constituie apa, întrucît compoziția chimică de ansamblu a doleritelor nu este schimbată comparativ cu cea a rocilor similare, proaspete, din alte regiuni; la acestea trebuie adăugate micile cantități de CO_2 și S, decelate ca atare în unele roci prin analiza chimică și materializate mineralogic sub formă de calcit și pirită. Ponderea mare a apei, atît din punct de vedere cantitativ cît și ca rol în acțiunea transformatoare dă acestor procese caracterul de hidrometamorfism magmatic, desfășurat în condiții practic izochimice (cu excepția H_2O).

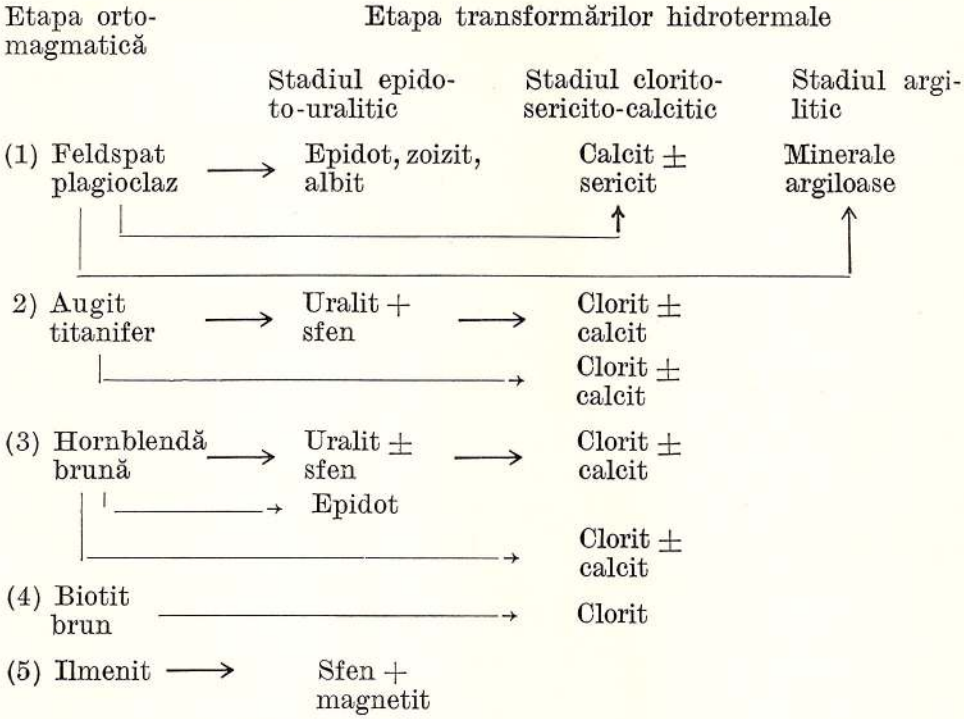
Relațiile dintre mineralele primare și cele secundare atestă transformarea complexă a rocilor doleritice luate în considerare. Redăm mai jos sensul general al acestor schimbări mineralogice.

În relațiile 1 — 5 sînt redate transformările polistadiale suferite de către asociația mineralogică principală din dolerite, formată în condiții magmatice propriuzise (ortomagmatice).

a) În decursul acestor transformări, au loc transferuri relativ importante ale unor componente chimice, între mineralele mai vechi și cele nou formate. Astfel, de pildă, fierul necesar formării epidotului, pe seama plagioclazului, provine din mineralele melanocrate primare în curs de

Institutul Geologic al României

transformare; la rîndul lui, o parte din calciul eliberat la scindarea moleculei de anortit, a putut fi parțial utilizat la formarea epidotului, sfenului etc, ce luau naștere din melanocratele inițiale.



b) A doua caracteristică a transformărilor, schematizate în relațiile 1—5, este coexistența în rocă a paragenezelor minerale, formate în momente succesive în decursul celor două etape, respectiv nici una din transformările unui stadiu nu a fost totală (hidrometamorfism incomplet).

c) În sfîrșit, componenta fizică a transformărilor menționate este temperatura în scădere, fapt reflectat de alcătuirea mineralogică a paragenezelor succesive. Astfel, de la faciesul mineralogic gabbroid (în sensul lui E s k o l a), de temperatură înaltă, ce caracterizează etapa ortomagmatică, se trece prin faciesul hidrometamorfic epidoto-uralitic, care la rîndu-i este înlocuit prin stadiul clorito-sericito-calcitic, de temperatură mai joasă, urmat de stadiul argilitic, caracterizat prin valori mici ale temperaturii dominante. Acest fapt se traduce și printr-o hidroxilare crescîndă a mineralelor mai tinere în comparație cu cele anterior formate.

Institutul Geologic al României

În concluzie, procesul de transformare, normal ca desfășurare paragenetică și corelabil cu scăderea temperaturii nu relevă recurențe fizico-chimice, care ar putea indica pulsații hidrotermale îndepărtate în timp; dimpotrivă, cele menționate arată desfășurarea continuă în timp a proceselor hidrometamorfice și unitatea lor genetică.

2. VÎRSTA

Orientarea generală asemănătoare a rocilor doleritice de care ne ocupăm, unitatea caracterelor lor petrografice și chimice și tipul transformărilor endometamorfice suferite, reprezintă argumente că toate aceste roci din masivul Poiana Ruscă aparțin unei aceleiași provincii petrografice.

Doleritelor din partea de NW a masivului Poiana Ruscă li s-a atribuit vîrsta mezozoică, pentru prima dată de către Savu (1962a), prin comparație cu produsele magmatice similare din munții Drocea. Această părere a fost acceptată ulterior și pentru rocile doleritice din diversele sectoare ale masivului Poiana Ruscă (Serafimovici, Chivu, r 1962; Kräutner et al., r 1962, r 1964; Mureșan et al., 1960; Mureșan, 1964; Papiu et al., 1962, 1963, 1964; Popescu, r 1961, 1964).

În 1965 și ulterior (Mureșan, r 1965, 1968) s-a precizat că toate aceste roci din Poiana Ruscă au fost puse în loc înaintea Malmului. Într-adevăr, în cadrul complexului ofiolitic din munții Drocea, Giușcă et al. (1963) au deosebit trei faze de activitate magmatică: faza a I-a cuprinde aglomerate, bazalte, anamesite, dolerite, gabbrouri, peridotite formate înaintea Malmului; faza a II-a cuprinde bazalte, limburgite, andezite piroxenice, andezite amfibolice, trahiandezite, oligofire, ortofire, dacite și riolite, asociate complexului inferior al Neocomianului; faza, a III-a înglobează bazaltele și spilitele care însoțesc depozitele baremian-apțiene. După cum se vede, doleritele apar numai în cadrul produselor ce aparțin fazei a I-a, care s-a desfășurat înaintea Malmului. Deci, doleritele mezozoice din Poiana Ruscă sînt formate înaintea Jurasicului superior și aparțin magmatismului bazic inițial (eocinematic) alpin, larg dezvoltat, mai la nord, în munții Drocea și Metaliferi.

3. CARACTERE CHIMICE

În vederea obținerii unor date privind caracterele petrochimice ale rocilor bazice mezozoice, s-au dat spre analiză trei dolerite (29.322, 308, 307), la care am alăturat, spre comparație, analiza unui dolerit

Institutul Geologic al României

din valea Zlaști (Gh. Neacșu, date nepublicate) și două roci bazice din partea estică a unității epimetamorfice (ale căror analize ne-au fost puse la dispoziție de către Șt. Berghes — date nepublicate).

Datele analitice pe care le posedăm au fost recalculate sub forma diferiților parametri petrochimici, necesari obținerii tipurilor magmatice corespunzătoare precum și calculării compozițiilor normative (tabelele 57—66 și figurile 43—56).

1. Alcătuirea chimică relevă omogenitatea avansată a conținuturilor în SiO_2 (care oscilează în jur de 48%), conținuturile ridicate în Fe_2O_3 + + FeO, MgO, CaO, Na_2O și TiO_2 precum și participarea redusă a K_2O-ului; în aceste roci, deși în general transformate parțial hidrotermal, CO_2-ul fie lipsește, fie apare în cantități mici, atestînd rolul puțin important al acestuia în hidrometamorfismul suferit de aceste roci.

2. Parametri Niggli relevă caracterul bazic al rocilor analizate și caracterul nesaturat al acestora (*qz* negativ); ele se încadrează la magme gabbroide și gabbrodioritice. Proba 45, din cauza unor valori mari pentru „*fm*" și a unei valori deosebit de mici pentru „*c*", nu a putut fi încadrată, relevînd caracterul spilitic al acesteia.

Diagrama de variație a parametrilor Niggli demonstrează slaba diferențiere, de tip calco-alcalin, existentă în cadrul acestor roci și faptul că ele se plasează mult în stînga punctului izofal, situație reflectată și de diagrama *al* — *fm*, în care punctele analizelor se situează în zona semifemică și femică.

Raporturile *al* — *alk* arată că rocile bazice mezozoice corespund rocilor sărace în alcalii și rocilor intermediare.

Diagrama *k* — *mg* arată tendința de variație invers proporțională a acestor doi parametri.

După raportul *mg* — *c*/*fm*, rocile analizate se plasează în majoritate în cîmpul Fe > Ca > Mg și la limita cu cîmpul Ca > Fe > Mg, situație specifică rocilor bazice calco-alcaline.

În triunghiurile *al* + *alk* — *fm* — *c* și *c* + *fm* — *al* — *alk* (subdivizate în cîmpurile prevăzute de Ellis, 1948), rocile mezozoice cad în cîmpurile gabbrourilor și melanodioritelor.

3. S-au calculat componentele bazei Niggli, care au fost apoi utilizate în diverse diagrame.

Astfel, din diagrama *Kp* — *Ne* — *Cal* rezultă predominanța plagioclazilor calco-sodici și sodico-calcici în rocile analizate; proba 45,

Institutul Geologic al României

TABELUL 57

Analizele chimice ale rocilor eruptive mezozoice

Nr. analizei	Roca	Proveniența	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	S	CO_2	H_2O^+	H_2O^-	PC	Suma
29322	Dolerit	Foraj 29322 (S Gladna)	49,94	17,45	2,83	8,40	0,04	4,45	8,78	3,36	0,93	1,39	0,17	0,07	0,51	0,09	1,09	—	99,50
308	Dolerit	Valea Bega (S Tomești)	49,60	11,42	8,04	6,02	0,20	6,20	7,62	3,23	1,32	1,87	0,09	0,26	0,45	2,61	0,59	—	99,52
307	Dolerit	Valea Cornetului (E Tomești)	46,48	14,27	7,68	6,55	0,12	6,80	10,70	1,89	0,53	2,00	0,06	0,20	urme	2,20	0,21	—	99,69
5533	Dolerit	Valea Zlaști (N Socet)	46,22	13,95	8,41	5,87	0,22	5,52	9,54	4,95	0,33	2,13	0,35	0,23	urme	2,28	0,19	—	100,19
45	Dolerit	Valea Spinului (E Lelese)	50,30	19,14	6,36	5,85	0,23	10,40	0,15	2,60	0,72	2,10	—	—	—	—	—	3,40	100,89
179	Dolerit	Valea Zlaști (Ciulpăz)	51,10	17,60	5,20	6,90	—	4,65	7,95	2,82	0,66	—	—	—	—	—	0,91	2,65	100,44

Analiști: Lucreția Anghel (308), Florica Negrescu (307), Gh. Lahovary (5533), Ioana Roman (29322), Mioara Linaru (45, 179).

TABELUL 58

Parametri Niggli *și tipurile de magmă corespunzătoare. Roci eruptive mezozoice.*

Nr. analizei	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	t	qz	$\frac{c}{fm}$	Tipul de magmă
29322	125,46	26,22	40,09	23,93	9,76	0,15	0,41	2,74	— 7,47	—13,58	0,59	Intermediară între magmă gabbrodioritică — subtipul normal gabbrodioritic și magma dioritică — subtipul orbitic.
308	126,68	17,33	51,70	20,85	10,12	0,21	0,45	3,68	—13,64	—13,80	0,40	Magmă gbbrodioritică — subtipul melagabbrodioritic.
307	107,20	19,52	49,05	26,45	4,98	0,13	0,47	3,46	11,91	—12,72	0,53	Magmă gabbroidă — subtipurile gabbroid (c>) și hawaitic (si<)
5533	107,47	19,25	45,37	23,75	11,60	0,03	0,42	8,32	—16,07	—38,93	0,52	Apropiată de magmă natrongabbroidă — subtipul essexitgabbrodioritic (al<, k<)
45	126,45	28,35	63,76	0,40	7,49	0,15	0,61	3,97	20,46	— 3,49	0,01	Neîncadrabilă (fm mare, c foarte mic).
179	132,23	26,83	42,97	22,03	8,16	0,13	0,42	—	— 3,36	— 0,40	0,51	Cuprinsă între magma dioritică (subtipul orbitic) și magma gabbroidă (subtipul miharaitic)

Institutul Geologic al României

TABELUL 59

Componentele bazei N i g g l i. *Roci eruptive mezozoice.*

Nr. analizei	Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fa	Fs	Fo	Sp	Ru	Cp	Pr	Suma
29322	31,15	3,46	18,68	18,51	4,06	10,07	3,11	9,51	—	1,03	0,28	0,08	99,94
308	28,47	4,96	18,42	8,15	7,70	7,35	8,86	13,64	—	1,40	0,29	0,70	99,94
307	28,29	1,75	10,89	18,27	7,38	7,82	8,43	14,85	—	1,46	0,29	0,52	99,95
5533	22,10	1,03	27,53	9,12	9,55	7,01	9,12	11,79	—	1,54	0,57	0,60	99,96
45	33,74	2,60	14,27	0,46	—	7,20	6,78	10,42	23,05	1,49	—	—	100,00
179	34,71	2,45	15,87	20,96	1,89	8,38	5,68	10,06	—	—	—	—	100,00

TABELUL 60

Valorile $Q-L-M-\alpha$, $Kp-Ne-Cal$, $Fa+Fs-Fo-Cs$. *Roci eruptive bazice mezozoice.*

Nr. analizei Valori	29.322	308	307	5523	45	179
Q	31,28	28,77	28,53	22,37	37,74	34,71
L	40,83	31,86	31,17	38,14	17,33	39,28
M	27,89	39,37	40,30	39,49	48,93	26,01
α	0,43	0,57	0,57	0,23	1,36	0,98
Kp	8,51	15,73	5,66	2,73	15,00	6,24
Ne	45,95	58,43	35,23	73,07	82,35	40,40
Cal	45,54	25,84	59,11	24,20	2,65	53,36
Fa+Fs	49,27	43,17	42,23	43,05	57,29	54,05
Fo	35,55	36,32	38,59	31,46	42,71	38,68
Cs	15,18	20,51	19,18	25,49	0,00	7,27

Institutul Geologic al României

TABELUL 61

Valorile CIPW. Roci eruptive mezozoice.

Nr. analizei	Q	Or	Plagioclaz (An %)		Ne	Piroxen			Fo	C	Cp	Mt	Ilm	Pr*	H_2O^-	H_2O+	CO_2	PC	Suma
			Ab	An		Wo	En	Hy											
29322	—	5,56	58,03	(51,24 An)	—		24,61		1,68	—	0,31	4,17	2,73	0,12	1,09	0,09	0,51	—	98,90
			28,29	29,74		5,45	8,60	10,56											
308	5,28	7,78	40,02	(31,93 An)	—		26,67		—	—	0,31	11,60	3,64	0,48	0,59	2,61	0,45	—	99,43
			27,24	12,78		10,09	15,40	1,18											
307	4,86	2,78	45,15	(64,05 An)	—		28,75		—	—	0,31	11,13	3,80	0,36	0,21	2,20	—	—	99,55
			16,24	28,91		9,74	16,90	2,11											
5533	—	1,66	54,09	(27,23 An)	1,38		13,53		9,59	—	0,62	12,29	4,32	—	0,19	2,28	—	—	99,95
			39,36	14,73		12,87	—	0,66											
45	15,42	8,39	22,83	(3,63 An)	—		28,70		—	13,77	—	9,28	3,95	—	—	—	—	3,04	100,88
			22,00	0,83		—	25,80	2,90											
179	5,88	3,89	57,21	(58,78 An)	—		22,24		—	—	—	7,65	—	—	0,91	—	—	2,65	100,43
			23,58	33,65		2,43	11,50	8,31											

* Considerată ca mineral secundar

TABELUL 62

Catanorma Niggli. *Roci eruptive mezozoice.*

Nr. analizei	Q	Or	Plagioclaz (An %)		Ne	Piroxen			Fa	Fo	Mt	Cp	Ru	C	Pr*	Deficit de cuarț	Suma
			Ab	An		Hy	Wo	En									
29322	—	5,70	61,95	49,79	—		22,16		—	5,49	3,11	0,28	1,03	—	0,08	−1,83	100,80
			31,10	30,85		11,36	5,44	5,36									
308	3,81	8,20	44,35	30,55	—		32,28		—	—	8,86	0,29	1,40	—	0,70	—	99,89
			30,80	13,55		3,88	10,24	18,16									
307	3,31	2,90	48,55	62,71	—		34,44		—	—	8,43	0,29	1,46	—	0,52	—	99,80
			18,10	30,45		4,80	9,84	19,80									
5533	—	1,70	54,01	22,59	2,44		12,72		2,45	11,79	9,12	0,57	1,54	—	0,60	—	99,94
			41,81	15,20		—	12,72	—									
45	13,16	4,35	24,54	3,10	—		35,06		—	—	6,78	—	1,49	15,37	—	—	100,73
			23,78	0,76		5,80		29,26									
179	5,63	4,08	61,39	56,90	—		23,32		—	—	5,68	—	—	—	—	—	100,70
			26,45	34,94		7,39	2,52	13,41									

* Considerată ca mineral secundar.

Institutul Geologic al României

TABELUL 63

Silicea din leucocrate, raportul dintre plagioclaz și totalitatea feldspaților și indicele de culoare. Roci eruptive mezozoice.

Nr. analizei	Silicea din leucocrate	P/P+A	M
29322	38,36	0,91	32,07
308	36,13	0,84	42,83
307	30,76	0,94	45,14
5533	36,11	0,97	38,19
45	32,61	0,85	58,70
179	41,52	0,93	29,00

TABELUL 64

Valorile Q—A—P—F și Or—Ab—An. Roci eruptive mezozoice.

Nr. analizei	Q	A	P	F	Or	Ab	An
29322	0,00	8,42	91,57	—	8,42	45,97	45,60
308	6,76	14,54	78,69	—	15,60	58,61	25,78
307	6,04	5,29	88,65	—	5,63	35,17	59,18
5533	—	2,92	92,88	4,20	3,05	75,05	21,90
45	31,31	10,30	58,38	—	14,99	82,36	2,63
179	7,91	5,73	86,43	—	6,23	40,40	53,36

plasîndu-se aproape de vîrful Ne, arată procesul de spilitizare suferit, feldspatul corespunzător fiind albitizat iar calciul îndepărtat din rocă.

În diagrama $Fo - Fs + Fa + Cs$ rocile analizate se plasează într-o zonă situată între centrul diagramei și latura $Fo - Fs + Fa$, într-un cîmp similar cu cel caracteristic ofiolitelor mezozoice din munții Drocea (Cioflica, 1962; Savu, 1962 b).

În triunghiul $Q - M - L$ se observă caracterul slab nesaturat al rocilor luate în considerare, cele mai multe plasîndu-se între dreptele

Institutul Geologic al României

TBELUL 65

Parametri Rittman *și tipurile magmatice corespunzătoare. Roci eruptive mezozoice.*

Nr. analizei	SiO_2	Al	Alk	CaO	FM	k	ca''	an	Roca corespunzătoare teoretic	σ	Seria magmatică
29322	49,44	15,70	5,97	8,78	20,97	0,06	2,95	0,45	Andezit cu olivină	2,65	Mediu pacifică
308	49,60	10,27	6,16	7,62	27,06	0,21	5,16	0,25	Bazalt cu andezin și olivină	3,13	Slab pacifică
307	46,48	12,84	3,36	10,70	28,48	0,16	5,02	0,58	Bazalt cu olivină	1,68	Puternic pacifică
5533	46,22	12,55	7,43	9,54	25,90	0,04	6,44	0,26	Bazalt cu andezin și olivină	8,65	Mediu atlantică
45	50,30	17,22	4,62	0,15	33,59	0,15	−7,41	0,02	Trahit alcalin închis la culoare	1,50	Puternic pacifică
179	51,10	15,84	4,23	7,95	22,09	0,15	0,99	0,57	Tefrit nefelinic	1,49	Puternic pacifică

TBELUL 66

Valorile Zavariţki. *Roci eruptive mezozoice*

Nr. analizei	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	φ	n	t	Q
29322	9,21	7,70	22,50	60,59	48,80	35,20	16,00	—	11,52	84,37	2,14	— 4,97
308	9,07	3,16	29,34	58,43	42,85	36,06	21,07	—	23,41	78,78	2,82	— 4,46
307	5,08	7,34	31,14	56,44	41,95	38,32	19,72	—	21,76	86,11	3,12	— 4,64
5533	11,39	3,63	30,31	54,67	4,24	31,03	26,50	—	24,00	96,38	3,39	—17,09
45	5,92	0,18	41,78	52,11	23,69	37,28	0,00	39,01	11,56	85,71	3,01	—49,39
179	7,56	8,81	21,68	61,93	54,36	38,59	7,04	—	22,14	86,53	0,00	—12,92

Institutul Geologic al României

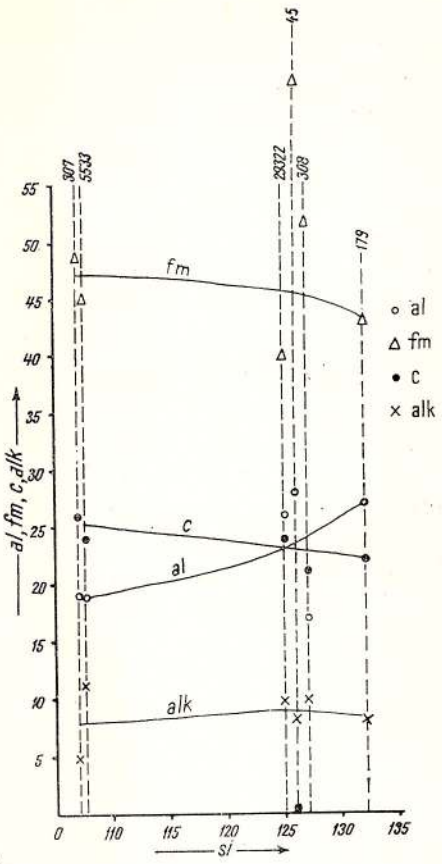


Fig. 43. —Diagrama de variație a parametrilor Niggli (roci eruptive mezozoice)

Diagramme de variation des paramètres Niggli (roches éruptives mésozoïques)

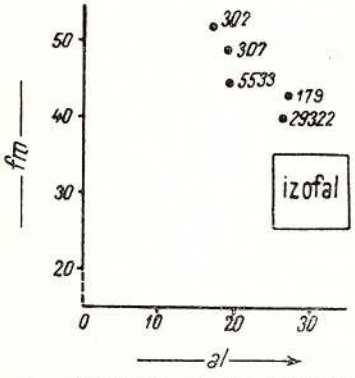


Fig. 44. —Diagrama al—fm (roci eruptive mezozoice)

Diagramme al — fm (roches éruptives mésozoïques)

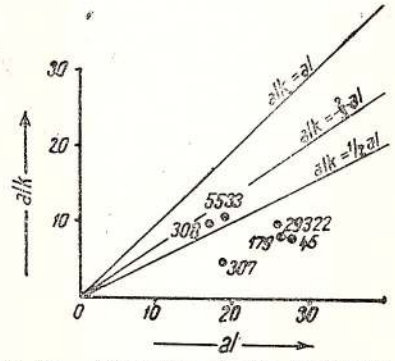


Fig. 45. —Diagrama al—alk (roci eruptive mezozoice)

Diagramme al-alk (roches éruptives mésozoiques)

Institutul Geologic al României

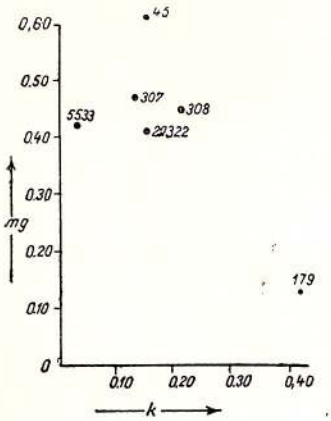


Fig. 46. — Diagrama k—mg (roci eruptive mezozoice)

Diagramme k—mg (roches éruptives mésozoïques)

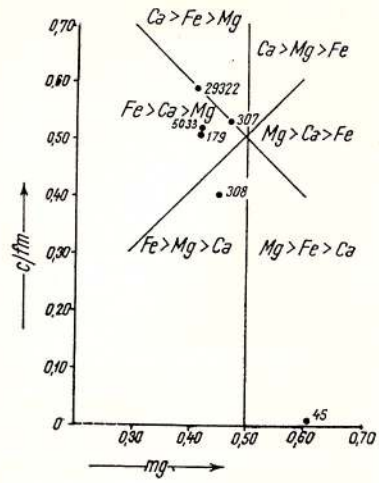


Fig. 47. — Diagrama mg—c/fm (roci eruptive mezozoice)

Diagramme mg—c/fm (roches éruptives mésozoïques).

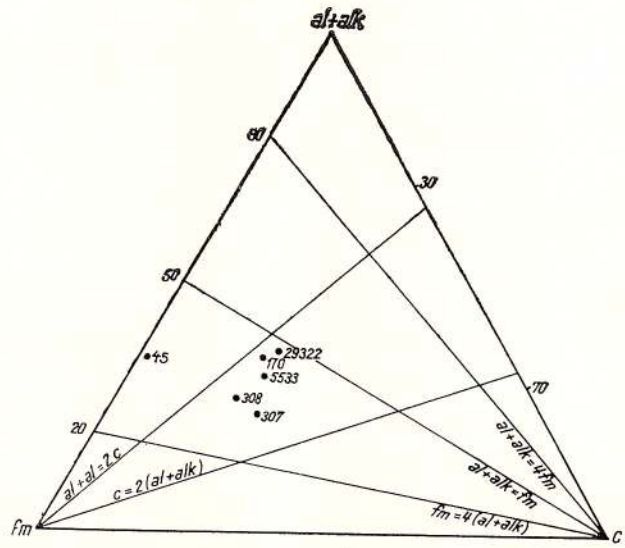


Fig. 48. — Diagrama al + alk — fm — c (roci eruptive mezozoice)

Diagramme al + alk — fm — c (roches éruptives mésozoïques)

Institutul Geologic al României

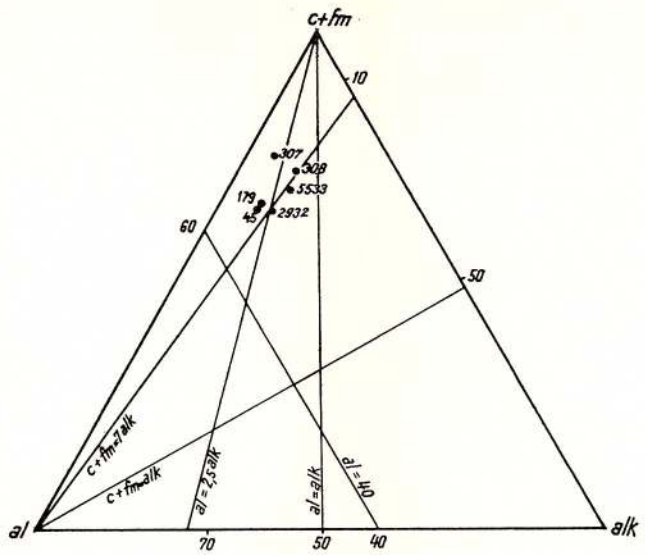


Fig. 49. — Diagrama c + fm — al — alk (roci ruptive mezozoice)
Diagramme c + fm — al — alk (roches éruptives mésozoïques)

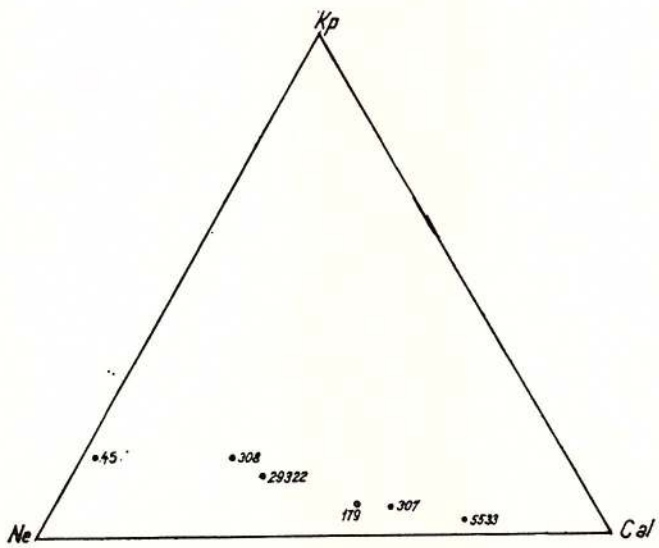


Fig. 50. — Diagrama Kp — Ne — Cal (roci eruptive mezozoice)
Diagramme Kp — Ne — Cal (roches éruptives mésozoïques)

Institutul Geologic al României

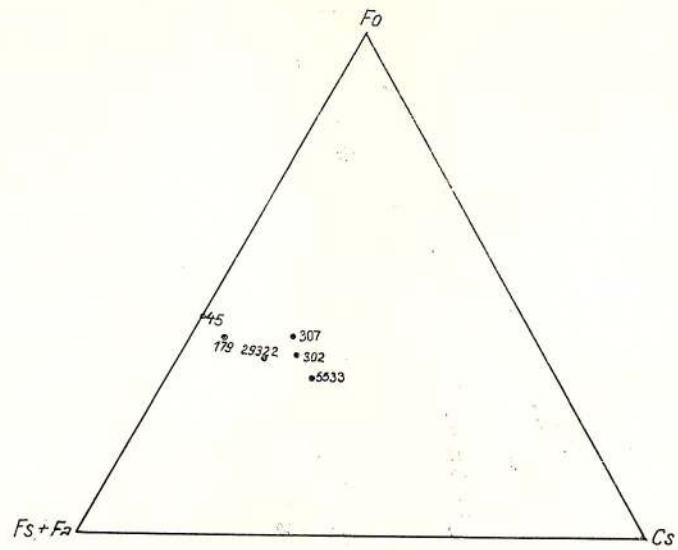


Fig. 51. — Diagrama Fo — Fs + Fa — Cs (roci eruptive mezozoice)
Diagramme Fo — Fs + Fa — Cs (roches éruptives mésozoïques)

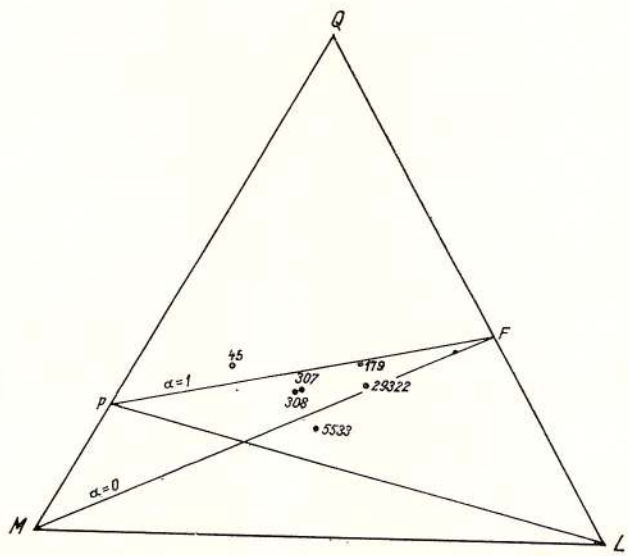


Fig. 52. — Diagrama Q — M — L (roci eruptive mezozoice)
Diagramme Q — M — L (roches éruptives mésozoïques)

Institutul Geologic al României

PF ($\alpha = 1$) și *MF* ($\alpha = 0$); proba 45 (spilitizată) se plasează deasupra dreptei *PF*. Și aici se observă tendința de grupare a rocilor bazice în cîmpul caracteristic ofiolitelor mezozoice din munții Drocea (C i o f l i c a, 1962; S a v u, 1962 b).

4. Rocilor eruptive mezozoice li s-au calculat valorile normative *C I P W*, care nu diferă esențial de catanorma N i g g l i, în cazurile considerate. Valorile normative N i g g l i evidențiază predominarea plagioclazilor calco-sodici și sodico-calcici precum și a piroxenilor asupra celorlalte minerale, reliefîndu-se în același timp sporadicitatea mineralelor nesaturate în silice, de tipul olivinei și nefelinului.

Bogăția în plagioclazi și caracterul bazic al rocilor mezozoice reies din analiza silicei utilizată la calcularea leucocratelor normative și a raportului $P/P + A$ ($> 0{,}84$), în corelație cu indicele de culoare (M cuprins între 29,00 și 58,70).

Raporturile dintre *An*, *Or* și *Ab* indică plasarea unor roci bazice în cîmpurile admise de H i e t a n e n (1963), specifice gabbrourilor și cuarț-dioritelor. Probele 308, 5533 și 45 ocupă poziții neconcludente : 308 avînd un conținut mai ridicat în K_2O (contaminare cu material argilos ?), 5.533 datorită unui conținut sensibil ridicat în Na_2O iar proba 45 datorită procentului deosebit de mic de CaO (spilitizare).

În triunghiul $Q - A - P$ rocile se plasează înspre vîrful P al acestuia, în sectorul gabbrourilor, dioritelor și monzodioritelor; proba 45, datorită fenomenelor de spilitizare care au afectat-o, se plasează în cîmpul granodioritelor (poziție aberantă). Prezența nefelinului normativ în proba 5.533, situează roca corespunzătoare înspre vîrful P al diagramei $F-P-A$, în cîmpul gabbrourilor slab alcaline.

5. Parametri R i t t m a n arată, pentru trei din rocile analizate (308, 307, 5.533) corespondența petrochimică cu roci bazaltice iar pentru proba 29.322 corespondența cu un andezit cu olivină; probele 45 și 179 corespund unor roci alcaline (încadrare aberantă datorită proceselor de transformare alochimică). Parametrul σ indică apartenența rocilor la magme pacifice, cu excepția probei 5.533, caracterizată prin conținutul ridicat în Na_2O.

6. Parametri Z a v a r i ț k i corespund rocilor gabbroide întrucît $3a + 2c + b > S$. Proba 45 (spilitizată), avînd și parametrul a', se înscrie în cadrul produselor magmatogene suprasaturate în alumină, întrucît roca prezintă și conținutul cel mai mare în Al_2O_3 (19,14 %), în comparație cu restul celorlalte roci.

Institutul Geologic al României

Diagrama Zavariț ki arată plasarea rocilor mezozoice în cîmpul rocilor bazice; vectorii din partea stîngă a diagramei subliniază faptul că acestea sînt mai bogate în Na_2O comparativ cu K_2O.

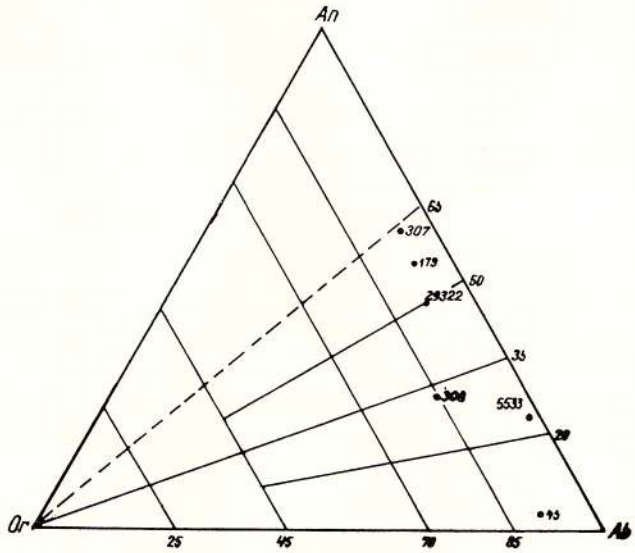


Fig. 53. — Diagrama An — Or — Ab (Hietanen) (roci eruptive mezozoice).
Diagramme An — Or — Ab (Hietanen) (roches éruptives mésozoïques)

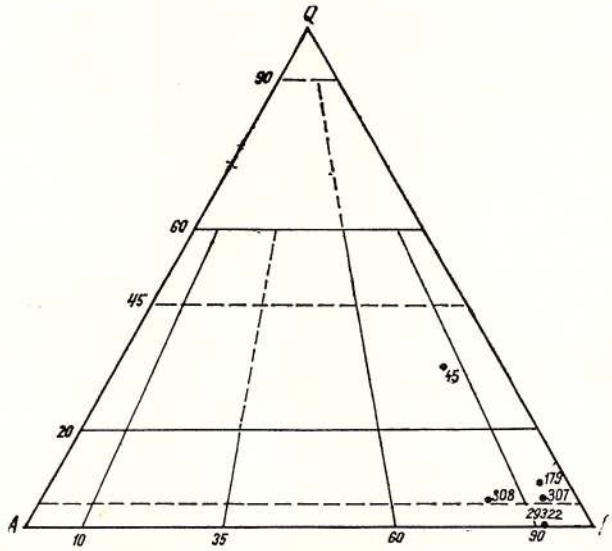


Fig. 54. — Diagrama Q — A — P (Streckeisen) (roci eruptive mezozoice)
Diagramme Q— A — P (Streckeisen) (roches éruptives mésozoïques)

Institutul Geologic al României

În concluzie, rocile bazice mezozoice, din regiune, reprezintă roci calco-alcaline, cu afinități evidente față de rocile ofiolitice de aceeași vîrstă din munții Drocea, îndreptățindu-se astfel încadrarea doleritelor din partea de nord-vest a masivului Poiana Ruscă la magmatismul bazic inițial alpin, larg dezvoltat în geosinclinalul Mureșului.

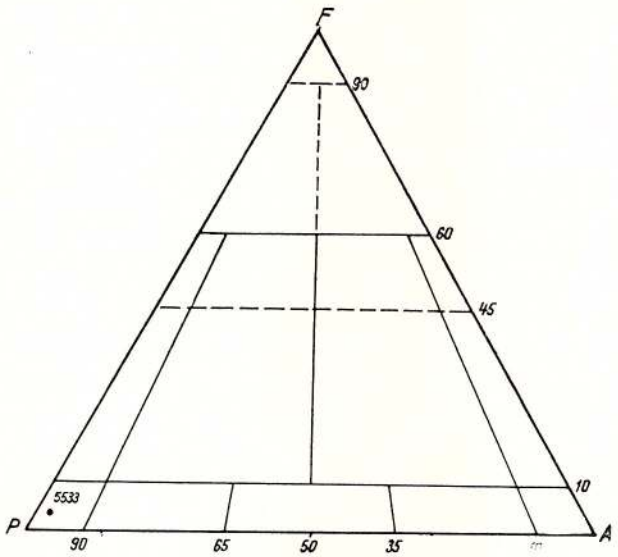


Fig. 55. — Diagrama F — P — A (Streckeisen) (roci eruptive mezozoice).
Diagramme F — P — A (Streckeisen) (roches éruptives mésozoïques)

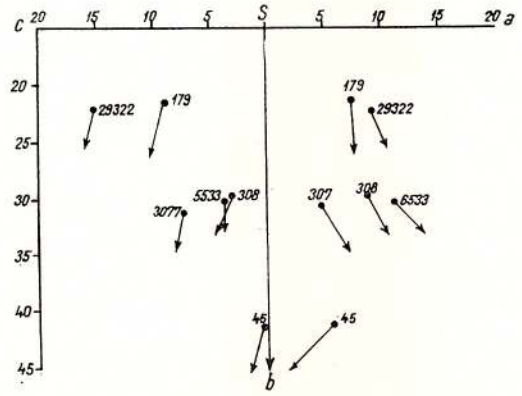


Fig. 56. — Diagrama parametrilor Zazvariţki (roci eruptive mezozoice)
Diagramme des paramètres Zavaritzki (roches éruptives mésozoïques)

Institutul Geologic al României

B). ERUPTIVUL TERŢIAR

În regiune, produsele magmatice de vîrstă terţiară aparţin magmatismului banatitic şi celui neogen.

Deşi magmatismul banatitic, în bazinul Rusca Montană, începe în decursul Cretacicului superior, continuîndu-se în Paleogen, produsele sale din regiunea noastră au fost înglobate la eruptivul terţiar, întrucît, în partea de NW a masivului Poiana Ruscă, banatitele aparţin ciclurilor II şi III, desfăşurate în timpul Paleocen-Eocenului.

1. ERUPTIVUL PALEOGEN (BANATITIC)

Rocile banatitice din părţile de NW, W şi SW ale masivului Poiana Ruscă au atras atenţia a numeroşi cercetători, încă din secolul trecut. În regiune, banatitele au fost descrise de către Loczy (1882), Schafarzik (1882, 1886, 1903, 1904), Papiu (r 1946, r 1947, r 1948, r 1949, 1956), Savu (r 1953), A. Popescu (fide Papiu et al., r 1960), Chivu, Serafimovici (r 1961, r 1962), Kräutner, Kräutner (r 1963), Gheorghiu (r 1964), Mureşan (1964, r 1965, 1968).

Numeroasele date referitoare la rocile banatitice din întreaga ţară, au fost sintetizate de către Giuşcă et al. (1966); autorii arată că magmatismul cretacic superior-paleogen s-a desfăşurat în decursul unei faze subhercinice şi a unei faze laramice, ultima reprezentînd magmatismul banatitic propriuzis, cu caracter subsecvent faţă de orogeneza austrică.

Caracterele petrologice şi evoluţia de ansamblu ale magmatismului banatitic din Poiana Ruscă şi din bazinul Rusca Montană au fost prezentate recent de către Kräutner şi Kräutner (Kräutner et al., r 1967, r 1968, r 1972); autorii, alături de numeroasele date petrologice şi petrochimice noi, obţinute pe baza cercetărilor proprii, prezintă o evoluţie complexă a magmatismului banatitic, fundamentată în principal pe relaţiile existente între rocile banatitice şi depozitele sedimentare ale bazinului Rusca Montană precum şi pe relaţiile reciproce de vîrstă relativă ale produselor eruptive ale acestui magmatism. Vom arăta mai jos, cum se încadrează banatitele din regiunea noastră în schema evolutivă prezentată de Kräutner şi Kräutner (r 1972).

a). Evoluţie de ansamblu

În Poiana Ruscă şi în bazinul Rusca Montană, Kräutner şi Kräutner (r 1972) au arătat desfăşurarea activităţii magmatice bana-

Institutul Geologic al României

titice în decursul a trei cicluri; produse ale ultimelor două cicluri se află și în regiunea noastră.

Ciclul I se caracterizează printr-o activitate extruzivă, care a dat naștere piroclastitelor andezitice din formațiunea vulcanogen-sedimentară maestrichtiană din bazinul Rusca Montană [33]. Acest ciclu declanșîndu-se odată cu primele mișcări laramice de la începutul Maestrichtianului și extinzîndu-se pînă la începutul Paleocenului, corespunde în întregime cu faza mișcărilor laramice [34].

Ciclul II urmează la scurt timp după încheierea ciclului vulcanic precedent și se caracterizează prin formarea unor corpuri intruzive de diorite, granodiorite, urmate de o suită filoniană de aplite, andezite, dacite și riodacite. Rocile granodioritice, andezitele și dacitele din zona noastră aparțin acestui ciclu, de vîrstă probabil paleocen-eocenă [35]; activitatea magmatică din acest timp a fost însoțită și de procese metalogenetice.

Ciclul III, cu care se încheie magmatismul banatitic, a generat o suită filoniană lamprofirică, care străbate atît produsele vulcanogene ale ciclului I cît și corpurile intruzive ale celui de al II-lea ciclu magmatic banatitic. Lamprofirele banatitice sînt cunoscute și în regiunea cercetată de noi.

b). Caractere geologice

În regiune, cele mai multe din corpurile banatitice tind să se concentreze în împrejurimile localității Gladna Montană și în zona Albota-valea Căprișoara.

Banatitele constituie în majoritatea cazurilor filoane subțiri, caracterizate prin lungimi maxime de ordinul sutelor de metri și prin grosimi reduse, de ordinul metrilor; ele sînt alcătuite mai ales din andezite. Corpurile mai mari de roci banatitice au conture eliptice, cu axa lungă de 1—1,5 km și cu grosimi de sute de metri; ele sînt constituite în special din granodiorite (valea Rozalia) și dacite (valea Gropilor).

În ceeace privește forma de zăcămînt și adîncimea de formare a rocilor intruzive din regiune, reprezentate prin granodiorite, se poate trage

[33] Acestui ciclu i se repartizează produsele atribuite fazei subhercinice, stabilită de Giușcă et al. (1966).

[34] Întrucît în bazinul Rusca Montană, există continuitate de sedimentare între Turonian și Senonian, nu se pot accepta mișcări subhercinice în această zonă.

[35] Vîrsta paleocen-eocenă a produselor ciclului II se poate deduce din faptul că, corpurile magmatice formate în decursul lui străbat atît Maestrichtianul cît și dislocațiile tardive ale mișcărilor laramice din Paleocen (Kräutner, Kräutner, r 1972).

Institutul Geologic al României

concluzia că ele s-au format în condiţii hipoabisice, apropiate de cele subvulcanice, întrucît în cadrul corpurilor constituite din aceste roci se observă apariţia relativ frecventă a faciesurilor cu structură accentuat inechigranulară (granodiorite porfirice), care caracterizează nu numai zonele periferice ale corpurilor luate în considerare ci adesea şi zonele centrale ale acestora. Corpurile granodioritice reprezintă apofizele unor corpuri batolitice şi lacolitice, situate în profunzime, fapt presupus mai de mult de către Fr. Schafarzik şi demonstrat la scara întregului masiv de Kräutner şi Krăutner (r 1972).

O problemă interesantă este ridicată de coexistenţa actuală în regiune, la nivele morfologice similare, a corpurilor de roci intruzive holocristaline, de tipul granodioritelor, cu corpuri de mărime comparabilă, constituite din roci cu structură porfirică tipică, de tipul andezitelor şi dacitelor (din zona Albota). Mărimea corpurilor respective fiind similară, nu poate explica diferenţele constatate în ceea ce priveşte gradul de cristalinitate şi structura rocilor respective; rămîne a se explica această deosebire prin timpul diferit de punere în loc al corpurilor respective şi prin grosimea respectivă a învelişului cristalofilian, existent în momentul intruziunii lor. Într-adevăr, deşi aparţin aceluiaşi ciclu magmatic (ciclul II), rocile granodioritice s-au format într-o fază anterioară celor andezitice şi dacitice (Kräutner, Kräutner, r 1972). Bazîndu-se pe această succesiune pentru a explica situţia semnalată, presupunem că între momentul de formare al rocilor granodioritice şi cel al rocilor andezitice şi dacitice, eroziunea a îndepărtat o bună parte din învelişul de şisturi cristaline, astfel încît ultimele roci s-au consolidat în imediata apropiere a suprafeţei.

Din orientarea corpurilor banatitice, se observă existenţa a două direcţii preferenţiale conjugate: NE-SW şi NW-SE (există şi cazuri, mult mai rare, de banatite orientate E-W). În cadrul zonei din preajma localităţii Gladna Montană, se observă pregnant coexistenţa celor două direcţii conjugate.

Se poate face observaţia că cele două sectoare menţionate, în care se concentrează cele mai multe dintre banatite, aparţin unei zone largi, orientată în ansamblu NW-SE şi marcată discontinuu de corpuri banatitice, începînd din zona Ruşchiţa (Cracul Cireşului) pînă la vest de Gladna Montană; în cadrul acestei zone, orientările corpurilor alcătuitoare pot fi NW-SE sau NE-SW.

Zona cu banatite, situată lîngă Gladna Montană, aparţine în acelaşi timp unui alt aliniament cu banatite, de data aceasta orientat NE-SW, marcat în principal de corpurile dioritice de la Drinova şi de la sud de

Institutul Geologic al României

Hăuzești (aflate în afara regiunii noastre), de granodioritele, andezitele și dacitele din bazinul văii Rozalia și de la Zolt.

Interferența acestor două aliniamente pincipale cu roci banatitice, avînd loc aproximativ la sud de Gladna Montană, explică de ce aici există atît corpuri orientate NE-SW cît și corpuri direcționate NW-SE.

S-a observat că, în timp ce rocile banatitice ale celui de al II-lea ciclu magmatic (granodiorite, andezite, dacite) pot fi dispuse după ambele direcții menționate, lamprofirele formate în decursul circlului III, sînt orientate exclusiv NW-SE. Această situație arată că în timpul Paleocen-Eocenului (cînd s-a desfășurat ciclul II), permeabilitatea de natură tectonică, care a favorizat ascensiunea magmelor, era asigurată de existența a două sisteme principale de fracturi conjugate; ulterior, în decursul ciclului III, sistemul de dislocații orientat NE-SW s-a închis, accesul magmelor avînd loc numai de-alungul fracturilor dispuse NW-SE.

Menționăm că în regiune, cu o singură excepție, corpurile banatitice nu se amplasează pe fracturi de-a-lungul cărora să se fi produs deplasări importante în formațiunile cristaline pe care le afectează; singurul corp, amplasat pe o falie cu săritură apreciabilă, este dacitul de pe valea Gropilor, orientat NW-SE; el este format după încetarea tuturor mișcărilor de deplasare diferențială ale celor două compartimente ale faliei, întrucît roca dacitică menționată nu este afectată nicăieri de fenomene de zdrobire.

c). Caractere petrografice

În regiunea cercetată rocile banatitice s-au format în descursul ciclurilor II și III ale magmatismului banatitic; corpurile de banatite ale ciclului II sînt mult mai numeroase în regiune în comparație cu cele formate ulterior.

Produsele ciclului II

În decursul ciclului II al magmatismului banatitic, au luat naștere într-o primă fază roci granodioritice, urmate într-o a doua fază, de formarea unei suite de corpuri, în general filoniene, de andezite și dacite. Local, procesele magmatice propriuzise au fost însoțite de fenomene de metamorfism de contact și hidrotermal precum și de procese metalogenetice sporadice.

Roci granodioritice

Rocile granodioritice apar la sud de Gladna Montană (valea Rozalia) și în preajma localității Zolt (Valea Mare).

Institutul Geologic al României

a) Cel mai impornat corp granodioritic se situează pe valea Rozalia, unde granodioritele ocupă o suprafață eliptică de aproape 1 km² ; rocile de aici, de culoare cenușie, au textura masivă și structura holocristalină, care variază frecvent de la echigranulară la accentuat inechigranulară, determinînd tranziții între granodiorite și granodiorite porfirice, neseparabile cartografic.

Alcătuirea mineralogică a acestor roci este următoarea : plagioclaz (45—60 %), cuarț (15—25 %), biotit (5—12 %), hornblendă (0—8 %) ,ortoză (0—5 %), microclin (0—2 %), apatit (sub 0,5 %), clorit + sericit (1—2 %), pirită (0—5 %).

Plagioclazul (oligoclaz) de obicei este zonat ; uneori, prezintă maclări după legea albitului și a periclinului ; se mai observă tendința de sericitizare a feldspatului plagioclaz.

Cuarțul este xenomorf și constituie, indivizi, de obicei granulari, cu conture rotunjite ; uneori se constată concreșteri mirmekitice ale acestui mineral cu plagioclazul.

Biotitul, cu conture idiomorfe, este adesea cloritizat parțial sau opacitizat.

Hornblenda verde prezintă uneori tendința de idiomorfie și structuri poikilitice, incluzînd plagioclaz. Cloritizarea hornblendei este destul de frecvent întîlnită în cadrul corpului din valea Rozalia.

Ortoza și microclinul au fost întîlnite rar în granodioritele analizate ; microclinul apare de obicei sub formă de cristale larg dezvoltate, cu structură poikilitică, avînd incluziuni de plagioclaz și cuarț.

Pirita, de natură cert hidrotermală (întrucît în zona respectivă și rocile metamorfice înconjurătoare sînt frecvent silicifiate și piritizate), constituie uneori mici cristale sau filonașe în masa granodioritului ; ea a fost întîlnită în zonele periferice ale corpului din valea Rozalia.

b) În apropierea localității Zolt, pe Valea Mare (în versantul stîng al acesteia), apare o mică apofiză de cîțiva zeci de metri patrați de granodiorite porfirice, exploatate în trecut într-o mică carieră ; aici, se observă trei sisteme de fisuri principale, după care roca debitează în blocuri prismatice mari, cu dimensiuni de ordinul decimetrilor.

Roca se caracterizează prin textură masivă și printr-o structură holocristalină accentuat inechigranulară, fiind vorba deci de un granodiorit porfiric (planșa XXII, fig. 1). În masa rocii se observă separații mai melanocrate, de formă ovoidală, cu o cristalinitate mai uniformă decît cea a masei principale în care apar.

Alcătuirea mineralogică procentuală este destul de variabilă : plagioclaz (45—52 %), cuarț (15—25 %), hornblendă (4—8 %), biotit (2—7 %), magnetit (1—2 %), apatit + zircon (sub 0,5 %), calcit (0—1 %), pirită (0—2 %).

Roca este constituită dintr-o matrice holocristalină mărunt cristalizată, constituită în principal din plagioclaz și cuarț, în care sînt implîntate cristale mai mari de plagioclaz hornblendă și biotit.

S a v u (r 1953) semnalează existența unei generații mai vechi de minerale, constituite din plagioclaz mai bazic (40—50 % An) și hornblendă verde, urmată de o generație de plagioclazi mai acizi (30—35 % An) și de biotit.

Hornblenda verde include adesea poikilitic plagioclazul de primă generație. Apatitul, zirconul și magnetitul reprezintă minerale accesorii primare ; calcitul și pirita, sporadice în rocă, se datoresc acțiunii locale a unor soluții hidrotermale, care au circulat pe unele fisuri din corpul granodioritic.

Roci andezitice

Cea de a doua fază din cadrul ciclului II al magmatismului banatitic se caracterizează prin formarea de andezite și dacite.

Institutul Geologic al României

Rocile andezitice, cele mai răspîndite în regiune, sînt caracterizate printr-o largă variație mineralogică, structurală și texturală ; în cadrul acestor roci se pot deosebi andezite cu hornblendă, andezite cu hornblendă și biotit, andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit și andezite cu hornblendă și piroxeni (± cuarț ± biotit).

O caracteristică aproape generală a acestor roci este opacitizarea sau cloritizarea parțială sau totală a melanocratelor precum și faptul că adesea feldspații sînt mai puțin afectați de transformări hidrotermale (sericitizări, argilizări, epidotizări, calcitizări etc.).

Andezitele cu hornblendă constituie cantitativ mai mult de 2/3 din numărul corpurilor andezitice din zona cercetată. Sînt roci cu textură masivă și structură porfirică accentuată, dată de prezența fenocristalelor de plagioclaz (1—5 mm lungime) și hornblendă (0,5—7 mm lungime), găzduite de o matrice fin cristalizată. rareori parțial sticloasă.

Procentele mineralogice și raporturile dintre fenocristale și pastă variază în limite largi[36].

Plagioclaz	4—35 %
Hornblendă	3—11 %
Magnetit	1—2 %
Apatit, zircon	sub 1 %
Pastă	55—82 %

Plagioclazul din fenocristale este de obicei un andezin (30—35 % An), zonat sau maclat polisintetic ; uneori, este afectat parțial sau total de epidotizare, sericitizare, calcitizare sau argilizare. Plagioclazul apare și sub formă de microlite în masa fundamentală ; ele sînt de obicei mai bogate în albit decît fenocristalele (microlitele au 20—25 % An).

Hornblenda, de obicei verde (rar brună), este, în cele mai multe cazuri, transformată parțial sau total în clorit sau este opacitizată ; în aceste situații amfibolul se recunoaște după conturul pseudomorfozelor respective. În decursul fenomenelor de transformare a hornblendei se eliberează oxizi de fier care bordează pseudomorfozele după amfibol sau marchează fostele clivaje ale acestuia.

Pasta are textura masivă și structura variabilă : microcristalină, hipocristalină, uneori hialopilitică; la constituția pastei participă microlite de plagioclaz și sporadic acicule de amfibol și sticlă. Matricea prezintă adesea sericitizări și argilizări avansate sau este afectată de cloritizare și calcitizare.

Andezitele cu hornblendă și biotit, asemănătoare rocilor mai sus descrise, sînt relativ răspîndite în regiune. În aceste roci, alături de fenocristalele de plagioclaz și amfibol, apare și biotitul, sub formă de lamele, de 1—2 mm diametru. Frecvent, se constată cloritizări ale biotitului (tranformare în clinnoclor) și uneori sericitizarea acestuia (baueritizare).

Andezitele cuarțifere cu hornblendă și biotit sînt roci cu structură porfirică, în care, alături de fenocristalele de plagioclaz, hornblendă și biotit, se observă cu ochiul liber cuarț (1—2 mm diametru). Cuarțul apare uneori și în matricea rocii, împreună cu feldspatul și biotitul. Fenocristalele de cuarț sînt parțial corodate de pastă, prezentînd adesea aspecte scheletiforme.

Menționăm că, în regiune, în unele andezite s-a observat prezența cuarțului, provenit din anclavarea unor șisturi cristaline cuarțoase, în care caz, acest mineral își mai păstrează extincția ondulatorie; uneori, apar fragmente cuarțoase, cu structură mozaicată, din roca metamorfică anclavată; în jurul acestor xenolite cuarțoase există coroane de reacție, la con-

[36] În compoziția modală redată, procentele fenocristalelor de plagioclaz și de hornblendă cuprind și produsele de transformare ale acestor minerale, atunci cînd acestea tind să constituie pseudomorfoze după ele.

Institutul Geologic al României

tactul cu pasta. Aceste roci nu au fost incluse în cadrul andezitelor cuarțifere cu hornblendă și biotit.

Andezitele cu hornblendă și piroxeni (± *biotit* ± *cuarț*) au fost întîlnite relativ rar în regiunea cercetată. Fenocristalele de piroxeni (augit) sînt frecvent cloritizate și uneori uralitizate; hornblenda este în majoritatea cazurilor cloritizată. În unele secțiuni, amfibolul apare în cantități subordonate piroxenului, făcîndu-se tranziția la andezite piroxenice. Biotitul apare sporadic în aceste roci; uneori, acest mineral se formează pe seama amfibolului. Cuarțul apare de asemenea rar în aceste andezite; uneori, s-au observat anclave de cuarț metamorfic (cu extincție ondulatorie).

Roci dacitice

Rocile dacitice constituie un dyke pe valea Rozalia și un corp mai mare, cu contur eliptic, insinuat evident pe o falie de pe valea Gropilor. Aceste roci sînt puternic alterate (sericitizate, argilizate și piritizate).

Dacitele din valea Rozalia au o culoare albicioasă din cauza transformărilor hidrotermale intense suferite; cu ochiul liber, se observă fenocristale de cuarț și uneori cristale de pirită. Sub microscop, roca prezintă o structură porfirică evidentă și textură masivă.

Fenocristalele sînt reprezentate prin plagioclaz (oligoclaz), ortoză, cuarț, biotit și hornblendă. Feldspații și biotitul sînt puternic sericitizați (uneori total înlocuiți de agregate sericitice). Hornblenda este opacitizată și uneori parțial piritizată. Cuarțul, sub formă de cristale bipiramidate (1 — 3 mm diametru), este adesea corodat magmatic; acest mineral apare și în pasta rocii, alături de microlite de plagioclaz și de paiete de biotit.

Dacitele din valea Gropilor (descrise de A. Popescu fide Papiu et al., r 1960), sînt de asemenea puternic hidrotermalizate. Ele sînt constituite din fenocristale de plagioclaz, cuarț, biotit și hornblendă, prinse într-o matrice argilizată, sericitizată și parțial silicifiată; în rocă mai apar și cristale sau filonașe de pirită. Plagioclazul (oligoclaz), sub formă de fenocristale (1—4 mm lungime), este zonat și uneori maclat, fie polisintetic, fie după legea albit-karlsbad; este frecvent argilizat, sericitizat și uneori calcitizat. Biotitul este afectat de cloritizare de-a-lungul clivajelor iar alteori este sericitizat. Hornblenda se recunoaște actualmente doar după fostele ei contururi, marcate de o pulbere de oxizi de fier sau de opacit. Cuarțul este puternic corodat magmatic, rămînînd așchii și fragmente, adesea cu conture scheletiforme; rareori, se pot recunoaște cristale bipiramidate.

Produsele ciclului III

În regiunea noastră, produsele ciclului III fiind reprezentate numai prin lamprofire de tip calco-alcalin, rezultă că în partea de NW a masivului Poiana Ruscă s-a manifestat numai faza I a acestui ciclu. [37]

În regiune, cele mai răspîndite roci sînt odinitele; Kräutner și Kräutner (r1972) menționează existența cu totul sporadică a malchitelor (la sud de Gladna).

[37] Faza a II-a (Kräutner, Kräutner, r 1972) a dat naștere camptonitelor cu kataphorit, din regiunea Ruschița (Pavelescu, 1958) și de la W de Teliuc (Maier et al., 1964; Codarcea et al., 1965).

Institutul Geologic al României

Odinite

Rocile odinitice constituie cîteva filoane, orientate exclusiv NW-SE, cunoscute în partea superioară a văilor Șasa și Stîlpului (pîrîul Lanțoș); de asemenea, apar odinite în preajma comunei Gladna.

Odinitele sînt roci holocristaline, cu structură porfirică accentuată și textură masivă sau ofitică.

În zona de izvoare a văii Stîlpului, apar cîteva filoane odinitice cu augit și olivină; în aceste roci apare sporadic hornblenda verde și biotitul. Se observă rare xenolite de cuarț (anclavate din șisturile înconjurătoare), în jurul cărora se observă o aureolă de reacție, alcătuită din cristale fine de augit. În odinitele de aici, fenocristalele de olivină sînt transformate parțial sau total în minerale serpentinice sau bowlingit, rezultînd structuri celulare. Plagioclazul (labrador) este relativ proaspăt. Matricea, cu structură adesea ofitică, este constituită din baghete de plagioclaz și piroxen precum și din oxizi de fier.

În partea superioară a Pîrîului de la Fereastră (afluent stîng superior al văii Șasa), apare un filon de odinite cu piroxeni și olivină. Fenocristalele sînt reprezentate prin labrador, olivină, augit, magnetit, pastă (constituită din microlite de plagioclaz și augit și sporadic sticlă, pe cale de recristalizare) precum și calcit. Plagioclazul constituie atît fenocristale cît și cristale mai mici (prinse în matrice), maclate uneori polisintetic. Augitul alcătuiește fenocristale prismatice, idiomorfe și granule xenomorfe mărunte, care intră în constituția pastei. Olivina apare numai sub forma unor cristale, transformate în majoritatea cazurilor în minerale serpentinice și talc. În rocă mai apar, ca minerale secundare, agatul și calcitul; agatul constituie forme amigdaloide, care uneori au un sîmbure de calcit. Acest din urmă mineral, constituie uneori și plaje neregulate, în masa rocii.

În rocile odinitice prezentate, piroxenii prezintă, uneori, începuturi de transformare în clorit, opacitizări incipiente sau calcitizări (planșa XXII, fig. 2); hornblenda, sporadică în aceste roci, este parțial opacitizată. Plagioclazii, în unele cazuri, prezintă sericitizări sau carbonatări.

Malchite

În regiune, aceste roci au fost menționate sub acest nume de către Kräutner și Kräutner (r 1972) și descrise petrografic ca diorite filoniene de către Savu (r 1953) și drept porfir-diorite de către Chivu și Serafimovici (r 1961).

Aceste roci constituie filoane subțiri (sub 2 m grosime) pe valea Rozalia și pe Valea Mică (la sud de Zolt). Malchitele sînt roci holocristaline, cu structură porfirică și textură masivă. În majoritatea cazurilor, ele sînt puternic transformate, fiind afectate de fenomene de cloritizare, sericitizare și calcitizare.

Fenocristalele sînt reprezentate prin plagioclaz (14—18%), hornblendă (7—10%), biotit (0—3%), cuarț (0—4%), apatit (sub 0,4%), pastă (45—65%) [38].

Feldspatul plagioclaz (andezin) constituie fenocristale zonate, uneori maclate polisintetic; este puternic transformat, fiind afectat de procese de sericitizare și uneori de calcitizare sau cloritizare.

Hornblenda verde este în majoritatea cazurilor transformată total în pseudomorfoze de clorit, calcit, cărora li se adaugă oxizii de fier (magnetit și hematit), eliberați în timpul alterării acestui mineral.

[38] La analiza planimetrică, procentele fenocristalelor primare includ și pseudomorfozele acestora.

Institutul Geologic al României

Biotitul este de obicei mai puțin afectat de cloritizare și uneori include poikilitic cuarț și rar hornblendă.

Pasta, cu structură holocristalină masivă, este intens sericitizată, calcitizată sau cloritizată; se mai recunoaște faptul că era constituită din feldspați și subordonat din minerale melanocrate.

Metamorfism magmatic

Activitatea magmatismului banatitic a fost însoțită de procese de metamorfism termic de contact, succedate de o fază de metamorfism hidrotermal.

Metamorfismul de contact termic

Procesele de metamorfism de contact termic sînt sincrone intruziunii corpurilor magmatice banatitice. În regiune produsele acestor procese sînt puțin răspîndite și se întîlnesc în jurul corpurilor de granodiorite de pe valea Rozalia și de la sud de Zolt; ele sînt reprezentate prin corneene.

Serafimovici și Chivu (r 1962) menționează în aureola de contact a granodioritelor de pe valea Rozalia, corneene cu andaluzit și granat.

Menționăm existența unor corneene formate pe seama unor roci tufogene bazice, de la sud de Gladna Montană, situate pe valea Rozalia, în aval de corpul granodioritic de aici. Textura șistoasă și rubanarea rocii nu s-au schimbat în decursul metamorfismului de contact, putîndu-se recunoaște cu ușurință; uneori se pot observa și microcute de tip drag-folds.

În rocă se observă o parte din cloritul, sericitul, calcitul și cuarțul care existau în șistul tufogen bazic, înaintea metamorfismului de contact. Cea mai mare parte din clorit a trecut în magnetit. O parte din cuarț a recristalizat, pierzîndu-și extincția ondulatorie. Feldspatul de neoformație (albit-oligoclaz) s-a format probabil din fostul albit al rocii tufogene, care s-a îmbogățit în calciu din molecula unei părți a calcitului și probabil a epidotului. În rocă apar porfiroblaste mari de cordierit, în majoritatea cazurilor complet pinitizat.

Metamorfismul termic a decurs în faciesul corneenelor cu albit și epidot; parametri *ACF* plasează roca în cîmpul muscovit-epidot-cordierit-clorit.

Analiza chimică a acestei roci (analiza 43) și parametri chimici corespunzători indică prezența unui metamorfism de contact izochimic (vezi chimismul produselor magmatismului bazic premetamorfic).

Institutul Geologic al României

Metamorfismul hidrotermal

Cercetările din regiune (Mureşan, r 1965; Kräutner, Kräutner, r 1967, r 1972) au arătat existența a două tipuri de metamorfism hidrotermal: un metamorfism hidrotermal de tip autometamorfic, constatat numai în cadrul rocilor banatitice (mai ales în cadrul rocilor filoniene), datorat circulației unei soluții apoase, fără aporturi deosebite în alte elemente chimice; şi un metamorfism hidrotermal rezultat în urma unui aport de CO_2, SiO_2, S, care a dat naştere rocilor silicifiate carbonatate şi piritizate, proces care afectează adesea şi rocile metamorfice înconjurătoare (valea Rozalia şi valea Gropilor). Ultimul tip de procese hidrotermale au fost însoțite şi de formarea unor sulfuri polimetalice (valea Bănița, valea Rozalia, valea Căprişoara).

Întrucît am observat că în zonele intens hidrotermalizate apar dacite, puternic transformate, în timp ce corpurile andezitice din zonele respective sînt de obicei neafectate de aceste procese cu aport de substanță, presupunem că transformările hidrotermale, însoțite de procese metalogenetice, sînt penecontemporane formării dacitelor, succedîndu-le într-un interval de timp foarte apropiat.

Kräutner şi Kräutner (r 1967, r 1972) au distins în cadrul metamorfismului hidrotermal de tip autometamorfic mai multe faciesuri: faciesul cu epidot, faciesul cu sericit şi clorit şi faciesul zeolitic. În zona cercetată se cunosc numai primele două faciesuri.

În faciesul cu epidot are loc epidotizarea predominantă a plagioclazului, hornblenda trece în clorit şi magnetit; calcitul apare rar în aceste situații.

În faciesul cu clorit şi sericit, sînt afectate în special hornblenda şi plagioclazul, primul mineral fiind cloritizat, în acelaşi timp rezultînd magnetit şi calcit. Plagioclazul se sericitizează parțial sau total, calciul eliberat transformîndu-se în calcit.

d). Caractere chimice

În vederea caracterizării petrochimice a principalelor tipuri petrografice banatitice din regiune, s-au analizat 5 roci; de asemenea am preluat două analize (170, 183) de la Kräutner şi Kräutner (r 1972).

Rezultatele analitice au fost prelucrate complex, în mod similar ca la rocile bazice mezozoice.

Majoritatea analizelor (6 analize), se referă la banatite formate în decursul celui de al II-lea ciclu al magmatismului banatitic (granodiorite

Institutul Geologic al României

și andezite); o analiză (310) corespunde unui odinit, ce aparține ciclului III al acestui magmatism.

Dată fiind varietatea petrografică relativ largă a rocilor luate în considerare s-au obținut încadrări petrochimice variate și parametri diferiți (tabelul 67—76 și figurile 57—69).

1. Parametri N i g g l i corespund unor magme granodioritice și cuarț-dioritice pentru rocile ciclului II și unei magme gabbroide pentru roca odinitică.

Diagrama de variație a parametrilor N i g g l i indică o diferențiere de tip calco-alcalin pentru rocile luate în considerare; lamprofirul analizat se înscrie în partea stîngă a diagramei, spre rocile cu chimism gabbroid.

Izofalia rocilor analizate se plasează în dreptul unei valori de *si* = = 168, corespunzătoare andezitului cu hornblendă de la SE de Glanda Română (proba 49). Față de punctul izofal, rocile formate în decursul ciclului II se plasează în dreapta acestuia, iar odinitul în stînga acestuia.

Diagrama *al — fm* relevă caracterul subsalic și semisalic al rocilor din acest al II-lea ciclu, iar pentru proba 49 caracterul ei izofal; lamprofirul analizat (310) prezintă un caracter femic.

Raporturile dintre *al* și *alk* relevă situarea rocilor în cîmpul sărac în alcalii sau la limita acestuia cu rocile intermediar-alcaline.

Diagrama *k-mg* reflectă tendința de variație invers proporțională a acestor parametri, în cadrul rocilor banatitice.

Raporturile *mg — c/fm* arată plasarea banatitelor într-o zonă restrînsă, respectiv în zona de limită a cîmpurilor Ca > Fe > Mg, Ca > > Mg > Fe, Mg > Ca > Fe și Mg > Fe > Ca.

În triunghiurile *al + alk — fm — c* și *c + fm — al — alk* se observă situarea rocilor banatitice ale ciclului II în cîmpul dioritelor (după E l l i s, 1948); odinitul analizat (310) cade în cîmpul gabbrourilor.

2. S-au calculat componentele bazei N i g g l i, grupate apoi în diverse diagrame.

În triunghiul *Kp — Ne — Cal* se observă posibilitatea existenței plagioclazilor în rocile analizate (în concordanță cu observațiile microscopice); la granodioritul de pe valea Rozalia (183) și andezitul cuarțifer cu hornblendă și biotit (170) se observă plasarea acestora către vîrful *Kp*, datorită faptului că în aceste roci o parte din K_2O provine din biotit și că în granodiorite se materializează uneori mineralogic și feldspatul potasic.

Diagrama *Fo — Fs + Fa — Cs* relevă caracterul accentuat feromagnezian al melanocratelor existente în aceste roci (cu excepția lampro-

Institutul Geologic al României

TABELUL 67

Analizele chimice ale rocilor eruptive paleogene (banatite)

Nr. analizei	Roca	Proveniența	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	S	CO_2	H_2O+	H_2O-	Suma
97	Granodiorit	Valea Rozalia (S Gladna Montană)	64,13	16,73	1,96	3,20	0,08	2,90	3,10	3,50	2,05	0,45	0,14	0,46	—	1,53	0,20	100,42
51	Granodiorit porfiric	Valea Mare (S Zolt)	62,64	18,29	2,55	2,47	0,07	2,35	4,42	2,80	2,24	0,21	0,21	0,08	urme	1,70	0,19	100,13
42	Andezit cu hornblendă	Valea Rozalia (S Gladna Montană)	57,28	18,18	2,94	3,02	0,32	1,20	5,73	4,26	1,97	0,35	0,15	—	2,88	1,22	0,15	99,65
49	Andezit cu hornblendă	Valea Gladnei (SE Gladna Română)	55,47	17,50	3,70	3,24	0,32	3,55	6,00	4,05	2,02	0,50	0,19	—	1,48	1,70	0,18	99,65
310	Odinit cu piroxeni și olivină	Pîrîul Lanțoș (N vf. Rusca)	47,00	11,98	10,63	2,80	0,20	7,30	12,12	2,43	0,79	1,05	0,07	0,10	2,16	0,22	1,30	100,15
170	Andezit cuarțifer cu hornblendă și biotit	Valea Rozalia (S Gladna Montană)	59,07	17,15	3,66	2,19	0,11	3,72	5,25	3,91	2,06	0,58	0,18	1,22	—	0,40	0,66	100,16
183	Granodiorit	Valea Rozalia (S Gladna Montană)	62,35	16,16	3,58	1,92	0,03	2,46	3,15	3,86	2,21	0,49	0,15	1,86	urme	1,23	0,88	100,33

Analiști : Alexandra Dănciulescu (42; 49); Lucreția Anghel (310) ; Carmen Agrigoroaiei (51) ; Simina Bunea (97), A. Kyzyk (170, 183). Fazele de punere în loc : probele 97, 51, 42, 49, 170 și 183 din ciclul II ; proba 310 din ciclul III.

Institutul Geologic al României

TABELUL 68

Parametri Niggli *şi tipurile de magmă corespunzătoare. Roci eruptive paleogene (banatite).*

Nr. analizei	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	t	qz	$\frac{c}{fm}$	Tipul de magmă
97	245,79	37,98	31,65	12,65	17,72	0,27	0,52	1,15	7,60	74,91	0,40	Relativa propiată de magma cuarţdioritică—subtipul cuarţdioritic (si>, al>, c<)
51	231,26	40,15	27,49	17,29	15,07	0,33	0,46	0,22	7,77	70,98	0,62	Apropiată de magma granodioritică—subtipul leucotonalitic (si>, fm>, c<, k<, mg>) şi de magma cuarţdioritică—subtipul cuarţdioritic (al>, fm<, alk<)
42	197,10	37,20	23,14	21,07	18,59	0,23	0,26	0,82	−2,47	22,74	0,91	Apropiată de magma granodioritică—subtipul leucopeleitic (fm>, c<, alk>, mg<)
49	168,12	31,52	33,34	19,48	15,66	0,24	0,48	1,09	−3,63	5,48	0,58	Foarte apropiată de magma cuarţdioritică—subtipul peleitic (si<, c<, alk>)
310	106,45	16,17	48,08	29,36	6,39	0,17	0,51	3,67	19,58	19,11	0,61	Apropiată de magma gabbroidă—intermediară între subtipurile eucritic şi piroxengabbroid
170	197,53	33,79	30,35	18,80	17,06	0,26	0,61	1,46	−2,07	29,29	0,62	Apropiată de magma cuarţdioritică—subtipul cuarţdioritic (si, mg>)
183	256,73	39,20	25,70	13,89	21,20	0,27	0,59	1,52	4,11	71,92	0,54	Apropiată de magma granodioritică—subtipul granodioritic (si>, c>, k>, mg<)

Institutul Geologic al României

TABELUL 69.

Componentele bazei Niggli. *Roci eruptive paleogene (banatite).*

Nr. analizei	Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fa	Fs	Fo	Sp	Ru	Cp	Pr	Suma
97	49,13	7,14	19,06	8,85	—	2,80	2,21	3,14	5,95	0,28	0,28	1,11	99,95
51	49,42	7,89	15,45	12,87	—	3,00	2,66	1,80	6,35	0,05	0,28	0,17	99,94
42	41,64	7,35	24,18	15,59	0,87	4,03	3,15	2,62	—	0,23	0,29	—	99,95
49	37,44	7,25	22,45	14,85	1,55	4,23	3,97	7,59	—	0,34	0,28	—	99,95
310	25,92	2,82	13,74	12,51	12,51	3,56	11,63	15,95	—	0,76	0,29	0,26	99,95
170	40,79	7,28	21,01	13,87	0,54	2,67	2,23	7,68	—	0,40	0,35	3,17	100,00
183	46,27	7,90	20,97	8,92	—	2,29	1,33	3,47	3,33	0,34	0,30	4,88	100,00

TABELUL 70.

Valorile $Q-L-M-\alpha$, $Kp-Ne-Cal$, $Fa+Fs-Fo-Cs$.
Roci eruptive paleogene (banatite).

Nr. analizei	97	51	42	49	310	170	183
Q	49,85	49,68	41,78	37,57	26,07	42,13	48,64
L	35,56	36,39	47,29	44,70	29,24	34,55	39,73
M	14,59	13,93	10,93	17,73	44,69	14,32	11,63
α	5,37	4,17	2,81	1,31	0,44	2,74	5,71
Kp	20,37	21,78	15,59	16,27	9,70	17,27	20,90
Ne	54,39	42,68	51,33	50,40	47,39	49,83	55,50
Cal	25,24	35,54	33,08	33,33	43,03	32,90	23,60
Fa+Fs	61,47	75,87	67,30	47,29	34,80	37,35	51,06
Fo	38,53	24,13	24,55	43,77	36,54	58,53	48,94
Cs	0,00	0,00	8,15	8,94	28,66	4,12	0,00

Institutul Geologic al României

TABELUL 71

Valorile CIPW. Roci eruptive paleogene (banatite).

Nr. analizei	Q	Or	Plagioclaz (An %)		Piroxen			C	Cp	Mt	Ilm	Hm	Pr*	H_2O^-	H_2O+	CO_2	Suma
			Ab	An	Wo	En	Hy										
97	24,51	11,68	43,80	(33,01)		10,04		3,57	0,31	3,02	0,76	—	0,78	0,20	1,53	—	100,20
			29,34	14,46	—	7,20	2,84										
51	24,24	12,78	45,26	(47,90)		8,04		3,46	0,31	3,71	0,15	—	0,12	0,19	1,70	—	99,96
			23,58	21,68	—	5,80	2,24										
42	10,32	11,67	60,89	(40,63)		7,32		—	0,31	4,17	0,60	—	—	0,15	1,22	2,88	99,53
			36,15	24,74	1,16	3,00	3,16										
49	6,54	11,67	57,96	(41,23)		13,52		—	0,31	5,33	0,76	—	—	0,18	1,70	1,48	99,45
			34,06	23,90	2,08	8,80	2,64										
310	2,16	4,44	40,16	(49,12)		34,57		—	0,31	6,38	1,97	6,16	0,18	1,30	0,22	2,16	100,01
			20,43	19,73	16,47	18,10	—										
170	11,76	12,23	56,08	(41,13)		11,57		—	0,31	3,01	1,21	—	2,28	0,66	0,40	—	99,51
			33,01	23,07	0,92	9,20	1,45										
183	20,94	12,78	47,21	(31,20)		7,68		2,14	0,31	1,85	0,91	—	3,48	0,88	1,23	—	99,41
			32,48	14,73	—	6,10	1,58										

* Considerată ca mineral secundar

Institutul Geologic al României

TABELUL 72

Catanorma N i g g l i . *Roci eruptive paleogene (banatite).*

Nr. analizei	Q	Or	Plagioclaz (An %)		Piroxen			Fo	Mg-Bi	Mt	Hm	Cp	Ru	C	Pr*	Suma
			Ab	An	Hy	Wo	En									
97	25,29	8,60	46,45	(31,75)		6,40		—	5,28	2,21	—	0,28	0,28	3,96	1,11	99,86
			31,70	14,75	2,24	—	4,16									
51	25,50	9,60	47,15	(45,49)		4,60		—	5,60	2,66	—	0,28	0,05	4,20	0,17	99,81
			25,70	21,45	2,20	—	2,40									
42	9,85	12,20	66,25	(39,17)		7,92		—	—	3,15	—	2,29	0,23	—	—	99,89
			40,30	25,95	3,28	1,16	3,48									
49	5,97	12,00	62,15	(39,81)		15,16		—	—	3,97	—	0,28	0,34	—	—	99,87
			37,40	24,75	3,00	2,04	10,12									
310	—	4,70	43,75	(49,60)		24,96		0,77	—	—	7,74	0,29	0,76	—	0,26	99,89
			22,90	20,85	4,72	—	20,24									
170	10,56	12,13	58,13	(39,78)		13,02		—	—	2,23	—	0,35	0,40	—	3,17	99,99
			35,01	23,12	2,06	0,72	10,24									
183	20,05	11,29	49,82	(29,85)		6,80		—	2,96	1,33	—	0,30	0,34	2,22	4,88	99,99
			34,95	14,87	2,17	—	4,63									

* Considerată ca mineral secundar

Institutul Geologic al României

TABELUL 73

Silicea din leucocrate, raportul dintre plagioclaz și totalitatea feldspaților și indicele de culoare. Roci eruptive paleogene (banatite).

Nr. analizei	Silicea din leucocrate	P/P+A	M
97	59,01	0,84	18,41
51	58,63	0,83	17,39
42	56,64	0,84	11,59
49	50,11	0,84	19,75
310	27,77	0,90	34,52
170	52,44	0,83	16,00
183	57,79	0,81	13,95

TABELUL 74

Valorile Q—A—P și Or—Ab—An. Roci eruptive paleogene (banatite).

Nr. analizei	Q	A	P	Or	Ab	An
97	31,48	10,70	57,82	15,62	57,59	26,79
51	31,00	11,67	57,33	16,92	45,28	37,80
42	11,15	13,82	75,03	15,55	51,37	33,08
49	7,45	14,98	77,57	16,18	50,44	33,38
310	0,00	9,70	90,30	9,70	47,26	43,04
170	13,07	15,01	71,92	17,26	49,83	32,91
183	24,70	13,91	61,39	18,47	57,20	24,33

firului 310), fapt relevat și de piroxenul normativ (vezi valorile *CIPW* și catanorma N i g g l i).

În diagrama *Q—M—L*, caracterul saturat în silice al banatitelor ciclului II apare deosebit de evident ca și caracterul slab nesaturat al odinitului din ciclul III.

Institutul Geologic al României

TABELUL 75

Parametri Rittman *și tipurile magmatice corespunzătoare. Roci eruptive paleogene (banatice).*

Nr. analizei	SiO_2	Al	Alk	CaO	FM	k	ca''	an	Roca corespunzătoare teoretic	σ	Seria magmatică
97	64,13	15,05	7,30	3,10	10,78	0,28	−1,49	0,26	Riodacit	1,45	Puternic pacifică
51	62,64	16,46	6,44	4,42	9,89	0,34	−1,59	0,36	Riodacit	1,29	Puternic pacifică
42	57,28	16,36	8,36	5,73	8,66	0,23	0,93	0,32	Trahiandezit	2,71	Mediu pacifică
49	56,35	16,00	8,21	6,09	14,56	0,24	1,42	0,32	Trahiandezit	2,84	Mediu pacifică
310	48,03	11,01	4,52	12,38	28,80	0,17	8,49	0,41	Bazalt cu andezin	2,13	Mediu pacifică
170	59,07	15,43	7,92	5,25	11,98	0,26	0,75	0,32	Riodacit	0,22	Extrem pacifică
183	62,35	14,54	5,79	3,15	8,29	0,38	−2,10	0,31	Riodacit	1,90	Mediu pacifică

TABELUL 76

Valorile Zavariţki. *Roci eruptive paleogene (banatite).*

Nr. analizei	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	φ	n	t	Q
97	10,38	3,70	13,58	72,34	31,76	32,50	35,73	0,00	12,90	72,72	0,46	20,20
51	9,37	5,37	13,24	72,02	35,42	3,43	3,02	0,00	16,66	66,17	0,95	19,91
42	13,31	6,58	9,24	70,87	0,00	65,60	24,00	10,40	28,80	76,66	0,41	8,52
49	12,36	6,18	14,66	66,80	0,00	46,56	43,13	10,29	22,54	75,58	0,64	2,68
310	6,44	4,86	34,15	54,55	0,00	34,60	36,30	29,08	26,47	82,97	1,63	−8,66
170	12,10	5,90	11,46	70,53	0,00	36,02	57,14	6,83	16,14	74,11	0,81	5,41
183	12,06	3,97	9,86	74,09	25,89	30,21	43,88	0,00	11,51	72,94	0,57	14,22

3. Valorile *C I P W* și catanorma Niggli relevă participarea importantă a plagioclazilor sodico-calcici la alcătuirea rocilor luate în considerare, reprezentînd de obicei mai mult de 1/2 din asociația mineralogică normativă. În toate rocile analizate, se constată prezența felds-

Institutul Geologic al României

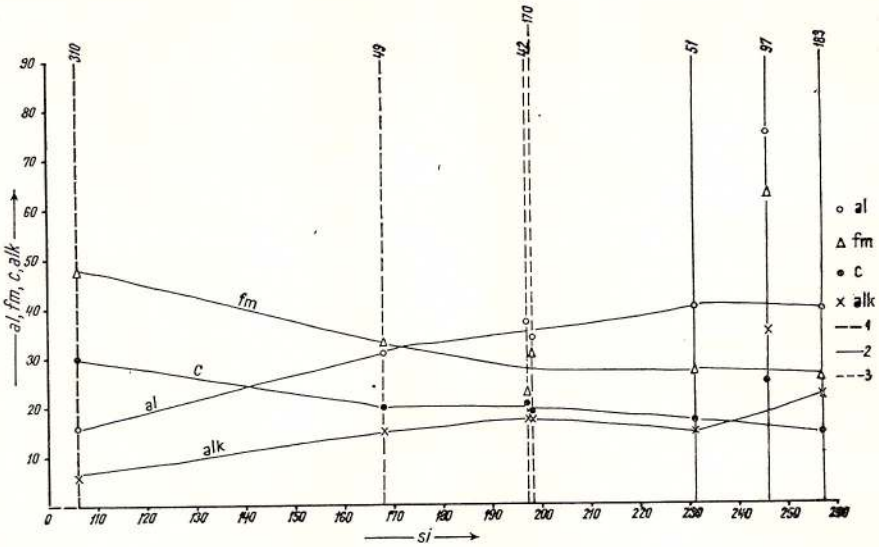


Fig. 57. — Diagrama de variație a parametrilor Niggli (banatite).

1, lamprofir (odinit): 2, gronodiorite: 3, andezite.

Diagramme de variation des paramètres Niggli (banatites).

1, lamprophyre (odinite); 2, granodiorites; 3, andésites.

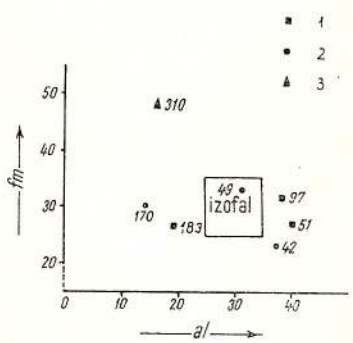


Fig. 58. — Diagrama al — fm (banatite).

1, granodiorite; 2, andezite; 3, lamprofir (odinit).

Diagramme al — fm (banatites).

1, granodiorites; 2, andésites; 3, lamprophyre (odinite)

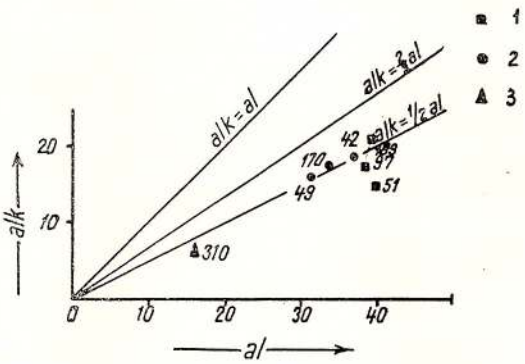


Fig. 59. — Diagrama al — alk (banatite).

1, granodiorite; 2, andezite; 3, lamprofir (odinit).

Diagramme al — alk (banatites).

1, granodiorites; 2, andésites; 3, lamprophyre (odinite).

Institutul Geologic al României

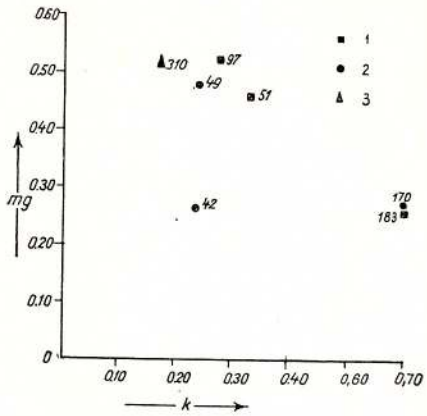


Fig. 60. — Diagrama k — mg (banatite).

1, granodiorite; 2, andezite; 3, lamprofir (odinit).

Diagramme k — mg (banatites).

1, granodiorites; 2, andésites; 3, lamprophyre (odinite).

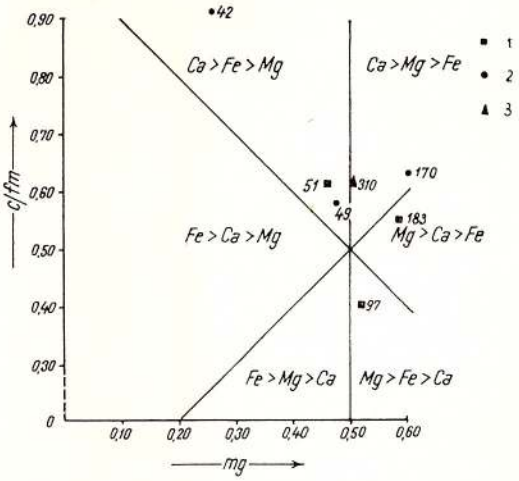


Fig. 61. — Diagrama mg — c/fm (banatite).

1,granodiorite; 2, andezite; 3, lamprofir (odinit).

Diagramme mg — c/fm (banatites).

1, granodiorites; 2, andésites; 3, lamprophyre (odinite).

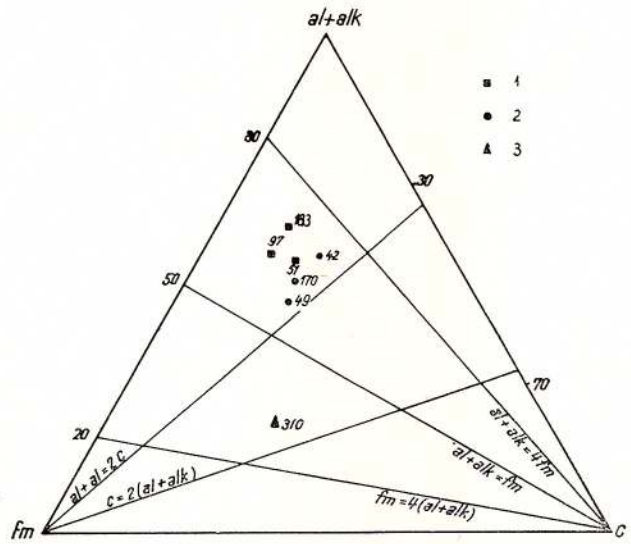


Fig. 62. — Diagrama al + alk — fm — c (banatite).

1, granodiorite; 2, andezite; 3, lamprofir (odinit).

Diagramme al + alk — fm — c (banatite).

1, granodiorites; 2, andésites; 3, lamprophyre (odinite).

Institutul Geologic al României

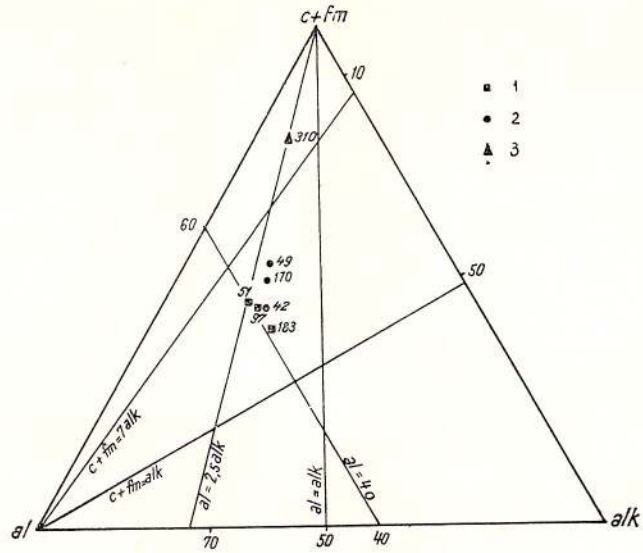


Fig. 63. — Diagrama c + fm — al — alk (banatite).
1, granodiorite; 2, andezite; 3, lamprofir (odinit).
Diagramme c + fm — al — alk (banatites).
1, granodiorites; 2, andésites; 3, lamprophyre (odinite).

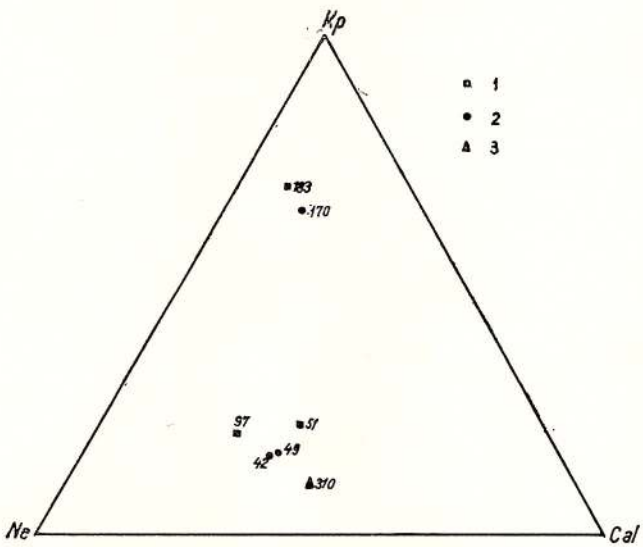


Fig. 64. — Diagrama Kp — Ne — Cal (banatite).
1, granodiorite; 2, andezite; 3, lamprofir (odinit).
Diagramme Kp — Ne — Cal (banatites).
1, granodiorites; 2, andésites 3, lamprophyre (odinite).

Institutul Geologic al României

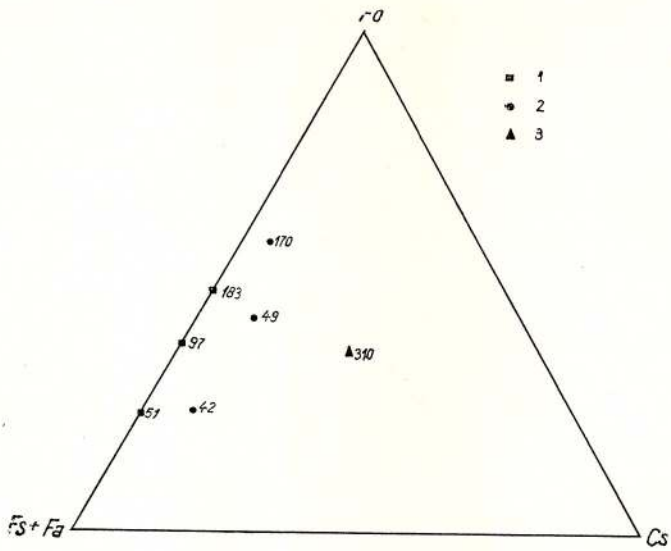


Fig. 65. — Diagrama Fo — Fs + Fa — Cs (banatite).
1, granodiorite; 2, andezite; 3, lamprofir (odinit)

Diagramme Fo — Fs + Fa — Cs (banatites).
1, granodiorites; 2, andésites 3, lamprophyre (odinite)

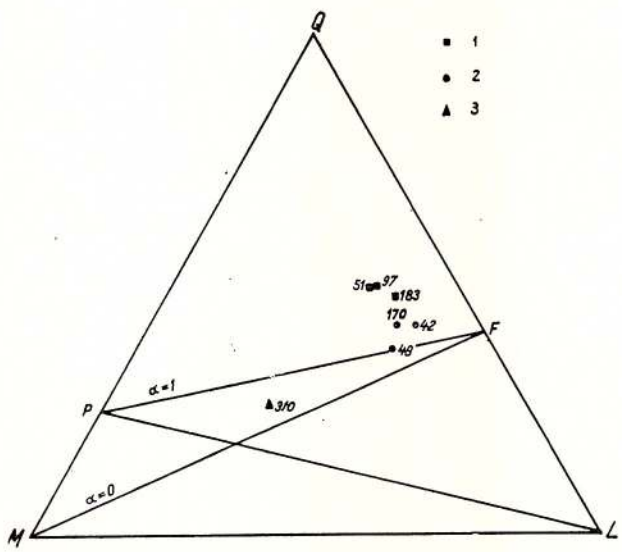


Fig. 66. — Diagrama Q — M — L (banatite).
1, granodiorite; 2, andezite; 3, lamprofir (odinit)

Diagramme Q — M — L (banatites).
1, granodiorites; 2, andésites; 3, lamprophyre (odinite).

Institutul Geologic al României

patului potasic normativ și a piroxenilor; în odinitul analizat este indicată și prezența olivinei.

Caracterul în general lecucocrat al rocilor banatitice din ciclul II reiese și din cantitatea de silice utilizată la calcularea leucocratelor normative; în odinitul luat în considerare, silicea din leucocrate reprezintă ceva mai mult din jumătatea silicei existente în rocă, fapt care, corelat cu raportul $P/P + A$ foarte ridicat (0,9) și cu indicele de culoare apreciabil ($M = 34{,}52$), arată caracterul bazic al acesteia.

Rocile banatitice s-au încadrat în general satisfăcător în triunghiul $An - Or - Ab$, punctele corespunzătoare plasîndu-se în cîmpul granodioritelor și al monzonitelor; pentru proba 310 (lamprofir) s-a obținut o amplasare neconcordantă cu caracterul petrografic al acesteia, căzînd în cîmpul cuarț-dioritelor.

În triunghiul $Q - A - P$ s-a obținut o situație similară pentru banatitele ciclului II, care se grupează în cîmpul granodioritelor și monzodioritelor; roca odinitică se situează la limita dintre gabbrouri și monzogabbrouri.

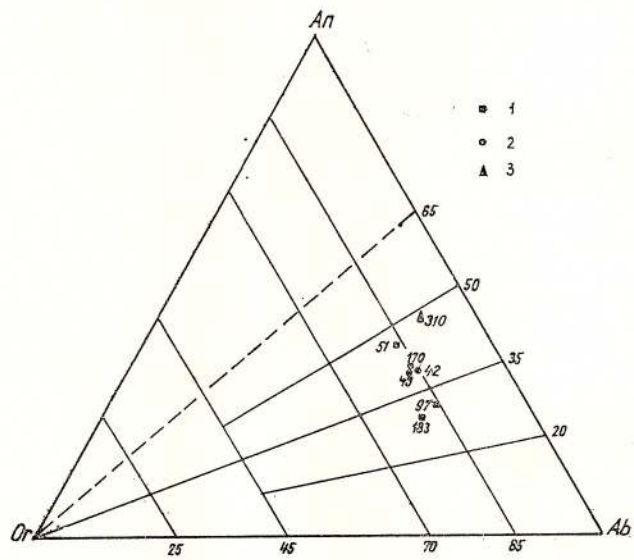


Fig. 67. — Diagrama An — Or — Ab (Hietanen) (banatite).
1, granodiorite; 2, andezite; 3, lamprofir (odinit).

Diagramme An — Or — Ab (Hietanen) (banatites).
1, granodiorites; 2, andésites; 3, lamprophyre (odinite).

Institutul Geologic al României

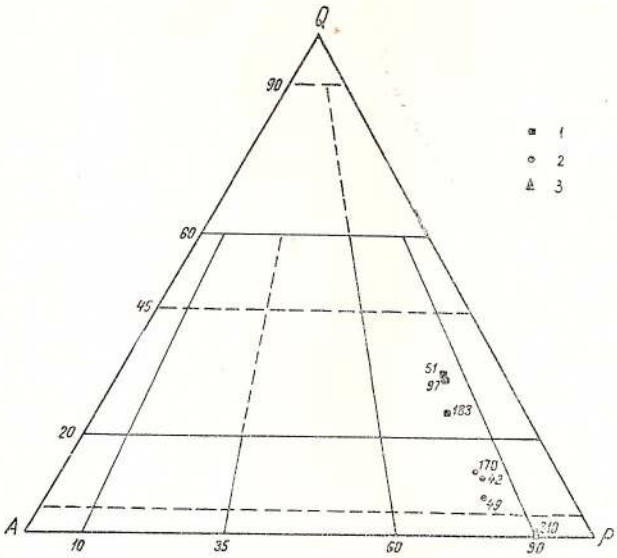


Fig. 68. — Diagrama Q — A — P (Streckeisen) (banatite).
1, granodiorite; 2, andezite; 3, lamprofir (odinit)

Diagramme Q — A — P (Streckeisen) (banatites).
1, granodiorites; 2, andésites; 3, lamprophyre (odinites)

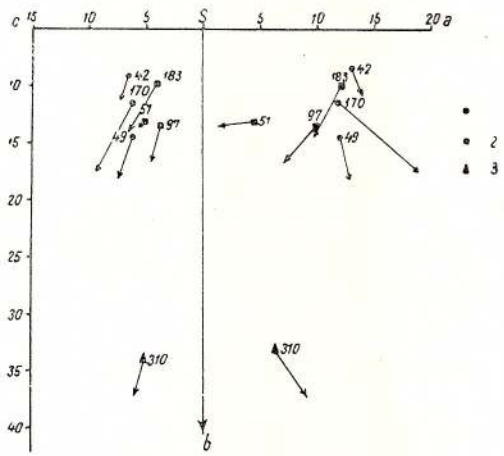


Fig. 69. — Diagrama parametrilor Zavariţlki (banatite).
1, granodiorite; 2, andezite; 3, lamprofir (odinit)

Diagramme des paramètres Zavaritzki (banatites).
1, granodiorites; 2, andésites; 3, lamprophyre (odinites)

Institutul Geologic al României

4. Parametri Rittman indică corespondența petrochimică a banatitelor ciclului II cu riodacite și trahiandezite; odinitul analizat își are drept corespondent o rocă bazaltică cu andezin. Valorile σ arată apartenența clară a rocilor analizate la seria pacifică (calco-alcalină).

5. Parametri Zavariţki și diagrama corespunzătoare relevă caracterul intermediar și calco-alcalin al granodioritelor și al andezitelor analizate; odinitul luat în considerare se detașează net prin valorile corespunzătoare și prin poziția ocupată în diagrama Zavariţki, reflectîndu-se caracterul bazic accentuat al acestei roci.

În concluzie, rocile banatitice ale ciclului II din regiune provin dintr-o magmă calco-alcalină granodioritică, detașîndu-se net în toate diagramele de roca lamprofirică, formată în decursul ciclului III al magmatismului banatitic. Această situație confirmă ipoteza emisă de către Kräutner și Kräutner (r 1972), conform căreia rocile lamprofirice ar proveni din mobilizarea unor magme din zone mai profunde în comparație cu cele ale magmelor sialice ale ciclului II.

2. ERUPTIVUL NEOGEN

În partea de nord a regiunii cercetate, apar produsele magmatismului subsecvent neogen, care are o strînsă legătură cu cel din zona Munților Metaliferi. Cele trei cicluri distinse în Munții Metaliferi (Rădulescu, Borcoș, 1968) își au corespondentele lor și în partea de NW a masivului Poiana Ruscă.

Topiturile magmatice s-au insinuat în zonele de minimă rezistență ale fundamentului cristalin, unde apar fracturile cele mai noi, de care se leagă și formarea bazinelor terțiare ce separă Poiana Ruscă de munții Drocea — Metaliferi. Prelungirea acestor fracturi înspre masiv este demonstrată de corpurile filoniene andezitice ale ciclului II și III, ce se cunosc în partea de nord a regiunii.

c). Caracteristici geologice și petrografice

Ciclul I

Produsele acestui ciclu, reprezentate prin tufuri sudate riolitice și brecii piroclastice cu elemente de tufuri sudate riolitice, apar în împrejurimile localităților Românești și Tomești (fig. 70).

Institutul Geologic al României

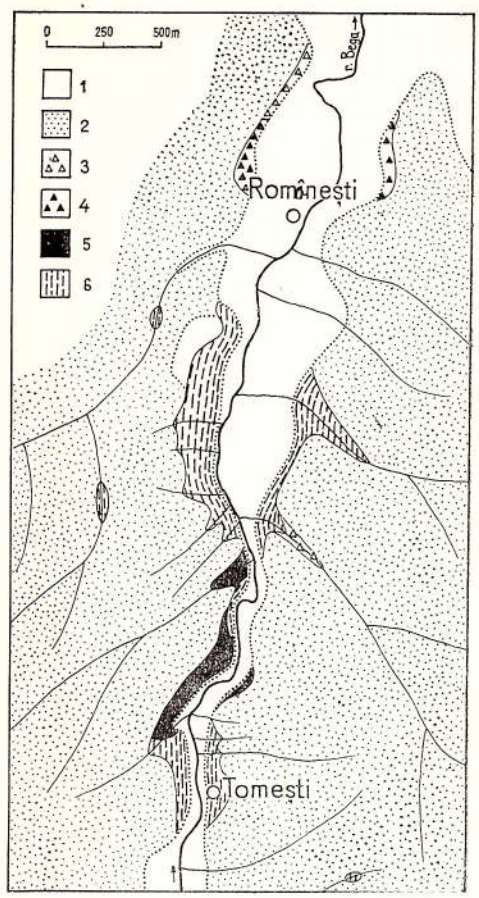


Fig. 70. — Răspîndirea tufurilor sudate riolitice între Românești și Tomești.

1, depozitele cuaternare; 2, depozite sedimentare ponțiene; 3, aglomerate și brecii vulcanice andezitice sarmațian-pannoniene; 4, brecii vulcanice cu elemente de tufuri sudate riolitice (Karpatian inferior?); 5, tufuri sudate riolitice (Karpatian inferior?); 6, șisturi cristaline din complexul Gh_2 (Devonian superior)

Répartition des tufs soudés rhyolitiques entre Românești et Tomești.

1, dépôts quaternaires; 2, dépots sédimentaires pontien; 3, agglomérés et brèches volcaniques andésitiques sarmatien-pannoniens; 4, brèche volcanique à éléments de tufs soudés rhyolitiques (Karpatien inférieur?); 5, tufs soudés rhyolitiques (Karpatien inférieur?); 6, schistes cristallins du complexe Gh_2 (Dévonien supérieur)

Tufuri sudate riolitice

Aceste roci, care apar la nord de Tomești, au fost descrise de către Dittler și Kirnbauer (1933) ca liparite; Papiu (1956) le consideră drept riolite și piroclastite riolitice; ulterior, Savu (1962 a) prezintă date petrografice și chimice, pe baza cărora aceste roci sînt trecute la riolite, care ar constitui un coș vulcanic, acoperit transgresiv, în părțile marginale, de către depozite pannoniene. Părerea că aceste formațiuni reprezintă riolite a fost acceptată și de noi (1965); într-o lucrare recentă (Mureșan, 1967), le-am descris ca tufuri sudate riolitice.

Rocile de care ne ocupăm constituie o zonă alungită de-a lungul văii Bega, apărînd pe ambii versanți ai acesteia; lungimea cunoscută actual-

Institutul Geologic al României

mente a acestei apariții este de cca 600 m iar lățimea de aproximativ 200 m. Contactul lor cu formațiunile cristaline de dedesubt este în mare parte mascat de depozitele ponțiene din estul și vestul văii iar pe de altă parte de aluviunile Begăi și de depozitele deluviale recente; partea superioară inițială a acestor roci nu este cunoscută, întrucît ea a fost îndepărtată de eroziunea preponțiană. În acest fel, observațiile noastre se limitează la o porțiune de cca 10—15 m grosime, cuprinsă între nivelul văii Bega și baza depozitelor ponțiene. Această parte este perfect deschisă în două cariere, de dimensiuni relativ reduse, una mai mică în versantul drept al văii (lîngă drum) și una mai mare în versantul stîng. În aceste deschideri artificiale, se observă separații prismatice ale rocii, datorită intersecției mai multor sisteme de fisuri plane ce străbat masa rocii. În același timp, se observă o tendință de exfoliere după plane suborizontale, care la o analiză mai atentă, sînt materializate prin dispunerea subparalelă a unor elemente plane din masa rocii : foițe de biotit, fragmente (în general plate) centimetrice de șisturi cristaline, lentile milimetrice aplatizate de material bentonitic; toate aceste elemente dau un caracter geometric anizotrop rocii, scos în evidență și la lustruirea acesteia.

Culoarea predominantă a rocilor pe care le descriem este roșietică-violacee sau albicioasă, în zonele supuse alterării superficiale. Cu ochiul liber, se observă în cadrul masei fundamentale fine, fenocristale de biotit (1—3 mm), uneori de cuarț (de obicei cu dimensiuni sub 2 mm) și de feldspați precum și mici acumulări lentiliforme de material bentonitic. De asemenea se observă frecvent fragmente (litoclaste) de șisturi epimetamorfice mai ales de șisturi cuarțitice, răspîndite relativ omogen în masa rocii; ele au în general o formă plată și au dimensiuni de ordinul milimetrilor și centimetrilor (planșa XXIII, fig. 1). Frecvent, aceste fragmente cristalofiliene se dispun paralel și subparalel între ele și în același timp paralel cu orientarea generală a foițelor de biotit; orientarea acestora devine mai puțin evidentă spre partea inferioară cunoscută a acestor roci.

Sub microscop se distinge o masă fundamentală (87—90%) în care sînt prinse fenocristale de biotit (2—3%), cuarț (3—4%), sanidin (4—5%) și albit (0,5—1%).

În majoritatea cazurilor, aceste minerale sînt reprezentate prin elemente colțuroase, rezultate din fragmentarea unor fenocristale preexistente. Cîteodată, fenocristalele de cuarț (fragmentate sau nu) prezintă golfuri de coroziune magmatică, umplute cu sticlă parțial devitrificată care se deosebește net de masa fundamentală din jur, ceea ce arată că acest mineral a fost înglobat în masa rocii împreună cu o parte din matricea fundamentală veche, insinuată prin coroziune magmatică în interiorul cuarțului. Feldspatul potasic este reprezentat prin sanidin; prezintă uneori macle Karlsbad (S a v u , 1962a). Plagioclazul apare relativ rar și are o compoziție acidă (albit-ogligoclaz cu 10—12% An — S a v u , 1962 a); este maclat polisintetic.

Masa fundamentală, în general sticloasă, este pe cale de devitrificare, observîndu-se uneori microlite foarte fine; dispoziția microlitelor din cadrul masei fundamentale dă acesteia o textură pseudofluidală, fapt amplificat de foițele de biotit ce sînt aproximativ paralele cu aceste microlite. În lumină paralelă, se observă clar că matricea rocii este constituită din frag-

Institutul Geologic al României

mente (spiculi, așchii), frecvent aplatizate (discoidale), uneori contorsionate, de sticlă vulcanică (acum pe cale de devitrificare), orientate cvaziparalel între ele; ele mulează fragmentele și fenocristalele de cuarț, sanidin, biotit, etc. prezente în rocă (planșa XXIII, fig. 2). Aceste fragmente de sticlă sînt puternic aglutinate (sudate) și de obicei nu au goluri între ele, ceea ce dă compactitate avansată rocii. În secțiunile subțiri, efectuate asupra eșantioanelor recoltate din părțile inferioare ale carierei din stînga văii Bega, se observă faptul că orientarea particolelor de sticlă vulcanică din masa fundamentală devine mai puțin evidentă; în aceste porțiuni, caracterul piroclastic (vitroclastic și vitrocristaloclastic) al rocii este relativ evident, deși megascopic aspectul rocii nu se schimbă.

Micile aglomerări de material bentonitic, întîlnite frecvent în aceste roci, au forme în general lenticulare și dimensiuni care variază de la cîteva zecimi de milimetru la cîțiva centimetri. Ele reprezintă probabil fiame și microfiame bentonitizate. Menționăm că pe alocuri acest fenomen afectează întreaga masă a rocii, rezultînd acumulări neregulate de material bentonitic, exploatat în trecut.

Semnalăm, de asemenea, prezența sporadică a calcedoniei, care, sub forma unor agregate radiare, tapisează mici alveole (de obicei milimetrice), răspîndite neregulat în masa rocii.

În concluzie, aspectele prezentate conferă rocilor examinate caracterul de tufuri sudate (welded tuffs); compoziția chimică și parametri petrochimici ai acestor roci sînt redați în tabelele 81—90 (analizele 6 și 6a).

Stabilirea vîrstei tufurilor sudate riolitice nu se poate face direct, aceste formațiuni neavînd relații decît cu formațiunile epimetamorfice pe care stau și cu depozitele ponțiene care le acoperă. La noi în țară, toți cercetătorii sînt de acord a plasa vulcanismul riolitic în cadrul primului ciclu de erupții neogene; diferă în schimb situarea în timp a acestei faze, de către diverșii autori. Astfel, în Munții Metaliferi, rocile riolitice s-ar fi format fie în Helvețian (C i o f l i c a et al., 1966; A. D u ș a, 1969), fie în Tortonianul inferior (B o r c o ș, M a n t e a, 1964; I a n o v i c i et al., 1969); în regiunea Baia Mare, formațiunile riolitice sînt considerate de vîrstă tortonian superioară, (I a n o v i c i et al., 1961). În Ungaria (Buda, Borzsöny, Bück, Dumazug, Mecsek), Slovacia orientală, U.R.S.S. (Precarpatia) s-a demonstrat că produsele riolitice aparțin Helvețianului și chiar Burdigalianului (V a d à s z, 1961; K o s t u k et al., 1963; K u t h a n, 1963). Pornind de la ipoteza că există o concordanță în timp între momentele de formare a rocilor riolitice, în cadrul provinciei magmatismului subsecvent din această parte a Europei, credem că se poate accepta vîrsta helvețiană și pentru prima fază de erupții riolitice neogene din partea de NW a masivului Poiana Ruscă. Chiar și în zonele din Munții Metaliferi, unde există controverse în ceea ce privește datarea primelor sedimente miocene, cărora le sînt asociate lave și piroclastite riolitice (orizontul conglomeratelor de Fața Băii), nu este exclusă o astfel de posibilitate, întrucît primele produse eruptive de acest gen stau direct peste fundmentul premiocen; chiar și în situația că primele depozite sedimentare ar fi întra-

Institutul Geologic al României

devăr tortonian inferioare, se poate accepta că vulcanismul riolitic a fost cel puțin amorsat în Helvețian, continuîndu-se apoi în Tortonian [39].

Brecii piroclastice

Mai în aval de rocile descrise, în dreptul satului Românești, în ambii versanți ai văii Bega, apar două fîșii înguste de brecii piroclastice de sub depozitele ponțiene. Aceste roci, de culoare roșietică, compacte și foarte puternic cimentate, sînt alcătuite predominant din elemente colțuroase, nu prea mari (de obicei sub 10—15 cm diametru; în medie 1—3 cm, adică corespunzătoare lapillilor) de tufuri sudate riolitice (în general de tipul celor descrise mai înainte) și fragmente de roci sticloase vulcanice (perlitice) (planșa XXIV).

Atribuim formarea acestor piroclastite brecioase tot primului ciclu de erupții neogene și anume unui moment ulterior formării tufurilor sudate riolitice, care sînt prinse sub formă de fragmente în aceste formațiuni.

Ciclul II

În regiune, produsele ciclului II de erupții neogene sînt reprezentate mai ales prin piroclastite și prin cîteva dyke-uri de andezite; acestea din urmă, străbătînd ansamblul piroclastic, sînt mai noi decît acesta.

Piroclastite

Piroclastitele ciclului II constituie o zonă mai importantă între Crivina și Pietroasa, precum și cîteva iviri mici în împrejurimile localității Românești.

Descrieri petrografice ale unor elemente andezitice din piroclastitele grosiere au fost date, printre alții, de către Z. Schreter (fide Papp, 1919) și Papiu (1956).

Savu (r 1953, 1962a) prezintă pentru prima dată caracterele petrografice detaliate și unele date chimice ale ansamblului format de vulcanitele neogene din zona noastră, pe care le consideră alcătuite dintr-o alternanță de aglomerate, microaglomerate, cinerite și curgeri de lavă, care au luat naștere, în principal, prin acumularea fragmentelor de lavă

[39] În accepția scării stratigrafice admisă pentru Paratethysul central, Acvitanianul din România, corespunde Egerianului, Burdigalianul inferior și mediu, Eggemburgianului, partea terminală a Burdigalianului și Helvețianului inferior corespund Ottnangianului, Helvețianul superior, Karpathianului iar Tortonianul corespunde Badenianului (Reuniunea V-a a grupului de lucru pentru Paratethys — 1972, România).

Institutul Geologic al României

desprinse din magmele care erupeau în decursul Sarmațianului; în consecință, produsele piroclastice, formate în decursul a șase momente succesive (deosebite de autor), sînt caracterizate printr-un tip de andezit, corespunzător chimismului lavelor din faza respectivă. Aparatele vulcanice erau de tip strato-vulcan.

Într-o lucrare relativ recentă, am relevat existența unor tufuri sudate în piroclastitele ciclului II de erupții neogene (M u r e ș a n, 1967).

Clasificare. Studiul piroclastitelor din partea de NW a masivului Poiana Ruscă, ne-a determinat să adoptăm o clasificare (tabelul 77), în

TABELUL 77

Clasificarea morfologică de ansamblu a piroclastitelor ciclului II de erupții neogene din partea de NW a masivului Poiana Ruscă.

Dimensiunile fragmentelor (în mm)		Forma fragmentelor și tipul liantului					
		Colțuroasă, subcolțuroasă		Rotunjită, subrotunjită		De la colțuroasă pînă la rotunjită	
Piroclastite grosiere	32	Brecie piroclastică grosieră	Cu liant lapillic	Aglomerat grosier	Cu liant lapillic	Brecio-aglomerat grosier	Cu liant lapillic
			Cu liant cineritic grosier		Cu liant cineritic grosier		Cu liant cineritic grosier
	4—32	Brecie lapillică	Cu liant cineritic grosier	Aglomerat lapillic	Cu liant cineritic grosier	Brecio-aglomerat lapillic	Cu liant cineritic grosier
Piroclastite fine	1—4	Cinerit grosier					
	1	Cinerit fin (tuf)					

bună parte originală, a acestor formațiuni; astfel, după dimensiunea fragmentelor cimentate, am deosebit piroclastite grosiere (brecii piroclastice grosiere, brecii lapillice, aglomerate grosiere — planșa XXV, fig. 1 — aglomerate lapillice, brecio-aglomerate grosiere, brecio-aglomerate lapillice) și fine (cinerite); în regiune, primele predomină net asupra ultimelor.

Utilizăm termenii de mai sus numai în sens descriptiv (morfologic), referindu-ne la forma și dimensiunile predominante ale elementelor constitutive. Termenul de „brecie" se referă la depozite piroclastice grosiere, la care elementele au forme predominant colțuroase și subcolțuroase, cu dimensiuni mai mari de 4 mm. Termenul de „aglomerat" corespunde piroclastitelor constituite în principal din elemente rotunjite și subrotun-

Institutul Geologic al României

jite, mai mari de 4 mm. Am considerat necesară introducerea termenului de „brecio-aglomerat" pentru a descrie depozitele piroclastice grosiere, în care coexistă fragmente de roci vulcanice, cu forme variabile, colțuroase, subrotunjite și rotunjite; acest tip de vulcanoclastite este cel mai răspîndit în partea de NW a masivului Poiana Ruscă. „Cineritele grosiere" sînt alcătuite din fragmente (de sticlă, de minerale și de roci eruptive) ce intră în clasa 1—4 mm; în sfîrșit, „cineritele fine" (tufurile) au o granulație a particulelor constructive (litoclstice, cristaloclastice, vitroclastice) sub 1 mm.

Variabilitatea mare a dimensiunii și formei elementelor piroclastice constitutive determină tranziții frecvente și rapide pe orizontală și pe verticală între diferitele tipuri de piroclastite, ceea ce face imposibilă separarea lor cartografică. Deasemenea, menționăm permanenta asociere a elementelor de diferite dimensiuni și forme în cadrul unuia și aceluiași afloriment. Elementele constitutive ale piroclastitelor grosiere sînt prinse într-o matrice, a cărei participare cantitativă și granulație este de asemenea foarte variabilă, existînd astfel numeroase treceri (prin convergența dimensiunilor) de la elemente la matricea care le înglobează.

În cadrul piroclstitelor grosiere, după granulația matricei, se pot deosebi ca tipuri principale: brecii grosiere cu liant lapillic sau cineritic grosier, brecii lapillice cu liant cineritic grosier, aglomerate grosiere cu matrice lapillică sau cineritică grosieră, aglomerate lapillice cu liant cineritic grosier, brecio-aglomerate cimentate cu masă lapillică sau cineritică grosieră și brecio-aglomerate lapillice cu liant grosier.

Geneză. Piroclastitele grosiere din regiune au fost considerate implicit sau explicit, de către cei care le-au studiat, ca fiind depozite vulcanogene rezultate din acumularea fragmentelor de lavă, desprinse și aruncate în aer, în decursul exploziilor vulcanice, din lavele care erupeau în momentul respectiv. În această accepție genetică, în zona noastră s-au descris aglomerate, microaglomerate, cinerite ș.a. Cercetarea acestor formațiuni ne-a arătat că punctul de vedere de mai sus nu poate fi acceptat.

Într-adevăr , studiul petrografic de detaliu al mai multor profile foarte bine deschise, ne-a arătat că în unul și același afloriment, elementele alcătuitoare diferă petrografic între ele (în general diferite tipuri de andezite) și au frecvent forme colțuroase, fiind mai rar rotunjite.

Secționînd aceste elemente, nu se observă zonalitatea structurală atît de specifică bombelor vulcanice, care au în părțile exterioare multă sticlă vulcanică, formată în timpul răcirii rapide a fragmentelor de lavă, aruncate în timpul erupțiilor.

Institutul Geologic al României

Uneori, elementele ce intră în alcătuirea piroclastitelor grosiere prezintă tipuri și grade deosebite de alterare calitativ diferite, ceea ce arată că ele suferiseră o alterare superficială și uneori chiar hidrotermală, înainte de acumularea lor în actualele vulcanite.

În plus, pe unele profile cercetate, au fost observate elemente (uneori metrice) de brecii și aglomerate vulcanice, prinse în noile piroclastite (planșa XXV, fig. 2) ; de asemenea, au fost găsite și elemente colțuroase de tufuri vulcanice și tufuri sudate riolitice.

Toate acestea arată că elementele grosiere (inclusiv cele lapillice) ale piroclastitelor de care ne ocupăm, provin în cea mai mare parte din ditrugerea, în decursul unor puternice explozii vulcanice, a unor stratovulcani mai vechi. Acest fapt nu exclude bineînțeles posibilitatea ca o parte din materialul cineritic, prezent în matricea piroclastitelor, să reprezinte cenuși vulcanice, care rezultau din pulverizarea lavelor ce erau expluzate în momentul respectiv, fapt care urmează să fie dovedit sau dimpotrivă infirmat de cercetările viitoare.

Structură geologică. În ansamblu, piroclastitele descrise constituie, în regiune, o stivă cu o grosime de peste 100 m, în general stratificată. Stratificația acestor formațiuni rezultă din alternanța stratelor și bancurilor cu elemente grosiere (decimentrice și chiar metrice) cu cele mai puțin grosiere (elemente centimetrice) și fine (cineritice).

Destul de frecvent, în cadrul unui banc de brecii sau aglomerate se observă o trecere gradată de la elementele mari (din baza bancului) la cele mici (situate la partea superioară a bancului), după care situația se poate repeta (planșa XXVI). Aceasta ar indica faptul că exploziile la început erau puternice, în care timp puteau fi proiectate, la distanțe apreciabile, elemente mari și chiar foarte mari (metrice), după care intensitatea erupției scăzînd, numai elementele mai mici puteau parcurge, prin aer, distanțe mari. Deci, un astfel de ritm exprimă în fond un moment eruptiv (o erupție).

Sînt alte cazuri, după cum s-a arătat, cînd bancurile au aspecte haotice, și sînt alcătuite din elemente cu dimensiuni diferite, amestecate la întîmplare între ele. Această situație exprimă fie existența unor explozii practic neîntrerupte, fie existența mai multor centre de erupție, ale căror produse piroclastice se amestecau între ele.

Piroclastitele au în ansamblu o structură homoclinală, slab înclinată spre nord (cca 10—15°), fapt care se poate constata din pozițiile stratificației, măsurate de noi pe teren, în aceste formațiuni.

Vîrstă. Din relațiile observate pe teren, se poate vedea că piroclstitele se așează discordant peste un relief vechi, alcătuit din formațiuni

Institutul Geologic al României

cristaline, depozite mezozoice (ante-vracono-cenomaniene, vracono-cenomaniene, turonian-coniaciene) [40] și badenian inferioare. La partea lor superioară piroclastitele andezitice grosiere suportă discordant petece de pietrișuri, și nisipuri, atribuite Pontianului inferior (Orășanu et al., 1971).

Faza principală de formare a piroclastitelor, din nordul masivului Poiana Ruscă, considerate de cercetătorii anteriori ca sarmațiene (Stur, 1863; Koch 1898; Duşa, r 1955; Savu, 1962a; Mureşan, 1967), poate fi extinsă pînă în Pannonianul superior. Prezența tufurilor andezitice ce se află uneori intercalate în baza depozitelor pontiene, din împrejurimile localității Pietroasa (Savu, 1962 a) și a celor dacitice [41] din zona Baștea-Lăpugi (găsite de noi în 1966) indică recrudescențe ale ciclului II pînă în Pontian.

Intervalul, în care au luat naștere piroclastitele din nordul regiunii, corespunde deci probabil formării andezitelor de Barza (faza III-a vulcanică din Munții Metaliferi — după Ghițulescu și Socolescu, 1941 — respectiv ciclul II — după Rădulescu și Borcoș, 1968).

Alcătuire petrografică. Piroclastitele din partea de NW a masivului Poiana Ruscă sînt alcătuite practic numai din elemente de proveniență vulcanică, ceea ce constituie una din trăsăturile lor principale [42].

Tipurile principale de roci eruptive care participă la alcătuirea piroclastitelor ciclului II sînt următoarele (în ordinea descrescîndă a frecvenței): andezite cu augit, hipersten și hornblendă (mai mult de 60% din elementele piroclastitelor), andezite cu horbblendă (cca 20—25% din elementele piroclastitelor), andezite cu hornblendă, augit, hipersten și biotit, andezite cu hornblendă și biotit, andezite cu augit și hipersten (± olivină) (planșa XXVII, fig. 2), andezite cu augit și biotit, andezite cu hornblendă și augit, tufuri sudate riolitice.

Întrucît aspectele detaliate macroscopice și microscopice ale majorității tipurilor de andezite, prinse ca elemente în piroclastite, sînt date în lucrarea lui Savu, (1962a) nu vom relua descrierea lor; vom insista

---

[40] Depozitele turonian-coniaciene sînt cunoscute la NE de regiunea noastră, la est de Roșcani-Dobra.

[41] Aceste tufuri dacitice le-am paraleliza ca vîrstă cu dacitele de Cetraș, din Munții Metaliferi care se localizează către baza depozitelor pliocene (Rădulescu, Borcoș, 1968; Ianovici et al., 1969).

[42] Menționăm, ca o excepție, prezența în piroclastitele din versantul stîng al văii Pietrii (sud de Pietroasa) a unor elemente de paragnaise cu biotit, străine de fundamentul epimetamorfic, cunoscut la zi în partea de NW a masivului Poiana Ruscă.

Institutul Geologic al României

numai asupra tufurilor sudate riolitice, necunoscute pînă în ultima vreme în regiune.

Compoziția mineralogică modală procentuală a elementelor andezitice menționate este redată în tabelul 78. Caracteristicile principale ale

TABELUL 78

Compoziția modală procentuală a elementelor andezitice din piroclastitele ciclului II de erupții neogene.

Componente	1	2	3	4	5	6	7	8
Plagioclaz	12—39	29—40	19—35	16—28	20—26	50—55	20—32	25—38
Hipersten	1—5	—	1—3	—	—	2—3	—	—
Augit	2—13	—	2—8	1—4	—	12—16	10—14	1—9
Hornblendă	3—5	12—14	5—12	2,5—13	6—13	—	—	3—4
Biotit	—	—	12	2,5—1	2—5	—	1—2,5	—
Olivină	—	—	—	—	—	0—0,5	—	—
Minerale accesorii	1—4	2—2,5	1—1,5	2—3	2—6	4—6	3—5	1—4
Pastă	40—76	52—56	50—63	58—68	52—65	22—25	49—62	53—65

1, andezite cu augit, hipersten și honrblendă; 2, andezite cu hornblendă; 3, andezite cu hornblendă, augit, hipersten și biotit; 4, andezite cu honrblendă, augit și biotit; 5, andezite cu hornblendă și biotit; 6, andezite cu augit și hipersten ± olivină; 7, andezite cu augit și biotit; 8, andezite cu hornblendă și augit.

TABELUL 79

*Unele caracteristici ale plagioclazilor din elementele andezitice din piroclastitele ciclui II de erupții neogene**

Tipul de rocă	Conținut mediu în An %			Tipuri de macle (în ordinea descrescîndă a frecvenței)
	Fenocristale		Microlite	
	zonate**	nezonate		
Andezite cu augit, hipersten și hornblendă	34—51	42	31	Albit, albit-Karlsbad
Andezite cu hornblendă	30—58	45	29	Albit, albit-Karlsbad, periclin
Andezite cu hornblendă, augit, hipersten și biotit	44—49	45	37	Albit, albit-Karlsbad
Andezite cu hornblendă, augit și biotit	40—56	50	38	Albit, albit-Karlsbad
Andezite cu hornblendă și biotit	30—46	40	30	Albit, albit-Karlsbad
Andezite cu augit și hipersten (± olivină)	50—60	54	40	Albit, albit-Karlsbad, periclin
Andezite cu augit și biotit	40—58	50	37	Albit, albit-Karlsbad
Andezite cu hornblendă și augit	37—55	50	33	Albit, albit-Karlsbad, periclin

* Tabelul s-a întocmit pe baza datelor lui S a v u (1962) și ale autorului

** Prima cifră indică conținutul minim în anortit (de obicei a ultimei zone periferice) iar cea de a 2-a conținutul maxim în anortit a nucleului în fenocristalele zonate.

Institutul Geologic al României

plagioclazilor care participă la alcătuirea diferitelor tipuri de andezite din piroclastite se pot vedea în tabelul 79.

Datele analitice precum și parametri chimici utilizați la caracterizarea petrologică a unor tipuri de andezite, prinse ca elemente în piroclastitele ciclului II, sînt redate în tabelele 81—90 (analizele 1,2).

În piroclastitele de la NE de Romănești (pîrîul Suriții, valea Băneșului) și de la sud de Pietroasa (versantul stîng al văii Pietrii), alături de elementele andezitice, apar și tufuri sudate riolitice[43].

Aceste roci sînt compacte, au culoare cenușie-gălbuie, spărtură așchioasă și aspect semisticlos. La o examinare mai atentă, prezintă o rubanare netă, care la lustruire devine cu totul evidentă. Cu ochiul liber, se observă rare fenocristale de biotit și feldspat, prinse în masa de bază sticloasă. Aceste roci corespund dacitelor sticloase și andezitelor cu biotit descrise de Savu (1962a) în împrejurimile localității Pietroasa și andezitelor cu biotit și sanidin, recent prezentate de Stancu și Popescu (1970).

Sub microscop, se observă în cadrul masei fundamentale (91—95%) fenocristale, adesea sparte, de plagioclaz — în medie cu 25% An(3—5%), biotit (0,5—1%), sanidin (0—2%) și cuarț (0—1%).

Uneori, fragmentele de cuarț prezintă intrînduri vechi (datorate unor fenomene preexistente de coroziune magmatică) umplute cu pastă parțial recristalizată, dar care, după cum se observă la microscop (mai ales în lumină naturală), se deosebește ca structură și culoare de masa fundamentală înconjurătoare. În ceea ce privește structura matricei, se poate face observația că ea diferă destul de mult la aceste roci, deși aspectul megascopic al acestora este același. Astfel, în unele secțiuni, structura tufacee inițială a masei fundamentale se poate decela relativ ușor, fragmentele (în general orientate) de sticlă (cu relief slab negativ) care o compun, deși sudate între ele, fiind observabile în lumină naturală. În alte cazuri, contopirea fragmentelor de sticlă este atît de avansată, încît deosebirea acestora devine foarte dificilă, iar impresia de textură fluidală se accentuează datorită prezenței microlitelor (rezultate din devitrificarea materialului sticlos), care se orientează subparalel cu rubanarea macroscopică a rocii. În legătură cu acest ultim element, se poate face observația că el se materializează adesea sub formă de benzi diferit colorate, cu constituție deosebită : zone mai bogate în elemente de sticlă și zone în care fragmentele de fenocristale predomină asupra elementelor vitroase ; chiar

[43] În lipsa unei analize chimice la data respectivă aceste roci au fost descrise de noi drept tufuri sudate dacitice (Mureșan, 1967).

Institutul Geologic al României

și frecvența apariției microlitelor în cadrul fîșiilor deosebite, este variabilă (în cadrul aceleiași fîșii fiind aproximativ uniformă). Acest gen de rubanare este încă un argument în favoarea originii piroclastice a acestor roci, el neputînd fi rezultatul unei curgeri de material lichid (lavă).

Compactizarea puternică, sudarea, orientarea particulelor de sticlă componente și celelalte caracteristici menționate ne fac să încadrăm aceste roci tot la grupa tufurilor sudate; chimismul și parametri corespunzători unei astfel de roci sînt redați în tabelele 81—90 (analiza 34).

După formarea lor (probabil în decursul ciclului I), acest gen de tufuri sudate riolitice au fost fragmentate și aruncate în decursul unor erupții vulcanice, ulterioare formării lor (în cadrul ciclului II), astăzi ele aflîndu-se în zona noastră numai sub forma unor elemente colțuroase, prinse în cadrul piroclastitelor ciclului II de erupții neogene.

Dyke-uri andezitice

Ansamblul piroclastic descris este străbătut de două dyke-uri (orientate NNW-SSE) de andezite cu augit și hornblendă, individualizate în versantul stîng al văii Șasa — la vest de Pietroasa (puse în vidență de S a v u , r 1953).

Roca acestor corpuri, proaspătă și de culoare negricioasă, are textură semifluidală și structură porfirică, aproape holocristalină (sticlă foarte puțină).

Alcătuirea mineralogică este următoare: plagioclaz (29—31%), augit (9—11%), hornblendă — parțial cloritizată (2,5—5,5%), pastă (constituită din plagioclaz, augit și magnetit) (50—56%) (planșa XXVII, fig. 1).

Fenocristalele de plagioclaz au în medie 40% An (fenocristale zonate: 35—45% An; fenocristale nezonate: 45—47% An). Augitul, mai mărunt cristalizat decît feldspatul constituie cristale idiomorfe sau agregate de cristale. Hornblenda, care constituie adesea indivizi mai mari decît plagioclazii, se recunoaște numai după conture, fiind mereu transformată în agregate de clorit și magnetit; acest din urmă mineral constituie pulberi și mici granule, plasate către periferia fostelor cristale de amfiboli transformați.

Pasta rocii, holocristalină, este constituită în majoritate (cca 2/3) din baghete de plagioclaz (media 30 % An), niciodată zonate. Granulele de augit din pastă (aproape 1/3 din masa acesteia) sînt hipidiomorfe și alotriomorfe. În matrice mai apar granule de magnetit, în parte rezultate din transformările amfibolilor.

Prezentăm în tabelele 81—90 analiza chimică (305) a rocii descrise și parametri petrologici respectivi.

Ciclul III

Produsele acestui ciclu vulcanic sînt reprezentate exclusiv prin cîteva corpuri filoniene și dyke-uri care străbat formațiunile metamorfice, la sud de Crivina (valea Drăgoiului, pîrîul Țiganului ș.a.).

Institutul Geologic al României

Aceste corpuri, toate orientate NNW-SSE, sînt constituite din andezite bazaltice, de culoare neagră, cu spărtură neregulată pînă la concoidală, în care, cu ochiul liber, se observă rari indivizi de olivină (1—4 mm) și piroxeni prinși într-o masă de bază cu aspect sticlos.

Roca are structura porfirică și textura fluidală, mai rar masivă (întîlnită în partea centrală a corpului de pe valea Drăgoiului).

Fenocristalele sînt reprezentate exclusiv prin melanocrate (augit, olivină, hornblendă bazaltică), ceea ce reprezintă o caracteristică pentru andezitele bazaltice din regiunea noastră (planșa XXVIII, fig. 1). Dintre mineralele mafice, doar augitul este în general proaspăt; olivina este mereu transformată, parțial sau total, în bowlingit (cel mai frecvent), iddingsit și minerale serpentinice; hornblenda este în majoritatea cazurilor total cloritizată (tabelul 80).

TABELUL 80

Compoziția mineralogică a andezitelor bazaltice

Minerale (fenocristale și din pastă)		Dyke-ul din valea Drăgoi		Filonul din valea Țiganului
		partea sudică	partea nordică	
Fenocristale	Augit	13,00	14,44	12,10
	Olivină	8,61	3,64	7,20
	Hornblendă bazaltică	0,63	1,10	0,51
Pastă	Plagioclaz Piroxen Magnetit Sticlă	77,76	80,82	80,19

Pasta este constituită în proporție de aproximativ 2/3 din microlite de plagioclazi (45—47% An), adesea maclați polisintetic, sticlă (cca 1/4 din matrice), piroxeni și magnetit. În unele secțiuni, s-au putut observa mici anclave de cuarțite metamorfice, mărginite de coroane de reacție, în care se individualizează piroxeni mărunt cristalizați.

Rocilor de care ne ocupăm, numite de noi andezite bazaltice (pe baza aspectelor lor petrografice), li s-a atribuit vîrsta pliocen superioară (Mureșan, 1968) în concordanță cu vîrsta atribuită andezitelor bazaltice din Munții Metaliferi (Rădulescu, Borcoș, 1968).

Andezitelor bazaltice din NE-ul masivului Poiana Ruscă li s-a atribuit aceeași vîrstă (Krăutner, 1969), tot prin paralelizare petrografică cu produsele eruptive similare ale ciclului III de erupții neogene cunoscute în Carpați.

Între andezitele bazaltice din regiunea noastră și cele descrise de Krăutner (1969) există numeroase afinități în ceea ce privește aspectul macroscopic, mineralogic, și caracterele chimice (ultimele redate în

Institutul Geologic al României

tabelele 81—90 — analiza 306), ceea ce îndreptățește presupunerea că aparțin aceluiași ciclu magmatic.

b). Caractere chimice

Principalele tipuri petrografice de roci magmatogene neogene, formate în decursul celor trei cicluri ale magmatismului neogen au fost analizate chimic, în vederea obținerii caracterelor lor petrochimice (tabelele 81—90 și figurile 71—83).

Posedăm trei analize de tufuri sudate riolitice (ciclul I de erupții neogene), din care analiza 6 a fost preluată din lucrarea lui S a v u (1962a), analiza 6a, după D i t t l e r și K i r n b a u e r (1933). Prezentăm de asemenea patru analize de roci andezitice, din care analizele 1 și 2 au fost preluate după S a v u (1962 a); aceste două analize corespund unor elemente din piroclastitele dezvoltate în împrejurimile localității Pietroasa (ciclul II de erupții neogene). Roca andezitică 305 provine dintr-un dyke care străbate piroclastitele menționate și care aparține de asemenea ciclului II. Andezitul bazaltoid 306 a fost recoltat din dyke-ul de pe valea Drăgoiului, format în decursul ciclului III.

Analizelor menționate le-am adăugat un tuf dacitic (analiza 28), întîlnit de noi în partea bazală a depozitelor ponțiene (de la est de Baștea — la N de regiunea noastră), care acoperă piroclastitele andezitice.

1. Datele analitice reflectă variația mare a componentelor chimice în cadrul rocilor luate în considerare și tendința de creștere a bazicității acestora, de la produsele ciclului I la produsele ciclului III.

2. Parametri N i g g l i arată încadrări variate de la magme leucogranitice la magme dioritice și leucogabbroide.

Diagrama de variație a parametrilor N i g g l i indică tendința de diferențiere în timp a produselor celor trei cicluri, de la roci acide spre roci intermediare, excepție făcînd roca tufacee (28) din baza depozitelor ponțiene, care arată o recrudescență a produselor acide în decursul ciclului II. Alura curbelor *al*, *fm*, *c* și *alk* indică procese de diferențiere de tip calco-alcalin.

Produsele ciclurilor II și III se amplasează în apropierea cîmpului izofal, corespunzător unei valori *si* = 148. Tufurile sudate riolitice se amplasează în cîmpul rocilor salice, fapt relevat de diagrama *al—fm*.

În cadrul diagramei *al—alk*, rocile analizate se situează în cadrul rocilor sărace în alcalii, a celor intermediare și la limita acestora cu cele alcaline.

Institutul Geologic al României

TABELUL 81

Analizele chimice ale rocilor eruptive şi ale rocilor piroclastice neogene.

Nr. analizei	Roca	Proveniența	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	S	CO_2	H_2O^+	H_2O^-	Suma
6a	Tuf sudat riolitic	Valea Bega (N Tomeşti)	73,83	15,21	0,85	0,37	0,06	0,70	0,59	1,91	2,63	0,21	0,11	—	—	3,65	—	100,12
6	Tuf sudat riolitic	Valea Bega (N Tomeşti)	72,10	13,43	1,11	0,30	0,03	0,76	0,87	3,37	3,46	0,52	0,02	urme	urme	2,05	2,09	100,11
34	Tuf sudat riolitic	S Pietroasa	71,40	14,85	0,73	2,52	0,04	0,50	1,96	4,04	3,17	0,07	0,02	urme	0,20	0,30	0,22	100,02
2	Andezit cu hipersten, augit şi hornblendă	Valea Şasa (E Pietroasa)	56,00	15,60	3,05	3,70	urme	5,00	8,10	4,90	0,90	0,64	0,09	0,13	—	2,00	0,34	100,45
1	Andezit cu augit şi hipersten	Valea Slăveasca (N Pietroasa)	56,60	17,60	5,92	0,88	0,28	2,94	7,20	3,72	2,36	0,35	0,11	—	—	1,30	0,25	99,51
305	Andezit cu augit şi hornblendă	Valea Bega (W Pietroasa)	53,47	15,84	6,36	1,54	0,16	5,90	7,98	3,55	1,32	0,72	0,07	—	0,96	0,50	1,22	99,59
306	Andezit bazaltic	Valea Drăgoiului (SE Crivina)	53,77	15,76	5,69	2,71	0,18	4,80	8,80	2,80	1,53	1,20	—	urme	—	2,40	0,05	99,60
28	Tuf dacitic	Valea Baştea (E Baştea)	63,00	15,00	3,44	1,01	0,02	2,80	4,80	1,50	1,95	0,37	0,16	0,07	urme	6,00	0,56	100,68

Analişti: Alexandra Dănciulescu (1, 2), A. Kyzyk (6), E. Dittler(6a), **Florica** Negrescu (28), Cristina Popescu (306), Lucreţia Anghel (305), Ioana Roman (34).
NB Rocile 6a, 6 şi 34 aparţin ciclului I; rocile 2, 1, 305 şi 28 aparţin ciclului II; roca 306 aparţine ciclului III.

Institutul Geologic al României

TABELUL 82

Parametri Niggli *şi tipurile de magmă corespunzătoare. Roci eruptive şi roci piroclastice neogene.*

Nr. analizei	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	t	qz	c/fm	Tipul de magmă
6a	485,77	58,90	13,04	4,34	23,32	0,47	0,51	1,18	31,23	292,49	0,33	Neîncadrabilă (al mare, alk mic, mg mare faţă de magma leucogranitică)
6	436,00	48,00	13,50	5,50	33,00	0,40	0,51	2,19	9,50	204,00	0,40	Tinde să se apropie de magma leucogranitică—subtipul aplit granitic (si < fm >, alk <)
34	355,99	43,41	16,47	10,48	29,64	0,34	0,21	0,30	3,29	137,43	0,64	Magmă leucogranitică—subtipul yosemitgranitic (fm >, c <)
2	156,00	25,50	35,50	24,00	15,00	0,11	0,58	1,33	13,50	−4,00	0,67	Apropiată de magma dioritică—subtipul dioritic (al <, c >, k <)
1	170,96	31,59	29,76	23,23	15,42	0,29	0,44	0,72	−7,08	9,28	0,78	Foarte apropiată de magma cuarţ—dioriticăsubtipul peleitic (alk >)
305	143,78	25,35	40,12	23,06	11,47	0,19	0,58	1,45	−9,22	−2,10	0,57	Magmă dioritică—subtipul lamprodioritic
306	147,76	25,61	38,36	25,95	10,08	0,26	0,51	2,47	−10,42	7,44	0,67	Magmă leucogabbroidă—subtipul leucomiharaitic (si >) cu afinităţi faţă de magma gabbrodioritică—subtipul si-gabbrodioritică (fm <, c >)
28	260,94	36,82	30,85	21,39	10,94	0,45	0,55	1,24	3,48	117,18	0,69	Tinde să se apropie de magma kalidioritică-subtipul vredefortitic (al >,fm <, c >)

N.B. Pentru analizele 6 şi 2 s-au utilizat parametri Niggli după Rădulescu (1961)

Institutul Geologic al României

TABELUL 83

Componentele bazei Niggli. *Roci eruptive și roci piroclastice neogene.*

Nr. analizei	Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fa	Fs	Fo	Hz	Sp	Ru	C	Cp	Pr	Suma
6a	65,28	9,91	10,97	1,41	—	—	0,88	—	1,06	3,01	0,17	6,96	0,29	—	99,94
6	59,40	13,04	19,03	2,64	—	—	1,23	—	0,70	3,34	0,35	0,23	—	—	99,96
34	54,80	11,53	22,05	5,93	—	2,96	0,67	0,08	—	1,86	0,05	—	—	—	99,93
2	34,10	3,36	26,55	10,75	6,47	4,32	3,19	10,42	—	—	0,44	—	0,28	0,08	99,96
1	38,24	8,54	20,50	15,03	3,16	1,45	6,32	6,23	—	—	0,22	—	0,28	—	99,97
305	34,12	4,81	19,59	14,44	4,81	1,97	6,87	12,55	—	—	0,51	—	0,28	—	99,95
306	36,09	5,54	15,60	16,30	5,46	3,55	6,24	10,31	—	—	0,86	—	—	—	99,95
28	55,05	7,26	8,72	15,08	—	1,18	3,81	4,45	—	3,63	0,30	—	0,30	0,18	99,96

TABELUL 84

Valorile $Q-L-M-\alpha$, $Kp-Ne-Cal$, $Fa+Fs-Fo-Cs$. *Roci eruptive și roci piroclastice neogene.*

Nr. analizei	6a	6	34	1	2	305	306	28
Q	65,52	59,43	54,85	34,23	38,35	34,23	36,11	55,35
L	29,35	34,95	39,53	40,84	44,22	38,98	37,46	31,22
M	5,13	5,62	5,62	24,93	17,43	26,79	26,43	13,43
α	26,82	19,27	15,19	0,84	1,53	0,92	1,26	7,70
Kp	44,46	37,56	29,18	8,26	19,37	12,38	14,79	23,37
Ne	49,22	54,84	55,82	65,30	46,53	50,45	41,67	28,07
Cal	6,32	7,60	15,00	26,44	34,10	37,17	43,54	48,56
Fa+Fs	100,00	100,00	97,84	30,78	45,29	33,74	38,30	52,86
Fc	0,00	0,00	2,16	42,70	36,30	47,90	40,34	47,14
Cs	0,00	0,00	0,00	26,52	18,41	18,36	21,36	0,00

Institutul Geologic al României

TABELUL 85

Valorile CIPW. Roci eruptive şi roci piroclastice neogene.

Nr. analizei	Q	Or	Plagioclaz (An %)		Piroxen			C	Cp	Mt	Ilm	Hm	Tit	Pr*	H_2O^-	H_2O^+	CO_2	Suma
			Ab	An	Wo	En	Hy											
6a	50,52	15,56	18,46	(12,02)	—	1,70	—	8,36	0,31	0,69	0,45	0,32	—	—	—	3,65	—	100,02
			16,24	2,22														
6	36,42	20,57	31,90	(11,31)	—	1,90	—	2,75	—	—	0,60	1,12	0,39	—	2,09	2,05	—	99,79
			28,29	3,61														
34	28,98	18,90	43,79	(22,21)		5,16		1,12	—	0,92	0,15	—	—	—	0,22	0,30	0,20	99,74
			34,06	9,73	—	1,20	3,96											
2	2,67	5,56	59,18	(30,06)		24,56		—	0,31	4,40	1,21	—	—	0,60	0,34	2,00	—	100,83
			41,39	17,79	8,93	12,40	3,23											
1	8,76	13,90	54,90	(44,55)		11,59		—	0,31	3,01	0,60	3,84	—	—	0,25	1,30	—	99,46
			31,44	24,46	4,29	7,30	—											
305	5,64	7,78	53,21	(43,88)		21,09		—	0,31	3,24	1,36	4,16	—	—	1,22	0,50	0,96	99,47
			29,86	23,35	6,49	14,60	—											
306	9,48	8,89	49,71	(52,56)		19,20		—	—	6,03	2,28	1,60	—	—	0,05	2,40	—	99,64
			23,58	26,13	7,30	11,90	—											
28	33,00	11,12	37,64	(66,60)	—	6,90	—	0,20	0,31	1,85	0,76	2,08	—	0,12	0,56	6,00	—	100,54
			12,57	25,07														

* Considerată ca mineral secundar.

Institutul Geologic al României

TABELUL 86

Catanorma Niggli. *Roci eruptive şi roci piroclastice neogene.*

Nr. analizei	Q	Or	Plagioclaz (An %)		Piroxen			Fe-Bi	Mg-Bi	Mt	Hm	Cp	Ru	C	Pr*	Suma
			Ab	An	Hy	Wo	En									
6a	50,75	14,24	20,55	(11,43)	—	—	—	0,91	2,67	—	0,58	0,29	0,17	9,64	—	99,80
			18,20	2,35												
6	36,67	19,51	36,10	(12,18)	—	—	—	0,57	2,92	—	0,82	—	0,35	2,85	—	99,79
			31,70	4,40												
34	29,70	15,21	46,55	(21,16)	—	—	—	4,64	1,74	0,67	—	—	0,05	1,23	—	99,79
			36,70	9,85												
2	2,08	5,60	62,13	(28,81)	26,12			—	—	3,19	—	0,28	0,44	—	0,08	99,92
			44,23	17,90	3,64	8,60	13,88									
1	7,40	14,20	59,15	(42,34)	14,40			—	—	—	4,20	0,28	0,22	—	—	99,85
			34,10	25,05	1,92	4,20	8,28									
305	4,12	8,00	56,65	(42,45)	25,72			—	—	—	4,58	0,28	0,51	—	—	99,86
			32,60	24,05	2,60	6,40	16,72									
306	6,80	9,20	53,15	(51,08)	25,72			—	—	—	4,16	—	0,86	—	—	99,89
			26,00	27,15	4,72	7,28	13,72									
28	37,47	3,90	39,60	(63,38)	—	—	—	2,08	11,04	—	2,54	0,30	0,30	2,40	0,18	99,81
			14,50	25,10												

* Considerată ca mineral secundar

Institutul Geologic al României

TABELUL 87

Silicea din leucocrate, raportul dintre plagioclaz și totalitatea feldspaților și indicele de culoare. Roci eruptive și roci piroclastice neogene.

Nr. analizei	Silicea din leucocrate	P/P + A	M
6a	72,29	0,59	14,26
6	70,57	0,64	7,51
34	65,13	0,75	8,33
2	43,80	0,91	30,11
1	50,82	0,80	19,10
305	42,08	0,88	31,09
306	42,34	0,85	30,74
28	60,78	0,91	18,66

TABELUL 88

Valorile Q—A—P și Or—Ab—An. Roci eruptive și roci piroclastice neogene.

Nr. analizei	Q	A	P	Or	Ab	An
6a	59,33	16,65	24,02	40,93	52,32	6,75
6	39,73	21,14	39,13	35,08	57,01	7,91
34	32,47	16,63	50,90	24,63	59,42	15,95
2	2,97	8,02	89,01	8,26	65,32	26,42
1	9,16	17,58	73,26	19,35	46,50	34,15
305	5,99	11,63	82,38	12,37	50,43	37,20
306	9,83	13,30	76,97	14,75	41,70	43,55
28	46,27	4,81	48,92	8,96	33,33	57,71

Institutul Geologic al României

TABELUL 89

Parametri Rittman *şi tipurile magmatice corespunzătoare. Roci eruptive şi roci piroclastice neogene.*

Nr. analizei	SiO_2	Al	Alk	CaO	FM	k	ca''	an	Roca corespunzătoare teoretic	σ	Seria magmatică
6a	73,83	13,68	5,49	0,59	2,65	0,47	−4,32	0,08	Riolit alcalin	0,66	Extrem pacifică
6	72,10	12,08	8,51	0,87	2,96	0,40	−1,27	0,07	Riolit sodic	1,60	Puternic pacifică
34	71,40	13,36	9,23	1,96	4,50	0,34	−0,51	0,15	Latit cuarţifer	1,83	Madiu pacifică
2	56,00	14,04	8,25	8,10	17,01	0,10	4,63	0,25	Andezit	2,58	Mediu pacifică
1	56,60	15,84	7,94	7,20	12,56	0,29	3,46	0,33	Trahiandezit	2,71	Mediu pacifică
305	54,16	14,43	6,71	8,08	20,09	0,19	3,45	0,36	Bazalt cu andezin	2,16	Mediu pacifică
306	53,72	14,18	5,73	8,80	18,27	0,26	3,73	0,42	Trahiandezit cu labrador	1,74	Puternic paifică
28	63,00	13,50	4,20	4,80	10,03	0,46	−0,78	0,48	Riodacit cu labrador	0,61	Extrem pacifică

Institutul Geologic al României

TABELUL 90

Valorile Zavariţki. *Roci eruptive şi roci piroclastice neogene.*

Nr. analizei	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	φ	n	t	Q
6a	7,60	0,70	12,30	79,40	82,72	8,37	8,90	0,00	5,23	52,54	0,24	42,88
6	12,21	1,01	5,84	80,94	57,47	20,69	21,84	0,00	0,16	59,34	0,50	36,45
34	13,20	2,33	5,13	79,34	28,57	5,58	15,58	0,00	10,38	65,65	0,08	29,94
2	12,05	4,33	19,91	63,68	0,00	30,61	42,18	27,21	12,92	88,76	0,85	−1,04
1	12,07	6,25	14,48	67,20	0,00	44,60	35,78	19,60	36,27	70,58	0,42	3,99
305	9,90	5,86	21,49	62,75	0,00	33,44	47,40	19,15	25,97	80,28	1,00	−0,18
306	8,59	6,61	20,77	64,03	0,00	38,30	40,33	21,34	24,40	73,77	1,65	4,25
28	6,34	6,20	11,39	76,07	21,52	34,81	43,67	0,00	26,58	54,54	0,47	27,03

Institutul Geologic al României

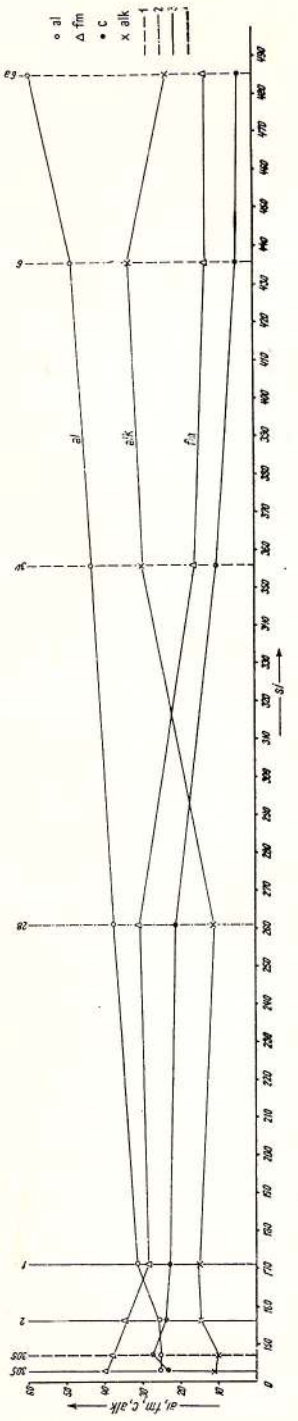


Fig. 71. — Diagrama de variaţie a parametrilor Niggli (roci eruptive şi roci piroclastice neogene)

1, tufuri sudate riolitice; 2, tuf dacitic; 3, andezite din piroclastitele (analizele 1,2) şi filoanele (analiza 305) ciclului II de erupţii neogene: 4, andezit bazaltic (ciclul III).

Diagramme de variation des paramètres Niggli(roches éruptives et roches pyroclastiques néogènes)

1, tufs soudés rhyolitiques; 2, tuf dacitique; 3, andésites des pyroclastites (analyses 1,2) et des filons (analyse 305) du II-ème cycle d'éruptions néogènes; 4, andésite basaltique (cycle III).

Institutul Geologic al României

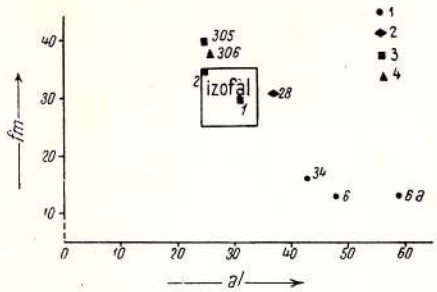


Fig. 72. — Diagrama al — fm (roci eruptive acide și roci piroclastice neogene).

1, tufuri sudate riolitice: 2, tuf dacitic; 3, andezite; 4, andezit bazaltic.

Diagramme al — fm (roches éruptives acides et roches pyroclastiques néogènes).

1, tufs soudés rhyolitiques; 2, tuf dacitique; 3, andésites; 4, andésite basaltiques.

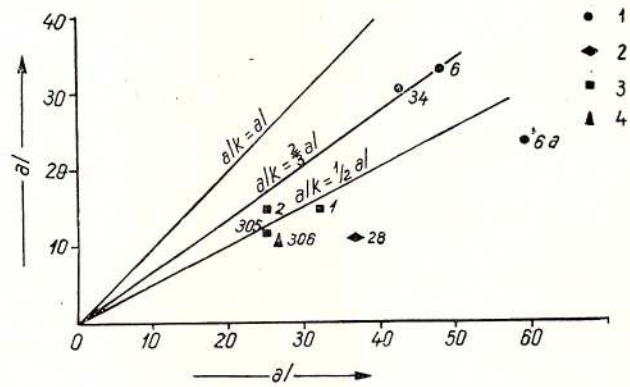


Fig. 73. — Diagrama al — alk (roci eruptive și roci piroclastice neogene)

1, tufuri sudate riolitice; 2, tuf dacitic; 3, andezite: 4, andezit bazaltic.

Diagramme al—alk (roches éruptives et roches pyroclastiques néogènes).

1, tufs rhyolitiques; 2, tuf dacitique: 3, andésites; 4, andésite basaltique.

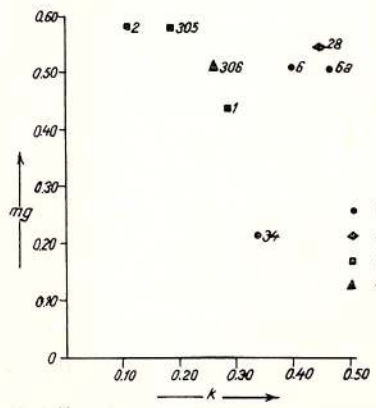


Fig. 74. — Diagrama k — mg (roci eruptive și roci piroclastice neogene).

1, tufuri sudate riolitice; 2, tuf dacitic; 3, andezite; 4, andezit bazaltic.

Diagramme k — mg (roches éruptives et roches pyroclastiques néogènes).

1, tufs soudés rhyolitiques; 2, tuf dacitique; 3, andésites; 4, andésite basaltique.

Institutul Geologic al României

Raporturile *mg — c/fm* evidențiază amplasarea majorității rocilor analizate la dreapta liniei corespunzătoare unei valori *mg* = 0,50, în cîmpurile Ca >Mg >Fe, Mg >Ca >Fe și Mg >Fe >Ca.

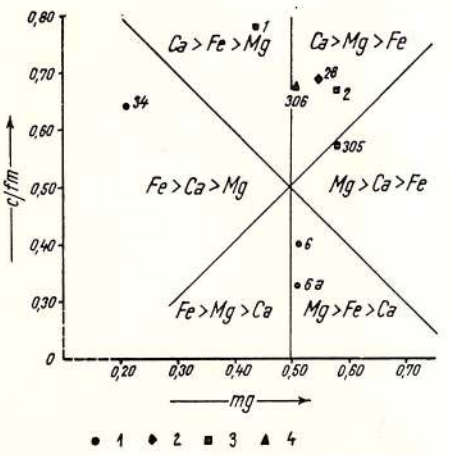


Fig. 75. — Diagrama mg — c/fm (roci eruptive și roci piroclastice neogene).

1, tufuri sudate riolitice; 2, tuf dacitic; 3, andezite; 4, andezit bazaltic.

Diagramme mg — c/fm (roches éruptives et roches pyroclastiques néogènes).

1, tufs soudés rhyolitiques; 2, tuf dacitique; 3, andésites; 4, andésite basaltique.

Diagramele *al + alk — fm — c* și *c + fm — al — alk* arată plasarea produselor ciclurilor II și III în zona de interferență a andezitelor și andezitelor bazaltice; tufurile sudate ale ciclului I se detașează net, plasîndu-se în zona rocilor riolitice și dacitice.

3. Din componentele bazei N i g g l i, calculate pentru rocile luate în considerare, s-au construit mai multe diagrame.

Astfel, în diagrama *Kp — Ne — Cal*, se observă concentrarea tufurilor sudate înspre partea mediană a laturii *Kp — Ne*, evidențiindu-se astfel posibilitatea apariției ortozei sodice în aceste roci ; produsele ciclului II și III se caracterizează prin prezența plagioclazilor, prezentînd o ușoară deplasare spre vîrful *Kp*, datorită conținutului de K_2O din biotit, care a fost inclus în componenta *Kp*.

În triunghiul *Fo — Fs + Fa — Cs* se observă plasarea rocilor ciclurilor II și III înspre zona centrală a diagramei, indicîndu-se prezența în aceste roci a melanocratelor calcio-feromagneziene ; rocile acide se situează, fără excepție, pe latura *Fo — Fs + Fa* (tufurile sudate riolitice în vîrful *Fs + Fa*, ceeace arată conținuturile lor deosebit de scăzute în Mg).

Diagrama *Q — M — L* reliefează caracterul puternic saturat în silice și bogăția în minerale leucocrate a piroclastitelor acide și caracterul intermediar al rocilor andezitice, care se situează în preajma liniei *PF* ($\alpha = 1$).

Institutul Geologic al României

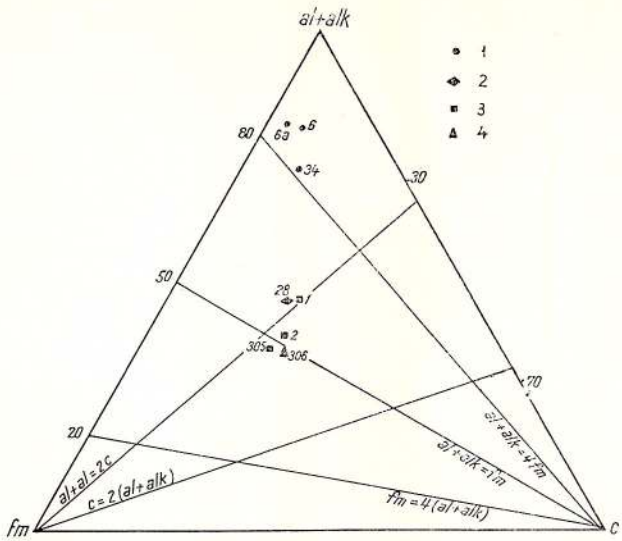


Fig. 76. — Diagrama al + alk — fm — c (roci eruptive și roci piroclastice neogene).
1, tufuri sudate riolitice; 2, tuf dacitic; 3, andezite: 4, andezit bazaltic.

Diagramme al + alk — fm — c (roches éruptives et roches pyroclastiques néogènes).
1, tufs soudés rhyolitiques; 2, tuf dacitique; 3, andésites; 4, ansdésite basaltique.

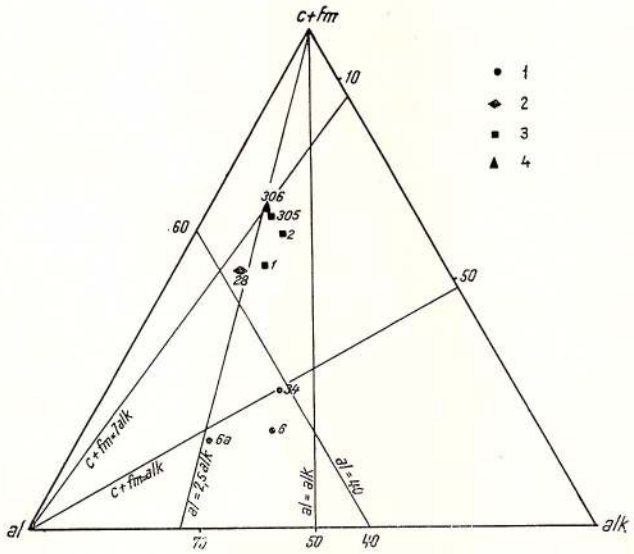


Fig. 77. — Diagrama c + fm — al — alk (roci eruptive și roci piroclastice neogene).
1, tufuri sudate riolitice; 2, tuf dacitic; 3,andezite; 4, andezit bazaltic.

Diagramme c + fm — al — alk (roches éruptives et roches pyroclastique néogènes).
1, tufs soudés rhyolitiques; 2, tuf dacitique; 3, andésites; 4, andésite basaltique.

Institutul Geologic al României

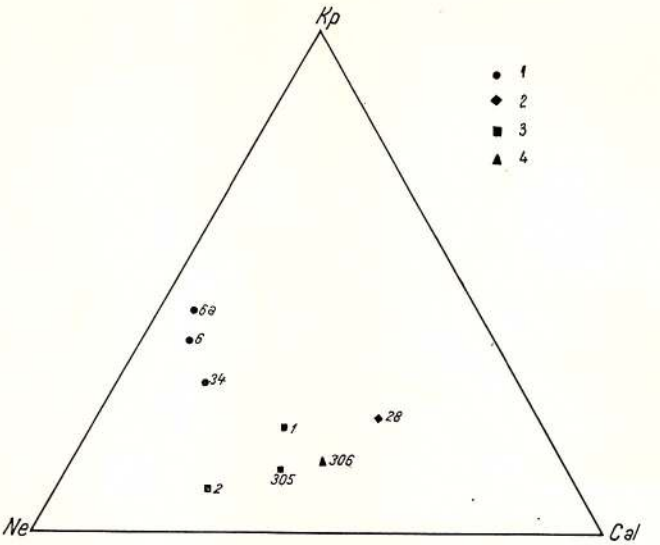


Fig. 78. — Diagrama Kp — Ne — Cal (roci eruptive şi roci piroclastice neogene).
1, tufuri sudate riolitice; 2, tuf dacitic; 3, andezite; 4, andezit bazaltic.
Diagramme Kp — Ne — Cal (roches éruptives et roches pyroclastiques néogènes).
1, tufs soudés rhyolitiques; 2, tuf dacitique; 3, andésites; 4, andésite basaltique.

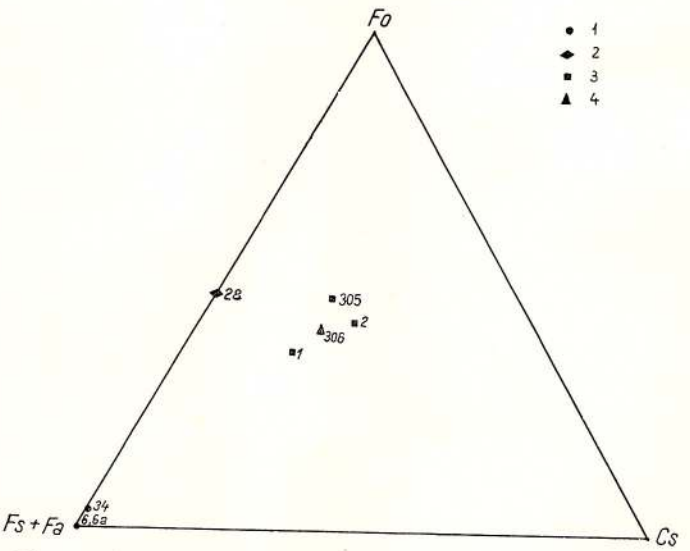


Fig. 79. — Diagrama Fo — Fs + Fa — Cs (roci eruptive şi roci piroclastice neogene).
1, tufuri sudate riolitice; 2, tuf dacitic; 3, andezite; 4, andezit bazaltic.
Diagramme Fo — Fs + Fa — Cs (roches éruptives et roches pyroclastiques néogènes).
1, tufs soudés rhyolitiques; 2, tuf dacitique; 3, andésites: 4, andésite basaltique.

Institutul Geologic al României

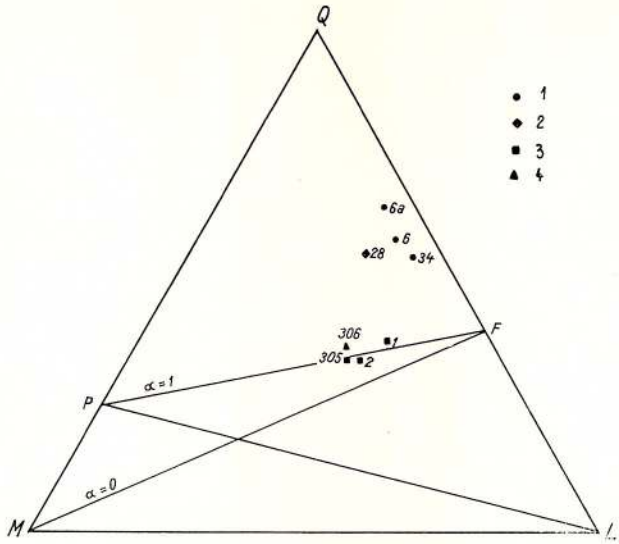


Fig. 80. Diagrama Q — M — L (roci eruptive și roci piroclastice neogene).
1, tufuri sudate riolitice; 2, tuf dacitic; 3, andezite; 4, andezit bazaltic.
Diagramme Q — M — L (roches éruptives et roches pyroclastiques néogènes).
1, tufs soudés rhyolitiques; 2, tuf dacitique; 3, andésites; 4, andésite basaltique.

4. S-au calculat valorile *C I P W* și catanorma N i g g l i care arată detașarea netă a tufurilor sudate riolitice și a tufului riodacitic din baza Ponțianului, prin conținutul ridicat în cuarț normativ, față de rocile andezitice, în care acest mineral nu depășește 7,40%. Catanorma N i g g l i arată deasemenea conținutul scăzut în melanocrate normative (calculate sub forma componentelor biotitului), în comparație cu cel al rocilor andezitice.

Caracterul acid al rocilor tufacee reiese și din cantitățile mari de silice, utilizată la calcularea leucocratelor normative precum și din indicele de culoare teoretic al acestor roci ; rocile andezitice au acești parametri corespunzători produselor magmatogene cu chimism intermediar.

În diagrama *An — Or — Ab* se observă plasarea tufurilor sudate în câmpurile cu chimism granitic și monzotcralitic ; produsele andezitice ale ciclului II corespund la tonalite, cuarț - diorite și granodiorite ; andezitul bazaltoid se amplasează la limita dintre granogabbrouri și gabbrouri, în apropierea interferenței acestor tipuri de roci cu granodioritele și cuarț-dioritele. Pentru tufurile ponțiene nu s-a obținut o încadrare concludentă, el situîndu-se în câmpul rocilor cu chimism gabbroid.

Institutul Geologic al României

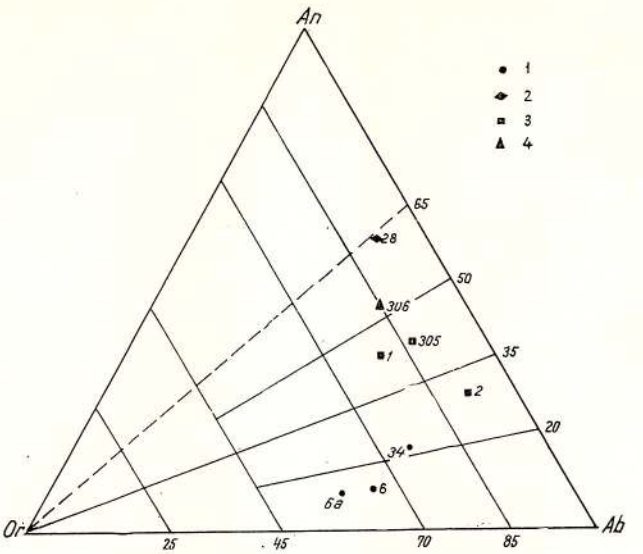


Fig. 81. — Diagrama An — Or — Ab (Hietanen) (roci eruptive şi roci piroclastice neogene)
1, tufuri sudate riolitice; 2, tuf dacitic; 3, andezite; 4, andezit bazaltic.
Diagramme An — Or — Ab (Hietanen) (roches éruptives et roches pyroclastiques néogènes).
1, tufs soudés rhyolitiques; 2, tuf dacitique; 4, andésites; 4, andésite basaltique.

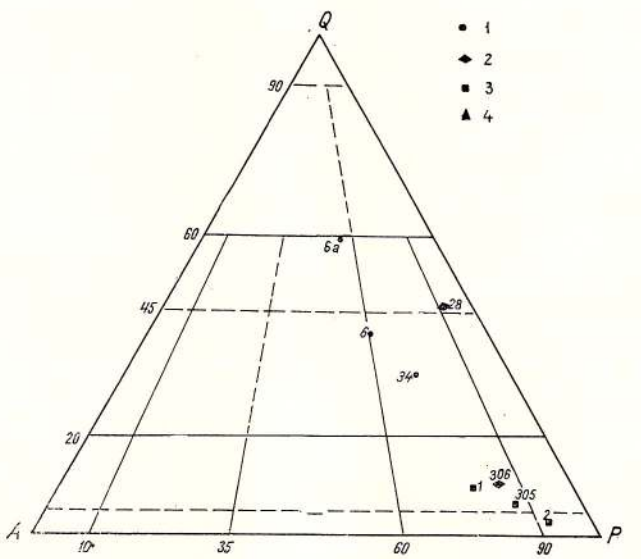


Fig. 82. — Diagrama Q — A — P (Streckeisen) (roci eruptive şi roci piroclastice neogene).
1, tufuri sudate riolitice; 2, tuf dacitic; 3, andezite; 4, andezit bazaltic.
Diagramme Q — A — P (Streckeisen) (roches éruptives et roches pyroclastiques néogènes).
1, tufs soudés rhyolitiques; 2, tuf dacitique; 3, andésites; 4, andésite basaltique.

Institutul Geologic al României

În diagrama $Q - A - P$ tufurile sudate corespund la riodacite și dacite, cineritul ponțian la ardezite cuarțifere iar rocile andezitice ale ciclurilor II și III, la latit-andezite și andezite.

5. Parametri R i t t m a n au permis încadrări satisfăcătoare pentru rocile analizate, obținîndu-se corespondențe cu riolite, riodacite și latite cuarțifere, pentru rocile cineritice acide; pentru andezitele ciclurilor II și III s-au obținut încadrări petrochimice la andezite, trahiandezite și bazalte cu andezin. Parametrul σ indică apartenența tuturor rocilor magmatice neogene la seria pacifică.

6. Valorile Z a v a r i ț k i și valorile corespunzătoare arată detașarea netă a tufurilor sudate riolitice și a cineritului ponțian într-o zonă corespunzătoare rocilor acide precum și caracterul suprasaturat în alumină al acestor roci.

Rocile andezitice se plasează în zona produselor magmatogene cu chimism intermediar, în care Na_2O predomină asupra K_2O.

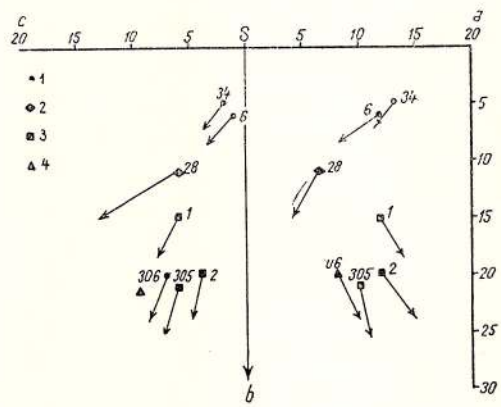


Fig. 83. — Diagrama parametrilor Zavariţki (roci eruptive și roci piroclastice neogene).

1. tufuri sudate riolitice; 2. tuf dacitic; 3. andezite; 4. andezit bazaltic.

Diagramme des paramètres Zavaritzki (roches éruptives et roches pyroclastiques néogèges).

1. tufs soudés rhyolitiques; 2. tuf dacitique; 3. andésites; 4. andésite basaltique.

III. FORMAȚIUNILE SEDIMENTARE

În regiune, formațiunile sedimentare aparțin Mezozoicului și Neozoicului ; ele sînt relativ puțin răspîndite în regiune, apărînd în treimea nordică a acesteia precum și pe rama formațiunilor cristalofiliene.

A). MEZOZOICUL

În cuprinsul hărții noastre Mezozoicul este reprezentat prin depozite pre-vracono-cenomaniene și vracono-cenomaniene.

Institutul Geologic al României

1. DEPOZITELE PRE-VRACONO-CENOMANIENE

Depozitele de această vîrstă au fost puse în evidență recent în cuprinsul unității epimetamorfice din Poiana Ruscă (M u r e ș a n, 1970) ; ele capătă în zona noastră dezvoltarea lor tipică, ceea ce ne-a îndrituit să le cuprindem sub denumirea de „f o r m a ț i u n e a d e P o i e n i".

Această formațiune este constituită predominant din acumulări neregulate de blocuri de roci silicioase, frecvent slab feruginoase (uneori slab manganoase), cu structură adesea cavernoasă ; aspectul cavernos rezultă din dispoziția haotică a septelor neregulate din material cuarțos, din îmbinarea cărora rezultă numeroase goluri cu volume variabile (de la mai puțin de 1 cm^3 la cîțiva cm^3). Dimensiunile acestor blocuri sînt foarte variate : de la cîțiva cm la cîțiva metri ; în unul și același loc pot apare împreună elemente cu cele mai variate dimensiuni, neobservîndu-se nici o tendință de sortare a acestora sau urma unei stratificații.

Acestor blocuri li se asociază o gamă variată de roci cuarțoase limonitice, roci cuarțoase limonito-manganoase, roci cuarțoase manganoase, limonite ± manganoase ± cuarțoase. Micile acumulări ale acestor roci mai bogate în Fe și Mn, au constituit în trecut obiectul unor exploatări în jurul localităților Poieni și Fărășești. Se observă adesea că rocile mai bogate în Fe și Mn, au tendința de a se concentra către baza acumulărilor haotice de blocuri deschise, unde se asociază foarte frecvent cu argile roșietice sau brun-roșcate. Acest material argilos, conține uneori și glomerule (în general sub 10 cm (diametru) de limonite ± manganoase, adesea cu aspect de „Glass-Kopf" ; un astfel de exemplu îl avem la SE de Fărășești (la terminația văii Prislopului) unde apar argile brun-roșcate cu bohnerz-uri, care au fost în trecut exploatate la suprafață.

Menționăm că, în unele locuri, blocurilor neregulate cuarțoase li se asociază sporadic și fragmente colțuroase de cuarțite, cuarțite negre sau cuarțuri albe angulare.

Spre deosebire de zona nordică, în care formațiunea de Poieni ocupă suprafețe relativ largi, în jumătatea sudică a regiunii, această formațiune apare sporadic. Astfel, în zona Luncani-Căprișoara-Albota, apar mici acumulări de blocuri de cuarțite slab feruginoase, asociate cu depozite argiloase roșii precum și cu limonite, adesea manganoase (Ludwig, Ștefania, Vîrful lui Stan, Poiana Oboare, Albota, ș.a.). În zona Iazuri, în bazinul văii Iezutului, o suprafață importantă este ocupată de blocuri de cuarțite slab feruginoase, asociate subordonat cu depozite argiloase roșii. Un foraj executat spre extremitatea sudică a acestor acumulări, a arătat grosimea lor considerabilă (30—40 m).

Institutul Geologic al României

Litologia, modul de prezentare și relațiile formațiunii de Poieni cu fundamentul metamorfic dau o serie de indicații asupra genezei acestei formațiuni. Astfel, forma colțuroasă a blocurilor de cuarțite slab feruginoase și lipsa oricărei sortări după dimensiune arată că sîntem în prezența unor depozite de tip continental, formate *in situ*; eventualul transport suferit de aceste blocuri, s-a făcut mai ales sub influența apelurilor gravitaționale, apa neavînd un rol preponderent în eventualele mobilizări penecontemporane cu procesul de formare al acestui material. Se observă că blocurile de cuarțite slab feruginoase, adesea cavernoase, stau aproape întotdeauna peste ansambluri de roci carbonatice (metamorfice), predominant dolomitice sau în imediata apropiere a acestora ; acest fapt de observație, corelat cu structura cavernoasă a blocurilor arată că acestea s-au format în principal prin dizolvarea și îndepărtarea materialului carbonatic, rămînînd doar rețelele de filoane de cuarț exudat metamorfic frecvent întîlnite în dolomite [44]. Această explicație ne-a fost sugerată de faptul că acolo unde am putut observa vechiul relief al formațiunilor carbonatice metamorfozate (relieful de sub depozitele formațiunii de Poieni) am putut vedea cum dolomitele (cu filonașe de cuarț metamorfic) trec spre partea superioară la roci carbonatice cu începuturi de dizolvare a materialului dolomitic, puse în evidență de septele de cuarț ce rămîn în relief ; finalmente se ajunge la o rocă cuarțoasă cu aspect buretos. Prin dezagregarea acestei roci se ajunge la blocurile tipice formațiunii de Poieni. Astfel de situații se pot observa la partea superioară a dolomitelor ce aflorează în valea Șasa, de sub formațiunea de Poieni (în versantul stîng al văii Șasa, în amonte de confluența cu valea Bălasca).

Prezența depozitelor argiloase roșii în cuprinsul formațiunii de Poieni, asocierea acestora cu cuarțite limonitice ± manganoase, cu bohnerz-uri, limonite ± manganoase precum și prezența peste tot a pigmenților de oxizi și hidroxizi de Fe trivalent în toate depozitele de Poieni, precum și datele care atestă formarea *in situ* a blocurilor cuarțoase cavernoase, sînt fapte care arată că formațiunea de Poieni reprezintă în ansamblu un depozit format într-un mediu continental subaerian, ce beneficia de condiții de calm tectonic, de relief și de climă favorabilă unei alterații predominant chimice ce a dus la formarea unor astfel de acumulări. În acest fel privite lucrurile, formațiunea de Poieni reprezintă resturile, menajate

---

[44] Nu este exclus ca o parte din septele silicioase ale blocurilor cu structură cavernoasă să provină și din procese de redepunere a silicei din soluții supergene, ce circulau în decursul proceselor de alterație chimică superficiale, contemporane formațiunii de Poieni.

Institutul Geologic al României

de eroziune, ale unei vechi și complexe cruste continentale, care acoperea cîndva unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă.

În partea nordică a regiunii, formațiunea de Poieni intră în contact cu depozitele sedimentare de pe rama nordică a masivului Poiana Ruscă, fapt care a dat posibilitatea stabilirii limitei stratigrafice superioare de formare a acestei formațiuni.

Astfel, în toate cazurile observate, pietrișurile Ponțianului inferior stau peste ansamblul de blocuri cuarțoase nerulate sau atît peste acestea cît și peste soclul cristalinsubiacent. Trecerea de la o formațiune la alta este tranșantă, deosebirile litologice și genetice între aceste formațiuni fiind evidente. Pentru vîrsta mai nouă a pietrișurilor față de formațiunea de Poieni, pledează și faptul că, relativ frecvent, la partea inferioară a pietrișurilor se găsesc remaniate blocuri de cuarțite slab feruginoase ; de data aceasta, aceste cuarțite sînt rulate (ca și celelalte elemente ale pietrișurilor în care se află înglobate).

Piroclastitele andezitice neogene mai vechi decît Ponțianul inferior, stau discordant peste Badenianul inferior, peste Vracono-Cenomanian și peste cristalin ; la S de Pietroasa, între piroclastite și cristalin se interpune formațiunea de Poieni, reprezentată aici prin blocuri de cuarțite slab feruginoase și argile roșietice.

Termenul imediat mai vechi decît piroclastitele menționate este reprezentat prin Badenianul inferior. În împrejurimile localității Crivina se observă că, frecvent, între formațiunile badeniene și relieful vechi al șisturilor cristaline se interpun depozite argiloase roșii și blocuri cuarțoase nerulate, slab feruginoase, tipice pentru formațiunea de Poieni.

În sfîrșit conglomeratele și gresiile vracono-cenomaniene, care apar la sud de Pietroasa, stau peste formațiunea de Poieni, după cum se poate vedea în versanții văii Pietrii (afluent stîng al văii Șasa). Depozitele detritice bazale ale Vracono-Cenomanianului sînt frecvent „contaminate", pe cîțiva zeci de cm, de către argilele roșii pe care stau, în sensul că acestea pătrund pe fisurile rocilor conglomerato-grezoase, fenomen ce ar putea fi explicat prin acțiunea apelor de șiroire și de infiltrație actuale. Din cele de mai sus rezultă că formațiunea de Poieni este ante-vracono-cenomaniană.

În ceea ce privește limita stratigrafică inferioară a acestei formațiuni, în stadiul actual de cunoaștere, se pot face numai supoziții pe bază de paralelizări cu alte depozite similare genetic și a căror poziție stratigrafică este bine precizată.

Institutul Geologic al României

Teoretic, intervalul posibil de formare al formațiunii de Poieni este cuprins între metamorfismul regional sudet din regiune (între Carboniferul inferior și cel superior) și Vracono-Cenomanian.

Posibilitatea ca depozitele de care ne ocupăm să fi luat naștere în timpul Carboniferului superior sau Permianului, este greu de acceptat, întrucît nicăieri în țara noastră nu se cunosc depozite de acest tip și de această vîrstă. În schimb, în timpul Mezozoicului, la noi în țară, se cunosc mai multe momente favorabile formării depozitelor continentale cu concentrații de bauxite și limonite, cum sînt cele din Munții Apuseni (Pădurea Craiului, Bihor), precum și în Carpații Meridionali (Ohaba-Ponor, bazinul Rusca Montană). Deci după toate posibilitățile, formațiunea de Poieni este mezozoică.

Cea mai apropiată zonă, în care se găsesc depozite continentale mezozoice, se află în partea vestică a bazinului Rusca Montană. Aici, cele mai vechi formațiuni sedimentare sînt reprezentate prin calcare urgoniene ce cuprind Barremianul și Apțianul. Peste acestea urmează transgresiv Vracono-Cenomanianul (conglomerate cuarțoase, grezo-calcare, gresii muscovitice) (D i n c ă et al., r1963). Între acești doi termeni stratigrafici se situează o lacună stratigrafică și o discordanță marcată de prezența unor acumulări continentale de bauxite și limonite, exploatate în trecut în împrejurimile localităților Maciova și Peștera.

O a doua zonă relativ apropiată de masivul Poiana Ruscă, unde se găsesc depozite continentale mezozoice, se situează în partea estică a bazinului Hațeg ; aici peste calcarele urgoniene (ce conțin și Apțianul) se dispun acumulări bauxitice, acoperite transgresiv, ca și calcarele urgoniene, de către Vracono-Cenomanianul fosilifer (conglomerate, microconglomerate, gresii, gresii marnoase muscovitice) (M a m u l e a , 1956 ; L u p u, 1966).

Deci în împrejurimile unității epimetamorfice din Poiana Ruscă, condiții favorabile formării depozitelor bauxito-limonitice s-au instalat într-o fază continentală ce a urmat după formarea calcarelor urgoniene apțiene și înaintea transgresiunii vracono-cenomaniene, adică după toate posibilitățile în Albian .Este foarte posibil ca vechea crustă de alterare pre-vracono-cenomaniană din regiune (prezentă și în alte sectoare ale masivului Poiana Ruscă) să se fi format în decursul aceluiași interval de timp, adică Albian. Nu este bineînțeles cu totul exclusă și posibilitatea ca aceste depozite să fie mai vechi, adică să fi luat naștere între Jurasicul superior și Neocomian, ca în Munții Bihor, Pădurea Craiului și grabănul Someșului Cald. Pînă la proba contrarie, noi opinăm, pe baza situațiilor

Institutul Geologic al României

existente în apropierea masivului Poiana Ruscă, pentru vîrsta albiană a acestei formaţiuni.

2. DEPOZITELE VRACONO-CENOMANIENE

Primul termen al formaţiunilor sedimentare marine, cunoscut pe rama nordică a masivului Poiana Ruscă, respectiv în regiunea noastră, este reprezentat prin Vracono-Cenomanian.

Aceste depozite au fost considerate pînă nu de mult drept tortoniene (S c h a f a r z i k, 1904). S a v u (1962a) a arătat că în versantul stîng al văii Şasa, în împrejurimile localităţii Pietroasa, petecele conglomerato-grezoase de aici aparţin Cretacicului superior, pe baza unor forme faunistice recoltate cu prilejul cercetărilor sale şi determinate de M. C h i r i a c (*Janira quadricostata* D'O r b., *Pecten* sp., şi *Pleisoplecus grandis* P a l i a ţ e v). În afară de formele determinate, autorul menţionează resturi de lamelibranhiate şi de amoniţi. În 1963, M. L u p u şi D e n i s a L u p u (informaţie verbală) au cercetat aceste depozite în vederea corelării lor cu cele din partea de NE a masivului Poiana Ruscă, pentru a se putea întocmi harta geologică la scara 1 :200.000 Deva. Autorii menţionaţi, pe baza faunei colectate (care nu a fost încă publicată) precum şi pe baza asemănărilor litologice, au atribuit formaţiunile cretacic-superioare din regiunea Pietroasa, Vracono-Cenomanianului, dezvoltat în faciesul stratelor de Cherghes.

Litologic, complexul depozitelor de care ne ocupăm, are caracter detritogen psefito-psamitic evident, fiind reprezentat predominant printr-o alternanţă de conglomerate şi gresii. Conglomeratele sînt constituite din galeţi de cuarţ alb şi mai rar din cuarţite puternic cimentate cu material silicios. Dimensiunile galeţilor nu depăşesc în medie 3—4 cm, în general ele cifrîndu-se la 0,5—1 cm. Gresiile, de asemenea cuarţoase, sînt frecvent grosiere şi trec adesea la gresii conglomeratice şi la microconglomerate grezoase. Acest ansamblu detritogen, ce depăşeşte 100 m, prezintă o stratificaţie evidentă dată de tendinţa de sortare a elementelor constituente precum şi de ritmurile de sedimentare : conglomerate, microconglomerate grosiere, gresii microconglomeratice, gresii. Aceste ritmuri sînt relativ grosire, avînd în jur de 1—1,5 m. Rareori apar şi episoade pelitice sau pelito-psamitice de tipul marnelor şi marnelor nisipoase.

B4). NEOZOICUL

Depozitele neozoice din partea de NW a masivului Poiana Ruscă aparţin Badenianului inferior, Pannonianului superior, Ponţianului inferior şi Cuaternarului.

Institutul Geologic al României

1. DEPOZITELE BADENIENE

Badenianul apare pe o porțiune relativ restrînsă, în partea nordică a regiunii, unde stă peste șisturile cristaline și peste formațiunea de Poieni; o largă dezvoltare o capătă aceste depozite în zona Roșcani-Homoșdia, în afara regiunii noastre.

În porțiunea cercetată de noi, Badenianul este reprezentat prin două faciesuri : unul marginal, conglomeratic și altul, de larg, constituit din marne cenușii, marne nisipoase uneori argiloase precum și din intercalații de gresii slab cimentate. Fauna de la Lăpugi și din valea Homoșdia[45], existentă în depozitele badeniene, dispuse transgresiv peste cristalin, corespunde părții inferioare a Badenianului (conform Reuniunii a V-a a grupului de lucru pentru Paratethys — 1972) ale cărui formațiuni din regiune ar reprezenta echivalentul depozitelor badeniene de sub orizontul argilelor cu sare și gips din zona subcarpatică.

2. DEPOZITELE PANNONIENE ȘI PONȚIENE

Pe rama nordică și nord-vestică a regiunii precum și în interiorul ariei ocupate de formațiunile cristalofiliene, apar o serie de depozite sedimentare atribuite Pannonianului și Ponțianului inferior, între care există continuitate de sedimentare (O r ă ș a n u et al., 1971).

a) La N și NW de formațiunile cristaline, depozitele pannoniene comportă un orizont detritic, conglomeratic, care suportă un complex argilo-siltic ; în depozitele pannoniene mai fine au fost puse în evidență asociații faunistice care atestă prezența Pannonianului superior (zona E) — O r ă ș a n u et al. (1971).

Ponțianului inferior i-au fost atribuite depozitele de pietrișuri și nisipuri (cu strucutră frecvent încrucișată), asociate sporadic cu argile.

b) În interiorul ariei ocupate de formațiunile cristalofiliene apar o serie de petece de pietrișuri oligomictice, constituite mai ales din galeți rotunjiți de cuarț alb-lăptos și subordonat din cuarțite negre sau alte roci epimetamorfice, rezistente la rulaj ; dimensiunile lor sînt de obicei de ordinul a 1—3 cm, mai rar ele fiind mai mari (10—15 cm sau mai mult). Rareori, pietrișurilor descrise li se asociază nisipuri cuarțoase și argile nisipoase gălbui sau gresii slab cimentate. Datorită consolidării slabe a acestor depozite, extrem de rar se observă deschideri naturale, favorabile studierii lor. Atunci cînd aceste deschideri există se observă stratificația frecvent încrucișată a acestor depozite.

---

[45] Pusă în evidență recent de către S t a n c u și P o p e s c u (1970)

Institutul Geologic al României

Aceste caracteristici litologice și structurale se întîlnesc în general și la depozitele ce aparțin Pontianului inferior care se dezvoltă larg spre NW, începînd de la rama nord-vestică a masivului Poiana Ruscă.

Similitudinea facială și structurală precum și altitudinea relativ ridicată la care se află petecele de pietrișuri descrise, din interiorul suprafeței ocupată de formațiunile metamorfice, ne determină să le paralelizăm stratigrafic cu Pontianul inferior din depozitele fostului golf pannonic (cu ape salmastre), cuprins între munții Highiș-Drocea, Poiana Ruscă și Semenic.

3. DEPOZITELE CUATERNARE

Depozitele cuaternare sînt puțin răspîndite în regiune, fiind cunoscute îndeobște sub forma aluviunilor pe văile principale; subordonat, apar grohotișuri și depozite de terase.

Cele mai importante iviri de aluviuni cuaternare se situează de-a lungul văilor Bega și Șasa ; în rest, acest tip de depozite apare sporadic în interiorul suprafeței cercetate.

La Românești, în versantul stîng al văii Bega, se cunoaște o mică terasă la cca 15 m înălțime față de nivelul actual al văii Bega, pe care se găsesc pietrișuri și nisipuri, reprezentînd aluviunile mai vechi ale acestei ape.

Depozitele deluviale și coluviale recente se întîlnesc frecvent pe unele culmi și la baza versanților mai abrupți. Menționăm că atît depozitele formațiunii de Poieni cît și pietrișurile pontiene sînt frecvent antrenate pe pante, ceea ce îngreunează delimitarea cartografică precisă a depozitelor respective aflate *in situ*, de cele antrenate, precum și față de alte formațiuni geologice învecinate. Astfel, la Tomești, pe versanții largi ai văii Bega se observă depozite cuaternare de pantă cu numeroase blocuri rulate, ce provin din remanierea, în Cuaternar, a formațiunii de Poieni.

CAPITOLUL IV. — GEOLOGIE STRUCTURALĂ

Elementele structurale existente în formațiunile ce constituie teritoriul cercetat s-au format în decursul unei îndelungate și complexe evoluții geologice, ale cărei începuturi se plasează în Devonianul inferior.

Șisturile cristalofiliene, fiind cele mai vechi în regiune, păstrează imprimate în cuprinsul lor cele mai multe și cele mai importante elemente structurale, comparativ cu formațiunile eruptive și sedimentare, formate în cicluri geologice mai noi. În cadrul stivei metamorfozate se pot recunoaște actualmente unele elemente structurale (structuri) primare premetamorfice (presudete) precum și deformațiile hercinice pe care le-au suferit

Institutul Geologic al României

în decursul metamorfismului regional sudet și după acesta ; cele mai noi elemente structurale sînt cele alpine, reprezentate prin fracturi.

I. ELEMENTELE STRUCTURALE PRESUDETE (PREMETAMORFICE)

Structurile premetamorfice, fiind cele mai vechi, sînt în bună parte șterse de procesele de deformare sinmetamorfică precum și de recristalizarea completă a materialului inițial, în decursul metamorfismului regional.

Dintre aceste structuri, azi, se recunosc doar cîteva dintre elementele structurale primare, imprimate în decursul proceselor sedimentare și magmatice, care au dat naștere stivei actualmente metamorfozată. Dintre acestea se pot decela stratificații relicte, limite litologice, aparate vulcanice, forma de zăcămînt a unor corpuri magmatice și a unor mineralizații. Nu avem dovezi directe asupra existenței unor elemente structurale secundare (tectonice) premetamorfice, cum ar fi de pildă urmele unor cute anterioare metamorfismului regional.

Structurile primare premetamorfice menționate aparțin, în principal, rocilor sedimentare și rocilor magmatogene, care participă împreună la alcătuirea formațiunilor cristalofiliene.

A). STRUCTURI PRIMARE ALE ROCILOR SEDIMENTARE

Dintre aceste structuri cele mai vizibile sînt stratificațiile relicte și limitele litologice. Ele au, în același timp, o deosebită importanță deoarece cu ajutorul lor s-a putut construi și reda relieful structurilor plicative majore ale formațiunilor cristalofiliene precum și aspectul cartografic al acestora, întrucît în ultima instanță aceste elemente se traduc prin limite geologice.

1. Stratificațiile relicte sînt date, în zona cercetată, de rubanări, de unele microalternanțe de străturețe diferite total sau parțial din punct de vedere mineralogic, de limite litologice nete.

Astfel, rubanările sînt frecvente în rocile carbonatice, unde benzile cu pigment grafitos alternează cu materialul carbonatic lipsit de astfel de pigment. Zone bine deschise cu roci carbonatice cu un astfel de rubanaj există în zona calcarelor de la Tomești și în zona dolomitelor de la S și SE de Luncani (de exemplu bazinul văii Topla și Căprișoara). În rocile filitoase din partea de nord a regiunii am putut observa uneori rubanări date de prezența unor benzi diferit colorate care indicau vechea stratificație a materialului premetamorfic.

Microalternanțele de străturețe mai mult sau mai puțin diferite mineralogic sînt de asemenea foarte frecvente în rocile carbonatice, unde păturile calcitice alternează cu altele, cuarțo-calcitice sau dolomitice ;

Institutul Geologic al României

de asemenea, tot în astfel de roci, lamine de filosilicați marchează, îndeosebi în calcare, vechea stratificație a rocilor, ca și intercalațiile milimetrice de accidente silicioase, ultimele întîlnite mai ales în dolomite.

În rocile acum șistoase aspectele de mai sus trebuie privite cu circumspecție, deoarece putem fi în prezența nu numai a unor alternanțe mineralogic diferite, formate înaintea metamorfismului regional cît și a unor rubanări secundare, legate de fenomenele de diferențiere metamorfică.

Vechea stratificație a rocilor actualmente metamorfozate este marcată și de limitele litologice, cum sînt cele dintre șisturi și roci carbonatice, între calcare și dolomite, între rocile terigene și cele tufogene.

Notăm că stratificația primară a rocilor sedimentare inițiale este acum puternic deranjată datorită proceselor de deformare sinmetamorfice.

2. Problema poziției inițiale a stratificațiilor în timpul formării stivei în bazinul de sedimentare a putut fi în bună parte rezolvată prin descifrarea succesiunii stratigrafice a acesteia și prin urmărirea variațiilor de grosime a diferitelor orizonturi și nivele reper ce o constituie.

a) În evoluția geosinclinalului în care s-au format actualele șisturi cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă, după o sedimentare uniformă cu caracter predominant terigen (seria de Govăjdia), are loc o intensă activitate vulcanogenă care a generat cantități imense de material tufogen bazic ce constituie orizonturi care alternează cu cele terigene, alcătuind seria de Ghelar. Erupțiile vulcanice intense din vremea aceea cu caracter liniar, au generat denivelări ale fundului submarin, prin crearea unor aparate vulcanice [46] ale căror cline, ulterior acoperite de sedimente terigene, determinau o poziție diferită de orizontală pentru acestea din urmă și în același timp o neconcordanță între stratificațiile materialului tufogen și cele ale materialului terigen.

b) La un moment dat, începînd cu formarea celui de al doilea complex al seriei tufogene de Ghelar, are loc instalarea unei bariere recifale (actualele formațiuni carbonatice din NW-ul și E-ul Poienii Rusce), care se întindea de la Hunedoara pînă la Luncani, cu o zonă de discontinuitate probabilă, la NW de Vadu Dobrii. Instalarea acestei bariere a fost favorizată printre altele (factori climatici etc.) de existența unor ridicări (probabil de natură tectonică sau vulcanică) ale fundului mării și probabil de activitatea vulcanogenă bazică menționată (care a putut stimula recifogeneza prin schimbarea condițiilor fizico-chimice ale mediului marin).

[42] Kräutner (r1969) a reconstituit structura unor astfel de aparate vulcanice submarine din zona Teliuc-Vadu Dobrii.

Institutul Geologic al României

Barierea recifală și-a continuat creșterea și după ce activitatea vulcanogenă bazică a încetat, adică și în timpul formării complexului inferior al seriei de Padeș.

Odată ce a luat naștere bariera recifală,viteza de creștere a sedimentelor în geosinclinal este diferită ; formațiunile recifale cresc de două-trei ori mai rapid pe verticală (similar barierelor recifale actuale) decît sedimentele sincrone (tufogene-terigene și apoi numai terigene) fapt demonstrat indubitabil de variațiile de grosime constatate în cuprinsul complexului inferior al seriei de Padeș, în zonele de îndințare ale masivului dolomitic de la Luncani. La un moment dat, datorită anumitor cauze (dintre care cea mai plauzibilă este o ușoară coborîre de natură tectonică — mișcare de subsidență — a formațiunilor recifale sub nivelul minim de existență al acestora), recifogeneza încetează.

Configurația reliefului fundului marin, la sfîrșitul recifogenezei (fig. 2), este deci caracterizată prin prezența unei culminații puternice alcătuită din formațiuni carbonatice recifogene, cu pante abrupte, atît transversal cît și pe direcție, în zona terminațiilor ei estică și vestică. Acest relief puternic denivelat reprezenta de fapt o suprafață structurală primară izocronă, peste care se vor depune în continuare sedimentele terigene ale complexului median al seriei de Padeș. Sub această suprafață structurală izocronă toate celelalte suprafețe izocrone (suprafețe de stratificație) vor fi divergente unele față de altele în zona formațiunilor recifogene și dimpotrivă vor tinde să se apropie și să devină paralele în cadrul formațiunilor sedimentare terigene sincrone barierei. Această culminație puternică a fundului marin, existentă la sfîrșitul recifogenezei, a influențat desigur viteza de creștere a sedimentelor terigene ce au acoperit atît bariera recifală, cît și sedimentele sincrone acesteia. Astfel, pe zonele de maximă ridicare, vitezele de creștere ale sedimentelor sînt minime în timp ce în zonele adiacente adînci acestea se acumulau rapid, similar situației constatate în formațiunile pliocene de la curbura Carpaților. Dacă adăugăm faptul că, pe la capetele barierei recifale, curenții marini puteau aduce cantități mult mai mari de material sedimentar decît pe deasupra barierei, procesul este și mai ușor de imaginat. Într-adevăr complexul median al seriei de Padeș, cu caracter predominant terigen (argilo-grezos), prezintă astfel de variații de grosime : el are grosimi minime (cca 1700 m) în zonele unde acoperă bariera de la Luncani și grosimi maxime (peste 4500 m), unde stă peste formațiuni terigene sincrone barierei. Deci suprafețele de stratificație din cadrul acestui orizont vor tinde să fie mult divergente din zona unde acoperă bariera spre zonele de adîncire ale fundului marin.

Institutul Geologic al României

Din cele expuse, rezultă că suprafeţele de stratificaţie prezente în formaţiunile sedimentare iniţiale începînd cu declanşarea fazei principale a vulcanismului bazic, continuînd cu instalarea barierei recifale şi mult după încetarea recifogenezei, erau departe de a fi paralele între ele, în acelaşi timp fiind dispuse în spaţiu după planuri diferite de cel orizontal.

B). STRUCTURI PRIMARE ALE ROCILOR MAGMATOGENE

În cuprinsul formaţiunilor cristalofiliene de origine magmatogenă s-au putut observa unele structuri primare ale acestora, cum este cazul unor vechi aparate vulcanice şi al unor corpuri intrusive.

1. După cum s-a arătat, activitatea magmatismului iniţial bazic, ale cărui faze paroxismale au avut loc în intervalul corespunzător seriei de Ghelar, s-a desfăşurat în legătură cu formarea unor fracturi direcţionale adînci în fundamentul geosinclinalului, care au permis magmelor simatice să urce înspre suprafaţă. Această condiţionare geotectonică a determinat de asemenea şi tipul liniar al erupţiilor bazice, extruziunile de material tufaceu avînd loc de-a lungul mai multor aliniamente paralele cu astfel de fracturi ; structuri vulcanice submarine de tip cineritic se pot presupune actualmente la Tomeşti şi la Iazuri.

2. Stucturi primare ale rocilor magmatogene intrusive din regiune se mai pot recunoaşte la metagabbrouri, care păstrează forma lor de zăcămînt iniţial, constituind sill-uri intruse premetamorfic la diverse nivele ale seriei de Ghelar.

Rarele roci metaeruptive acide din regiune (rocile porfiroide de pe valea Rozaliei şi de la sud-est de Luncani) constituie dyke-uri intruse în formaţiunile premetamorfice, formă de zăcămînt care se poate deduce din dezvoltarea cartografică a acestor roci şi din relaţiile cu rocile terigene înconjurătoare ; situaţia este similară cu cea a porfiroidelor din nord-estul masivului Poiana Ruscă (K r ä u t n e r, 1963) şi din partea sa sud-vestică (M a i e r et al., 1967 ; K r ä u t n e r, K r ä u t n e r, 1963), unde constituie dyke-uri importante.

II. ELEMENTE STRUCTURALE HERCINICE

În decursul metamorfismului regional, stiva sedimentară supusă acestui proces a suferit o serie de deformări polistadiale, ale căror urme se recunosc azi în actualele formaţiuni epimetamorfice.

După cum s-a arătat, datele K/Ar indică desfăşurarea proceselor principale de recristalizare metamorfică la sfîrşitul Carboniferului inferior, în decursul fazei sudete a orogenezei hercinice. În consecinţă, defor-

Institutul Geologic al României

mările sinmetamorfice principale au vîrsta metamorfismului, respectiv 320 m.a. Datele de vîrstă absolută K/Ar indică prezența unor deformări hercinice tardive, concomitente fazei saalice (K r ä u t n e r et al., 1972).

Din cele arătate în lucrare, reiese clar că, cîmpurile de forțe tectonice, ce au acționat în decursul mișcărilor hercinice, au fost aplicate unei stive groase, neomogenă din punct de vedere mecanic, fapt datorat compoziției litologice variate cît și dispoziției stratificațiilor primare, neparalele între ele și în general neorizontale. Această situație a influențat mult așezarea în spațiu a elementelor structurale sinmetamorfice (în special a celor aparținînd tectonicii B_1) și morfologia acestora.

A). DEFORMĂRILE SUDETE

Rezultatele microtectonice din regiune sînt în concordanță cu cele obținute în restul unității epimetamorfice a masivului Poiana Ruscă, (B e r c i a, B e r c i a, 1965 ; B e r c i a, 1967 ; K r ä u t n e r et al., r 1961, r 1962, r 1963, r 1964), care au fost sintetizate recent (K r ä u t n e r et al., r 1968, 1969), obținîndu-se o imagine unitară asupra evoluției structurale sinmetamorfice a șisturilor cristaline (fig. 84).

1. CUTAREA SINMETAMORFICĂ PRINCIPALĂ—TECTONICA B_1

În cursul proceselor metamorfice, în stadiul plastic au luat naștere structurile plicative principale din regiune.

În partea de NW a masivului Poiana Ruscă se află extremitatea occidentală a anticlinoriului Arănieș-Fărășești (structura majoră a unității epimetamorfice a masivului Poiana Ruscă)[47], care în zona cercetată își schimbă direcția est-vestică (care îl caracterizează în părțile centrale și orientale ale masivului Poiana Ruscă), trecînd la direcția NW-SE.

În regiunea noastră, structurile plicative grefate pe flancurile anticlinoriului arată dispunerea în virgație a acestora, pe ambele flancuri ale megastructurii. Înspre est de regiunea noastră, virgațiile se manifestă numai pe aripa nordică a anticlinoriului.

---

[47] Importanța regională a anticlinoriului Arănieș-Fărășești, pus în evidență — la început — în zona văii Bătrîna (D i m i t r e s c u , 1955), a devenit evidentă în urma cercetărilor efectuate de către G h . N e a c ș u (fide B e r c i a et al., r 1959), M a i e r et al., (r 1960, 1967), K r ä u t n e r et al. (r 1961, r 1962), M u r e ș a n et al. (r 1960, r 1962), M u r e ș a n (1964, 1968) ; forma sa actuală a fost stabilită în lucrările de sinteză referitoare la întreaga unitate a masivului Poiana Ruscă (K r ä u t n e r et al., r 1965, r. 1968, 1969 ; M. M u r e ș a n, date publicate pe harta geologică scara 1:50000—foaia Luncani).

Institutul Geologic al României

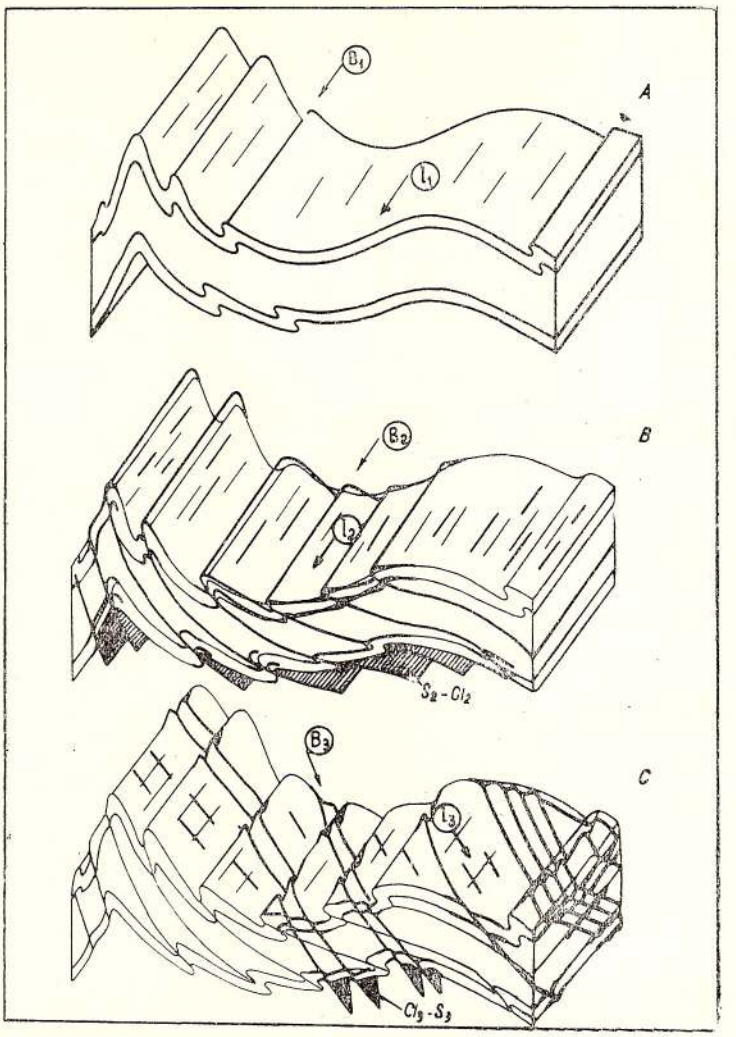


Fig. 84. — Evoluția și aspectele morfologice ale deformațiunilor principale prezente în formațiunile cristalinului de Poiana Ruscă (după H. Kräutner et al., 1969).

A. Cutarea sinmetamorfică principală — tectonica B_1 (cute B_1 și liniații l_1). B. Flexurarea prin mișcări pe planele S_2 — tectonica S_2 (microcute B_2, liniații l_2 plane $S_2 = Cl_2$). C. Flexurarea prin mișcări pe planele S_3 — tectonica S_3 (microcute B_3, liniații l_3, plane $S_3 = Cl_3$).

Evolution et aspects morfologiques des prinipales déformations présentes dans les formations du cristallin de Poiana Ruscă (d'après H. Kräutner et al., 1969).

A. Plissement synmétamorphique principal — tectonique B_1 (plis B_1 et liniations l_1). B. Flexion par des mouvements sur les plans S_2 — tectonique S_2 (microplis B_2, liniations l_2, plans $S_2 = Cl_2$). C. Flexion par des mouvements sur les plans S_3 — tectonique S_3 (microplis B_3, liniations l_3, plans $S_3 = Cl_3$).

Institutul Geologic al României

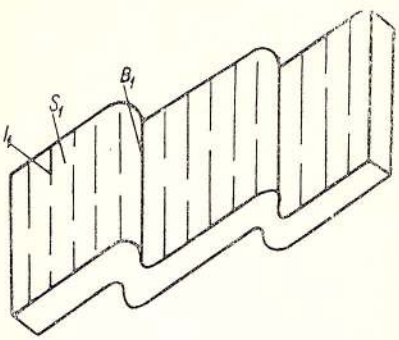


Fig. 85. — Microcute de tip drag-folds (legate de tectonica B_1) ce indică prezența unui flanc normal. Axele microcutelor (B_1) și liniațiile paralele cu acestea (l_1), ce apar pe suprafața șistozității de stratificație (S_1), marchează direcția structurii plicative majore în aflorimentul respectiv.

Microplis du type drag-folds (liés à la tectonique B_1) qui indiquent la présence d'un flanc normal. Les axes des microplis (B_1) et les liniations parallèles à ceux-ci (l_1), occurant à la surface de la schistosité de stratification (S_1), marquent la direction de la structure plicative majeure dans l'affleurement respectif.

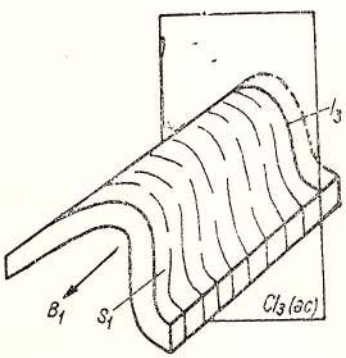


Fig. 86

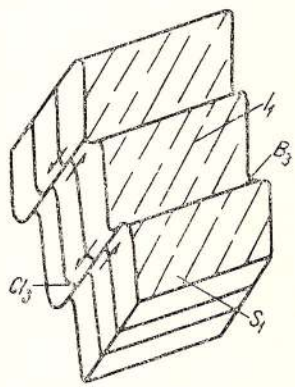


Fig. 87

Fig. 86.—Microcută de tip drag-folds (legată de tectonica B_1) traversată de clivajele (Cl_3) ale tectonicii S_3, care la intersecția cu șistozitatea de stratificație a rocii (S_1) dă naștere liniațiilor l_3. Cl_3 fiind perpendicular pe B_1, are o poziție analogă cu fisurile „ac" ale tectonicii B_1.
Microplis du type drag-folds (lié à la tectonique B_1) traversé par les clivages (Cl_3) de la tectonique S_3, qui à l'intersection avec la schistosité de stratification de la roche (S_1) engendre de liniations l_3. Cl_3, étant perpendiculaire sur B_1, occupe une position analogue à celle des fissures „ac" de la tectonique B_1.

Fig. 87. — Relații între liniațiile l_1 (paralele structurilor plicative B_1) și microcutele de alunecare B_3 (determinate de mișcarea microcompartimentelor de-a lungul unor clivaje oblice — Cl_3).
Relations entre les liniations l_1 (parallèles aux structures plicatives B_1) et les microplis de glissement B_3 (déterminés par le mouvement des microcompartiments le long des clivages obliques — Cl_3)

Institutul Geologic al României

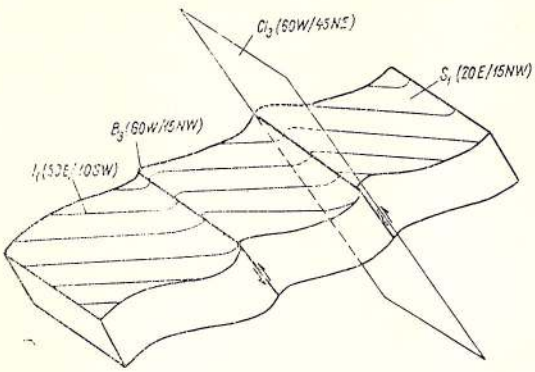


Fig. 88. — Aspect de flanc invers fals (valea Sălășele, pe flancul sudic al sinclinalului Nădrag), dat de microcutele de clivaj B_3. Se observă că liniațiile l_1 (paralele structurii plicative) sînt deranjate de microcutele B_3. Mișcarea de-a lungul clivajelor Cl_3 se face dinspre NE, producînd îndoirea șistozității de stratificație S_1.

Aspect de faux flanc inverse (la vallée de Sălășele, sur le flanc méridional du synclinal Nădrag), donné par des microplis de clivage B_3. On observe que les liniations l_1 (parallèles à la structure plicative) sont dérangées par les microplis B_3. Le mouvement le long des clivages Cl_3 a lieu du NE, provoquant la flexion de la schistosité de stratification S_1.

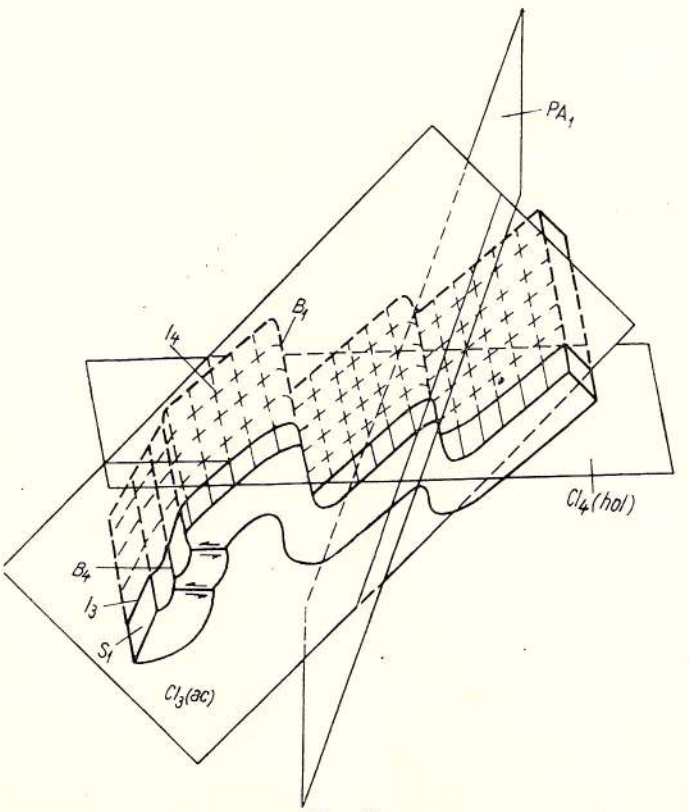


Fig. 89

Institutul Geologic al României

Din analiza cartografică a formațiunilor care îmbracă structura anticlinorie și din studiul elementelor liniare, paralele structurilor plicative, rezultă afundarea generală spre NW a anticlinoriului ; pe flancul sud-vestic al acestuia, structurile prezintă afundări sud-vestice și vestice puternice, care pot atinge uneori 40—50°. Pe flancul nord-estic al anticlinoriului afundările axiale prezintă o tendință de plonj nord-vestic (cu unele excepții), mult mai puțin accentuat.

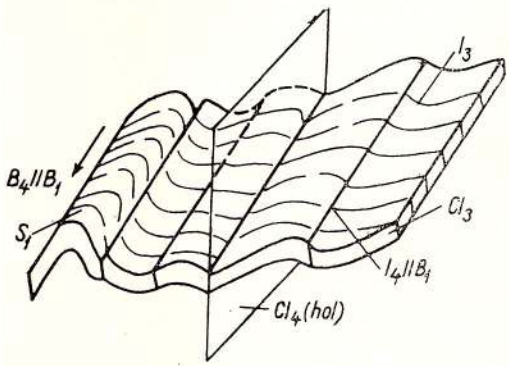


Fig. 90. — Liniații l_3 (ale tectonicii S_3) deranjate de microcute de alunecare (B_4) formate prin mișcarea de-a lungul unor clivaje (Cl_4), care au în structura B_1 poziția unor plane „hol' (din zona lui B_1). Liniațiile l_4 (ale tectonicii S_4) rezultate sînt paralele cu B_1, deși deranjează liniațiile l_3, determinate de intersecția clivajelor Cl_3 cu șistozitatea de stratificație (S_1).
Liniations l_3 (de la tectonique S_3) dérangées par les microplis de glissement (B_4) formées par le mouvement le long des clivages (Cl_4), qui occupent dans la structure B_1 la position des plans „hol" (de la zone du B_1). Les liniations l_4 (de la tectonique S_4) résultées sont parallèles à B_1, bien qu'elles dérangent les liniations l_3, déterminées par l'intersection des clivages Cl_3 avec la schistosité de stratification (S_1).

Fig. 89. — Relații între microcutele B_1 (ale tectonicii B_1), planul axial al acestora (PA_1), clivajul tectonicii S_3 (Cl_3), clivajul tectonicii S_4 (Cl_4), microcutele și liniațiile respective, rezultate la intersecția diverselor clivaje cu șistozitatea de stratificație (S_1). Se observă în cazul prezentat că nu există o legătură genetică între formarea microcutelor B_1 și clivajul Cl_4, întrucît poziția planului axial PA_1 nu corespunde ca poziție cu Cl_4 care intersectează stratul microcutat indiferent de poziția microcutelor. Poziția clivajului Cl_4 față de B_1 fiind analogă poziției unui plan „hol" (din zona lui B_1), liniațiile l_4 și microcutele B_4 sînt paralele cu B_1.
Relations entre les microplis B_1 (de la tectonique B_1), leur plan axial (PA_1), le clivage de la tectonique S_3 (Cl_3), le clivage de la tectonique S_4 (Cl_4), les microplis et les liniations respectives, résultées à l'intersection des divers clivages avec la schistosité de stratification (S_1). On observe dans le cas présenté qu'il n'y a pas une liaison génétique entre la formation des microplis B_1 et le clivage Cl_4, vu que la position du plan axial PA_1 ne corresponde guère en tant que position avec Cl_4, qui a intersecté la couche microplissée, sans tenir compte de la position des microplis. La position du clivage Cl_4 par rapport à B_1 étant analogue à la position d'un plan („hol" (de la zone du B_1), les liniations l_4 et les microplis B_4 sont parallèles à B_1.

Institutul Geologic al României

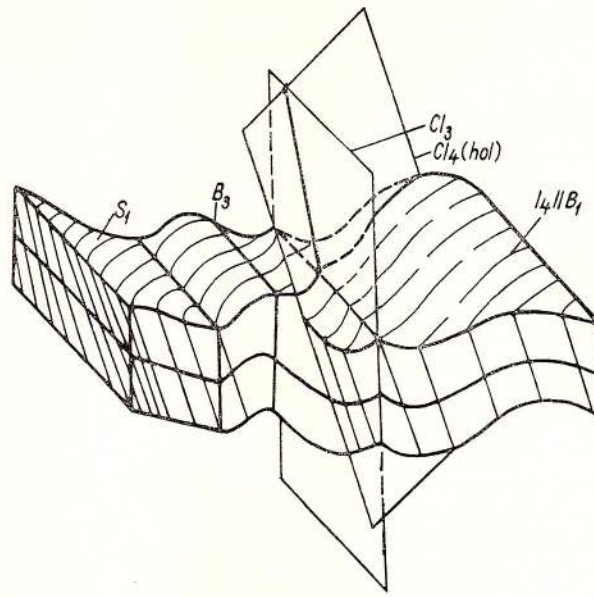


Fig. 91. — Microcute (centimetrice și decimetrice) de alunecare ale tectonicii S_3 (determinate de mișcarea de-a lungul clivajelor Cl_3) sînt oblice față de liniațiile l_4 (paralele cu B_1), datorită faptului că rezultă din intersectarea șistozității de stratificație (S_1) cu un sistem de clivaje oblice (Cl_3) față de B_1. Microplis (centimétriques et décimétriques) de glissement de la tectonique S_3 (déterminés par le long des clivages Cl_3) obliques par rapport aux liniations l_4 (parallèles à B_1), parce que résultant de l'intersection de la schistosité de stratification (S_1) avec un système de clivages obliques (Cl_3) par rapport au B_1.

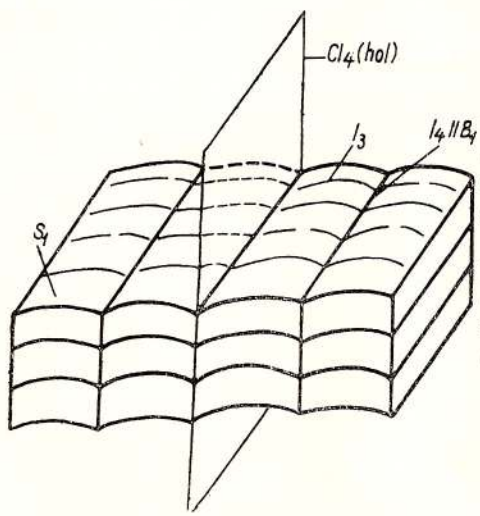


Fig. 92. — Liniații l_3 (aparținînd tectonicii S_3) deranjate de liniațiile l_4, rezultate din intersectarea șistozității de stratificație (S_1) cu un sistem de clivaje (Cl_4) din zona lui B_1 (plane „hol").

Liniations l_3 (appartenant à la tectonique S_3) dérangées par les liniations l_4, résultée par l'intersection de la schistosité de stratification (S_1) avec un système de clivages (Cl_4) de la zone du B_1 (plans „hol").

Institutul Geologic al României

Structurile plicative principale de pe flancul sud-vestic sînt reprezentate prin sinclinalul și anticlinalul Iazuri, anticlinalul Stîlpului, anticlinalul Padeș, sinclinalul Nădrag-Șasa și anticlinalul Luncani.

Pe flancul nord-estic al anticlinoriului, se disting sinclinalul Bălasca-Maliţa și anticlinalul Drăgoi-Poieni.

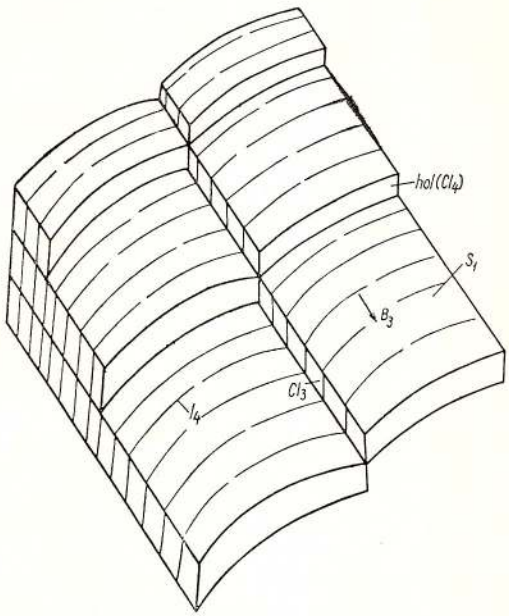


Fig. 93

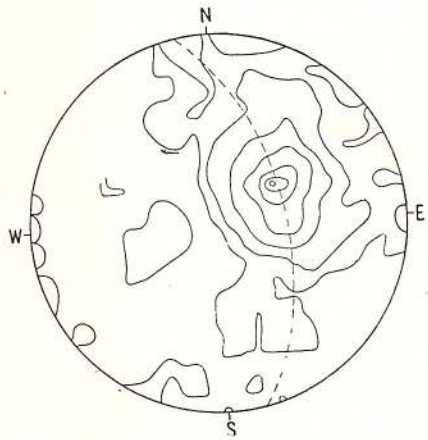


Fig. 94

Fig. 93. — Microcute de alunecare B_3 (în dolomitele grafitoase șistoase la Luncani) intersectate de un sistem de fisuri „hol", care la intersecția cu șistozitatea de stratificație dau naștere liniațiilor l_4 (ce aparțin de tectonica S_4).

Microplis de glissement B_3 (dans les dolomis graphiteuses schisteuses de Luncani) intersectés par un système de fissures „hol", qui à l'intersection avec la schistosité de stratification engendrent de liniations l_4 (appartenant à la tectonique S_4).

Fig. 94. — Diagrama foliațiilor din sectorul Valea cu Peşti-Valea Șasa-Valea Izvorașului -Valea Stîlpului. 517 măsurători; emisfera inferioară. Poziția maximului: N 35 W/30 SW (14,9%). Zona centurală se datorează cutelor B_1 din acest sector. Axul B_1 (triunghi negru) corespunzător acestei zone centurale are poziția 258/30. Contururi: 14,9 — 13,5 — 11,6 — 7,7 — — 3,8 — 0,9 — 0,1.

Diagramme des foliations du secteur de la vallée Valea cu Peşti-la vallée Valea Șasa-la valée Valea Izvorașului-la vallée Valea Stîlpului. 517 mésurements; hémisphère inférieure. Position du maximum: N 35 W/30 SW (14,9%). La zone de ceinture est due aux plis B_1 de ce secteur. L'axe B_1 (triangle noir) correspondant à cette zone de ceinture occupe la position 258/30. Contours: 14,9 — 13,5 — 11,6 — 7,7 — 3,8 — 0,9 — 0,1.

Tectonica B_1 este caracterizată, în afara elementelor structurale plicative megascopice, și prin elemente structurale mezo-și microscopice :

Institutul Geologic al României

șistozitatea de stratificație (Sts_1), microcutele de antrenare (drag-folds) B_1, liniația l_1, clivajul axial Cl_1, șistozitatea clivajului axial Scl_1 și fisuri „ac".

În rocile incompetente se observă relativ frecvent tendința de transpunere a șistozității Sts_1 după șistozitatea Scl_1. În regiune, s-a observat că înclinarea planului axial PA_1 al microcutelor de antrenare B_1 și cea a

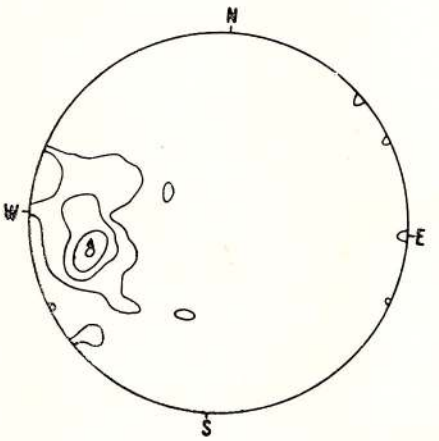


Fig. 95

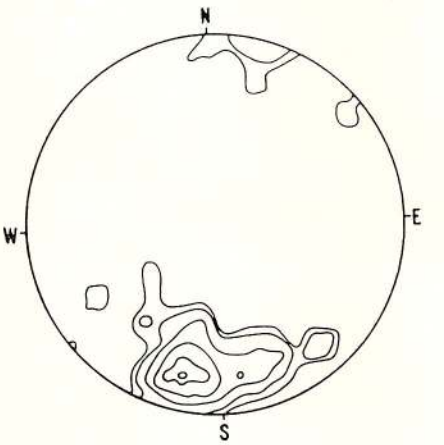


Fig. 96

Fig. 95. — Diagrama elementelor lineare aparținînd tectonicii B_1 și S_2 din sectorul Valea cu Pești-Valea Șasa-Valea Izvorașului-Valea Stîlpului. 41 măsurători; emisfera inferioară. Poziția maximului: 252/30 (24,3%) (este foarte aproape de poziția axului B_1 construit — triunghi negru — din fig. 94. Contururi: 24,3 — 17 — 9,7 — 2,4.

Diagramme des éléments linéaires appartenant à la tectonique B_1 et S_2 du secteur de la vallée Valea cu Pești-la vallée Valea Șasa-la vallée Valea Izvorașului-la vallée Valea Stîlpului. 41 mesurements; hémisphère inférieure. Position du maximum: 252/30 (24,3%) (à la proximité de la position de l'axe B_1 théoretique — triangle noir — de la fig. 94. Contours: 24,3 — 17 — 9,7 — 2,4.

Fig. 96. — Diagrama elementelor lineare aparținînd tectonicii S_3 din sectorul Valea cu Pești-Valea Șasa-Valea Izvorașului-Valea Stîlpului. 86 măsurători; emisfera inferioară. Poziția maximelor: 196/18 (25,5%); 174/20 (10,4%). Contururi: 25,5 — 17,4 — 10,4 — 5,8 — — 2,3 — 1,2.

Diagramme des éléments linéaires appartenant à la tectonique S_3 du secteur de la vallée Valea cu Pești-la vallée Valea Șasa-la vallée Valea Izvorașului-la vallée Valea Stîlpului. 86 mesurements; hémisphère inférieure. Position des maxima 196/18 (25,5%); 174/20 (10,4%). Contours: 25,5 — 17,4 — 10,4 — 5,8 — 2,3. — 1,2.

clivajului Cl_1 precum și a șistozității Scl_1, este de obicei puternică și are în ansamblu același sens de cădere ca și flancul cutelor B_1 majore pe care se grefează, cu deosebirea că PA_1, Cl_1 și Scl_1 prezintă înclinări mai mari ca Sts_1. Aceste observații conduc la concluzia că PA_1, Cl_1 și Sts_1 de pe

Institutul Geologic al României

ambele flancuri ale unei cute plicative majore B_1 converg, în cazul anticlinalelor, deasupra șarnierei acestora, iar în cazul sinclinalelor, sub șarniera lor.

Elementele liniare ale tectonicii principale (B_1, l_1) sînt paralele structurilor plicative, servind astfel la determinarea reliefului structural major al formațiunilor cutate sinmetamorfic.

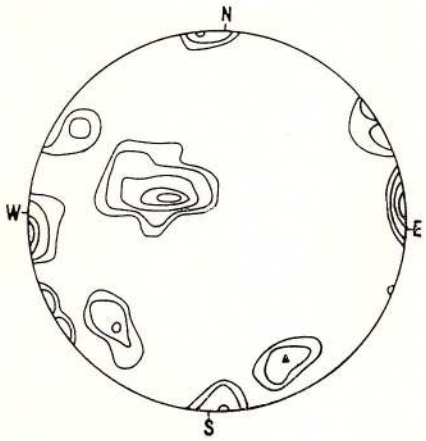


Fig. 97

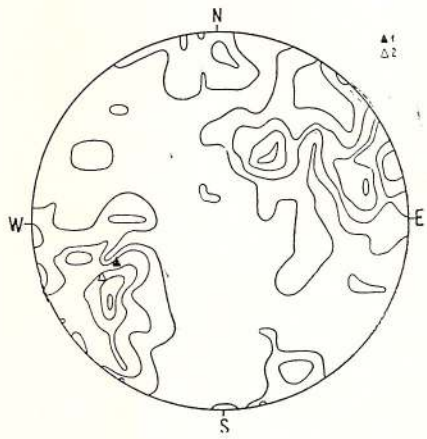


Fig. 98

Fig. 97. Diagrama fisurilor în șisturi clorito-sericitoase cuarțitice de pe pîrîul Cireșului (afluent drept al Văii Stîlpului). 50 măsurători; emisfera inferioară. Poziția maximelor: clivaje S_3 N 23 E/23W (14%); N 6 W/90 (12%) N 84 E/90 (8%); ac (?) N 49 W/68 NE (8%); N 60 E/72 NW (4%). Axul B_3 măsurat (triunghi negru) 150/18. Contururi: 14—12—8—3—2.
Diagramme des fissures dans les schistes chlorito-sériciteux quartzitiques sur le ruisseau Cireșului (affluent de droite de la vallée Valea Stîlpului). 50 mesurements; hémisphère inférieure Position des maxima: clivages S_3 N 23 E/23 W (14%); N 6 W/90 (12%) N 84 E/90 (8%); ac (?) N 49 W/68 NE (8%); N 60 E/72 NW (4%). L'axe B_3 mesuré (triangle noir) 150/18. Contrours: 14 — 12 — 8 — 4 — 2.

Fig. 98 — Diagrama fisurilor în dolomitele stratificate de la cotul văii Stîlpului. 135 măsurători; emisfera inferioară. Poziția maximelor: ac N 35 W/62 NE (5,9%); hol N 52 W/36 S (5,1%); N 13 W/70 SW (5,1%) N 13 W/68 NE (3,7%); N 64 E/78 NW (2,2%); N 88 W/80 S (2,2%). Fisurile din zona axului B_1 (fisurile hol) dau o centură datorită unor cute metrice. Poziția axului B_1 (2) măsurat: 250/40; axul B_1' (construit din foliații —1: 245/31. Contururi: 5,9—5,1—3,7—2,2—0,74.

Diagramme des fissures dans les dolomies litées de la boucle de la vallée Valea Stîlpului. 135 mesurements; hémisphère inférieure. Position des maxima: ac N 35 W/62 NE (5,9%); hol N 52 W/36 S (5,1%); N 13 W/70 SW (5,1%) N 13 W/68 NE (3,7%); N 64 E/78 NW (2,2%); N 88 W/80 S (2,2%). Les fissures de la zone de l'axe B_1 (fissures hol) constituent une ceinture due à des plis métriques. La position de l'axe B_1 (2) mesuré: 250/40. L'axe B_1 (constitué de foliations —1: 245/31. Contours: 5,9—5,1—3,7—2,2—0,74.

Institutul Geologic al României

Șistozitatea Sts_1 coincide în ansamblu cu stratificația rocilor, dat fiind paralelismul ei cu limitele litologice ; ea este afectată de structurile plicative B_1.

Clivajul axial Cl_1 se materializează în rocile incompetente (șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericito-grafitoase), transformîndu-se uneori

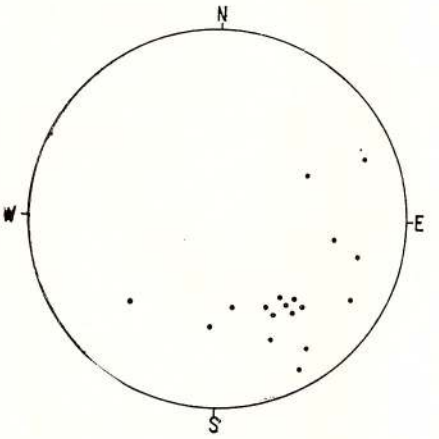


Fig. 99

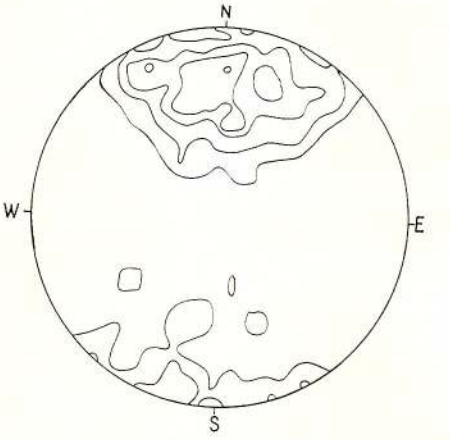


Fig. 100

Fig. 99. — Diagrama elementelor lineare aparținînd tectonicii S_3, din sectorul valea Bega (între Luncani și valea Stîlpului). 18 măsurători; emisfera inferioară. Se observă concentrarea punctelor în jurul poziției 148/40.

Diagramme des éléments linéaires appartenant à la tectonique S_3 du secteur de la vallée de la Bega (entre Luncani et la vallée Valea Stîlpului) 18 mesurements ; hémisphère inférieure. On observe la concentration des points autour de la position 148/40.

Fig. 100. — Diagrama foliațiilor de stratificație din sectorul valea Bega (între Luncani și valea Stîlpului). 269 măsurători; emisfera inferioară. Poziția maximelor: E-W/69S (8,1%); N 63 E/77 S (5,5%); N 73 W/63 S (5,5%). Contururi: 8,1 — 5,5 — 3,7 — 1,4 — 0,4.

Diagramme des foliations de stratification du secteur de la vallée de la Bega (entre Luncani et la vallée Valea Stîlpului). 279 mesurements; hémisphère inférieure. Position des maxima: E-W/69 S (8,1%); N 63 E/77 S (5,5%); N 73 W/63 S (5,5%). Contours: 8,1 — 5,5 — 3,7 — 1,4 — 0,4.

într-o adevărată șistozitate (Scl_1) marcată de minerale micacee și care întretaie șistozitatea Sts_1.

În rocile filitice s-au observat frecvent cazuri cînd vechea stratificație a rocilor primordiale (recognoscibilă prin rubanări relicte) nu s-a transformat în decursul tectonicii B_1 în Sts_1, în locul acesteia dezvoltîndu-se direct șistozitatea clivajului axial Scl_1 [48]. Această situație ar plasa for-

[48] O astfel de situație a fost semnalată în zona Roșcani de către Dimitrescu și Maier (1966).

Institutul Geologic al României

marea șisturilor metamorfice către limita superioară a etajului structural metamorfic, în care șistozitatea principală corespunde în ansamblu stratificației formațiunilor primare, etaj situat sub cel în care șistozitatea metamorfică corespunde îndeobște clivajelor oblice sau chiar perpendiculare față de vechea stratificație a formațiunilor sedimentare.

Stilul de cutare al tectonicii B_1 este relativ complex ; el se caracterizează în ansmablu prin următoarele trăsături principale :

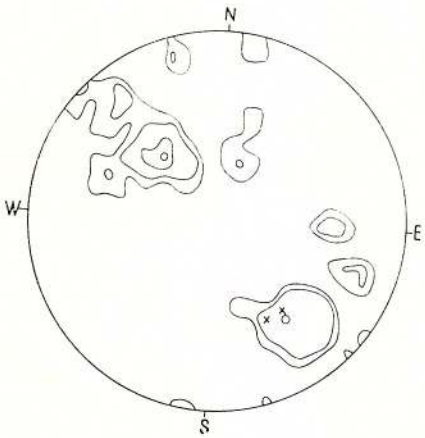


Fig. 101

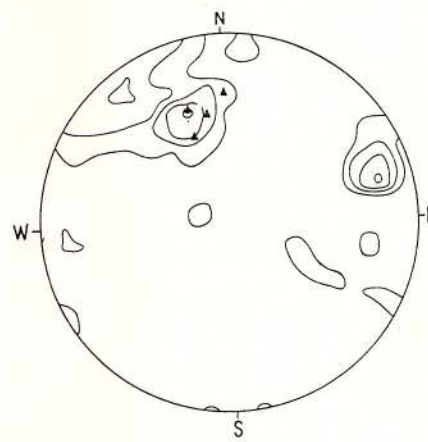


Fig. 102

Fig. 101. — Diagrama fisurilor în calcarele stratificate din valea Bega (1,5 km nord de Luncani). 50 măsurători ; emisfera inferioară. Poziția maximelor : N 44 E/36 SE (18%) ; S_3(?) N 51 E/54 NW (14%). Axe B_3 măsurate în apropiere 138/41 și 148/40 (x). Contururi : 18 — 14 — 4 — 2.

Diagramme des fissures dans les calcaires lités de la vallée de la Bega (1,5 km N de Luncani). 50 mesurements ; hémisphère inférieure. Position des maxima : N 44 E/36 SE (18%) ; S_3 (?) N 51 E/54 NW (14%). Axes B_3 mesurés alentour 138/41 et 148/40 (x) Contours : 18 — — 14 — 4 — 2.

Fig. 102. — Fisuri în dolomitele stratificate de la gura văii Prislopului (la sud de Fărășești) 49 măsurători ; emisfera inferioară. Poziția maximelor : ac N 73 E/53 SE (20%) ; 15 W/72 SW (20%). Poziția axelor B_1 măsurate în apropiere : 342/36 ; 350/40 ; 340/50 ; 360/30 (triunghiuri negre). Contururi : 20 — 12 — 6 — 4.

Fissures dans les dolomies litées à l'embouchure de la vallée Valea Prislopului (au sud de Fărășești). 49 mesurements ; hémisphère inférieure. Position des maxima : ac N 73 E/53 SE (20%) ; 15 W/72 SW (20%). Position des axes B_1 mesurés alentours : 342/36 ; 350/40 ; 340/50 ; 360/30(triangles noirs). Contrours : 20 — 12 — 6 — 4.

a) structurile plicative majore din regiune sînt deobicei largi și drepte (au planul axial aproximativ vertical) ;

Institutul Geologic al României

b) existența structurilor plicative apropiate de caracteristicile cutelor concentrice propriu-zise, în cadrul formațiunilor carbonatice competente foarte groase;

c) existența structurilor plicative de alunecare concentrică modificate prin aplatizare (S i t t e r, 1969 ; R a m s a y, 1962) ; morfologia

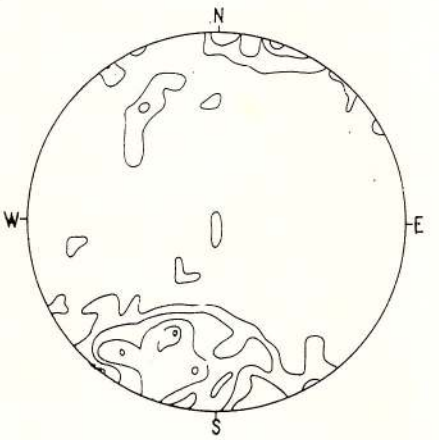


Fig. 103

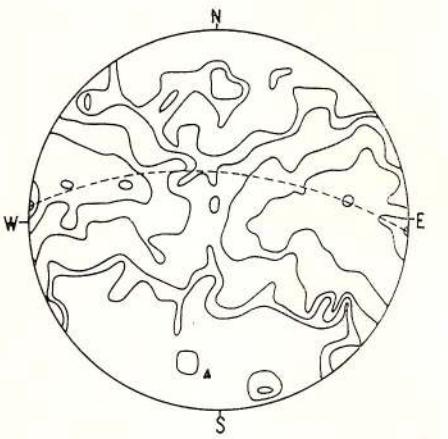


Fig. 104

Fig. 103. — Diagrama elementelor lineare aparținînd tectonicii B_1 din sectorul valea Bega (la nord de Valea lui Liman)-valea Drujii-valea Cornetului-valea Pîlcului. 68 măsurători; emisfera inferioară. Poziția maximelor: 198/36 (11,7%); 186/20 (10,3%); 215/14 (10,3%). Contururi: 11,7 — 10,3 — 5,8 — 2,9 — 1,4.

Diagramme des éléments linéaires appartenant à la tectonique B_1 du secteur de la vallée de la Bega (au nord de la vallée Valea lui Liman) - la vallée Valea Drujii - la vallée Valea Cornetului-la vallée Valea Pîlcului. 68 mesurements; hémisphère inférieure. Position des maxima: 198/36 (11,7%); 186/20 (10,3%); 215/14 (10,3%). Contours: 11,7 — 10,3 — 5,8 — — 2,9 — 1,4.

Fig. 104. — Diagrama foliațiilor de stratificație din sectorul valea Bega (la nord de Valea lui Liman)-valea Drujii - valea Cornetului - valea Rusciului - valea Pîlcului. 570 măsurători; emisfera inferioară. Poziția maximelor: N 4 E/90 (6,1%); N 13 E /70 SE (4,5%); N 20 E/44 SE (4,5%); N 8 W/60 W (4,5%). Maximele fac parte dintr-o zonă centurală ce se datorează cutelor B_1 din acest sector. Axul B_1 (triunghi negru) care corespunde acestei zone centurale, are poziția 184/20 și coincide aproape cu cel de-al doilea maxim din fig. 103. Contururi: 6,1 — 4,5 — 2,1 — 0,8 — 0,3 — 0,2.

Diagramme des foliations du stratificɑtion du secteure la vallée de la Bega (au nord de la vallée Valea lui Liman) - la vallée Valea Drujii - la vallée Valea Cornetului - la vallée Valea Rusciului-la vallée Valea Pîlcului. 570 mesurements; hémisphère inférieure. Position des maxima: N 4 E/90 (6,1%); N 13 E/70 SE (4,5%); N 20 E/44 SE (4,5%); N 8 W/60 W (4,5%). Les maxima se rattachent à une zone de ceinture due aux plis B_1 de ce secteur. L'axe B_1 (triangle noir), correspondant à cette zone de ceinture, occupe la position 184/20 et il semble presque coïncider avec le deuxième maximum de la fig. 103. Contours: 6,1— — 4,5 — 2,1 — 0,8 — 0,3 — 0,2.

Institutul Geologic al României

acestor structuri se apropie de cea a cutelor similare, avînd șarnierele îngroșate și flancurile subțiate ;

d) structurile plicative B_1 au în general o simetrie monoclinică ;

e) existența unor dizarmonii de cutare între formațiunile competente și cele incompetente (fenomen semnalat de către P a p i u, 1956) ;

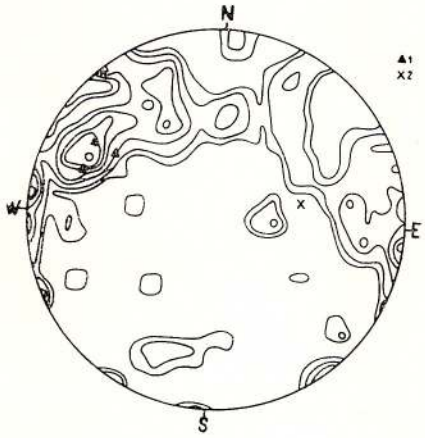


Fig. 105

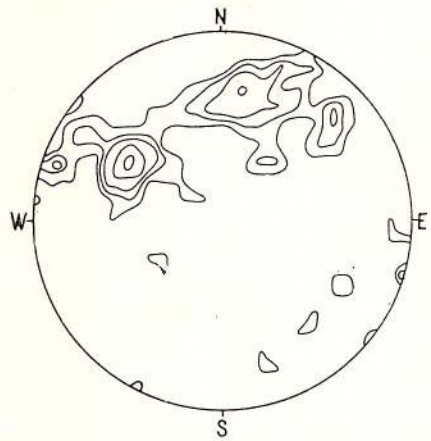


Fig. 106

Fig. 105. — Fisuri în calcarele stratificate și dolomitele stratificate de pe valea Măldeasca (la est de Crivina). 144 măsurători; emisfera inferioară. Poziția maximelor: ac N 22 E/63 SE (14,2%); N 4 E/90 (6,9%); N 60 E/47 SE (5,5%). Poziția elementelor lineare măsurate aparținînd cutării B_1 (1): 301/26; 300/26; 300/36; 288/24. Poziția axului B_3 (2): 87/50. Contururi: 14,2 — 6,9 — 5,5 — 4,1 — 2,8 — 1,3 — 0,6.

Fissures dans les calcaires lités et les dolomies litées sur la vallée de Măldeasca (à l'est de Crivina). 144 mesurements; hémisphère inférieure. Position des maxima: ac N 22 E/63 SE (14,2%); N 4 E/90 (6,9%); N 60 E/47 SE (5,5%). Position des éléments linéaires mesurés, appartenant au plissement B_1 (1): 301/26; 300/26; 300/36; 288/24. Position de l'axe B_3 (2): 87/50. Contours: 14,2 — 6,9 — 5,5 — 4,1 — 2,8 — 1,3 — 0,6.

Fig. 106. — Fisuri în dolomitele masive de pe valea Șasa (în amonte de confluența cu valea Fărășești). 52 măsuători; emisfera inferioară. Poziția maximelor: ac N 32 E/48 SE (16%); N 81 W/60 S (10%); N 18 E/81 E (6%); N 43 W/70 SW (6%). Contururi: 16 — 10 — 6 — 4 — 2.

Fissures dans les dolomies massives sur la vallée Valea Șasa (en amont de la confluence avec la vallée de Fărășești). 52 mesuremenss hémisphère inférieure. Position des maxima: ac N 32 E/48 SE (16%); N 81 W/60 S (10%); N 18 E/81 E (6%); N 43 W/70 SW (6%). Contours: 16 — 10 — 6 — 4 — 2.

f) existența subordonată a cutelor similare propriuzise (întîlnite mai ales în rocile filitice) ;

g) existența unor tipuri de structuri intermediare între cutele similare propriuzise și cele de alunecare concentrică.

Institutul Geologic al României

Aspectele deformațiilor tectonicii B_1 și relațiile acestora cu elementele mișcărilor hercinice ulterioare (tectonica S_2, S_3 și S_4) sînt redate în figurile 85—108 și planșele VI—XX.

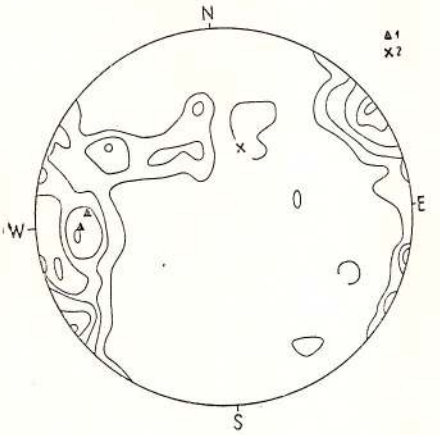


Fig. 107

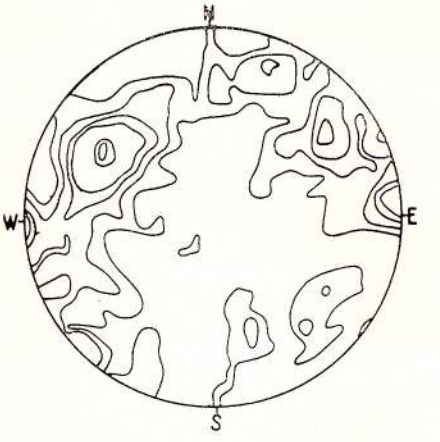


Fig. 108

Fig. 107. — Fisuri în cuarțitele negre și șisturile cuarțitice de pe valea Șasa (în amonte de valea Strîmbului). 90 măsurători; emisfera inferioară. Poziția maximelor: N 33 W/90 (15,5%); ac (pentru tectonica S_2) N 4 W/68 E (8,8%). Poziția axelor B_2 măsurate (1): 270/23; 276/27. Poziția liniației l_3 (2): 18/58. contururi: 15,5 — 8,8 — 5,5 — 3,3 — 1,1.

Fissures dans les quartzites noirs et les schistes quartzitiques sur la vallée Valea Sasa (en amont de la vallée Valea Strîmbului). 80 mesurements; hémisphère inférieure. Position des maxima: N 33 W/90 (15,5%); ac (pour la tectonique S_2) N 4 W/68 E (8,8%). Position des axes B_2 mesurés (1): 270/23; 276/27. Position de la liniation l_3 (2): 18/58. Contours: 15,5— — 8,8 — 5,5 — 3,3 — 1,1.

Fig. 108. — Fisuri în dolomitele stratificate și orientate de pe valea Șasa (în amonte de valea Strîmbului). 219 măsurători; emisfera inferioară. Poziția maximelor: ac N 31 E/58 SE (11,8%); N 4 W/90 (4,1%); N 35 W/62 SW (4,1%); N 70 W/74 SW (2,7%); N 23 W/86 NE (2,7%). Contururi: 11,8 — 9,1 — 4,1 — 2,7 — 1,3 — 0,4.

Fissures dans les dolomies litées et orientées sur la vallée Valea Șasa (en amont de la vallée Valea Strîmbului). 219 mesurements; hémisphère inférieure. Position des maxima: ac N 31 E/58 SE (11,8%); N 4 W/90 (4,1%); N 35 W/62 SW (4,1%); N 70 W/74 SW (2,7%); N 23 W/86 NE (2,7%). Contours: 11,8 — 9,1 — 4,1 — 2,7 — 1,3 — 0,4.

2. TECTONICA S_2

Tectonica B_1 a fost urmată de mișcări pe plane S_2, (clivaje Cl_2, șistozități St_2), adesea tautozonale elementelor lineare B_1 (plane „hol"). Deformațiile au în consecință caracterul unei tectonici de tip S. Deformațiile care au luat naștere în acest timp nu au condus la formarea unor structuri plicative importante, deplasarea pe planele S_2 fiind de ordinul milimetrilor și centimetrilor. Alunecarea pe planele S_2 s-a materializat prin

Institutul Geologic al României

formarea unor microcute de forfecare (B_2) ale căror axe sînt paralele sau subparalele structurilor plicative B_1.

În unitatea epimetamorfică, s-a arătat (K r ă u t n e r, et al., r 1968, 1969), caracterul constant de supraîmpingere de la S către N al mișcărilor din timpul tectonicii S_2, compartimentul superior fiind deplasat mereu spre N față de cel inferior, de-a-lungul suprafeței S_2, orientată E-W și slab înclinată spre S [49].

Indesirea locală a suprafețelor S_2 determină apariția, în unele cazuri, a unei șistozități (St_2), fapt constatat în unele roci incompetente.

Microcutele B_2 se situează la intersecția dintre suprafețele S_2 cu șistozitatea de stratificație, fiind determinate de îndoirea acesteia (flexurare) în urma deplasărilor pe planele S_2, care se transformă astfel în clivaje axiale (Cl_2) pentru microcutele B_2.

Este demn de menționat că aspectul morfologic al microcutelor B_2, depinde de poziția lor în structurile plicative majore B_1, fapt datorat mișcărilor de supraîmpingere menționate. Astfel pe flancurile sudice și sud-vestice ale cutelor B_1 din regiune, microcutele B_2 se grupează sub forma unor ansamble de tip flanc normal ; pe flancurile opuse se constituie în grupaje de tip flanc invers.

Întrucît planele S_2 sînt practic tautozonale elementelor lineare B_1, rezultă că axele microcutelor B_2 au o poziție apropiată față de cele ale cutelor B_1 (de obicei o diferență de cîteva grade).

Planele S_2 (plane axiale, clivaje Cl_2, șistozități St_2) au în general o înclinare evident mai mică, în comparație cu Cl_1 și Scl_1. Planele S_2 intersectează și deformează elementele linare și plane ale tectonicii B_1.

În urma celor arătate și datorită faptului că separarea elementelor lineare ale tectonicii B_1 de cele aparținînd tectonicii S_2, nu a fost posibilă în toate situațiile, pe harta întocmită nu au fost diferențiate cele două generații de liniații fapt, care nu împietează asupra interpretărilor structurale, întrucît între cele două tipuri de liniații există un paralelism sensibil.

B). DEFORMĂRILE SAALICE

Din studiul izocronelor K/Ar (K r ă u t n e r et al., 1973), rezultă o pierdere de argon, corespunzătoare unui eveniment intervenit în urmă cu cca 245 m.a., atribuit unei faze de deformări saalice [50] — tectonica S_3.

[49] În regiune, datorită rotirii anticlinoriului către NW precum și datorită structurii în virgație, deosebit de accentuată, poziția planelor S_2 poate fi și NW-SE cu înclinări sud-vestice.

[50] În Munții Apuseni, D i m i t r e s c u (1964), a demonstrat existența unor elemente microtectonice similare celor de tip S_3, formate în faza saalică.

Institutul Geologic al României

Într-o lucrare anterioară (M u r e ș a n, 1964), am arătat existența, în unele sectoare, a unor deformații tardive care deranjează elementele tectonicii S_3. Aspectele morfologice ale acestei ultime mișcări — tectonica S_4 — și caracterul lor penetrant ne fac să presupunem că ele aparțin deformărilor hercinice și că s-au succedat la scurtă vreme după tectonica S_3. Întrucît tectonica S_3 corespunde, conform vîrstelor absolute fazei saalice (K r ä u t n e r e t al., 1973), atribuim tectonica S_4 de asemenea acestei faze.

1. TECTONICA S_3

Deformațiile tectonice S_3, constatate peste tot în Poiana Ruscă, se datoresc unor mișcări de subîmpingere de-alungul unor plane puternic înclinate (50—80°), orientate mai ales NE-SW și cu poziția oblică față de direcțiile structurale ale tectonicii B_1 și S_2.

Amploarea mică a deformațiilor atribuite acestei tectonici nu modifică aspectul reliefului major al structurilor B_1 peste care se suprapun ; deplasările pe planele S_3 sînt de ordinul milimetrilor și al centimetrilor.

Întrucît, în majoritatea cazurilor, compartimentul inferior este ridicat față de cel superior, se poate trage concluzia că pe planele S_3 au avut loc de obicei mișcări de subîmpingere, notînd și excepții de la această situație.

Deformațiile tectonicii S_3 nu sînt răspîndite omogen în cadrul regiunii, ele fiind vizibile mai ales în rocile incompetente ; în rocile competente (roci carbonatice, cuarțite), aceste deformații se traduc de obicei prin formarea unor sisteme de fisuri oblice (hkl), așa cum s-a constatat și în rocile carbonatice ferifere din zona Teliuc-Ghelar (K r ä u t n e r, r 1969) ; mai rar, în decursul tectonicii S_3, au fost reluate vechile sisteme de fisuri (mai ales fisurile „ac" ale tectonicii B_1).

Este posibil ca la formarea faliilor din regiune, orientate NE-SW, existența planelor S_3, orientate similar, să fi jucat un rol important, creînd zone de minimă rezistență, transformate ulterior în dislocații cu aceeași orientare.

Îndesirea planelor S_3 poate conduce local la formarea unei șistozități (St_3), care produce deformări ale reliefului structurii B_1, tinzînd să șteargă deformațiile anterioare.

Microcutele B_3 situîndu-se la intersecția șistozității de stratificație cu planele S_3, au drept clivaje axiale (Cl_3) tocmai aceste plane. Poziția axelor microcutelor B_3 și a liniațiilor l_3 este deci condiționată de poziția șistozității de stratificație pe care se grefează și de cea a clivajului Cl_3.

Institutul Geologic al României

2. TECTONICA S_4

În urma cercetărilor noastre din partea de NW a masivului Poiana Ruscă, am avut prilejul să observăm deformațiile unor mișcări ulterioare tectonicii S_3 ; elementele structurale la care ne vom referi, le-am pus în evidență, împreună cu H. K r ä u t n e r, în zona văii Bătrîna (la vest de regiunea noastră).

Spre deosebire de tectonica B_1, S_2 și S_3 ale căror elemente au o răspîndire regională în cadrul unității epimetamorfice a masivului Poiana Ruscă, elementele tectonicii S_4 afectează sectoarele locale în cadrul formațiunilor cristalofiliene, cel mai important sector situîndu-se între bazinul văii Bătrîna și valea Stîlpului.

Descrieri parțiale ale tectonicii S_4 (sub numele de tectonica B_3) au fost făcute de către noi (1964, 1965). Aspectele pe care le au deformațiile de tip S_4 sînt relativ variate ; în esență, ele au rezultat din mișcarea unor microcompartimente, de-alungul unor plane tautozonale sau cvasitautozonale axului B_1 (în general plane „hol"), luînd naștere în consecință microcute de alunecare (de fractură) și liniații, grefate pe șistozitatea de stratificație Sts_1.

Elementele acestei tectonici sînt în consecință reprezentate prin plane S_4, microcute B_4 și liniații l_4. Întrucît de-alungul planelor S_4 se formează microcute de fractură aceste plane devin clivajul axial al acestor microcute (Cl_4), care în structura majoră au poziția planelor „hol" ale tectonicii B_1.

III. ELEMENTE STRUCTURALE ALPINE

După mișcările hercinice, care s-au desfășurat în principal în decursul fazei sudete și în parte în faza saalică (tectonica S_3 și tectonica S_4), stiva metamorfozată devenind rigidă, mișcările ulterioare au produs în cadrul ei numai compartimentări, de-alungul unor falii, falii-decroșări și decroșări.

La scara întregului masiv Poiana Ruscă, au fost deosebite (K r ä u t n e r et al., 1969) mai multe sisteme de dislocații, de vîrste deosebite, grupate în fracturi prelaramice, laramice și postlaramice — antepannoniene. În regiunea noastră sînt evidente dislocațiile prelaramice și laramice.

Cea mai importantă fractură din regiune este linia cvazidirecțională Fața Roșie, de-alungul căreia compartimentul sud-vestic este ridicat cu 1000—2000 m față de cel nord-estic. Alura cartografică a acestei dislocații, la sud și sud-vest de Poieni, indică înclinarea planului tectonic înspre sud, cu cca 50°, ceea ce ar indica o tendință de încălecare a compartimentului

Institutul Geologic al României

sud-vestic peste cel nord-estic, cel puțin în zona considerată. Această linie de dislocație este deplasată de o serie de fracturi atît în zona noastră cît și în părțile centrale și estice ale unității epimetamorfice.

Cel mai răspîndit sistem de fracturi din zona noastră are orientarea NE-SW, caracterizat prin deplasarea constantă înspre SE a compartimentelor nord-vestice față de cele sud-estice. În același timp, compartimentele sînt coborîte succesiv de la SE către NW. Cele mai importante falii ale acestui sistem sînt falia Bătrîna, falia Armeanului, falia Panc-Poieni și falia Luncani. Falia Luncani este deplasată de linia Fața Roșie. Cele două caracteristici ale fracturilor direcționate NE-SW le conferă de fapt caracterul de falii-decroșări.

Un al doilea sistem de fracturi are orientarea NW-SE ; dintre aceste fracturi se detașează falia Gropilor, de-alungul căreia compartimentul sud-vestic este coborît față de cel nord-estic cu cca 400—500 m ; pe această falie se insinuează un corp de dacit banatitic, arătînd preexistența acestei dislocații cel puțin înaintea fazei a II-a din cadrul ciclului II banatitic. Falia Gropilor este la rîndu-i deplasată de sistemul de dislocații nord-estic. De asemenea menționăm, ca importantă, falia orientată NW-SE, situată la sud de terminația văilor Pîlcului și Rusciului și care intersectează valea Drujii ; compartimentul nord-estic al acestei falii-decroșări este coborît și deplasat spre NE față de compartimentul sud-vestic.

Din relațiile de teren și din cele arătate mai sus, rezultă că faliile unuia și aceluiași sistem pot fi de vîrste diferite, putîndu-se schematiza următoarea succesiune relativă de formare a dislocațiilor din zona cercetată :

1. cele mai vechi fracturi sînt reprezentate prin faliile-decroșări Bătrîna și Armeanului, orientate NE-SW ;

2. liniile amintite sînt deplasate de falia Gropilor, direcționată NW-SE ;

3. ultima dislocație se oprește în falia Luncani, dispusă NE-SW;

4. linia Fața Roșie decroșează dislocația Luncani ;

5. la rîndu-i, dislocația Fața Roșie este afectată de falia Panc-Poieni, orientată NE-SW.

În acest fel, în regiune, există cel puțin cinci momente de formare relativă ale dislocațiilor rupturale, a căror amorsare principală a avut loc probabil încă din faza austrică și a căror formare a continuat în decursul unor etape laramice.

Institutul Geologic al României

Faptul că unele fracturi au putut rămîne deschise și în decursul Sarmațianului și Pliocenului, este indicat de faptul că, în regiune, există dyke-uri și filoane de andezite neogene, insinuate după fracturi orientate NNW—SSE, de-alungul cărora nu se constată, în schimb, deplasări intercompartimentale.

CAPITOLUL V. — METALOGENEZA

Mineralizațiile din masivul Poiana Ruscă, inclusiv cele din regiune, au atras atenția a numeroși cercetători.

Codarcea (r 1947) și Giușcă (r 1947) au prezentat pentru prima dată clasificări genetice ale zăcămintelor din Poiana Ruscă (în special ale celor ferifere), grupîndu-le în minereuri sedimentar-metamorfice,[51] minereuri legate de banatite și minereuri sedimentare.

Clasificarea recentă a mineralizațiilor din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă și din zonele învecinate acesteia a fost făcută de Kräutner (1964, r 1969), care le grupează sub forma unor provincii metalogenetice legate de diversele cicluri ale masivului Poiana Ruscă.

Pentru partea de NW a masivului Poiana Ruscă, în 1963 (Mureșan, 1964) am adoptat, în lipsa unor date de vîrstă referitoare la șisturile cristaline, o clasificare a epocilor metalogenetice din regiune, în funcție de intervenția proceselor de metamorfism regional, după cum urmează :

a) epoca veche (premetamorfică), în perioada căreia s-au format zăcămintele de fier vulcanogen-sedimentare de tip Lahn-Dill și acumulările hidrotermale de la SE de Românești ;

b) epoca intermediară (sinmetamorfică) în decursul căreia au luat naștere acumulările de talc și steatit din dolomitele de Luncani ;

c) epoca nouă (postmetamorfică), în timpul căreia s-au produs mineralizările hidrotermale din valea Căprișoara, legate de faza hidrotermală care a succedat corpurilor banatitice din apropiere ; tot acestei epoci i s-au atribuit acumulările feromanganoase-sedimentare și depozitele exogene de precipitație chimică, reprezentate prin aragonit și travertin.

În stadiul actual de cunoaștere, referitor la substanțele minerale utile din Poiana Ruscă, caracterizat prin acumularea a numeroase date referitoare la geneza, vîrsta și alcătuirea acestor acumulări (Kräutner,

[51] Un fapt deosebit de important, a fost recunoașterea naturii sedimentar-metamorfice a zăcămintelor siderito-ankeritice, de tip Teliuc și Ghelar (Codarcea, Petrulian, r 1942, r 1943), considerate pînă atunci ca fiind acumulări postmetamorfice, de origine hidrotermal-metasomatică.

Institutul Geologic al României

1963, 1964, r 1969, 1970, r 1972 ; M u r e ș a n, 1964 și date nepublicate), pentru partea de NW a masivului Poiana Ruscă, actualmente, se poate schița cu suficientă precizie evoluția metalogenetică a acesteia.

I. METALOGENEZA HERCINICĂ

Procesele metalogenetice hercinice s-au desfășurat în două perioade : înaintea și în timpul proceselor de metamorfism regional.

A). METALOGENEZA HERCINICĂ PREMETAMORFICĂ (PRESUDETĂ)

Procesele metalogenetice premetamorfice s-au desfășurat înaintea fazei sudete, în decursul stadiului eugeosinclinal, în decursul căruia au luat naștere formațiunile devonian-carbonifer inferioare, actualmente metamorfozate.

Metalogeneza premetamorfică s-a desfășurat în decursul Devonianului mediu și superior, în legătură cu activitatea magmatismului bazic inițial și, într-o a doua etapă, în timpul Carboniferului inferior, în legătură genetică cu magmatismul acid premetamorfic.

În consecință, se deosebesc două provincii metalogenetice, cronologic deosebite și condiționate de activități magmatice diferite petrogenetic :

1. provincia concentrațiilor asociate magmatismului bazic (simatic ?) devonian ;

2. provincia concentrațiilor asociate magmatismului acid (sialic ?) carbonifer inferior.

1. CONCENTRAȚIILE ASOCIATE MAGMATISMULUI BAZIC (SIMATIC?) DEVONIAN

În decursul Devonianului mediu și superior, cînd au avut loc fazele paroxismale ale magmatismului bazic inițial, în strînsă legătură cu acesta au luat naștere mici concentrații ferifere de tip Lahn-Dill (de natură vulcanogen-sedimentară), localizate în formațiunile seriei de Ghelar [52],

Din succesiunea stratigrafică a seriei de Ghelar rezultă existența a trei nivele cu acumulări oxidice ferifere : în complexul Gh_1, în partea mediană și superioară a complexului Gh_2. Primul și cel de al treilea nivel cuprind cele mai importante concentrații de acest gen.

[52] Natura vulcanogen-sedimentară a acumulărilor ferifere metamorfozate din Poiana Ruscă, a fost subliniată pentru prima dată de D i m i t r e s c u (1959).

Institutul Geologic al României

a) Concentrațiile ferifere devonian medii

În regiunea Iazuri și în vîrful Găilor a fost explorat recent prin foraje și lucrări miniere (puțuri, șanțuri, galerii) orizontul superior de șisturi verzi tufogene al complexului Gh_1. Kosareva și Berghes (1962), descriu strate lenticulare și lentile metrice de minereuri magnetito-hematitice, localizate în roci tufogene bazice. Se observă (Mureșan, 1964), că flancul nordic al sinclinalului de la Iazuri cuprinde cele mai importante lentile cunoscute aici, în timp ce, în vîrful Găilor, minereul apare în zona de șarnieră a anticlinalului Iazuri. Concentrațiile de minereu prezintă, uneori, limite tranșante față de rocile tufogene bazice înconjurătoare, în special pe verticală; pe orizontală, se observă tranziții frecvente între minereul propriuzis și rocile verzi, prin apariția în cantități mai mari a cloritelor și prin scăderea treptată a magnetitutului și a hematitului.

Din punct de vedere mineralogic și petrografic, am deosebit (Mureșan, 1964): magnetitite (cu cuarț; cu clorit; cu spessartin; cu spessartin și apatit), roci magnetito-hematitice ($\pm$ spessartin $\pm$ clorit), roci hematitice ($\pm$ spessartin $\pm$ calcit). Din cele prezentate, se observă că spessartinul este prezent în majoritatea rocilor ferifere din această zonă; în vîrful Găilor el constituie uneori adevărate spessartinite, alcătuind masa de bază, care cantonează benzi bogate în magnetit, marcîndu-se astfel vechea stratificație a rocii.

Minereul comun cuprinde magnetit și hematit în proporții variabile, determinîndu-se astfel diverse varietăți texturale lepidoblastice, granolepidoblastice și granoblastice.

Se observă frecvent asocierea magnetitului cu clorite ferifere (delessit), care adesea constituie umbre de presiune (preassure shadows) în jurul acestui mineral. Magnetitul este adesea martitizat de-alungul fisurilor, fenomenul fiind de natură sinmetamorfică. În unele cazuri, se observă alternanța benzilor magnetito-hematitice cu benzi cuarțoase mozaicate, care reprezintă aspectul metamorfic al unor geluri silicioase de natură vulcanogen-sedimentară.

Existența premetamorfică a minereurilor oxidice este demonstrată neîndoielnic de intercalarea concordantă în formațiunile metamorfice înconjurătoare și de tranzițiile petrografice la acestea, de legătura genetică și spațială a minereului cu produsele magmatismului bazic inițial. Metamorfismul regional, la care au fost supuse aceste acumulări precum și procesele de deformare sinmetamorfică se traduc prin existența aceluiași „set" de elemente microtectonice (șistozități, microcute, clivaje,

Institutul Geologic al României

elemente liniare) care sînt prezente și în șisturile terigene și tufogene înconjurătoare, afectate sincron de deformațiile hercinice.

b. Concentrațiile ferifere devonian superioare

În cuprinsul complexului Gh_2 al seriei de Ghelar se situează celelalte două nivele de concentrații oxidice de tip Lahn-Dill și anume în partea mediană a acestui termen litostratigrafic și în partea sa superioară.

1. Ivirile ferifere din partea mediană a complexului Gh_2 sînt reprezentate prin cîteva lentile sporadice, cu dimensiuni mici, pe care le-am pus în evidență în partea superioară a văii Izvorașului și în zona pîrîul Armeanului (afluent drept superior al văii Șasa), unde sînt asociate unui nivel de roci verzi tufogene. Mineralogic, minereurile de aici sînt caracterizate prin prezența magnetitului și hematitului asociate cu cuarțul, care apare în cantități variabile. Se deosebesc două varietăți principale: magnetitite și roci magnetito-hematitice.

2. În partea superioară a complexului Gh_2, în orizontul Tomești-Groși, șisturilor verzi de aici li se asociază, la două nivele apropiate, lentile de roci cuarțoase hematitice cu magnetit și roci hematitice cuarțoase. Zona în care apar cele mai multe din rocile ferifere de aici se localizează în preajma coloniei Tomești, apărînd pe Pîrîul lui Moga, (unde au fost semnalate de către Papiu, 1956); ele au fost explorate recent de către fostul T.E.M.N. (Marianu, r 1960; Urdea, Marianu, r 1961); lucrările de cercetare (puțuri, șanțuri, galerii, foraje) au arătat dimensiunile reduse ale corpurilor de minereu de aici, ele nedepășind lungimi de ordinul zecilor de metri și grosimi de ordinul a 1—3 m.

În cadrul orizontului Tomești-Groși, la aceleași nivele stratigrafice ca și din preajma coloniei Tomești, am pus în evidență mici lentile de roci ferifere oxidice, din care cele mai importante sînt cele de pe pîrîul Vătrani și din zona cuprinsă între vîrful Stîlpului și valea cu același nume. Înspre partea superioară a văii Stîlpului, în zona în care rocile verzi intersectează această vale, metatufurile bazice se îmbogățesc în carbonați feriferi, atestînd și o tendință de concentrare a fierului în această zonă în faciesul vulcanogen-sedimentar carbonatic.

Considerațiile privind existența premetamorfică și procesele de deformare hercinică suferite de rocile ferifere din cadrul orizontului Tomești Groși sînt similare celor de vîrstă devonian medie.

Concentrarea produselor metalogenetice ferifere în zona Iazuri, vîrful Găilor și la Tomești se datorează existenței, în aceste sectoare, a unor aparate vulcanice mai importante prin care s-au emis cantități

Institutul Geologic al României

mari de material extruziv tufaceu bazic; după cum s-a arătat, aparatele vulcanice submarine de aici sînt asociate cu sill-uri de roci bazice, situație care atestă apropierea centrelor de erupție. Pe măsura depărtării de aceste aparate vulcanice principale, importanța și frecvența produselor metalogenetice ferifere, afiliate genetic magmatismului bazic, scade evident, fapt care reiese din repartiția spațială actuală a acestor acumulări.

2. CONCENTRAȚIILE ASOCIATE MAGMATISMULUI ACID (SIALIC?) CARBONIFER INFERIOR

Fazele paroxismale ale magmatismului acid premetamorfic, desfășurate în decursul Carboniferului inferior, au fost însoțite de procese metalogenetice. Metalogeneza s-a concretizat prin formarea unor mici concentrații vulcanogen-sedimentare și hidrotermale de sulfuri.

a). Concentrațiile piritoase vulcanogen-sedimentare

În orizontul Bordaru, din partea bazală a complexului Pd_3, la locul numit Dîmbul cu Fer, apar urmele unor vechi lucrări miniere (cariere, șanțuri, puțuri, galerii), ale căror halde se recunosc azi prin elementele de roci puternic limonitizate pe care le conțin. În unele galerii, încă accesibile, am constatat prezența unor cuarțite fine cu pirită, rubanate, a căror structură mozaicată amintește de cea a unor geluri silicioase metamorfozate, în care existau sulfuri ferifere. Localizarea concordantă a acestor mici acumulări în cadrul unui orizont bogat în metatufuri ne-a determinat să le atribuim geneza vulcanogen-sedimentară (M u r e ș a n , 1966). Întrucît M a i e r et al. (r 1961) au semnalat blocuri compacte piritoase rubanate, în bazinul văii Bordaru, se poate deduce că în cadrul acestor concentrații au existat zone de îmbogățire a minereului în pirită, ale căror pălării de fier au constituit obiectul micilor exploatări din trecut.

b). Concentrații de sulfuri hidrotermale

La sud-est de Românești, în zona vîrfului Scalin (Poiana Știolnii și valea Țiganului), se cunosc mai demult o serie de lucrări vechi miniere din care s-a extras un minereu cu galenă (S c h a f a r z i k , 1906). Relativ recent, în acest sector au fost efectuate de către fostul I.S.E.M. cîteva lucrări de explorare (șanțuri, puțuri și scurte galerii); descrieri mai recente ale minereului au fost făcute de M u r e ș a n et al. (r 1960, r 1962), M u r e ș a n (1964), H a n o m o l o (r 1962, r 1963), C h i v u (r 1963) și S u p e r c e a n u (1967).

Institutul Geologic al României

Aceste mineralizaţii le-am considerat de origine hidrotermală, formate înaintea metamorfismului regional, bazîndu-ne pe aspectele structurale şi texturale ale minereului (M u r e ş a n , 1964), legîndu-le genetic de magmatismul acid premetamorfic, care în partea de NE a masivului Poiana Ruscă a dat naştere unor zăcăminte hidrotermale plumbo-zincifere, actualmente metamorfozate regional (K r ä u t n e r ,1963 ; G u r ă u , 1967).

Din vechile lucrări miniere precum şi din cele recente, se poate trage concluzia că zona principală mineralizată (Poiana Ştiolnii), se extinde pe zona de 200 m lungime, în mod evident discontinuu, minereul constituind cuiburi, pungi şi scurte filonaşe. Concentraţia, localizată în şisturile terigene şi în cuarţitele negre, situate imediat deasupra calcarelor de Tomeşti-Groşi, este alcătuită din minerale de gangă reprezentate prin : cuarţ, fluorină, baritină, calcit, dolomit, siderit, sericit[53] şi witerit ; în gangă apar minerale metalifere primare reprezentate în principal prin galenă şi cu totul subordonat prin pirită, calcopirită, tetraedrit, blendă şi hematit. Cu prilejul efectuării lucrărilor de explorare de către fostul I.S.E.M. s-au analizat chimic parţial mai multe probe prelevate din mineralizaţia prezentată ; rezultatele analitice obţinute sînt redate în tabelul 91, care relevă în principal participarea importantă, în mai toate cazurile, a baritinei (sub formă de sulfat) şi a plumbului, prezenţa micilor cantităţi de cupru şi sporadicitatea zincului, confirmînd astfel datele mineralogice.

Caracterele mineralizaţiei se pot recunoaşte în galeria III (laterala stîngă de la metrul 58) în care s-au observat concentraţii mai importante de minereu. Caracteristica mineralogică principală a concentraţiei metalifere de care ne ocupăm este dată de asocierea baritinei, fluorinei şi a galenei care predomină net în cuprinsul mineralizaţiei. Fluorina, care apare uneori în cantităţi mari, este de culoare violacee (mai rar verzuie) şi este asociată adesea cu agregate de cristale de baritină. Baritina, cu extincţie ondulatorie, constituie adesea zone compacte, plăji sau granule care alcătuiesc aglomerări în masa rocilor terigene ; cuarţul frecvent întîlnit, prezintă zone recristalizate (limpezi) separate prin porţiuni puternic cataclazate, în care granulele constituente prezintă extincţie ondulatorie. Galena constituie cuiburi, pungi şi vinişoare, cu cristalinitate fină şi şistozitate evidentă ; acest mineral conţine frecvent mici granule şi incluziuni de blendă, freibergit (S u p e r c e a n u , 1967) precum şi de pirită. Pirita apare şi în rocile terigene înconjurătoare, sub

[53] Calcitul, dolomitul, o parte din cuarţ şi sericitul prezente, în minereu, au fost antrenate de soluţiile hidrotermale, din rocile metamorfice înconjurătoare.

Institutul Geologic al României

forma unor cristale idiomorfe, a căror axă A_3 este orientată paralel liniațiilor l_1 din rocile gazdă.

Minereul prezintă structuri relicte brecioase precum și forma de pungi și filonașe primare care existau în masa de gangă, asociate mineralelor metalifere. În timpul metamorfismului, peste vechea structură de natură hidrotermală, s-a supraimpus o șistozitate metamorfică, care se continuă din rocile cristaline înconjurătoare; în rare cazuri, am avut prilejul să observăm cutarea șistozității imprimată agregatelor galenifere (planșa XXI).

În zona supusă transformărilor supergene, au luat naștere o serie de minerale secundare, formate în special pe seama galenei (pyromorphit, cerusit, krokoit, anglezit — Superceanu, 1967), a calcopiritei (calcozină, bornit, malachit, azurit) și piritei (limonit).

Existența premetamorfică a mineralizației descrise a fost confirmată recent (Kräutner et al., 1973) prin determinarea de către Eleonora Vîjdea și Ș. Anastase a vîrstei izotopice a plumbului din galenă. Vîrstele-model obținute au fost utilizate pentru construirea unor izocrone care indică formarea mineralizației de la Românești într-un interval de 300—340 m.a. deci în decursul Carboniferului, respectiv înaintea metamorfismului regional sudet.

În ceea ce privește legătura genetică și temporală a mineralizației de la SE de Românești cu magmatismul acid premetamorfic, înclinăm să credem că această mineralizație s-a format în decursul fazei I-a a ciclului magmatic carbonifer inferior, în această situație ele fiind anterioare mineralizațiilor plumbo-zincifere metamorfozate din zona Muncelul Mic (Kräutner, 1963; Gurău, 1967), legate genetic clar de activitatea magmatică acidă a fazei a II-a a ciclului magmatic carbonifer inferior. Într-adevăr, între aceste două tipuri de mineralizație există deosebiri mineralogice și geochimice importante. Astfel, minereul de la Românești este constituit în principal din galenă, baritină și fluorină, în timp ce concentrațiile de la Muncelul Mic sînt formate în principal din blendă și galenă. În plus, determinarea compoziției izotopice a plumbului din galenele de la Românești și cele de la Munelul Mic a scos în evidență alcătuirea izotopică diferită (galenele de la Muncelul Mic au un conținut mai ridicat în Pb^{206} și participări ceva mai reduse ale Pb^{208}) a acestora (Kräutner et al., 1973), consangvinitatea directă a lor putînd fi astfel pusă sub semnul întrebării.

Institutul Geologic al României

TABELUL 91

Analizele minereului hidrotermal metamorfozat de la SE de Românești

Nr.	Lucrarea	Cu	Pb	Zn	Fe	As	SO_4Ba	CO_3Ba
40	Gal. III m 50 — 51	0,05	0,09	urme	—	—	7,85	—
42	Gal. III m 51 — 52	0,06	3,25	abs.	—	—	8,80	—
43	Gal. III m 52 — 53	abs.	0,42	abs.	—	—	37,00	—
44	Gal. III m 53 — 54	abs.	0,65	abs.	—	—	3,80	—
45	Gal. III m 54 — 55	0,05	0,40	abs.	—	—	0,38	—
46	Gal. III m 55 — 56	0,05	abs.	abs .	—	—	9,20	—
47	Gal. III m 56 — 57	0,20	0,16	abs.	—	—	26,50	—
48	Gal. III m 57 — 58	0,49	0,14	urme	—	—	3,20	—
49	Gal. III m 58 — 59	0,06	abs.	abs.	—	—	0,70	—
62	Gal. III lat. 53 dr. m 0 — 1	0,13	0,68	abs.	—	0,016	16,01	—
63	Gal. III lat. 53 dr. m 1 — 2	0,10	1,25	0,024	—	0,069	4,36	—
64	Gal. III lat. 53 dr. m 2 — 3	0,079	0,79	abs.	—	0,005	7,23	—
65	Gal. III lat. 53 dr. m 3 — 4	abs.	urme	urme	—	urme	76,06	—
66	Gal. III lat. 53 dr. m 4 — 5	0,32	0,29	urme	—	0,013	urme	—
67	Gal. III lat. 53 dr. m 5 — 6	urme	0,12	abs.	—	abs.	3,08	—
68	Gal. III lat. 58 stg. m 0 — 1	0,068	0,084	abs.	—	0,015	0,67	—
69	Gal. III lat. 58 stg. m 1 — 2	0,14	0,15	abs.	—	0,0067	3,94	—
70	Gal. III lat. 58 stg. m 2 — 3	0,34	urme	urme	—	0,0075	0,50	—
71	Gal. III lat. 58 stg. m 3 — 4	0,06	0,20	abs.	—	urme	urme	—
84	Gal. III lat. 58 stg. m 4	urme	0,26	urme	—	urme	17,34	—
72	Gal. III lat. 58 stg. m 4 — 5	0,12	1,03	urme	—	urme	1,90	—
73	Gal. III lat. 58 stg. m 5 — 6	0,37	1,86	abs.	—	urme	abs.	—
74	Gal. III lat. 58 stg. m 6 — 7	1,60	0,18	0,26	—	0,03	abs.	—
89	Gal. III lat. 58 stg. m 7 — 8	1,66	17,59	urme	—	0,027	2,35	1,85
85	Gal. III lat. 58 stg. m 8	0,21	2,70	urme	—	urme	1,25	—
86	Gal. III lat. 58 stg. m 9 — 10	0,09	0,26	0,08	—	abs.	16,53	—
90	Gal. III lat. 58 stg. m 10 — 11	0,24	0,31	abs.	—	0,0042	78,50	—
91	Gal. III lat. 58 stg. m 21 — 22	0,19	0,35	urme	—	0,008	urme	—
92	Gal. III lat. 58 stg. m 22 — 23	0,36	22,00	urme	—	0,017	17,35	—
93	Gal. III lat. 58 stg. m 23 — 24	0,28	8,85	urme	—	urme	32,70	—
94	Gal. III lat. 58 stg. m 24 — 25	—	2,24	—	—	—	—	—
95	Gal. III lat. 58 stg. m 25 — 26	abs.	abs.	abs.	—	0,006	75,65	—

Institutul Geologic al României

96	Gal. III lat. 58 stg. m 26 — 27	urme	0,18	0,05	—	abs.	55,47	—
97	Gal. III lat. 58 stg. m 27 — 28	0,36	0,29	urme	—	0,006	abs.	—
87	Gal. III lat. 58 stg. m 42	0,17	0,72	urme	—	0,007	19,80	—
88	Gal. III lat. 58 stg. m 54	0,38	5,50	urme	—	0,009	15,40	—
51	Gal. V m 45,30 — 46,30	0,27	abs.	abs.	—	—	0,28	—
31	Gal. I m 55	0,04	0,02	0,011	1,12	—	1,18	—
32	Puț III	abs.	urme	abs.	1,08	—	58,80	—
33	Puț III	0,04	0,46	0,01	0,87	—	54,70	—
34	Puț III	0,03	0,10	0,01	0,90	—	66,23	—
25	Puț IV	—	urme	urme	2,16	—	urme	—
26	Puț IV	0,07	0,15	0,019	2,50	—	abs.	—
27	Puț III	0,06	0,07	0,011	1,38	—	abs.	—
28	Puț IV	0,28	urme	—	1,35	—	0,25	—
29	Puț IV	—	abs.	—	1,35	—	6,00	—
30	Puț IV	—	urme	—	2,15	—	25,06	—
13	Șanț I	urme	urme	urme	—	urme	urme	—
79	Șanț II	0,31	urme	urme	—	urme	0,08	—
80	Șanț II	0,11	abs.	abs.	—	urme	1,00	—
82	Șanț II	abs.	abs.	abs.	—	0,039	urme	—
81	Șanț II	urme	urme	urme	—	urme	urme	—
35	Șanț III	—	urme	—	1,20	—	40,22	—
14	Șanț IV	abs.	urme	urme	—	0,004	1,16	—
17	Șanț IV	urme	urme	urme	—	urme	urme	—
18	Șanț IV	urme	0,44	urme	—	0,004	urme	—
19	Șanț VIII	urme	urme	urme	—	urme	0,36	—
20	Șanț VIII	urme	urme	urme	—	urme	urme	—

Analiști :

1. Agrigoroaiei Carmen = Probele : 62, 63, 64, 65, 68, 69, 72, 81, 84, 85, 90, 93, 94.
2. Bunea Simina = Probele : 13, 14, 17, 18, 19, 20.
3. Iliescu Suzi = Probele : 25, 28, 29, 30, 32, 35, 40, 42, 45, 46, 49, 51.
4. Lahovary Gh. = Probele : 43, 44, 47, 48.
5. Oiagă Eliza = Probele : 67, 71, 73, 86, 96.
6. Popescu Cristina = Probele : 26, 27, 31, 33.
7. Negrescu Florica = Probele : 74, 80, 87, 88, 91, 92, 95.
8. Vălulescu Elișor = Probele : 66, 70, 82, 89, 79, 97.

Institutul Geologic al României

B. METALOGENEZA HERCINICĂ SINMETAMORFICĂ (SUDETĂ)

În partea de NW a masivului Poiana Ruscă, procesele de metamorfism regional nu au fost însoțite de formarea unor concentrații metalifere propriuzise, ele manifestîndu-se doar prin constituirea unor acumulări metamorfice de talc și steatit care se repartizează „provinciei concentrațiilor metamorfice asociate metamorfismului hercinic (sudet)".

Mineralogeneza sinmetamorfică cuprinde ivirile de talc și steatit ce apar între valea Căprișoara și Poiana Oboare[54], localizate în masivul dolomitic de la Luncani. Observațiile noastre au arătat că rocile talcoase de aici constituie corpuri concordante cu stratificația carbonatitelor înconjurătoare, situație similară cu cea a zăcămintelor de talc de la Cerișor și Lelese precum și cu cele de la nord de Govăjdia, presupuse a fi formate în urma unor interacțiuni dintre soluții silicioase (probabil de origine vulcanică) cu dolomitele (F i l i p e s c u , 1930). Recent, pentru aceste zăcăminte s-a acceptat o geneză asemănătoare, plasîndu-se formarea talcului într-o fază postmetamorfică (P a p i u et al., 1962).

Forma regulată, stratiformă și concordanța zăcămintelor de talc intercalate în dolomite, face greu de acceptat formarea lor pe seama unor astfel de roci, întrucît, în acest caz, ne-am fi putut aștepta la forme neregulate de zăcămînt sau chiar la corpuri discordante de talc, localizate în dolomite, în jurul eventualelor căi de circulație ale soluțiilor silicioase. Această îndoială ne-a făcut să încercăm să vedem dacă nu cumva aceste zăcăminte apar la anumite nivele stratigrafice atît în dolomitele de Luncani cît și în cele de Hunedoara. Întrucît rezultatul a fost afirmativ (principalele zăcăminte de talc din Poiana Ruscă se amplasează la nivele stratigrafice apropiate atît în dolomitele barierei de la Hunedoara cît și în cele de la Luncani — la cca 2500 m deasupra limitei superioare a seriei de Ghelar), am ajuns la următoarele concluzii privind geneza zăcămintelor de talc stratiforme (localizate în carbonatite) din Poiana Ruscă : a) zăcămintele de talc apar la un anumit nivel stratigrafic, datorită faptului că rocile pe contul cărora s-au format, aveau o compoziție chimică mai rar întîlnită în cuprinsul carbonatitelor din Poiana Ruscă; aceste roci constituiau inițial strate ce apăreau la aproximativ același nivel stratigrafic în dolomitele de Hunedoara și Luncani; b) aceste roci erau mai magneziene decît dolomitele (probabil roci magnezitice), întrucît dolomitele și rocile mai puțin magneziene decît ele fiind foarte răspîndite, zăcămintele de talc ar trebui de ase-

[54] Puse în evidență de P o p e s c u (1964).

Institutul Geologic al României

menea să fie foarte răspîndite în Poiana Ruscă și ar apare la multe nivele diferite; c) zăcămintele de talc s-au format în timpul proceselor de metamorfism, prin reacții survenite între soluții apoase-silicioase hidrotermal-metamorfice și rocile magnezitice menționate.

II. METALOGENEZA POSTHERCINICĂ (ALPINĂ)

Metalogeneza posthercinică este mai puțin unitară în ceea ce privește concentrațiile de substanțe minerale utile, cuprinzînd acumulări cu geneze diferite, formate în perioade diferite.

A). METALOGENEZA ALPINĂ ENDOGENĂ

Metalogenezei alpine endogene îi revin mineralizațiile legate de magmatismul banatitic și acumulările bentonitice, localizate în cuprinsul unor formațiuni magmatogene neogene.

1. CONCENTRAȚIILE HIDROTERMALE BANATITICE

În partea de NW a masivului Poiana Ruscă, metalogeneza alpină principală endogenă se referă la acumulările metalifere asociate activității magmatice banatitice, din decursul ciclului al II-lea al acestui magmatism. În consecință, produsele metalogenetice formate în acest interval se repartizează „provinciei concentrațiilor paleogene asociate magmatismului banatitic".

Acumulările din regiune sînt legate de faza hidrotermală a metamorfismului banatitic, datorită circulației unor fluide apoase cu aport de silice, fier, cupru, plumb, zinc și uneori molibden, care au succedat la puțin timp punerea în loc a rocilor dacitice. Cele mai importante zone, în care se cunosc astfel de concentrații hidrotermale, se situează în partea superioară a văii Căprișoara și în sectorul de la sud de linia localităților Zolt-Gladna Montană.

a) Concentrațiile din zona văii Căprișoara

În partea superioară a văii Căprișoara, la locul numit „Între Știolne", apar urmele unor vechi lucrări miniere (actualmente total surpate), amplasate într-o zonă de roci metamorfice și banatitice intens transformate hidrotermal (silicifiate, sericitizate și uneori piritizate). Din informațiile localnicilor rezultă că minereul extras avea un caracter plumbo-zincifer, fapt care reiese și din analizele informative ale acestuia (Z a m -

Institutul Geologic al României

firescu et al., 1949), efectuate pe eşantioane recoltate de ing. Dan Capriel.

Redăm mai jos rezultatele analitice obţinute:

Pb	10,97 %	11,41 %	5,52 %
Zn	21,10 %	7,15 %	6,90 %
Ag	460 g/t	—	—
Au	1 g/t	—	—
Mo	—	urme	urme
Bi	—	0,03 %	urme

Din lucrarea menţionată (Zamfirescu et al., 1949) rezultă că probele au fost colectate din filoane de grosimi submetrice şi cu lungimi de ordinul metrilor.

Prezenţa unor eflorescenţe de malachit pe fisurile unor roci hidrotermalizate, din zona lucrărilor vechi, ne fac să presupunem că alături de galenă şi blendă, care constituiau principalele elemente metalifere ale mineralizaţiei, era prezent şi un mineral primar de cupru, probabil calcopirită.

b). Concentraţiile din zona Zolt—Gladna Montană

În zona corpurilor banatitice de la sud de Zolt şi de Gladna Montană, se cunosc cîteva sectoare hidrotermalizate, în care se individualizează mici concentraţii de sulfuri.

1. Astfel, în bazinul Pîrîului lui Moşuţa, Chivu şi Serafimovici (r 1961), menţionează urmele unor vechi galerii în şisturi cuarţoase sericitoase, în care este prezentă calcopirita. O analiză informativă a dat următoarele rezultate: Cu 2,30%; Fe 8,83%; Ag 22 g/tonă; Au 0,5 g/tonă.

2. Pe valea Mare, de la Zolt, în preajma granodioritului de aici, apar şisturi impregnate cu pirită şi puţină calcopirită (Fe 6,27 %; Cu 0,04 %).

3. Pe Valea Băniţa, la cca 300—400 m în amonte de drumul care leagă Gladna Montană de Gladna Română, apar roci cristaline cuarţoase impregnate cu pirită şi puţin blendă, alterate superficial (pălărie de fier).

4. Cea mai importantă zonă din sectorul de care ne ocupăm se află într-un sector puternic hidrotermalizat care anturează corpul granodioritic de pe valea Rozalia. Aici, şisturile cristaline au fost puternic silicifiate şi adesea piritizate, fenomen care se constată şi în unele corpuri banatitice anterioare hidrotermalismului; dintre acestea, cele mai

Institutul Geologic al României

afectate sînt dacitele și unele porțiuni marginale ale corpului granodioritic menționat.

Lucrările de cercetare, propuse de Chivu și Serafimovici (r 1962), au fost urmărite îndeaproape de către Chivu, (1963) și descrise de către Gheorghiu (r 1964). Mineralizația are un caracter sporadic și se prezintă sub formă de impregnații și uneori ca filonașe subțiri, dispuse neregulat în cadrul rocilor hidrotermalizate.

Paragenezele metalifere cele mai frecvente sînt reprezentate prin pirită + calcopirită + blendă precum și pirită + blendă + galenă. În zona de alterație, s-a observat și prezența covelinei, a malachitului și a azuritului. Menționăm de asemenea prezența oligistului, sub forma unor mici filonașe în masa unei roci doleritice mezozoice, situată la intrarea în comuna Gladna Română, care ar atesta prezența unei etape de mineralizare de temperatură mai înaltă[55], urmată de o etapă de temperatură mai joasă, reprezentată prin sulfuri comune; pentru această succesiune ar pleda și faptul că oligistul nu apare în parageneză cu sulfurile amintite.

Pirita, cel mai răspîndit mineral în zona mineralizată din valea Rozalia, se prezintă sub formă de indivizi idiomorfi, hipidiomorfi și uneori alotriomorfi, diseminați sau sub formă de agregate prinse în masa rocilor silicifiate. Pirita este asociată cu blenda și calcopirita, fiind corodată de aceste două sulfuri. Acest mineral apare de asemenea și izolat în masa rocilor hidrotermalizate.

Calcopirita, mereu alotriomorfă, constituie plaje sau filonașe în ganga de cuarț și calcit precum și incluziuni fine în masa blendei.

Blenda constituie plaje cu marginile neregulate, asociate spațial frecvent cu pirita și calcopirita.

Galena, sporadică în minereu, apare în cantități mici și este asociată blendei, pe care o străbate sub formă de filonașe, corodînd-o.

2. CONCENTRAȚIILE BENTONITICE MIOCENE

În tufurile riolitice sudate, dintre Tomești și Românești, există mici acumulări bentonitice care au constituit obiectul unei mici exploatări în trecut.

Bentonitul apare fie sub forma de mici lentile în masa rocilor riolitice (fiamme bentonizate), fie sub forma unor pungi mai mari, cu contur

[55] C. Chivu menționează în valea Rozalia și molibdenit (informație verbală).

Institutul Geologic al României

neregulat, legate de transformările hidrotermale ale materialului piroclastic cu chimism riolitic.

Redăm mai jos analiza unui bentonit de la Tomești:

SiO_2	76,26 %	
Al_2O_3	13,32 %	
Fe_2O_3	0,27 %	
FeO	—	după Dittler și Kirnbauer, 1933.
CaO	1,64 %	
MgO	2,17 %	
Na_2O		
K_2O	0,92 %	
TiO_2	—	
SO_3	—	
P_2O_5	0,07 %	
P.C.	5,23 %	
	99,87	

B). METALOGENEZA ALPINĂ EXOGENĂ

Procesele metalogenetice alpine exogene au dat naștere concentrațiilor limonitice fero-manganoase din cuprinsul formațiunii de Poieni, precum și acumulărilor de aragonit și travertin din regiune.

1. ACUMULĂRILE LIMONITICE FERO-MANGANIFERE (ALBIENE?)

După cum s-a arătat, în cadrul formațiunii de Poieni, de vîrstă probabil albiană, apar mici acumulări de roci limonitice, uneori manganoase, cum sînt cele din zona vîrfului Albota, dintre Luncanii de Sus și valea Căprișoara (Oboare, Ștefania, Ludwig, Pîrîul Lupului, Vîrful lui Stan, pîrîul Brăcinarului, Luncanii de Sus), de la Poieni (Pravăț), Fărășești (pîrîul Prislopului) și din bazinul văii Bălasca.

Analizele termice diferențiale ale acestor roci (analist V. Iosof) arată prezența goethitului, hidrogoethitului, hidrargilitului, boehmitului, diasporului și haloisitului.

Procesele genetice, care au condus la formarea acestor concentrații limonitice, sînt în strînsă legătură cu cele care au condiționat geneza formațiunii de Poieni, cu caracter continental. Sursa fierului, manganului și aluminiului în aceste acumulări, trebuie imaginată ca provenind din rocile terigene și tufogene metamorfozate; aceste elemente erau antrenate, datorită unor procese complexe fizico-chimice, de către soluții apoase superficiale, înspre zone cu caracter depresionar, unde se depuneau sub forma lor actuală, în strînsă asociație cu argilelele roșie-

Institutul Geologic al României

tice ale formațiunii de Poieni. Un rol important în procesele complexe de depunere ale fierului, manganului și aluminiului din soluțiile superficiale exogene, l-au avut desigur rocile carbonatice metamorfozate care acționau ca un catalizator care favoriza precipitarea sub formă de oxizi a elementelor amintite. O dovadă în acest sens, este faptul că cele mai multe dintre acumulările limonitice feromanganifere se amplasează pe roci carbonatice. Pe de altă parte, conținutul deosebit de scăzut în fier, mangan și aluminiu al rocilor carbonatice, face inacceptabilă vechea geneză „reziduală" pentru acest gen de acumulări, deoarece pentru a se obține concentrațiile constatate ale acestor elemente existente în rocile limonitice, ar fi fost necesară dizolvarea și îndepărtarea unor cantități enorme de calciu și magneziu din masele carbonatice cristaline.

După cum s-a arătat vîrsta formațiunii de Poieni este cert mezozoică, ceea ce ne îndreptățește să afiliem rocile limonitice fero-manganoase descrise „provinciei concentrațiilor continentale mezozoice", căreia îi aparțin de asemenea rocile bauxitice și limonitice din bazinele Rusca Montană, de la Ohaba Ponor și din Munții Apuseni.

2. ACUMULĂRILE DE ARAGONIT ȘI TRAVERTIN CUATERNARE

Procesele exogene din decursul Cuaternarului au condus la formarea unor acumulări de aragonit la Luncani [56] și a unor depozite de travertin, cunoscute pe valea Căprișoara și la sud de Poieni. Aceste formațiuni, localizate în roci carbonatice, s-au format prin precipitație chimică din soluții exogene care, circulînd prin formațiunile calcaroase, s-au îmbogățit în bicarbonat de calciu, pe care l-au depus sub formă de aragonit și travertin (planșa XXVIII, fig. 2 și 3).

CAPITOLUL VI. — CORELAREA DATELOR GEOLOGICE CU CELE GEOFIZICE

În Poiana Ruscă, concomitent cu intensificarea în ultimele două decenii a cercetărilor geologice, s-au dezvoltat și studiile geofizice gravimetrice și magnetometrice, care au acoperit întreaga suprafață a masivului.

Anomaliile gravimetrice, avînd ca principală cauză diferențele de masă existente între formațiunile cristaline și cele sedimentare, eviden-

[56] Röentgenograma aragonitului de la Luncani (analist R. Giușcă — informație verbală) a arătat trecerea acestui mineral la pseudomorfoze de calcit. La Luncani, aragonitul s-a depus probabil într-o peșteră, acum surpată.

Institutul Geologic al României

țiază în principal masivul Poiana Ruscă, față de bazinele sedimentare limitrofe, ca o zonă pozitivă cu masă mai densă.

O mare importanță o au ridicările magnetometrice, care pot da indicații prețioase asupra structurii geologice intime a masivului și a prelungirii acestuia pe sub depozitele sedimentare (Ionescu et al., 1963, 1969; Mureșan, 1964).

Cele mai utile date pentru cartografierea formațiunilor din interiorul unității epimetamorfice au fost furnizate de către măsurătorile magnetometrice efectuate la sol, întrucît aeromagnetometria reflectă numai unitățile tectonice importante ale masivului (Ionescu et al., 1969).

În cadrul formațiunilor cristaline, rocile verzi tufogene generează principalele anomalii magnetice, datorită conținutului ridicat în magnetit, situație constatată în zona Iazuri și valea Stîlpului (planșa XXXV). În cadrul nivelelor tufogene, prezența unor acumulări ferifere oxidice, bogate în magnetit, provoacă anomalii locale deosebit de intense (Iazuri, pîrîul Vătrani). Rocile carbonatice și rocile terigene, fiind sărace în elemente feromagnetice, nu provoacă anomalii magnetice.

Dintre rocile postmetamorfice care dau anomalii magnetice, menționăm ofiolitele mezozoice, andezitele și piroclastitele neogene precum și formațiunea de Poieni.

În cele ce urmează, vom insista asupra corelărilor care se pot face între datele geologice și datele magnetometrice la sol, existente în partea de NW a masivului Poiana Ruscă (Cristescu, r 1952; Ștefanciuc, r 1957, r 1959; Ștefănescu, r 1957, r 1960; Ștefănescu et al., r 1960) [57].

a) Forma precum și continuitatea sau discontinuitatea orizonturilor tufogene bazice, se reflectă deosebit de sugestiv în alura anomaliilor magnetice pe care le provoacă. Acestea din urmă au forme alungite, care se suprapun peste zona de aflorare a stratelor perturbante, uneori depășindu-le puțin ca lățime, în sensul căderii stratelor, în cazul înclinării relativ mici a acestora. Atunci cînd orizonturile tufogene sînt suficient de distanțate stratigrafic între ele, rezultă anomalii individualizate, fiecare corespunzînd stratului respectiv; în caz contrar, anomaliile tind să se contopească în sens transversal, rezultînd zone anomale mai largi, care delimitează un astfel de pachet mai gros de șisturi, în care rocile tufogene alternează cu cele terigene nemagnetice. Și într-un caz și în celălalt, utilitatea cartografică este evidentă, mai ales acolo unde deschi-

[57]. Magnetometria la sol neacoperind întreaga suprafață a zonei cercetate, considerațiile noastre se vor referi numai la acele zone unde sînt cunoscute date de ordin magnetometric.

Institutul Geologic al României

derile sînt rare (zona Iazuri de exemplu) și unde pentru o cartare corectă ar fi necesare multe lucrări de dezvelire, destul de laborioase și costisitoare.

Zonele terminale ale structurilor plicative, în care sînt interesate și orizonturi tufogene cu magnetit, se reflectă deosebit de sugestiv în anomaliile corespunzătoare. Este cunoscut mai de mult cazul perisinclinalului din zona Iazuri (Dimitrescu, 1956; Cristescu, r 1952, r 1960), unde un nivel important de șisturi tufogene cu magnetit, intercalat între roci de natură terigenă, provoacă o anomalie în formă de potcoavă, deschisă spre vest, indicînd afundarea axială a sinclinalului către vest. Mai tîrziu, prin cercetări detaliate am reușit să arătăm că la sud de această structură se situează un anticlinal cu plonj axial similar, care de asemenea se reflectă în alura anomaliilor magnetice din zona respectivă. Prelungirea acestor două structuri spre vest, am suprins-o în bazinul văii Șasa, fapt confirmat de anomaliile magnetice de aici. Mai menționăm, ca exemple de astfel de pericline verificate prin anomalii, perianticlinalul de la vest de vîrful Stîlpului.

b) Din examinarea valorilor zonelor anomale provocate de orizonturi tufogene, se observă uneori creșterea neobișnuită a acestora (pînă la cîteva mii de gamma), fapt care poate indica o concentrare mai mare de minerale feromagnetice în cadrul orizontului respectiv. Exemple de acest gen avem la Iazuri, în vîrful Găilor, în partea superioară a pîrîului Vătrani (afluent stîng al văii Șasa), la Tomești [58] ș.a. Aceste zone puternic anomale corespund în general unor acumulări ferifere în faciesul de oxizi (magnetitite, cuarțite hematitice cu magnetit), care, după cum am arătat, au în general dimensiuni mici.

c) Dislocațiile disjunctive (falieri, decroșări) care afectează orizonturile tufogene, se reflectă vizibil în modul de dezvoltare a anomaliilor respective, cărora le întrerup continuitatea. În multe cazuri, continuarea anomaliei se regăsește în compartimentul adiacent, sugerînd plastic decroșarea aparentă a stratului perturbant precum și direcția liniei de ruptură (exemple avem între Iazuri și valea Șasa, unde un sistem de dislocații, orientate NE—SW, decroșînd rocile verzi cu magnetit, deplasează în mod similar anomaliile corespunzătoare acestora).

Uneori, în cazul unor cute, falierea poate duce la dispariția în compartimentul alăturat, al anomaliilor, de exemplu prin scufundare puternică (la anticlinale) sau prin ridicare (la sinclinale). Un astfel de caz este

[58] Ridicarea magnetometrică de detaliu a zonei de la vest de colonia Tomești a fost făcută de către V. Marianu (fide Urdea, Marianu, r 1961).

Institutul Geologic al României

oferit de falia Bătrîna, în zona dintre vîrful Găilor și valea Șasa, întrucît compartimentul nord-vestic ala acesteia fiind puternic coborît, anomaliile corespunzătoare nivelelor tufogene bazice din complexul Gh_1, nu se mai pot decela în acest compartiment, roile verzi perturbante fiind acoperite de formațiunile complexului Gh_2.

d) Uneori, dislocațiile disjunctive din cristalin pot fi puse în evidență în mod indirect, cu ajutorul anomaliilor magnetice cauzate de unele corpuri magmatice alungite după o direcție (dyke-uri, filoane, corpuri lenticulare), insinuate pe zone de fractură. Bineînțeles, aceste situații pot să ne atragă atenția asupra unor eventuale falii, fapt care trebuie argumentat cu fapte geologice directe, deoarece unele intruziuni pot fi localizate pe crăpături, de-alungul cărora n-a existat mișcare intercompartimentală importantă. Ca exemple de anomalii, amplasate pe roci eruptive postmetamorfice, se pot da cele provocate de andezitele bazaltice de pe valea Drăgoiului (fig. 109).

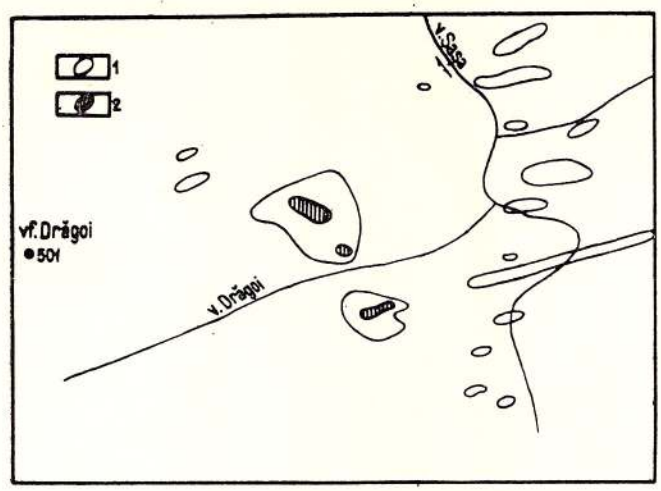
În unele cazuri magnetometria poate da indicații asupra unor eventuale fracturi în formațiunile cristaline acoperite de sedimentar. Astfel, în zona Gladna-Breazvoa-Coșava s-au pus în evidență o serie de anomalii eșalonate prin direcția NE—SW, pe care le considerăm datorate existenței în fundamentul cristalin al unei fracturi orientate similar, pe care s-au insinuat probabil roci eruptive (fig. 110). În zona Coșava, anomalia de aici a fost interpretată ca datorită intruziunii unor banatite (Ștefănescu, r 1957). Am considerat (Mureșan, 1964) că anomaliile magnetice din zona Gladna-Breazova-Coșava s-ar datora insinuării în zona fracturii amintite a unor roci doleritice, analoge celor din geosinclinalul mezozoic al munților Drocea — Metaliferi. Afirmăm acest lucru, întrucît în cristalinul ce aflorează la nord de Gladna Română, se cunosc iviri de astfel de roci în partea sudică a anomaliei [59].

Cum s-a văzut în cele de mai sus, magnetometria vine în ajutorul cartării geologice, făcînd-o mai precisă și în ceea ce privește trasarea corectă a unor falii, prin indicarea unor puncte obligate ale traseului acestora.

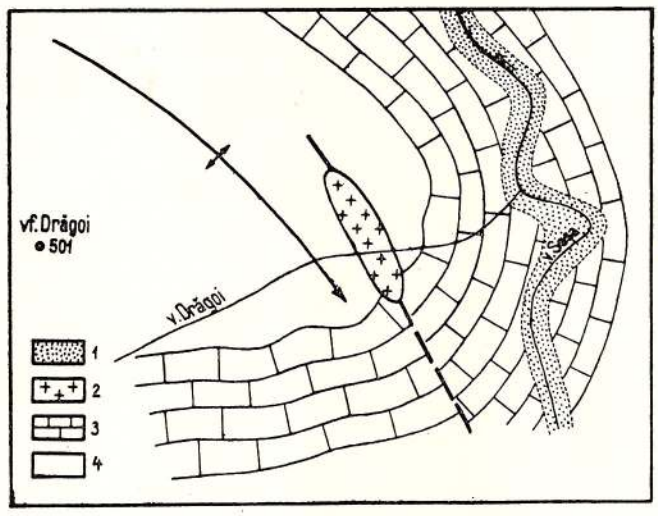
e) În afară de aportul adus de magnetometrie în descifrarea problemelor structurale-tectonice legate direct de cristalin, această ramură a

[59] Importanța regională a acestei fracturi a fost subliniată pe baze geofizice de Airinei și Stoenescu (r 1962) și recent de Ionescu et al. (1969). Această fractură — falia Drinova-Curtea — este una dintre cele mai importante dislocații din zona unității epimetamorfice a masivului Poiana Ruscă, după cum au arătat cercetările geologice, efectuate de Kräutner et al. (r 1963, r. 1965, 1969); în extremitatea ei sud-vestică, cunoscută la zi, falia Drinova-Curtea găzduiește corpul banatitic de la Drinova (Kräutner, Kräutner, r 1963).

Institutul Geologic al României



A



B

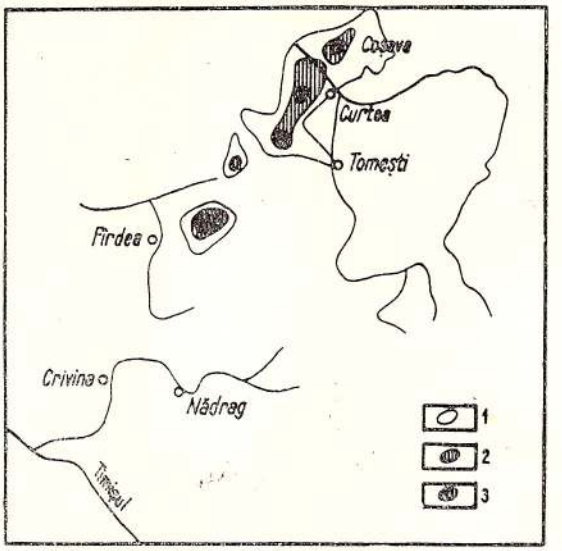
Fig. 109. — A. Anomalii magnetice ΔZ, în zona văii Drăgoiului (nord de Poieni), provocate de un filon de andezit bazaltic insinuat pe o crăpătură orientată NW—SE (datele geofizice după A. Ștefănescu). Scara 1 : 25.000. 1,0 — 500 γ : 2, peste 500γ. Se observă că deși corpul andezitic aflorează în vale (fig. 6 B) totuși anomaliile corespunzătoare nu traversează valea (efect de vale). B. Schița geologică a aceleiași zone (după M. Mureșan).

1, aluviuni; 2, andezit bazaltic neogen; 3, calcare și dolomite; 4, șisturi terigene în general lipsite de magnetit.

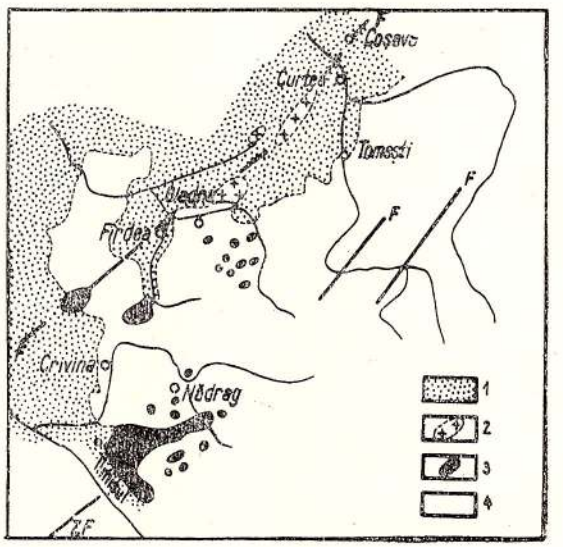
Anomalies magnétiques ΔZ, dans la zone de la vallée Valea Drăgoiului (N de Poieni), résultant d'un filon d'andésite basaltique insinué sur une fissure orientée NW—SE (données géophysiques d'après A. Ștefănescu). 1, 0—500γ : 2, au-delà de 500γ. Il est à observer que, bien que le corp andésitique affleure dans la vallée (fig. 6 B), les anomalies correspondantes ne traversent quand même la vallée (effet de vallée). B. Esquisse géologique de la même zone (d'après M. Mureșan).

1, alluvions; 2, andésite basaltique néogène; 3, calcaires et dolomies; 4, schistes terrigènes en général sans magnétite.

Institutul Geologic al României



A



B

Fig. 110. — A. anomalii magnetice ΔZ între Gladna și Coșava (datele geofizice după A. Ștefănciuc și A. Ștefănescu). 1, 0 — 100γ; 2, 100 — 200γ; 3, peste 200γ. B. Interpretarea geologică de ansamblu a anomaliilor dintre Gladna și Coșava (după M. Mureșan). Limitele geologice de suprafață după harta geologică a RSR a Institutului Geologic.

1, formațiuni sedimentare; 2, erupțiuni doleritice, presupuse în fundamentul cristalin acoperit de sedimentar; 3, erupțiuni banatitice; 4, formațiuni cristaline; ZF = zonă de fracturi; F = falii.

A. anomalies magnétiques ΔZ entre Gladna et Coșava (données géophysiques d'après A. Ștefănciuc et A. Ștefănescu). 1, 0—100γ; 2, 100 — 200 γ; 3, au-delà de 200γ. B. Interprétation géologique d'ensemble des anomalies d'entre Gladna et Coșava (d'après M. Mureșan). Limites géologiques de surface d'après la carte géologique de la RSR de l'Institut Géologique.

1, formations sédimentaires; 2, eruptions doléritiques, supposées dans le soubassement cristallin couvert de sédimentaire; 3, eruptions banatitiques; 4, formations cristallines; ZF = zone de fractures; F = failles.

1cm=5km.

Institutul Geologic al României

geofizicii își aduce contribuția uneori și la delimitarea cartografică a formațiunilor cristaline față de unele formațiuni postmetamorfice.

Astfel, în partea nord-vestică a masivului Poiana Ruscă, aglomeratele și breciile andezitice neogene, care iau contact direct cu cristalinul (zona Pietroasa - Crivina), dau o serie de anomalii (de cîteva sute de gamma), relativ haotice, ce contrastează cu zonele liniștite magnetic, ce corespund șisturilor terigene și dolomitelor din această zonă.

De asemenea, formațiunea de Poieni, ce acoperă suprafețe relativ întinse în partea nordică a regiunii, prin elementele slab feromagnetice ce intră în constituția lor, provoacă anomalii pozitive, puțin intense, dispuse la întîmplare, reflectînd astfel caracterul haotic al răspîndirii acestor elemente feromagnetice în cuprinsul acestor depozite. Cîmpul magnetic corespunzător poate ajuta la separarea cartografică a acestei formațiuni de fundamentul metamorfic înconjurător.

CAPITOLUL VII. – POZIȚIA REGIUNII IN CADRUL GEOLOGIC–STRUCTURAL AL CARPAȚILOR

1. Regiunea studiată înscriindu-se în partea de NW a masivului Poiana Ruscă, aparține unității epimetamorfice a acestuia, la sud de care se dezvoltă unitatea mezometamorfică (fig. 111).

În unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă se deosebesc două subunități tectonice direcționale (K r ä u n t e r et al. 1969) : subunitatea nordică și subunitatea sudică, ultima încălecînd peste prima de-a lungul unei linii tectonice direcționale importante (linia Alun - Nădrag).

Subunitatea nordică cuprinde zona axială a anticlinoriului Arănieș-Fărășești, a cărei parte occidentală se situează în regiunea studiată de noi. Subunitatea nordică este caracterizată prin prezența cutelor sinmetamorfice B_1 cu aspect normal, relativ largi, și dispuse înspre părțile nordice și vestice ale anticlinoriului sub forma unor vîrgații spre nord, nord-vest, vest și sud-vest. Subunitatea nordică este divizată de linia direcțională Fața Roșie, de-a lungul căreia compartimentul sudic este mult ridicat față de cel nordic.

Privită în ansamblu, unitatea epimetamorfică este fragmentată de trei falii oblice majore sub forma a trei compartimente tectonice (K r ä u t n e r et al., 1969). Zona studiată se amplasează în compartimentul delimitat către nord-est de falia Drinova-Curtea, iar la sud-est de falia Cherghеș-Rușchița.

2. Poziția structurală a masivului cristlofilian Poiana Ruscă, în cadrul orogenului alpin al Carpaților Meridionali, a constituit obiectul

Institutul Geologic al României

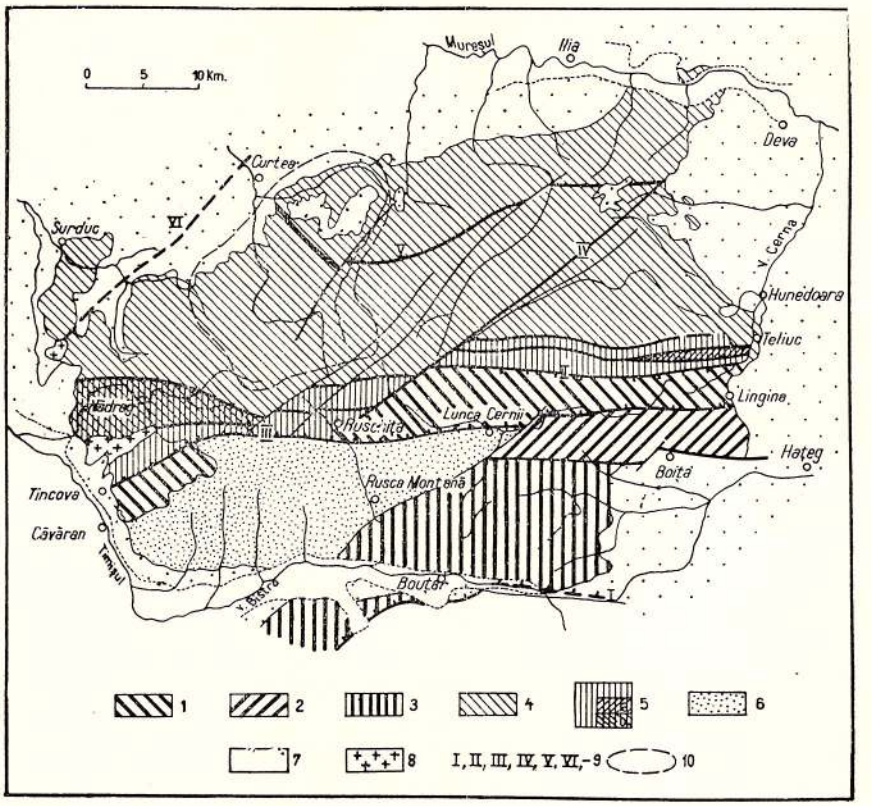


Fig. 111. — Amplasarea regiunii studiate în cadrul masivului Poiana Ruscă (schița tectonică după Kräutner et al., 1969, completată parțial de M. Mureșan).

1, 2, 3, unitatea mezometamorfică (1, subunitatea Lingina-Căvăran 2, subunitatea Boița-Lunca Cernii; 3, subunitatea Bouțar-Valea Fierului); 4, 5, unitatea epimetamorfică (4, subunitatea nordică; 5, subunitatea sudică: a, lama tectonică Teliuc-Bunila; b, compartimentul Nădrag); 6, bazinul cretacic-paleogen Rusca Montană; 7, bazine sedimentare limitrofe masivului Poiana Ruscă; 8, banatite; 9, dislocații (I, linia șariajului getic din sudul masivului Poiana Ruscă; II, linia șariajului getic în Poiana Ruscă — linia Cinciș-Vadu Dobrii; III, linia Lunca Cernii-Tincova; IV, linia Cherghes-Ruschița: V, linia Fața Roșie; VI, linia Drinova-Curtea); 10, limitele regiunii studiate.

Emplacement de la région étudiée dans le cadre du massif de Poiana Ruscă (esquisse tectonique d'après Kräutner et al., 1969, complétée partiellement par M. Mureșan).

1, 2, 3, unité mésométamorphique (1, sous-unité de Lingina-Căvăran: 2, sous-unité de Boița-Lunca Cernii; 3, sous-unité de Bouțar-Valea Fierului); 4, 5, unité épimétamorphique (4, sous-unité septentrionale; 5, sous-unité méridionale: a, lame tectonique Teliuc-Bunila; b, compartiment Nădrag); 6, bassin crétace-paléogène Rusca Montană; 7, bassins sédimentaires limitrophes au massif de Poiana Ruscă; 8, banatites; 9, dislocations (I, ligne du charriage gétique au sud du massif de Poiana Ruscă; II, ligne du charriage gétique dans la Poiana Ruscă — ligne Cinciș-Vadu Dobrii; III, ligne Lunca Cernii-Tincova; IV, ligne Drinova-Curtea) 10, limites de la région étudiée.

mai multor ipoteze diferite, emise la intervale de ani, pe măsură obținerii de noi date geologice, referitoare atît la acest masiv cît și la alte sectoare ale lanțului Carpatic.

Astfel, M u r g o c i (1905, 1912) a înglobat întregul masiv cristalofilian Poiana Ruscă la pînza getică; această ipoteză, singura posibilă în stadiul de cunoaștere respectiv, a fost acceptată în multe lucrări ulte-

Institutul Geologic al României

rioare, referitoare la structura de ansamblu a Carpaților Meridionali sau a teritoriului țării noastre.

Acumularea de noi date a permis să se întrevadă discontinuitatea tectonică care există între rocile epimetamorfice și cele mezometamorfice. Aceste relații tectonice, la început presupuse doar pe baza observațiilor disparate, au fost interpretate, de V o i t e ș t i (1929, 1942) și de S t r e c k e i s e n (1932), drept un șariaj al epizonei din nord peste mezozona din sud; în consecință, rocile epimetamorfice au fost despărțite de pînza getică și atribuite unei unități tectonice superioare acesteia: „pînza bucovinică" (V o i t e ș t i, 1929, 1942), respectiv „pînza de Poiana Ruscă" (ce aparține „pînzelor superioare" — S t r e c k e i s t e n, 1932).

După 1940, datorită cercetărilor întreprinse de C o d a r c e a, P a v e l e s c u (1954, 1958), G i u ș c ă et al. (1956), M a i e r et al. (1964, 1969), P a v e l e s c u et al. (1964), K r ä u t n e r et al. (1969), s-a conturat din ce în ce mai precis divizarea masivului Poiana Ruscă în două unități tectonice majore, la care participă formațiuni metamorfice: în nord, unitatea epimetamorfică, iar în sud , unitatea mezometamorfică. Între aceste unități există numai relații de ordin tectonic. Astfel, începînd de la Cinciș și pînă la Vadu Dobrii, șisturile mezometamorfice (de tip Sebeș-Lotru), încalecă peste cele epimetamorfice din nord, de-alungul unui plan tectonic care înclină constant spre sud, cu 60-70°; la vest de Vadu Dobrii, acest contact tectonic (orientat E-W) este întrerupt de falia oblică (NE—SW) Chergheș-Ruschița, care, la Ruschița se oprește în linia direcțională paleogenă Lunca Cernii-Tincova (Moldova Nouă), cu înclinare nordică. Imediat la sud de ultima dislocație, apar depozitele predominant mezozoice ale bazinului Rusca Montană, care au drept fundament șisturile din unitatea mezometamorfică a masivului (peste care transgredează vizibil în zona Căvăran-vîrful Schelii). De-alungul liniei Lunca Cernei-Tincova, în sectorul Ruschița-Tincova, șisturile unității epimetamorfice încalecă depozitele masivului Rusca Montană și fundamentul mezometamorfic al acestuia (fig. 111).

Recent, C o d a r c e a et al. (1967) au legat linia Lunca Cernii-Tincova cu cea de-a lungul căreia șisturile subunității Boița-Lunca Cernii încalecă depozitele paleogene din zona Boița, susținînd că aceste dislocații (unite într-una singură) reprezintă continuarea în masivul Poiana Ruscă a contactului tectonic dintre pînza getică și unitatea supragetică; în acest fel, unitatea epimetamorfică, compartimentul estic al subunității Lingina-Căvăran și subunitatea Boița-Lunca Cernii sînt atribuite unității supragetice care încalecă unitatea getică din sud.

Institutul Geologic al României

Din cele expuse pînă acum, rezultă că în stadiul actual de cunoaștere, ipoteza conform căreia masivul cristalofilian Poiana Ruscă aparține în întregime domeniului getic nu mai are la bază premize favorabile, de altfel ca și cea după care unitatea epimetamorfică ar reprezenta o pînză șariată peste șisturile mezometamorfice, situate imediat mai la sud (V o i t e ș t i, 1929, 1942; S t r e c k e i s e n, 1932).

Dacă apartenența litologică și tectonică la domeniul getic a șisturilor mezometamorfice de tip Sebeș-Lotru, ce se află imediat la sud de liniile Cinciș-Vadu Dobrii și Lunca Cernii-Tincova (adică șisturile din subunitatea Lingina-Căvăran) este ușor de acceptat, în ceea ce privește unitatea epimetamorfică, există premize care au stat la baza unei noi ipoteze (M u r e ș a n, 1971), conform căreia această unitate ar reprezenta reapariția spre nord a unității danubiene[60], care vine în contact tectonic cu șisturile cristaline ale domeniului getic din subunitatea Lingina-Căvăran. În această concepție, linia șariajului getic, în Poiana Ruscă, ar corespunde liniei Cinciș-Vadu Dobrii, iar linia paleogenă Lunca Cernii-Tincova, reprezintă o dislocație direcțională, ulterioară șariajului getic, linie care schimbă local raporturile tectonice dintre danubian și getic; argumentația noastră privește, în consecință, în special dislocația Cinciș-Vadu Dobrii.

Specificăm de la început că lipsesc dovezile incontestabile în favoarea ipotezei noastre, conform căreia unitatea epimetamorfică din Poiana Ruscă ar reprezenta reapariția danubianului; într-adevăr, nicăeri sub planul de încălecare (respectiv sub linia Cinciș-Vadu Dobrii) al rocilor mezometamorfice peste unitatea epimetamorfică nu se cunosc depozite mezozoice cu ajutorul cărora s-ar putea data limita inferioară de vîrstă a acestui contact tectonic. Această situație a impus vederilor noastre calificativul de „ipoteză de lucru". Pe de altă parte, lipsa unor astfel de dovezi nu poate fi interpretată neapărat ca un contraargument hotărîtor; e suficient să amintim că, de-a lungul celei mai mari părți a contactului dintre getic și danubian, nu se constată prezența depozitelor mezozoice prinse sub el, și totuși nimeni nu se îndoiește că, în aceste porțiuni, există pînza getică.

---

60. În lucrare am preferat să utilizăm denumirea de „unitate danubiană", întrucît nu este exclus ca însuși „autohtonul" pînzei getice să fie în realitate o unitate alohtonă, așa după cum a presupus deja U h l i g (1907); pe de altă parte, multitudinea pînzelor de șariaj alpine, constatate în Carpații Orientali și în Munții Apuseni, precum și poziția alohtonă a întregii zone cristalino-mezozoice din Carpații Orientali, fac posibilă ipoteza unui edificiu complex de pînze alpine suprapuse și în Carpații Meridionali, cum deja se întrevede chiar din lucrări recente (C o d a r c e a et al., 1967).

Institutul Geologic al României

În cele ce urmează expunem datele pe care ne bazăm și care numai în ansamblu pot prezenta argumente în favoarea ipotezei noastre.

a) După cum s-a arătat între cele două unități cristalofiliene majore ale masivului Poiana Ruscă, există numai contacte tectonice importante, dintre care cel mai vechi, linia direcțională Cinciș-Vadu Dobrii, arată raporturi de încălecare a șisturilor mezometamorfice, de tip Sebeș-Lotru, peste cele epimetamorfice devonian-carbonifer inferioare, din nord.

b) Dacă linia Cinciș-Vadu Dobrii ar reprezenta o simplă falie inversă prealpină (hercinică), este relativ greu de explicat de ce depozitele sedimentare ale Carboniferului superior precum și cele mezozoice preaustrice, care există în unitatea mezometamorfică a masivului, nu se cunosc în unitatea epimetamorfică din Poiana Ruscă. Acest fapt de observație devine ușor de înțeles în momentul în care se acceptă caracterul de plan de șariaj alpin al acestui contact tectonic.

c) S-a observat că o serie de falii oblice și transversale, cu sărituri importante, se opresc în linia Cinciș-Vadu Dobrii, negăsindu-și corespondentele în unitatea vecină (M a i e r et al., 1969 b).

d) La sud de linia Cinciș-Vadu Dobrii, în zona Cernișoara-Florese, este evident faptul că structurile plicative din mezozonă (M a i e r et al., 1969 b) au o direcție net oblică (NE-SW) față de acest contact tectonic, orientat est-vest, în timp ce, la nord, structurile plicative în unitatea epimetamorfică sînt orientate est-vest (M a i e r et al., 1969 a). În cazul unui contact de șariaj, acest lucru poate fi explicat mai ușor, decît dacă s-ar accepta o simplă falie inversă direcțională care ar limita la sud unitatea epimetamorfică și care ar avea sărituri oricît de importante pe verticală.

e) La vest de falia Cherghеș-Ruschița, decroșarea aparentă spre SW a mezozonei este foarte mare, atingînd cca 12 km. O astfel de deplasare aparentă pe orizontală atît de mare a unui plan puternic înclinat, cum apare (la suprafață) cel al dislocației Cinciș-Vadu Dobrii, nu poate fi explicată numai prin ridicarea puternică (cca 2,5—3 km) a compartimentul nord-vestic al faliei (care decroșează axul anticlinoriului Arănieș-Fărășești cu numai 1,5—2 km), ci admițînd concomitent că acest plan, spre adîncime, tinde să aibă înclinări mici, caracteristice planelor de șariaj.

f) Afinitățile de vîrstă care există între șisturile cristaline devonian-carbonifer inferioare din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă și unele serii paleozoic superioare epimetamorfice din unitatea danubiană, pot constitui de asemenea un argument în favoarea ipotezei

Institutul Geologic al României

noastre; în plus, menţionăm că formaţiuni devonian-carbonifer inferioare epimetamorfice nu se cunosc a fi dispuse transgresiv peste cristalinul de Sebeş-Lotru, în Carpaţii Meridionali.

g) În unitatea epimetamorfică din unitatea Poiana Ruscă se cunosc produse (dolerite) ale magmatismului ofiolitic mezozoic, puse în loc înaintea Malmului (M u r e ş a n, 1968), roci care nu se cunosc în unitatea

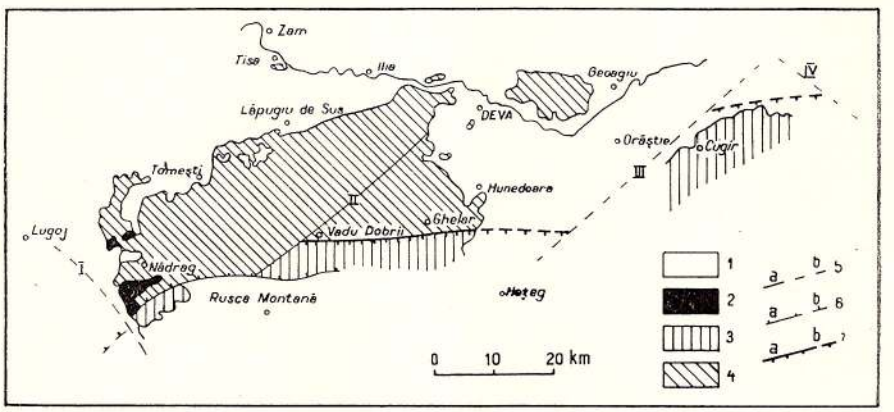


Fig. 112. — Răspîndirea formaţiunilor cristaline ale unităţii danubiene în partea de NW a Carpaţilor Meridionali.

1, formaţiuni mezozoice, terţiare şi cuaternare; 2, banatite; 3, formaţiuni cristaline ale pînzei getice: 4, formaţiuni cristaline ale unităţii danubiene; 5, falii şi decroşări (a, la suprafaţă; b, sub cuvertura sedimentară) (I, Căvăran-Lugoj Lucaret; II, Cherghes-Ruschiţa: III, Sebeş-Haţeg; IV, Sebeş-Turnu Roşu); 6, linia Lunca Cernii-Tincova-Moldova Nouă (a, la suprafaţă b, sub cuvertura sedimentară); 7, linia şariajului getic (a, la suprafaţă; b, sub cuvertura sedimentară).

Répartition des formations cristallines de l'unité danubienne dans la partie NW des Carpates Méridionales.

1, formations mésozoïques, tertiaires et quaternaires; 2, banatites: 3, formations cristallines de la nappe gétique; 4, formations cristallines de l'unité danubienne; 5, failles et décrochements (a, à la surface: b, d'en-dessous de la couverture sédimentaire) (I, Căvăran—Lugoj—Lucaret; II, Cherghes—Ruschiţa; III, Sebes—Haţeg; IV, Sebes-Turnu Roşu); 6, ligne Lunca Cernii-Tinova-Moldova Nouă (a, à la surface; b, d'en-dessous de la couverture sédimentaire); 7, ligne du charriage gétique (a, à la surface; b, d'en-dessous de la couverture sédimentaire).

mezometamorfică. Acest fapt ar putea fi interpretat ca o indicaţie că aceste două unităţi erau în acea vreme distanţate geografic între ele, iar actuala lor poziţie s-a definitivat în orice caz după punerea în loc a magmatitelor bazice mezozoice menţionate.

Linia Cinciş-Vadu Dobrii şi cele două unităţi majore din Poiana Ruscă, se continuă spre est, pe sub cuvertura sedimentară din bazinul Streiului, pînă în puternica falie (orientată NW—SE) ce mărgineşte, pe sub Terţiar, masivul cristalin al Sebeşului (I o n e s c u et al., 1963); această fractură decroşează puternic către nord-est linia Cinciş-Vadu Dobrii, astfel încît aceasta se află actualmente sub formaţiunile sedimentare din nordul Sebeşului (fig. 112).

Institutul Geologic al României

La suprafață, formațiunilor cristaline ale danubianlui le-ar mai reveni cele din Rapolt (care reprezintă reapariția incontestabilă, la nord de Mureș, a cristalinului epimetamorfic din partea de nord-est a masivului Poiana Ruscă), precum și aparițiile de roci epimetamorfice, din zona Tisa-Ioneasca (Peltz, Peltz, 1965).

Primit: februarie 1973.

BIBLIOGRAFIE

A). LUCRĂRI PUBLICATE

Barth W. F. T., Correns C. W., Eskola P. (1939) Enstehung der Gesteine. Springer Berlin.

Bercia I. (1967) Studii microtectonice în șisturile cristaline din regiunea Ghelar — Vadul Dobrii (munții Poiana Ruscă. *Acad. R.S.R., Stud. Cercet, Geol., Geofiz., Geogr., seria Geol.*, 12, 1, București.

— Bercia Elvira (1964) Cercetări microtectonice în regiunea Ghelar — Teliuc (munții Poiana Ruscă). *D. S. Com. Geol.*, XLIX, 1 (1961 — 1962), București.

Borcoș M., Mantea Gh. (1964) Vîrsta formațiunilor neogene din bazinul Zlatna — Almașul Mare. *D. S. Com. Geol.*, XLIX, 2, (1961 — 1962), București.

Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Verlag, Basel und Stuttgart.

Chivu C. (1964) Considerații geologice și tectonice în regiunea Gladna Română — munții Poiana Ruscă. *Rev. Minelor*, 1, București.

— Serafimovici V. (1967) Contribuții la cunoașterea geologiei și tectonicii regiunii Românești — Gladna Montană (Poiana Ruscă de NW). *D.S. Com. Stat Geol.*, III, 3, (1964—1965), București.

Cioflica G. (1962) Studiul mineralogic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Căzănești — Ciungani (munții Drocea). *An. Inst. Geol.*, XXXII, București.

— Istrate G., Popescu G., Udubașa G. (1960) Contribuții la cunoașterea vîrstei produselor vulcanice din regiunea Hărțăgani-Trestia (Munții Metaliferi). *Acad. R.S.R., Stud. cerc. Geol., Geofiz., Geogr., Seria Geol.*, 11, 1, București.

Codarcea Al., Lupu M., Dessila-Codarcea Marcela, Lupu Denisa (1967) Unitatea supragetică în Carpații Meridionali. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. Geol., Geofiz., Geogr., seria Geol.*, 12, 2, București.

— Pavelescu L. (1954) Cercetări geologice în regiunea Rușchița. *D.S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950—1951), București.

— Pavelescu L., Kissling Al. (1965) Contribuții la studiul unor comptonite cu kataphorit din Poiana Ruscă. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. Geol., Geofiz., Geogr., seria Geol.* 10, 2, București.

— Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961) Ghidul excursiilor. C. Carpații Meridionali. *Asoc. Geol. Carp.—Balc., Congr. V*, (1961), București.

Codarcea — Dessila Marcela (1965) Studiul geologic și petrografic al regiunii Rășinari — Cisnădioara — Sadu. *Mem. Inst. Geol.*, VI, București.

— (1966) Căi noi în descifrarea eveoluției geologice a terenurilor cristalofiliene. *Acad. R.S.R., Stud. Cerc. Geol., Geogr., Geofiz., seria Geol.*, 11, 2, București.

Institutul Geologic al României

— Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. (1964) Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul Bistriței (regiunea Bărnărel — Holdița). *D.S. Com. Geol.*, L, 2, (1962—1963), București.

Dimitrescu R. (1955) Asupra structurii geologice a părții de NE a masivului Poiana Ruscă. *Lucr.I.P.G.*, 1, București.

— (1956) Obsrvații geologice asupra regiunii calcarelor de Hunedoara (Poiana Ruscă de E). *D.S.Com. Geol.* XL, București.

— (1959) Magmatism, tectonică și metalogeneză în Carpații românești. *Rev. Minelor*, X, 3, București.

— (1961) Provincii și epoci metalogenetice în R.P.R. *Rev. Minelor*, XII, 6, București.

— (1964) Date microtectonice asupra regiunii Cîmpeni. *D.S. Com. Geol.*, L, 1, (1962—1963), București.

— (1971) Notă asupra mecanismului de deformare al unor cuarțite negre din regiunea Iacobeni. *Anal. Univ. „Al. I. Cuza"*, XVII, Secț, II, Geol., Iași.

— Maier O. (1966) Observații asupra fenomenului de șistozitate în partea de N a masivului cristalin Poiana Ruscă. *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr. seria Geol.*, 11, 1 București.

Dincă Al., Zimmermann P. (1964) Contribuții asupra dislocației Tincova — Polom din partea de SW a masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.*, L, 2 (1962—1963), București.

Dittler E. Kirnbauer F. (1933) Das Bentonitvorkommen von Tomești (Rumänien). *Zeitschr. f. prakt. Geol., 41*, Halle.

Dumitrescu I. (1962) Curs de geologie structurală cu principii de geotectonică și cartare geologică. Ed. didactică și pedagogică, București.

— Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.*, XXXII, București.

Dușa A. (1969) Stratigrafia depozitelor mezozoice și terțiare de la Căprioara — Coșteiul de Sus. Ed. Acad. R.S.R., București.

Ellis S. E. (1948) On the delimitation of diorite and gabbro and related rocks. *Miner. Mag.*, XXVIII, 203, Londra.

Fabriès J. (1963) Les formations cristalines et métamorphiques du NE de la province de Séville (Espagne). *Science de la Terre, Mem.* 4, Nancy.

Filipescu M. G. (1930) Zăcămîntul de talc de la Cerișor, județul Hunedoara. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XV, București.

Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoogen J. (1962) Metamorficeschie reacții i metamorficeskie fații. Moskva.

Gheorhiu C. (1958) Considerații asupra genezei unor acumulări de sulfuri metalice în șisturile cristaline din R.P.R. *Anal. Univ. „C.I. Parhon", seria St. Nat.*, 19, București.

Gherasi N., Mureșan M., Lupu M., Stancu Josefina, Savu H. (1968) Notă explicativă la harta geologică scara 1/200 000 foaia 25 Deva. București.

Ghițulescu P. T., Socolescu M. (1941) Etude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI, București.

Giușcă D. (1963) Petrologia rocilor endogene. Edit, didactică și pedagogică, București.

— Biloiu M., Rădulescu D., Stiopol Victoria, Dimitrescu R. (1956) Studiul petrografic al masivului Poiana Ruscă de SW. *D.S. Com. Geol.* XL (1952—1953), București.

Institutul Geologic al României

— Cioflica Gr., Savu H. (1963) Vulcanismul mezozoic din masivul Drocea (Munții Apuseni). *Asoc. Geol. Carp. — Balc., Congr. V*, II, București.

— Cioflica Gr., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Geol.* XXXV, București.

Gurău A. (1967) Date noi privind cunoașterea structurii geologice și genezei zăcămîntului de sulfuri metalice de la Muncelul Mic — Muncelul Mare (Poiana Ruscă). *D. S. Inst. Geol.* LIII, 2 (1965—1966), București.

Halaváts J. (1904) Über den geologischen Bau der Umgebung von Vajdahunyad. *Jber. d.k. ung. geol. Anst.*, f. *1902*, Budapest.

Harker A. (1932) Metamorphism. A Study of the transformations of rocks-masses. Methuen-London.

Hietanen A. (1963) Idaho batholith near Pierce and Bungalow. *U.S. Geol., Surv.*, Washington.

Ianovici V., Dimitriu Al., Andăr P. (1970). Legi de distribuție a concentrației elementelor chimice în roci carbonatice. Rocile carbonatice de la Hunedoara, Mahmudia, dealul Imalac, Băița și Troița — Crăciunești, Luminița, Mateiaș — Dragoslavele, Ohaba — Ponor și Suseni. III. *Stud. Cerc. Geol., Geofiz., seria Geol.*, XV, 1, București.

— Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969). Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Edit. Acad. R.S.R., București.

— Giușcă D., Manilici V., Gherasi N., Jude R., Gheorghiță I., Dimitrescu R. (1961) Ghidul excursiilor. A. Baia Mare. *Congr. Asoc. Carp. — Balc.*, București.

— Rădulescu D., Bercia I., Costantinoff D., Dimitrescu R., Kräutner H., Mirăuță O., Papiu C.V. (1966) Harta metalogenetică pentru fier a teritoriului României. *Acad. R.P.R. Stud. cerc. Geol., Geofiz., seria Geol.*, 11, 1, București.

— Rădulescu D., Dimitrescu R., Kräutner H., Mirăuță O., (1966) Harta metalogenetică a României — scara 1/2 400 000. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. Geol., Geofiz., Geogr., seria Geol.*, 11, 2, București.

Ionescu Fl., Kräutner H., Mureșan M. (1963) Contribuțiuni la cunoașterea fundamentului cristalin din bazinul Streiului, pe baza noilor date geofizice și geologice *Asoc. Geol., Carp. — Balc., Congr. V*, 2, București.

Ionescu Fl., Kräutner H., Mureșan M. (1969) Corelarea datelor geofizice și geologice din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. *D.S. Inst. Geol.* LIV 3, București.

Janda I., Schroll E. (1960) Geochemische Untersuchungen an Graphitgesteinen. *Report of the Twenty-First Session Norden, I*, Copenhaga.

Kanasewich E. R. (1968) The interpretation of lead isotopes and their geological signifiance in radiogenic dating for geologists. *Inter. science Publish.*, London — New York — Sidney.

Koch A. (1898) Ujabb megfigyelések és gyüjtés felsö — Lapugyrol. *Fold. Kozl.* XXXIII Budapest.

Kosareva Tatiana, Berghes St. (1962) Observații asupra distribuției și genezei mineralelor de fier de la Iazuri. *Rev. Minelor*, XIII, 9, București.

— Berghes St. (1963) Considerații generale cu privire la paleogeografia și metalogeneza masivului Poiana Ruscă. *Rev. Minelor*, XIV, 10, București.

Kostuk V. P., Rodionov S. P., Tkatchuk L. G. (1963) Volcanisme des Carpates de l'est de l'Ukraine et ses particularités. *Asoc. Geol., Carp. — Balc., Cong. V*, 2, București.

Institutul Geologic al României

Kräutner Florentina (1969) Les basaltes alcalins et les andésites basaltiques des monts de Poiana Ruscă. *Acad. R.S.R. St. Cerc. Geol.*, 13, 2, București.

Kräutner H. (1963) Zăcămîntul de sulfuri de la Muncelul Mic (Poiana Ruscă). *Asoc. Geol. Carp. — Balc., Congr. V*, 2, București.

— (1964) Privire generală asupra metalogenezei din masivul Poiana Ruscă. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. Geol., Geofiz., Geogr., seria Geol.*, 9, 1, București.

— (1965 a) Zăcămîntul de pirită de la Boița — Hațeg (Poiana Ruscă). *Acad. R.P.R., Stud. cerc. Geol., Geogr. Geofiz., seria Geol.*, 10, 2, București.

— (1965 b) Considerații genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. Geol., Geofiz., Geogr. seria Geol.*, 10, 1, București.

— (1966) Faciesul zeolitic al metamorfismului hidrotermal banatitic și modul său de prezentare în regiunea Ruschița. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. Geol., Geofiz. Geogr., seria Geol.*, 11, 1, București.

— (1970) Die hercynische Geosynklinalerzbildung in den rumänischen Karpaten und ihre Beziehungen zu der hercynischen Metallogenese Mitteleuropas. *Miner. Deposita, 5*, Berlin.

— Kräutner Florentina, Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1969) Stratigrafia, evoluția magmatismului, metamorfismul și tectonica șisturilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. *An. Com. Stat Geol.*, XXXVII, București.

— Mureșan M., Iliescu Violeta, Mînzatu Silvia, Vîjdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Ioncică Magdalena, Andăr Anca Anastase Ș. (1973) Devonian — Carboniferul inferior epimetamorfic din Poiana Ruscă. *D. S. Inst. Geol.* 59, 4 (1972), București.

Kubler B. (1967) Anchimétamorphisme et schistosité. *Bull. centre Rech. Pau — SNPA, 1, 2*, Pau.

Kutahn M. (1963) Subsequenter und lithogenetischer Finalvulkanismus des mittleren Teils der Slowakei. *Asoc. Geol., Carp. — Balc. Congr. V, 2*, București.

Lapadue — Hargues P. (1958) Observations à propos des amfibolites. *S.R. Soc. Géol. Fr. 6*, Paris.

Loczy L. V. (1882) Geologische Notizen aus dem nördlichen Teile des Krassoer Komitates. *Földt. Közl., XII, 5—6*, Budapest.

— (1887) Die geologische übersichtskarte der W-lichen Seite der Umgebung von Pojana-Ruszka. *Jahrb. d. k. ung. geol. R. A., VIII*, Budapest.

Lupu Denisa (1966) Rudiști cenomanieni de la Ohaba (bazinul Hațeg). *Acad. R.P.R., Stud cerc. Geol., Geofiz., Geogr., seria Geol.*, 11, 1, București.

Maier O., Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1969 a) Stratigrafia și structura formațiunilor epimetamorfice din zona mediană a masivului Poiana Ruscă (regiunea Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii). *An. Com. Stat. Geol.* XXXVII, București.

— Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1964) Structura geologică a regiunii Teliuc — Ghelar (zona centrală a masivului Poiana Ruscă). *D.S. Com. Geol.* XLIX, 1 (1961 — 1962), București.

— Solomon I. (1967) Rocile eruptive metamorfozate din partea de vest a masivului Poiana Ruscă (Nădrag — Hăuzești). *Acad. R.S.R. Stud. cerc. Geol., Geofiz., Geogr., seria Geol.*, 12, 1, București.

Institutul Geologic al României

— Solomon I., Vasilescu G. (1968) Stratigrafia cristalinului epimetamorfic din partea de nord a masivului Poiana Ruscă (regiunea Poeni — Bătrîna — Roșcani) *D.S. Inst. Geol.*, LI , 1 (1966—1967), București.

— Solomon I., Zimmermann P., Zimmermann Voichița (1969 b) Stratigrafia și structura cristalinului mezometamorfic a masivului Poiana Ruscă. *D.S. Inst. Geol.* LIV, 4, București.

Mamulea A. (1953) Cercetări geologice în regiunea Sînpetru — Pui (Hațeg). *An. Com. Geol.*, XXV, București.

Mihăilescu V. (1965) Conservarea relativă a nivelelor de bază ciclice. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. Geol., Geofiz., Geogr. seria, Geogr.*, XII, 1, București.

Mirăuță Elena (1971) Étude des conodontes devoniens de la Dobroge septentrionale (zone de Tulcea). *Mem. Inst. Geol.*, XIV, București.

Mirăuță O. (1966) Devonianul și Triasicul din zona colinelor Mahmudiei (Dobrogea) de nord. *D.S. Com. Geol.* LII, 2 București

— Mirăuță Elena (1965) Prezența Devonianului mediu în zona Colinelor Mahmudia (Dobrogea de Nord). *D. S. Com. Geol.*, LI, 1 (1963—1964), București.

Miyashiro A. (1961) Evolution of metamorphic belts. Geol. Inst. Univ., Tokyo.

Mrazec L. (1899) Asupra clasificării cristalinului din Carpații Meridionali. *Bull Soc. St.*, VIII, 6, București.

Mureșan M. (1962) Observații asupra metodologiei cartării stratigrafice structurale a seriilor cristaline epimetamorfice. *Rev, Minelor*, XIII, 11, București.

— (1964 a) Considerațiuni asupra corelațiilor între cartarea stratigrafică structurală a cristalinului epimetamorfic din Poiana Ruscă și datele magnetometrice. *D. S. Com. Geol. S*, 2, (1962 — 1963) București

— (1964 b) Studii geologice în cristalinul epimetamorfic din partea de nord-vest a masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.*, L, 2 (1962 — 1963), București.

— (1964 c) Asupra prezenței unor elemente microtectonice în șisturile cristaline din R.P. Română. *Stud. cerc. Geol., Geofiz., Geogr., seria Geol.*, 9, 2, București.

— (1965) Studii geologice în regiunea Tomești — Luncani — Gladna Română (Poiana Ruscă de NW). *D.S. Com. Geol.*, LI, 1 (1963—1964), București.

— (1966) Interdependențe stratigrafico-structurale în formațiunile epimetamorfice din partea de NW a masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.*, LII, 1 (1964—1965) București.

— (1967) Asupra prezenței tufurilor sudate în vulcanitele neogene din partea de nord a masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Stat Geol.*, LIII, 1, (1965—1966), București.

— (1968a) Privire generală asupra stratigrafiei și evoluției terenurilor cristalofiliene din partea de NW a masivului Poiana Ruscă. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. Geol., Geofiz., Geogr., seria Geol.*, 13, 1, București.

— (1968b) Metamorphic formations in ,,Crystalline mesozoic and Flysch Complexex of the East Carpathians (Northern Sector)" by Joja Th., Mutihac V., Mureșan M. *Intern. Geol., Congr., Sess. XXIII*, Prague, 1968. *Guide to Execurssion 46 AC*, România, București.

— (1969) Studii asupra zăcămîntului de pirită cu magnetit de la Altîn Tepe (Dobrogea centrală). I. Incadrarea genetică a mineralizației. *D.S. Inst Geol.* LI , 2 (1966—1967), București.

— (1970) Asupra prezenței depozitelor mezozoice continentale pre-vracono-cenomaniene (albiene ?) în cuprinsul unității epimetamorfice a masivului Poiana Ruscă. *D.S. Inst. Geol.* LVI, 4, (1968—1969), București.

Institutul Geologic al României

— (1971) O nouă ipoteză de lucru privind situația pînzei getice în partea de NW a Carpaților Meridionali. *D.S. Inst. Geol.*, LVII, 5, (1969—1970), București.

— (1972) Studii asupra zăcămîntului de pirită cu magnetit de la Altîn Tepe (Dobrogea centrală). II. Poziția stratigrafică a mineralizației. *D.S. Inst. Geol.* LVIII (1971), București.

Murgoci G. M. (1905) Sur l'âge de la grande nappe de charriage des Carphates méridionales. *C. R. Acad. Sci.* Paris.

— (1912) The Geological Synthesis of the South Carpathians. *C.R., XI, Congr. Geol. Intern., 1910*, Stockholm.

Negrea Șt., Negrea A., Sencu V., Botoșeneanu L. (1965) Grottes du Banat (Roumanie) explorées en 1963. *Intern. Journ. of Speleology, I, 4*, Weinheim.

Niggli P., Beger P. J. (1923) Gesteins—und Mineralprovincen. I. Berlin.

Ornșanu T., Marinescu Fl., Potoceanu Elena, Olteanu R. (1971) Biostratigrafia depozitelor neogene de pe rama nord-vestică a munților Poiana Ruscă. *D. S. Inst. Geol.* LVII, 4 (1969—1970), București.

Pànto G. (1963) Die Rolle von Glutwolken im neogenen-saueren Vulkanismus Ungarns. *Asoc. Geol. Carp.—Balc, Congr. V*, 2, București.

Papiu C. V. (1956) Cercetări geologice pe versantul de NW al masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.*, XL (1952 — 1953), București.

— (1958) Sedimentarea recifală cu privire specială la pămîntul românesc. *Anal. Rom.—Sov., Geol. — Geogr.*, 2, București.

— (1960) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. St., București.

— Popescu A., Serafimovici P. (1963) Considerații petrogenetice asupra carbonatitelor epizonale din masivul Poiana Ruscă. *Asoc. Geol., Carp.—Balc., Congr. V*, 2, București.

— Popescu A., Serafimovici V., Duțu Marcela (1962) Cercetări geologice petrografice în masivul dolomitelor de Hunedoara. *D.S. Com. Geol.*, XLVII (1959—1960), București.

— Popescu A., Serafimovici V. (1964) Importanța litogenetică a rocilor carbonatate din epizona masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* XLIX, 2 (1961—1962), București.

Papp K. (1919) Die Eisenerz—und Kohlen-vorräte des ungarischen Reiches. Budapest.

Pavelescu L. (1953) Cercetări geologice în împrejurimile regiunii Vadu Dobrii. *D.S. Com. Geol.*, XXXVII, București.

— (1954) Studiul geologic și petrografic al părții mediane și de SE a Munților Poiana Ruscă. *An. Com. Geol.*, XXVII, București.

— (1958 a) Geologia și petrografia regiunii Rușchița *An. Inst. Geol.*, XXXII, București.

— (1958 b) Geologia Carpaților Meridionali. *Acad. R.P.R., Anal, rom., —sov. Geol.—Geogr.*, 2—3, București.

— Maier O., Kräutner H., Mureșan M., Kräutner Florentina. (1964) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Rușchița (Poiana Ruscă) *An. Com. Geol.* XXXI , 1, București.

Peltz S. (1969) Studiul petrografic al părții de sud-est a munților Călimani. *Stud. tehn. și econ., seria I, 4*, București.

— Peltz Margareta (1965) Notă asupra unor iviri de șisturi cristaline în regiunea Tisa — Ioneasca. *D. S. Com. Geol., LI, 1*, București.

Institutul Geologic al României

— Peltz Margareta, Urcan T. (1967) Contribuții la cunoașterea tufurilor sudate de la Pojoga, regiunea Hunedoara. *D. S. Com. Stat Geol.*, LIII, 1, București.

— Peltz Margareta, Urcan T. (1970) Contribuții la cunoașterea vulcanismului neogen din regiunea Groși — Bulza — Fintoag (extremitatea sud-vestică a Munților Metaliferi), *D.S. Inst. Geol.* L V, 1 (1967—1968), București.

Petrulian N. (1951) Zăcăminte de minerale utile. Manualul inginerului de mine, I, Edit. tehnică, București.

Pitcher S. W., Flinn W. G. (1964) Controls of metamorphism. Ed. Oliver Boyd, London.

Popescu A. (1964) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Luncani — Tomești. *D. S. Com. Geol.*, XLIX, 1, (1961—1962), București.

Ramdohr P. (1962) Rudnie minerali i ih srastania. Moskva.

Rădulescu D. (1961) Contribuții la cunoașterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. Geol., seria Geol.*, VI, 2, București.

— (1963) Studiul petrochimic comparativ al rocilor vulcanice neogene din R.P.R., *Asoc. Geol., Carp.—Balc., Congr. V*, 2, București.

— (1965) Petrografia rocilor sedimentare. (ed. II-a) Ed. didactică și pedagogică, București.

— Borcoș M. (1968) Vedere de ansamblu asupra evoluției magmatismului neogen din România. *An. Com. Stat Geol.*, XXXVI, București.

Răileanu Gr. Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I. Mercus D. (1961). Ghidul excursiilor C. Carpații Meridionali. *Assoc. Geol. Carp. — Balc., Congr. V*, București.

Rittman A. (1963) Les volcans et leur activité. Paris.

Romanescu D. (1960) Utilizarea prospecțiunilor magnetometrice la cartarea geologică. *Rev. Minelor*, 7, București

Ruhin L. B. (1966) Bazele litologiei. *Ed. tehnică*. București.

Sahama Th. G., Rankama K. (1970) Geochimia. *Ed. tehnică*, București.

Saulea Emilia (1967) Geologie istorică. *Ed. didactică și pedagogică*, București.

Savu H. (1962 a) Asupra erupțiunilor neogene din partea de nord a Masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* XLIII (1955—1956) București.

— (1962 b) Corpul gabbroic de la Almășel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrogenezei ofiolitelor din masivul Drocea. *An. Inst. Geol.* XXXII, București.

— (1965) Masivul eruptiv de la Bîrzava (Munții Drocea). *Mem. Inst. Geol.*, VIII, București.

Savul M. (1951) Geochimia vanadiului în Republica Populară Română. IV. Vanadiul în minereurile de fier. *Acad. R.P.R.*, I, 1, București.

— Ianovici V. (1959) Chimismul rocilor dolomitice de la Hunedoara. *Acad. R.P.R. Stud. cerc. Geol.*, 4,1, București.

— Mastacan Gh. (1952) Contribuții la cunoașterea gnaiselor porfiroide din Carpații Orientali. *Acad. R.P.R., Bul. St., Secț. Biol., Agron., Geol., Geogr.*, IV, 2,București.

Semenenko N. P. (1963) Metamorfizm podvijnih zon. *Izd. Alad. Nauk. Ukr. S S R.*, Kiev.

Sitter L. U. (1969) Geologie structurală. *Ed. Tehnică*, București.

Schafatzik Fr. (1882) Über die petrographische Beschaffenheit einiger Eruptivgesteine der Umgebung der Pojana — Ruszka. *Föld. Közl. XII*, Budapest.

— (1886) Über die Eruptivengesteine der Pojana Ruszka. *Földt. Közl. XVI*, Budapest.

Institutul Geologic al României

— (1903) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Furdia und Német — Gladna, sowie der Gegend W-lich von Nadrag. *Jahresber. d.k.ung. geol. A.f.1901*, Budapest.

— (1904) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Romángladna, *Jahresber. d.k.ung.geol.A. gf. 1902*, Budapest.

— (1905) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Luncány und Pojén sowie des Kronyettales bei Nadrag. *Jahresber. d.k. ung.geol.A.f, 1903*, Budapest.

— (1906) Über die geologischen Verhältnisse von Forasest, und Tomest im Komitat Krassó—Szörény. *Jahresber. d.k. ung.geol. R.A.1904*, Budapest.

Schneiderhöhn H. (1928) Die Jungeruptive Lagerstättenprovinz in Serbien, Siebenürgen, Ungarn und dem Banat. *Zbl. Min. A*, Stuttgart — Berlin.

Stancu Josefina, Popescu A. (1970) Studii biostratigrafice și mineralogice asupra formațiunii tortoniene de pe versantul nord—vestic al masivului Poiana Ruscă (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.*, LVI, 4, București.

Stille H. (1953) Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Geol. Beih., VIII*, Hannover.

Stiopol Victoria (1963) Geochimie. Ed. didactică și pedagogică, București.

Stoenescu Sc. (1952) Măsurători gravimetrice în Poiana Ruscă. Comunic. Acad. R.P.R., II, 9—10, București.

Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, București.

— (1967) Classification and Nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner., 107, 2, 3*, Stuttgart.

Stur D. (1863) Bericht über die geologische Übereichtsaufnahme des süd—westlichen Siebenbürgen in Sommer 1860. *Jb. d.i.k. geol. E.A. XIII, H. 1.* Budapest.

Superceanu C. (1967) Neue silberhaltige Bleierzvorkommen mit Flusspat—Schwerapat im Poiana—Ruskaer Erzgebirge (Banat.) *Geologie, 16, 10*, Berlin.

Ramberg H. (1958) The origin of metamorphic and metasomatic roccks. Univ. of Chicago, Chicago.

Turner F. J., Verhoogen J. (1951) Igneous and metamorphic petrology. New—York.

— Verhoogen J. (1967) Petrologie magmatică și metamorfică. Ed. St., București.

— Weiss L. E. (1963) Structural analisis of metamorphic tectonites. Univ. of California, Berkeley.

Uhlig V. (1907) Über die Tectonik der Karpathen. *Sitzungsber. K. Akad.d. Wissenschaften, XCVI*, Wien.

Voiteşti I. P. (1929) Aperçu synthetique sur la structure des regions carpathiques. *Rev. Muz. Geol.-Miner. Univ.* Cluj, III, 1, Cluj.

— (1942) Exposé syntethique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, V, București.

Wahler A. (1915) Ungarns Bergbau und Hüttenbetrieb im Jahre 1913 *Bány. és Koh. Lapok, 48, I, 12*, Budapest.

Wiliams H., Turner J. F., Gilbert C. M. (1967) Petrografia. Moskva.

Winkler H. G. F. (1967) Petrogenesis of metamorphic rocks. New York.

— (1970) Abolition of metamorphic facies. Introduction of the four divisions of metamorphic stage and of a Classification based on isograds in Common rocks. Göttingen.

Zamfirescu Eliza, Lupan Sanda, Popea Florica (1949) Analize de roce, minereuri și minerale utile executate în anii 1941—1947. *Inst. Geol. Rom., Stud. tehn. econ., seria B*, 30, București.

Institutul Geologic al României

Zavariţki N. A. (1956) Izverjenîe gornîe parodî. *AN.S.S.S.R.*, Moskva.
Zimányi K. (1891) Über den Baryt von Lunkány. *Föld. Közl. XXI*, Budapest.

B). LUCRĂRI NEPUBLICATE

Airinei Șt., Stoenescu Sc. (1962) Linii tectonice detectate geofizic. Arh. Inst. Geol. București.

Baciu F. (1961) Raport asupra lucrărilor geologice executate în perimetrul Iazuri în anul 1960. Arh. M.M.P.G., București .

Bercia I., Bercia Elvira, Chivu C., Maier O., Mureșan Georgeta, Mureșan M., Kräutner H., Kräutner Florentina, Neacșu G. (1959) Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Ruda — Poiana Crivina — Bătrîna — Socet — Cerbăl — Sohodol. Arh. Inst. Geol., București.

— Bercia Elvira., Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M., Mureșan Georgeta, Iliescu Violeta (1971) Monografia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. Arh. Inst. Geol., București.

— Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Maier O., Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1958) Raport asupra cercetărilor geologice în masivul Poiana Ruscă (Teliuc — Ghelar). Arh. Inst. Geol., București.

Berghes Maria, Berghes Șt. (1962) Raport geologic al lucrărilor de prospecțiune și explorare executate în 1961 în perimetrul Iazuri. Arh. M.M.P.G., București.

Calotă C. (1957) Prospsecțiunea gravimetrică din regiunea de NW a masivului Poiana Ruscă. Arh. M.M.P.G., București.

Chivu C. (1963) Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni geologice pentru minereuri neferoase în regiunea Românești și Gladna Română (Poiana Ruscă de NW). Arh. Inst. Geol., București.

— Serafimovici V. (1961) Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni geologice pentru minereuri de fier și sulfuri complexe (Poiana Ruscă). Arh. Inst. Geol., București.

Cocîrță C. (1967) Elemente minore din roci eruptive acide. Arh. Univ. „A.I.Cuza", Iași.

Codarcea Al. (1947) Raport asupra zăcămintelor de fier Teliuc — Ghelar. Arh. Inst. Geol., București.

— (1948) Raport asupra rezervelor de minereuri de fier ale regiunii Teliuc — Ghelar (partea de est a munților Poiana Ruscă). Arh. Inst. Geol., București.

— Pavelescu L. (1948) Raport geologic preliminar asupra regiunii Ruşchița cu privire la mineralizațiuni. Arh. Inst. Geol., București.

— Petrulian N. (1942) Raport geologic-minier asupra zăcămintelor de fier din Poiana Ruscă, regiunea Teliuc — Ghelar. Arh. Inst. Geol., București.

— Petrulian N. (1943) Raport geologic-minier asupra zăcămintelor de minereuri din regiunea Ruşchița. Arh. Inst. Geol., București.

Cristescu T. (1952) Raport asupra măsurătorilor magnetice în regiunea Vadu Dobrii — Poiana Iazuri (regiunea Hunedoara). Arh. M.M.P.G., București.

Institutul Geologic al României

— (1960) Unele aspecte noi obținute cu ocazia prospectării magnetometrice a zăcămintelor de fier din șisturile cristaline. Lucrare comunicată la Conf. Naț. Geofiz. Aplicată—1960 (manuscris), București.

— Ștefanciuc Al. (1962) Prospecțiuni magnetometrice cu stația AM — 13 în Banat și Crișana pentru fier. Arh. M.M.P.G., București.

— Ștefanciuc Al., Segal Renée (1963). Prospecțiuni aeromagnetice în regiunile Banat — Oltenia — Cîmpia Română — Carpații Meridionali — Poiana Ruscă și Ineu — Tinca, pentru fier, Arh. M.M.P.G., București.

Dimitrescu R. (1952) Raport geologic definitiv asupra cercetărilor din Poiana Ruscă. Arh. Inst. Geol., București.

Dincă Al., Georgescu D., Georgescu Lenuța (1963) Prospecțiuni pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană. Arh. Inst. Geol., București.

Drăghindă I., Mihalache P. (1963) Raport asupra prospecțiunilor pentru cărbuni în bazinele Hațeg și Petroșani. Arh. Inst. Geol., București.

Duș a A. (1955) Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Lăpugiul de Sus — Coșteiul de Sus. Arh. Inst. Geol., București.

Gandrabura E. I. (1971) Elemente minore din roci eruptive bazice. Arh. Univ. „A.I. Cuza", Iași.

Gheorghiu Maria (1964) Raport privind documentarea petrografică a lucrărilor geologice de explorare din șantierul Dobra I.S.E.M. — sectoarele Gladna Montană — Ferigi și Bulza. Arh. Inst. Geol., București.

Gherasi N. (1942) Raport asupra zăcămintelor de fier și mangan din regiunea Arănieș — Bătrîna (Poiana Ruscă de nord). Arh. Inst. Geol., București.

— (1943) Raport asupra ivirilor de minereu de fier din regiunea Poieni (Poiana Ruscă de nord). Arh. Inst. Geol., București.

Hanomolo Antoinette (1962) Raport asupra documentației petrografice a lucrărilor de explorare geologică din șantierul Dobra. Arh. Inst. Geol., București.

— (1963) Raport privind documentația petrografică-mineralogică a lucrărilor de explorare din șantierul Dobra — I.S.E.M. Arh. Inst. Geol., București.

Iliescu Violeta (1965) Studiul palinologic al depozitelor paleozoice de la Secul — Doman și al șisturilor cristaline din Poiana Ruscă. Arh. Inst. Geol., București.

Ionescu C. (1955) Raport asupra cercetărilor geologice din partea de NW a masivului Poiana Ruscă. Arh. Inst. Geol., București.

Kräutner H. (1962) Studiul zăcămintelor din partea central-nordică a masivului Poiana Ruscă și principiile generale ale alcătuirii hărții metalogenetice pentru cristalinul epimetamorfic al masivului Poiana Ruscă și pentru formațiunile cristaline învecinate. Arh. Inst. Geol., București.

— (1968) Notă explicativă. Harta genetică a substanțelor minerale utile scara 1 :200.000 Deva. Arh. Inst. Geol., București.

— (1969) Zăcămintele de minereu de fier din formațiunile epimetamorfice ale masivului Poiana Ruscă (teză de doctorat). Arh. Univ., București.

— Kräutner Florentina (1962) Studii geologice în partea de NE a masivului Poiana Ruscă. Arh. Inst. Geol. București.

— Kräutner Florentina (1963) Cartări, revizuiri și coordonări în cuprinsul foilor 82 Deva și 81 Margina. Arh. Inst. Geol., București.

— Kräutner Florentina (1972) Rocile banatitice din Poiana Ruscă și bazinul Rusca Montană. Arh. Inst. Geol., București.

Institutul Geologic al României

— Kräutner Florentina, Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1962) Structura geologică a regiunii Roșcani — Poieni — Poiana Răchițele — Ferigi (Poiana Ruscă de N). Arh. Inst. Geol., București.

— Kräutner Florentina, Mureșan M., Mureșan Georgeta (1964) Studii geologice în partea de W a masivului Poiana Ruscă (regiunea Gladna Română — Fîrdea — Nădrag — Căvăran — cf. Padeș). Arh. Inst. Geol., București.

— Kräutner Florentina, Mureșan M., Mureșan Georgeta (1965) Prezentarea hărții 1 : 50.000 a formațiunilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. Arh. Inst. Geol., București.

— Kräutner Florentina, Mureșan Georgeta, Mureșan M., Ionescu Fl. (1967) Studiul eruptivului și corelări geofizice în unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. Arh. Inst. Geol., București.

— Kräutner Florentina, Mureșan M., Mureșan Georgeta (1968) Sinteza geologică a unității epimetamorfice din masivul Poiana Ruscă. Arh. Inst. Geol., București.

Maier O., Solomon I., Vasilescu G. (1960) Raport asupra prospecțiunilor geologice în regiunea Poieni — Bătrîna — Roșcani (Poiana Ruscă). Arh. Inst. Geol., București.

— Solomon I., Vasilescu G. (1961) Raport asupra prospecțiunuilor geologice executate în regiunea Nădrag (Poiana Ruscă). Arh. Inst. Geol., București.

Marianu Ioana (1960) Raport geologic al perimetrului Luncani — Tomești, Arh. M.M. P.G., București.

Mureșan M. (1965) Prezentarea hărții geologice a părții de NW a masivului Poiana Ruscă. Arh. Inst. Geol., București.

— Mureșan Georgeta (1961) Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Poieni—Tomești—Luncani—vîrful Rusca. Arh. Inst. Geol., București.

— Mureșan Georgeta (1962) Studii geoloigce în cuprinsul foii 81 Marginea (regiunea Poieni—Tomești—Luncani). Arh. Inst. Geol., București.

— Mureșan Georgeta (1963) Studii stratigrafice și structurale în partea de NW a masivului Poiana Ruscă (regiunea Tomești—Luncani—Gladna Română). Arh. Inst. Geol., București.

— Mureșan Georgeta, Bercia Elvira, Dumitrescu Felicia, Paraschivescu C.N.P. (1960) Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Poieni — Tomești — Luncani (masivul Poiana Ruscă,). Arh. Inst. Geol., București.

Papiu C. V. (1946) Raport geologic-minier. Cercetări executate în regiunea Luncani (masivul Poiana Ruscă), jud. Severin. Arh. Inst. Geol., București.

— (1947) Raport geologic-minier. Cercetări executate în regiunea Luncani — Tomești — Baloșești (masivul Poiana Ruscă), jud. Severin. Arh. Inst. Geol., București.

— (1948) Raport geologic-minier asupra cercetărilor executate pe versantul din NW-ul masivului Poiana Ruscă. Arh. Inst. Geol., București.

— (1949) Raport geologic-minier. Cercetări executate pe versantul nordic al masivului Poiana Ruscă. Arh. Inst. Geol., București.

— (1953) Raport asupra activității din campania anului 1953 în masivul Poiana Ruscă. Arh. Inst. Geol., București.

— Diaconiță Cornelia, Popescu A., Serafimovici V. (1960) Prospecțiuni asupra masivelor dolomitice și calcaroase din munții Poiana Ruscă (II). Arh. Inst. Geol., București.

Institutul Geologic al României

— Duțu Marcela, Popescu A., Serafimovici V. (1959) Raport geologic asupsa masivului dolomitelor de Hunedoara. Arh. Inst. Geol., București.

Pavelescu Maria, Kräutner Florentina, Mureșan Georgeta (1962) Studiul forajelor din șantierul Poiana Ruscă (Ghelar). Arh. Inst. Geol., București.

— Kräutner Florentina, Mureșan Georgeta (1963) Studiul petrografic al forajelor din șantierul Poiana Ruscă (Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii — Rușchița), Arh. Inst. Geol., București.

Popescu A. (1961) Raport geologic asupra prospecțiunilor masivelor dolomitice și calcaroase din munții Poiana Ruscă. Arh. Inst. Geol., București.

Savu H. (1953) Raport geologic asupra lucrărilor din partea de NW a masivului Poina Ruscă. Arh. Inst. Geol., București .

Serafimovici V,. Chivu C. (1962) Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni geologice pentru minereuri de fier și sulfuri complexe în regiunea Gladna Română — Surduc — Botești (Poiana Ruscă de nord-vest). Arh. Inst. Geol., București.

Ștefanciuc A. (1957) Rapot preliminar asupra măsurătorilor magnetometrice executate în regiunea Munților Poiana Ruscă (Tomești — Gladna). Arh. Inst. Geol., București.

— (1959) Raport asupra prospecțiunilor magnetometrice din zona centrală a masivului Poiana Ruscă, regiunea Luncani — Bătrîna. Arh. M.M.P.G., București.

Ștefănescu A. (1957) Raport asupra măsurătorilor magnetice executate în Poiana Ruscă de NW (Tomești). Arh. M.M.P.G., București.

— (1959) Prospecțiuni magnetice în zona centrală a Poienii Rusce și completări în Munții Sebeșului pentru minereuri de fier (Vadu Dobrii — Nădrag — Luncani — Rușchița). Arh. M.M.P.G., București.

— (1960) Raport asupra prospecțiunilor magnetice executate în regiunea Poiana Ruscă de N (zona Poieni — Fărășești — Pietroasa). Arh. M.M.P.G., București.

— Popescu-Brădet M., Popescu-Brădet Lucia (1960) Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ din regiunea Fărășești — Pietroasa — Lăpugiu de Sus — Roșcani — Bătrîna. Arh. M.M.P.G., București.

Urdea I., Marianu Ioana (1961) Raport geologic asupra regiunii de NW a masivului Poiana Ruscă, perimetrul Luncani — Tomești. Arh. M.M. P.G., București.

Institutul Geologic al României

LES FORMATIONS ÉPIMÉTAMORPHIQUES DE LA PARTIE NW DU MASSIF DE POIANA RUSCĂ (CARPATES MÉRIDIONALES)

(Résumé)

La région qui fait l'objet de notre ouvrage se rattache au massif de Poiana Ruscă, situé à l'extrémité NW de la courbure des Carpates Méridionales. Nos recherches ont envisagé une bonne partie du quartier NW de ce massif.

Notre étude ne prétend guère épuiser les multiples et compliqués aspects géologiques des formations métamorphiques, éruptives et sédimentaires de la région. On a tenté d'acquérir surtout des données concernant la stratigraphie et la tectonique des terrains cristallophylliens, afin de déchiffrer leur évolution anté- et synmétamorphique. L'étude des formations éruptives et sédimentaires s'est proposée spécialement la solution des problèmes non-clarifiés encore par ceux qui ont étudié la région auparavant et aussi de ceux qui nous ont aidé à poursuivre l'évolution de l'empilement des roches cristallines, après le parachevement des processus du métamorphisme régional.

CHAPITRE I—STRATIGRAPHIE ET PÉTROGRAPHIE

Le soubassement de la région est constitué de schistes cristallins épimétamorphiques, qui occupent la plus grande partie de la surface mise en discussion, traversés par des corps magmatiques mis en place avant le Malm (dolérites), pendant le Paléocène—Eocène (banatites) et au cours du Néogène (andésites). Les formations métamorphiques de la partie septentrionale sont recouvertes des dépôts sédimentaires crétacés (Albien? Vraconien—Cénomanien), badéniens, pannoniens, pontiens, de même que des pyroclastites néogènes (tufs soudés rhyolitiques, brèches et agglomérés andésitiques).

I. Formations métamorphiques

Les formations métamorphiques constituent la plus grande partie de la zone étudiée et se rattachent à l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă. La plupart des roches cristallines de la région sont résultées du métamorphisme régional des dépôts marins terrigènes (argileux, argilo-gréseux et gréseux), carbonatiques (en bonne partie récifogènes) et tuffogènes (acides et basiques). Les sédiments initiaux de diverses origines étaient souvent intimement entremêlés, en résultant de roches mixtes (Papiu, 1956; Popescu, 1964; Mureşan, 1964, 1965). Les formations sédimentaires, à présent métamorphisées, étaient traversées, par endroits, des roches magmatiques ultrabasique, basiques et acides (les actuelles métaserpen-

Institutul Geologic al României

tines, métabasites et porphyroïdes); dans la pile sédimentaire étaient intercalées de petites accumulations ferrifères et de sulfures volcano-sédimentaires et aussi des minéralisations hydrothermales de Pb et Cu, actuellement transformées en roches cristallines. Les conditions, au cours du métamorphisme régional, ont déterminé l'apparition, au sein des roches ayant subi ce processus, des paragenèses caractéristiques au faciès des schistes verts.

A). STRATIGRAPHIE

L'établissement des divisions lithostratigraphiques majeures, notamment des séries présentes au NW du massif de Poiana Ruscă et parfois des complexes qu'elles constituent, s'est basé sur la délimitation, au sein de l'empilement de schistes cristallins, des produits appartenant à des stades importants dans l'évolution de la sédimentation, du magmatisme et de la métallogenèse du bassin de sédimentation initial. Les principaux stades de développement de ce bassin, dont les produits sont connus à présent dans cette partie du massif de Poiana Ruscă, employés à l'établissement de la succession stratigraphique, sont: l'arrêt de la sédimentation à dominance terrigène, uniforme au même niveau stratigraphique dans tout le massif de Poiana Ruscă, après laquelle les conditions de sédimentation sont devenues beaucoup plus diverses; l'instalation et la fin du magmatisme extrusif basique; le début et la fin de la récifogenèse; le début du magmatisme acide extrusif.

Les subdivisions des séries cristallines de la région sont les complexes stratigraphiques, délimités soit à partir des critères similaires aux séries, soit à l'aide de certains horizons ou niveaux-repère. Les complexes ont été, à leur tour, divisés en horizons et niveaux stratigraphiques, constitués d'associations lithologiques caractéristiques, à extension variable.

La lithostratigraphie des formations épimétamorphiques est caractérisée par une succession normale, constituée de trois séries, dont celle inférieure (série de Govăjdia) comporte deux complexes terrigènes, surmontés par une série sédimentaire tuffogène basique (série de Ghelar), formé aussi de deux complexes; la troisième série (de Padeş) renferme les plus récentes formations connues dans la pile épimétamorphique, représentées dans la partie inférieure par un complexe carbonatique-terrigène, surmonté par la succession des deux complexes à dominance terrigène, dont le dernier renferme aussi de produits tuffogènes acides.

Les termes lithostratigraphiques de la zone étudiée peuvent être mis en parallèle avec ceux séparés dans l'autre partie du massif de Poiana Ruscă (M a i e r et al., 1964, 1968, a 1969; P a v e l e s c u et al., 1964; K r ă u t n e r et al., r 1961, r 1962, r 1963, r 1964, r 1965, r 1969, 1969, 1973)[1].

La corrélation des données palynologique avec celles d'âge absolu (Pb/Pb et K/Ar) et aussi les parallèles établies avec les régions de développement classique du Paléozoïque supérieur de l'Europe centrale ont permis la datation de la succession lithostratigraphique de l'entière unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă (K r ă u t n e r et al., 1973), à savoir:

série de Bătrîna (Bt) — Paléozoïque prédévonien
série de Govăjdia (Gv) — Dévonien inférieur
série de Ghelar (Gh) — Dévonien moyen et supérieur
série de Padeş (Pd) — Carbonifère inférieur

Entre la succession attribuée au Dévonien-Carbonifère inférieur et celle prédévonienne il y a une discordance prémétamorphique; nous sommes d'avis qu'il est possible que cette

[1] Les rapports sont indiqués par l'année respective précédée par la lettre „r".

Institutul Geologic al României

discordance soit liée aux mouvements calédoniens. Le métamorphisme régional de l'entière succession paléozoïque a eu lieu pendant la phase sudète de l'orogenèse hercynienne. Dans la région étudiée sont développés seulement les termes lithostratigraphiques attribués au Dévonien et au Carbonifère inférieur, notamment les séries de Govăjdia, de Ghelar et de Padeș, entre lesquelles il y a — on l'a déjà démontré — continuité de sédimentation.

1. Série de Govăjdia (Gv) — Dévonien inférieur

Cette série, qui marque le début de la succession dévonienne, renferme les formations inférieures connues dans la région étudiée. La série est constituée surtout de roches de nature terrigène et, à la différence d'autres deux séries supérieures, elle est caractérisée par une homogénéité pétrographique avancée, au sein de chacun des deux complexes stratigraphiques qui participent à sa constitution : en base, le complexe des schistes séricito-chloriteux quartzeux (Gv_1) et le complexe des schistes graphiteux (Gv_2).

a). Complexe des schistes séricito-chloriteux quartzeux (Gv_1)

Ce complexe, qui dépasse 300 m d'épaisseur, trahit un caractère nettement terrigène et une homogénéité du point de vue pétrographique, étant constitué, principalement, de schistes séricito-chloriteux quartzeux et de schistes quartzeux séricito-chloriteux où apparait parfois — — surtout vers la partie supérieure — le graphite. Vers la partie d'en haut du complèxe sont intercalés des paquets minces et discontinus de quartzites rubanés.

b). Complexe des schistes graphiteux (Gv_2)

Ce complèxe s'ensuit en succession normale, en dessus du terme stratigraphique antérieur et touche une épaisseur de 1000—1100 m. Il représente un paquet terrigène à caractère pétrographique unitaire et constant, étant constitué surtout de schistes séricito-chloriteux graphiteux et de schistes séricito-graphiteux. Vers la partie inférieure du complexe apparait une lentille de calcaires ayant une position stratigraphique similaire (M u r e ș a n, 1964) à celle du niveau des calcaires mis en évidence dans la zone de Ferigi-la vallée Valea Bulinesei (niveau des calcaires de Ferigi — K r ä u t n e r et al., r 1962, 1969).

2. Série de Ghelar (Gh) — Dévonien moyen et supérieur

A Poiana Ruscă, la série de Ghelar est normalement disposée sur le terme stratigraphique supérieur de la série de Govăjdia, représenté par le complexe des schistes graphiteux [2].

La série de Ghelar renferme les produits tuffogènes de la principale phase de manifestation du magmatisme basique initial dévonien de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă et aussi des formations terrigènes et carbonatiques synchrones à celui-ci, c'est-à-dire le paquet de roches métamorphiques limitées par les premiers et par les derniers métatufs basiques de la principale phase de ce magmatisme, à l'exception des roches tuffogènes basiques qui apparaissent en tant qu'intercalations sporadiques dans les parties médianes et supérieures de la série de Padeș.

[2] Dans la région étudiée dans cet ouvrage le contact cartographique entre la série de Govăjdia et celle de Ghelar a lieu le long d'une faille orientée NW-SE.

Institutul Geologic al României

A Poiana Ruscă, le déclenchement du magmatisme extrusif basique au cours du Dévonien moyen a été accompagné à la fois d'importants changements des conditions de sédimentation au nord et au sud du bassin de sédimentation, qui, ensuite, vont s'accentuer davantage pendant le Dévonien supérieur, en même temps que le développement de la récifogenèse. Il a été possible de déduire cette chose (K r ä u t n e r et al., 1969) du fait que la série de Ghelar, correspondant à cette phase extrusive basique principale, se développe dans le massif de Poiana Ruscă sous forme de deux faciès importants : le faciès méridional de seuil, connu dans la zone de Teliuc-Vadu Dobrii-Ruşchiţa, et celui septentrional de bassin (zone de Arănieş-Tomeşti).

Ainsi, dans la zone méridionale de l'unité épimétamorphique, la série de Ghelar touche d'épaisseurs minimales (400—1500 m), est riche en roches tuffogènes basiques associées souvent aux calcaires marmoréens et les gîtes de fer apparaissent dans le faciès des carbonates (M a i e r et al., 1964, 1969 ; K r ä u t n e r et al., 1969).

Dans notre région, la série de Ghelar apparait dans le faciès septentrional qui touche ici son développement le plus caractéristique ; dans cette zone les épaisseurs de la série de Ghelar sont maximales, dépassant 7000 m. La série de Ghelar, en faciès septentrional, est constituée de roches terrigènes, où se développent des horizons et des niveaux de roches vertes tuffogènes de même que des intercalations importantes de roches calcaires et dolomitiques. Les roches ferrifères métamorphisées de la région, logées exclusivement dans cette série, constituent des concentrations oxydiques, de type Lahn-Dill.

a). Caracterès pétrographiques

A la constitution de la série de Ghelar participent tous les trois principaux groupes génétiques de roches présents dans la partie NW du massif de Poiana Ruscă : schistes terrigènes, tuffogènes (basiques et acides) et récifogènes (carbonatiques), auxquels s'ajoutent, en tant qu'éléments pétrogaphiques caractéristiques pour cette série, les minerais ferrifères oxydiques en faciès de Lahn-Dill.

Roches terrigènes

Dans cette région, les roches terrigènes sont les plus fréquentes formations au sein de la série de Ghelar, occupant une grande partie de sa colonne stratigraphique. Le matériel originaire de ces roches était varié, représenté par divers mélanges de matériel gréseux quartzeux avec du matériel argileux, quelquefois bitumineux ; dans certaines situations (notament les actueles quartzites noirs), il est possible que les sédiments silicieux initiaux eussent trahit en bonne partie un caractère organogène-lyditique.

En tenant compte des minéraux qui participent à la constitution des schistes terrigènes, on peut distinguer plusieurs types pétrographiques, qu'on peut distribuer d'après l'association mineralogique principale; dans le cadre du même groupe, les variétes lithologiques diffèrent en principal seulement par la variation quantitative des minéraux composants ; la présence du graphite, important indicateur des conditions de sédimentation initiales, impose la séparation des roches graphiteuses en groupes différant en vertu du critère de l'association minéralogique prédominante, où ce sont le quartz, la chlorite et parfois la biotite qui jouent le rôle principal.

Association quartz-séricite-chlorite. L'association quartz-séricite-chlorite est le plus fréquemment rencontrée dans les formations terrigènes de la série de Ghelar. On a distingué — à partir de la participation quantitative de ces minéraux — plusieurs types pétrographiques : quartzites à chlorite et séricite, schistes quartzeux sériciteux à chlorite, phyllites chlorito-quartzeuses à séricite, schistes séricito-chloriteux (les plus fréquents), phyllites sériciteuses à magnétite et chlorite, schistes quartzeux séricito-chloriteux graphiteux.

Institutul Geologic al României

Association quartz-séricite. Les roches terrigènes chez lesquelles on constate la prédominance du quartz et de la séricite, subordonnées à celles caractérisées par l'association quartz-séricite-chlorite, renferment plusieurs types pétrographiques : quartzites à séricite, schistes quartzeux à séricite, schistes sériciteux, phyllites sériciteuses, quartzites graphiteux (noirs), schistes quartzeux graphiteux, schistes séricito-graphiteux, phyllites séricito-graphiteuses.

Association quartz-chlorite. Les roches terrigènes caractérisées par l'association quartz-chlorite sont peu fréquentes dans la région et présentent de faibles variations pétrographiques, étant représentées des quartzites à chlorite et schistes quartzeux chloriteux.

Association quartz-séricite-chlorite-biotite. Bien que la biotite soit subordonnée au quartz, à la séricite et à la chlorite, nous avons pourtant considéré nécessaire la séparation des roches dans lesquelles ce minéral apparait à côté de la chlorite, vu que cette paragenèse se soit formée au cours du métamorphisme régional dans le matériel gréso-argileux seulement en cerstaines conditions de chimisme initial et de PT. Nous envisageons bien sûr seulement les roches dans lesquelles la coéxistence de la chlorite avec la biotite est synmétamorphique, à savoir les cas dans lesquels l'étude microscopique n'indique pas la formation rétromorphe de la chlorite aux dépens de la biotite. A la constitution des roches de cette catégorie participent les quartzites sériciteux à chlorite et à biotite et les schistes quartzeux chlorito-sériciteux à biotite.

Association quartz-séricito-biotite. Les roches caractérisées par cette association sont rarement rencontrées dans la région, dans la partie médiane et supérieure de la série de Ghelar ; elles sont représentées par des quartzites noirs graphiteux à séricite et biotite et par des schistes quartzeux graphiteux à séricite et biotite.

Roches tuffogènes basiques

Les roches tuffogènes basiques représentent des formations caractéristiques à la série de Ghelar, présentes dans le cadre de celle-ci à plusieurs niveaux ; de petites concentrations ferrifères de type Lahn-Dill et des sills de roches basiques métamorphisés apparaissent associées du point de vue génétique et spatial à quelques-uns de ces niveaux, l'entier ensemble prouvant la présence des formations volcanogènes intercalées dans la pile sédimentaire de la série de Ghelar. Les schistes verts de la série de Ghelar sont le résultat du métamorphisme des produits tufacés basiques, expulsés au cours de l'activité du magmatisme dévonien initial, qui s'est manifesté surtout par la formation des volcans linéaires sous-marins.

L'activité volcanique étant concomitante à la déposition du matériel sédimentaire proprement-dit, les produits tufacés étaient souvent rendus impurs par des apports terrigènes, engendrant des tufites ; dans le cas des explosions brèves mais très intenses, accompagnées de l'expulsion de grandes quantités de cinérites, se formaient des tufs basiques pratiquement purs. L'existence de tels phénomènes peut être déduite de l'examination des schistes verts, où, à côté de minéraux typiques pour telles roches (chlorite, épidote, albite etc.) apparaissent — en quantités quelquefois appréciables — le quartz, la séricite et parfois la biotite ; il s'agit de soi-disants métatufites basiques, terme introduit par M a i e r et al. (1964) pour les différencier de métatufs basiques proprement-dits. On peut parler — comme d'une expression des relations complexes existant entre le rythme et l'intensité de sédimentation du matériel terrigène et des cinérites basiques — d'une tendance, assez clairement exprimée dans notre région, de dominance nette des métatufs basiques envers les tufites, dans les zones d'épaississement maximal des niveaux tuffogènes, contrairement aux situations souvent constatées dans le cas de leurs zones d'effilement, où les métatufites sont plus fréquents par comparaison à ceux issus des tufs „propres". Autrement dit, dans les zones des appareils volcaniques sous-marins proprement-dits avait lieu l'accumulation massive et rapide du matériel cinéritique et dans les sec-

Institutul Geologic al României

teurs plus éloignés des centres d'émission des volcans sous-marins, l'apport volcanogène, étant plus réduit, était égalé par celui terrigène.

La paragenèse minéralogique caractéristique, pratiquement omniprésente dans les roches tuffogènes basiques de la région, est chlorite-albite-quartz-épidote, auxquels s'ajoutent aussi, assez fréquemment en tant que minéraux typiques pour les roches vertes, l'actinote, le titanite, le rutile, qui sont tous nés par la transformation complexe synmétamorphique des minéraux magmatogènes primaires existant dans le matériel basique. La calcite, fréquemment rencontrée dans les schistes verts, existait aussi dans le matériel tufacé, fait qu'on peut déduire des analyses chimiques dont on dispose; il résultait des cinérites par l'action du bioxyde de charbon de l'eau marine (provenant, le plus probablement, même des éruptions volcaniques sous-marines) sur les plagioclases des cinérites, dont le calcium était partiellement ou totalement extrait et se déposait à l'instant comme CO_3Ca même dans les cinérites ayant subi l'action du CO_2. Ce phénomène a affecté des importantes masses de matériel tufacé, si l'on tient compte que la plupart des niveaux tuffogènes sont constitués de schistes verts à calcite.

Les apports non-tuffogènes sont matérialisés dans les métatufites basiques par la séricite, la biotite et par les quantités plus grandes de quartz (le quartz jusqu'à 10—15% peut être considéré comme le résultat des transformations des mélanocrates en chlorite et des plagioclases calco-sodiques en albite, épidote et calcite).

Métatufs basiques. Dans la catégorie des métatufs basiques ont été inclus les schistes chloriteux à albite, les schistes albitiques chloriteux à sphène, les schistes chlorito-épidotiques à albite, les schistes chlorito-actinolitiques à épidote, les schistes chlorito-calcitiques à albite.

Métatufites basiques. On a rattaché aux métatufites basiques les schistes chloriteux à séricite et à albite, les schistes chlorito-calcitiques à albite et à séricite, les schistes chloriteux à séricite et épidote, les schistes chlorito-sériciteux à épidote et biotite, les schistes chlorito-biotitiques, les schistes épidotiques.

Roches tuffogènes acides

On a attribué au groupe des roches tuffogènes les quartzites à albite et séricite qui constituent des intercalations minces, à distribution locale, dans la série de Ghelar.

Roches carbonatiques

Les roches carbonatiques ont une distribution relativement large dans la série de Ghelar, à savoir dans le complexe Gh_2 de celle-ci. On a été porté à conclure — en vertu des études que nous avons effectuées dans la partie NW du massif et de ceux initiées par Kräutner et al. (r. 1960, r 1962) au NE du massif — que dans le complexe Gh_2 de la série de Ghelar sont développées d'importantes masses de roches carbonatiques, situées à deux niveaux stratigraphiques différents : à la partie inférieure, les calcaires et les dolomies de Nandru-Valea Izvorului, et à la partie supérieure — les calcaires et les dolomies de Tomeşti-Groşi. Les roches carbonatiques, qui au NE et à l'E du massif tendent à occuper l'entière colonne lithostratigraphique — à cause de leurs passages latéraux aux roches terrigènes synchrones — se rétrecissent, étant remplacées en bonne partie par les schistes terrigènes. Il y a, chez les roches carbonatiques, une grande variété texturale, structurale et minéralogique (Papiu 1956; Papiu et al., 1963; Popescu, 1964; Mureşan, 1964). On a distingué dans la série de Ghelar, du point de vue pétrographique, de : dolomies, dolomies calcaires, calcaires

Institutul Geologic al României

dolomitiques, calcaires, dont les sous-variétés sont déterminées par la présence ou par l'absence du graphite, des phyllosilicates et du quartz.

b). Stratigraphie

Dans notre région, dans la série de Ghelar — développée exclusivement dans le faciès septentrional — on a distingué deux complexes : en base, le complexe des schistes verts tuffogènes — de Iazuri (Gh_2), attribué au Dévonien moyen, et, à la partie supérieure, le complexe des schistes séricito-chloriteux à intercalations de roches carbonatiques et de métatufs basiques — de Bega (Gh_2), correspondant au Dévonien supérieur.

Complexe des schistes verts tuffogènes — de Iazuri (Gh_1)—Dévonien moyen

Ce complexe, qui renferme une bonne partie des métatufs basiques de la zone étudiée, à Poiana Ruscă se dispose normalement sur le complexe des schistes graphiteux de la série de Govăjdia. A l'extérieur de cette région, où l'on connaît le contact stratigraphique avec la série de Govăjdia, la limite inférieure du complexe Gh_1(et donc de la série de Ghelar) a été tracée au dessous de l'alternance des schistes séricito-graphiteux, séricito-chloriteux et de roches vertes tuffogènes, qui recouvre les formations terrigènes du complexe Gv_2 ; ce paquet de passage de la base du complexe Gh_1 n'apparait jamais au jour dans la zone étudiée, à cause d'une faille oblique. La limite stratigraphique supérieure du terme Gh_1 a été mise tout à coup au dessus d'un niveau caractéristique de métatufs basiques, où sont intercalées les accumulations ferrifères oxydiques métamorphisées (en faciès de Lahn-Dill) à Iazuri et à la cime Găilor. On connaît ainsi, dans l'aire étudiée du complexe Gh_2, vu les motifs tectoniques mentionnés, seulement ses formations médianes et supérieures, qui dépassent ensemble 1200 m d'épaisseur.

La principale caractéristique pétrographique du complexe inférieur de la série de Ghelar est l'abondance de schistes verts constituant des niveaux importants en alternance avec des roches terrigènes, surtout des schistes séricito-chloriteux quartzeux. Les roches carbonatiques constituent des apparitions tout à fait sporadiques et insignifiantes. Les minerais ferrifères oxydiques (volcano-sédimentaires), associés aux niveaux tuffogènes, sont caractérisés par la présence fréquente du spessartin.

L'analyse palynologique (effectuée par Violeta Iliescu) d'une dolomie calcaire grise, récolté par nous du forage 15 de la vallée de Iazuri, a mis en évidence quelques formes d'une plus large circulation stratigraphique (*Leiotriletes* sp., *Granularisporites* sp., *Punctatisporites* sp., *Acanthotriletes* sp.), à côté de formes spécifiques au Dévonien : *Retusotriletes* sp., *Emphanisporites* sp., *Leiotriletes simplex* Naum, *L. minutus* (Knox) Pot., *L.* cf. *marginalis* Mc. Gregor, *Geminospora* sp., cf. *Archaeozonotriletes* sp.,; la présence des dernières trois formes spécifiques au Dévonien moyen dans cette association justifice (à côté de parallèles lithologiques s'imposant au Dévonien de l'Europe centrale) l'attribution d'un tel âge au complexe Gh_1 (Kräutner et al., 1973).

Complexe des schistes séricito-chloriteux à intercalations de roches carbonatiques et de métatufs basiques — de Bega (Gh_2) — Dévonien supérieur

Ce complexe surmonte en succession normale le terme précédemment décrit. La limite d'entre les deux complexes est placée justement au dessus du niveau tuffogène basique de

Institutul Geologic al României

Iazuri et de la colline Găilor. La limite supérieure du complexe a été tracée au dessus de l'horizon des roches vertes (horizon Tomești-Groși), bien développé aux alentours de la localité de Tomești. Le complexe dont on s'occupe, délimité de cette manière, dépasse 6000 m d'épaisseur.

La principale caractéristique pétrographique du complexe est donnée par la prédominance des schistes séricito-chloriteux (donc des roches terrigènes) ou sont intercalées, à différents niveaux, des bandes minces de métatufs basiques et des bancs épais de dolomies et de calcaires (calcaires et dolomies de Nandru-la vallée Izvorașului — à la partie inférieure — et de Tomești-Groși — à la partie supérieure).

3. Série de Padeș (Pd) — Carbonifère inférieur

La série de Padeș recouvre en succession normale la série de Ghelar; on a attribué à celle-ci toutes les formations sédimentogènes épimétamorphiques supérieures par rapport à la série antérieurement décrite. C'est la prédominance des formations terrigènes, dont la partie inférieure renferme de grandes masses de roches à dominance dolomitique, qui est la principale caractéristique pétrographique de ce terme stratigraphique; dans les zones supérieures de la série apparaissent des niveaux de métatufs acides, intercalés aussi dans les roches terrigènes.

a). Caractères pétrographiques

La série de Padeș est généralement constituée de types pétrographiques similaires à ceux de la série de Ghelar, notamment de roches terrigenes, carbonatiques et tuffogènes. En ce qui concerne les rapports quantitatifs existant entre ces groupes de roches, on peut faire l'observation que les schistes terrigènes représentent les formations dominantes de cette série, surtout dans les parties médianes et supérieures de celle-ci; les roches carbonatiques touchent un développement plus grand dans le complexe inférieur (Pd_1) de la série de Padeș et il est à mentionner qu'elles y passent aussi latéralement vers des roches terrigènes. Les schistes tuffogènes, représentés en principal par des métatufs et des métatufites acides, sont nettement subordonnés du point de vue quantitatif aux deux groupes de roches mentionnés et apparaissent principalement dans le complexe Pd_3.

Roches terrigènes

De même que pour la série de Ghelar, les plus fréquentes roches terrigènes sont celles caractérisées par l'association quartz-séricite-chlorite, avec la prédominance des schistes séricito-chloriteux ± quartzeux. Les schistes graphiteux sont plus fréquents vers les parties inférieures de la série, dans les zones où les roches carbonatiques ont été remplacées par des formations terrigènes; cette répartition est encore un argument plaidant pour un passage normal existant entre la série de Ghelar et celle de Padeș, puisque les roches graphiteuses abondent dans la partie supérieure de la première série mentionnée (dans l'horizon de Tomești-Groși).

Asociation quartz-séricite-chlorite. Les roches caractérisées en principal par l'association quartz-séricite-chlorite, connues à presque tous les niveaux de la série de Padeș, sont représentées par des schistes quartzeux séricito-chloriteux, schistes séricito-chloriteux, schistes séricito-chloriteux graphiteux et phyllites sériciteuses à chlorite et à magnétite.

Institutul Geologic al României

Association quartz-séricite. On a affaire à des roches relativement variées, dans lesquelles apparait souvent le graphite. Nous y avons distingué de: quartzites, quartzites à séricite, phyllites sériciteuses, phyllites sériciteuses à magnétite, quartzites noirs graphiteux, schistes quartzeux graphiteux, schistes quartzeux séricito-graphiteux, schistes séricito-graphiteux.

Association quartz-séricite-chlorite-biotite. Les roches où, à côté du quartz, chlorite et séricite, apparait la biotite, sont assez fréquentes au sein de la série de Padeș (surtout dans les complexes Pd_2 et Pd_3). Le plus souvent, la biotite ne peut être observée que seulement au microscope, du fait tant de ses apparitions, faibles du point de vue quantitatif, que de ses dimensions fréquemment réduites. Il est à mentionner, de même que pour les roches à biotite de la série de Ghelar, qu'il s'agit d'une coéxistence synmétamorphique (paragenèse) de la chlorite avec la biotite; les cas de chloritisations de la biotite de ces roches sont liés à des phénomènes et déformations ultérieures par rapport aux principaux processus de métamorphisme régional. La composition minéralogique des roches à biotite est relativement variable; la plupart peuvent être rattachées au type des schistes chlorito-sériciteux à biotite.

Association quartz-séricite-biotite. Les roches quartzeuses à séricite, dans lesquelles apparait la biotite, ont été rarement rencontrées dans cette région, à l'état de minces intercalations dans les complexes Pd_1 et Pd_2.

Roches carbonatiques

Les formations carbonatiques de la série de Padeș constituent à Poiana Ruscă les massifs à dominance dolomitique de Hunedoara et Luncani, rattachés, du point de vue stratigraphique, au complexe Pd_1, où l'on peut saisir les passages faciaux de ces massifs vers les roches terrigènes synchrones; dans les autres deux complexes de la série de Padeș, les roches carbonatiques apparaissent sporadiquement. Dans le cadre du groupe carbonatique on distingue des roches dolomitiques, dolomitiques calcaires, calcaires dolomitiques, roches calcaires (calcaires quartzeux, calcaires à quartz et séricite, calcaires à séricite et albite, calcaires à quartz et chlorite) et roches carbonatiques quartzeuses (roches calcaire-rquartzeuses, roches calcaire-dolomito-quartzeuses, roches quartzeuses calcaire-dolomitiques).

Roches tuffogènes acides

La série de Padeș renferme la plupart des produits tuffogènes acides présents dans l'empilement cristallophyllien de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă. Par comparaison avec les formations terrigènes et carbonatiques, les roches tuffogènes acides occupent des volumes lithologiques réduits. Malgré tout cela, les produits tuffogènes mentionnés ont souvent une grande importance lithostratigraphique, vu que — étant groupés pour la plupart dans les parties supérieures de la série de Padeș, sous forme d'horizons-repère — ils ont aidé à la séparation d'un complexe supérieur dans le cadre de cette série (complexe Pd_5).

La principale caractéristique minéralogique rencontrée d'habitude chez ces roches est donnée par le quartz, le feldspath (le plus souvent l'albite) et la séricite, auxquels parfois s'ajoutent en quantités réduites le feldspath potassique (quelquefois microclin), la chlorite, la biotite, l'épidote, l'apatite, la tourmaline, la calcite, l'hématite et la pyrite. A partir des rapports quantitatifs, on distingue plusieurs groupes de roches tuffogènes acides: quartzo-feldspathiques (quartzites à albite, schistes quartzeux albitiques, schistes quartzeux albitiques à biotite), quartzo-feldspatho-séricitiques et séricitiques.

Institutul Geologic al României

Roches tuffogènes basiques

Les roches tuffogènes basiques constituent des apparitions sporadiques dans la série de Padeş, se présentant comme des intercalations minces dans les complexes Pd_2 et Pd_3 (dans ces derniers les schistes verts sont connus à la proximité de l'extrémité SW de la zone étudiée). Les schistes verts de la série de Padeş ont d'habitude un caractère tufitogène, fait confirmé par la présence du quartz, en grande quantité, et parfois de la séricite.

b). Stratigraphie

Les subdivisions stratigraphiques de la série de Padeş ont été établies après avoir été décélés les produits des moments importants survenus dans le bassin de sédimentation : la fin du deuxième stade important de la récifogènèse de la région, correspondant au massif dolomitique de Luncani, et le déclenchement de la phase paroxysmale du magmatisme acide extrusif (intervenu quelque temps après la fin de la récifogenèse). On a pu distinguer ainsi trois complexes stratigraphiques, dont la succession normale (de haut en bas) est la suivante : complexe des schistes séricito-chloriteux et des dolomies de Hunedoara-Luncani (Pd_1) ; complexe des schistes séricito-chloriteux supradolomitiques (Pd_2) — de Gladna ; complexe des schistes séricito-chloriteux et des métatufs acides (Pd_3) — de Leşnic.

Au SE de la Crivina de Sus, dans les phyllites intercalées dans les roches carbonatiques du côté de la base du complexe inférieur (Pd_1) de la série de Padeş, Maier et al. (1968) ont cité la suivante association de myospores, déterminée par Violeta Iliescu : *Ahrensisporites* sp., *Leiotriletes gulaferus* Pot.-Kremp. *Leiotriletes* cf. *adnatus* Koosanke, *Dicctyotriletes trivialis* Naum., *Lycospora* sp., *Granulatisporites* sp. ; excepté les dernières trois formes, qui ont une circulation stratigraphique plus large, les autres sont spécifiques au Carbonifère. Le fait que lesdéterminations K/Ar indiquent le métamorphisme régional du cristallin épimétamorphique de Poiana Ruscă à la fin du Carbonifère inférieur, corrélé à la présence des formes carbonifère à la base de la série de Padeş, prouvent indubitablement que celle-ci s'est formée au cours du Carbonifère inférieur, fait que nous avons récemment souligné dans un ouvrage en collaboration (Kräutner et al., 1973).

Complexe des schistes séricito-chloriteux et des dolomies de Hunedoara — Luncani (Pd_1)

Ce complexe, normalement disposé sur la série de Ghelar, renferme les roches carbonatiques de Luncani et de la zone de Pietroasa-Crivina de Sus-Poieni-Fărăşeşti et aussi les schistes terrigènes synchrones à celles-ci. La limite inférieure du complexe s'avère coïncider avec celle de la série de Padeş (analysée auparavant) ; la limite supérieure correspond à la fin du deuxième stade récifogène du massif de Poiana Ruscă, la limite cartographique étant placée au dessus d'un niveau de quartzites noirs qui recouvre autant les dolomies de Luncani que les schistes terrigènes équivalents à celles-ci. L'épaisseur du complexe délimité de cette manière varie entre 1700 et 4500 m. Les plus grandes épaisseurs ont été constatées dans la zone de développement maximal du massif dolomitique de Luncani. Les épaiseurs minimales sont observables dans les zones où les roches carbonatiques ont été complètement remplacées en tant que faciès par des schistes terrigènes (Mureşan, 1965, 1966, 1968). Nous avons expliqué cette situation par l'augmentation beaucoup plus rapide sur la verticale (d'environ 3 fois) des formations de la barrière récifogène de Luncani par rapport aux sédiments terrigènes (pélito-psamitiques) synchrones, du point de vue stratigraphique, à ceux-ci.

Institutul Geologic al României

Du point de vue pétrographique, le massif carbonatique de Luncani, dont la pétrographie et la lithologie ont été détaillement étudiées par P a p i u et al. (1963 1964), et par P o p e s c u (1964) est constitué de dolomies, dolomies calcaires, calcaires dolomitiques, calcaires, roches carbonatiques quartzeuses et quartzites carbonatiques, où sont intercalés des quartzites noirs, schistes calcaires, phyllites et schistes séricito-chloriteux, phyllites sériciteuses, phyllites et schistes graphiteux etc. Dans cette complexité pétrographique ce sont les roches dolomitiques qui dominent nettement.

Les roches carbonatiques de Luncani passent latéralement à des schistes terrigènes (schistes séricito-chloriteux ± quartzeux, schistes et phyllites séricito-graphiteux, schistes chlorito-sériciteux graphiteux etc). Selon ce qu' ont montré aussi P a p i u et al. (1963, 1964) les calcaires passent surtout à des schistes par l'intermède des calcaires lités à silicates et schistes calcaires, tandis que les dolomies passent latéralement à des roches terrigènes par l'intermède des dolomies quartzeuses et quartzites dolomitiques. Le passage facial brusque existant entre les formations carbonatiques et celles schisteuses a autorisé P a p i u (1956) d'attribuer aux premières l'origine récifale, opinion étayée par P a p i u et al. (1962, 1963, 1964) et P o p e s c u (1964) par de nouveaux arguments offerts par le lever pétrographique détaillé autant du massif dolomitique de Luncani que de celui de Hunedoara aussi.

Le lever détaillé du massif dolomitique de Luncani nous a montré l'existence des deux horizons importants de roches carbonatiques, séparés constamment par des formations terrigènes (schistes et phyllites chlorito-sériciteuses et parfois des quartzites noirs) : les dolomies inférieures et supérieures de Luncani. Etant donnée l'absence des repères stratigraphiques, il a été impossible de trouver, pour ces horizons carbonatiques, un équivalent cartographique, à extension régionale, dans la masse des schistes terrigènes synchrones à ceux-ci.

Complexe des schistes séricito-chloriteux supradolomitiques (Pd_2) — de Gladna

Il surmonte normalement les formations terrigènes et celles carbonatiques du complexe Pd_1. Sa limite inférieure correspond aux quartzites noirs de la partie supérieure du complexe Pd_1 et la limite supérieure — à la base de l'horizon des métatufs-de Bordaru-appartenant au complexe Pd_3. L'intervalle de formation du complexe commence donc à la fin du deuxième stade de la récifogenèse de Poiana Ruscă (qui a engendré de dolomies de Hunedoara-Luncani) et au début de la principale activité extrusive du magmatisme acide de cette partie du massif de Poiana Ruscă.

Dans le cadre de ce complexe à dominance terrigène on peut saisir d'importantes variations d'épaisseur (M u r e ș a n , 1965, 1966), contrairement à ce qu'on a constaté dans le complexe précédemment décrit : dans les zones d'épaisseur maximale des formations récifogènes (du complexe Pd_1), le paquet dont on s'occupe touche des épaisseurs minimales (1700 m), tandis que ses épaisseurs maximales (dépassant 4000 m) apparaissent dans les zones d'en-dessous desquelles sont logées les roches terrigènes synchrones aux carbonatites de Luncani. Cette chose est explicable par la forte dénivellation du fond sous-marin, existant lorsque la récifogenèse eût pris fin, la barrière récifale constituant une zone fortement élevée, qui dominait nettement les zones adjacentes, où se développaient les formations terrigènes synchrones aux formations carbonatiques. Sur les zones élevées, les sédiments terrigènes, qui se déposaient ultérieurement, étaient beaucoup plus minces que ceux des zones profondes, voisins à la barrière.

Dans cette région, dans les formations du complexe, prédominent nettement les roches terrigènes (représentées par les schistes séricito-chloriteux ± quartzeux ± biotite, schistes

Institutul Geologic al României

séricito-graphiteux), sporadiquement accompagnées par des calcaires, dolomies, métatufs basiques et acides, quartzites noirs.

Complexe des schistes séricito-chloriteux et des métatufs acides (Pd_3) — de Leşnic

Ce complexe renferme la partie supérieure connue de la pile des schistes cristallins de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă. La limite inférieure de ce terme est située à la base d'un important horizon de métatufs acides (horizon de Bordaru). Dans notre zone, l'épaisseur connue du complexe Pd_3 dépasse 1000 m.

Le paquet dont nous nous occupons est constitué, dans la plus grande partie, de schistes terrigènes (schistes séricito-chloriteux, schistes séricito-graphiteux, phyllites) et de roches tuffogènes acides; sporadiquement apparaissent aussi des calcaires rubanés.

A la base du complexe, on distingue l'horizon de Bordaru, épais de 100—250 m, constitué de métatufs acides, associés parfois à des calcaires minces; dans cet horizon sont localisés des minerais pyriteux volcano-sédimentaires métamorphisés, de Dîmbul cu Fier (Mureşan, 1966, 1968). Au dessus de celui-ci il y a une pile (plus de 900 m d'épaisseur connue) des roches terrigènes, généralement séricito-chloriteuses, où sont intercalées des lentilles et des couches minces de calcaires et de métatufites acides.

B). MAGMATISME

La pile dévonien-carbonifère inférieure épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă, englobant aussi notre région, renferme de nombreuses intercalations de métatufs et de corps de roches éruptives métamorphisées. Ces produits magmatogènes démontrent que dans le bassin de sédimentation où se formaient les roches initiales, a eu lieu une activité magmatique relativement intense, qui s'est manifestée d'une manière tant bien extrusive qu'intrusive aussi.

1. Evolution d'ensemble

Le déchiffrement de la succession des formations actuellement métamorphisées a permis d'établir la position stratigraphique occupée par les métatufs et aussi des niveaux jusqu'auxquels sont incluses les roches métaéruptives. On a distingué deux principaux cycles magmatiques, déroulés en plusieurs phases successives (Kräutner, 1964; Mureşan, r 1965 1968; Kräutner et al., 1969); chaque cycle est caractérisé, outre le temps de manifestation, par des particularités pétrographiques, chimiques et métallogéniques propres.

Le premier cycle s'est déroulé au cours du Dévonien moyen et supérieur, lorsque s'est formée la série de Ghelar. Les produits magmatogènes nés dans ce temps-là attestent le caractère à dominance basique de l'activité magmatique correspondante.

Le deuxième cycle a eu lieu pendant le Carbonifère inférieur, en même temps que la déposition des parties médianes et supérieures de la série de Padeş. Les roches magmatogènes appartenant à ce cycle sont, dans leur majeur partie, acides.

Les produits basiques et acides formés au cours des deux cycles constituent ,du point de vue pétrographique, deux provinces pétrographiques distinctes (Kräutner, 1963, 1964; Mureşan, r 1965, 1968): la province du magmatisme basique et celle du magmatisme acide. Les données d'ordre pétrographique et chimique indiquent des sources magmatiques de provénance différente pour les deux provinces mentionnées (Mureşan, r 1965, 1968; Kräutner et al., 1969); les plus importants arguments plaidant pour cette posi-

Institutul Geologic al României

tion sont l'absence des termes intermédiaires entre les produits typiques basiques et acides et aussi le fait que les deux provinces correspondent, en général, aux deux importants cycles de manifestation magmatique successive au cours du Dévonien et du Carbonifère inférieur. On a accepté donc que les roches magmatiques basiques ont eu une origine simatique et celles acides une origine sialique (acceptée aussi pour la série de Tulgheș des Carpates Orientales — Mureșan, 1968 b).

a). Cycle du magmatisme dévonien moyen et supérieur

Au cours du Dévonien moyen et supérieur, pendant la formation de la série de Ghelar, s'est déroulé — on l'a déjà montré — un magmatisme relativement intense, à caractère basique prédominant. Ce cycle correspond à la période d'activité maximale du magmatisme basique et à des phases précurseures du magmatisme acide. Les roches magmatogènes sont représentées surtout par des produits tuffogènes, celles de nature intrusive étant bien plus rares et moins développées.

Selon la répartition et la fréquence des tufs tuffogènes, le cycle du magmatisme Dévonien moyen et supérieur peut être divisé en deux phases importantes, correspondant aux complexes Gh_1 et Gh_2 de la série de Ghelar.

La première phase s'est déroulée au cours du Dévonien moyen, renfermant les niveaux cinéritiques basiques du complexe Gh_1, développés dans la zone de Iazuri-le sommet Găilor. Il a été prouvé qu'il y a deux horizons importants de roches vertes, dont le supérieur renferme aussi les accumulations ferrifères oxydiques type Lahn-Dill, connues à Iazuri et au sommet d'Alunul (Găilor).

La deuxième phase s'est développée pendant le Dévonien supérieur, lorsque s'est accumulée une pile épaisse de sédiments terrigènes et carbonatiques, où sont intercalés des niveaux, généralement minces, de tufs basiques et rarement de métatufites acides, l'entier ensemble constituant le complexe Gh_2 de la série de Ghelar. A la différence de la première phase, dont les produits sont concentrés dans une colonne lithologique peu épaisse, la deuxième phase renferme des roches magmatogènes dispersées au sein d'une pile terrigéne-carbonatique bien épaisse, fait qui prouve qu'entre les moments éruptifs s'interposaient des longues périodes de calme, caractérisées par d'importantes accumulations de matériel carbonatique et terrigène. Pendant cette phase, sur le territoire de la région étudiée se sont formées aussi les premières intrusions de roches à caractère gabbroïde et les intrusions subordonnées à caractère ultra-basique (péridotitique).

Les données acquises en terrain montrent que, dans la plupart des cas, les roches intrusives basiques et ultrabasiques apparaissent soit associées aux niveaux tuffogènes basiques, soit à leur proximité, à l'état de sills. Nous sommes d'avis que cette situation ne représente pas une coïncidence accidentelle de la position spatiale des cinérites avec celle des intrusions, mais encore une conséquence du fait que les principaux moments extrusifs étaient accompagnés par des intrusions consanguines; par conséquence, les sills des roches basiques et ultrabasiques, localisés à des niveaux stratigraphiques différents, sont hétérochrones, ceux intrus dans la partie supérieure de la série de Ghelar (de l'horizon de Tomești-Groși) étant plus jeunes que ceux de sa partie médiane (les métabasites de la vallée Valea Izvorașului).

Pendant la deuxième phase, dans cette région ont eu lieu les premières extrusions de matériel cinéritique acide, qui ont engendré d'actuels quartzites feldspathiques constituant des intercalations sporadiques dans la partie médiane du complexe. Gh_2.

Institutul Geologic al României

Quelques-uns des niveaux plus importants de roches vertes du complexe Gh_2 s'associent aux accumulations ferrifères de type Lahn-Dill, situées dans la partie médiane du complexe Gh_2 et dans sa partie supérieure, à l'horizon de Tomeşti-Groşi.

Les plus importants moments éruptifs, qui ont déclenché la formation d'importantes masses de matériel tuffogène basique, ont eu lieu vers la fin du Dévonien supérieur, pendant la déposition de l'horizon de Tomeşti-Groşi, qui marque la fin de la série de Ghelar.

b). Cycle du magmatisme Carbonifère inférieur

Ce cycle renferme la deuxième période de manifestation du magmatisme hercynien prémétamorphique, caractérisée par la prépondérance des produits acides et qui comporte dans cette région, deux phases, les deux déroulées au cours du Carbonifère inférieur, leurs produits étant placés dans la série de Padeş. Entre les deux cycles s'interpose un assez long intervalle de temps d'assoupissement de l'activité magmatique, correspondant au complexe Pd_1, pratiquement privé de produits magmatogènes.

La I-ème phase est liée principalement à l'activité à caractère dominant intrusif du magmatisme acide, qui s'est manifestée pendant la formation du complexe Pd_2.

Dans la zone étudiée, les roches magmatogènes acides de cette phase sont représentées par les dykes de métarhyolites au sud de Gladna Montană et Luncani et aussi par un dyke de métakératophyres quartzifères au NNW de la cime de Brăinul Mare; on rattache à la même phase l'apparation de métatufs acides de la vallée de Băniţa (ESE de Glanda Montană) du complexe Pd_2. A la proximité de notre région, au sud de la cime de Brăinul Mare, apparait une importante bande de métatufites kératophyriques, traversés par des métagabbros, les derniers étant consanguins aux roches vertes qui apparaissent sporadiquement dans le complexe Pd_2 (S et SW de Luncani et au S de Gladna Montană). Les roches magmatogènes basiques mentionnées représentent des recrudescences du magmatisme basique, dont l'activité maximale avait eu lieu pendant la formation de la série de Ghelar.

Il est possible que les apparitions hydrothermales métamorphisées de galène et de baritine de SE de Romăneşti appartiennent à cette première phase du magmatisme carbonifère inférieur, vu qu'elles diffèrent du point de vue minéralogique et en ce qui conerne les isotopes du plomb de la galène par rapport aux gites plombo-zincifères de NE de Poiana Ruscă liés aux porphyroïdes de la II-ème phase (zone de Muncelul Mic; Kräutner, 1963, 1964) du même magmatisme.

La II-ème phase du cycle magmatique carbonifère inférieur s'est déclenchée en même temps que la formation du complexe Pd_3 de la série de Padeş. Dans le périmètre stricte de notre région, à cette phase se rattachent les roches tuffogènes acides, à caractère en général rhyolitique, groupées au sein de l'horizon de Bordaru de la base du complexe Pd_3, et aussi les apparitions sporadiques de métatufs acides logées plus en haut du même complexe.

Immédiatement au SW de notre région, dans le bassin supérieur de la vallée de Nădrag, on connaît aussi des apparitions de roches tuffogènes vertes représentant des manifestations tardives du magmatisme basique. Dans la partie NE du massif de Poiana Ruscă, les métatufs acides de la II-ème phase sont traversés des dykes, porphyroïdes rhyolitiques (zone de Muncelu Mic-la vallée de Dobra; Kräutner, 1963).

Dans notre zone, le magmatisme acide de la II-ème phase a été accompagné d'une métallogenèse spécifique, à laquelle s'attachent les accumulations pyriteuses volcano-sédimentaires métamorphisées de Dîmbul cu Fier, localisées dans les roches tuffogènes acides de l'horizon de Bordaru.

Institutul Geologic al României

2. Caractères pétrographique et chimiques

Selon ce qu'on a déjà montré, du point de vue pétrographique les produits du magmatisme hercynien prémétamorphique se rattachent à deux provinces pétrologiques distinctes : la province du magmatisme basique et la province du magmatisme acide.

a). Province du magmatisme basique

L'activité du magmatisme initial basique, dont les phases paroxysmales ont eu lieu dans l'intervalle correspondant à la série de Ghelar, s'est déroulée en liaison avec la formation des fractures directionnelles profondes dans le soubassement du géosynclinal, qui ont permis l'ascension des magmas simatiques vers la surface. Ce conditionnement géotectonique a déterminé aussi le type linéaire des éruptions basiques, les extrusions de matériel tufacé ayant lieu le long de plusieurs alignements parallèles à de telles fractures.

Le matériel cinéritique, émis la plupart des cas en même temps le long de différents alignements volcaniques, pouvait couvrir de grandes surfaces du fond marin, fait suggéré aussi par l'extension régionale à Poiana Ruscă de plusieurs niveaux et horizons riches en roches vertes tuffogènes.

Caractères pétrographiques

Dans la région étudiée, à la province du magmatisme basique hercynien se rattachent les roches métaéruptives gabbroïdes, métaserpentinites vehrlitiques et roches tuffogènes basiques. Parmi celles-ci, les roches tuffogènes basiques sont les plus fréquentes, soulignant le caractère à dominance extrusive de l'activité magmatongène discutée.

Métagabbros. Dans notre région, Savu (r 1953) a mentionné et décrit des apparitions de roches basiques métamorphisées, dont les analyses chimiques leur confèrent un caractère gabbroïde (Mureşan, 1968). Les métagabbros constituent des sills coincés dans la partie médiane du complexe Gh_2 et dans sa partie supérieure (dans l'horizon de Tomeşti-Groşi).

Dans les métagabbros apparaissent des quantités appréciables de hornblende vert bleuâtre, chlorite, plagioclase, épidote, clinozoïzite ; le quartz, la calcite, la hornblende brune la biotite, le titanite, l'ilménité, le magnétite, le zircone et l'apatite peuvent apparaître aussi mais sporadiquement et en quantités subordonnées. Le groupe de ces minéraux est en principal le résultat des processus de métamorphisme régional qui ont transformé les paragenèses initiales relativement simples des gabbros, dans une association minéralogique complexe polystadiale ; le pyroxène, la hornblende et le plagioclase — les principaux minéraux des gabbros — ont été d'habitude entièrement transformés. Leur place a été prise par les minéraux plus stables dans les nouvelles conditions thermodynamiques existant pendant le métamorphisme régional ; parfois, dans les zones centrales des corps de métabasites, ces recristallisations n'ont pas totalement effacé la structure magmatique initiale, les mélanocrates et les plagioclases initiaux étant pseudométamorphisés par les minéraux plus jeunes. Les termes minéralogiques finaux des processus de transformation sont représentés par la chlorite, l'albite, l'épidote, le clinozoïzite, la calcite, le titanite, le quartz. Les transformations minéralogiques synmétamorphiques n'ont pas été parachevées, de sorte qu'on saisit la coéxistence des minéraux spécifiques pour un degré de métamorphisme plus haut (hornblende vert-bleuâtre) avec ceux caractéristiques pour un métamorphisme d'un degré plus bas. Cette situation signifie que les métagabbros ne sont pas complétement adaptés aux conditions thermodynamiques dont l'influence a déter-

Institutul Geologic al României

miné l'adaptation totale des roches terrigènes et tuffogènes basiques renfermant les métagabbros. L'adaptation incomplète de ces roches métaéruptives basiques aux conditions du métamorphisme régional est due à la structure compacte initiale (fait qui a entravé la circulation des solutions aqueuses hydrothermal-métamorphiques) et des quantités d'eau réduites existant au début dans les gabbros. Les situations constatées montrent aussi que le pyroxène initial ne passe pas directement à la chlorite, néanmoins il se transforme tout d'abord en hornblende vert-bleuâtre, qui est ensuite, à son tour, chloritisée. La transformation de ce type a été expliquée (Turner et Verhoogen, 1960) par le fait que la différence d'édifice cristallin entre les pyroxènes et la chlorite est très grande, de sorte que le passage de l'un à l'autre se fasse à l'aide de l'amphibole.

Métaserpentines vehrlitiques. Ces roches, de couleur noirâtre et a structure massive, sont constituées de minerais serpentiniques (antigorite, crysotile), pyroxène monoclinique (augite), chlorite (clinochlore), magnétite et talc; Papiu (1956) et Popescu (r 1961) font aussi mention de la présence des restes d'olivine, de l'ouralite et de l'actinote.

Dans les roches étudiées on peut observer des parties serpentiniques, à structure cellulaire, contournées d'une matrice reticulaire antigoritique à structure diffuse ou rectangulaire, caractérisée par une fine cristallinité des minéraux constituants. La structure cellulaire représente une structure initiale prémétamorphique, liée au processus de serpentinisation des roches décrites. Pendant les processus de métamorphisme régional, la structure cellulaire a été partiellement détruite et s'est formée, à la suite d'un processus de recristallisation, la matrice fine antigoritique mentionnée. Celle-ci a été, à son tour, partiellement talcitisée ou chloritisée.

Caractères chimiques

En vue de préciser l'origine des roches magmatogènes métamorphisées de la région, ont été effectuées des analyses chimiques de silicates sur tous les principaux types de telles roches. Les résultats analytiques acquis ont été travaillés d'une manière complexe, selon diverses méthodes de la littérature classique (méthodes Niggli, Rittmann, Zavaritzki, Semenenko) et on a calculé ainsi une série de paramètres, à l'aide desquels on a pu obtenir : la certitude que les roches analysées sont en effet de nature magmatogène, les types magmatogènes primaires ; le type et l'évolution des produits de différenciation magmatique ; le déchiffrement des liaisons de consanguinité entre les divers groupes de roches magmatogènes.

Nous avons employé, pour la première fois, la combinaison et la selection de diverses méthodes favorables à la solution des problèmes cités en haut chez les roches magmatogènes du cristallin des Carpates Orientales, qui nous ont mené à des résultats concluants, plaidant pour l'application de la méthodologie choisie dans le cas de la région étudiée aussi. La méthodologie complexe appliquée a été reclamée, premièrement, par le fait que les roches analysées ont été sujettes au métamorphisme régional, qui a engendré d'associations de minéraux nouveaux, dont l'étude n'a pas toujours offert des données précises sur les types pétrographiques primaires.

Nous avons été obligés d'effectuer les calculs pétrochimiques des analyses de roches tuffogènes basiques soit en éliminant le CaO correspondant au CO_2 (correction pour la calcite), soit en renonçant à cette correction. Dans la première variante, les paramètres acquis n'ont pas permis, en beaucoup de cas, l'encadrement de ces roches aux types magmatiques basiques connus ou ils ont été conformes aux roches à chimisme intermédiaire ; la deuxième variante a montré que la majeure partie des roches tuffogènes basiques ont un chimisme gabbroide, les quelques

Institutul Geologic al României

cas de non-encadrement étant dûs au fait que ces roches représentent en réalité des accumulations de matérial cinéritique, parfois impurifié par les apports terrigènes, sur lequel l'eau chargée à CO_2 a pu agir assez intensément, à cause de la porosité existant dans les sédiments tufacés primaires. Ce que nous venons d'exposer montre que le calcium lié dans le carbonate provient du matériel cinéritique initial même et que, dans la plupart des cas, la calcite résultée s'est déposée dans la masse des tufs et des tufites basiques, très rarement en étant éliminée. Cette situation permet de conclure que, pour notre région, les processus de spilitisation (d'enrichissement relatif en albite) sont de nature secondaire et réprésentent en principal le résultat de l'action de l'eau chargée à CO_2 (probablement en bonne partie d'origine volcanique) sur les plagioclases calco-sodiques. Cette conclusion est étayée du fait que, le plus souvent, le CO_2 est absent dans les roches basiques et ultrabasiques et que dans les roches basiques proprement-dites CaO apparait toujours en grandes quantités . C'est donc évident que ces roches, dans leur majeure partie, ont été intruses dans les sédiments à des profondeurs relativement grandes par rapport à la limite sédiments-eau marine, évitant ainsi l'action du CO_2 dissous dans l'eau, fait favorisée encore par leur manque de porosité.

Nous disposons de 9 analyses de roches basiques et ultrabasiques métamorphisées et de 25 analyses de roches vertes tuffogènes. Les paramètres pétrochimiques calculés permettent l'encadrement de la plupart des roches basiques et des métatufs basiques chez les magmas gabbroïdes normaux. Les roches ultrabasiques correspondent surtout à un magma péridotitique. L'inscription des données pétrochimiques sur les diagrammes révèlent la consanguinité et la tendance de différenciation de type calco-alcalin des roches basiques et ultrabasiques considérées. Le fait que la plupart des métatufs basiques de la région ont des compositions chimiques similaires à celles des roches basiques consanguines, montre que — pendant les éruptions intenses et brèves — le matériel tufacé était en général finement grenu, de sorte qu'on peut représenter proportionnellement du point de vue statistique toutes les composantes des roches (éventuellement des laves aussi) basiques pulvérisées. Il faut accepter cependant que ce matériel cinéritique fin se déposait généralement d'une façon non-différenciée, sans l'intervention accusée des agents capables de favoriser la séparation spatiale des certaines composantes des autres, en vertu de leurs particularités physico-chimiques.

b). Province du magmatisme acide

Les produits du magmatisme acide apparaissent — on l'a déjà montré — sporadiquement dans le cadre du magmatisme dévonien et se développent largement pendant le cycle magmatique carbonifère inférieur, qu'ils caractérisent d'ailleurs. Le magmatisme acide, dont la géotectonique est conditionnée par les fractures directionnelles du géosynclinal paléozoique, a eu aussi un caractère linéaire, de même que le magmatisme basique. Le magmatisme acide s'est manifesté tant en intrusion qu'aussi en extrusion, les produits affiliés à cette province étant actuellement représentés par des dykes de roches acides, métatufs et métatufites acides.

Caracteres pétrographiques

Dans le cadre des roches métaéruptives acides de la région, on distingue des rhyolites et des kératophyres quartzifères ; les premières sont probablement antérieures aux dernières — situation argumentée lors de la description du cycle du magmatisme carbonifère inférieur. Les porphyroïdes sont intruses dans les formations du complexe Pd_2 de la série de Padeș.

Métarhyolites. Les porphyroïdes rhyolitiques constituent deux dykes, au sud de Luncani et au sud de Gladna Montană. Leur composition minéralogique est la suivante : quartz, séricite, feldspath potassique, albite et sporadiquement biotite et magnétite. L'évolution des porphyroi-

Institutul Geologic al României

des rhyolitiques de la région est bien similaire à celle des rhyolites métamorphisées du NE du massif, décrites par K r ä u t n e r (1963). Ainsi, dans le stade prémétamorphique, le feldspath potassique magmatique a subi des phénomènes d'albitisation dans une étape magmatique tardive (endométamorophisme), transformation atcuellement concrétisée par les structures relictes schabrett-albite ; au cours du métamorphisme régional, une partie de l'albite qui substitue le feldspath potassique a recristallisé et une partie de l'orthose s'est transormée en microclin, stable dans les conditions du faciès des schistes verts. La pâte initiale de la roche a complétement recristallisé, sous forme de quartz, séricite et albite. La biotite, sporadique dans les roches initiales, a été — à son tour-séricitisée.

Métakératophyres quartzifères. Dans la cime d'entre Brăinul Mare et Brăinul Mic et dans la partie supérieure de la vallée de la Rozalia il y a la terminaison orientale d'un grand dyke de kératophyres quartzifères métamorphysées, s'étendant à l'ouest de notre région, jusqu'au SW de Hăuzești. Ces roches sont caractérisées par une structure porphyrique relicte et par une texture schisteuse. Les phénocristaux visibles à l'oeil nu sont représentés par le quartz violacé lenticulaire (à diamètre de 3-10 m). La matrice schisteuse de ces roches est constituée de quartz et feldspath (orthose et albite), auxquels s'ajoutent des quantités subodonnées de biotite, chlorite, séricite, zoïzite, rutile, sphène et parfois calcite. Dans cette matrice sont plantés les phénocristaux de quartz, albite, feldspath potassique et des agrégats constitués de biotite, magnétite et sphène

Caracteres chimiques

Afin de caractériser les produits magmatogènes acides de la région du point de vue pétrochimique, on a fait l'analyse chimique des porphyroïdes au sud de Gladna et au sud de Luncani et aussi des quelques roches tuffogènes acides de l'horizon de Bordaru. Les données analytiques primaires ont été travaillés à fond à l'aide de la même méthodologie appliquée aux produits du magmatisme basiques, en vue des mêmes buts pétrologiques.

Les paramètres pétrochimiques acquis indiquent des différences relativement importantes entre les porphyroïdes rhyolitiques et ceux kératophyriques et de même la séparation du groupe des roches tuffogènes acides, par suite de l'apport terrigène existant dans ces dernières. Les divers diagrammes de variation dressés révèlent l'histoire pétrogénétique complexe des roches acides analysées, affectées avant le métamorphisme par les transformations magmatiques tardives.

C). MÉTAMORPHISME

Les formations cristallines de la région, de même que celles de l'entière unité métamorphique de Poiana Ruscă d'ailleurs, ont été sujettes au métamorphisme régional progressif ; les âges obtenus par la méthode K/Ar indiquent le déroulement des processus métamorphiques au cours de la phase sudète de l'orogenèse hercynienne (K r ä u t n e r et al., 1973).

1. Les conditions dans lesquelles s'est déroulé le métamorphisme régional des schistes cristallins de la région ont été spécifiques au faciès des schistes verts. La tendance d'augmentation, dans la région, du degré de cristallinité des roches (qui occupent une même position stratigraphique) du N vers le S et de l' W vers l'E indique l'existence d'un passage métamorphique, respectivement d'une faible variation du degré de métamorphisme dans le sens géographique montré. Jointe à la tendance de variation de l'intensité du métamorphisme sur l'horizontale, on a constaté aussi une graduation de cette intensité sur la verticale, ce qu'on peut déduire de l'examen des roches terrigènes et tuffogènes basiques participant à la constitution des différentes entités lithostratigraphiques. Ainsi, les complexes de la partie inférieure de la successsion

Institutul Geologic al României

ne contiennent guère des roches phylliteuses (nous faisons référence aux roches dépourvues de pigment graphiteux, vu qu'il détermine une cristallinité plus fine des schistes respectifs). Dans les complexes médianes et supérieures de la succession des formations métamorphiques, surtout dans la moitié septentrionale de la région, à côté de schistes à cristallinité plus accusée, apparaissent aussi des types phillitеux, parfois même des phyllades (slates). Ce que nous venons de montrer atteste l'existence des isophanes de métamorphisme, qui entrecoupent obliquement la stratification d'ensemble des formations cristallines, fait démontré à l'échelle régionale, pour l'entière unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă (K r ă u t n e r et al., 1969).

2. La recristallisation métamorphique des roches initiales en ensemble a été synchrone au plissement B_1, déroulé pendant la phase sudète. Cette conclusion est étayée par le fait que la plupart des minéraux résultés de la blastogenèse sont disposés selon la schistosité de stratification, qui poursuit les structures plicatives micro-, mezo- et mégascopiques.

3. Le degré de cristallinité a été influencé par le pigment graphiteux dans les roches ou apparaissent, entravant la forte cristallisation des minéraux, d'après ce qu'a montré E s k o l a (fide B a r t h et al., 1939). Les roches carbonatiques graphiteuses sont ainsi plus finement granuleuses en comparaison avec les roches à chimisme similaire. Les schistes terrigènes à graphite sont aussi plus fins, présentant parfois des aspects phylliteux, en comparaison avec les roches terrigènes sans graphite, de leur voisinage.

4. Dans le cadre des roches carbonatiques, on observe que celles à chimisme prédominant dolomitique sont finement granuleuses, comparées à celles calcaires, qui revêtent parfois des faciès marmoréens.

5. Les paragenèses des roches métamorphiques ont été déterminées par le chimisme des minéraux argileux primaires, favorisant l'apparition des pourcentages variables de séricite, chlorite et biotite ; ce dernier minéral a réclamé certains rapports entre K, Fe, Mg et Al, fait résultant de l'alternance des schistes séricito-chloriteux avec les schistes séricito-chloriteux à biotite, constatée quelquefois. Cette conclusion est valable aussi pour le cas des roches vertes tuffogènes et des calcaires à phyllosilicates.

6. L'état physique initial du matériel primaire et premièrement son état d'aggrégation et sa porosité, en corrélation avec les quantités initiales d'eau contenues dans celui-ci, ont déterminé le degré d'adaptation aux nouvelles conditions thermodynamiques spécifiques au métamorphisme régional.

De cette manière, les sédiments terrigènes, tuffogènes et carbonatiques, caractérisés par un degré avancé de porosité et par la présence de l'eau interstitiale, ont pu s'adapter complètement aux conditions du faciès des schistes verts et sont apparues les paragenèses minéralogiques leur étant caractéristiques. Les roches éruptives prémétamorphiques, ayant des structures compactes et de l'eau en quantités réduites, ont trahit — au cours du processus de blastèse — une inertie relative, fait résulté tant de l'existence des minéraux relictes que de la présence d'une phase minéralogique intermédiaire, entre les minéraux anciens et récents, stables dans le faciès des schistes verts.

7. L'étude des paragenèses présentes dans les formations métamorphisées étudiées et leur mode d'encadrement dans les diagrammes ACF et A'KF, révèlent que le métamorphisme régional progressif de la région a été du type d'Abukuma, les roches se rattachant au faciès des schistes verts A 1.1, discuté par W i n k l e r (1967). Cette conclusion est étayée des faites d'observation qui font suite : la coéxistence de la biotite avec la chlorite dans les roches ou l'on observe clairement que les deux minérais sont synchrones ; l'existence, à différents niveaux, d'une pile très épaisse (plus de 15 km d'épaiseur) des intercalations des roches à chlorite et biotite (de sorte que les deux minéraux coéxistent dans toutes les trois séries de la région) ; l'absence du

Institutul Geologic al României

chloritoïde dans les roches à chimisme favorble à l'apparition de ce minéral, ce qui indique la présence des pressions modérées, spécifiques au métamorphisme du type d'Abukuma.

D). ÂGE

L'âge des formations métamorphiques de la région, de même que l'entier cristallin epimétamorphique de Poiana Ruscă, a fait l'objet de maintes controverses, vu que ces formations n'ont été datées que le dernier temps.

Nous avons récemment réussi, dans un ouvrage en collaboration (Kräutner et al., 1973) — utilisant toutes les données palynologiques et d'âge absolu (K/Ar et Pb/Pb) et à l'aide des parallèles lithostratigraphiques avec les formations paléozoïques de l'Europe centrale — d'attribuer aux entités lithostratigraphiques du cristallin de Poiana Ruscă les suivants âges :

série de Bătrîna — Paléozoïque inférieur (prédévonien) ;
série de Govăjdia — Dévonien inférieur ;
série de Ghelar — Dévonien moyen et supérieur ;
série de Padeş — Carbonifère inférieur.

L'âge du métamorphisme régional, à partir des données K/Ar, correspond à la phase sudète de l'orogenèse hercynienne.

II. FORMATIONS ÉRUPTIVES

Dans la zone étudiée, les formations éruptives postmétamorphiques occupent des surfaces restreintes par rapport aux schistes cristallins. Leur âge nous permet de les rapporter à l'éruptif mésozoïque et à celui tertiaire, appartenant en exclusivité aux provinces magmatiques alpines, connues sur le territoire de notre pays.

A). ERUPTIF MÉSOZOÏQUE

Dans la partie NW du massif de Poiana Ruscă apparait une série de roches éruptives basiques, constituant des corps filoniens et de petits dykes, orientés NE-SW. La comparaison avec les produits magmatiques similaires des monts Drocea indique la formation des roches doléritiques de la région avant le Malm.

Du point de vue pétrographique, ces roches sont représentées par des dolérites et dolérites porphyriques. Les associations et les paragenèses minéralogiques existant dans les dolérites et aussi les relations entre les minéraux primaires et ceux secondaires attestent l'évolution complexe de ces roches après leur consolidation, sous l'influence des fluides hydrothermaux consanguins (hydrométamorphisme magmatique). Les données d'ordre pétrochimique concernant les roches doléritiques de la région indiquent leur appartenance aux magmas gabbroïdes et gabbrodioritiques et démontrent la faible différenciation de type calco-alcalin existant dans le cadre de ces produits magmatogènes.

B). ERUPTIF TERTIAIRE

Dans la région, les produits magmatiques d'âge tertiaire se rattachent au magmatisme banatitique et à celui néogène. Bien que le magmatisme banatitique dans le bassin de Rusca Montană débute au cours du Crétacé supérieur, continuant pendant le Paléogène, ses produits dans notre région ont été inclus dans l'éruptif tertiaire, vu que — dans la partie NW du massif de Poiana Ruscă — les banatites appartiennent aux cycles II et III déroulés pendant le Paléocène-Eocène.

Institutul Geologic al României

1. Eruptif paléogène (banatitique)

Les roches banatitiques dans la Poiana Ruscă et dans le bassin de Rusca Montană (selon Kräutner et Kräutner, r 1972) se sont formées au cours des trois cycles ; des produits des derniers 2 cycles il y a aussi dans notre région.

Le I-er cycle est caractérisé par une activité extrusive, qui a engendré de pyroclastites andésitiques de la formation volcano-sédimentaire maestrichtienne du bassin de Rusca Montană. Ce cycle, se déclenchant en même temps que les premiers mouvements laramiens au début du Maestrichtien et s'étendant jusqu'au début du Paléocène, correspond entièrement à la phase des mouvements laramiens.

Le II-ème cycle suit immédiatment après la fin du cycle volcanique précédant et il est caractérisé par la formation des corps intrusifs de diorites et granodiorites, suivis par une série filonienne d'aplites, andésites, dacites et rhyodacites. Les roches granodioritiques, les andésites et les dacites de notre zone appartiennent à ce cycle, probablement d'âge paléocène-éocène ; l'activité magmatique de ce temps a été accompagnée par des processus métallogéniques.

Le III-ème cycle, qui marque la fin du magmatisme banatitique, a engendré d'une série filonienne lamprophyrique, qui traverse autant les produits volcanogènes du premier cycle que les corps instrusifs du II-ème cycle magmatique banatitique aussi. Les lamprophyres banatitiques sont connus aussi dans la région étudiée par nous.

L'activité du magmatisme banatitique a été accompagnée par des processus de métamorphisme de contact (qui a engendré de cornéennes), suivis par une phase de métamorphisme hydrothermal.

Afin de caractériser du point de vue pétrochimique les principaux types pétrographiques banatitiques de la région, 5 roches ont été analysées ; nous avons prélevé aussi 2 analyses de Kräutner et Kräutner (r 1972). La plupart des analyses (6) ont mis en évidence des banatites formées au cours du II-ème cycle du magmatisme banatitique (granodiorites et andésites) ; une analyse correspond à une odinite, appartenant au III-ème cycle de ce magmatisme. Etant donnée la variété pétrographique relativement large des roches analysées, on a obtenu des encadrements pétrochimiques variés et des paramètres différents. Les valeurs pétrochimiques correspondent à des magmas granodioritiques et quartzdioritiques, pour les roches du III-è cycle, et à des magmas gabbroïques, pour l'odinite analysée.

2. Eruptif néogène

Dans la partie septentrionale de la région étudiée apparaissent les produits du magmatisme subséquent néogène, étroitement lié à celui de la zone des Monts Métallifères. Les trois cycles distingués dans les Monts Métallifères (Rădulescu, Borcoș, 1968) ont des correspondants dans la partie NW du massif de Poiana Ruscă aussi.

Les produits du premier cycle, représentés par des tufs soudés, rhyolitiques et des brèches pyroclastiques à éléments de tufs soudés rhyolitiques, apparaissent dans les alentours des localités de Romănești et de Tomești ; ils se sont formés au cours du Miocène inférieur.

Les produits du II-éme cycle d'éruptions néogènes sont représentés surtout par des pyroclastites (brèches et agglomérés) et par quelques dykes d'andésites ; ces derniers, traversant l'ensemble pyroclastique, sont plus récents que celui-ci. Le II-ème cycle s'est déroulé au cours du Sarmatien et du Pannonien supérieur.

Les produits du III-ème cycle sont représentés exclusivement par quelques corps filoniens et dykes d'andésites basaltiques, qui traversent les formations métamorphiques, au sud de Crivina ; ils ont été mis en place pendant le Pliocène supérieur.

Institutul Geologic al României

On a fait l'analyse chimique des principaux types pétrographiques de roches magmatogènes néogènes, formées pendant les trois cycles du magmatisme néogène, afin d'obtenir leurs caractères pétrochimiques. Les données pétrochimiques reflètent la grande variation existant au sein des roches analysées et la tendance d'augmentation de leur basicité, depuis les produits du premier cycle jusqu'à ceux du III-ème. On a acquis des paramètres pétrologiques correspondant à des magmas léucogranitiques, dioritiques et léucogabbroïdes. L'inscription des valeurs pétrochimiques dans les diagrammes de variation indiquent la tendance de différenciation calco-alcaline des produits du magmatisme néogène existant dans la région étudiée.

III. FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

Dans cette région, les formations sédimentaires se rattachent au Mésozoïque et au Néozoïque ; elles sont relativement peu fréquentes, apparaissant dans le tiers septentrional de la zone étudiée et aussi sur la bordure des formations cristallophylliennes .

Sur notre carte, le Mésozoïque est représenté par des dépots prévraconiens-cénomaniens et vracono-cénomaniens. Les dépôts néozoïques de la partie NW du massif de Poiana Ruscă se rattachent au Badénien inférieur, Pannonien supérieur, Pontien inférieur et Quaternaire.

CHAPITRE II. — GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les éléments structuraux existant dans les formations qui constituent le territoire étudié se sont formés à la suite d'une longue et complexe évolution géologique, dont les débuts tiennent du Dévonien inférieur.

Les schistes cristallophylliens, étant les plus anciens dans la région, conservent imprimés la majeure partie et les plus importants des éléments structuraux, par rapport aux formations éruptives et sédimentaires, formés dans les cycles géologiques plus récents. Le métamorphisme régional sudète, par suite duquel se sont formées les roches épimétamorphiques étudiées, constitue un repère à l'aide duquel on peut dater les éléments de notre zone. A partir de ce critère, on a d'éléments structuraux présudètes (prémétamorphiques) formés au cours du Dévonien et du Carbonifère inférieur, hercyniens (syn- et post-métamorphiques) et alpins.

I. ELÉMENTS STRUCTURAUX PRÉSUDÈTES (PRÉMÉTAMORPHIQUES)

Les structures prémétamorphiques, parce que les plus anciennes, sont en bonne partie estompées par les processus de déformation synmétamorphique et aussi par la recristallisation complète du matériel initial, pendant le métamorphisme régional. De ces structures, on peut reconnaître à présent seulement quelques-uns des éléments structuraux primaires, imprimés au cours des processus de sédimentation et magmatiques, qui ont engendré de la pile actuellement métamorphisée. Des ceux-ci, on peut déceler de: stratifications relictes, limites lithologiques, appareils volcaniques, la forme de gisement des corps magmatiques et des minéralisations. Nous ne possédons pas des preuves sur l'existence des éléments structuraux secondaires (tectoniques) prémétamorphiques, par exemple les traces des plis antérieurs au métamorphisme régional.

II. ELÉMENTS STRUCTURAUX HERCYNIENS

Au cours du métamorphisme régional, la pile sédimentaire qui a été sujette à ce processus a subi une série de déformations polystadiales, dont les traces sont reconnaissables à présent dans les actuelles formations épimétamorphiques.

Institutul Geologic al României

Selon ce qu'on a déja montre, les données K/Ar indiquent le déroulement des principaux processus de recristallisation métamorphique à la fin du Carbonifère inférieur, au cours de la phase sudète de l'orogenèse hercynienne. Par conséquent, les principales déformations synmétamorphiques ont l'âge du metamorphisme, à savoir environ 320 m.a. Les données d'âge absolu K/Ar indiquent aussi la présence des déformations hercyniennes, concomitantes à la phase salique (Kräutner et al., 1973).

A). DÉFORMATIONS SUDÈTES

Les résultats microtectoniques de la région sont, généralement, en concordance avec ceux acquis dans le reste de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă (Bercia, Bercia 1964; Bercia, 1967; Kräutner et al., r 1961, r 1962, r 1963, r 1964), récemment synthétisés (Kräutner et al., 1968, 1969).

1. Principal plissement synmétamorphique — Tectonique B_1

Au cours des processus métamorphiques, dans le stade plastique ont pris naissance les principales structures plicatives de la région. Dans la partie NW du massif de Poiana Ruscă il y a l'extrémité occidentale de l'anticlinorium d'Arănieș-Fărășești (la structure majeure de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă), qui dans la zone étudiée change sa direction E-W — qui le caractérise dans les parties centrale et orientale du massif de Poiana Ruscă — pour une direction NW-SE.

Dans notre région, les structures plicatives greffées sur les flancs de l'anticlinorium montrent la disposition en virgation de ceux-ci, sur les deux parties de la mégastructure. A l'est de cette région, les virgations se manifestent seulement sur le flanc septentrional de l'anticlinorium.

L'analyse cartographique des formations enrobant la structure anticlinoire et l'étude des éléments liniaires, parallèles aux plis, mettent en évidence l'affaissement général vers le NW de l'anticlinorium ; sur le flanc SW de celui-ci, les structures présentent de forts affaissements vers le SW et W, qui touchent parfois 40—50°. Sur le flanc NE de l'anticlinorium, les affaissements axiaux trahissent une tendence de plongeon vers le NW (à quelques exceptions près), beaucoup moins accentuée.

La tectonique B_1 est caractérisée aussi, outre les éléments structuraux plicatifs mégascopiques, par des éléments structuraux mézo- et microscopiques : schistosité de stratification (Sts_1), microplis d'entraînement (drag-folds) B_1, liniation l_1, clivage axial Cl_1, schistosité du clivage axial Scl_1 et fissures ,,ac''. Les éléments liniaires de la tectonique principale (B_1, l_1) sont parallèles aux structures plicatives et on peut les employer à la détermination du rélief structural majeur des formations plissées pendant le métamorphisme.

2. Tectonique S_2

A la tectonique B_2 ont fait suite des mouvements sur plans S_2, souvent taoutozonaux par rapport aux eléments liniaires B_1 (plans ,,hol''). Donc, les déformations ont le caractère d'une tectonique du type S. Les déformations nées dans ce temps n'ont pas mené à la formation des structures plicatives importantes, le déplacement sur les plans S_2 étant millimétrique et centimétrique. Le glissement sur les plans S_2 s'est concrétisé par la formation des microplis de cisaillement, dont les axes sont parallèles ou sous-paralléles aux structures plicatives B_1.

Dans l'unité épimétamorphique on a montré (Kräutner et al., r 1968) le caractère constant de surpoussée, du nord vers le sud, des mouvements pendant la tectonique S_2, le compar-

Institutul Geologic al României

timent supérieur étant toujours déplacé vers le nord par rapport à celui inférieur, le long des surfaces S_2, faiblement inclinées vers le sud[3].

Vu que les plans S_2 sont pratiquement tautozonaux par rapport aux éléments liniaires B_2, il est à conclure que les axes des microplis B_2 ont une position voisine à celle des plis B_1 (d'habitude, une différence de quelques degrés).

B). DÉFORMATIONS SAALIQUES

L'étude des isochrones K/Ar (K r ä u t n e r et al., 1973) met en évidence une perte en argon, correspondant à un événement passé il y a environ 245 m.a., attribué à une phase de déformations saaliques — tectonique S_3.

Dans un ouvrage antérieur (M u r e ş a n, 1964) nous avons montré l'existence, dans certains secteurs, des déformations tardives qui dérangent les éléments de la tectonique S_3. Les aspects morphologiques de ce dernier mouvement — tectonique S_4 — nous portent à supposer qu'ils se sont succédés bientôt après la tectonique S_3. Etant donné que la tectonique S_3 correspond à la phase saalique, nous attribuons la tectoniques S_4 à cette phase aussi.

1. Tectonique S_3

Les déformations tectoniques S_3, constatées partout à Poiana Ruscă, sont dues à des mouvements de souspousée le long des plans fortement inclinés (50—80), orientés NE-SW et à position oblique par rapport aux directions structurales de la tectonique B_1 et S_2.

L'ampleur réduite des déformations attribuées à cette tectonique ne modifie guère l'aspect du rélief majeur des structures B_1 qu'elles surmontent ; les déplacements sur les plans S_3 sont d'ordre millimétrique et centimétrique. L'épaississement des plans S_3 peut mener, localement, à la formation d'une schistosité (St_3), qui produit de déformations limitées du rélief de la structure B_1, à tendance d'estomper les déformations antérieures. Les microplis B_3, étant situés à l'intersection de la schistosité de stratification avec les plans S_3 ont justement ces plans-là, en tant que clivages axiaux (Cl_3). Les microplis B_1 et les liniations B_3 occupent une position spatiale conditionnée par celle de la schistosité de stratification sur laquelle ils sont greffés. Il est posible qu'à la formation des failles de la région, orientées NE-SW, l'existence des plans S_3, orientés d'une façon similaire, ait joué un rôle important, engendrant de zones de résistance minimale transformées ultérieurement en dislocations avec la meme orientation.

2. Tectonique S_4

A la suite de nos recherches dans la partie NW du masif de Poiana Ruscă, nous avons eu l'occasion d'observer les déformations des mouvements ultérieurss à la tectonique S_3 ; nous avons mis en évidence—pour la première fois (ensemble avec H. K r ä u t n e r) — les éléments structuraux auxquels nous ferions référence, dans la zone de la vallée de Bătrîna (à l'ouest de notre région).

A la différence de la tectonique B_1, S_2 et S_3, dont les éléments ont une répartition régionale dans le cadre de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă, les éléments de la tectonique S_4 affectent des secteurs locales dans les formations cristallophylliennes, le plus important secteur étant situé entre le bassin de la vallée de Bătrîna et la vallée Valea Stîlpului.

Les aspects présentés par les déformations du type S_4 sont relativement variés ; ils sont, en effet, le résultat du mouvement des microcompartiments, longeant des plans taoutozonaux

[3] Dans cette région, vu la rotation de l'anticlinorium vers le NW et aussi la structure en virgation ; très accusée, la position des plans S_3 peut être aussi NW-SE à pendages vers le SW.

Institutul Geologic al României

ou quasi-taoutozonaux de l'axe B_1 (en général des plans ,,hol''), se formant par conséquent des microplis de glissement (de fracture) et des liniations, greffés sur la schistosité de stratification Sts_1. Les éléments de cette tectonique sont donc représentés par des plans S_4, microplis B_4 et liniations l_1.

III. ELÉMENTS STRUCTURAUX ALPINS

Après les mouvements hercyniens la pile métamorphisée dévenant rigide, les mouvements ultérieurs ont y engendré seulement de morcellements, le long des failles, de failles-décrochements et de décrochements.

La plus importante fracture de la région est la ligne quasi-directionnelle Fața Roșie, le long de laquelle le compartiment de SW est plus haut de plus de 1000 m par rapport à celui de NE. Le plus fréquent système de fracture de cette zone est orienté NE-SW et il est caractérisé par le déplacement constant vers le SW des compartiments de NW par rapport à ceux de SE. En même temps, les compartiments se sont successivement affaissés du SE vers le NW. Les plus importantes failles de ce système sont celles de Bătrîna, d'Armeanului, de Panc-Poieni et de Luncani. La faille de Luncani est déplacée sur la ligne Fața Roșie. Un deuxième systéme de fractures est orienté NW-SE ; on peut détacher de ces fractures la faille Gropilor, le long de laquelle le compartiment SW est affaissé par rapport à celui NE d'environ 400—500 m.

Les relations observées en terrain révèlent que les failles d'un même système peuvent avoir d'âges différents, de sorte qu'on peut schématiser la suivante succession relative de formation des dislocations de la zone étudiée : les plus anciennes fractures sont représentées par des failles-décrochements de Bătrîna et d'Armeanului, orientées NE-SW ; les lignes mentionnées sont déplacées par la faille de Gropilor, directionnée NW-SE ; la dernière dislocation de Fața Roșie, à son tour, est affectée par la faille de Panc-Poieni, orientée NE-SW. De cette manière, dans cette région on peut distinguer au moins 5 moments de formation relative des dislocations rupturales, qui se sont probablement formées depuis la phase autrichienne et dont la formation a continué le long des étapes laramienne et probablement post-laramienne.

CHAPITRE III. – MÉTALLOGENÈSE

Dans l'actuel stade de connaissance au sujet de substance minérales utiles de Poiana Ruscă (Kräutner 1963, 1964, 1970, r 1972, r 1969 ; Mureșan, 1964 et données non publiées) on peut ébaucher, à présent d'une manière assez précise, l'évolution métallogénique de la partie NW du massif.

I. MÉTALLOGENÈSE HERCYNIENNE

Les processus métallogeniques hercyniens se sont déroulés en deux périodes : avant et pendant les processus du métamorphisme régional.

A). MÉTALLOGENÈSE HERCYNIÉNNE PRÈMÈTAMORPHIQUES (PRÈSUDÈTE)

Les processus métallolgéniques prémétamorphiques se sont déroulés avant la phase sudéte, au cours du stade éugeosynclinal, pendant lequel sont nées les formations dévonien-carbonifére inférieures, actuellement métamorphisées. La métallogenèse prémétamorphique a eu lieu au cours du Dévonien moyen et supérieur, en liaison avec l'activité du magmatisme basiqu initial et, dans une deuxième étape, pendant le Carbonifère inférieur — en liaison génetique avec

Institutul Geologic al României

l'activité du magmatisme acide premétamorphique. Par conséquent, on distingue deux provinces métallogéniques, chronologiquement différentes et conditionnées par des activités magmatiques différentes du point de vue pétrogénétique : la province des concentrations associées au magmatisme basique (simatique ?) dévonien ; la province des concentrations associées au magmatisme acide (saalique ?) carbonifère inférieur. La première province renferme les petites occurences ferrifères de type Lahn -Dill, logées dans la série de Ghelar. La deuxième province renferme les apparitions de sulfures volcano-édimentaires de la série de Padeş et les apparitions filoniennes de sulfures hydrothermales (associées à la baritine et à la fluorine) à SE de Romăneşti.

B). MÈTALLOGENÈSE HERCYNIENNE SYNMÊTAMORPHIQUE (SUDÈTE)

Dans la partie NW du massif de Poiana Ruscă, les processus du métamorphisme régional n'ont pas été accompagnés par la formation des concentrations métallifères proprement-dites, elles se manifestant seulement par la constitution des accumulations métamorphiques de talc et stéatite (localisées dans les dolomies de Luncani), qui se rattachent à la ,,province des concentrations métamorphiques associées au métamorphisme hercynien (sudète)".

II. MÉTALLOGENÈSE POST-HERCYNIENNE (ALPINE)

La métallogenèse post-hercynienne est moins unitaire, en ce qui est de concentrations de substances minérales utiles, renfermant des accumulations à genèses différentes, formées en divérses périodes.

A). Métallogenèse alpine endogène

À la métallogenèse alpine endogène se rattachent les minéralisations de sulfures liées au magmatisme banatitique et les accumulations bentonitiques, logées au sein des tufs soudés miocène inférieurs.

B). Métallogenèse alpine exogène

Les processus métallogéniques alpins exogènes ont engendré de concentrations continentales limonitiques (ferro-manganeuses dans le cadre de la formation de Poieni — Albien ?) et aussi d'accumulations quaternaires d'aragonite et travertin de la région.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche XXIX

Carte géologique de la partie NW du massif de Poiana Ruscă.

I. Formations sédimentaires.

1, 2, 3, Quaternaire (1, éboulements ; 2, alluvions ; 3, dépôts de terrasse) ; 4, Pannonien supérieur + Pontien inférieur (graviers, sable, argiles) ; 5, Badénien inférieur (argiles ± sablonneuses) ; 6, Vraconien-Cénomanien (conglomérats et grès quartzeux) ; 7, 8, 9, formation

Institutul Geologic al României

de Poieni-Albien? (7, accumulations de blocs quartzeux ± ferrugineux ; 8, accumulations d'argiles rouges ; 9, roches limonitiques ± manganeuses—L).

II. Formations éruptives et produits associés

10, andésites basaltiques — α (Pliocène supérieur) ; 11, andésites à augite et hornblende — αh ; 12, pyroclastites prédominant andésitiques (11, 12, Sarmatien-Pannonien supérieur) ; 13, brèches volcaniques à éléments de tufs soudés rhyolitiques ; 14, tufs soudés rhyolitiques (13, 14, Karpatien inférieur) ; 15, dacites — ϑ, andésites — α, odinites — λ ; 16, granodiorites et porphyres granodioritiques — $\gamma\delta$ (15 16, Paléocène — banatites) ; 17, dolérites — δ — Jurassique (pré-Malm) ; 18, minéralisations hydrothermales ; 19, zones hydrothermalisées (silicifications, pyritisations) ; 20, cornéennes (18, 19, 20, rattachées au magmatisme banatitique).

III. Formations métamorphiques

Série de Padeș (Pd) — Carbonifère inférieur (21, 22, 23, 24) : Pd_3 — complexe des schistes séricito-chloriteux ± quartzeux — de Leșnic (21, schistes séricito-chloriteux-quartzeux - à, calcaires et calcaires dolomitiques - b ; 22, horizon des métatufs acides - de Bordaru : roches tuffogènes acides - c, schistes séricito-chloriteux ± quartzeux — d, calcaires et calcaires dolomitiques - e, accumulations pyriteuses volcanogène-sédimentaires - Py) ; Pd_2 — complexe des schistes séricito-chloriteux supradolomitiques — de Gladna (23, schistes et phyllites séricito-chloriteux ± quartzeux, schistes séricito-graphiteux - a, quartzites noirs - b, roches tuffogènes basiques - c, roches tuffogénes acides - d, dolomies et dolomies calcaires - e, calcaires et calcaires dolomitiques - f) ; Pd_1 — complexe des schistes séricito-chloriteux et des dolomies de Hunedoara-Luncani (24, schistes et phyllites séricito-chloriteux ± quartzeux, schistes et phyllites séricito-graphiteux — a, quartzites noirs - b, quartzites carbonatiques — c, dolomies et dolomies calcaires - d, calcaires et calcaires dolomitiques - e, roches à talc - Tc).

Série de Ghelar (Gh) — Dévonien moyen (27) et supérieur (25, 26) : Gh_2 — complexe des schistes séricito-chloriteux à intercalations de roches carbonatées et métatufs basiques — de Bega (25, horizon de Tomești-Groși : schistes séricito-chloriteux ± quartzeux, schistes et phyllites séricito-graphiteux - a, roches tuffogènes basiques - b, quartzites à hématite ± magnétite — c, quartzites noirs — d ; 26, calcaires — a, et dolomies — b, de Tomești-Groși, schistes séricito-chloriteux ± quartzeux, schistes et phyllites séricito-graphiteux, phillites sériciteuses, quartzites sériciteuses — c, roches tuffogènes basiques - d, magnetites Fe, calcaires - e,et dolomies - f, de Nandru - vallée de l'Izvoraș) ; Gh_1 — complexe des schistes verts tuffogènes — de Iazuri (27, schistes séricito-chloriteux ± quartzeux, schistes séricito-graphiteux ± quartzeux - a, roches tuffogènes basiques - b, magnétitites ± hématite ± spessartin, spessartinites à magnétite - Fe, quartzites noirs - c).

Série de Govăjdia (Gv) — Dévonien inférieur (28, 29) : Gv_2 — complexe des schistes graphiteux (28, schistes séricito-graphiteux, schistes séricito-chloriteux-graphiteux - a, calcaires de Ferigi - b) ; Gv_1 — complexe des schistes séricito-chloriteux-quartzeux (29, schistes séricito-chloriteux-quartzeux - a, quartzites noirs - b).

Roches métaéruptives du Dévonien supérieur (32, 33) et du Carbonifère inférieur (30, 31) : 30, métakératophyres quartzifères (Mkq) : 31, métarhyolites (Mρ) ; 32, métagabbros (Mω) ; 33, métaserpentines vehrlitiques (Mτ).

Minéralisations hydrothermales métamorphisées du Carbonifère inférieur (34, galène, barytine, fluorine - G).

IV. Eléments structuraux

35, anticlinorium d'Arănieș-Fărășesti ; 36, 37, plis sur les flancs de l'anticlinorium (36, anticlinal ; 37, synclinal) ; 38, schistosité de stratification — flanc normal ; 39, schistosité de stratification — flanc invers ; 40, liniations des phases B_1, S_2, S_4 (parallèles ou approximati-

Institutul Geologic al României

vement parallèles aux structures plicatives) ; 41, liniation de la phase S_3 ; 42, fractures principales ; 43, fractures secondaires ; 44, limite des dépôts quaternaires ; 45, limite des séparations de roches métamorphiques sédimentogènes ; 46, limite des séries, des complexes et des horizons métamorphiques autant que des corps magmatiques ; 47, limite de transgression des formations sédimentaires antéquaternaires. 48, galerie ; 49, forage ; 50, coupe géologique.

Planche XXX

Coupes géologiques dans la partie NW du massif de Poiana Ruscă.
Légende conforme à la carte. 1, changement de la direction de la coupe.

Planche XXXI

Colonnes, lithostratigraphiques des formations cristallines situées à la partie NW du massif de Poiana Ruscă.

1, dolomies et dolomies calcaires ; 2, calcaires et calcaires dolomitiques ; 3, quartzites carbonatés ; 4, quartzites noirs (métalydites) ; 5, roches à talc ; 6, roches terrigènes (schistes séricito-chloriteux $\pm$ quartzeux $\pm$ biotite, schistes séricito-graphiteux, phyllites, quartzites sériciteux etc.) ; 7, schistes verts tuffogènes ; 8, métatufs acides ; 9, quartzites à hématite $\pm$ magnétite ; 10, emplacement de l'intrusion des corps de roches métaéruptives ($M\pi$ = porphyroïdes ; $M\omega$ = métabasites). NB. Colonnes 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, correspondant aux coupes géologiques 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8. Colonnes 4, 5, 6 sont fragmentées, représentant la situation lithostratigraphique dans les deux compartiments tectoniques de la faille de Gropilor (colonne d'en haut dans le compartiment SW ; colonne d'en bas dans le compartiment NE).

Planche XXXII

Colonne lithostratigraphique synthétique des formations cristallines située dans la partie NW du massif de Poiana Ruscă.

1, dolomies et dolomies calcaires ; 2, calcaires et calcaires dolomitiques ; 3, quartzites carbonatés ; 4, quartzites noirs (métalydites) ; 5, roches terrigènes ; 6, métatufs basiques (schistes verts) ; 7, métatufs acides ; 8, accumulations ferrifères oxydiques (type Lahn-Dill) ; accumulations pyriteuses volcanogènes-sédimentaires ; 10, roches à talc ; 11, point fossilifère de Crivina ; 12, point fossilifère de Iazuri.

Planche XXXIII

Distribution des magmatites basiques mesozoïques dans l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă.

1, formations sédimentaires et pyroclastites (Crétacé, Tertiaire, Quaternaire) ; 2, Magmatites basiques (dolerites) mésozoïques (pré-Malm) (a, en surface ; b, supposées en-dessous de la couverture sédimentaire à partir des anomalies magnétiques) ; 3, schistes cristallins de l'unité épimétamorphique et des corps magmatiques postmétamorphiques qui les traversent (magmatites paléogènes, néogènes et quaternaires) ; 4, schistes cristallins de l'unité mésométamorphique ; 5, limites des principales zones à magmatites mésozoïques ; 6, alignement avec magmatites mésozoïques.

Planche XXXIV

Carte tectonique de la partie NW du massif de Poiana Ruscă.
Eléments stratigraphiques

Institutul Geologic al României

I. Couverture posttectonique : 1, Mésozoïque, Tertiaire (y compris les pyroclastites néogènes), Quaternaire (les dépôts alluviaux n'ont pas été pris en considération).

II. Formation éruptives postmétamorphiques : 2, éruptif néogène ; 3, éruptif paléogène (banatitique) ; 4, éruptif jurassique pré-Malm (ophiolithique) ; 5, éruptif non différentié (ophiolithique ?) supposé en-dessous de la couverture sédimentaire à partir des anomalies magnétiques.

III. Formations métamorphiques. Série de Padeș (Pd) — Carbonifère inférieur (6, 7, 8) : 6, complexe des schistes séricito-chloriteux et des métatufs acides — de Leșnic (Pd_3) (a, horizon des métatufs acides — de Bordaru) ; 7, complexe des schistes séricito- chloriteux supradolomitiques — de Gladna (Pd_2) ; 8, complexe des schistes séricito-chloriteux et des dolomies de Hunedoara-Luncani (Pd_1). Série de Ghelar (Gh) — Dévonien moyen (9) et supérieur (10) : 9, complexe des schistes séricito-chloriteux à intercalations de roches carbonatiques et des métatufs basiques — de Bega (Gh_2) (a, horizon de Tomești-Groși) ; 10, complexe des schistes verts tuffogènes — de Iazuri (Gh_1). Série de Govăjdia (Gv) — Dévonien inférieur (11, 12) : 11, complexe des schistes graphiteux (Gv_2) ; 12 complexe des schistes séricito - chloriteux quartzeux (Gv_1). Eléments tectoniques ; 13, limite de la couverture posttectonique ; 14, limite des corps éruptifs postmétamorphiques ; 15, limite des séries, des complexes et des horizons de roches métamorphiques ; 16, anticlinorium d'Arănieș-Fărășești ; 17, plis sur les flancs de l'anticlinorium ayant le sens des affaissements des axes (a, principales ; b, secondaires) ; 18, fractures (a, principales ; b, secondaires) ; 19, zones constituées prédominant de formations métamorphiques compétentes (roches carbonatées) ; 20, limite des zones compétentes.

NB : A, formations, limites, structures plicatives et fractures en surface ; B, formations, limites, structures plicatives et fractures supposées en-dessous de la couverture sédimentaire. I, II, III ,IV, V, ordre de formation des fractures.

Planche XXXV

I. Carte magnétométrique ΔZ de la zone de Iazuri-Valea Stîlpului (selon T. Cristescu et Al. Ștefaniuc).

Légende : 1, anomalies négatives ; 2, 3, 4, anomalies positives (2, 0—500 γ : 3, 500—1000 γ ; 4, $>1000\ \gamma$).

II. Carte géologique de la zone de Iazuri-Valea Stîlpului (selon M. Mureșan.)

A. Roches sédimentaires et éruptives : 1, alluvions quaternaires ; 2, accumulations de blocs quartzeux $\pm$ ferrugineux (formation de Poieni-Albien) ; 3, lamprophyres banatitiques.

B. Roches métamorphiques : 4, 5, 6, formations à éléments ferromagnétiques (4, métagabbros ; 5, niveau à roches tuffogènes basiques ; 6, accumulations ferrifères oxydiques de type Lahn-Dill) ; 7, 8, 9, formations en général dépourvues d'éléments ferromagnétiques (7, quartzites noirs ; 8, dolomies ; 9, calcaires) ; 10, 11, 12, 13, formations en général pauvres en éléments ferromagnétiques — roches terrigènes : schistes séricito-chloriteux $\pm$ quartzeux, schistes séricito-graphiteux, etc. dans les complexes Gv_2, Gh_1, Gh_2 (a, dans l'horizon de Tomești-Groși ; b, en-dessous de l'horizon de Tomești-Groși) et Pd_1.

C. Eléments structuraux : 14, anticlinal ; 15, synclinal ; 16, position de la schistosité de stratification ; 17, éléments liniaires (a, parallèles aux structures plicatives ; b, non parallèles aux structures plicatives) ; 18, limite des dépôts quaternaires ; 19, limite des formations de Poieni ; 20, limite lithologique ; 21, limite de série et complexe ; 22, faille ; 23, forage 8.

Institutul Geologic al României

Planşa I

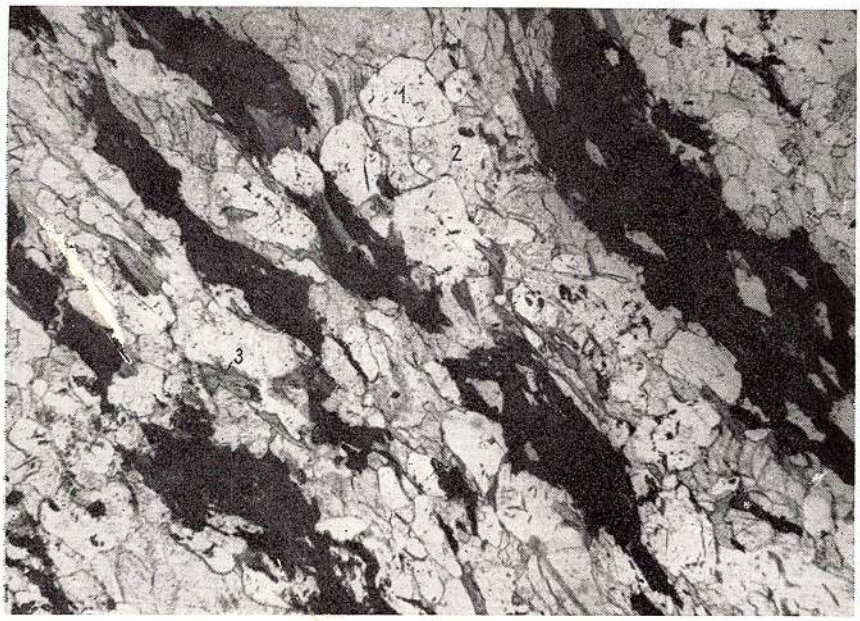
Fig. 1. — Şist clorito-albitic calcitic cu magnetit (metatuf bazic) — Iazuri. 1, albit ; 2, calcit ; 3, clorit. Magnetitul (negru), asociat intim cu leucoxen, provine din transformarea metamorfică a ilmenitului. N//X 50.

Schiste chlorito-albitique calcitique à magnétite (métatuf basique) — Iazuri. 1, albite 2, calcite ; 3, chlorite. La magnétite (noire), intimement associée au léucoxène, provient de la transformation métamorphique de l'ilménite N //× 50.

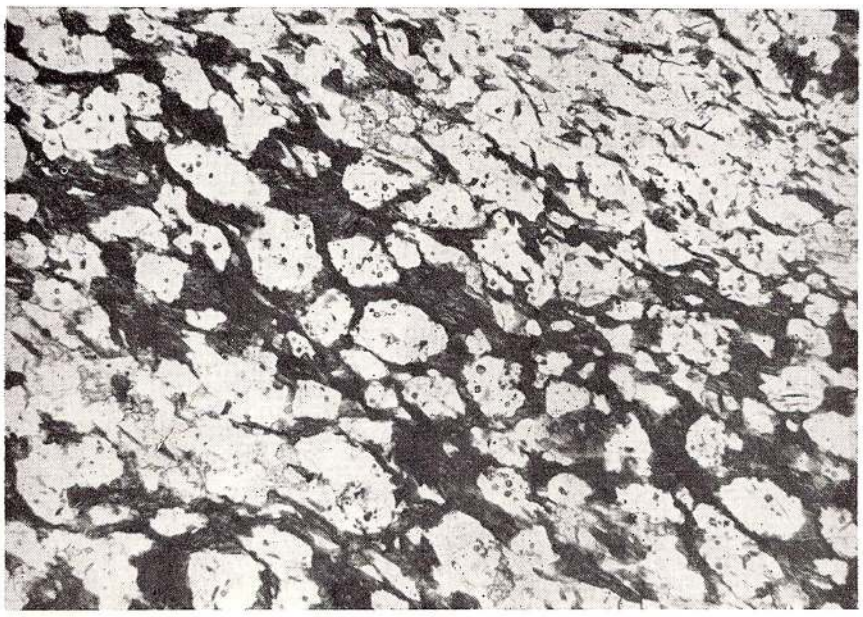
Fig. 2. — Şist albito-cloritic (metatuf bazic) — Iazuri. N //× 50.

Schiste albito-chloritique (métatuf basique) — Iazuri. N //× 50.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

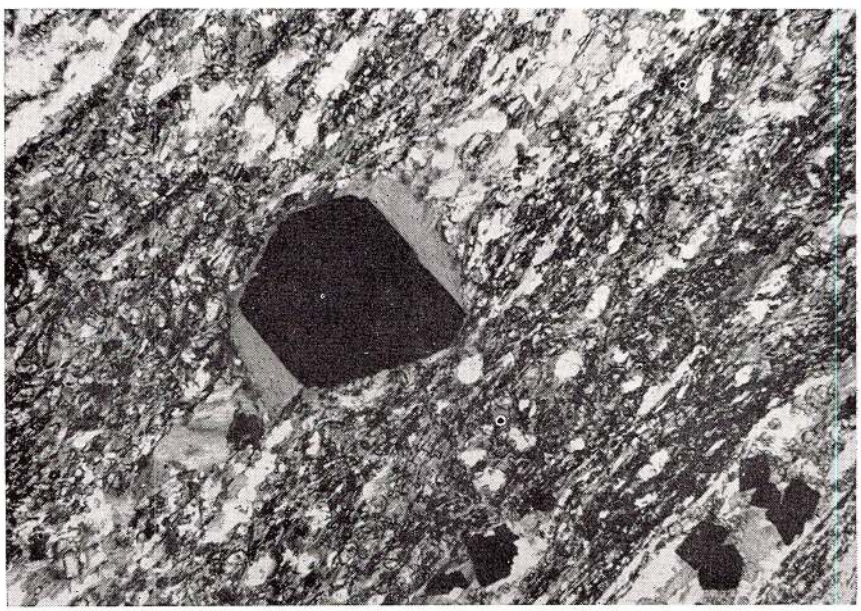
Fig. 1. — Șist clorito-albitic cu epidot (metatuf bazic) — Iazuri. 1, albit ; 2, clorit N // × 50.
Schiste chlorito-albitique à épidote (métatuf basique) — Iazuri. 1, albite : 2, chlorite. N // × 50.

Fig. 2. — Șist cloritos cu zoizit, albit și magnetit (metatuf bazic) — Valea cu Pești (Iazuri). În jurul magnetitului (negru) se observă dezvoltarea largă a cloritului — umbră de presiune (preassure-shadows). N // × 50.
Schiste chloriteux à zoïzite, albite et magnétite (métatuf basique) — Valea cu Pești (Iazuri). Il este à observer, autour de la magnétite (noire), le développement large de la chlorite („preassure-shadows"). N // × 50.

Institutul Geologic al României



1



2

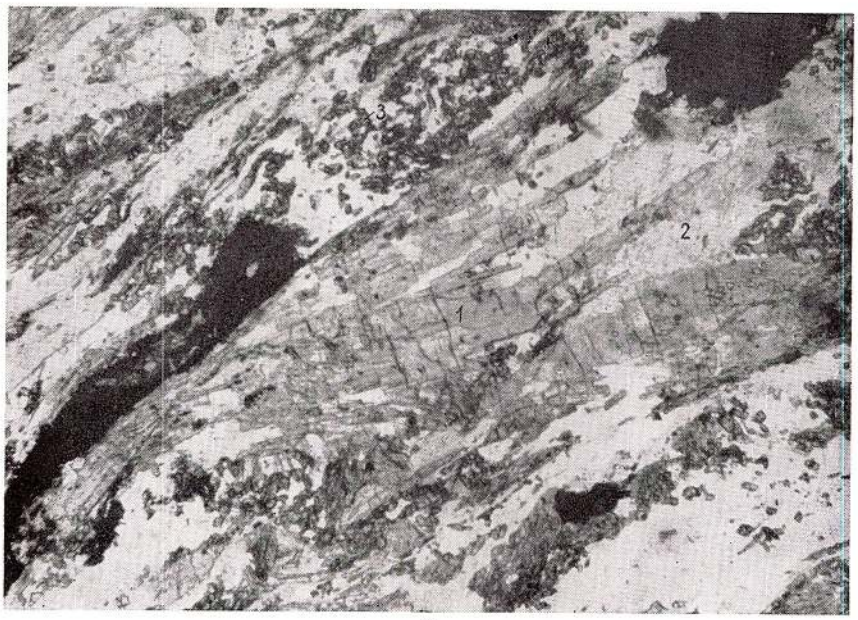
Institutul Geologic al României

PLANȘA III

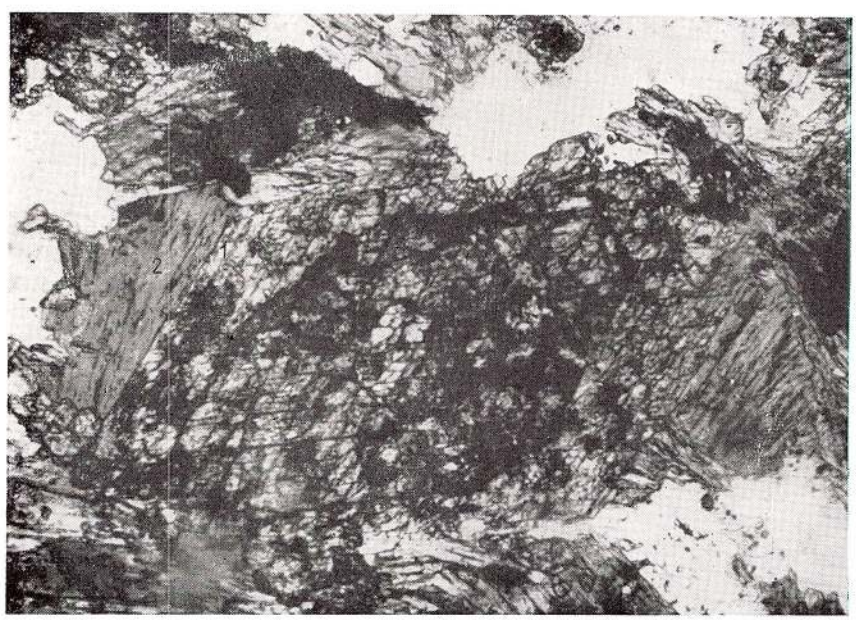
Fig. 1. — Metagabbrou — Pîrîul Vătrani (S de Poieni). 1, hornblendă verde-albăstruie ; 2, talc ; 3, epidot ; leucoxen (negru). N // × 50.
Métagabro — Pîrîul Vătrani (S de Poieni). 1, hornblende verte-bleuâtre ; 2, talc ; 3, épidote ; léucoxène (noir). N // × 50.

Fig. 2. — Metagabbrou — Valea Bega (Colonia Tomeşti). Relict de hornblendă brună (1) pseudomorfozată periferic cu hornblendă verde-albăstruie (2). N // × 100.
Métagabbro — la vallée de la Bega (Colonia Tomeşti). Reliques de hornblende brune (1) pseudomorphisée à la périphérie avec de la hornblende verte-bleuâtre (2). N // × 100.

Institutul Geologic al României



1



2

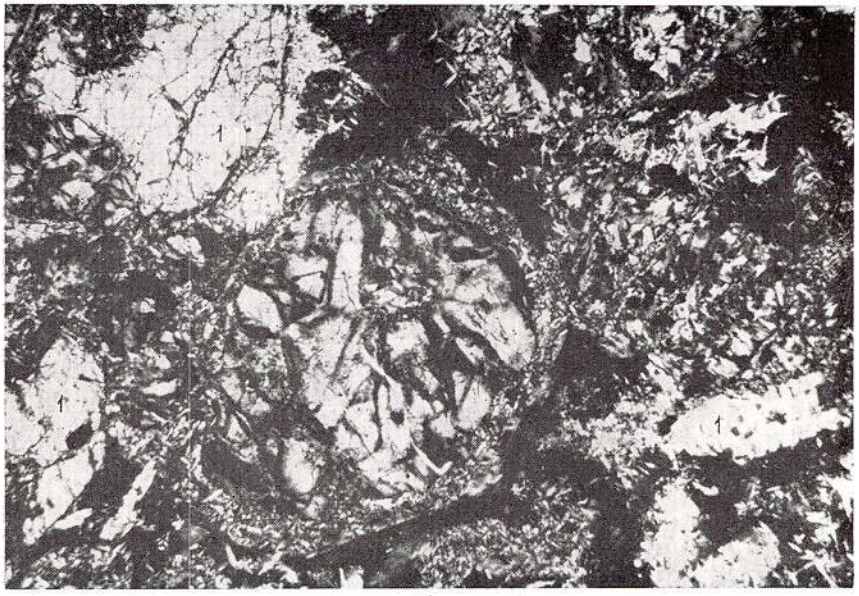
Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

Fig. 1. — Metaserpentinit vehrlitc cu relicte de augit (1) — Valea Drujii (SE Tomești). La periferia ,,celulelor", mineralele serpentinice (care au înlocuit olivina într-un stadiu premetamorfic) au recristalizat în decursul metamorfismului regional. N + × 50.
Métaserpentine vehrlitique à reliques d'augite (1) — la Vallé Drujii (SE de Tomești). A la périphérie des ,,cellules", les minéraux serpentiniques (ayant remplacé l'olivine dans un stade prémétamorphique) ont recristallisé au cours du métamorphiseme régional. N + × 50.

Fig. 2. — Metaserpentinit vehrlitic — Valea Drujii (SE Tomești). Detaliu într-o celulă serpentinică recristalizată periferic în timpul metamorfismului regional. N + × 86.
Métaserpentine vehrlitique — la Vallé Drujii (SE de Tomești). Détail dans une cellule serpentinique recristallisée à la périphérie au cours du métamorphisme régional. N+ × 86.

Institutul Geologic al României



1



2

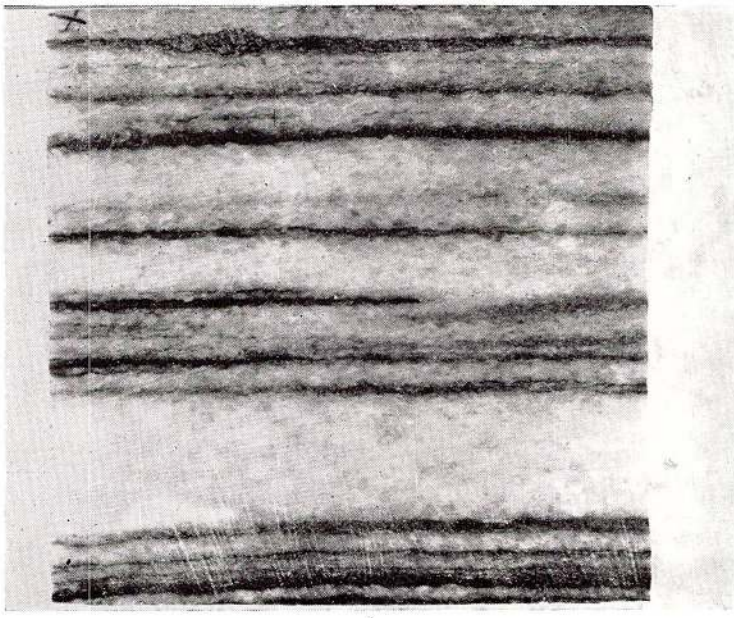
Institutul Geologic al României

PLANȘA V

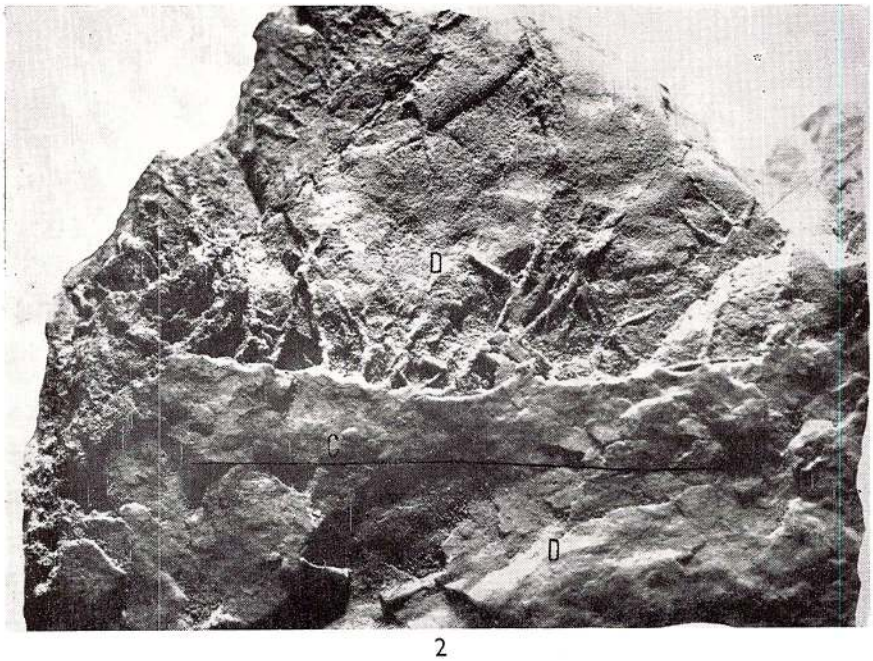
Fig. 1. — Rubanare relictă în calcar cristalin, rezultată din alternanța benzilor calcitice cu cele calcito-grafitoase. Mărime naturală.
Bariolage relique en calcaire cristallin, résulté de l'alternance des bandes calcitiques avec celles calcito-graphiteuses. Grandeur naturelle.

Fig. 2. — Dolomit (D) cu o bandă cuarțoasă (C) sedimentogenă, din care se desprind filonașe hidrotermal-metamorfice de cuarț. Mărime naturală.
Dolomit (D) avec une bande quartzeuse (C) sédimentogène, dont se détachent des filonnets hydrothermal-métamorphiques de quartz. Grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

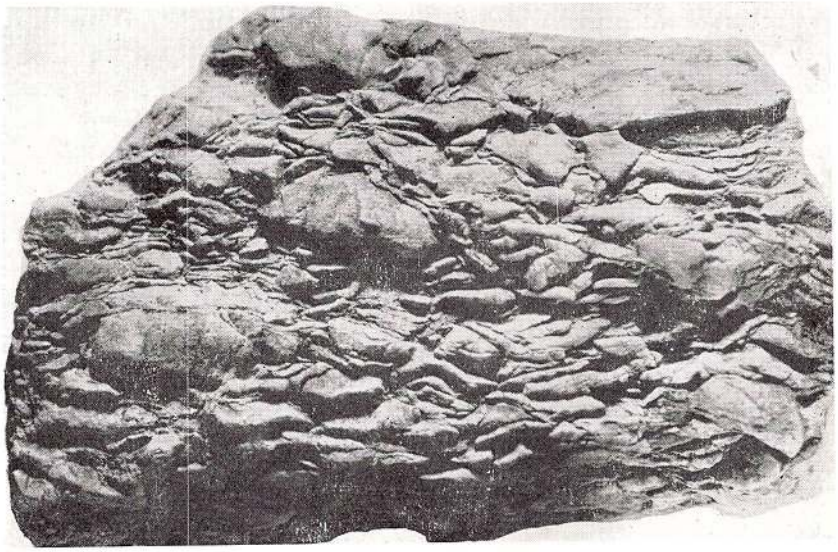
PLANȘA VI

Fig. 1. — Rocă dolomitică cu structură brecioasă relictă. Se observă aplatizarea elementelor conform șistozității metamorfice. Mărime naturală.
Roche dolomitique à structure brèchique relique. On observe l'aplatissement des éléments, conformé à la schistosité métamorphique. Grandeur naturelle.

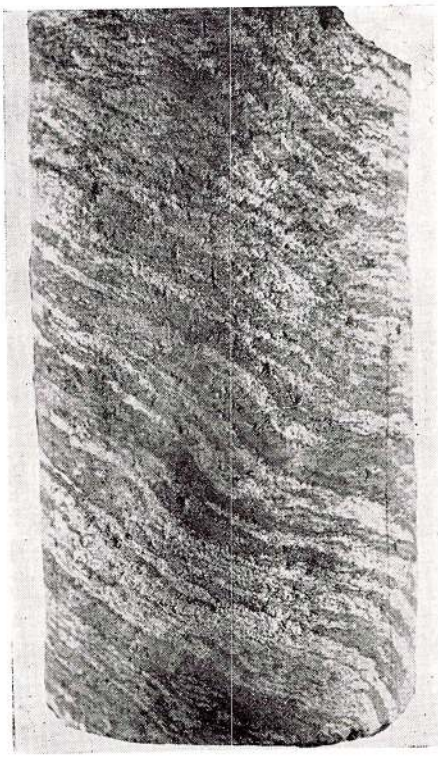
Fig. 2. — Șistozitate de stratificație în șist clorito-calcitic cu albit tufogen (Iazuri). Prin diferențiere metamorfică s-a format o alternanță de străturețe predominant cloritoase și străturețe predominant calcitice. Mărime 1/2.
Schistosité de stratification en schiste chlorito-calcitique à albite tuffogène (Iazuri). La différenciation métamorphique a mené à la formation d'une alternance de petites couches à dominance chloriteuse et de petites couches à dominance calcitique. Grandeur 1/2.

Fig. 3. — Stratificație relictă marcată de alternanța străluțelor de calcar cu benzi sericito-cloritoase ; se observă dizarmonia de cutare între cele două tipuri litologice constituente. În porțiunea șistoasă s-au format microcute B_1 de antrenare (drag-folds) al căror plan axial face un unghi mare cu planul axial (S_2) al microcutei B_2 din calcar. Mărime naturală.
Stratification relique marquée par l'alternance de petites couches de calcaire à bandes séricito-chloriteuses ; on observe une dysharmonie de plissement entre les deux types lithologiques constituants. Dans la partie schisteuse se sont formés de microplis B_1 d'entraînement (drag-folds) dont le plan axial fait un grand angle avec le plan axial (S_2) du micropli B_2 du calcaire. Grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României



1



2



3

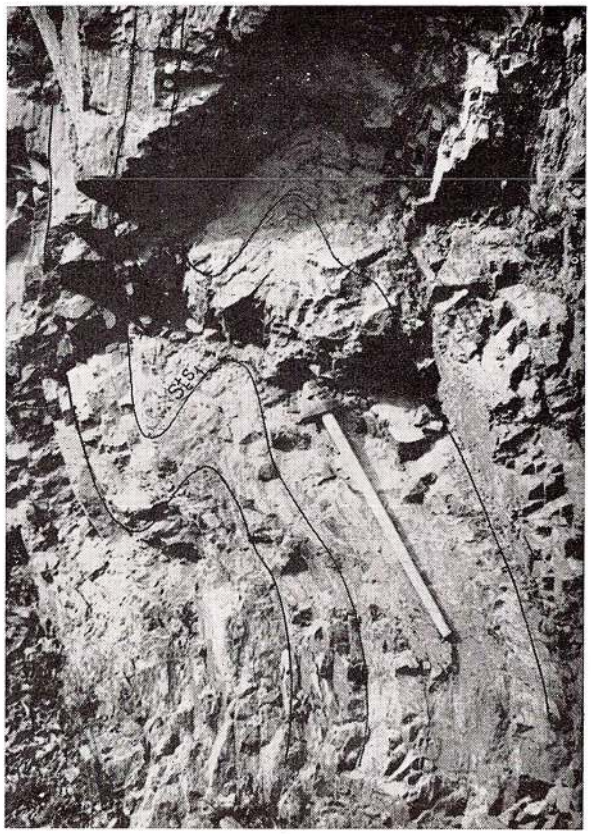
Institutul Geologic al României

PLANȘA VII

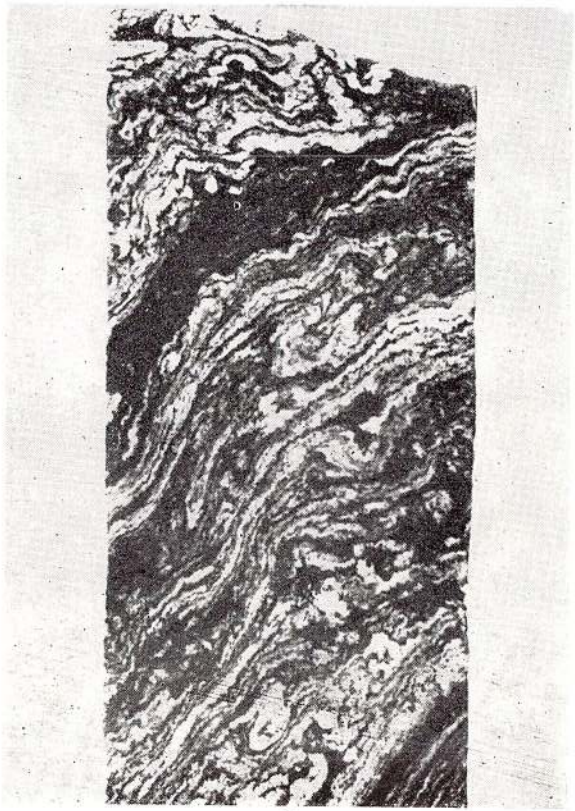
Fig. 1. -- Cute de antrenare B_1 în dolomitele stratificate (Sts_1 = șistozitate de stratificație) din partea inferioară a văii Stîlpului.
Plis d'entraînement B_1 dans les dolomies litées (Sts_1 = schistosité de stratification) de la partie inférieure de la vallée Stîlpului.

Fig. 2.— Sistozitatea Sts_1 a unui șist cuarțos sericito-cloritos cu microcute B_1 subcentimertice uneori izoclinale. Se observă dizarmonii de cutare între diversele străturețe ale rocii. Mărime 2 3.
Schistosité Sts_1 d'un schiste quartzeux séricito-chloriteux à microplis B_1 sous-centimétriques, parfois isoclinaux. On observe des dysharmonies de plissement entre les divers filonnets de la roche. Grandeur 2/3.

Institutul Geologic al României



1



2

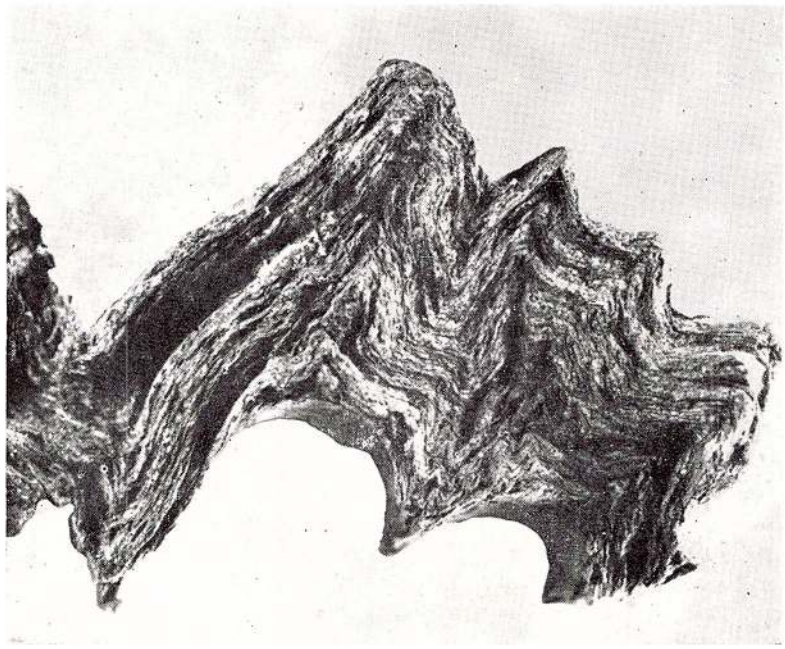
Institutul Geologic al României

PLANŞA VIII

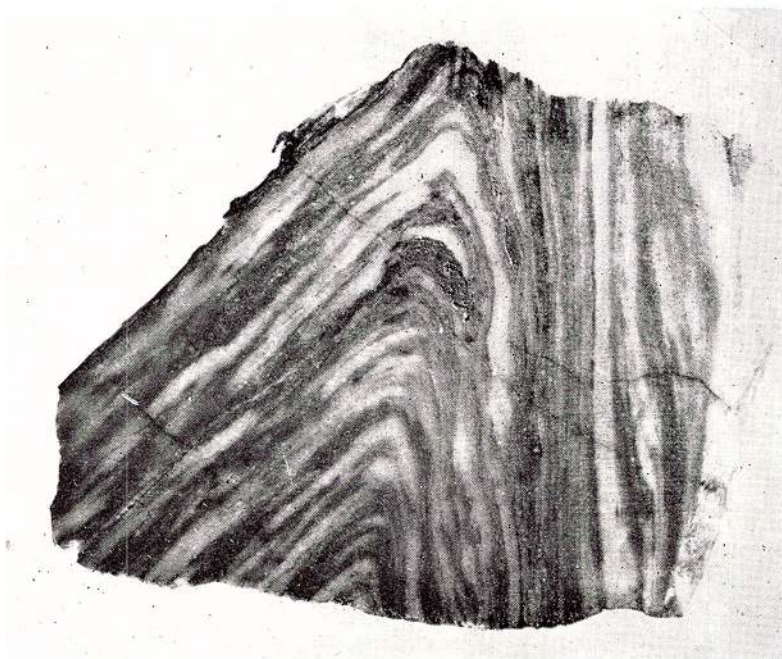
Fig. 1. —Microcute centrimetrice de alunecare flexurală modificate prin aplatizare în şisturi sericito-cloritoase. Mărime naturală.
Microplis centrimètriques de glissement flexural modifiés par applatissement dans des schistes séricito-chloriteux. Grandeur naturelle.

Fig. 2. — Microcută de alunecare concentrică B_1, modificată prin aplatizare în şisturi calcaroase. Mărime naturală.
Micropli de glissement concentrique B_1, modifié par applatissement dans des schistes calcaires. Grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României



1



2

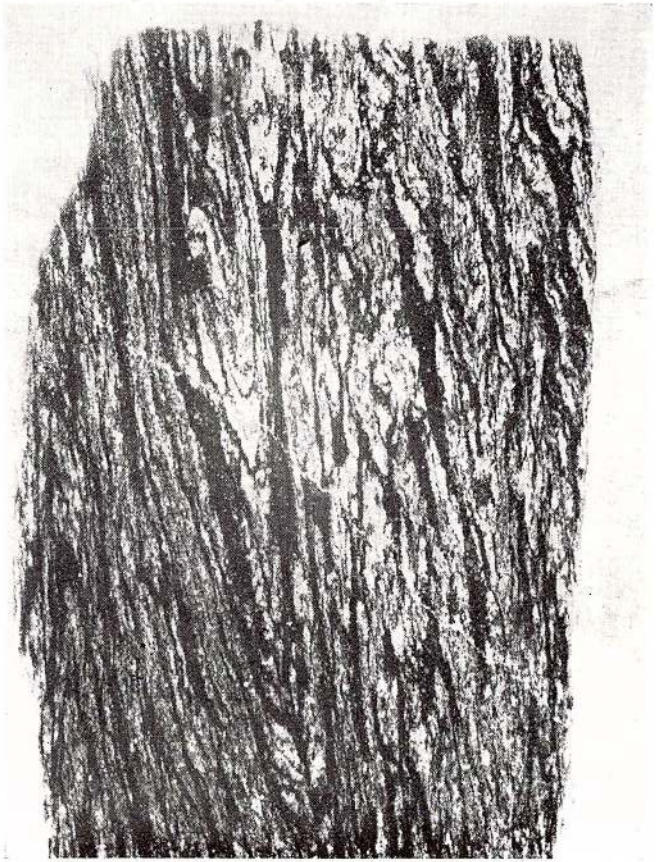
Institutul Geologic al României

PLANȘA IX

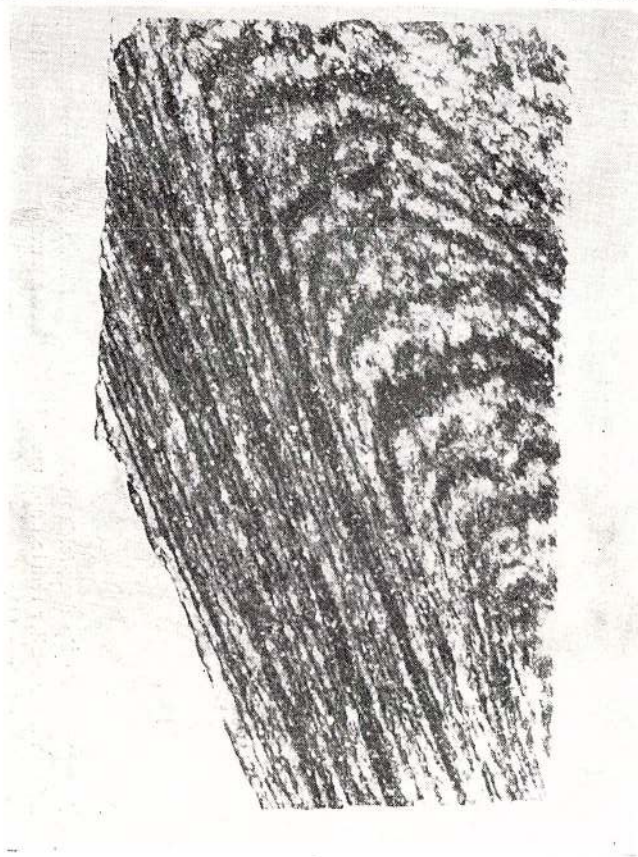
Fig. 1. — Șistozitate de stratificație cutată izoclinal cu tendință de a fi transpusă de-a lungul unei șistozități de clivaj Cl_1. Mărime naturală.
Schistosité de stratification plissée izoclinal à tendence d'être transposée le long d'une schistosité de clivage Cl_1. Grandeur naturelle.

Fig. 2. — Microcută de tip similar formată în decursul tectonicii B_1 ; se observă cum șistozitatea de clivaj întretaie rubanarea rocii în zona de șarnieră a microcutei. Mărime naturală.
Micropli de type similaire formé pendant la tectoniques B_1 ; on observe la schistosité de clivage qui traverse la zone rubanée de la roche dans la zone de charnière du micropli. Grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA X

Fig. 1. — Microcute B_1 de tip drag-folds în șisturi sericito-grafitoase. Se observă tendința de laminare a flancurilor scurte după un sistem de plane paralele planului axial al microcutelor. Mărime 1/2.
Microplis B_1 de type „drag-folds" dans des schistes séricito-graphiteux. On observe la tendance de lamination des flancs courts suivant un système de plans parallèles au plane axial des microplis. Grandeur 1/2.

Fig. 2. — Microcute B_1 de tip drag-folds cu clivaje axiale Cl_1 — șisturi sericito-grafitoase. Se observă filonașe, concordante cu șistozitatea, de cuarț exudat sinmetamorfic. Mărime 1/2.
Microplis B_1 de type drag-folds à clivages axiaux Cl_1 — schistes séricito-graphiteux. On observe des filonnets, concordants avec la schistozité, de quartz exudé synmétamorphique. Grandeur 1/2.

Fig. 3. — Microcute B_1 în șisturi sericito-cloritoase cu plane axiale divergente. Mărime naturală.
Microplis B_1 dans des schistes séricito-chloriteux ayant des plans axiaux divergents. Grandeur naturelle.

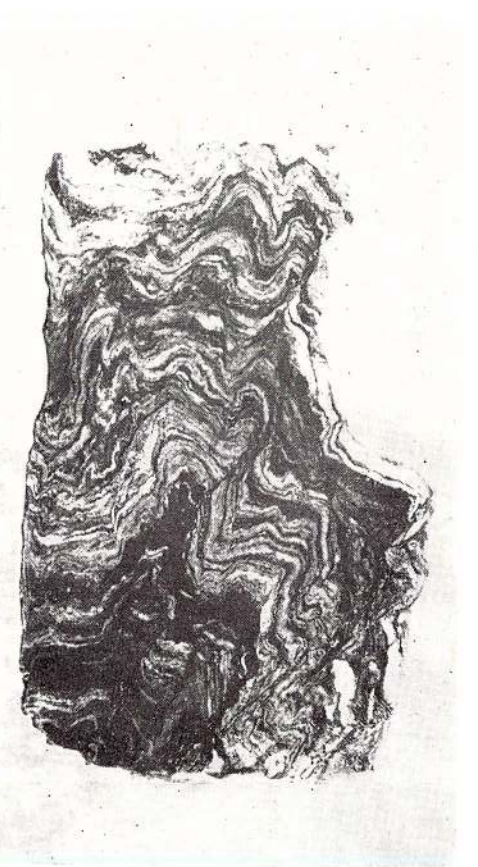
Institutul Geologic al României



1



2



3

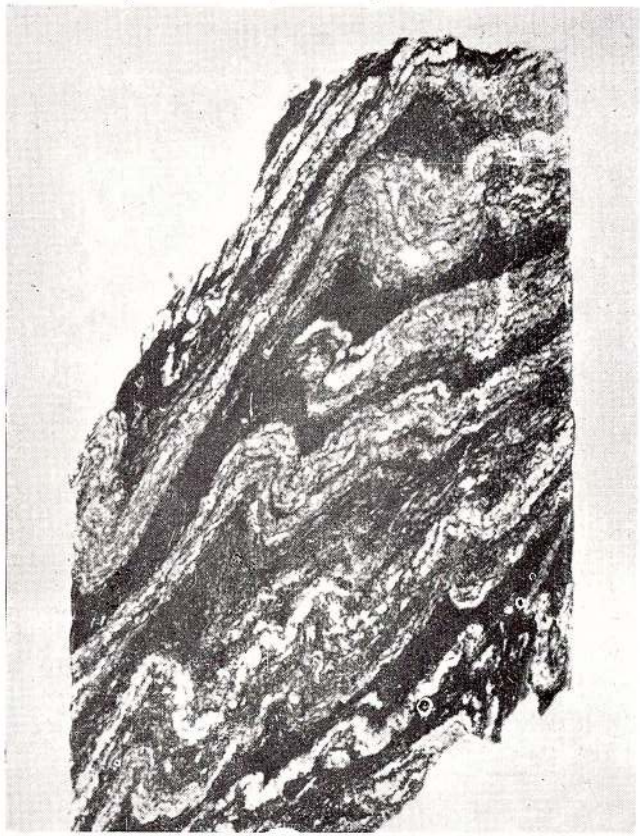
Institutul Geologic al României

PLANȘA XI

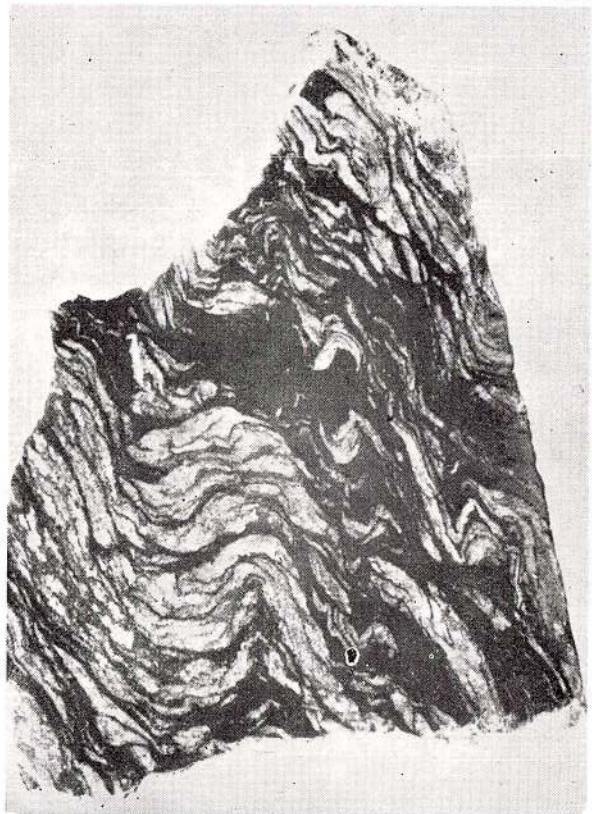
Fig. 1.— Șistozitatea Sts_1 cu microcute B_1 de tip drag-folds. Se observă laminarea stratuleţelor competente cuarţoase înconjurate de material sericito-cloritos. Mărime naturală.
Schistosité Sts_1 à microplis B_1 de type drag-folds. On observe la lamination des couches minces compétentes quartzeuses entourées de matériel séricito-chloriteux. Grandeur naturelle.

Fig. 2. — Microcute de tip drag-folds (B_1) ; se observă tendinţa de laminare şi întrerupere a zonelor competente cuarţoase. Mărime naturală.
Microplis de type drag-folds (B_1) ; on observe la tendance de lamination et d'interruption des zones compétantes quartzeuses. Grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA XII

Fig. 1. — Microcute B_1 în șisturi sericito-cloritoase ; se observă dizarmonia de cutare existentă între zonele mai cuarțoase (mai deschise la culoare) față de benzile bogate în filosilicați. Mărime 1/2.

Microplis B_1 dans des schistes séricito-chloriteux ; on observe la dysharmonie de plissement existente entre les zones plus quartzeuses (d'une couleur plus claire) en comparaison avec les bandes riches en phyllosilicates. Grandeur 1/2.

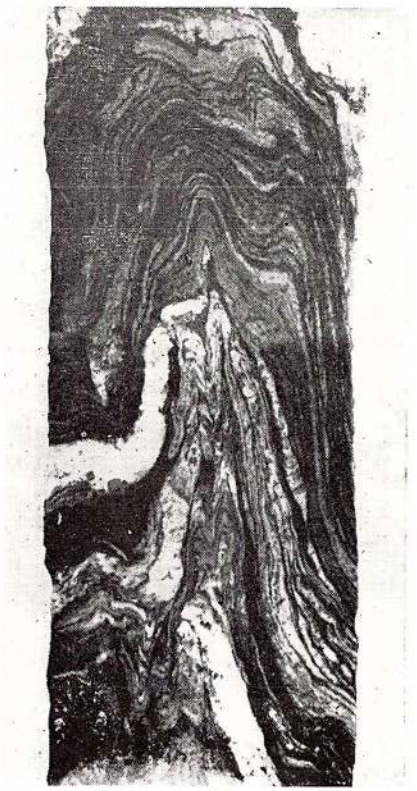
Fig. 2. — Microcute B_1 de alunecare flexuală modificate prin aplatizare. Se observă tendința de diapirism în șarnieră a materialului filosilicatic și întreruperea benzilor cuarțoase. Mărime 2/3.

Microplis B_1 de glissement flexural modifiés par applatissement. On observe la tendance de diapyrisme dans la charnière, du matériel phyllosilicaté, et l'interruption des bandes quartzeuses. Grandeur 2/3.

Fig. 3.— Microcute B_1 de tip drag-folds sparte în zone de șarnieră de clivaje Cl_1 (șist sericito-cloritos cuarțos). Mărime 1/3.

Microplis B_1 de type drag-folds cassés dans la zone de charnière par les clivages Cl_1 (schiste séricito-chloriteux quartzeux). Grandeur 1/3.

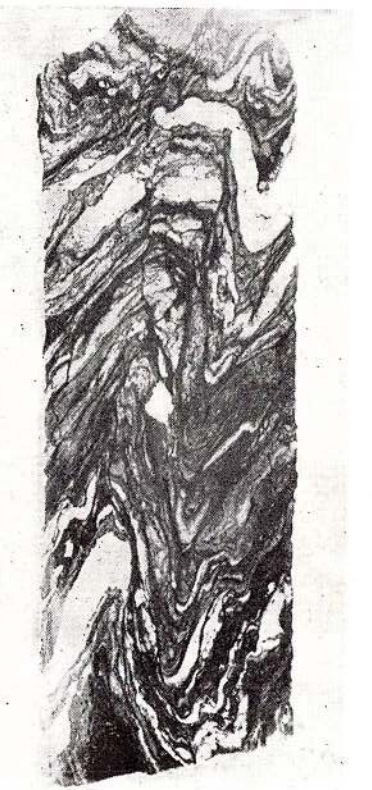
Institutul Geologic al României



1



2



3

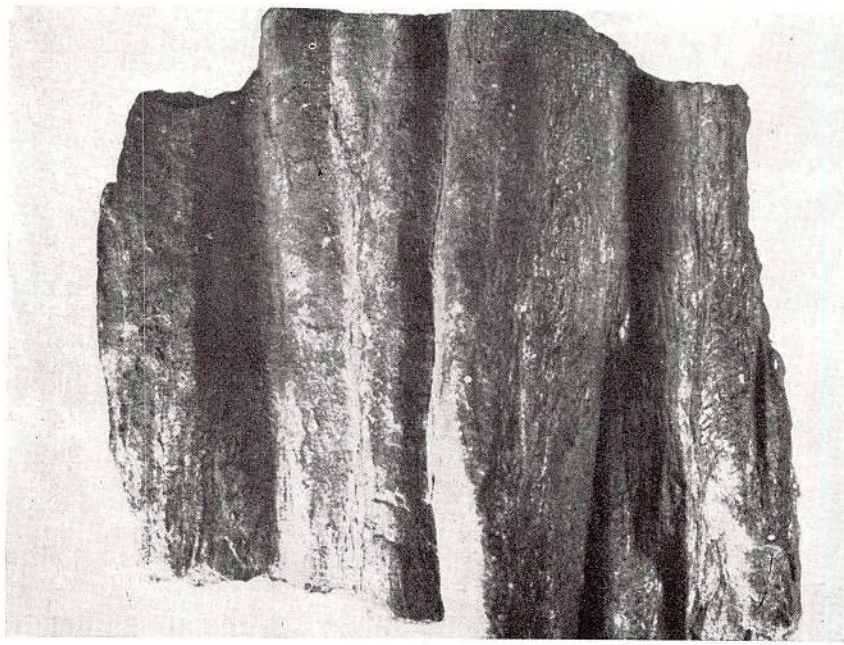
Institutul Geologic al României

PLANȘA XIII

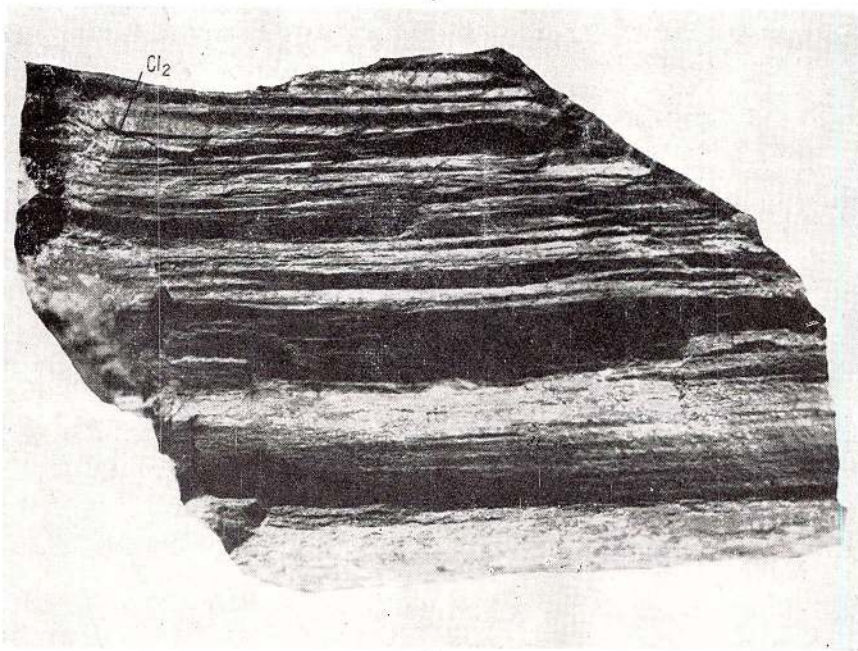
Fig. 1. — Șarniere de microcute B_1 (în plan orizontal) în șist sericito-cloritos. Mărime naturală.
Charnières de microplis B_1 (en plane horizontal) dans un schiste séricito-chloriteux. Grandeur naturelle.

Fig. 2. — Șarnire de microcute B_2 determinate de intersectarea șistozității cu sistemul de clivaje Cl_2. Mărime naturală.
Charnière de microplis B_2 déterminées par l'intersection de la schistosité et du système de clivages Cl_2. Grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României



1



2

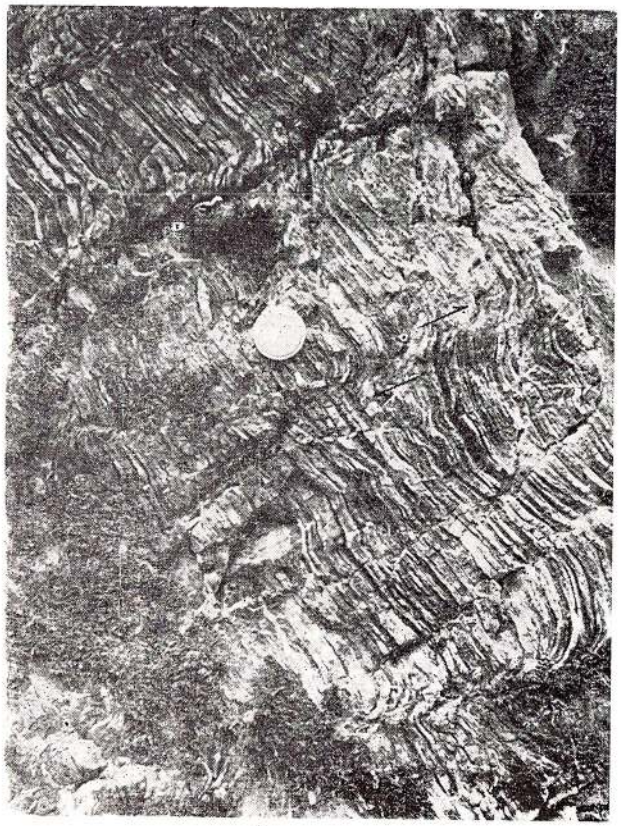
Institutul Geologic al României

PLANȘA XIV

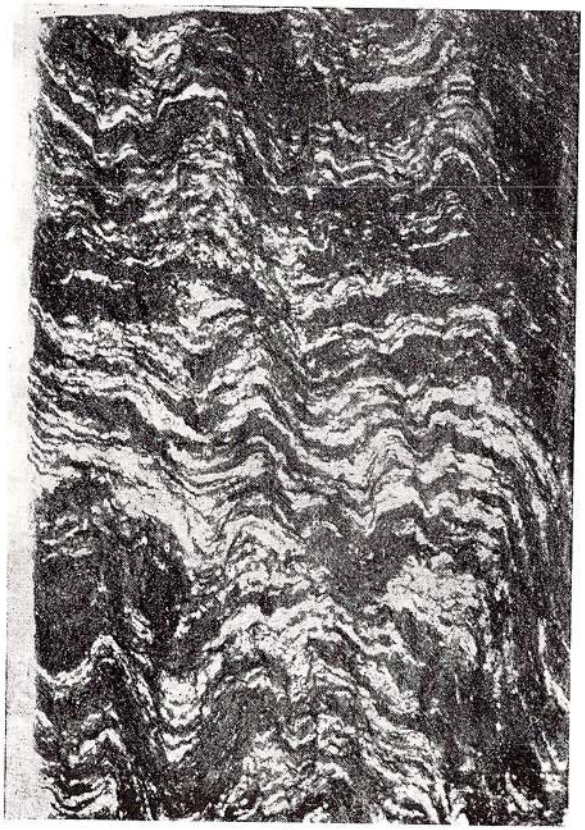
Fig. 1. — Sistemul de plane S_2 în dolomitele șistoase de la Luncani. Se observă constanța sensului de supraîmpingere de-a lungul acestor, plane transformate în clivaje ale unor microcute B_2 incipiente.
Système de plans S_2 dans les dolomies schisteuses de Luncani. On observe la constance du sens de surpoussée le long de ces plans, transformés en clivages de certains microplis B_2 de début.

Fig. 2. — Șistozitate Sts_1 afectată de microcute de amplitudine aproximativ egală (microcute B_2). Mărime naturală.
Schistosité Sts_1 affectée par des microplis d'amplitude approximativement égale. (microplis B_2). Grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României



1



2

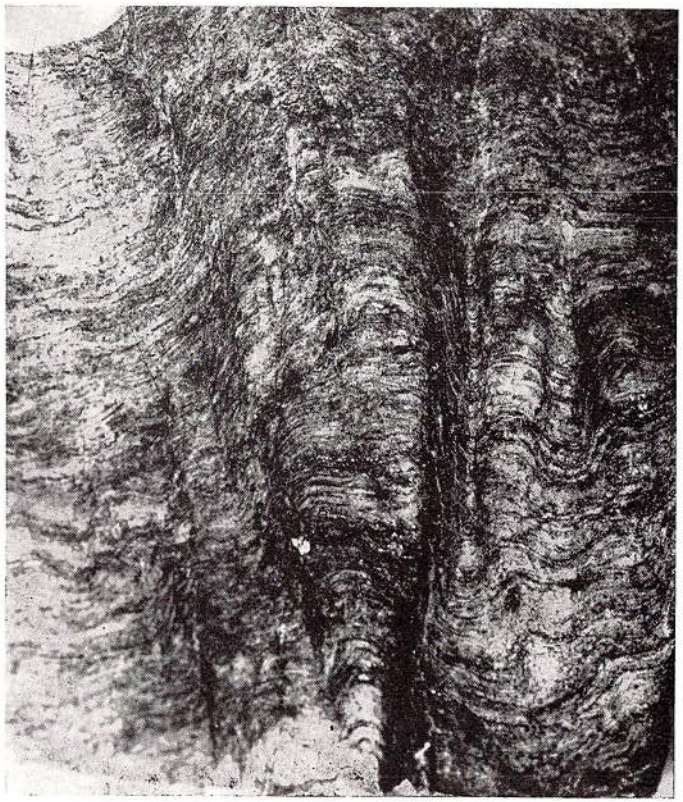
Institutul Geologic al României

PLANȘA XV

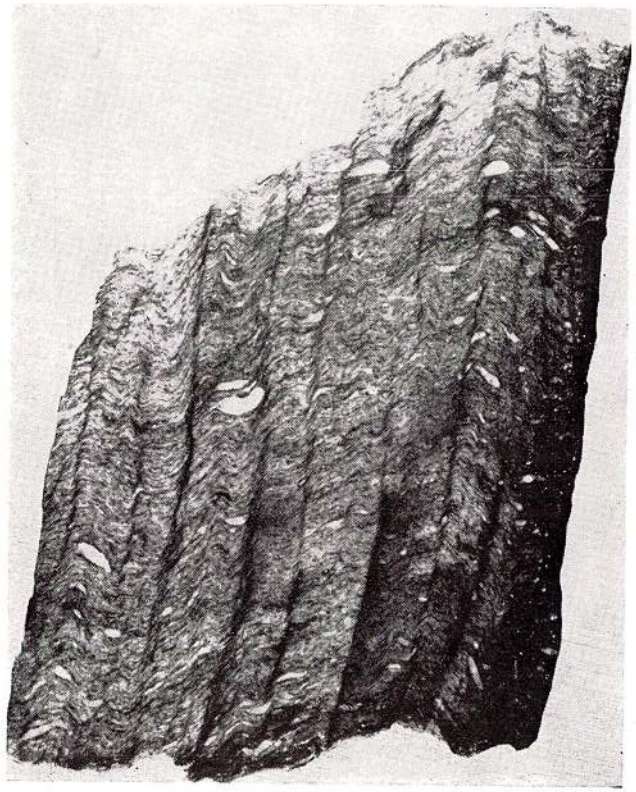
Fig. 1. — Microcute B_2 și clivaje Cl_2 incipiente în șist sericito-cloritos. Mărime naturală.
Microplis B_2 et clivages Cl_2 de début en schiste séricito-chloriteux. Grandeur naturelle.

Fig. 2. — Metatuf acid cu fenocristaloclaste relicte de cuarț (dispuse paralel cu Sts_1) afectat de clivaje Cl_2, care tind să se transforme într-o șistozitate St_2. Mărime naturală.
Métatuf acide à phénocristalloclastes reliques de quartz (disposés parallèlement à Sts_1) affecté par les clivages Cl_2, qui tendent à se transformer dans une schistosité Sts_2. Grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României



1



2

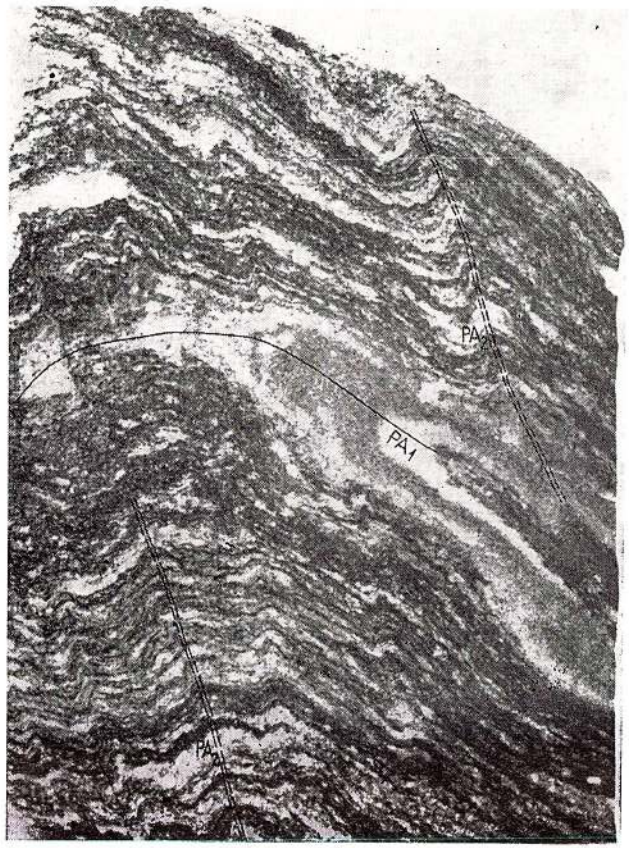
Institutul Geologic al României

PLANȘA XVI

Fig. 1. — Microcută izoclinală B_1 afectată de microcutele B_2. Se observă unghiul apreciabil dintre planele axiale (PA_1 și PA_2) ale celor două sisteme de cutări. Mărime naturală.
Micropoli izoclinal B_1 affecté par les microplis B_2. On observe l'angle appréciable entre les plans axiaux (PA_1 et PA_2) des deux systèmes de plissement. Grandeur naturelle.

Fig. 2. — Șistozitatea Sts_1 microcutată izoclinal, afectată de tectonica S_2. Microcutele B_1 sînt deformate de microcutele B_2, cu planul axial PA_2 dispus aproximativ orizontal. Sts_1 = șistozitate de stratificație. Mărime naturală.
Schistosité Sts_1 microplissée izoclinal, affectée par la tectonique S_2. Les micrioplis B_1 sont déformées par les microplis B_2, avec le plan PA_2 disposé approximativement horizontal. Sts_1 = schistosité de stratification. Grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României



1



2

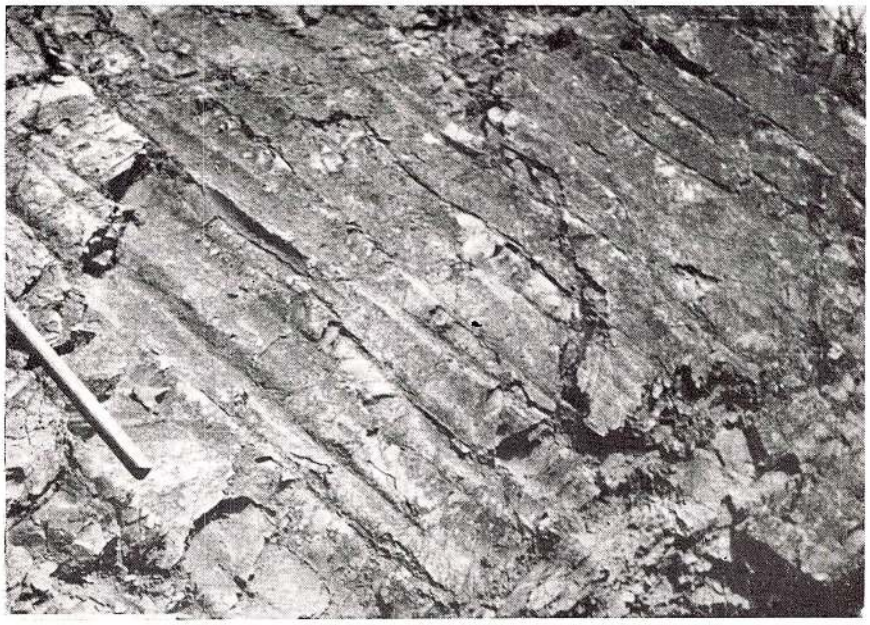
Institutul Geologic al României

PLANȘA XVII

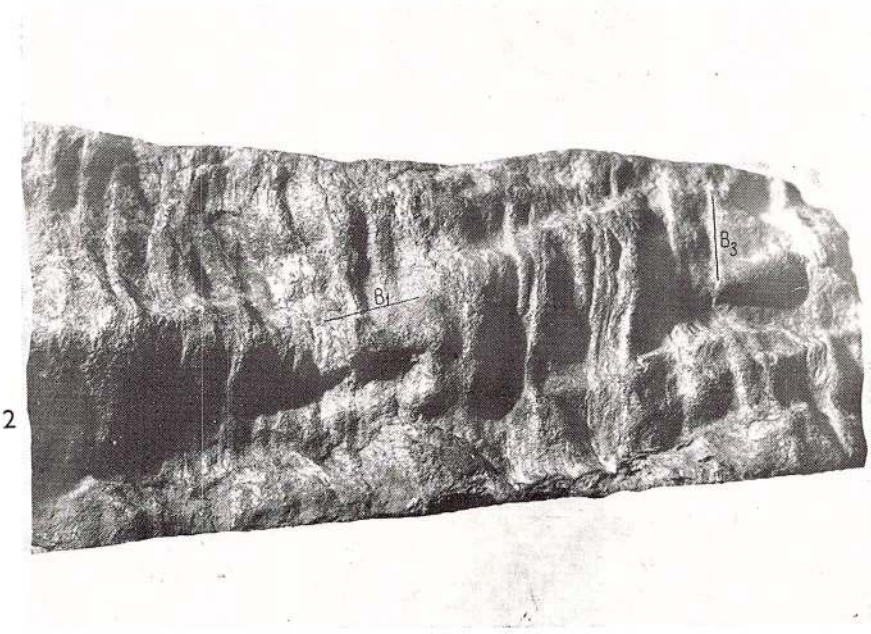
Fig. 1. — Microcute B_3 decimetrice în dolomitele șistoase de la Luncani.
Microplis B_3 décimétriques dans les dolomies schisteuses de Luncani.

Fig. 2. — Aspect de tablă ondulată, rezultat din interferarea microcutelor B_1 cu microcutele B_3. Mărime naturală.
Aspect de tôle ondulé, résulté de l'interférence des microplis B_1 et des microplis B_3. Grandeur naturelle .

Institutul Geologic al României



1



2

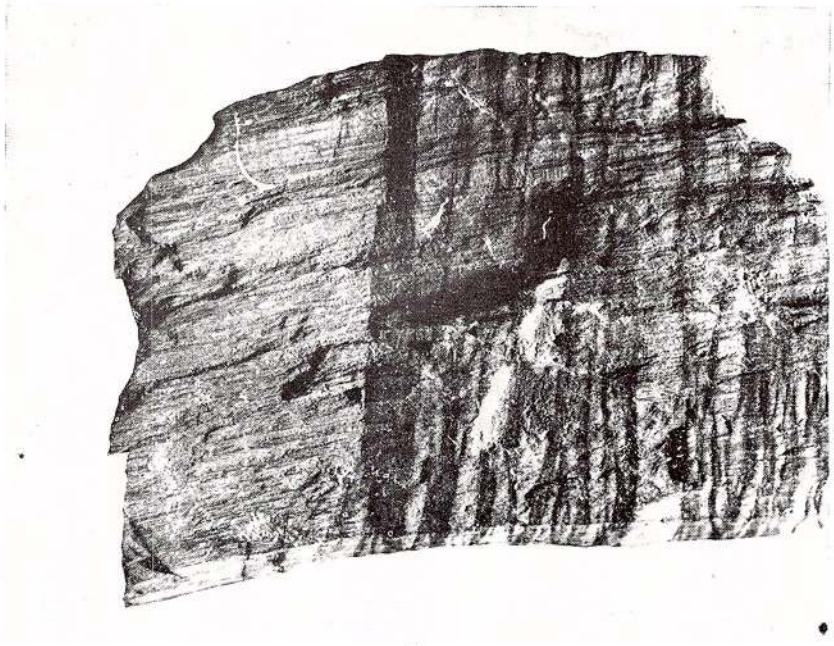
Institutul Geologic al României

PLANȘA XVIII

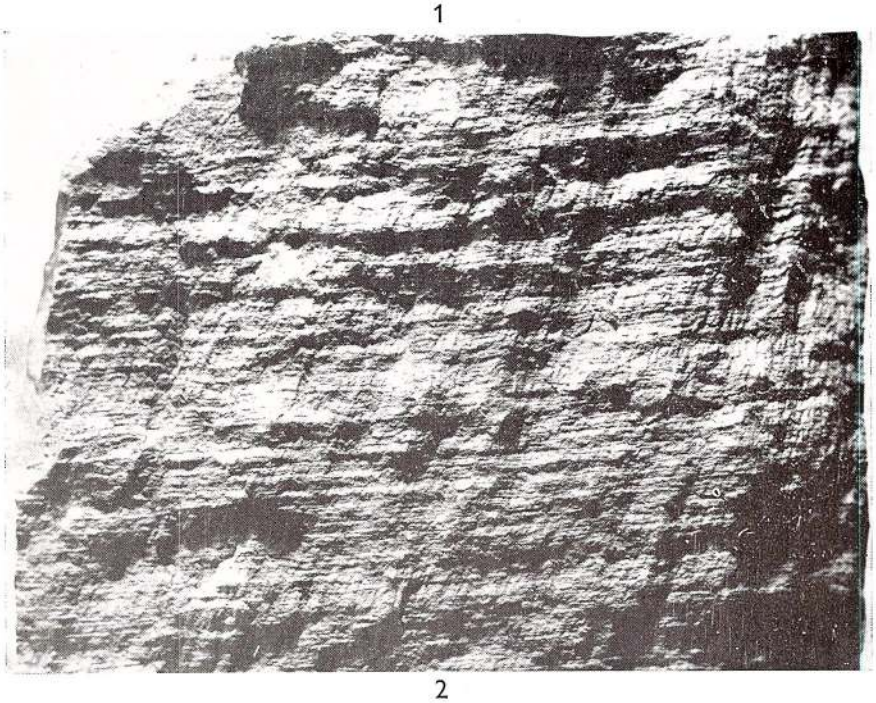
Fig. 1. — Liniații l_2 afectate de microcute B_3. Se observă tendința de menținere constantă a sensului de deplasare de-a lungul clivajului Cl_3. Mărime naturală.
Liniations l_2 affectées par les microplis B_3. On observe la tendance de maintenir constamment le sens de déplassement le long du clivage Cl_3. Grandeur naturelle.

Fig. 2. — Intersectarea liniațiilor l_1 (slab înclinate) de către liniațiile l_3 (puternic înclinate). Mărime naturală.
Liniations l_1 (faiblement inclinées) affectées par les liniations l_3 (fortement inclinées). Grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României



1



2

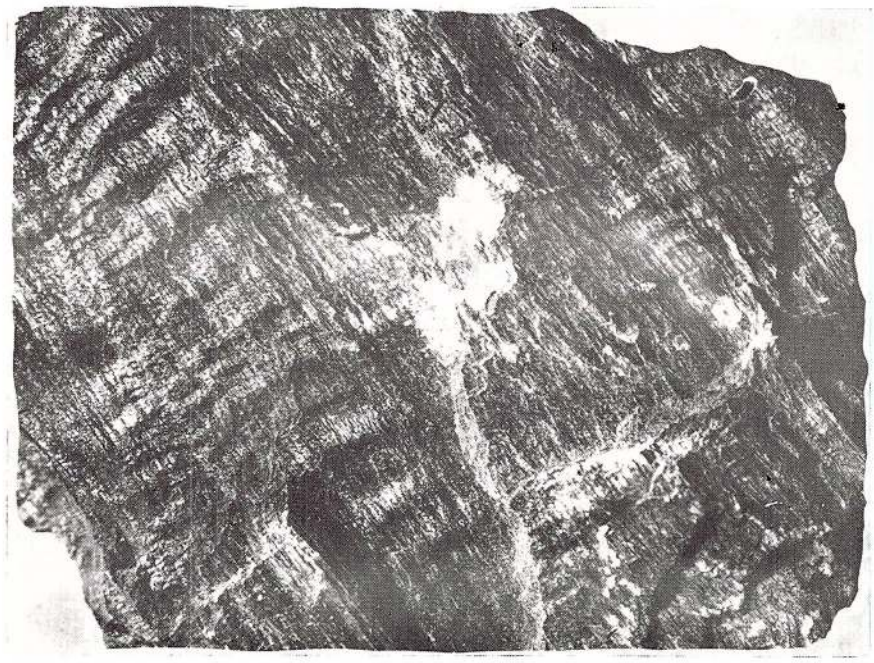
Institutul Geologic al României

PLANȘA XIX

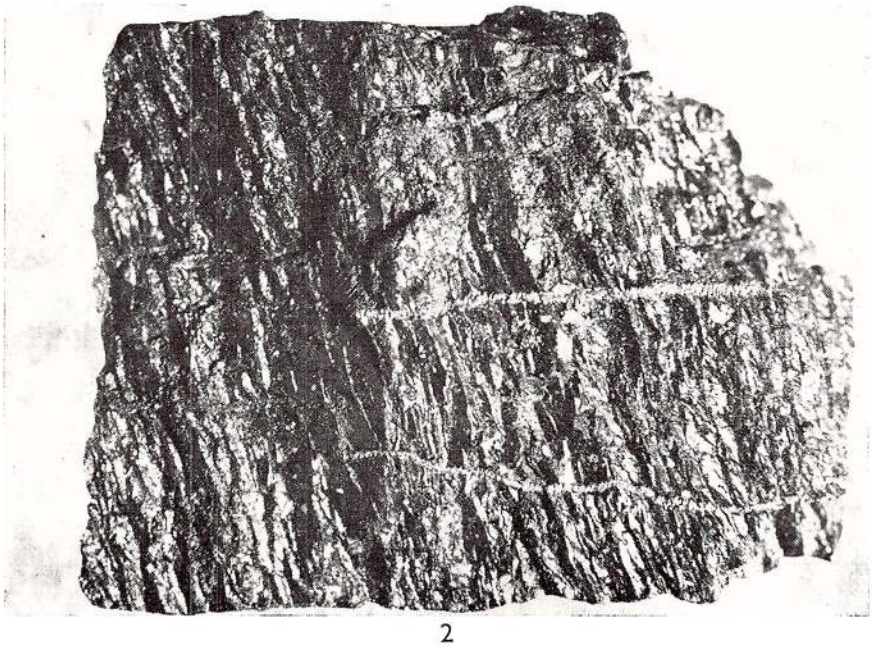
Fig. 1. — Șist hematitic cu liniații l_1 deranjate de microcutele B_3. Mărime naturală.
Schiste hématitique à liniations l_1 dérangées par les microplis B_3. Grandeur naturelle.

Fig. 2. — Minereu hematitic cu magnetit (Iazuri), cu liniații l_2 (puternic inclinate în fotografie) afectate de liniații l_3 (orizontale). Mărime naturală.
Minérai hématitique a magnétite (Iazuri) à liniations l_2 (fortement inclinées) affectées par les liniations l_3 (horizontales). Grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA XX

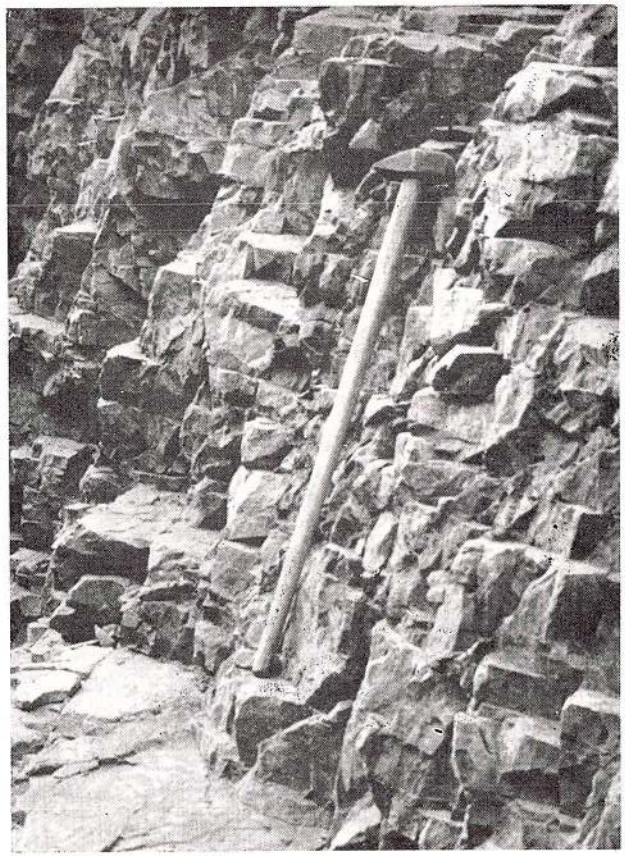
Fig. 1. — Fisuri puternic inclinate în dolomitele de la Luncani.
Fissures fortement inclinées dans les dolomies de Luncani.

Fig. 2. — Fisuri în dolomitele de la Luncani. Se observă trei sisteme de fisuri principale, din care, cel marcat de ciocan, este sistemul „ac".
Fissures dans les dolomies de Luncani. On observe trois systèmes de fissures principales, dont celui marqué par le marteau, est le système „ac".

Institutul Geologic al României



1



2

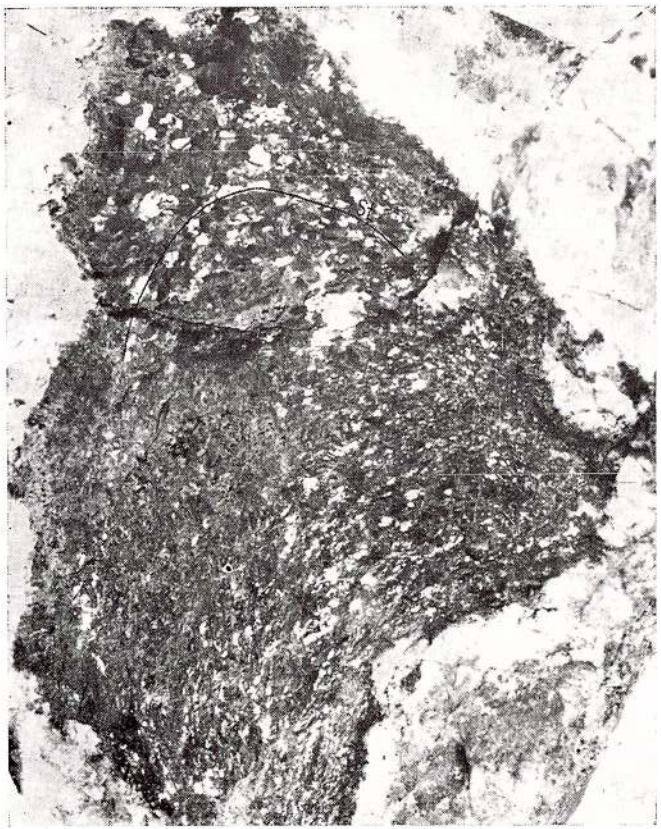
Institutul Geologic al României

PLANȘA XXI

Fig. 1. — Șistozitate (St) și microcută în minereul galenifer metamorfozat de la SE de Românești. 2 ×.
Schistosité (St) et micropli dans le minérai galénifére métamorphisé situés au SE de Românești. 2×.

Fig. 2. — Detaliu într-un filonaș de galenă metamorfozată, în care se observă șistozitatea acesteia (St). 2×.
Détail dans un filonnet de galène métamorphisée ou on observe la schistosité de celle-ci (St). 2×.

Institutul Geologic al României



1



2

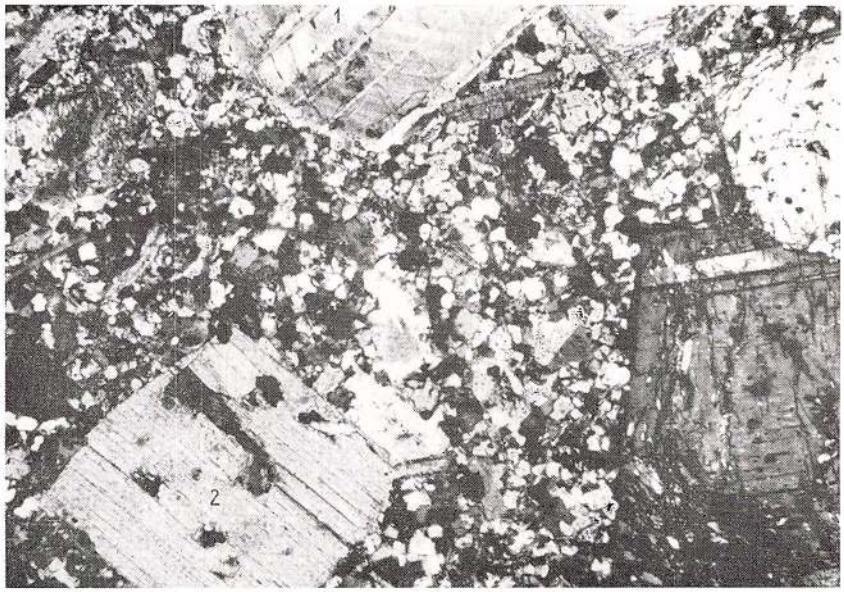
Institutul Geologic al României

PLANȘA XXII

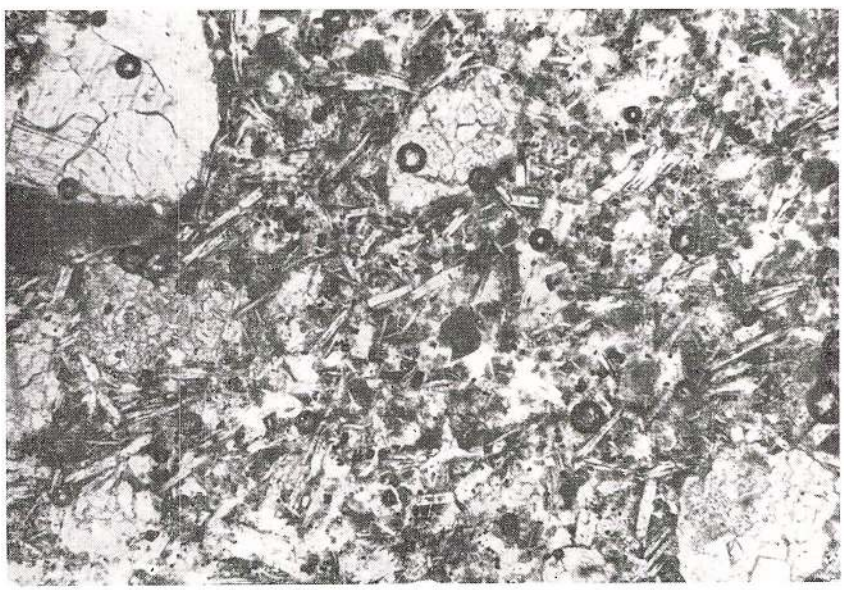
Fig. 1. — Granodiorit porfiric (banatit) — Valea Mare (S Zolt). 1, plagioclaz ; 2, biotit. N+. ×50
Granodiorite porphyrique (banatite) — Valea Mare (S Zolt). 1, plagiocalse ; 2, biotite. N+. × 50.

Fig. 3. — Odinit (banatit) — Pîrîul Păronilor (E Gladna Română). Fenocristalele de augit au fost înlocuite cu calcit (alb-cenușiu). N// × 50.
Odinite (banatite) — Pîrîul Păronilor (E Gladna Română). Les phénocristaux d'augite ont été remplacés par le calcite (blanc-gris). N// × 50.

Institutul Geologic al României



1



2

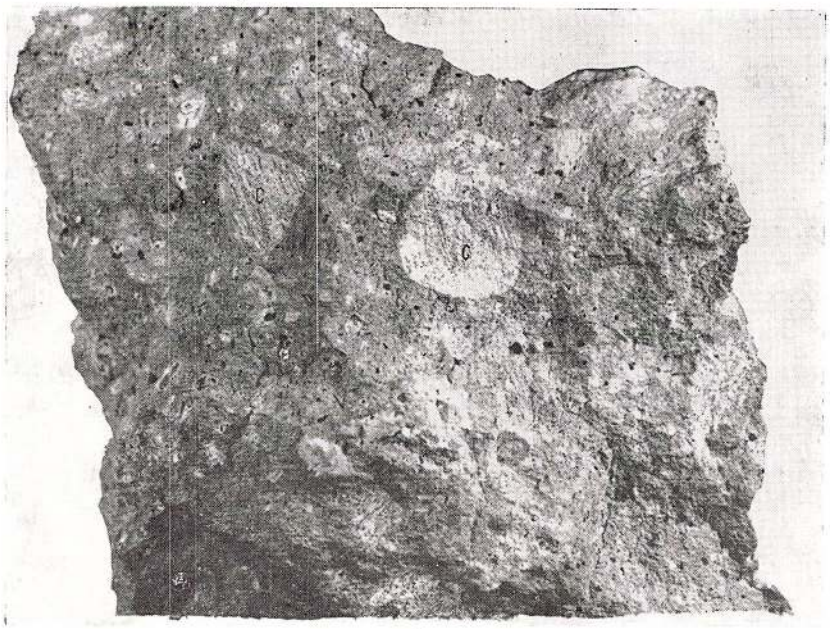
Institutul Geologic al României

PLANȘA XXIII

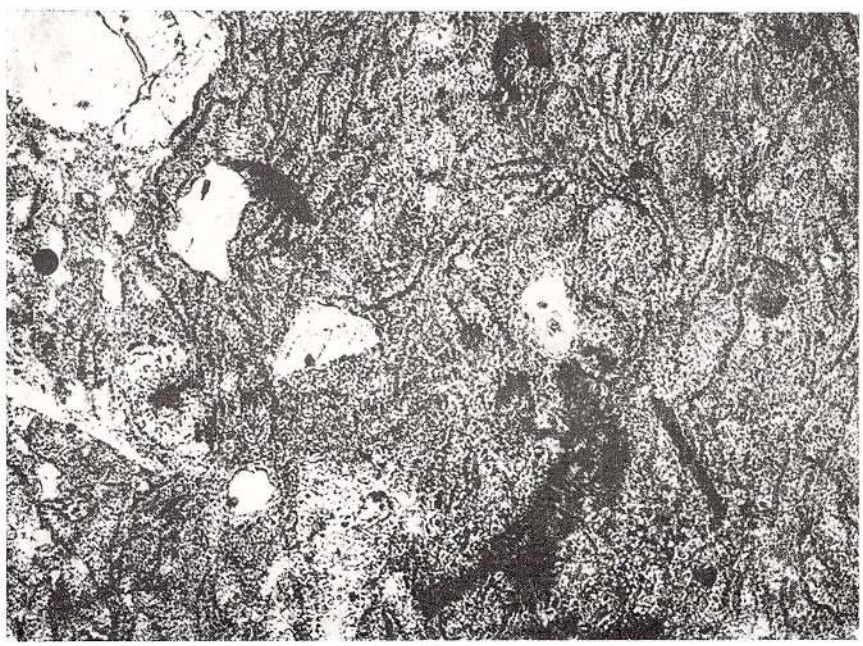
Fig. 1. — Tuf sudat riolitic cu elemente colțuroase și subrotunjite de șisturi cristaline (C) — ciclul I de erupții neogene. Mărime naturală.
Tuf soudé rhyolitique avec des élements anguleux et subarrondis des schistes cristallins (C) — I^{er} cycle d'éruptions néogènes. Grandeur naturelle.

Fig. 2. — Tuf sudat riolitic (N Tomești) — ciclul I de erupții neogene. Se observă alcătuirea masei fundamentale din fragmente de sticlă sudate precum și cristaloclaste de cuarț (alb). N //. × 90.
Tuf soudé rhyolitique (N Tomești) — I^{er} cycle d'éruption néogènes. On observe la constitution de la masse fondamentale renfermant des fragments de verre soudés ainsi que des cristalloclastes de quartz (blanc). N //. × 90.

Institutul Geologic al României



1



2

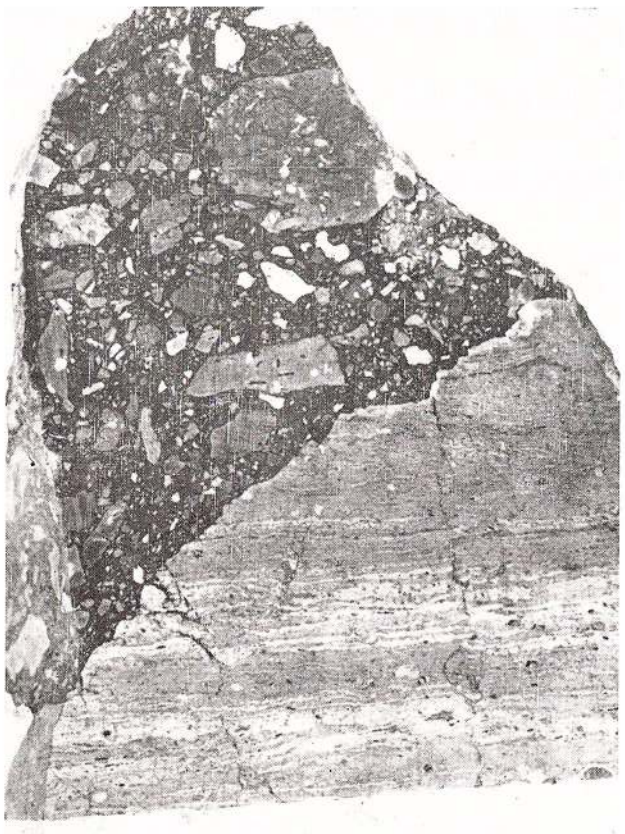
Institutul Geologic al României

PLANȘA XXIV

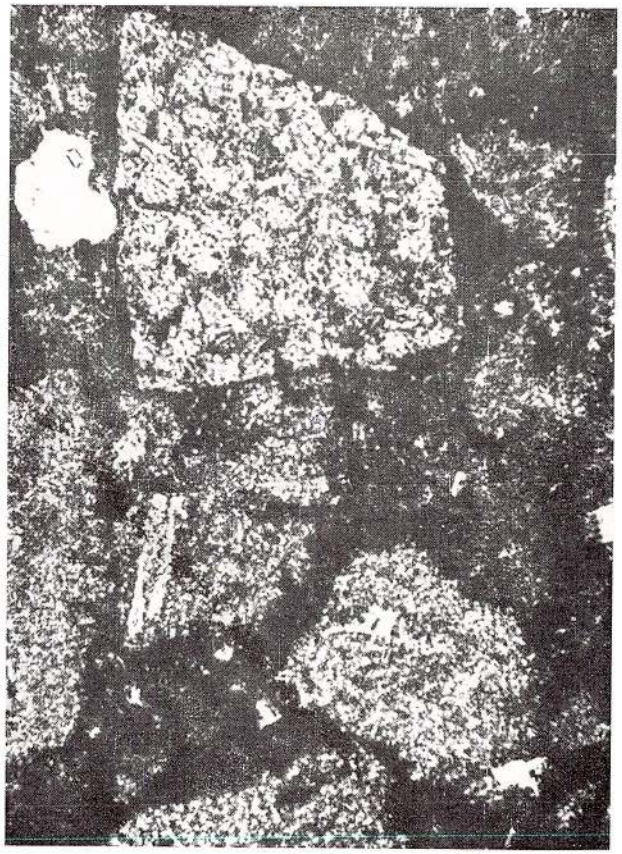
Fig. 1. — Brecie piroclastică cu elemente de tufuri sudate riolitice (Românești) — ciclul I de erupții neogene. Mărime naturală.
Brèche pyroclastique à éléments de tufs rhyolitiques (Românești) — I^{er} cycle d'éruptions néogènes. Grandeur naturelle.

Fig. 2. — Brecie piroclastică cu elemente de tufuri riolitice (Românești) — ciclul I de erupții neogene. Nicoli //. × 90.
Brèche pyroclastique à éléments de tufs soudés rhyolitiques (Românești) — I^{er} cycle d'éruptions néogènes. Nicoli //. × 90.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXV

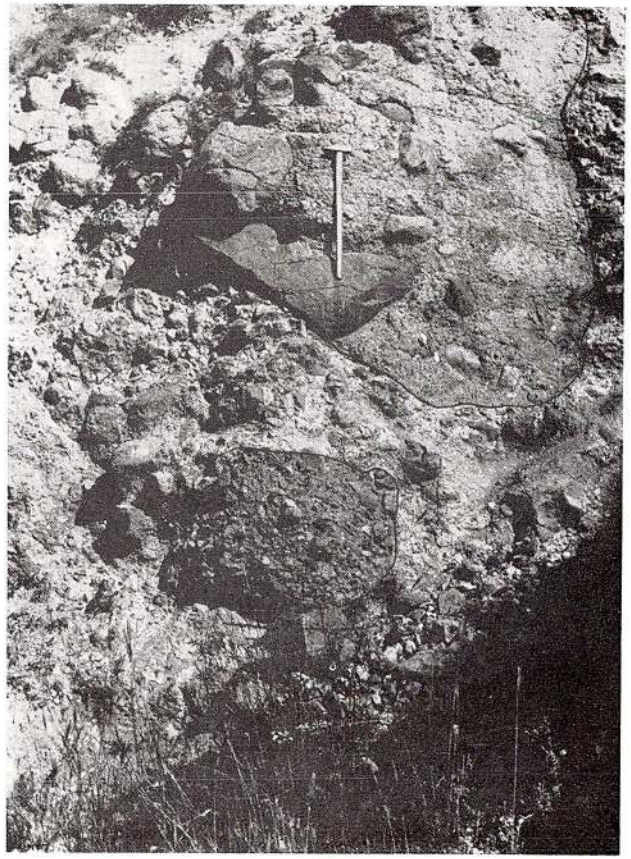
Fig. 1. — Piroclastite grosiere (Pietroasa) constituite predominant din elemente andezitice rotunjite şi subrotunjite (aglomerate) — ciclul II de erupţii neogene.
Pyroclastites grossiéres (Pietroasa) constituées prédominant des éléments andésitiques arrondis et subarrondis (agglomérats) — II^{e} cycle d'éruptions néogènes.

Fig. 2. — Blocuri metrice de piroclastite andezitice prinse în masa brecio-aglomeratelor din partea de nord a masivului Poiana Ruscă — ciclul II de erupţii neogene.
Blocs métriques de pyroclastites andésitiques englobés dans la masse de la brèche-agglomérats du N du massif de Poiana Ruscă — II^{e} cycle d'éruptions néogènes.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXVI

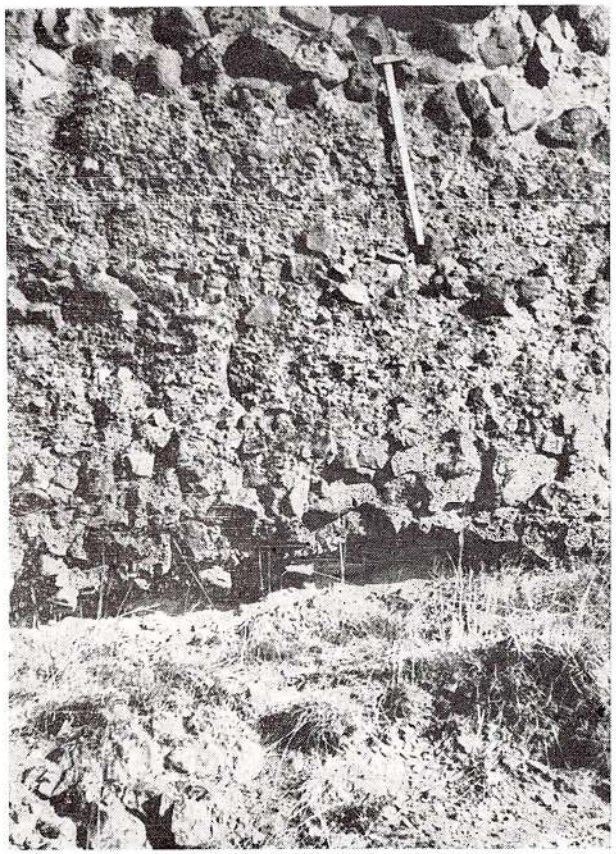
Fig. 1. — Gradare în piroclastitele din partea de nord a masivului Poiana Ruscă — ciclul II de erupții neogene. Momentul eruptiv începe cu elemente grosiere (10—30 cm) și se termină cu elemente sub 2—3 cm.

Gradation dans les pyroclastites du N du massif de Poiana Ruscă — II^{e} cycle d'éruptions néogénes Le moment éruptif commence avec des éléments grossiers (10—30 cm) et finit avec des éléments épais de moins 2—3 cm.

Fig. 2. — Detaliu în produsele piroclastice ale unui element de erupție — ciclul II de erupții neogene.

Détail dans les produits pyroclastiques d'un moment d'éruption — II^{e} cycle d'éruptions néogènes.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXVII

Fig. 1. — Andezit cu augit și hornblendă, din ciclul II de erupții neogene, care străbate piroclastitele andezitice ale aceluiași ciclu — Valea Bega (W Pietroasa). 1, augit ; 2, plagioclaz ; hornblenda este pseudomorfozată de clorit. N// × 50.
Andésite à augite et hornblende, du II^{e} cycle d'éruptions néogènes, qui traverse les pyroclastites andésitiques du même cycle — Vallées de Bega (W Pietroasa). 1, augite ; 2, plagioclase ; la hornblende est pséudomorphisée par le chlorite. N// × 50.

Fig. 2. — Andezit cu augit și hipersten din piroclastitele ciclului II de erupții neogene—Valea Slăveasca (N Pietroasa). Se observă o concentrare glomero-porfirică de augit. N// × 50.
Andésite à augite et hypesthène des pyroclastites du II^{e} cycle d'éruptions néogènes—Vallée de Slăveasca (N Pietroasa). On observe une concentration glomèro-porphyrique d'augite. N// × 50.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

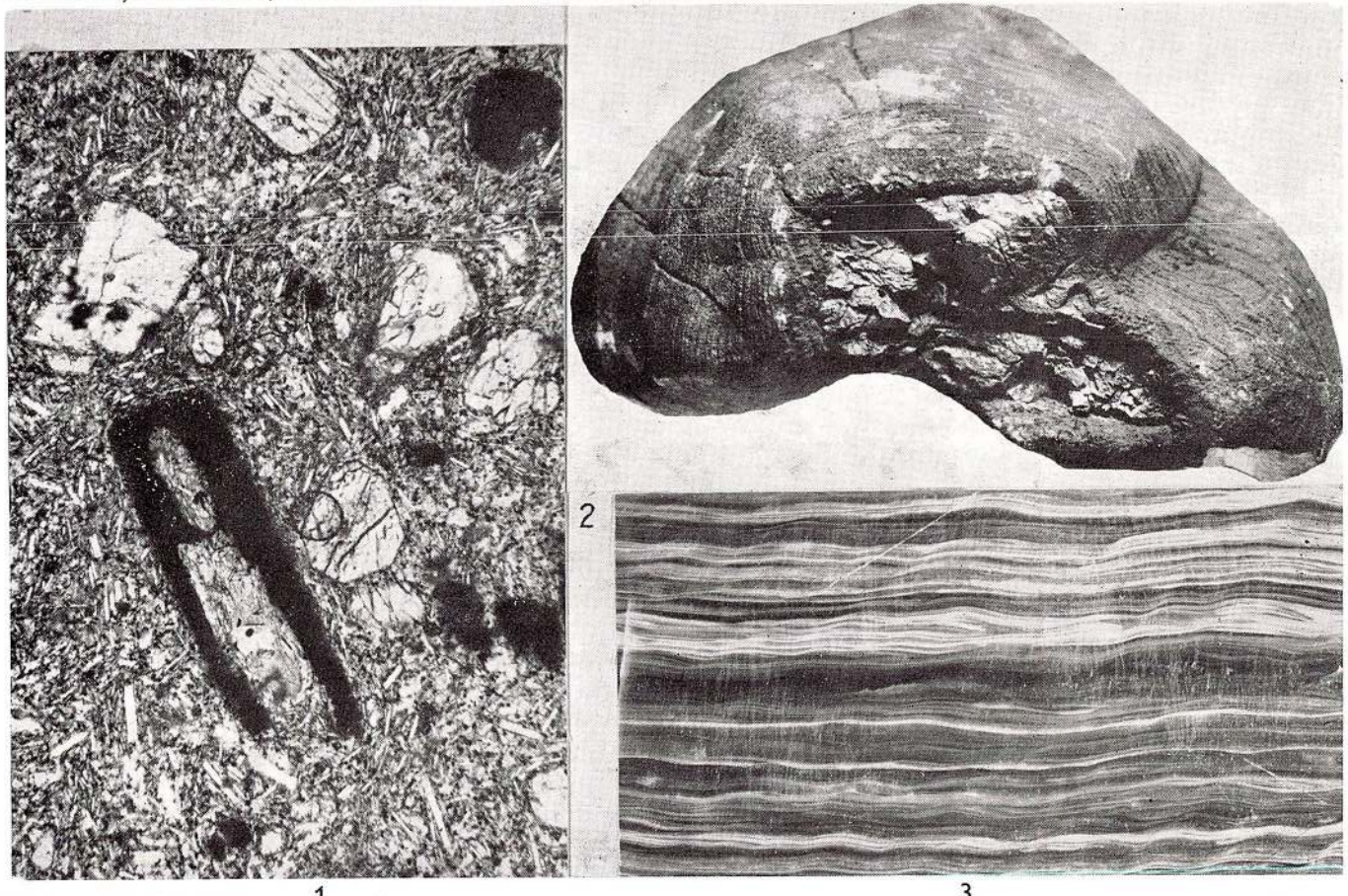
PLANȘA XXVIII

Fig. 1. — Andezit bazaltic (ciclul III al erupțiilor neogene) — Valea Drăgoi (SE Crivina) Fenocristalele sînt reprezentate prin augit (alb-cenușiu) și hornblendă opacizată și parțial resorbită (negru). N// × 50.
Andésite basaltique (III^{e} cycle d'éruptions néogènes) — Vallée de Drăgoi (SE Crivina). Les phénocristaux sont représentés par l'augite (blanc-gris) et par la hornblende opacitisée et partiellement résorbée (noir). N// × 50.

Fig. 2. — Depunere concentrică de aragonit pe un fragment de rocă dolomitică — Luncani. Mărime 1/2.
Dépôt concentrique d'aragonite sur un fragment de roche dolomitique — Luncani. Grandeur 1/2.

Fig. 3. — Aragonit (suprafață lustruită) — Luncani. Mărime naturală.
Aragonite (surface polie) — Luncani. Grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României



1 2 3

Anuarul Institutului geologic, vol XLII.

Institutul Geologic al României

MIRCEA MUREŞAN

HARTA GEOLOGICĂ A PĂRŢII DE NORD - VEST A MASIVULUI POIANA RUSCĂ

0 500 1000 1500 2000 m.

III. FORMAŢIUNI METAMORFICE

Seria de Padeş (Pd)

CARBONIFER INFERIOR

21, 22 — Orizontul metatufurilor acide (de Bordaru)
- Şisturi sericito-cloritoase ± cuarţoase (a)
- Calcare şi calcare dolomitice (b)
- Roci tufogene acide (c)
- Şisturi sericito-cloritoase ± cuarţoase (d)
- Calcare şi calcare dolomitice (e)
- Acumulări piritoase vulcanogen-sedimentare (Py)

→ Pd_3 Complexul şisturilor sericito-cloritoase şi al metatufurilor acide (de Leşnic)

23
- Şisturi şi filite sericito-cloritoase ± cuarţoase, şisturi sericito-grafitoase (a)
- Cuarţite negre (b)
- Roci tufogene bazice (şisturi verzi) (c)
- Roci tufogene acide (d)
- Dolomite şi dolomite calcaroase (e)
- Calcare şi calcare dolomitice (f)

→ Pd_2 Complexul şisturilor sericito-cloritoase supradolomitice (de Gladna)

24
- Şisturi şi filite sericito-cloritoase ± cuarţoase, şisturi şi filite sericito-grafitoase (a)
- Cuarţite negre (b)
- Cuarţite carbonatice (c)
- Dolomite şi dolomite calcaroase (d)
- Calcare şi calcare dolomitice (e)
- Roci talcoase (Tc)

→ Pd_1 Complexul şisturilor sericito-cloritoase şi al dolomitelor de Hunedoara-Luncani

Seria de Ghelar (Gh)

DEVONIAN SUPERIOR

25, 26 — Orizontul Tomeşti-Groşi
- Şisturi sericito-cloritoase ± cuarţoase, şisturi şi filite sericito-grafitoase (a)
- Roci zufogene bazice (şisturi verzi) (b)
- Cuarţite cu hematit ± magnetit (c)
- Cuarţite negre (d)
- Calcarele (a) şi dolomitele (b) de Tomeşti-Groşi
- Şisturi sericito-cloritoase ± cuarţoase, şisturi şi filite sericito-grafitoase, filite sericitoase, cuarţite sericitoase (c)
- Roci tufogene bazice (şisturi verzi) (d)
- Magnetitite (Fe)
- Calcarele (e) şi dolomitele (f) de Nandru-Valea Izvoraşului

→ Gh_2 Complexul şisturilor sericito-cloritoase cu intercalaţii de roci carbonatice şi metatufuri bazice (de Bega)

DEVONIAN MEDIU

27
- Şisturi sericito-cloritoase ± cuarţoase, şisturi sericito-grafitoase ± cuarţoase (a)
- Roci tufogene bazice (şisturi verzi) (b)
- Magnetitite ± hematit ± spessartin, spessartinite cu magnetit (Fe)
- Cuarţite negre (c)

→ Gh_1 Complexul şisturilor verzi tufogene (de Iazuri)

Seria de Govâjdia (Gv)

DEVONIAN INFERIOR

28
- Şisturi sericito-grafitoase, şisturi sericito-cloritoase grafitoase (a)
- Calcarele de Fenigi (b)

→ Gv_2 Complexul şisturilor grafitoase

29
- Şisturi sericito-cloritoase cuarţoase (a)
- Cuarţite negre (b)

→ Gv_1 Complexul şisturilor sericito-cloritoase marţoase

Roci metaeruptive

CARBONIFER INFERIOR
- 30 Mkq — Metakeratofire cuarţifere (Mkq)
- 31 Mp — Metariolite (Mp)

DEVONIAN SUPERIOR
- 32 Mω — Metagabbrouri (Mω)
- 33 Mσ — Metaserpenţinite vehrlitice (Mσ)

Mineralizaţii hidrotermale metamorfozate

CARBONIFER INFERIOR
- 34 G — Galenă, baritină, fluorină (G)

IV. ELEMENTE STRUCTURALE

35 — Anticlinoriul Arănieş - Fărăşeşti

36 — Anticlinal
37 — Sinclinal
} Cute pe flancurile anticlinoriului

38 — Şistozitate de stratificaţie - flanc normal (30)

39 — Şistozitate de stratificaţie - flanc invers (30)

40 — Liniaţiile fazelor B_1, S_2, şi S_4 (paralele sau aproximativ paralele structurilor plicative) (10)

41 — Liniaţia fazei S_3 (10)

42 — Fracturi principale

43 — Fracturi secundare

44 — Limita depozitelor cuaternare

45 — Limita separaţiilor de roci metamorfice sedimentogene

46 — Limita seriilor, complexelor şi orizonturilor metamorfice precum şi a corpurilor magmatice

47 — Limita de transgresiune a formaţiunilor sedimentare antecuaternare

48 — Galerie

49 — Foraj (72)

50 — Secţiune geologică (5 5 5)

LEGENDA

I. FORMAŢIUNI SEDIMENTARE

CUATERNAR
1. Pornituri
2. Aluviuni
3. Depozite de terasă

PANNONIAN SUPERIOR + PONŢIAN INFERIOR
4. Pietrişuri, nisipuri, argile

BADENIAN INFERIOR
5. Argile ± argile nisipoase

VRACONIAN-CENOMANIAN
6. Conglomerate şi gresii cuarţoase

FORMAŢIUNEA DE POIENI (ALBIAN ?)
7. Aglomerări de blocuri cuarţoase ± feruginoase
8. Acumulări de argile roşii
9. Roci limonitice ± manganoase L

II. FORMAŢIUNI ERUPTIVE ŞI PRODUSE ASOCIATE

PLIOCEN SUPERIOR
10. Andezite bazaltice αβ

SARMAŢIAN - PANNONIAN SUPERIOR
11. Andezite cu augit şi hornblendă αah
12. Piroclastite predominant andezitice

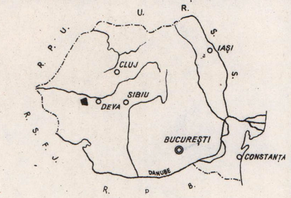
KARPATIAN INFERIOR (?)
13. Brecii vulcanice cu elemente de tufuri sudate riolitice
14. Tufuri sudate riolitice

PALEOCEN (Banatite)
15. Dacite ν, andezite α, odinite λ
16. Granodiorite şi porfire granodioritice γδ

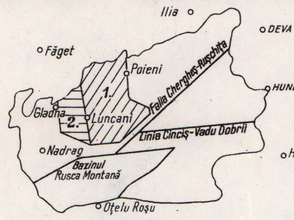
JURASIC (PRE-MALM)
17. Dolerite (diabaze) δ

LEGATE DE MAGMATISMUL BANATITIC
18. Mineralizaţii hidrotermale
19. Zone hidrotermalizate (silicifieri, piritizări)
20. Corneene

AMPLASAREA REGIUNII PE HARTA ROMÂNIEI



AMPLASAREA REGIUNII ÎN CADRUL MASIVULUI POIANA RUSCĂ



1. Ridicări la sc. 1:10.000 ; 1960-1961
2. Ridicări la sc. 1:25.000 ; 1962-1966

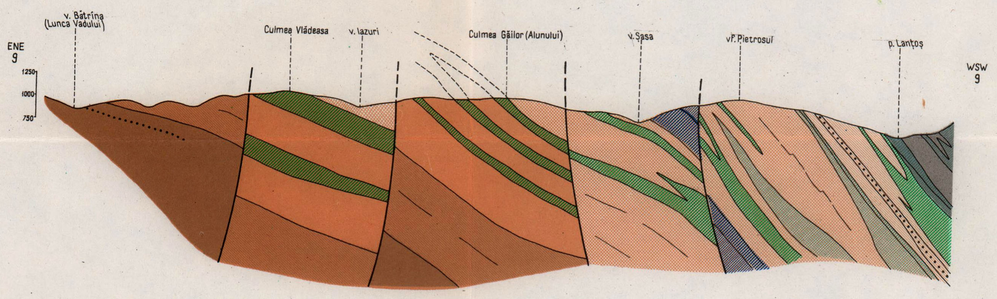
Imprim. Atel. Inst. Geol.

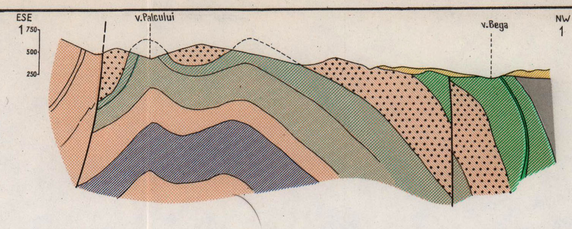
Institutul Geologic al României

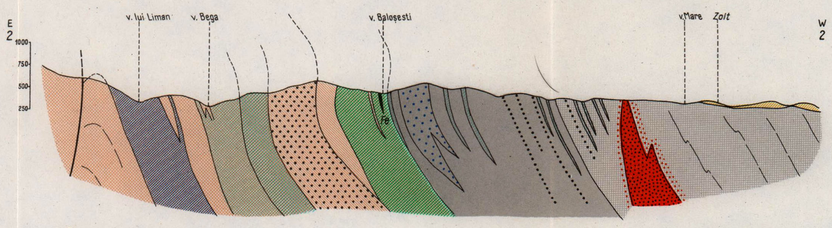
MIRCEA MUREȘAN

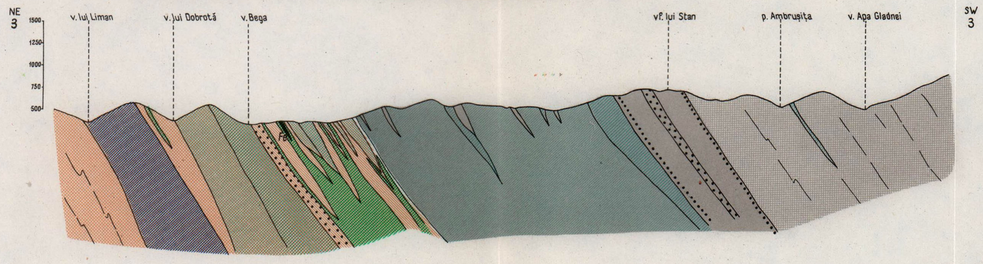
SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN PARTEA DE NORD-VEST A MASIVULUI POIANA RUSCĂ

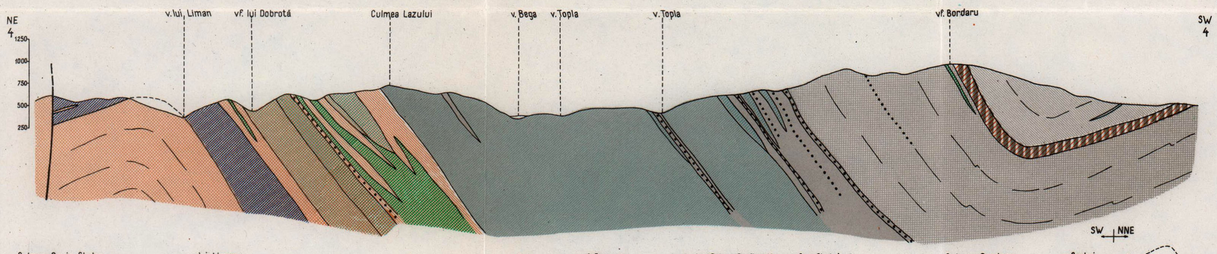
0 1 2 Km

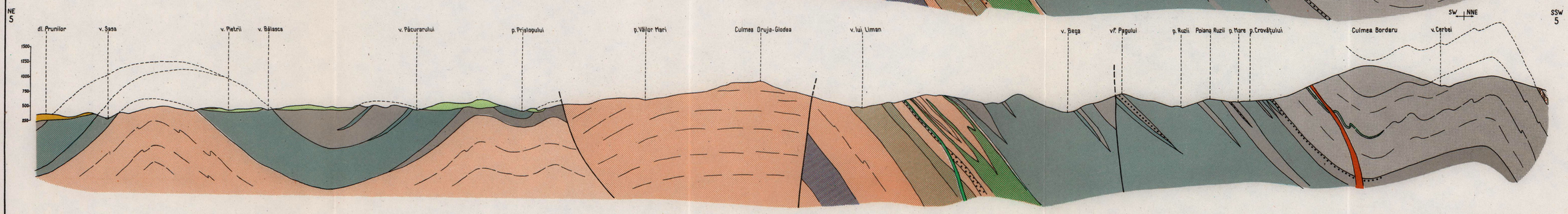


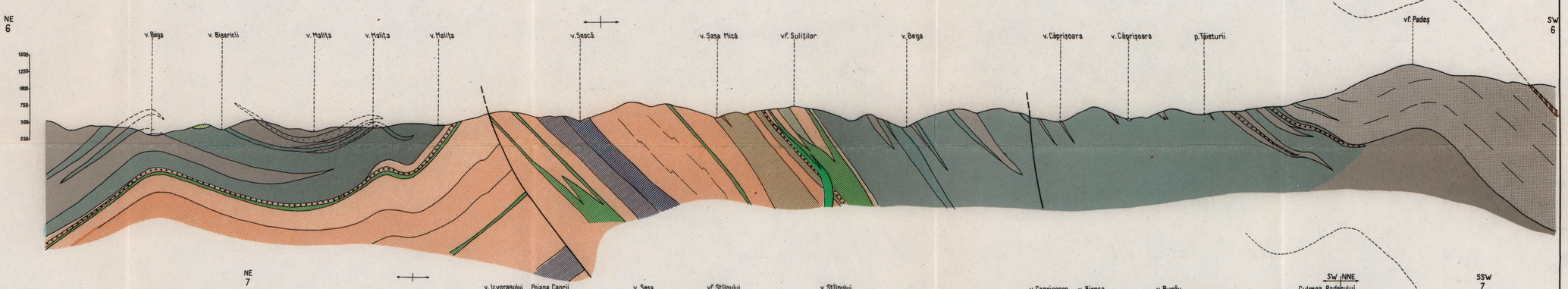


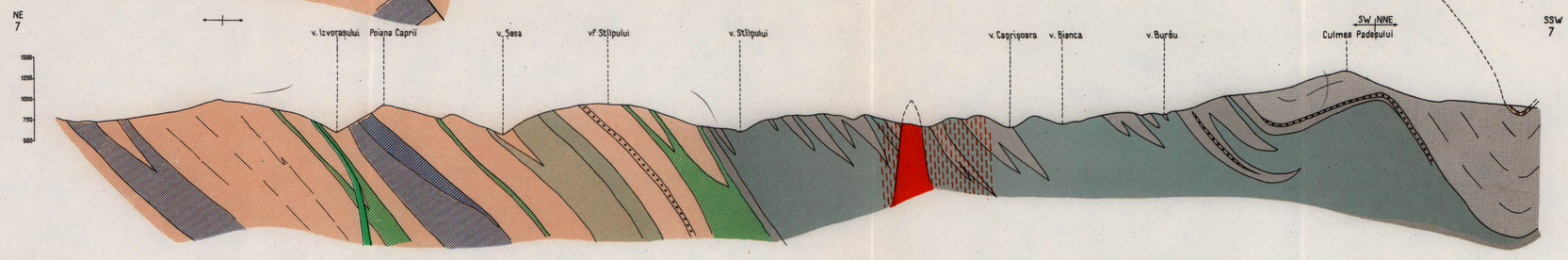


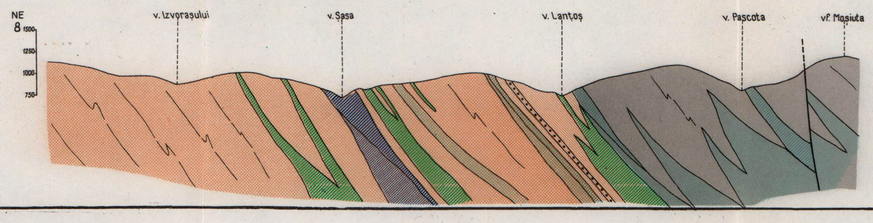












Vezi legenda hărții geologice

1 Schimbarea direcției secțiunii geologice

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

MIRCEA MUREȘAN

COLOANE LITOSTRATIGRAFICE ÎN FORMAȚIUNILE CRISTALINE DIN PARTEA DE NORD-VEST A MASIVULUI POIANA RUSCĂ

0 500 1000 1500m

① ZOLT – VF. COLII – V. LUI LIMAN

② V. APA GLADNEI – VF. LUI STAN – VF. PLOPII – V. LUI LIMAN

③ V. CERBEI – VF. BORDARU – LUNCANI – VF. LAZULUI – V. LUI LIMAN

④ V. CERBEI – POIANA RUZII – V. BEGA – V. LUI LIMAN

⑤ VF. PADEȘ – V. CĂPRIȘOARA – VF. SECULUI – V. HĂUGULUI

⑥ V. AFINARU MIC – VF. STÎLPULUI – VF. POIANA – CAPRII-EST DE CIOACA MUTULUI

⑦ V. PASCOTA – VF. PIETROSU – POIANA ȘASA – POIANA CHICERA

CARBONIFER INFERIOR

DEVONIAN SUPERIOR

SERIA DE PADEȘ

SERIA DE GHELAR

Orizontul metatufurilor acide

Pd_3

Pd_2

Pd_1

Gh_2

MȘT

Mω

Dolomitele de Luncani superioare

Dolomitele de Luncani inferioare

Calcarele și dolomitele de Tomești-Groși

Orizontul Tomești-Groși

Calcarele și dolomitele de Nandru-Valea Izvorașului

LEGENDA

1 Dolomite și dolomite calcaroase

2 Calcare și calcare dolomitice

3 Cuarțite carbonatice

4 Cuarțite negre (metalidite)

5 Roci talcoase

6 Roci terigene (șisturi sericito-cloritoase ± cuarțoase ± biotit, șisturi sericito-grafitoase, filite, cuarțite sericitoase ș.a.)

7 Șisturi verzi tufogene

8 Metatufuri acide

9 Cuarțite cu hematit ± magnetit

10 ← Locul de intruziune al corpurilor de roci metaeruptive (MȘT = porfiroide, Mω = metabazite)

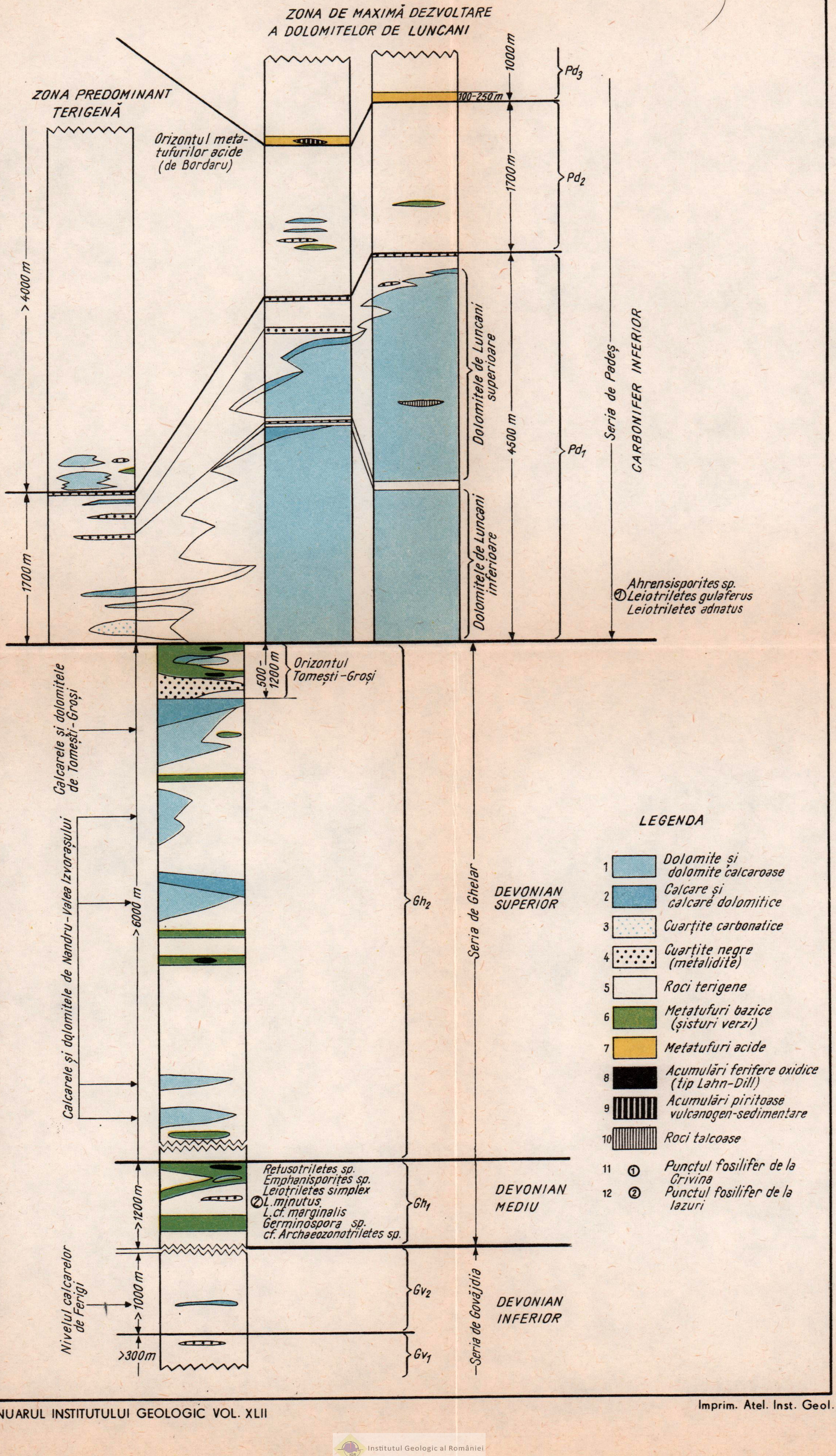
N.B. Coloanele 1,2,3,4,5,6,7, corespund secțiunilor geologice 2,3,4,5,6,7,8. Coloanele 4,5 și 6 sînt fragmentate, reprezentînd situația litostratigrafică în cele două compartimente tectonice ale faliei Gropilor (coloana de sus în compartimentul SW-ic; coloana de jos în compartimentul NE-ic)

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

MIRCEA MUREȘAN

COLOANA LITOSTRATIGRAFICĂ SINTETICĂ A FORMAȚIUNILOR CRISTALINE DIN PARTEA DE NORD-VEST A MASIVULUI POIANA RUSCĂ



Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

M. MUREȘAN

RĂSPÎNDIREA MAGMATITELOR BAZICE MEZOZOICE ÎN UNITATEA EPIMETAMORFICĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂ

0 2 4 6Km

MUNȚII METALIFERI

R. Mureș

Dobra

Mintia

Vețel

DEVA

BAZINUL STREI

Căoiu

Muncelu Mic

Muncelu Mare

r. Cerna

Nandru

Poenița

Aranies

Ciulpăz

Ferigi

FALIA GHERGHEȘ-RUȘCHIȚA

Socet

Cerbal

Runc

HUNEDOARA

Poiana Răchițeli

Lelese

Sohodol

Teliuc

Vadul Dobrii

LINIA CINCIȘ-VADUL DOBRII

UNITATEA MEZOMETAMORFICĂ

Rușchița

Vf. Rusca

Vf. Padeș

Luncani

Hăuzești

Jurești

Boteșți

Drinova

Crivina

Nădrag

Criciova

r. Timiș

LINIA LUNCA CERNII-MOLDOVA-NOUĂ

BAZINUL RUSCA MONTANĂ - LUNCA CERNII

BAZINUL PANNONIAN

Sărăzani

Botinești

Surducu Mic

Bucovăț

Mîtnic

Gladna Montană

Gladna Română

Zolt

FALIA DRINOVA-CURTEA

Tomești

Românești

Curtea

Pietroasa

Crivina

Lăpugiu

LEGENDA

1. Formațiuni sedimentare și piroclastite (Cretacic; Terțiar; Cuaternar)
2. Magmatite bazice (dolerite) mezozoice (pre-Malm) a. la suprafață; b. presupuse sub cuvertura sedimentară pe baza anomaliilor magnetice
3. Șisturile cristaline ale unității epimetamorfice și restul corpurilor magmatice postmetamorfice care le străbat (magmatite paleogene, neogene și cuaternare)
4. Șisturile cristaline ale unității mezometamorfice
5. Limita principalelor zone cu magmatite mezozoice
6. Aliniament cu magmatite mezozoice

Institutul Geologic al României

MIRCEA MUREȘAN

HARTA TECTONICĂ A PĂRȚII DE NORD-VEST A MASIVULUI POIANA RUSCĂ

0 1 2 km.

LEGENDA

ELEMENTE STRATIGRAFICE

I CUVERTURA POSTECTONICĂ

1 — Mezozoic, Terțiar,* Cuaternar**

II FORMAȚIUNI ERUPTIVE POSTMETAMORFICE

2 — Eruptiv neogen

3 — Eruptiv paleogen (banatitic)

4 — Eruptiv jurasic pre-Mălm (ofiolitic)

5 — Eruptiv nediferențiat (ofiolite?) presupus sub cuvertura sedimentară pe baza anomaliilor magnetice

III FORMAȚIUNI METAMORFICE

CARBONIFER INFERIOR

SERIA DE PADEȘ (Pd)

6 — Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al metatufurilor acide – de Lesnic (Pd_3) a. orizontul metatufurilor acide – de Bordaru

7 — Complexul șisturilor sericito-cloritoase supradolomitice – de Gladna (Pd_2)

8 — Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor – de Hunedoara-Luncani (Pd_1)

SERIA DE GHELAR (Gh)

DEVONIAN SUPERIOR

9 — Complexul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalații de roci carbonatice și de metatufuri bazice – de Bega (Gh_2) a. brizontul Tomești-Groși

DEVONIAN MEDIU

10 — Complexul șisturilor verzi tufogene – de Iazuri (Gh_1)

SERIA DE GOVĂJDIA (Gv)

DEVONIAN INFERIOR

11 — Complexul șisturilor grafitoase (Gv_2)

12 — Complexul șisturilor sericito-cloritoase-cuarțoase (Gv_1)

* Inclusiv piroclastitele neogene

** Depozitele aluviale nu au fost luate în considerare

ELEMENTE TECTONICE

13 — Limita cuverturii postectonice

14 — Limita corpurilor eruptive postmetamorfice

15 — Limita seriilor, complexelor și orizonturilor de roci metamorfice

16 — Anticlinoriul Aranieș – Fărășești

17 — Cute pe flancurile anticlinoriului cu sensul afundărilor axiale a. principale, b. secundare

18 — Fracturi a. principale, b. secundare

19 — Zone constituite predominant din formațiuni metamorfice competente (roci carbonatice)

20 — Limite zonelor competente

NB: A = Formațiuni, limite, structuri plicative și fracturi la suprafață
B = Formațiuni, limite, structuri plicative și fracturi presupuse sub cuvertura sedimentară
I, II, III, IV, V Ordinea de formare a fracturilor

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC VOL XLII

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

HARTA MAGNETOMETRICĂ ΔZ A ZONEI IAZURI - VALEA STÎLPULUI

(DUPĂ T. CRISTESCU ȘI AL. ȘTEFANCIUC)

0 250 500 750m

v. Stîlpului

v. Sasa

v. Izvorașului

v. Țiganului

v. Iazuri

vf. Stîlpului 975

vf. Caprii 1050

vf. Pietrosul 1153

vf. Aredei 1215

LEGENDA

1 Anomalii negative

2 0 - 500 γ

3 500 - 1000 γ

4 > 1000 γ

Anomalii pozitive

HARTA GEOLOGICĂ A ZONEI IAZURI - VALEA STÎLPULUI

(DUPĂ M. MUREȘAN)

0 250 500 750m

p. Vătrani

p. de la Trîsa

p. Izvorașului

Poiana Caprii

p. Caprii

p. Arșita

p. Stîlpului

p. Leganutului

p. Vulturului

p. de la Fereastra

p. cu Feriga

Poiana Sașa

v. Sașa

p. lui Armean

Poiana Iazuri

Izvorul Țiului

v. cu Pești

v. Iazuri

dl. Vlădeasca

p. Alunișului

p. Sitarului

vf. Chiciora 1160

vf. Gailor 1151

vf. Stîlpului 975

vf. Caprii 1050

vf. Pietrosul 1153

vf. Aredei 1215

LEGENDA

A. DEPOZITE SEDIMENTARE ȘI ERUPTIVE

1 Aluviuni cuaternare

2 Aglomerări de blocuri cuarțoase ± feruginoase } Formațiunea de Poieni (Albian ?)

3 Lamprofire banatitice λ

B R O C I M E T A M O R F I C E

Formațiuni cu elemente feromagnetice

4 Metagabbrouri

5 Nivele cu roci tufogene bazice

6 Acumulări ferifere oxidice (tip Lahn-Dill)

Formațiuni în general lipsite de elemente feromagnetice

7 Cuarțite negre

8 Dolomite

9 Calcare

Formațiuni în general sărace în elemente feromagnetice

10 a / 11 b — Pd_1, Gh_2, Gh_1, Gv_2 — Roci terigene (șisturi sericito-cloritoase ± cuarțoase, șisturi sericito-grafitoase ș. a.) în complexele Gv_2, Gh_1, Gh_2 (a. în oriz. Tomești-Groși; b. sub orizontul Tomești-Groși) și Pd_1

12 Gh_1

13 Gv_2

C. ELEMENTE STRUCTURALE

14 Anticlinal

15 Sinclinal

16 Poziția șistozității de stratificație

17 a / b Elemente liniare (a. paralele structurilor plicative; b. neparalele structurilor plicative)

18 Limita depozitelor cuaternare

19 Limita formațiunii de Poieni

20 Limită litologică

21 Limită de serie și complex

22 Falie

23 8● Forajul 8

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

GEOCHEMISTRY OF VOLCANIC ROCKS FROM THE CĂLIMANI, GURGHIU, AND HARGHITA MOUNTAINS (MAJOR AND TRACE ELEMENTS)

BY

SERGIU PELTZ[1], CECILIA VASILIU[1], CONSTANȚA UDRESCU[1], ALEXANDRU VASILESCU[2]

Résumé

La géochimie des roches volcaniques des Monts Călimani, Gurghiu et Harghita (Eléments majeurs et mineurs). Un fonds représentatif de données, constitué de 155 analyses chimiques et de 245 analyses spectrales, nous a permis de caractériser au point de vue pétrochimique l'aire volcanique des Monts Călimani — Gurghiu — Harghita et de la comparer aux zones similaires.

L'examen de la composition chimique des roches analysées par massifs, par étapes du développement du volcanisme ou par compartiments structuraux et types pétrographiques conduit à des distinctions entre les Monts Călimani, Gurghiu et Harghita dont les plus importantes sont celles entre les monts Harghita et les Monts Călimani — Gurghiu. Il en résulte également des distinctions entre les volcanites des deux compartiments structuraux (inférieur et supérieur). L'étude de la composition chimique révèle des distinctions entre la composition modale et normative. Généralement la composition normative indique que les roches analysées sont plus acides que la diagnose minéralogique les caractérise. La principale masse du magma est andésitique ; au cours des deux étapes du déroulement du volcanisme la différenciation des magmas a eu lieu des plus acides vers les plus basiques, l'éruption de la série cogénétique andésite à hornblende-andésite à pyroxènes-andésite basaltique se répétant.

Dans le cadre de la province volcanique néozoïque carpatique, les Monts Călimani — Gurghiu — Harghita représentent le territoire où s'est manifesté avec le maximum d'ampleur le IIIe cycle du magmatisme subséquent tardif. Les magmas de ce cycle présentent des caractères calco-alcalins et des affinités pour les magmas des zones néovolcaniques situées dans l'W et le N de la Roumanie, dans la Transcarpatie soviétique et dans la Slovaquie.

La variation des éléments mineurs suit un sens normal, leur teneur présente des abaissements à partir des types pétrographiques plus basiques vers ceux plus acides. Les valeurs

[1] Institutul Geologic, Str. Caransebeș no.1, București.

[2] Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni pentru Substanțe Minerale Solide, Str. Caransebeș nr. 1, București.

Institutul Geologic al României

les plus élevées en Cu, Zn, Ni, Co, Cr, V apparaissent chez les roches des Monts Călimani. Les andésites des Monts Gurghiu occupent une position intermédiaire et les andésites des Monts Harghita présentent les moindres valeurs. L'étude de la distribution des éléments mineurs des andésites à pyroxènes et des andésites à hornblende que l'on pourrait considérer les types pétrographiques représentatifs en ce qui concerne l'activité volcanique de l'aire des Monts Călimani—Harghita, révèle des distinctions tant entre les éruptions des deux étapes au cours du déroulement du volcanisme que entre les éruptions de la IIe étape qui reviennent à des appareils volcaniques différents.

1. Introduction

The study of the chemical composition of eruptive rocks contributes concomitantly with the petrographical and volcanological ones to the knowledge and clearing up of complex petrogenetic processes, which have taken place during the development of a volcanic region.

The authors of this paper attempt by means of this study to answer to this major requirement, since it is aiming at the presentation of a synthetical image of the chemical composition of rocks from the Călimani, Gurghiu and Harghita area.

Owing to the so far undertaken researches in all the regions of the area we are referring to, a satisfactorily detailed geopetrographical and volcano-structural knowledge was reached. However, the study of chemical features, especially for the geochemistry of trace elements, has been to a somewhat less extent tackled.

Since the previous works (Szadeczky, 1930; Nichita, 1934; Savul, Kräutner, 1936; Savul, Mastacan, 1939; Savul et al., 1956; Grigore, 1957) and the more recent ones (Rădulescu et al., 1964; Peltz, Peltz, 1964; Vasilescu, 1965; Peltz, 1969) data relating either to some petrographical types, or some sections or volcanic massifs, were presented, the synthesizing of the existent bulk of analytical data and its suppletion, in order to become representative, with respect to the whole area, were hence required. The authors attempt to achieve a correlationship in the whole and concomitantly to proceed to regional comparisons among other Neozoic units from the Carpathians.

In that respect a particulary valuable contribution represents the works of Rădulescu (1961, 1963) relating to petrochemical features of the neovolcanics from Romania, as well as those concerning the trace elements in andesites from the Gurghiu—Harghita Mts (Rădulescu,

Institutul Geologic al României

Stiopol, 1964) and Călimani Mts (Ianovici et al., 1968, Peltz, 1969).

Synthetical works by Peltz et al. (1972 a, b) which tackle the petrology of the Pliocene and Quaternary basalts from Romania, as well as the petrology of the magmatites of the Neogene subvolcanic zone from the East Carpathians have followed. Having a similar construction and studying the same problems, this paper supplements the knowledge related to the petrochemistry and geochemistry of neovolcanics from the East Carpathians.

In the light of the aforesaid, the major objectives of this study are as follows: *a*) to characterize the rocks, relying on the petrochemical and geochemical data; *b*) to establish characteristic features as for variation of chemistry over the whole volcanic area, and within the two structural compartments; *c*) to point out differences among volcanic massifs, apparata, petrographical types; *d*) to proceed to a differentiation among rocks pertaining to the same petrographical type, but to various eruptions; *e*) to evidence the features correlating the cogenetic suites; *f*) to emphasize the comagmatism of products at the level of compartment, area, and petrological province; *g*) to establish the character of magmas, the general characterization of the late subsequent magmatism from the Călimani—Harghita area with a view to obtain some parameters comparable with those of the Neozoic units from Romania and the Carpathians.

2. General characterization of volcanism

The Călimani—Harghita volcanic area represents a maximum development region of the young volcanism inside the Carpathians Orogene, extending over a distance of some 160 km with an average width about 40 km. Over the whole territory the andesitic volcanism was prevailingly displayed, and subordinately the basaltic and dacitic ones. The eruptions of dacites have preceeded the andesitic ones; subsequently to the latter, eruptions of basaltic rocks took place (basaltic andesites and basalts).

Varied forms of the manifestation, namely effusive, explosive and instrusive are recognized. The explosive and the effusive activities have been the most important, contributing to the greatest extent, to the building of the Călimani—Gurghiu—Harghita Mts.

Two compartments may be distinguished in the structure of the edifice, each consisting of products of volcanism from one stage,

Institutul Geologic al României

under peculiar lithogenetic conditions; this fact involves the volcano—sedimentary character of the lower compartment and the strato-volcanic one of the upper compartment.

Throughout the whole territory, the andesitic volcanism has prevailingly displayed; subordinately eruptions of dacites and basalts have taken place. During the first stage the succession of eruptions was as follows: dacites → hornblende-andesites → pyroxene-andesites[3] → basaltic andesites. In the second stage a similar succession may be observed, however, starting with hornblende-andesites; between the eruptions of pyroxene-andesites and those of basaltic andesites the comings of biotite-andesites may be situated [4]. Likewise, in the north of the Călimani Mts dioritic rocks are associated with andesites (Tab. 1).

TABLE 1

Successions of eruptions in the Călimani-Harghita volcanic area

Stage	Structural compartment	Petrographical type (in the order of the succession of eruptions)
II	Upper (strato-volcanic)	basalt basaltic andesite andesite bearing hornblende, biotite ± quartz pyroxene-andesite diorites, microdiorites andesite bearing pyroxenes-and hornblende and/or andesite bearing hornblende- and pyroxenes hornblende-andesite
I	Lower (volcano-sedimentary)	basaltic andesite pyroxene-andesite andesite bearing pyroxenes-and hornblende, and/or hornblende and pyroxene- bearing andesite hornblende-andesite dacite

The eruptive rocks build up lavas, volcanoclastic formations, and represent the main component in the volcano-sedimentary formation. Hornblende - pyroxene-andesites display a regional extension. The da-

[3] Hornblende - pyroxene - andesites together with pyroxene-hornblende-andesites represent transition forms between the two chief petrographical types. In tables they are indicated as hornblende - pyroxene - andesites.

[4] There are included varieties of hornblende - biotite ± quartz-andesites, the most widespread, then pyroxene ± hornblende + biotite-andesites.

Institutul Geologic al României

cites crop out exclusively in the east of the Călimani Mts. In the south of the Harghita Mts the biotite-andesites are widespread. The basaltic andesites and the diorites are widespread in the Călimani Mts.

Volcanism has developed within some apparata displaying a mixed activity. Among the stratovolcanoes, some present well-preserved craters, others are lacking on craters, as subsequently to the last eruption, no collapses or explosions have taken place.

Exemples of volcanic apparata with crater are as follows : Călimani Izvor in Călimani Mts; Seaca—Tătarca, Şumuleu, Fierăstraie, Ciumani in Gurghiu Mts; Ostoroş, Filio, Meghieş and Cucu in Harghita Mts.

Some complex apparata of the type of collapse and explosion caldera, built up of several generations of volcanoes, are located in the north of the Călimani Mts and Gurghiu Mts (Căliman and Fîncel-Lăpuşna calderas).

The eruptive bodies as of laccolits, sill dome and dyke type are recognized.

Volcanoes and eruptive bodies are localized along the tectono-volcanic alignments of NW—SE (the predominant), N—SE, N—S, E—SW directions.

3. Chemical composition (Major elements)

3.1. *Presentation of data.* The bulk of the chemical data for major elements consists of 155 analyses. While examining the Table 2 the dis-

TABLE 2

Petrographical type distribution

Petrographical type	Călimani Mts		Gurghiu Mts		Harghita Mts	
	I	II	I	II	I	II
Basaltic andesite	15	2	1	—	—	1
Pyroxene-andesite	12	13	2	10	2	14
Pyroxene-hornblende-andesite	2	3	—	10	3	10
Hornblende-andesite	8	2	3	11	—	4
Hornblende-biotite ± quartz-andesite	—	1	—	—	—	17
Dacite	4	—	—	—	—	—
Microgabbro	—	2	—	—	—	—
Microdiorite	—	3	—	—	—	—
Total = 155	41	26	6	31	5	46
	67		37		51	

Institutul Geologic al României

tribution of data corresponding to the widespread of rocks over the area under investigation, and likewise in the three massifs, is to be stated. The products of the two compartments from the Gurghiu and Harghita Mts are not represented to the same extent.

Most analyses proceed from the Călimani Mts, fact that is due to a greater variation here of the petrographical types. A less important number of analyses from the Gurghiu Mts in comparison with the Harghita Mts is explained by the lack of biotite-andesites, which in Harghita is represented by 17 analysed samples.

The chemical composition of rocks is presented in the Table 3 which comprises 19 basaltic andesites, 53 pyroxene-andesites, 28 hornblende-pyroxene-andesites, 28 hornblende-andesites, 18 biotite-andesites, 4 dacites, 2 microgabbros, 3 microdiorites. A special care was afforded to the selection of analyses as to their quality.

Over the whole volcanic unit, the content in SiO_2 of rocks under discussion ranges from 48.69 per cent (basaltic andesite Călimani Mts) to 69.15 per cent (dacites, south-east of the Călimani Mts). The variation intervals of this component in the three massifs is reflecting the differentiation degree of products during the whole volcanic activity, and which is more conspicuous in both compartments of the Călimani Mts. It is stated that although the variation domains of this component are superposed at certain intervals for all the petrographical types, nevertheless a continuous increase of the content in SiO_2 from the basaltic andesits ls observed.

Al_2O_3 presents a rather wide variation range comprised between 16 and 20 per cent. Slightly lower contents are observed in dacites (14.15 per cent).

The content of Al_2O_3 in microgabbros from the Călimani Mts is ranging in limits corresponding to basaltic andesites over the whole eruptive area, whereas that of microdiorites corresponds to limits found for hornblende-andesites and for hornblende-pyroxene-andesites.

$Fe_2O_3 + FeO$ vary between 2.49 per cent (biotite-dacite from Drăgoiasa) and 10.47 per cent (basaltic andesite — Sălard Valley, Gurghiu Mts). The highest values are observed in basaltic andesites (excepting sample no. 105). The content of these components gradually decreases from more basic rocks towards those with a larger acidity displaying minima values in biotite-andesites from the Harghita Mts and the dacite from Drăgoiasa.

Institutul Geologic al României

TABLE 3

Chemical analyses of volcanic rocks from Călimani—Gurghiu—Harghita Mts

No	Sample number	Stage	Location	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	SO_3	S	Total	Analyst
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
			1. CĂLIMANI Mts.																		
			1.1. Basaltic andesites																		
1	22 B	I	Buzelanu Hill	48.69	19.64	4.20	5.63	0.19	5.34	9.75	2.78	1.29	1.11	0.25	1.28	—	—	—	—	100.15	C. Vasiliu
2	18 B	I	Poiana Negrii	49.72	17.73	1.63	6.63	0.16	6.27	10.57	2.53	0.73	0.97	0.09	0.87	—	1.83	—	tr.	99.73	C. Vasiliu
3	34 B	I	Ploptiș Hill	50.11	16.18	3.07	6.33	0.15	8.46	8.77	2.71	1.54	1.17	0.18	0.98	—	0.15	—	0.03	99.83	C. Vasiliu
4	2 T	I	Ilva Valley	50.33	19.60	6.22	4.00	0.52	5.50	7.87	2.00	0.44	1.05	0.20	0.14	1.74	—	—	—	99.61	Al. Dănciulescu
5	a(G)	I	Lomaș Valley	50.44	16.08	3.42	6.53	0.12	6.64	9.05	2.76	1.43	0.47	0.36	0.50	0.27	1.86	n.det.	—	99.93	M. Savul
6	b	I	Neagra Valley	50.45	19.05	2.35	6.09	0.06	3.62	8.51	2.95	1.67	1.64	0.18	2.11	0.55	—	n.det.	—	99.23	O. Nichita
7	3 T	I	Bîtca Rățăcel Hill	50.80	17.00	5.30	4.65	0.14	4.95	8.65	4.08	2.38	1.30	0.24	0.55	—	—	—	—	100.64[x1]	Gr. Racu
8	26 B	I	Deluț Quarry	51.23	16.90	2.20	6.83	0.18	5.23	8.35	2.87	1.60	0.95	0.35	0.80	—	2.26	—	tr.	99.75	C. Vasiliu
9	29 B	I	Piatra Piștii	51.23	17.50	3.86	5.44	0.14	6.28	8.04	2.96	1.66	1.26	0.38	1.20	—	—	—	tr.	99.95	C. Vasiliu
10	27 B	I	Hurdugaș Hill	51.33	16.64	1.90	6.12	0.15	6.39	8.88	2.92	1.88	1.02	0.23	0.93	—	1.33	—	tr.	99.72	C. Vasiliu
11	1	II	Pietrosul Summit	51.36	19.93	3.02	6.42	0.13	4.55	8.52	2.88	1.83	0.99	0.13	0.43	0.39	—	n.det.	—	100.58	O. Nichita
12	b(G)	I	Sărmaș Quarry	51.71	16.00	1.63	6.09	0.06	6.64	9.31	2.91	1.61	1.42	0.38	0.88	0.37	0.60	n.det.	—	99.61	M. Savul
13	5 T	I	Călimănel Valley	52.09	23.70	7.43	1.26	0.48	3.20	8.68	1.33	0.33	0.55	0.11	0.18	1.00	—	—	—	100.34	Al. Dănciulescu
14	2	II	Mereșălul Hill	52.60	20.45	1.68	6.45	0.18	4.40	7.48	3.42	1.41	1.15	0.25	0.36	0.29	—	n.det.	—	100.12	O. Nichita
15	2a(G)	I	Ditrău—Tulgheș Road	53.68	17.90	2.70	5.30	0.04	3.89	9.36	2.28	1.72	0.88	0.22	0.98	0.59	0.76	—	0.04	100.37[x2]	V. Ianovici
16	2b(G)	I	Ditrău—Tulgheș Road	53.80	17.98	2.72	5.31	0.20	3.76	9.40	2.34	1.67	0.82	0.16	1.04	0.45	0.90	—	0.02	100.59[x3]	V. Ianovici
17	2c(G)	I	Ditrău—Tulgheș Road	53.89	18.09	2.56	5.17	0.24	3.87	8.96	2.16	1.71	0.97	0.16	1.16	0.37	0.74	—	0.12	100.18[x4]	V. Ianovici
			1.2. Pyroxene-andesites																		
18	73	I	Frăsinel Brook	53.57	20.47	3.18	3.80	0.14	4.15	8.88	3.29	0.78	0.81	0.20	0.53	—	—	—	—	99.80	C. Vasiliu
19	23 B	II	Tihu Hill	53.93	19.46	3.15	4.95	0.13	4.09	7.68	3.29	1.36	1.00	0.20	0.63	—	—	—	—	99.87	C. Vasiliu
20	3	II	Călimani—Izvor Summit	54.25	19.72	2.66	4.01	0.17	3.42	6.72	4.36	2.20	1.25	0.19	0.26	0.48	—	n.det.	—	99.69	O. Nichita
21	61	I	Colibița Valley	54.34	19.52	4.19	3.06	0.13	4.14	8.60	3.20	0.85	0.76	0.17	1.11	—	—	—	—	100.07	C. Vasiliu
22	22 P	I	Măerișel Valley	55.27	19.12	4.14	2.93	0.14	4.37	7.67	3.42	0.85	0.83	0.15	0.87	—	—	—	—	99.76	C. Vasiliu
23	2656	I	Tătaru Hill	55.41	20.23	3.70	3.42	0.13	3.08	7.16	3.33	1.44	0.89	0.24	0.89	—	—	—	—	99.92	C. Vasiliu
24	7 T	I	Runcu Brook	55.45	17.00	6.90	1.30	0.07	3.40	6.90	3.15	3.45	0.86	0.19	0.55	—	—	—	—	99.84[x5]	Gr. Racu
25	8 T	I	Tarnița Hill	55.64	16.02	6.38	0.55	0.34	6.71	7.94	3.27	1.68	0.15	0.20	1.33	0.23	—	—	0.14	100.58	Al. Dănciulescu
26	2585	I	Bîtca Bradului Summit	56.07	18.32	2.67	3.76	0.13	5.03	7.72	3.14	1.52	0.74	0.14	0.34	—	—	—	—	99.58	C. Vasiliu
27	4	II	Pietrosul Summit	56.34	17.26	3.73	3.43	0.15	3.29	6.66	4.71	2.35	1.04	0.19	0.36	0.26	—	n.det.	—	99.77	O. Nichita
28	29	II	Scaunul Summit	56.44	19.96	2.97	3.22	0.12	2.95	7.20	3.60	1.79	0.79	0.25	0.46	—	—	—	—	99.75	C. Vasiliu
29	10 T	I	Bîtca Mogoșului Hill	56.56	22.96	5.19	1.38	0.45	1.20	6.08	3.05	0.40	0.90	0.11	1.40	0.15	—	—	tr.	99.83	Al. Dănciulescu
30	11 T	I	Meșterhaza Quarry	56.72	17.65	5.64	1.88	0.15	3.29	7.08	3.27	1.74	0.77	0.17	0.65	0.56	0.68	—	tr.	100.25	C. Vasiliu
31	12 T	I	Onășel Hill	57.10	19.03	5.55	1.93	0.30	1.80	7.40	3.74	1.10	0.90	0.13	0.82	0.20	—	—	tr.	100.00	Al. Dănciulescu
32	44 P	II	Pietrosul Summit	57.20	18.31	2.80	3.69	0.13	3.95	6.04	3.34	2.88	0.78	0.21	0.21	—	—	—	—	99.54	C. Vasiliu
33	13 T	I	Cica Mică Summit	57.45	19.01	6.86	1.42	0.13	1.66	7.14	3.88	0.51	0.41	0.18	0.50	1.01	tr.	—	0.05	100.21	A. Kizyk
34	19 B	II	Dornișoara Valley	57.51	15.86	2.61	3.95	0.10	6.36	6.56	2.67	1.86	0.67	0.15	1.30	—	—	—	—	99.60	C. Vasiliu
35	14 T	I	Higeu Hill	57.53	16.24	6.61	1.16	0.09	4.43	8.26	2.88	0.79	0.71	0.20	0.20	0.45	tr.	—	0.04	99.59	A. Kizyk
36	3 P	II	Moldoveanca Hill	58.33	18.74	4.54	2.37	0.15	2.90	6.14	3.71	1.92	0.91	0.20	0.29	—	—	—	—	100.20	C. Vasiliu
37	9	II	Voivodeasa Summit	58.44	18.24	1.40	2.80	0.09	3.59	6.58	3.99	2.31	1.31	0.22	0.54	0.42	—	n.det.	—	99.93	O. Nichita
38	45 P	II	Negoiul Unguresc Summit	58.86	17.85	3.54	2.82	0.12	3.77	5.72	3.31	2.94	0.77	0.22	0.34	—	—	—	tr.	100.26	C. Vasiliu
39	2774	II	Puturos Brook	59.08	17.38	2.36	3.32	0.12	3.62	5.83	3.68	2.65	0.65	0.19	0.88	—	—	—	—	99.76	C. Vasiliu
40	39 P	II	Rățițiș Summit	59.09	18.17	2.54	2.61	0.11	3.42	5.68	3.54	2.59	0.66	0.18	1.03	—	—	—	—	99.62	C. Vasiliu
41	11 a	II	Călimani—Ciribuc Summit	60.16	18.63	1.77	3.03	0.07	1.80	5.50	4.91	2.44	1.09	0.19	0.12	0.36	—	n.det.	—	100.07	O. Nichita
42	14	II	Pietrosul Summit	60.80	17.54	1.35	2.96	0.08	3.21	5.78	3.91	2.58	0.61	0.16	0.78	0.21	—	n.det.	—	99.97	O. Nichita
			1.3. Pyroxene—hornblende—andesites																		
43	7	II	Tămău Summit	57.78	18.76	3.05	4.45	0.18	1.63	6.75	4.14	1.60	0.94	0.16	0.16	0.32	—	n.det.	—	99.92	O. Nichita
44	46 P	II	Neagra Valley	57.79	19.57	2.17	3.65	0.14	2.92	6.11	3.24	1.89	0.67	0.16	0.97	—	0.17	—	0.10	99.64[x6]	C. Vasiliu
45	17 T	I	Frăsinești Hill	58.80	19.20	5.28	—	0.12	2.65	7.65	3.50	1.35	0.75	0.09	0.80	—	—	—	—	100.19	Gr. Racu
46	19 T	II	Piciorul Popii Hill	59.45	20.00	4.18	2.00	0.10	1.20	6.66	3.97	1.60	0.64	0.17	—	0.37	0.35	—	0.18	100.87	Gr. Racu
47	13	I	Gura Haitei	60.33	20.47	1.37	2.83	0.04	1.87	6.66	3.58	1.54	0.58	0.18	0.68	0.44	—	n.det.	—	100.57	O. Nichita
			1.4. Hornblende—andesites																		
48	5	II	Neagra Valley	57.14	18.42	2.10	3.17	0.16	2.63	7.52	3.82	1.83	0.95	0.17	1.50	0.62	—	n.det.	—	100.03	O. Nichita
49	16 T	I	Boului Hill	58.20	20.75	4.80	—	0.08	1.50	8.10	3.85	1.35	0.60	0.10	0.85	1.15	—	—	—	101.33	Gr. Racu
50	18 T	I	Ulmului Hill	58.95	19.80	4.03	1.40	0.10	1.25	6.14	3.57	1.23	0.44	0.18	1.20	1.13	0.20	—	0.21	99.83	Gr. Racu
51	10	II	Pietrele Roșii Summit	59.70	19.05	1.75	2.89	0.14	2.52	6.37	3.43	1.92	0.83	0.17	1.12	0.43	—	n.det.	—	100.32	O. Nichita
52	20 T	I	Tăuleț Hill	60.00	19.65	4.05	0.30	0.08	2.05	7.10	3.70	1.45	0.55	0.07	0.85	—	—	—	—	101..30[x7]	Gr. Racu
53	22 T	I	Băieșului Hill	61.05	17.37	5.02	0.55	0.06	3.34	5.75	3.84	1.82	0.72	0.23	0.20	0.57	0.53	—	—	101.05	Gh. Lahovary
54	23 T	I	Făgețel Hill	61.45	16.96	2.70	2.42	0.34	3.94	5.88	4.10	0.66	0.55	0.13	1.14	0.21	—	—	0.09	100.57	Al. Dănciulescu
55	16 a	I	Leul Summit	61.88	16.15	4.02	1.97	tr.	2.83	5.98	3.29	2.06	abs.	0.39	0.35	1.90	—	n.det.	—	100.82	I. Treiber
56	24 T	I	Zebrac Valley, drilling	62.59	19.24	1.52	2.23	0.10	1.20	5.40	3.79	1.51	0.82	0.15	0.05	0.76	—	—	tr.	99.36	Cr. Popescu
57	25 T	I	Leul Summit	63.64	16.11	4.43	0.19	0.07	2.80	5.10	4.10	0.79	0.79	0.17	0.42	0.75	—	—	tr.	99.36	Cr. Popescu
			1.5. Hornblende, biotite ± quartz-andesites																		
58	12	II	Pietricelul Summit	60.30	18.56	0.38	2.29	0.10	4.02	5.84	4.35	1.96	1.05	0.23	0.42	0.42	—	n.det.	—	99.92	O. Nichita
			1.6. Dacites																		
59	17		Drăgoiasa	66.60	16.87	1.37	1.65	0.09	0.20	3.83	2.93	3.57	1.03	0.17	0.51	0.64	0.08	n.det.	—	99.54	Gh. Mastacan
66	2589		Căruțașilor Brook	66.83	18.18	2.48	0.44	0.09	0.47	3.43	4.06	1.20	0.28	0.06	2.05	—	—	—	tr.	99.57	C. Vasiliu
61	020 V	I	Drăgoiasa	67.53	18.12	2.27	0.22	0.04	0.45	2.85	3.46	3.21	0.24	0.04	1.19	—	—	—	—	99.62	C. Vasiliu
62	2780	I	Fagul Rusului Brook	69.15	14.65	4.84	0.14	0.04	0.25	3.22	4.00	1.18	0.23	0.07	1.77	—	—	—	—	99.54	C. Vasiliu
			1.7. Microgabbros																		
63	2430	II	Haitii Valley	49.81	18.67	6.44	3.02	0.13	4.04	9.61	2.82	1.39	1.12	0.21	2.43	—	—	—	—	99.69	C. Vasiliu
64	43 P	II	Negoiul Unguresc Hill	49.89	19.14	3.71	5.16	0.15	6.47	9.71	2.70	1.15	1.03	1.16	0.57	—	—	—	0.05	99.93[x8]	C. Vasiliu
			1.8. Microdiorites, diorites																		
65	49 P	II	Pinul Brook	56.79	17.32	3.06	3.07	0.13	5.29	6.43	3.16	2.67	0.70	0.21	0.90	—	—	—	tr.	99.73	C. Vasiliu
66	6	II	Dumitrelul Valley	57.62	19.76	0.40	3.64	0.14	4.84	5.18	4.82	2.15	1.10	0.19	0.28	0.28	—	n.det.	—	100.40	O. Nichita
67	16	II	Haitei Summit	61.32	18.30	0.83	2.63	0.11	2.75	5.11	4.33	2.08	1.35	0.19	0.50	0.28	—	n.det.	—	99.78	O. Nichita

x1 L.O.1 = 0.60%; x2 BaO = 0.03%; x3 Ba O = 0.02%; x4 Ba O = 0.01%; x5 L.O.I. = 0.62%; x6 Fe = 0.09%; x7 L.O.I. = 1.45%; x8 Fe = 0,04 %

			2. GURGHIU Mts.																		
			2.1. Basaltic andesites																		
68	2	I	Sălard Valley	53.32	18.92	7.87	2.60	tr.	3.50	8.30	3.08	1.04	0.21	n.det.	1.07		—	n.det.	—	99.91	B. Ruzitska
			2.2. Pyroxene—andesites																		
69	1	II	Seaca—Tătarca crater	52.26	16.85	4.87	4.62	0.96	3.73	8.64	3.22	0.98	1.28	0.20	0.52	1.57	—	0.31	—	100.01	E. Zamfirescu
70	3 V	II	Găinușa Summit	53.01	18.69	3.67	3.67	0.13	5.61	8.67	3.20	1.09	0.88	0.14	0.87	—	—	—	—	99.72	C. Vasiliu
71	3	II	Secuiului Brook	54.10	18.31	7.82	2.54	0.24	2.41	7.94	3.90	1.42	1.07	0.24	0.47	(0.15)	—	—	—	100.46	Bl. Budescu
72	3120	I	Corund Quarry	54.46	19.28	4.24	3.65	0.16	3.79	7.88	3.57	1.28	1.02	0.22	0.37	—	—	—	—	99.92	C. Vasiliu
73	5/33	II	Secuiului Brook	54.93	17.40	6.37	2.61	0.15	3.45	7.36	4.36	1.20	1.02	0.16	0.78	0.15	—	—	—	99.94	Bl. Budescu
74	5	I	Creanga Mare Valley	55.14	20.24	4.10	2.80	0.15	3.30	7.63	3.20	0.85	0.91	0.09	0.59	0.73	—	0.19	—	99.92	S. Lupan
75	6 V	II	Chilieni Quarry	55.15	20.41	3.21	3.28	0.15	3.71	7.68	3.52	1.14	0.74	0.14	0.56	—	—	—	—	99.69	C. Vasiliu
76	1 R	II	Bucin Quarry	55.53	20.13	3.23	3.26	0.13	3.08	7.33	3.79	1.27	0.84	0.24	1.23	—	—	—	—	100.06	C. Vasiliu
77	5 R	II	Bucin Quarry	55.61	19.88	3.88	2.76	0.14	3.44	7.26	3.73	1.25	0.89	0.23	0.88	—	—	—	—	99.95	C. Vasiliu
78	1 V	II	Bucin Quarry	55.82	19.69	3.78	2.75	0.14	3.26	7.54	3.72	1.24	0.86	0.21	0.68	—	—	—	—	99.69	C. Vasiliu
79	5 V	II	Hornlock Quarry	56.36	20.35	3.33	2.76	0.14	3.00	7.47	3.65	1.26	0.66	0.14	0.75	—	—	—	—	99.87	C. Vasiliu
80	12/33	II	Bacta Summit	58.14	17.94	5.19	1.57	0.11	3.84	6.60	3.55	1.06	0.62	0.10	0.65	0.75	—	—	—	100.12	A. Kizyk
			2.3. Pyroxene—hornblende—andesites																		
81	2420	II	Borzontul Mare Valley	53.45	20.34	3.33	3.57	0.14	3.24	8.99	3.06	1.62	0.95	0.30	0.58	—	—	—	tr.	99.57	C. Vasiliu
82	4 V	II	Borzont Summit	53.55	19.41	4.39	2.62	0.13	4.74	7.40	3.62	1.22	0.98	0.07	1.43	—	—	—	—	99.56	C. Vasiliu
83	3217	II	Tare Brook	54.21	21.37	3.28	3.30	0.14	2.52	9.09	3.09	1.11	0.73	0.19	0.61	—	—	—	—	99.64	C.Vasiliu
84	7	II	Secuiului Brook	57.21	18.82	4.66	2.98	0.14	2.44	6.87	3.05	1.44	0.83	0.17	0.43	0.55	—	0.36	—	99.95	S. Lupan
85	7 R	II	Gheorghieni—Praid Road km 20	57.29	19.98	2.98	2.81	0.13	3.15	7.23	3.69	1.36	0.72	0.16	0.64	—	—	—	—	100.14	C. Vasiliu
86	8	II	Șumuleu Crater	57.60	19.01	4.01	2.87	0.07	2.57	6.77	3.02	1.48	0.87	0.17	0.84	0.45	—	0.30	—	100.03	S. Lupan
87	11/33	II	Bătrîna Summit	57.70	17.04	5.71	1.45	0.09	4.25	7.00	3.55	1.36	0.51	0.30	0.81	0.23	—	—	—	100.00	Cr. Popescu
88	13/33	II	Bacta Summit	58.77	16.00	6.23	1.02	0.03	4.20	7.16	3.41	1.13	0.83	0.22	0.81	0.29	—	0.03	—	100.13	Cr. Popescu
89	2 V	II	Frățileasa Summit	58.98	18.80	3.93	1.77	0.14	2.73	6.52	3.66	1.50	0.69	0.24	1.20	—	—	—	—	100.16	C. Vasiliu
90	14/33	II	Șumuleu Valley	59.28	17.28	5.65	1.44	0.13	3.07	6.29	4.32	1.12	0.82	0.12	0.22	0.72	—	—	—	100.46	Bl. Budescu
			2.4. Hornblende—andesites																		
91	3a/33	II	Secuiului Brook	54.67	18.52	6.36	1.75	0.42	3.70	6.90	3.06	1.07	0.97	0.14	1.20	0.24	1.20	—	0.08	100.28	Al. Dănciulescu
92	4	II	Secuiului Brook	54.74	18.66	6.83	1.73	0.19	1.66	6.76	5.14	1.33	0.97	0.20	1.45	(0.96)	—	—	—	99.66	Bl. Budescu
93	6	II	Secuiului Brook	55.27	18.88	6.38	1.59	0.16	2.03	6.48	4.79	1.91	0.88	0.20	1.50	(0.98)	0.22	—	—	100.29	Bl. Budescu
94	8/33	II	Secuiului Brook	55.62	17.70	5.12	1.73	0.10	4.85	6.32	3.94	0.87	1.27	0.25	0.78	1.77	—	—	—	100.32	Cr. Popescu
95	2422	II	Măgherușul Mic Valley	57.22	19.36	4.19	1.85	0.16	2.75	5.72	3.28	1.76	0.77	0.19	2.45	—	—	—	0.03	99.73	C. Vasiliu
96	2415	II	Fierăstraie Valley	57.74	19.44	2.52	3.15	0.14	2.72	7.29	3.28	1.55	0.60	0.13	1.13	—	—	—	—	99.69	C. Vasiliu
97	11a/33	II	Șumuleu Valley	57.86	17.59	7.50	0.87	0.15	2.08	5.23	3.67	1.28	0.88	0.12	2.76	0.48	—	—	—	100.47	Bl. Budescu
98	15/33	II	Sobasa Valley	59.66	14.00	5.66	2.12	0.05	4.71	6.08	3.87	1.33	0.96	0.21	1.02	0.29	—	0.08	—	100.04	Cr. Popescu
99	1045	I	Gudia Valley	60.10	19.37	4.34	1.06	0.10	2.43	5.90	3.18	1.34	0.56	0.13	1.07	—	—	—	—	99.58	C. Vasiliu
100	16/33	I	Lăpușna Valley	60.24	17.40	5.50	0.55	0.12	2.58	6.29	3.56	1.59	0.53	0.15	1.04	0.56	—	—	—	100.11	C. Vasiliu
101	2421	II	Bacta Valley	61.41	18.97	3.23	1.10	0.13	1.90	5.83	3.68	1.64	0.49	0.15	1.21	—	—	—	tr.	99.74	C. Vasiliu
102	014 V	II	Iod Valley	61.45	19.18	2.59	3.11	0.19	1.32	5.68	3.74	1.49	0.45	0.25	0.54	—	—	—	—	99.99	C. Vasiliu
203	10	I	Gudia Valley	63.69	16.44	2.51	2.14	0.13	1.55	5.85	3.71	1.63	0.96	0.14	0.56	0.83	0.22	—	—	100.36	S. Varga
104	1111	II	Wagner Brook	64.73	18.53	3.54	0.32	0.10	0.74	4.37	3.81	1.69	0.41	0.09	1.34	—	—	—	tr.	99.67	C. Vasiliu
			3. HARGHITA Mts.																		
			3.1. Basaltic andesites																		
105	051 V	II	Bixad Quarry	55.97	17.01	2.40	2.43	0.08	4.93	7.00	3.84	4.15	0.97	0.53	0.28	—	—	—	—	99.59	C. Vasiliu
			3.2. Pyroxene—andesites																		
106	2401	I		53.40	18.80	1.88	4.43	0.11	6.19	8.68	3.32	1.11	0.95	0.16	0.89	—	—	—	—	99.92	C. Vasiliu
107	1922	II	Mitaci Brook	54.39	18.40	1.63	4.56	0.17	4.63	8.25	3.46	1.49	0.86	0.19	0.76	—	0.80	—	—	99.59	C. Vasiliu
108	056 V	II	Cormoș Brook	55.44	20.30	3.57	2.86	0.11	3.75	7.21	3.30	1.44	0.74	0.14	1.11	—	—	—	—	99.97	C. Vasiliu
109	2	II	Harghita Summit	56.00	18.90	1.70	5.00	0.10	4.20	7.40	3.80	0.57	0.70	0.08	0.20	1.10	0.30	—	0.39	100.44	Al. Dănciulescu
110	1921	II	Mitaci Brook	56.10	18.76	2.37	3.18	0.09	4.73	7.76	3.50	1.58	0.83	0.16	0. 77	—	—	—	tr.	99.83	C. Vasiliu
111	1920	II	Capul Hill	56.22	17.90	2.02	3.49	0.09	5.87	7.83	3.64	1.51	0.73	0.15	0.58	—	—	—	—	100.03	C. Vasiliu
112	02 V	II	Tolvajos Quarry	56.37	19.66	2.92	3.94	0.13	3.26	7.05	3.51	1.46	0.70	0.20	0.43	—	—	—	tr.	99.63	C. Vasiliu
113	2208	II	Canton Quarry	56.41	21.56	1.28	3.66	0.12	2.72	7.47	3.58	1.53	0.60	0.11	0.76	—	—	—	tr.	99.80	C. Vasiliu
114	054 V	II	Lugoș Brook	56.65	19.46	2.31	3.76	0.12	3.69	7.34	3.48	1.55	0.75	0.14	0.49	—	—	—	—	99.74	C. Vasiliu
115	1201	II	Talabor Hill	56.75	20.72	2.29	3.07	0.14	3.08	7.33	3.50	1.50	0.64	0.13	0.58	—	—	—	—	99.73	C. Vasiliu
116	2404	I	Racu Quarry	58.19	17.63	1.21	3.65	0.08	5.69	7.84	3.00	1.37	0.56	0.09	0.44	—	—	—	—	99.75	C. Vasiliu
117	2 Ost.	II	Ostoroșul Susenilor Summit	58.75	19.03	4.53	1.90	0.40	1.31	6.29	2.18	1.70	1.00	0.08	3.20	0.11	—	—	—	100.48	Al. Dănciulescu
118	3 Ost.	II	Ostoroș Summit	58.89	17.05	4.24	2.00	0.10	2.90	5.97	4.01	1.93	1.85	0.14	0.72	0.54	—	—	tr.	100.34	Cr. Popescu
119	4 Ost.	II	Ostoroș Summit	58.95	18.64	3.15	1.86	0.07	3.28	7.27	3.23	1.88	0.30	0.14	0.45	0.89	tr.	—	0.20	100.31	A. Kizyk
120	5	II	Tușnad	59.42	16.60	2.03	2.91	0.06	3.98	7.72	4.02	2.63	0.50	0.04	0.55	0.27	—	n.det.	—	100.73	S. Varga
121	6	II	Tușnad	60.07	16.07	3.64	0.20	0.04	3.67	7.78	4.39	1.95	0.57	0.05	1.73	0.43	0.04	n.det.	—	100.63	S. Varga
			3.3. Pyroxene—hornblende—andesites																		
122	2185	II	Tolvajos Quarry	55.89	20.85	1.96	4.06

The content of CaO decreases normally from basaltic andesites (10.57 per cent, sample no. 2) to biotite-andesites (3.03 per cent) and dacites (3.22 per cent).

$Na_2O + K_2O$ vary in the same sense as the acidity of rocks increases. The lowest content — 1.66 per cent is found in a basaltic andesite, and the highest one — 8.42 per cent in a biotite andesite.

From a comparative examining of the chemical composition of analysed rocks in accordance with massifs, volcanic compartments (only in the case of the Călimani Mts) and petrographical types, there result some observations which subsequently will be confirmed when parameters are to be discussed ; the rocks are more differentiated within each volcanic compartment from the Călimani Mts ; differences between those three massifs and the two volcanic compartments of the Călimani Massif are to be noticed ; pyroxene-hornblende-andesites do not present any peculiar features as to their chemical composition owing to which they would fundamentally differ from pyroxene- or hornblende-andesites. They still figure in Tables as they have been previously described from the mineralogical point of view and cartographically separated.

3.2. *The variation of the K_2O/SiO_2 ratio and the depth of the paleoseismic zone.* The variation of K_2O in andesitic series of volcanic zones is used in paleotectonic reconstructions concerning the depth of paleoseismic zones (Dickinson and Hatherton, 1967 ; Christiansen and Lipman, 1972).

Today the investigations are also extending over other regions than the circumpacific ones. The data obtained present peculiar involvments as to the working out the plate tectonic models for crustal evolution and for studying the problems of magma genesis.

The satisfactory number of analyses at our disposal for the Călimani-Harghita volcanic area allows the representative values of K55 and K60 to be computed, and hence the corresponding information as regards the depth of Benioff seismic zone in various sectors to be obtained.

Figure 1 comprises Harker partial diagrams for K_2O/SiO_2 on volcanic massifs, and in the case of the Călimani Massif, separately for the two stages. Using the method proposed by Dickinson and Hatherton, 1967 ; Hatherton and Dickinson, 1969, the K55 and

Institutul Geologic al României

K60 values have been computed, as well as the depth of the Benioff seismic zone, following data having been obtained :

	K55	K60	h(Km)
Călimani Mts (I stage)	1.20	1.50	133
Călimani Mts (II stage)	1.90	2.30	193
Gurghiu Mts	1.15	1.45	130
Harghita Mts	1.55	2.00	166

These results referring to the K-h correlation complete those previously obtained by B o c c a l e t t i et al. (1973) and resulting from a

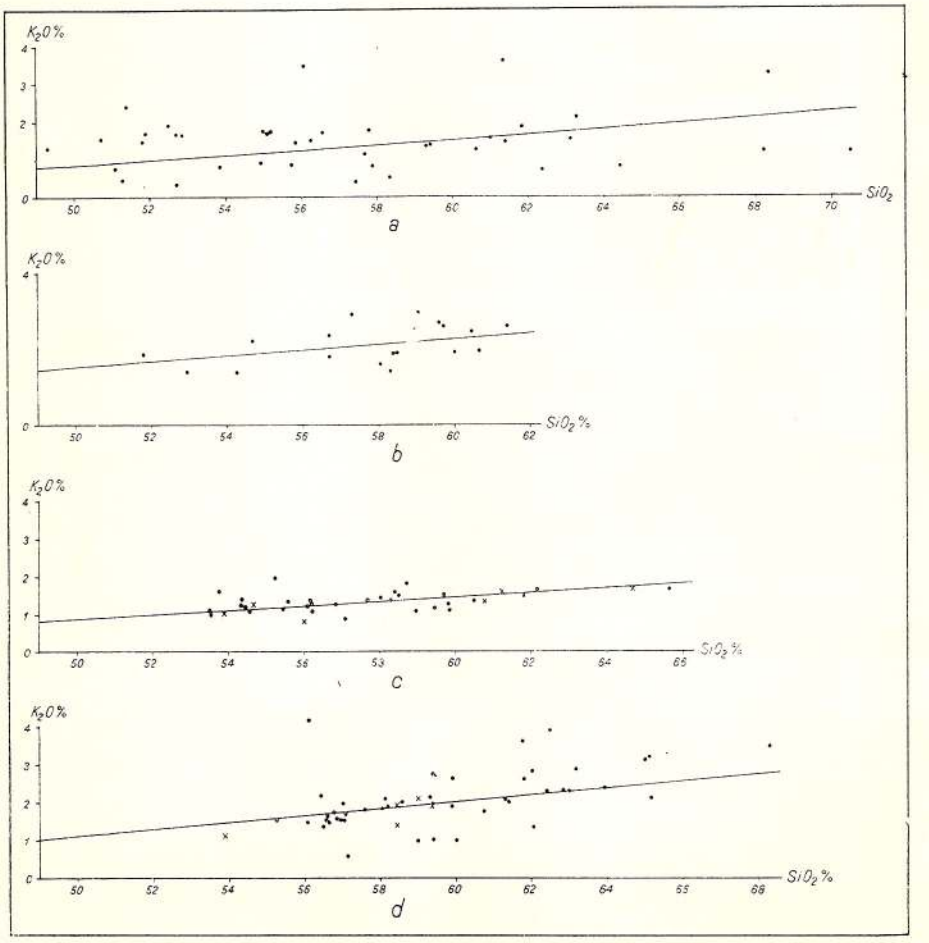


Fig. 1. — SiO_2 versus K_2O diagram.
a, Călimani Mts, I stage; b, Călimani Mts, II stage; c, Gurghiu Mts; d, Harghita Mts.

Institutul Geologic al României

less important number of analyses on samples proceeding from a more restricted zone.

In the Călimani-Gurghiu-Harghita Mts a variation of the depth of the paleoseismic zone depending on each massif, and even, within the same massif, from a stage to another, is observed.

The depth is less than 150 km in the Călimani Mts (I stage) and in Gurghiu Mts ; during the second stage of the volcanic evolution, in the Călimani Mts, the magma has proceeded from deeper zones.

These indications are supporting and completing the point of view expressed by some researchers among us (P e l t z et al., 1972a) according to which the sialic continental crust does not directly participate in the generation of andesitic magmas.

3.3. *Average composition of andesites.* In the Table 4 the average composition of andesites from the Călimani, Gurghiu and Harghita Mts, and also over the whole area is presented ; likewise the average composition of pyroxene-andesites, the mostly widespread petrographical type.

The andesites of these three massifs present a close average composition, insignificant differences for SiO_2, Fe_2O_3, K_2O, TiO_2, H_2O being observed. The average of andesites from the Călimani Mts approaches to the greatest extent that of andesites over the entire volcanic zone. The comparison with published data (Tab. 4 B) points out an essential approach with respect to the average of andesites according to C h a y e s (1969) ; the essential closeness of SiO_2 values (58.13 in the Călimani-Harghita Mts, and respectively 58.17 in a number of 1775 andesites) is particulary obvious.

We have intended to make a comparison between the Pliocene andesites pertaining to the two volcanic zones over the Romanian territory of the East Carpathians. For the Oaş—Gutîi Zone we have nowadays sufficiently representative published data, only as regards the Pliocene pyroxene-andesites from the north of the Gutîi Mts (L a n g et al., 1973). Thus limiting the comparison to this region we may observe (Table 4) : *a*) for most oxides the values are close ; *b*) small differences appear for SiO_2, FeO, CaO, Na_2O, K_2O ; *c*) the pyroxene-andesites from the Călimani-Harghita Mts are more acid and alkaline, include less FeO, CaO and more TiO_2.

Another comparison was made with Pliocene andesites from other neovolcanic Carpathian zones : Ukrainean Transcarpatia (according to

Institutul Geologic al României

TA

Comparison of average

	A					
	Călimani Mts.	Gurghiu Mts.	Harghita Mts.	Total area	North of Gutii Mts. Lang, 1973	Taylor, 1969
Petrographical type	Pyroxene-andesites				Low Si-andesites	
Number of analyses	25	12	16	53	37	
SiO_2	56.86	55.04	57.00	56.49	54.62	54.90
Al_2O_3	18.51	19.10	18.72	18.70	18.77	17.50
Fe_2O_3	3.85	4.47	2.55	3.60	3.54	
FeO	2.79	3.03	3.15	2.95	4.41	8.18
MnO	0.15	0.22	0.12	0.16	0.17	
MgO	3.59	3.55	3.93	3.68	3.48	4.71
CaO	6.92	7.67	7.45	7.25	8.16	8.49
Na_2O	3.55	3.62	3.50	3.55	2.34	3.43
K_2O	1.80	1.17	1.57	1.59	1.44	1.10
TiO_2	0.81	0.90	0.77	0.82	0.74	0.82
P_2O_5	0.18	0.18	0.13	0.16	0.16	
H_2O^+	0.65	0.69	0.85	0.72		

Maleiev, 1964) and Slovakia (according to Karolus, 1970). When examining data of Table 4 and 5 some approachings between the chemical composition of petrographical types with the same mineralogical constituents do appear.

The average composition of andesites from the Călimani-Harghita Mts was compared with the average composition of some circumpacific andesites (Table 6). Some approachings with Kamciatka andesites are observed.

3.4. *Correlation of the petrographical-mineralogical diagnosis with petrochemical data.* The classification of volcanics which build up the Călimani, Gurghiu and Harghita Mts was made firstly relying on mineralogical composition. The latter constituted the separation criterion of different andesitic or basaltic types.

The investigations of volcanic regions nowadays agree on the fact that the mineralogical composition completed by the chemical one, have to build the base of the classification of volcanic rocks. This is necessary as an important part of their components is screened in the cryptocrystalline or glassy groundmass.

Institutul Geologic al României

BLE 4

composition of andesites

B								
Călimani Mts.	Gurghiu Mts.	Harghita Mts.	Total area	Daly.	Nockolds.		Taylor, 1969	Chayes, 1969
All andesites				Andesites	Latitan-desites	Andesites	Andesites	Andesites
41	36	50	127	87	38	49		17.75
58.06	57.03	58.98	58.13	59.59	56.00	54.20	59.50	58.17
18.60	18.65	18.52	18.58	17.31	16.81	17.17	17.20	17.26
3.59	4.56	2.89	3.59	3.33	3.74	3.48	2.72	3.07
2.44	2.31	2.31	2.35	3.13	4.56	5.49	3.65	4.17
0.14	0.16	0.13	0.14		0.13	0.15	0.15	
3.12	3.07	3.01	3.06	2.75	3.39	4.36	3.42	3.23
6.73	6.94	6.41	6.66	5.80	6.87	7.92	7.03	6.93
3.63	3.63	3.61	3.62	3.58	3.56	3.67	3.68	3.21
1.70	1.33	1.98	1.71	2.04	2.60	1.11	1.60	1.61
0.76	0.82	0.68	0.74	0.77	1.29	1.31	0.70	0.80
0.18	0.18	0.13	0.16	0.26	0.33	0.28		0.20
0.66	0.94	1.04	0.89		0.92	0.86		1.24

The objects of the present study oblige us to examine to which extent the petrographical separations are confirmed by petrochemical data, concomitantly suggesting, where it is required, to proceed to their more corresponding classification.

This mode to consider the classification problems and the nomenclature of volcanic rocks was applied when investigating the chemical characters of Plio-Quaternary basaltic rocks from Romania, as well as the magmatites from the subvolcanic zone of the East Carpathians (P e l t z et al., 1972, a, b).

On purpose to confront the mode and the norm there are utilized data resulting from examination and plotting in diagrams of petrochemical Niggli parameters (Tab. 7), and C.I.P.W. (Tab. 8), the values of the *SI* index (K u n o, 1954).

In the view to classify volcanic rocks following criteria are to be considered : 1, data of modal composition regarding the participation of feldspar, feldspatoid, quartz, and of olivine, pyroxenes, amphiboles, biotite, etc. ; 2, petrochemical data referring to : a, magma type ; b, colour index *M* ; c, percentage participation of chief normative minerals ; d, anorthite content computed from normative plagioclase ; e,

Institutul Geologic al României

TABLE 5

Chemical compositions of some Pliocene andesites from Slovakia and Transcarpathian Ukraine

No. of analyses	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	10	5	8	5	2	5					
SiO_2	58.88	60.77	61.05	55.78	55.78	57.88	53.44	58.91	55.42	56.55	61.58
Al_2O_3	16.53	17.22	16.94	19.01	16.04	17.25	20.43	17.99	17.16	16.67	17.01
Fe_2O_3	3.86	4.20	3.89	3.04	4.66	2.49	1.72	5.74	2.47	1.87	1.70
FeO	2.73	2.15	1.71	4.91	4.75	4.28	5.90	2.74	5.32	5.23	6.00
MnO	0.13	0.09	0.13	0.09	0.12	0.08	0.25	0.09	0.13	0.12	0.13
MgO	2.74	2.51	1.29	3.03	4.53	3.99	1.05	2.72	5.18	5.43	1.59
CaO	6.47	5.22	4.79	7.60	7.23	7.87	8.78	6.19	8.11	9.04	5.15
Na_2O	2.58	2.84	2.79	2.54	2.53	2.13	2.87	1.51	1.68	1.78	2.99
K_2O	2.52	2.12	2.64	1.33	1.22	1.75	1.85	1.41	1.26	1.69	1.93
H_2O^+	1.49	0.87	2.20	0.81	1.50	1.09	0.30	—	1.03	0.44	0.58
H_2O^-	1.18	1.29	1.83	0.91	0.64	0.45	0.35	0.92			0.18
TiO_2	0.53	0.61	0.53	0.83	1.48	0.56	1.20	1.51	0.80	0.66	0.79
P_2O_5	0.22	0.16	0.15	0.13	0.10	0.05	0.15	—	0.16		
Total	99.86	100.05	99.94	100.01	100.58	99.87	100.84*1	100.40*2	99.86*3	100.28*4	100.63

*1 CO_2 = 1.72%, L.O.I. = 0.80%; *2 L.O.I. = 0.67%; *3 L.O.I. = 1.14%; *4 L.O.I. = 0,80%.

Central Slovakia, hornblende – biotite ± pyroxene, andesite:
1, Kremnické pohorie; 2, Stiavnické pohorie; 3, Hronský Inovec; East Slovakia, pyroxene-andesite: 4, Popričný; 5, Slancké pohorie; 6, Vihorlat. (acc. to Karolus, 1970). Transcarpathian Ukraine, basaltic andesite: 7, Bilki; 8, Selskovo; andesites: 9, Morongoș-Vișkovo; 10, Siniak; 11, Rokosovo (acc. to Maleiev, 1964).

Institutul Geologic al României

TABLE 6

Average compositions of some circumpacific andesites

Petrographycal type	1	2	3	4	5	6
No. of analyses	37	19	16	26	15	90
SiO_2	55.37	58.68	61.64	53.8	60.3	59.78
Al_2O_3	17.64	16.93	16.84	14.9	14.8	17.19
Fe_2O_3	3.77	3.03	3.93	3.7	2.5	2.45
FeO	4.57	4.15	2.31	9.3	7.1	3.65
MgO	3.96	3.20	2.32	4.5	2.5	3.17
CaO	7.72	6.30	5.23	9.0	6.7	6.06
Na_2O	3.04	3.34	3.66	2.2	3.3	3.96
K_2O	1.24	1.73	1.75	0.5	0.8	1.67
H_2O+	1.34	1.45	1.52	0.4	0.4	0.87
H_2O-				0.4	0.2	
TiO_2	0.96	0.83	0.48	1.2	1.1	0.85
P_2O_5	0.26	0.24	0.21	0.1	0.1	0.23
MnO	0.13	0.12	0.11	0.2	0.2	—
Total	100.00	100.00	100.00	100.1	100.1	

1, basaltic andesite; 2, andesite; 3, andesite-dacite (acc. to Vlodaveț, 1939, 1946); 4, basaltic andesite; 5, andesite (acc. to Kuno, 1953); 6, andesite (acc. to Chayes 1969).

classification of rocks according to suggestions of Streckeisen (1965, 1967) and Rittmann[5] (in print).

To achieve a strict diagnosis of the rock, it is indicated to corroborate all the criteria as their unilateral utilization might lead to erroneous conclusions.

For basaltic andesites a more detailed comment as to the correlation of the mode and the norm has been made by some of us in another work (Peltz et al., 1972 a). Broadly it is observed that the basaltic andesites pertain to gabbrodioritic and dioritic magmas. In most rocks An corresponds to an acid labrador (50.4—69.4 per cent) and a high value of the *M* index (25—38). Owing to the position in the upper triangle QAP (Streckeisen, 1971) most rocks pertain to the latite-andesites and to the latite-basalts.

[5] The results of the computation of stable mineral assemblages in igneous rocks according to Prof. A. Rittmann, and its involvements for the classification of volcanic rocks from the Călimani — Harghita Mts are treated in a separate work.

Institutul Geologic al României

The basaltic andesites over the territory are among the few ones which are characterized by such a full agreement between the mode and the norm. A particular position occupies the Harghita basaltic andesite, whose petrochemical data partly justify the petrographical diagnosis (Tables 3, 7, 8).

The pyroxene-andesites belong to gabbrodioritic, dioritic and quartz-dioritic magmas. Still from the beginning the fact that an important number of cases (27 from 53) is pertaining to the quartzdioritic magmas attracts our attention (Table 7). It would seem that these rocks are much more acid than it is displayed by their mineralogical composition, and would correspond to some quartz-andesites in accordance with their chemical data.

In the Călimani Mts from 25 cases, 13 pertain to dioritic magmas and 12 to quartzdioritic ones ; basalt-like pyroxenic andesites correspond to the lamprodioritic type. Moreover this concordance is also observed when examining the CIPW values (Table 8).

The value of anorthite in the normative plagioclase is ranging from 58.3 to 32.5 ; from the 25 cases 50 per cent represent the composition of an acid labrador, containing 50—58 An. The colour index ranges from 30.5—11.3 ; only 8 per cent from these cases show values exceeding 25.

In rocks of the Gurghiu Mts 12 analyses are discussed (Table 8).The anorthite varies in limits close to those shown by the anorthite of the Călimani Mts (57.6—40.0) ; the value of the M index varies between 28.9—15.7 ; 16.5 per cent of cases show values exceeding 25.

In 16 analyses from the Harghita Mts (Table 8) the value of anorthite ranges from 62.3—33 ; 76 per cent of cases correspond to a labrador. The M index is comprised between 29.3—11.4 ; 19 per cent of cases show values exceeding 25.

For all these cases the presence of acid labrador and the M index values could indicate — for pyroxene-andesites — their appurtenance to the basalt-like facies.

When comparing the situation of the three massifs one may observe close variation limits both for An and M ; the pyroxene-andesites from the Harghita Mts show a more basic plagioclase and higher values of the hypersthene ; those from the Gurghiu Mts display a higher percentage of magnetite.

Due to their position in the upper triangle QAP (Fig. 2) the analysed pyroxene-andesites pertain to : latite-andesites and latite-basalts, 18 samples from the Călimani Mts ; 9 from the Gurghiu Mts and 13 from the Harghita Mts ; andesites and basalts, 5 samples from the Călimani Mts, 3 from the Gurghiu Mts, and 2 from the Harghita Mts, quartz-ande-

Institutul Geologic al României

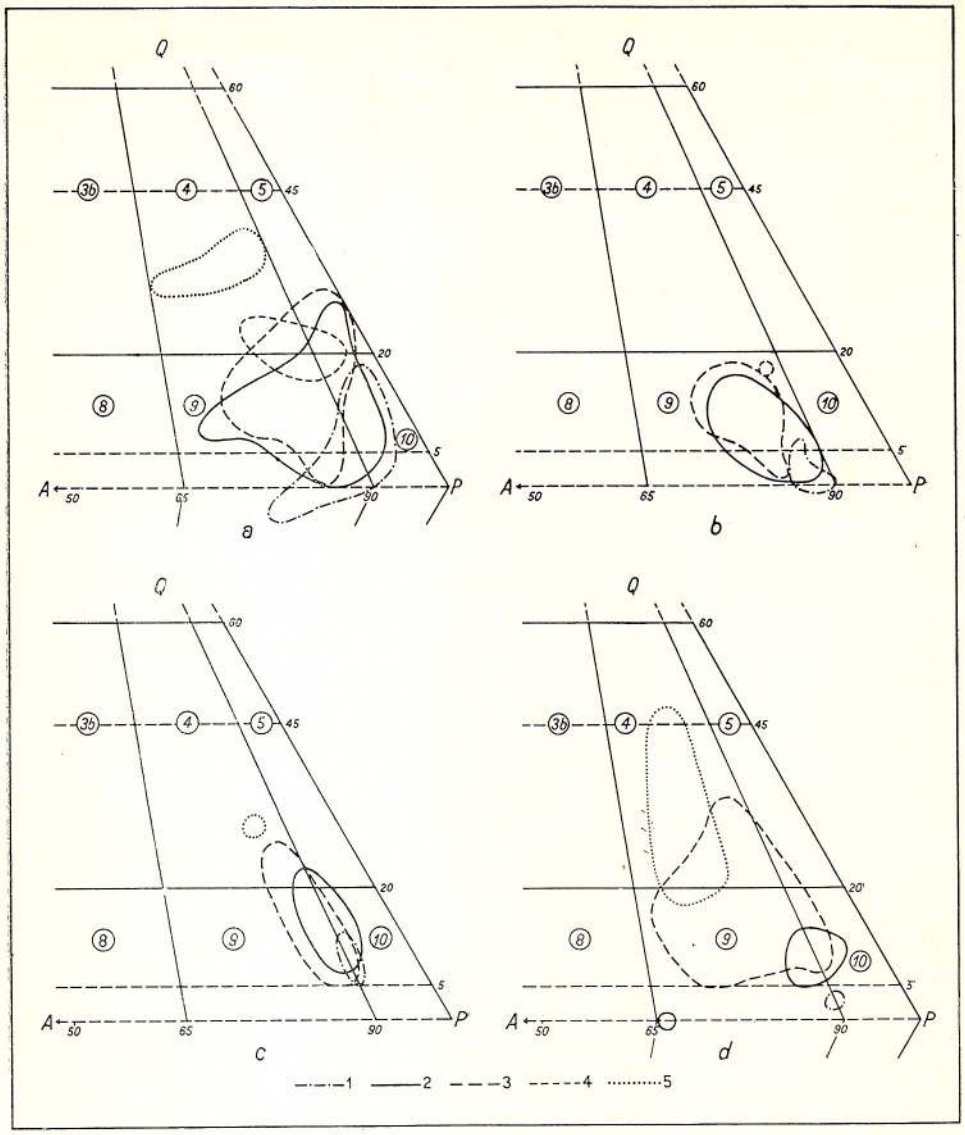


Fig. 2. — Q.A.P. diagram.

a, Călimani Mts, I and II stages; b, Călimani Mts, II stage; c, Gurghiu Mts; d, Harghita Mts. 1, gabbrodioritic magma; 2, dioritic magma; 3, quartzdioritic magma; 4, granodioritic magma; 5, trondhjemitic magma.

sites, 2 samples from the Călimani Mts, (Bîtca Mogoşului and Higeu Hill); dacites, the samples from the Harghita Mts (Ostoroşul Susenilor Summit).

As a result of these investigations it appears that for andesites only a partial agreement between the petrographical data and the petroche-

Institutul Geologic al României

mical ones does exist. The rocks appear more acid than it would be indicated by the composition of plagioclase.

Most of pyroxene-hornblende-andesites belong to the quartzdioritic magma type. The chemical composition of pyroxene-hornblende-andesites from the Piciorul Popii and Gura Haitii areas, Călimani Mts (no. 44.45) proves their appurtenance to leucopeléeitic magmas, being so more acid than many hornblende-andesites.

The comparative examination of C.I.P.W. values does not point out differences between pyroxene-hornblende-andesites and the hornblende-bearing ones, but only between the latter as a whole and other types of rocks.

In the hornblende-andesites from the Călimani Mts (10 cases) the content in anorthite is comprised between 52.1—40.3 per cent ; 30 per cent of the cases investigated indicated the composition of a labradorite. The value of the *M* index ranges from 8.7—18.1 being lower than in the pyroxene-andesites.

In the Gurghiu Mts the virtual anorthite ranges from 54.6 to 34.3 per cent ; only 21 cases display the composition of labradorite. *M* varies between 6.5—26.0 resembling — as opposed to the Călimani Mts — in many cases that of the pyroxene-andesites.

In the Harghita Mts, though are only 4 analyses, the values of the *M* index and those of the virtual anorthite are comprised in the variation limits of the Gurghiu and Călimani Mts.

For Q.A.P. representing, when grouping the rocks under discussion into two conventional subgroups : *a*) pyroxene-hornblende-andesites and *b*) hornblende-andesites, it is stated that most rocks from the mixed subgroup (a) pertain to latite-basalts (5 samples from the Călimani Mts, 7 the Gurghiu Mts and 9 the Harghita Mts) ; 2 samples from the Harghita Mts and 2 from the Gurghiu Mts pertain to andesites and basalts; 1 sample from the Gurghiu Mts and 1 sample from the Harghita Mts belong to dacites ; 1 sample from the Harghita Mts pertains to quartz-andesites. The rocks from the subgroup (b) are pertaining to : latite-andesites and latite-basalts, 5 samples from the Călimani Mts, 4 samples from the Gurghiu Mts and 2 samples from the Harghita Mts ; andesites and basalts, 1 sample from the Gurghiu Mts ; dacites 3 samples from the Călimani Mts, 9 samples from the Gurghiu Mts, and 2 from the Harghita Mts ; quartz-andesites 2 samples from the Călimani Mts.

For pyroxene-hornblende-andesites it may be concluded thet only a partial concordance between the modal composition and the normative

Institutul Geologic al României

one is to be stated ; the latter points out the more varied and more acid composition of rocks submitted to analysis.

The hornblende-biotite ± quartz-andesite from the Pietricelu-Drăguș and most hornblende-biotite ± quartz-andesites from the south of the Harghita Mts (13 from 17) pertain to the quartzdioritic magma. The analyses of Piricske rocks (nos 151, 154) and Lacul Ana rocks (no. 155) indicate their appurtenance to the trondhjemite magmas (leucoquartzdioritic type).

The values of petrochemical parameters are evidencing the heterogeneity of the chemical composition of these rocks as it is also proved by their petrographical diagnosis. As it will be shown in a following chapter, these petrographical and petrochemical peculiar features are due to complex petrogenetic processes.

For the Pietricelu-Drăguș andesite the attention is directed to the high value of the synthetical indexes $P(75)$ and $M(16.4)$, the reduced amount of quartz and the large one of normative hypersthene both comparable to those of pyroxene andesites. All these indexes reveal their appurtenance to a magma more basic than it is shown by the petrographical analysis. The same features may be stated for some hornblende — biotite ± quartz-andesites from the south of the Harghita Mts (nos. 139, 140, 144, 145, 149).

These features are very clearly pointed out in the Q.A.P. diagram — Figure 2, where the respective rocks are plotted in the latite-andesite and latite-basalt fields.

This ascertainment seems to be very sensible owing to the presence in the close vicinity, both in the Laz Hill and the Murgău Hill, of pyroxene-andesites or basaltic andesites.

In some other cases the situation is essentially different, determined by the high value of quartz and a low one of P and M indexes, the rocks being referrable to the field of dacites (4 samples from the Harghita Mts). The other rocks from the Harghita Mts and a rock from the Călimani Mts (13 samples) are referrable to the latite-andesite and latite-basalt fields.

The Voivodeasa hornblende-dacites from the south-eastern outermost part of the Călimani Mts and the Drăgoiasa biotite-dacites from the north-eastern outermost part of the Călimani Mts pertain to the trondhjemite magmas. In accordance with the petrographical-mineralogical diagnosis, the petrochemical study reveals them among the most acid rocks of the volcanic chain. The latter are characterized by the highest values

Institutul Geologic al României

of the normative quartz and the lowest ones of the virtual anorthite and the colour index.

According to Streckeisen classification, the dacites are referrable to the dacite field, the hornblende-bearing ones nearer to the limit of the quartziferous andesite field.

The microgabbros from the Călimani Mts correspond to the gabbrodioritic magma (Table 7), their virtual composition resembling that of the basaltic andesites of this region. We consider that the rocks analysed here are the intrusive equivalent of basaltic andesites and not of basalts. That is the reason, in our opinion, why it would be more indicated to name them pyroxene-olivine-microdiorites.

The microdiorites from the Călimani Mts correspond to dioritic and quartzdioritic magmas. Petrochemical data agree with the petrographical ones which design them as hornblende pyroxene-biotite and occasionally quartz-bearing microdiorites.

The grouping of the volcanic rocks over the investigated area according to the values of the *SI* (Kuno, 1954) index yields data completing the analysis we have carried out as to the mode-norm accord.

From the examination of the synthetical table it results that the andesites represent only 27 per cent with respect to the sum total of the analysed samples (42 from 155) ; most of rocks under discussion appear as more basic, being referable to the basaltic andesites (54 per cent) and basalts (13 per cent). One may note that the accord between the mode and norm is complete only for the basaltic andesites and for dacites.

It results that a partial accord between the petrographical-mineralogical data and the petrochemical ones does exist. As regards the so far obtained information, the correlation study, which has been carried out, points out the variety of rock types and the importance of the participation of more acid or basic products in the building of the Călimani-Harghita area.

The chief cause of these non-concordances lies first in the fact that the volcanic rocks reflect only, to a small extent, their own chemism.

Petrographical-mineralogical and petrochemical data are correlated only as regards basaltic andesites and a part of pyroxene andesites, as well as the dacites. As to other types described as andesites, the petrochemical features point out in numerous cases their appurtenance to the quartz-andesites and dacites. Hence it is indicated to name these rocks „pheno-andesites", respectively „pheno-dacites". Moreover the use of the „*pheno-name*" (Niggli, 1931 ; Rittman, 1952) for types of volcanic

Institutul Geologic al României

rocks, referred to different classes only relying on their modal composition, would be more correct.

3.5. *Abundance of volcanic classes.* In accordance with the principles adopted for the classification of volcanic rocks, and from mode-norm confronting it resulted that most rocks which were analysed are referrable to andesites and basaltic andesites. The abundance within these classes, as well as others either intermediate or different (according to Baragar and Goodwin, 1969) is shown in Table 9 and Figures 3 a, b, c for each volcanic massif. An abundance of andesites in all the three rocks only in the Călimani Mts does result. Rocks showing an andesitic character from the B group are likewise present in all massifs. Some analyses from the Harghita Mts are referrable to the field of salic rocks.

TABLE 9

Abundance of volcanic classes in the Călimani-Gurghiu-Harghita Mts

	Number of samples	Basalt %	Andesite %	A %	B %	Salics %
Călimani Mts	67	11.9	35.0	—	43.3	9.0
Gurghiu Mts	37	—	43.2	—	51.4	5.4
Harghita Mts	51	—	39.9	—	47.1	13.7

The abundance of volcanic classes, especially the andesitic ones, is evidenced by their classification according to the one proposed by Taylor (1969). When examining the Table 10 one may note the abundance of low-silica andesites in all the massifs. The essential percentage of high-Al basalt in the Călimani Mts, of high-K andesites in the Gurghiu Mts, of dacites in the Harghita and Călimani Mts is to be noticed.

TABLE 10

Classification of rocks after S. R. Taylor (*1969*)

	Stage	Number of samples	High-Al basalt %	Low-K andesite %	Low- Si andesite %	Andesite %	High-K andesite %	Dacite %
Călimani Mts	I	41	29.3	7.3	21.9	21.9	4.9	14.6
Călimani Mts	II	21	9.5	—	19.1	47.6	23.8	—
Gurghiu Mts		37	—	—	48.7	45.9	—	5.4
Harghita Mts		51	—	2.0	23.5	43.1	13.7	17.7

Institutul Geologic al României

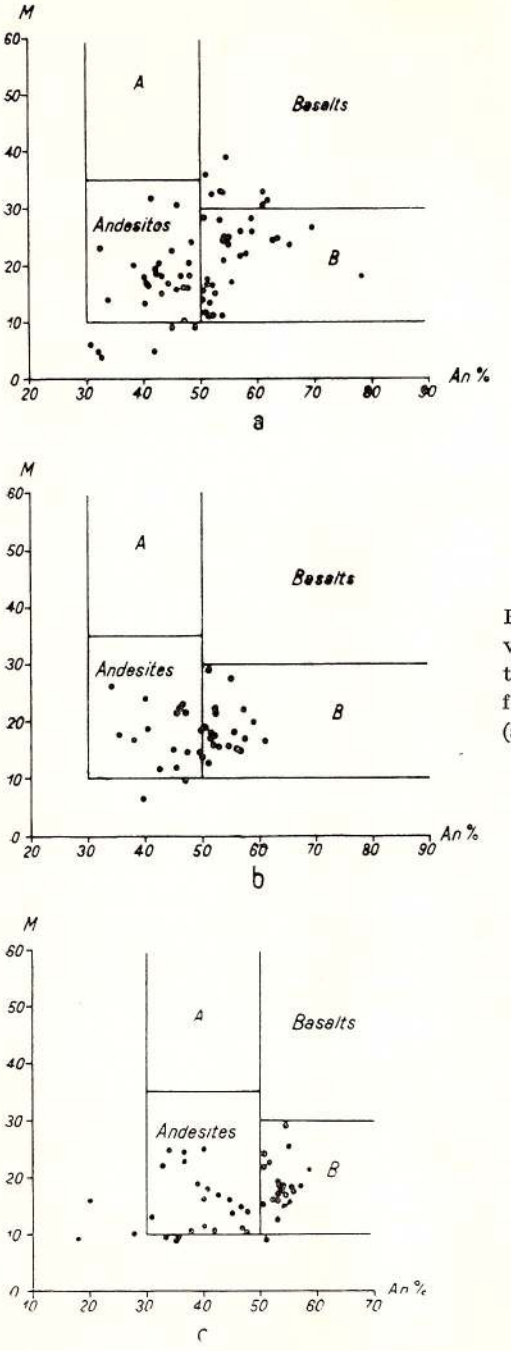


Fig. 3. — Division of Călimani—Harghita volcanics into four classes on the basis of the proportion of anorthite in normative feldspar, and of the normative colour index (acc. to B a r a g a r and G o o d w i n, 1969).

Institutul Geologic al României

4. Petrochemical features of magmas

In this part, problems referring to petrochemical features of magmas, comagmatism and differentiation are tackled. A number of 155 analyses at our disposal, representative as regards the petrographical types and the volcanic units over the territory, ensures a first examination of these problems. At the same time it might be, however, noticed that although numerous, the analytical data are not sufficient to proceed to minute and profound investigations, and to surpass the problems as a whole. Thus it is not as yet possible to tackle the comparative study of products of these two evolution stages of volcanism — excepting the Călimani Mts (Tab. 3) or the detailed study of volcanic structures, also with some exceptions.

The statistical appreciation of the appurtenance of analysed samples to the chief magma groups according to N i g g l i points to : the most numerous are the types corresponding to quartzdioritic magmas, dioritic magmas represent less than a half from the first ones — 25 per cent ; there follow : gabbrodioritic — 10 per cent, trondhjemitic — 5 per cent, granodioritic — 4.5 per cent magmas (Table 11).

TABLE 11

Magma type distribution

Magma type	Călimani Mts.		Gurghiu Mts.		Harghita Mts.	
	I	II	I	II	I	II
gabbrodioritic	9	3	1	2	1	—
dioritic	14	7	2	9	—	6
quartzdioritic	8	15	3	19	4	37
granodioritic	6	1	—	—	—	—
trondhjemitic	4	—	—	1	—	3
Total = 155	41	26	6	31	5	46

I. first stage
II. second stage

A more careful and minute examination of the classification of petrographical types points out (Tab. 7) : *a*) basaltic andesites belong to the gabbrodioritic and dioritic magma groups ; *b*) in the Călimani Mts and in the Gurghiu Mts the pyroxene-andesites pertain in an equal number to dioritic and quartzdioritic magmas, whereas in the Harghita Mts the number of samples pertaining to quartzdioritic magmas is double in

Institutul Geologic al României

comparison with that of the dioritic magmas (Tab. 7) : in the Gurghiu Mts and the Harghita Mts scarce cases of appurtenance to gabbrodioritic magmas are noticed ; *c*) most andesites bearing pyroxenes and hornblende of hornblende-andesites, belong to the quartzdioritic magmas. An exception present the andesites bearing pyroxenes and hornblende and horn-

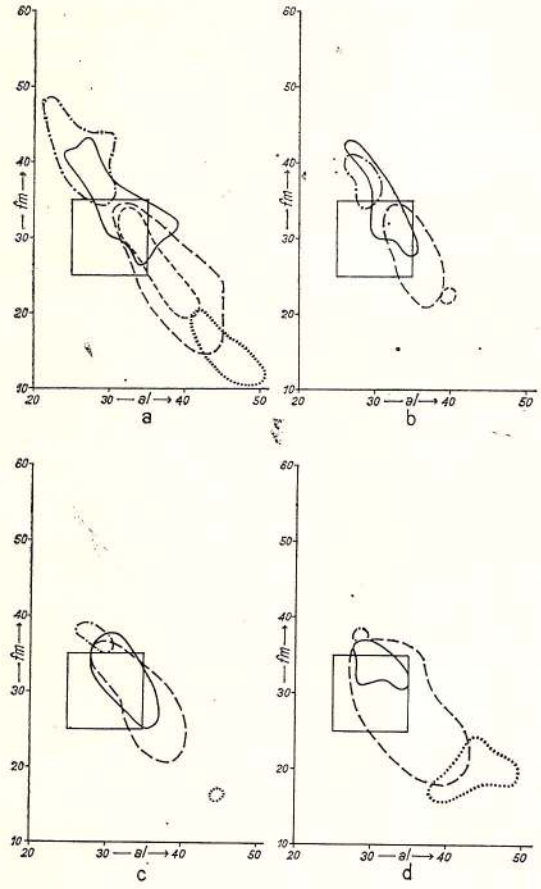


Fig. 4. — *al* — *fm* diagrams (explanations as for Fig. 2).

blende-andesites from the Călimani Mts (7 cases), which belong to granodioritic magmas. The latter are the single cases when andesites from the volcanic chain pertain to granodioritic magmas (Tab. 7). A different situation appears in the Gurghiu Mts where four analyses of hornblende-pyroxene-andesites and two analyses of hornblende-andesites indicate the appurtenance to the dioritic magmas ; *d)* most of andesites bearing hornblende — biotite ± quartz belong to the quartzdioritic magma. Some

Institutul Geologic al României

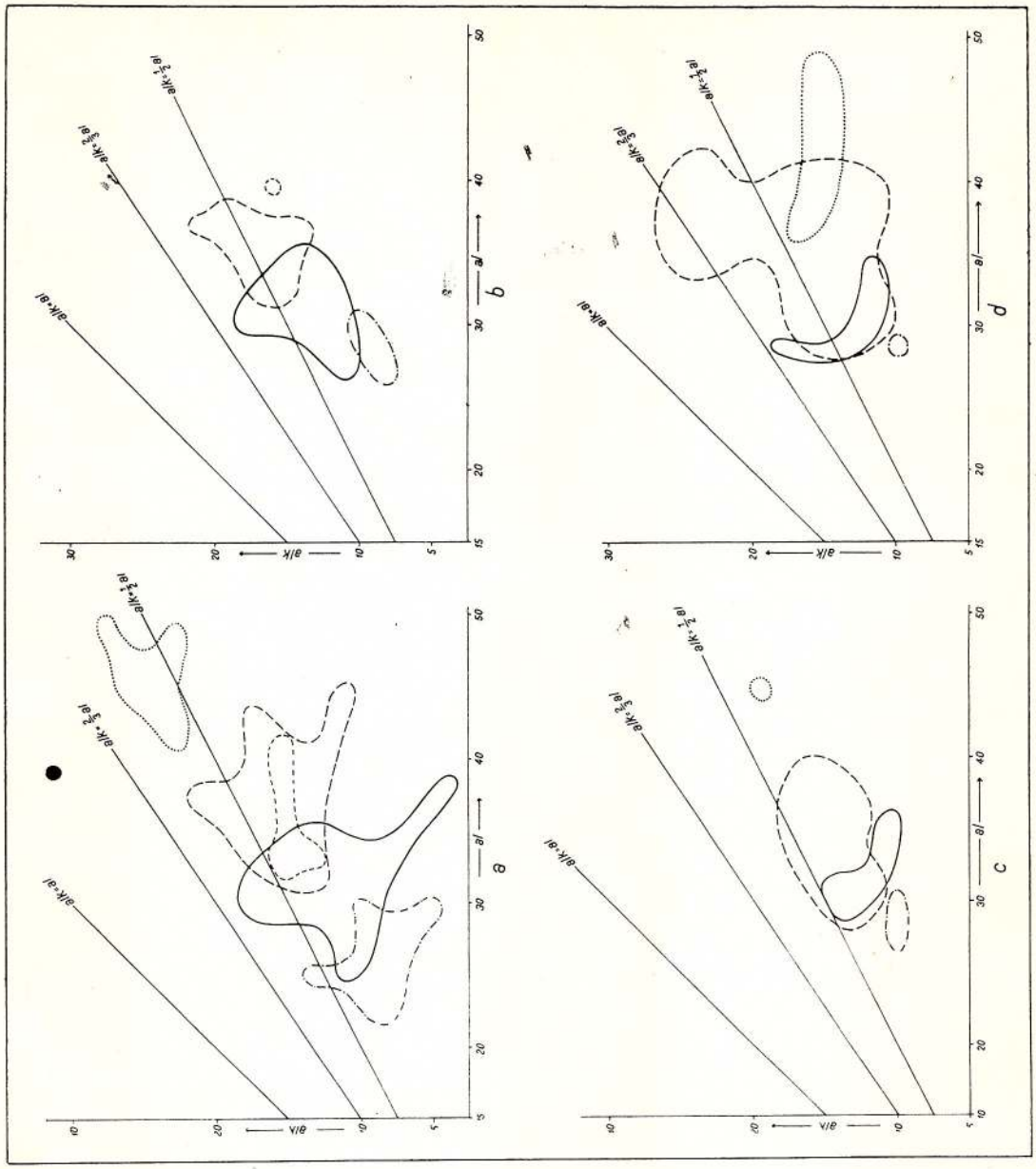


Fig. 5. — *al* — *alk* diagrams (explanations as for Fig. 2).

Institutul Geologic al României

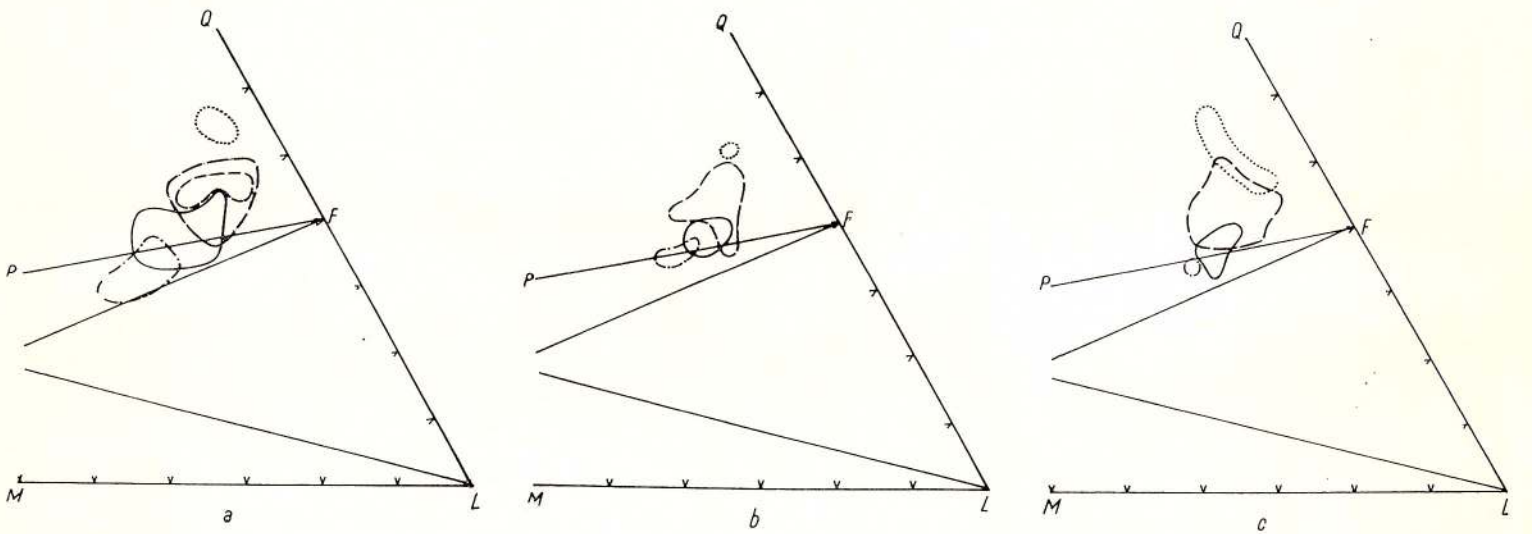


Fig. 6. — Q.L.M diagrams.

a, Călimani Mts; b, Gurghiu Mts; c, Harghita Mts. (for magma type acc. to N i g g l i ; explanations as for Fig.2).

Institutul Geologic al României

rocks from the south of the Harghita Mts petrographically determined as hornblende — biotite ± quartz-andesites are referrable to trondhjemitic magmas so as the dacites from the Călimani Mts (Tab. 7).

When examining the *al-fm* (Fig. 4), *al-alk* (Fig. 5) and Q.L.M. (Fig. 6) diagrams drawn for each of three volcanic massifs, and separately for the upper compartment of the Călimani Mts, following considerations linked to the caracter of magmas may be expressed.

1. In the Călimani Mts the quartzdioritic magma displays an isophalic — semisalic character with a pronounced salic tendency and a very weak semifemic tendency ; in the Gurghiu Mts the character of this magma is isophalic — semisalic with weak salic and semifemic tendencies. The relationship of *al-fm* parameters evidences a different character of magma from the Harghita Mts as it is obviously isophalic — salic with a semisalic tendency.

The same quartzdioritic magma examined with regard to $al + alk$ proved to be subalkaline to intermediately alkaline for each of the three volcanic massifs. But as observed in each diagram, the appurtenance to the sector with intermediate alkalinity varies for each massif ; in the Harghita Mts the field of quartzdioritic magmas exceeds the $alk = \frac{2}{3}$ line, indicating a slight alkaline tendency.

In Q.L.M. diagrams (Fig. 6) the field of quartzdioritic magmas displays its centre of gravity above the P.F. line pointing out their saturated character.

2. As regards the trondhjemitic magma the *al-fm*, *al-alk* and Q.L.M. diagrams evidence the salic and saturated character for all the massifs. This magma is subalkaline and intermediate in the Călimani Mts and subalkaline in the Harghita Mts.

3. Granodioritic magma present only in the Călimani Mts may be recorded in the field of quartzdioritic magma indicating a salic — isophalic, subalkaline and saturated character.

4. In the Călimani Mts the dioritic magma displays an isophalic character with semifemic character, and a subalkaline and an intermediate character. In the Q.L.M. triangle one notes that a part of the field is situated under the P. F. line evidencing the partially non-saturated character of the dioritic magma.

In all three diagrams the central position of the dioritic magma field is observed, as well as the fact that it is intersected by fields of granodioritic + quartzdioritic and by the field of the gabbrodioritic magmas.

Institutul Geologic al României

In the Gurghiu Mts the dioritic magma displays a pronounced isophalic character, and a subalkaline character at the limit with the intermediary one is associated with the first; as regards the saturation degree, the situation is similar to that of the Călimani Mts. In the Harghita Mts the dioritic magma shows an isophalic character with a slight semifemic tendency, and likewise a subalkaline-intermediate character and it is partially non-saturated.

5. The gabbrodioritic magma displays femic features common to all the three volcanic massifs. The position of the field of this magma differs, however, as to the *al-alk* ratio and the saturation degree. Thus, in the Călimani Mts the gabbrodioritic magma presents a subalkaline character with a slight intermediate tendency being likewise almost integrally non-saturated. In the Gurghiu Mts the magma is subalkaline and partially non-saturated, whereas in the Harghita Mts its character becomes subalkaline and completely non-saturated.

From the aforesaid the different character of the same magma in the Călimani, Gurghiu, Harghita Massifs does hence result.

The *al-fm*, *al-alk* and Q.L.M. diagrams illustrate the homogeneity of the andesitic magmas ; in different positions are situated the basaltic andesites, the hornblende — biotite ± quartz — andesites and the dacites pointing out their appurtenance to magma differing from the andesitic one. Likewise the sense of differentiation of magmas — from acid to basic — obviously different in the case of magmas from the Călimani Mts. (Fig. 4 a, b ; 5 a, b ; 6a). In the case of magmas from the upper compartment the close position of the common magma is observed (Fig. 4 b, c, d ; 5 b, c, d ; 6 a, b, c) fact ascertaining the comagmatism of products on the scale of the entire zone. Concomitantly differences between the three more important massifs are observed, being those from Harghita and Gurghiu + Călimani. First these differences appear to be determined by hornblende — biotite ± quartz-andesites which are widespread only in the southern part of the Harghita Mts.

In order to supplement the previous observations relating to the differentiation of products as well as to discuss some more comagmatism problems in the light of the common variation interval of *Si* parameter, the diagram of Niggli parameters has been used. With a view to draw diagrams (Fig. 7a, d) there were computed arithmetical means for petrographical types for massifs, and general means for the whole Călimani-Gurghiu-Harghita area (Tab. 12).

The curves plotted do not pass through the representative points of microdiorites and microgabbros, which are only projected in diagrams.

Institutul Geologic al României

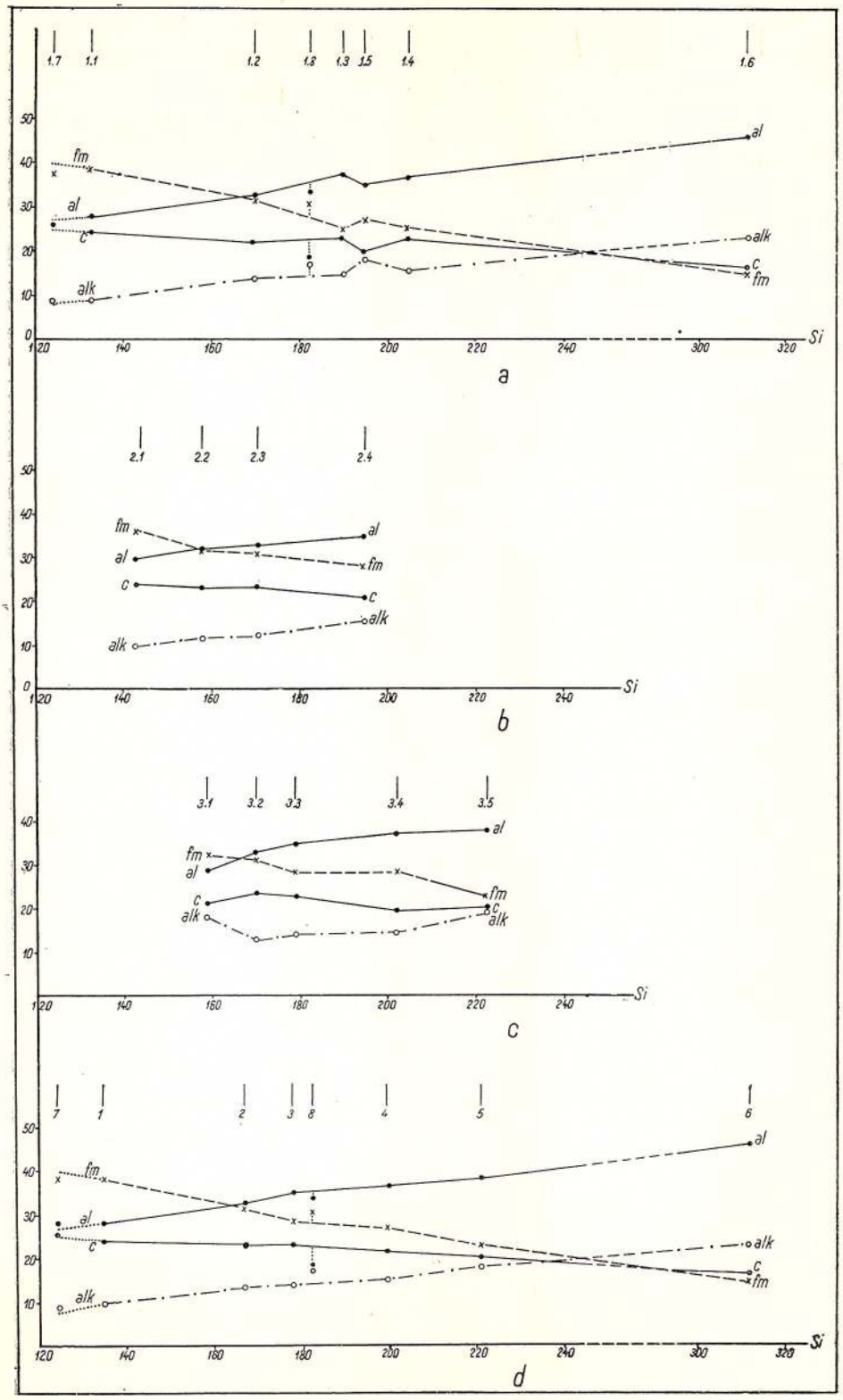


Fig. 7. — Variation diagrams of the Niggli parameters.

a, Călimani Mts; b, Gurghiu Mts; c, Harghita Mts; d, Călimani-Harghita area.

Institutul Geologic al României

TABLE 12

Average Niggli values

	Petrographical type	No. of samples	*si*		*al*		*fm*		*c*		*alk*	
		n	Δ	$\bar{x}$	Δ	$\bar{x}$	Δ	$\bar{x}$	Δ	$\bar{x}$	Δ	$\bar{x}$
Călimani Mts.	1.1	17	117.0—151.1	132.9	22.3—38	27.9	32—47.4	38.6	21.5—27.8	24.4	4—13.6	9.1
	1.2	25	144.1—202.4	170.1	25.1—44	32.7	22.2—42.3	31.6	18.9—25.7	21.9	9.8—18	13.8
	1.3	5	181—202	189.8	34.5—40	37.3	21—29.1	24.9	20.7—26	23.0	13—16	14.8
	1.4	10	179—235	205.2	32.6—43	36.7	18—30.1	25.2	10.6—27	22.8	13—17.4	15.3
	1.5	1	195	195	35	35	27	27	20	20	18	18
	1.6	4	301.6—331.6	312.2	41.5—49.3	46.1	11.6—19.6	14.4	14.1—19	16.5	21.4—24.9	23.0
	1.7	2	119.2—129.9	124.6	26.8—28.7	27.8	35.1—40.2	37.7	24.8—26.8	25.8	8.2—9.4	8.8
	1.8	3	163.4—214	182.5	29.4—38	33.8	24—36.9	30.8	16.5—19.9	18.5	13.8—19	16.9
Gurghiu Mts.	2.1	1	144	144	30	30	36	36	24	24	10	10
	2.2	12	137.2—173	157.9	27—35.5	32.3	27.9—38	32.1	21—25	23.5	10—13.2	12.2
	2.3	10	147.4—189.6	170.6	29—35.8	33.2	25.9—36	30.8	21—27.6	23.4	10.6—15	12.6
	2.4	14	160.2—266.2	195	24—44.7	35.2	16.5—38	28.2	18.8—24.3	21.2	10.7—19.5	15.5
Harghita Mts.	3.1	1	158.8	158.8	28.5	28.5	32	32	21.3	21.3	18.2	18.2
	3.2	16	137.8—192	169.8	28.5—38.3	32.7	24.4—37.4	30.7	21—26.5	23.6	10.1—17	12.9
	3.3	13	161.4—210.7	178.8	28—39.3	34.8	24.3—33	28.3	20.1—26.5	23.1	11.2—16.3	13.8
	3.4	4	174.5—230	202.1	34.7—41	37.3	22—34.9	28.4	17.8—21.7	19.6	11.9—21	14.7
	3.5	17	172—291	222.6	33—48.1	37.8	17—31.4	22.7	14—26.3	20	15—20	19.5
Total area	1	19	177—158.3	134.8	22.3—38	28	32—47.4	38.1	21.3—27.8	24.3	4—18.2	9.6
	2	53	137.2—202.4	167.3	25.1—44	32.6	22.2—42.3	31.4	18.9—26.5	22.8	9.8—18	13.2
	3	28	147.4—210.7	177.8	29—36.5	34.7	21—36	28.6	20.1—27.6	23.2	10.6—16.3	13.5
	4	28	160.2—266.2	199.6	24—44.7	36.0	16.5—38	27.2	10.6—27	21.6	10.7—21	15.3
	5	18	172—291	221.1	33—48	37.7	17—31.4	22.9	14—26.3	20	15—30	19

Δ = range of variation
$\bar{X}$ = arithmetical mean

Institutul Geologic al României

Comparing the variation diagrams that pertain to the Călimani, Gurghiu, and Harghita Mts a more advanced differentiation degree of rocks from the Călimani Mts is to be noticed ; *Si* 132.9—312.9,Călimani Mts ; *Si* 144—195, Gurghiu Mts ; 158.8—222.6, Harghita Mts.

It was stated that the rocks from the Gurghiu Mts occupy an intermediate position between the Călimani and Harghita Mts.

It was likewise noticed that the characteristic petrographic types common in the three massifs are projected in the variation diagram of the Gurghiu Mts over a much more restricted interval of the *Si* parameter, than in the Harghita and Călimani Mts. Thus the pyroxene-andesites and the hornblende-andesites from the Gurghiu Mts are plotted of some smaller values of the *Si* parameter than the respective type rocks from the Călimani and Harghita Mts where these two petrographical types show very close values for the *Si* parameter.

The common field of the *Si* parameter is ranging from 160 to 193. For massifs this field comprises : pyroxene-andesites from the Călimani and Harghita Mts, all the pyroxene-hornblende-andesites, solely hornblende-andesites from the Gurghiu Mts and hornblende — biotite ± ± quartz-andesites from the Călimani Mts. These data are completing the previously obtained ones which had ascertained the differences among the products of the three massifs. Within the eruptive area the comagmatic field includes the most widespread products : pyroxene-andesites and among them also the hornblende-andesites.

In all diagrams the tendency of curves for *al* and *alk* parameters is ascending, the *c* parameter curve is very slightly descending, and that of the *fm* parameter presents the more pronounced descending gradient starting with more basic rocks (basaltic andesites) towards the intermediate ones (hornblende-andesites) up to the more acid (dacites).

The general aspect of curves in the three massifs if very similar, thus confirming the analogous mode of magmas evolution.

The general variation diagram of Niggli parameters for Călimani—Gurghiu—Harghita Mts (Fig. 7d) is reflecting by its tendency the common features of the differentiation process in the whole area under study, normal outlook for the differentiation of rocks in the evolution stage of late subsequent magmatism. The comparative examination with other general diagrams referrable to Neogene volcanic zone over the territory of Romania (R ă d u l e s c u, 1963), allows to observe that the general tendency of curves is similar, thus proving the affinities as to the sense of the differentiation process.

Institutul Geologic al României

If we admit that the volcanic activity has begun in the Călimani—Gurghiu—Harghita area with the eruption of the Drăgoiasa dacites, it results that the dacitic magmas have been the first mobilized in the late subsequent stage, in this segment of the Carpathians Arc; andesitic and basaltic magmas have followed[6].

This sense of the evolution of magmas during the first stage of the unfolding of volcanism may be so far detected under good conditions only in the Călimani Mts, and is clearly shown in the *al-fm* diagram (Fig. 4a). During this stage the differentiation had still continued so that finally magmas displayed a basaltic character (P e l t z et al., 1972 a). This differentiation direction could be observed particularly within the Bîtca and Băieşu-Tarniţa volcanoes from the south-eastern part of the Călimani Mts (P e l t z, 1969).

In the second stage, the evolution of magmas is more complex and may be followed in all the three massifs. Owing to the satisfactory number of analytical data, considerations related to the upper volcanic compartments, as well as those within some volcanic structures of various complexity (Căliman and Fîncel-Lăpuşna calderas, Seaca—Tătarca, Şumuleu, Ostoroş, Cucu volcanoes) may be done.

The chief mass of magma displays as a whole an andesitic acid character (quartzdioritic according to N i g g l i). Within vents which have supplied volcanic processes, this magma has differentiated getting an andesitic character, and, finally, a basaltic one.

When examining the chemism of andesites for each volcano taking into account the succession of their eruption, following differentiation trends do result (it is referred to the Niggli magma type): Căliman caldera, quartzdioritic→gabbrodioritic; volcanoes from the Gurghiu Mts, quartzdioritic→gabbrodioritic; Ostoroş volcano, quartzdioritic→gabbrodioritic; Luci and Cucu volcanoes, quartzdioritic→gabbrodioritic.

It results that in both stages of the unfolding of volcanism, the trend of differentiation has been from magmas showing acid character to those with more basic character.

The dacitic magma has probably reached the surface only in the eastern part of the Călimani Mts.

---

[6] The considerations as regards the evolution of magmas comprise points of view expressed still in 1969 (S. P e l t z, Al., V a s i l e s c u, C e c i l i a V a s i l i u, C o n s t a n ţ a U d r e s c u. Correlations of volcanic rocks from the Călimani—Gurghiu—Harghita area, unpublished data Arh. Inst. Geol). Subsequent researches undertaken by some of the authors on the petrology of young volcanics from the East Carpathians (S. P e l t z et al., 1972 a, b) have confirmed these concepts.

Institutul Geologic al României

The andesitic magma is representative for the whole volcanic area. This observation is illustrated by the central position particularly obvious within the Călimani Mts occupied by the field of the dioritic magma in the *al-fm,al-alk*, Q.L.M. diagrams. In this situation it intersects the fields of other magmas proving to be the resultant of the latter.

In the second stage of the volcanic activity the differentiation trend of magmas was supplemented by the intervention of some complex processes. The latter have intervened by the end of the volcanic activity and are discernible both in the Călimani and Harghita Mts.

In the Călimani Mts the eruption of the hornblende-biotite and quartz-andesite from Pietricelu-Drăguş has occurred after important overflows of pyroxene-andesites. This fact does not modify the sense of the evolution of differentiation process. Chemical and spectral data allow us to consider, in agreement with B a l i n t o n i (1970) that it deals with contamination processes of andesitic magma with constituents from walls of the magmatic chambers.

In the south of the Harghita Mts — in the case of the Cucu volcano and of the Piricske-Laz zone, the eruptions of hornblende—biotite ± quartz—andesites have likewise occurred subsequently to those of pyroxene-andesites. Here also are indications regarding the assimilation processes by magma of the pyroxene-andesite of some constituents pertaining to the Cretaceous flysch (marls, marls-limestones) which build up the prevolcanic basement.

The unfolding of these processes only in a certain moment of volcanic evolution — which may be synchronous in the Călimani Mts and in

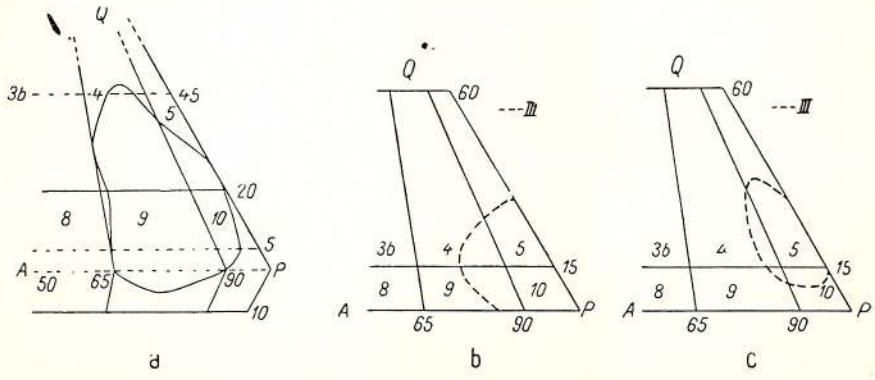


Fig. 8. — Q A P diagrams.

a, Călimani—Harghita area; b, Apuseni Mountains; c, Oaş-Gutii area.

Institutul Geologic al României

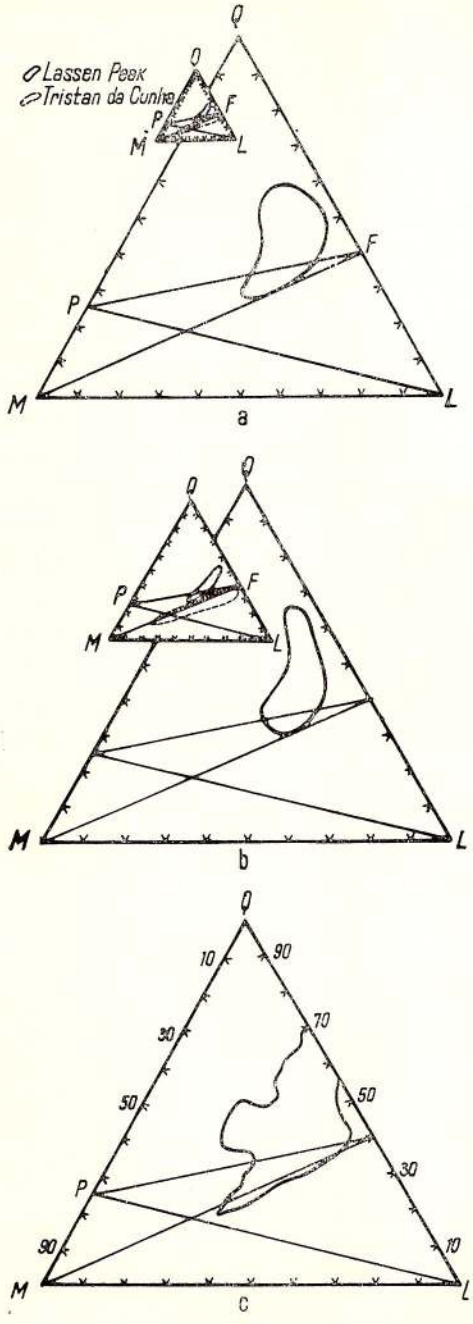


Fig. 9. — Q L M diagrams.

a, Călimani – Harghita area; b, Neogene volcanic zone (acc. to Peltz et al., 1972); c, Neozoic volcanics from Romania, (acc. to Rădulescu, 1961).

Institutul Geologic al României

the Harghita Mts — is due to a peculiar geotectonic regime. The latter probably took place only by the end of the volcanic activity.

4.1. *Comparative considerations.* Further on, some comparative considerations as regards the character of magmas from the Călimani—Gurghiu—Harghita Mts and from other neovolcanic zones, are expounded. These problems have been also tackled by R ă d u l e s c u (1961, 1963); R ă d u l e s c u and B o r c o ş (1968); today relying on a larger number of analytical available data, the previous conclusions may be supplemented.

In the Q.A.P. diagram (Fig. 8a) the general field of magmas appear with a sense and extension similar to those presented by R ă d u l e s c u and B o r c o ş (1968) concomitantly specifying that they slightly exceed the line Q = 45, but do not exceed the line P = 65.

In comparison with the Metaliferi, Oaş—Gutîi, and Ţibleş—Bîrgău Volcanic Zones, the magma field of the III cycle from the Călimani—Harghita Zone presents a larger extension (Fig. 8 a,b,c), thus the particular amplitude of the volcanism of this cycle within the area we are referring to, is reflected.

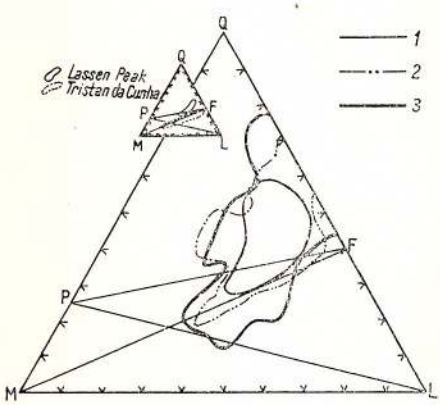


Fig. 10. — Q L M diagram for Neozoic volcanics from the Călimani—Harghita area (1), Romania, acc. to R ă d u l e s c u, 1961 (2) and the Carpathians, acc. to K a r o l u s, 1965 (3).

The consanguinity of magmas from the Călimani—Gurghiu—Harghita Mts and the other neovolcanic zones of Romania is evidenced in the Q.L.M. diagrams (Fig. 9 a, b, c). This observation may be extended to calc-alkaline magmas from the Carpathians (K a r o l u s, 1965) being illustrated by the circumscription of magma fields in the Q.L.M. diagram (Fig. 10).

Institutul Geologic al României

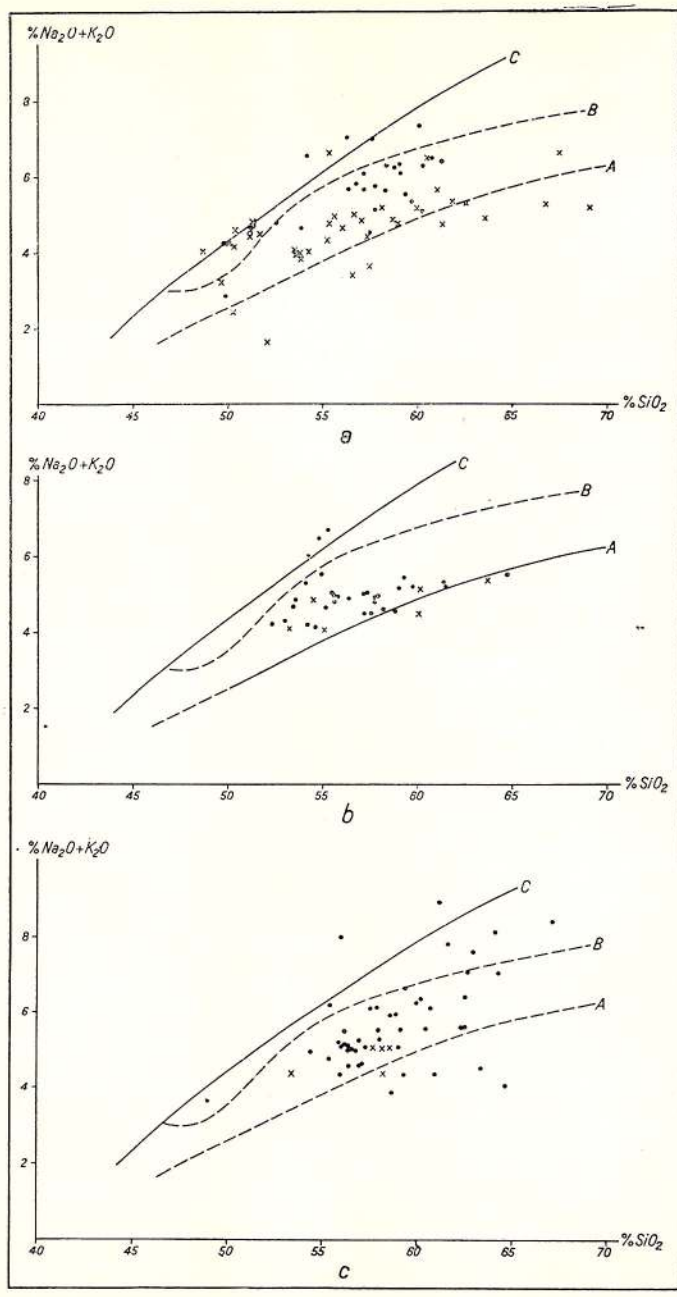


Fig. 11. — Total alkalies — SiO_2 relations in volcanic areas from Călimani, Gurghiu, and Harghita Mts.

a, Călimani Mts; b, Gurghiu Mts; c, Harghita Mts.

Institutul Geologic al României

The SiO_2/Na_2O+K_2O diagrams (Fig. 11 a, b, c,) point out for the type rocks from the Călimani—Harghita area their appurtenance to the calc-alkaline series S.L. (subalkaline). Concomitantly, in agreement with Kunko's classification, most rocks are plotted in the high-alumina series field.

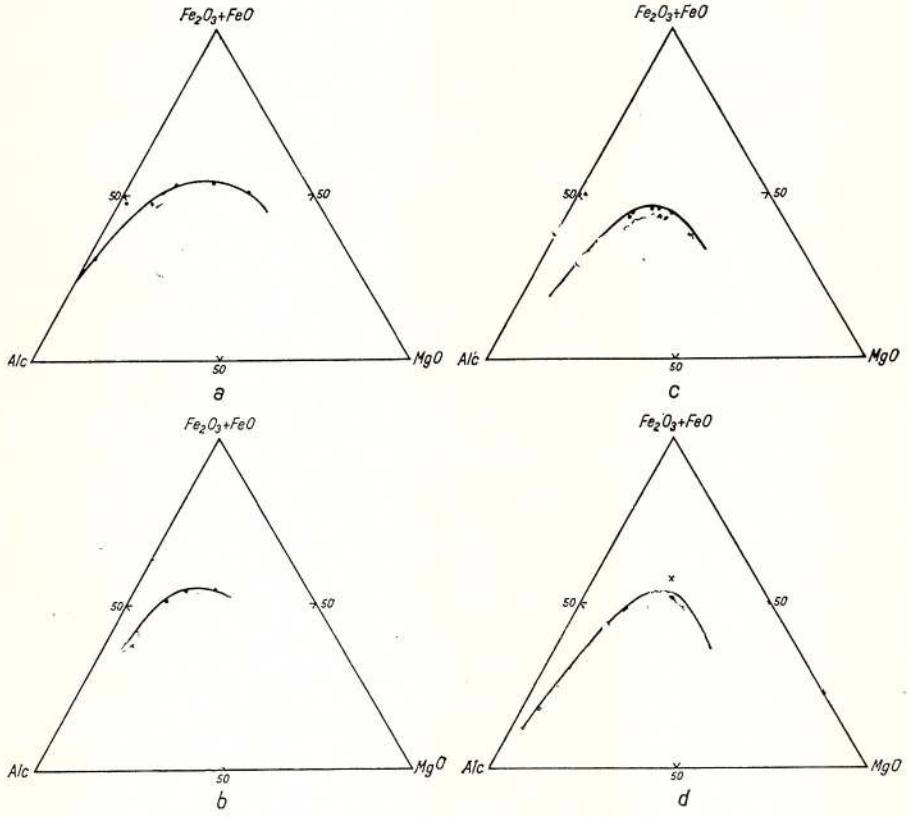


Fig. 12. — Fe_2O_3 + FeO — Alc — MgO diagrams.
a, Călimani Mts; b, Gurghiu Mts; c, Harghita Mts; d, subvolcanic zone Toroiaga-Țibleș-Bîrgău.

In order to compare the character of calc-alkaline magmas from this zone and the other zones the Fe_2O_3+FeO—Alc—MgO diagrams have been utilized. A general conformity between the Călimani—Harghita and Țibleș—Bîrgău Zones (Fig. 12 a,b,c, and 12 d) illustrated by the trend and position of the representative curve, may be noticed. At the same time the pertenance of magmas to various eruption cycles causes more obvious differences among the Călimani—Harghita and Țibleș—Bîrgău Zones.

Institutul Geologic al României

Within the Călimani—Harghita Zone the different position of the representative curve in each of the three massifs (Fig. 12 a, b, c) is observed; the different position of the curve in the Harghita Mts (Fig. 12 c) is still more conspicuous, owing to the abundance of hornblende-biotite ± quartz-andesites that are plotted in the direction of the ABC top of the triangle.

5. Trace elements chemistry

5.1. *Analytical data.* The Pb, Cu, Zn, Ga, Ni, Co, Cr, V trace elements have been determined by emission spectrography.

The material analysed here consists of fresh rocks which have not been contamined either by hydrothermal alteration processes or by processes with an exogenous character.

Most determinations have been carried out in the Spectrographic Laboratory of the Geological Institute by Constanța Udrescu during the period of 1965—1968. The analyses on basaltic andesites from the Călimani Mts have been carried out by Irina Bratosin (1968) (Table 13) [7].

În general, the data quoted from relevant literature fall into the variation limits also obtained in our laboratory for the respective types of rocks. Differences were observed only for Zn and V as data quoted from literature present values systematically lower (Zn) or higher (V). Although these determinations were recorded in tables including the results of analyses nevertheless they have not been used for calculation of average contents.

The available analytical data (245 determinations) were grouped into massifs and types of rocks according to the previously presented classification.

As the trace elements in rocks display in general a lognormal distribution (Ahrens, 1954), the geochemical significance being that the respective trace elements are preferentially included within a certain mineral of the rock (Rodionov, 1964), the calculation of the geometrical mean of trace element contents was considered as more indicated. It is closely approaching the median value regarded and by other authors

[7] With the view of supplementing data, some analyses of relevant literature were also used. They are recorded in Table 13 with the number of the respective papers, indicating by x data taken from D. Rădulescu, Victoria Stiopol, (1964) and by xx those from V. Ianovici, I. Măldărescu, B. David and Irina Bratosin (1968).

Institutul Geologic al României

TABLE 13

Trace element abundances (ppm) in volcanic rocks from Călimani-Gurghiu-Harghita Mts.

No	Sample Number	Stage	Location	Pb	Cu	Zn	Ga	Ni	Co	Cr	V
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
			1. CĂLIMANI Mts.								
			1.1. *Basaltic andesites*								
1	22B	I	Buzelanu Hill	15	39	82	18	<10	28	21	226
2	18B	I	Poiana Negrii	13	50	67	14	18	28	112	223
3	34B	I	Ploptiş Hill	17	124	68	14	168	40	546	210
4	26B	I	Deluţ Quarry	14	98	68	17	42	35	40	223
5	29B	I	Piatra Piştii	19	103	75	16	60	31	223	206
6	27B	I	Hurdugaş Hill	15	35	60	20	112	23	270	128
7	21B	I	Buzelanu Hill	20	44	62	19	32	28	81	153
8	24B	I	Lunca Bradului	18	105	60	17	16	15	15	150
9	25B	I	Lunca Bradului	16	96	65	15	51	29	144	183
10	28B	I	Runcului Hill, quarry	15	125	66	13	123	31	536	183
11	30B	I	Fagul Rusului Brook	17	123	73	16	112	26	420	170
12	31B	I	Cişcu Valley	17	139	68	15	123	32	560	200
13	32B	I	Sărmaş Valley	22	148	70	16	81	32	274	206
14	33B	I	Voşlobeni Brook	21	148	64	17	81	20	198	158
15	35B	I	Arşiţa Hill	16	119	68	15	170	43	420	235
16	16P	I	Ilişoara Valley	13	46	95	19	6	34	88	300
			1.2. *Pyroxene-andesites*								
17	73	I	Frăsinel Brook	10	58	76	15	13	16	35	92
18	23B	II	Tihu Hill	16	80	70	16	10	23	14	117
19	61	I	Colibiţa Valley	15	58	78	17	12	21	30	95
20	22P	I	Măerişel Valley	14	66	66	21	11	25	38	145
21	2656	I	Tătarului Hill	11	34	82	16	8	16	14	98
22	2585	I	Bîtca Bradului Hill	10	60	68	19	28	17	122	80
23	29	II	Scaunul Summit	18	76	65	19	8	16	13	128
24	44P	II	Pietrosul Summit	15	92	62	22	14	37	42	190
25	19B	II	Dornişoara Valley	19	43	60	17	37	28	210	130
26	3P	II	Moldoveanca Hill	22	52	72	22	<5	37	<5	170
27	45P	II	Negoiul Unguresc Summit	20	72	67	22	12	30	40	160
28	2774	II	Puturos Brook	15	90	42	20	18	19	66	120
29	39P	II	Răţitiş Summit	20	90	73	24	17	31	42	145
30	20B	II	Dornişoara Valley	14	45	70	18	<10	19	46	223
31	01608	I	Bradului Valley	19	36	60	17	12.5	20	16	250
32	1P	II	Poiana Ţiganca Hill	16	50	70	21	10	45	45	310
33	2P	II	Secu Valley	24	180	70	20	74	46	120	320
34	11P	I	Zebrac Valley	19	50	55	21	7	30	72	190
35	12P	I	Zebrac Valley	17	46	58	20	6	24	67	175
36	13P	I	Meşterhaza Quarry	17	74	56	20	9	36	76	215
37	15P	I	Onăşel Hill	9	54	58	18	17	33	70	200
38	026V	II	Albul Mare Valley	22	62	48	20	20	56	55	155
39	028V	II	Tomnatec Valley	26	52	64	21	26	54	70	120
40	031V	I	Gura Haitii	18	46	75	23	9	30	11	35
41	18**			1	67	50		19	18	8	150
42	19**			30	100	49		30	35	27	150
43	20**			4	91	48		12	21	3	160

Institutul Geologic al României

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
44	21**			3	49	49		16	18	7	180
45	22**			1	64	43		8	17	12	190
46	23**			2	51	48		11	25	12	200
47	24**			20	140	57		30	19	18	170
48	25**			5	110	46		34	24	56	220
49	26**			1	93	38		30	48	10	180
50	27**			4	74	28		20	23	23	180
			1.3. *Pyroxene-hornblende-andesites*								
51	28**			10	83	49		12	14	4	100
52	29**			15	110	49		26	17	28	170
53	30**			5	45	48		16	40	9	160
54	46P	II	Neagra Valley	26	60	73	23	12	30	<5	150
55	29P	II	Dornişoara Valley	12	40	68	19	5	23	8	90
			1.4. *Hornblende-andesites*								
56	9P	I	Zebrac Valley	10	35	54	17	6	27	54	92
57	024V	II	Negrişoara Brook	26	13	36	25	<5	13	<5	18
58	015V	I	Leul Summit	13	37	56	17	5	42	6	55
59	283	I	Căruţaşilor Brook	8	26	64	18	13	15	30	162
60	78	I	Fagul Rusului cel Mare Brook	12	25	57	16	10	8.5	33	85
61	188	I	Hill between Lomaş Valley and Runcu Brook	11	24	60	19	13	16	22	195
62	195	I	Crestătura Brook	17	19	65	23	7.5	<5	19	118
63	049	I	Tăuleţ Brook	13	41	66	18	17	19	115	180
64	064	I	Zebrac Valley	11	27	60	21	11	15	28	116
65	01739	I	Bîtca Hill	10	25	61	20	10.5	13	26	137
66	01741	I	Secu Brook	9	37	60	20	15	15	43	140
67	01735	I	Lunca Bradului	11	20	63	19	19	13	30	85
68	01738	I	Călimănel Valley	9	33	65	22	10	12.5	31	132
			1.5. *Hornblende-biotite± quartz-andesites*								
69	51P	II	Pietricelul Summit	17	67	46	20	90	27	215	82
			1.6. *Dacites*								
70	2589	I	Căruţaşilor Brook	10	21	63	17	6	<5	27	22
71	2780	I	Fagul Rusului Brook	11	26	48	17	17	<5	22	19
72	020V	I	Drăgoiasa	30	12	62	23	<5	23	5	14
73	022V	I	Drăgoiasa	31	12	60	23	<5	29	5	20
			1.7. *Microgabbros*								
74	2430	II	Haitii Valley	13	80	75	14	17	23	30	200
75	43P	II	Negoiul Unguresc Summit	12	125	68	20	22	40	22	300
			1.8. *Microdiorites*								
76	49P	II	Pinul Valley	32	80	60	21	44	32	115	165

Institutul Geologic al României

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
			2. GURGHIU Mts.								
			2.2. Pyroxene-andesites								
77	3V	II	Găinuşa Summit	8	80	70	13	28	22	64	98
78	3120	I	Corund Quarry	8	56	65	19	13	35	6	210
79	6V	II	Chilieni Quarry	7	45	105	16	5	12	5	106
80	1R	II	Bucin Quarry	10	70	60	15	10	17	12	107
81	5R	II	Bucin Quarry	9	70	63	14	10	20	13	135
82	1V	II	Bucin Quarry	8	70	62	17	8	15	6	92
83	5V	II	Homlok Quarry	8	45	72	16	<5	7	<5	75
84	3068	I	Vár Kopu Hill	7	49	82	20	8	40	<5	168
85	3191	I	Iuhod Valley	6	82	57	18	22	46	54	215
86	3223	II	Tare Brook	6	54	52	16	34	34	102	200
87	21*	II	Secuiului Brook	4	50	60		40	30	40	250
88	22*	II	Seaca Mare Summit	5	50	60		5	40	3	400
89	23*	II	Pistrangos Valley	5	40	50		6	20	4	200
90	24*	II	Tătarca Summit	5	70	50		10	20	6	250
91	25*	II	Frăţileasa Summit	3	80	40		20	20	30	250
92	26*	II	Odorhei-Gheorghieni road Liban Quarry	4	10	50		4	10	3	250
93	27*	II	Idem ,, ,,	3	30	50		3	10	3	150
94	28*	II	Secuiului Brook	4	60	60		10	20	20	400
95	29*	II	Secuiului Brook	4	30	60		7	30	5	350
96	30*	II	Poiana Zimbroiului Hill	60	60	80		5	10	6	300
97	31*	II	Secuiului Brook	30	50	50		10	20	10	250
			2.3. Pyroxene-hornblende-andesites								
98	7R	II	Gheorghieni-Praid road km 20	13	54	70	15	8	15	11	66
99	2V	II	Frăţileasa Summit	11	54	58	14	5	11	<5	62
100	3240	I	Ilieşi Quarry	5	140	70	17	16	31	35	195
101	2420	II	Borzont Summit	11	56	70	16	11	10	69	57
102	4V	II	Borzont Summit	10	60	70	14	29	23	49	112
103	3217	II	Tare Brook	8	58	68	16	13	17	112	168
104	016V	II	Seleşel Summit	11	57	74	21	8	32	5	150
			2.4. Hornblende-andesites								
105	2422	II	Măgheruşul Mic Summit	9	58	72	16	16	16	84	152
106	2415	II	Fierăstraie Valley	10.5	46	60	17	7.5	11	54	86
107	1045	I	Gudia Valley	10.5	54	54	16	11	10	60	55
108	2421	II	Bacta Valley	12	48	52	17	29	20	45	236
109	014V	II	Iod Valley	19	25	80	24	5	50	11	20
110	1111	II	Wagner Brook	12	30	58	15.5	7	8	41	35
111	556	II	Borzont Summit	10	46	63	16	29	20	45	236
112	32*	II	Poiana Zimbrului Hill	20	50	60		4	10	3	250
113	33*	II	Fîncel Valley	30	30	40		5	10	3	200
114	34*	II	Lăpuşna Valley	8	20	30		5	10	8	150
115	35*	II	Lăpuşna Valley	10	30	50		6	10	8	200
116	36*	II	Secuiului Brook	10	50	60		9	20	5	350
117	37*	II	Secuiului Brook	7	50	70		10	20	6	200
118	38*	II	Lăpuşna Valley	8	20	40		5	<10	4	250
119	39*	II	Lăpuşna Valley	7	40	40		7	10	6	200
120	40*	II	Secuiului Brook	300	80	60		10	20	40	300

Institutul Geologic al României

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
121	41*	II	Drăguşa Valley	20	40	50		5	20	3	200
122	42*	II	Borzont Summit	10	30	50		4	<10	3	200
123	43*	II	Borzont Summit	20	50	60		5	10	4	350
124	44*	II	Gurghiu Valley	7	70	50		8	10	5	200
			3. HARGHITA Mts.								
			3.1. Basaltic andesites								
125	051V	II	Bicsad Quarry	35	50	44	23	29	25	90	115
			3.2. Pyroxene-andesites								
126	2401	I	Racu Quarry	6	45	50	18	43	29	300	190
127	1922	II	Mitaci Brook	31	60	74	16	40	27	89	127
128	056V	II	Cormoş Brook	7	33	62	20	5.5	24	<5	185
129	1921	II	Mitaci Brook	23	56	67	16	34	23	67	130
130	1920	II	Dealul Capul Hill	16	54	47	14	58	20	165	112
131	02V	II	Tolvajos Quarry	9	19	70	25	5	28	<5	42
132	2208	II	Canton Quarry	9	32	53	17	<5	8	10	54
133	054V	II	Lugoş Brook	8	30	52	20	65	34	<5	160
134	2201	II	Talabor Hill	8	31	53	14	<5	8	7	80
135	2404	I	Racu Quarry	9	45	45	17	30	25	195	115
136	044V	II	Ostoroş Summit	15	72	38	21	8.5	23	9	110
137	045V	II	Ostoroş Summit	19	48	80	20	14	26	50	125
138	118	II	Sugo Valley	9	21	55	19	12	11	38	62
139	151	I	Banya Brook	8	59	90	18	19	30	78	222
140	158	II	Megyeş Hill	8	115	53	20	7	10	<5	86
141	170	II	Rakotyaskö Hill	<5	25	58	20	8	17	<5	140
142	171	II	Rakotyaskö Hill	5	42	54	21	6	18	<5	122
143	172	II	Rakotyaskö Hill	25	33	75	22	<5	17	<5	104
144	173	II	Rakotyaskö Hill	9	36	67	23	9	10	<5	82
145	174	II	Gyonjyos Valley	7	23	63	21	11	14	46	120
146	175	II	Gyonjyos Valley	27	27	65	25	11	16	12	113
147	176	II	Gyonjyos Valley	9	29	70	21	20	21	38	123
148	177	II	Nagy banyiatetö Hill	5	57	85	22	11	13	9	124
149	181	I	Varcö Summit	10	70	52	24	8	7	<5	87
150	183	II	Bükk Summit	11	61	60	18	<5	15	<5	110
151	184	II	Hărghita Racului Summit	20	36	100	30	13	7	<5	54
152	186	I	Nagy Vesz Hill	8	40	60	23	<5	15	<5	112
153	222	II	Hogodor Brook	5	49	60	23	16	22	<5	116
154	223	II	Hedieş Summit	25	25	57	18	10	15	40	114
155	224	II	Hedieş Summit	9	37	70	18	8	15	<5	108
156	225	II	Hedieş Summit	5	23	62	21	10	12	41	98
157	228	I	Bogat Hill	9	39	53	20	6	10	<5	90
158	239	II	Tolvajos Valley	5	32	44	24	8	18	10	116
159	241	II	Tolvajos Quarry	17	21	72	21	5	15	<5	72
160	242	II	Tolvajos Quarry	17	21	80	21	5	15	5	72
161	247	I	Vlăhiţa Quarry	5	44	60	23	5	12	<5	74
162	248	II	Vlăhiţa Quarry	18	67	65	21	<5	19	<5	170
163	249	II	Vlăhiţa Quarry	6	23	50	23	7	17	<5	115
164	250	II	Vlăhiţa Quarry	7	53	57	20	6	20	<5	185
165	251	II	Vlăhiţa Quarry	9	46	67	19	10	15	<5	158
166	252	II	Vlăhiţa Quarry	7	44	64	23	11	23	<5	122
167	253	II	Vlăhiţa Quarry	10	29	60	23	9	17	<5	140
168	254	II	Vlăhiţa Quarry	<5	61	72	20	8	23	<5	182
169	255	II	Vlăhiţa Quarry	5	33	60	18	8	17	<5	140
170	256	II	Vlăhiţa Quarry	8	41	52	21	<5	19	<5	160

Institutul Geologic al României

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
171	257	II	Vlăhița Quarry	6	32	57	24	10	20	<5	125
172	258	II	Vlăhița Quarry	5	34	52	23	13	20	<5	130
173	259	II	Vlăhița Quarry	5	30	69	19	7	11	<5	115
174	260	II	Vlăhița Quarry	10	24	50	19	7	14	<5	155
175	261	II	Vlăhița Quarry	6	29	55	26	10	16	<5	142
176	262	II	Vlăhița Quarry	5	25	63	25	7	20	<5	134
177	263	II	Vlăhița Quarry	5	35	61	20	7	13	<5	127
178	265	II	Vlăhița Quarry	7	26	75	18	<5	17	<5	150
179	266	II	Vlăhița Quarry	10	61	66	17	<5	18	<5	150
180	321	II	Ivo Valley	12	39	47	21	11	11	35	63
181	322	II	Ivo Valley	7	48	73	21	5	15	<5	112
182	323	II	Ivo Valley	7	24	62	25	15	15	55	56
183	324	II	Ivo Valley	7	38	73	18	20	10	41	92
184	325	II	Ivo Valley	34	40	60	18	10	12	38	80
185	326	II	Ivo Valley	6	25	52	22	14	12	27	68
186	1*	II	Vîrghiș Valley	10	20	40		4	10	20	100
187	2*	II	Hărghita-Mădăraș Summit	10	60	40		8	10	6	200
188	3*	II	Șugo Valley	40	20	50		8	10	30	200
189	4*	II	Fenied Summit	10	80	50		5	20	2	250
190	5*	II	Hărghita-Mădăraș Summit	10	30	40		4	10	3	200
191	6*	II	Hărghita-Mădăraș Summit	20	40	50		5	10	4	250
192	7*	II	Șugo Valley	20	20	40		10	10	100	100
193	8*	II	Vîrghișului Summit	10	30	70		10	20	70	200
194	9*	II	Cetatea Racoș Summit	8	50	40		4	10	3	250
			3.3. *Pyroxene-hornblende-andesites*								
195	2185	II	Tolvajos, Old Quarry	7	34	58	18	6	11	10	82
196	1540	II	Piatra Cormoș Hill	10	30	60	16	9	12	31	92
197	1525	II	Poiana Lugoș Hill	10	27	48	15	7	8.5	60	62
198	2067	II	Cormoș Brook	9	43	55	17	5	20	8	132
199	1767	II	Poiana Lugoș Hill	10	32	45	14	12	12.5	106	90
200	09V	II	Jigodin	10.5	17	57	22	6	26	24	55
201	1781	II	Petrahago Hill	9	38	57	16.5	9.5	12	90	90
202	2327	I	Misentea	9	30	44	18	10	12	70	76
203	055V	II	Covacioc Brook	13	29	64	20	<5	28	<5	100
204	2336	I	Suta	12	29	47	19	9	9	51	75
205	013V	I	Misenta new Quarry	12.5	24	57	24	6.5	28	64	54
206	15	II	Mohoș Hill	22	35	60	22	10	15	25	78
207	2101	II	Pietros Brook	12	30	57	20	9	17	18	147
208	2118	II	Merilor Brook	9	34	48	14	13	17	40	210
209	040V	II	Ostoroș Crater	19	33	68	21	7.5	21	28	105
210	041V	II	Ostoroș Crater	15	36	68	22	7.5	20	7	120
211	042V	II	Ostoroș Crater	12	36	57	19	9	24	30	155
212	043V	II	Ostoroș Crater	16	39	52	20	6	18	6.5	80
			3.4. *Hornblende-andesites*								
213	2129	II	Jigodin	10	27	68	18	10	16	26	75
214	07V	II	Soveny	10	23	65	23	<5	22	15	46
215	1	II	Banya Brook	16	20	40	20	5	7	20	45
216	20	II	Angyelica Hill	19	40	58	22	6.5	12.5	18	70
217	46	II	Vermed Brook	15	23	34	20	<5	<5	15	90
218	1356	II	Vermed Hill	17	33	56	19	6	12	16.5	70
219	1400	II	Nagyos Brook	14	23	57	22	7	15	21	95

Institutul Geologic al României

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
220	1526	II	Lugoş Brook	13	21	63	17	8	13.5	13	56
221	2115	II	Merilor Brook	15	30	40	20	11	13.5	28	104
222	2139	II	Oboi Hill	15	32	38	18	7.5	<5	22	106
223	10	II	Vermed Hill	15	23	60	20	6	10	14.5	70
224	1929	II	Hollo Brook	16	24	39	17	5	10	17.5	42
225	1976	II	Valea Mare Valley	19	25	32	19	<5	6	18.5	50
226	1938	II	Köves Hill	13	30	52	16	<5	11	16.5	88
227	1983	II	Fenyos Hill	12	25	52	17	6.5	12.5	9	58
228	10*	II	Ghionghios Valley	30	10	40		6	<10	10	200
229	11*	II	Homorod Valley	30	60	50		7	10	9	200
230	12*	II	Şugo Valley	10	20	40		10	<10	50	150
231	13*	II	Hill between Şugo and Filia Valleys	50	20	50		10	10	50	250
232	14*	II	Şugo Valley	7	10	40		3	<10	4	200
233	15*	II	Homorod Valley	5	40	50		8	10	10	200
			3.5. *Hornblende-biotite ± quartz-andesites*								
234	048V	II	Murgău Summit	14	16	40	21	7.5	7.5	40	115
235	011V	II	Cucu Hill	18	38	52	25	6	26	13	100
236	2133	II	Cucu Hill	20	31	28	20	11	11	<5	62
237	2360	II	Şumuleu Valley	43	38	40	19	26	13	60	70
238	1979	II	Valea Mare Valley	16	32	48	19	5	10	13	90
239	2138	II	Oboi Hill	14	37	46	18	8	13.5	22	70
240	1977	II	Cucu Hill	23	34	56	23	7	11	24	118
241	1982	II	Negru Brook	9.5	39	60	14	8	15	16	74
242	046V	II	Murgău Summit	13	25	40	19	12	12	34	53
243	047V	II	Murgău Summit	17	24	58	20	10	10	37	70
244	050V	II	Murgău Summit	17	18	45	20	9	9	42	110
245	1853	II	Piricske Hill	10	31	26	16	16	15	62	60
246	053V	II	Piricske Hill	11	31	40	18	10	30	36	50

as much more representative to render the contents of trace elements in rocks (P r i n z, 1967).

However, to have the possibility to compare with data from relevant literature, where only arithmetical means are presented, they have been also computed. In cases when the standard deviation of the values is not large, the arithmetical mean and the geometrical one are very close. Essential differences may be observed in the case of large standard deviations, the geometrical mean being always lower than the arithmetical one. When discussing hereafter about average contents, we are referring to the geometrical mean.

Table 14 summarizes analytical data thus recorded : n — number of analyses ; Δ-range of concentrations ; $\overline{X}$ — arithmetical mean, $\widetilde{X}$ — geometrical mean for groups of analysed rocks. The reduced number of analyses for some types of rocks implies an informative character for average values.

Institutul Geologic al României

TABLE 14

Average trace element abundances in volcanic rocks from Călimani—Gurghiu—Harghita Mts

		Călimani Mts					Gurghiu Mts			Harghita Mts			
		1.1	1.2	1.3	1.4	1.6	2.2	2.3	2.4	3.2	3.3	3.4	3.5
Pb	n	16	34	5	13	4	21	7	20	69	18	21	13
	Δ	13—22	1—30	5—26	8—26	10—31	3—10	5—13	7—30	<5—40	7—22	5—50	10—43
	$\bar{x}$	17	14	13.6	12	20.5	6	10	12.6	11.1	12	16.7	17.3
	$\tilde{x}$	16	10	12	12	18	5.6	9.3	11.5	9.4	11.5	14.8	15.9
Cu	n	16	34	5	13	4	21	7	20	69	18	21	13
	Δ	35—148	34—180	40—110	13—41	12—26	10—82	54—140	20—80	19—115	17—43	10—60	16—39
	$\bar{x}$	96	70	67.6	28	20.2	54.8	56.5	43.3	39.8	32.0	26.6	30.3
	$\tilde{x}$	87	66	63	26	18	50.7	56	39.8	36.7	32.0	24.6	29.3
Zn	n	16	24	5	13	4	10	7	7	60	18	15	13
	Δ	60—95	42—82	48—73	36—65	48—62	52—105	58—74	52—80	45—100	45—68	32—68	26—60
	$\bar{x}$	69	65	57.4	59	58	68.8	68.5	62.7	61.9	56.9	50.2	44.5
	$\tilde{x}$	68	64	56	56	57	67.5	67.5	62	60	55	47.8	43.2
Ga	n	16	24		13	4	10	7	7	60	18	15	13
	Δ	14—20	15—24		16—25	17—23	13—20	14—21	15.5—24	14—30	14—24	16—23	14—25
	$\bar{x}$	16	19.5		19.5	20	16.4	16	17.3	20.6	18.7	19.2	19.3
	$\tilde{x}$	16	19		19.5	19.5	16.3	16	17	20.4	18.5	18.6	19.2
Ni	n	16	34	5	13	4	21	7	20	69	18	21	13
	Δ	6—170	<5—74	5—26	<5—19	<5—7	3—40	8—29	4—29	4—58	<5—13	3—11	5—26
	$\bar{x}$	62	18	14.2	11	7	12.5	13	9.4	11.7	8	6.7	10.4
	$\tilde{x}$	51	15	12.5	10	5.6	9.6	11.2	7.7	9	7.5	6.5	9.2
Co	n	16	34	5	13	4	21	7	20	69	18	21	13
	Δ	15—43	16—56	14—40	<5—42	<5—29	7—46	10—32	8—50	7—34	8.5—28	<5—22	7.5—30
	$\bar{x}$	30	28	25	16.5	14.5	22.7	20	15.2	16.4	17.1	11.0	14
	$\tilde{x}$	29	25	23	14.5	9	20	18	13.5	15	14	10.2	12.9
Cr	n	16	34	5	13	4	21	7	20	69	18	21	13
	Δ	15—560	3—120	4—28	<5—115	5—27	3—102	<5—112	3—84	3—300	<5—106	4—50	<5—62
	$\bar{x}$	246	43	10.4	34	14.7	19.1	39.6	21.9			19.0	31
	$\tilde{x}$	155	27	7.6	26	11.5	10	22	11			16.5	25.5
V	n	16	24	5	13	4	10	7	7	60	18	15	13
	Δ	128—300	80—310	90—160	55—195	14—22	75—215	57—195	20—236	42—220	54—210	42—106	50—18
	$\bar{x}$	197	160	134	126	19	140.6	116	117	117	100	71	80.1
	$\tilde{x}$	190	145	125	118	18.5	131.5	105	83	111	95	68	77
(1/3 Si+K)—(Ca+Mg)		−1.23	+2.90	+4.44	+4.67	+8.99	+1.88	+3.74	+5.40	+2.43	+3.22	+5.20	+5.50

n = number of analyses
Δ = range in composition
$\bar{x}$ = arithmetic mean
$\tilde{x}$ = geometric mean

Institutul Geologic al României

For petrographical types with a sufficient number of analyses there were computed : standard deviation and coefficient of variation according to formulas :

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (\lg x_i - \lg \bar{x})^2}{n-1}} \qquad V = \frac{s}{\lg \bar{x}} \cdot 100 \text{ (Şarapov, 1968)}$$

The results of this calculation are presented in Table 15. The distribution may be considered as lognormal for the values of $V<20-30$ per cent (Ianovici and Dimitriu, 1968). From Table there may

TABLE 15

Statistical parameters „s" and „V" for trace element abundances of volcanic rocks from Călimani—Gurghiu—Harghita Mts.

		Călimani Mts.			Gurghiu Mts.		Harghita Mts			
		1.1	1.2	1.5	2.2	2.5	3.2	3.4	3.5	3.6
Pb	s	0.07	0.42	0.13	0.16	0.18	0.19	0.12	0.21	0.17
	V	5.67	41.89	12.50	21.23	17.40	20.03	11.08	18.41	14.24
Cu	s	0.23	0.16	0.14	0.20	0.16	0.13	0.09	0.18	0.12
	V	11.88	9.04	9.94	11.97	10.40	8.40	6.3	12.71	8.47
Zn	s	0.05	0.07	0.07	0.09	0.07	0.06	0.09	0.11	0.11
	V	2.79	3.75	4.16	4.73	3.70	3.50	5.1	6.55	6.84
Ga	s	0.05	0.05	0.06	0.06	0.07	0.10	0.07	0.47	0.06
	V	4.55	4.21	4.40	4.82	5.45	7.90	5.3	3.66	4.93
Ni	s	0.45	0.26	0.19	0.31	0.25	0.16	0.12	0.15	0.18
	V	26.22	22.12	19.05	31.68	28.27	16.70	13.06	18.88	18.91
Co	s	0.11	0.17	0.22	0.23	0.20	0.15	0.26	0.16	0.17
	V	7.57	12.04	18.86	17.43	17.36	12.57	21.07	15.65	15.48
Cr	s	0.49	0.41	0.36	0.47	0.52		0.42	0.25	0.30
	V	22.74	28.57	25.31	46.99	50.29		29.30	20.39	21.61
V	s	0.09	0.21	0.27	0.17	0.41	0.13	0.16	0.19	0.13
	V	4.01	9.60	13.68	7.87	21.64	6.40	8.4	9.85	6.71

s = standard deviation
V = coefficient of variation

Institutul Geologic al României

be, in general, stated lower values than these limit values, fact consistent with the starting-hypothesis i.e. the lognormal distribution of trace elements in rocks. Lower coefficients of variation are especially presented by Zn, Ga, Cu, and V. Higher coefficients of variation have been obtained for Pb, Co, and Ni. In the case of chrome, the values of the coefficient of variation are extremely high indicating essentially wide-spreading values. For this reason the average values for this element cannot be considered as representative.

For Harghita pyroxene-andesite the average value of Cr could not be computed as in this case the values are extremely wide-spreading (concentration range from 3 to 300 ppm).

This behaviour of chrome in Harghita pyroxene-andesites has been pointed out in a previous work (R ă d u l e s c u, S t i o p o l, 1964).

5.2. *Discussions.* When examining the analytical data, the conclusion is reached that the differences as regards the contents of trace elements, both among rock types within the same massif and among various massifs, for the same petrographic type do exist.

In order to trace this variation there are represented in Figure 13 average contents of trace elements for various petrographic types with respect to the average values of the (1/3 Si + K) — (Ca + Mg) function (N o c k o l d s, A l l e n, 1953).

Tracing the diagrams from the Figure 13 and data relating to average contents from the Table 14 there may be generally stated a normal variation sense of trace elements, determined here, they presenting decreases from more basic petrographic types to the more acid ones.

The lead shows normally a converse variation sense, presenting slight increases concomitantly with the increase of the differentiation index.

The behaviour of trace elements in the series of petrographic types is the most conspicuously rendered in the Călimani Massif, with its available wide range of types, from basaltic andesites to dacites, the function from abscissa presenting values from — 1.23 to +8.99.

Thus, the variation curve of vanadium displays a linear trend, the average content decreasing from 190 ppm in basaltic andesites to 118 in the hornblende ones; in dacites the average content of vanadium is extremely low (18.5 ppm).

After a more obvious decrease from 51 ppm in basaltic andesites to 15 ppm in the pyroxene ones, the nickel decreases slightly up to 10 ppm in the hornblende-andesites and to 5.6 ppm in dacites.

Institutul Geologic al României

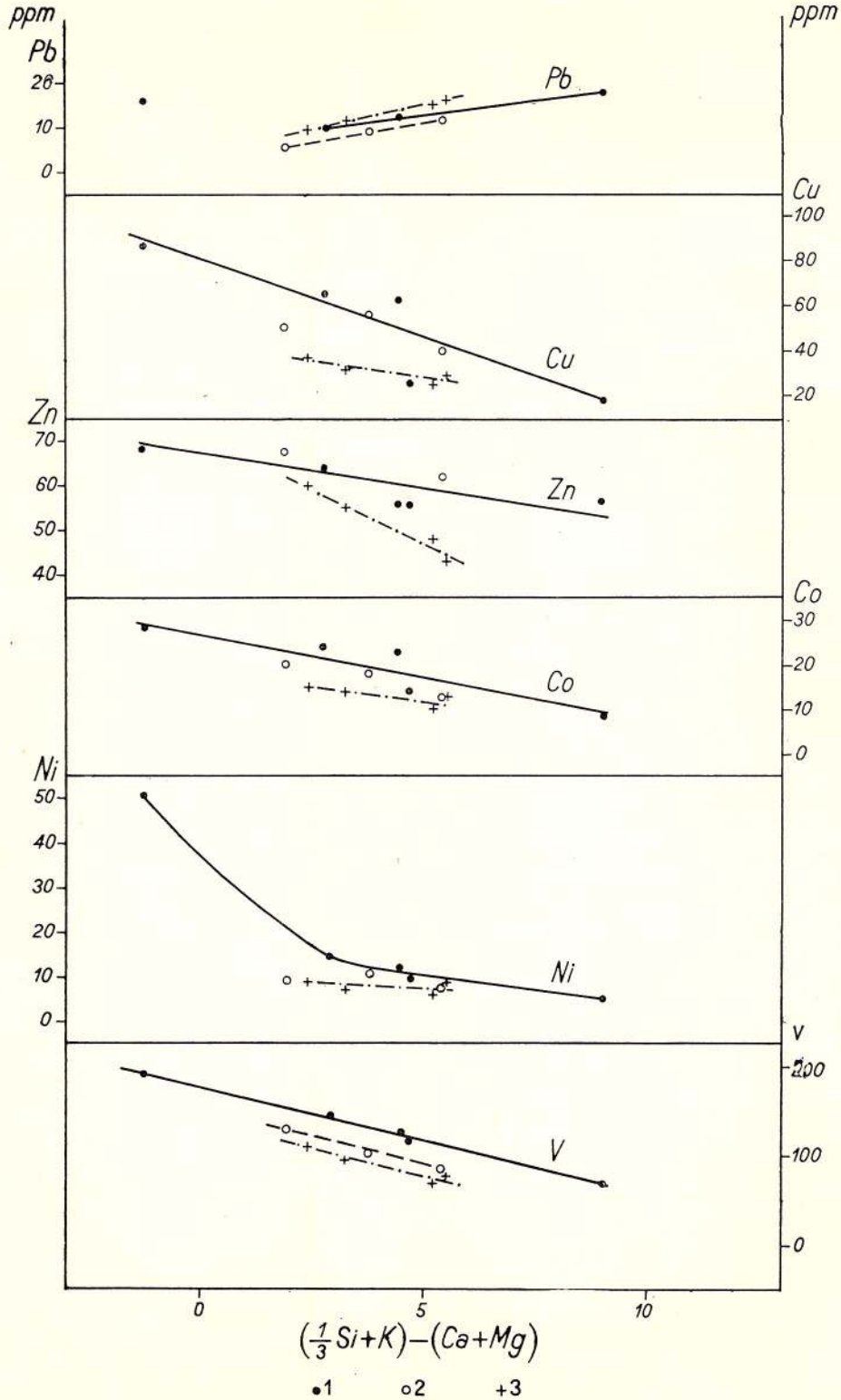


Fig. 13. — Pb, Cu, Zn, Ni, Co, V variation diagrams.

1, Călimani Mts; 2, Gurghiu Mts; 3, Harghita Mts.

Institutul Geologic al României

The cobalt has a more restricted range of values, however,a slight tendency of decrease in the sense of the increase of function is observed. The average content of cobalt is close for basaltic andesites (29 ppm) and pyroxene-andesites (25 ppm), and it decreases to 14.5 ppm in hornblende-andesites and 9 ppm in dacites.

Zn presents the same slight tendency of decrease with the increase of acidity : 68 ppm in basaltic andesites, 64 ppm in the pyroxene ones and 56 ppm in hornblende- pyroxene-andesites.

The copper presents a linear decrease : 87 ppm in basaltic andesites, 66 ppm in pyroxene-andesites 26 ppm in hornblende ones and 18 ppm in dacites.

In the Gurghiu and Harghita Mts the petrographic types are no more represented by such a wide range of acidity as in the case of the Călimani Mts. The function $\left(\frac{1}{3}\,Si + K\right) - (Ca + Mg)$ varies in more reduced limits from $+ 1.88$ to $+ 5.40$ in the Gurghiu Mts and from $+ 2.43$ to 5.50 in the Harghita Mts.

In these both massifs the vanadium presents a variation curve almost parallel to that from the Călimani Mts. Pyroxene-andesites have an average content of vanadium of 131.5 ppm in the Gurghiu Mts and of 111 ppm in the Harghita Mts, and the hornblende-bearing ones show normally, lower values, and namely 83 ppm in the Gurghiu Mts and 68 ppm in the Harghita Mts.

The average contents of Ni oscillate in both massifs, and no clear-cut tendency of decrease with the increase of acidity might have been observed.

The average values of cobalt from the Gurghiu Mts are very close to those from the Călimani Mts. The cobalt varies from 20 ppm in pyroxene-andesite to 13.5 in the hornblende-bearing ones. The average contents of cobalt show lower values for the Harghita Mts.

The average contents of Zn in the main petrographic types of the Gurghiu Mts are very close (62—67.5 ppm) and are approximately plotted along the variation curve of this elements in the Călimani Mts.

A more obvious decrease of Zn along the petrographic types is observed in the Harghita Mts, the average content being plotted along a line with a clearly larger slope. Likewise lower values for Zn in this massif as compared to the Gurghiu and Călimani Mts are noted particularly for more acid types (47.8 ppm in hornblende-andesites, 43.2 ppm in hornblende — biotite ± quartz-andesites).

Institutul Geologic al României

In andesites from the Călimani Mts copper shows varying average (between 39.8 and 56 ppm). In the Harghita Mts a very feeble decrease may be observed from 36.7 ppm in the pyroxene-andesites to 24.6 ppm in the hornblende-bearing ones. Like zinc, copper shows lower values in the Harghita Mts.

Gallium shows, in general, a restricted range of values in the series of petrographic types from these three massifs, its average content varying between 16 and 20.4 ppm.

Hence a differentiation as to the contents of trace elements and their variation mode in the series of petrographic types within these massifs, is observed.

In general, most of the trace elements present higher contents in volcanics from the Călimani Mts, a more obvious behaviour for elements from the iron group (Ni, Co, Cr, V).

The individualization of volcanic regions as regards the distribution of trace elements has been also stated in prior works (R ă d u l e s c u, S t i o p o l, 1964; I a n o v i c i et al., 1968).

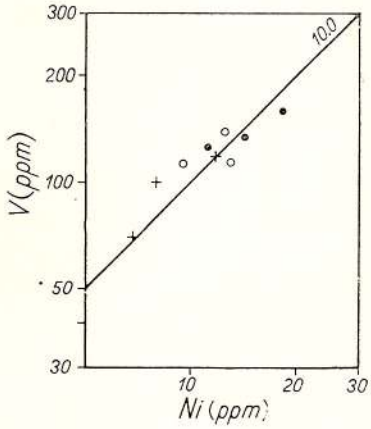


Fig. 14. — V versus Ni diagram (explanations as for Fig. 13).

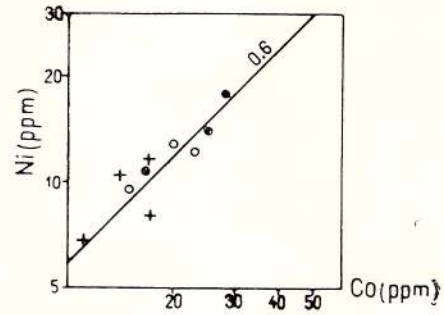


Fig. 15. — Ni versus Co diagram (explanation as fos Fig. 13).

Figure 14 and 15 illustrate the correlation diagrams V—Ni and Ni—Co for volcanics from the Călimani—Harghita area. It is noted that the values of arithmetical means for different petrographic types are plotted along the V/Ni = 10 and Ni/Co = 0.6 lines. These values of ratio are close to those obtained by T a y l o r et al. (1969) for calc-alkaline andesites of the Circum—Pacific type (Ni/Co<1 and V/Ni> 8).

Institutul Geologic al României

Geochemical data concerning the Ni, Co, and V contents of the rock types investigated are supporting the standpoint expressed by Dickinson and Hatherton, 1967; Green and Ringwood, 1968; Taylor et al., 1969, b,c, and also by other authors. According to this standpoint the andesitic magma derives from the partial melting of the oceanic crust discending beneath island areas.

A similar standpoint, for the volcanic area we are referring to, regarding the genesis of the andesitic magma was recently expressed by Boccaletti et al. (1973).

5.3. *Comparative considerations.* The distribution of trace elements in accordance with volcanic stages (Călimani Mts), volcanic apparata and chief eruption phases is first taken into account.

Analytical data allowed the examining of the distribution of trace elements comparatively between the two volcanic stages of the Călimani Mts only for pyroxene-andesites with 11 available analyses for the first stage, and 13 analyses for the second one.

When examining the Table 16 it may be stated that, in general, the variation limits within pyroxene-andesites from the second stage are more extended for Cu, Ni, Co, Cr. Likewise higher average contents

TABLE 16

Average trace element abundances ppm in pyroxene-andesites from Călimani Mts.

Second stage

	Pb	Cu	Zn	Ga	Ni	Co	Cr	V
Δ	14—26	43—180	42—73	16—24	5—75	16—56	5—210	117—320
$\bar{x}$	19	75.7	63.5	20.1	20	41.6	59	171
$\tilde{x}$	18.7	69.7	63	20	15.5	28	40.7	165.5

First stage

Δ	9—19	34—74	55—82	15—23	6—28	16—36	11—122	35—250
$\bar{x}$	14.4	52.8	66.5	18.8	12	24.3	50.1	143
$\tilde{x}$	14	51.5	65.5	18.6	11	23.5	39.8	126

Institutul Geologic al României

are observed in the second stage for Cu, Co, Ni and V, indicating a more basic character of products.

The comparative examination of average contents of trace elements in the main products of volcanic structures, grouped according to eruptive massifs, has led to the evidencing of affinities among volcanics occurred in the same time interval within various volcanic apparata.

TABLE 17

Average trace element abundances (ppm) in pyroxene-andesites of the second stage
Căliman Caldera

	Pb	Cu	Zn	Ga	Ni	Co	Cr	V
n	8	8	8	8	8	8	8	8
Δ	14–26	43–92	42–73	17–24	<10–37	19–56	40–210	120–223
$\bar{x}$	18.8	68.2	60.7	20.5	19.2	34.2	71.3	155.3
$\tilde{x}$	18.5	65	60	20.5	17.8	32	60	152

Volcanoes from Gurghiu Mts.

n	15	15	6	6	15	15	15	6
Δ	3–10	10–70	60–105	13–17	3–40	7–40	3–64	75–135
$\bar{x}$	5.8	53.3	72.6	15.1	11.4	19.5	14.6	102
$\tilde{x}$	5.4	48	71	15	8.7	17.7	8.7	100

Volcanoes from Harghita Mts.

n	65	65	56	56	65	65	65	56
Δ	<5–34	19–115	38–100	14–26	<5–40	7–28	3–165	42–185
$\bar{x}$	11.3	39.3	62.1	20.8	10.9	16.0		114.4
x	9.5	36.2	61	20.5	8.9	15.1		110

Institutul Geologic al României

The available data have allowed the discussion only upon pyroxene-andesites from the second stage. From Table 17 it results the obvious difference among the average contents of most determined trace elements in Căliman caldera products, on the one hand, and among those of volcanoes from Gurghiu and Harghita Mts, on the other hand. Thus, the more basic character of Căliman caldera pyroxene-andesites evidenced by higher contents in Cu, Ni, Co, Cr, and V, may be observed.

As regards the eruption of hornblende-andesites, which had displayed in the Gurghiu and Harghita Mts during the second stage, a close average for most trace elements were found. Differences observed for Cu, Zn, and particularly V could not be interpreted because of the reduced number of analyses for these elements from the Gurghiu Mts.

Summarizing these observations, we may consider that data relating to trace element contents allow to discern differences among eruptions of various ages and those of the same age, but pertaining to diverse volcanic apparata. These data agree with the geological premises, as well as conclusions resulted from previously presented petrochemical studies.

Arithmetical means and geometrical ones as to Pb, Cu, Zn, Ga, Ni, Co were computed for all andesites, over the entire eruptive chain, likewise for pyroxene-andesites and hornblende-andesites, which may be considered as the most representative for the volcanic activity from the Călimani—Gurghiu—Harghita area (Table 14). Thus there have been obtained representative synthetical values, which might be compared with those of other Neozoic volcanic units from Romania, when a satisfactory number of analytical data for the latter will be at our disposal.

6. Conclusions

A representative bulk of data, consisting of 155 chemical and 245 spectral analyses, allowed the petrochemical and geochemical characterization of the Călimani—Gurghiu—Harghita volcanic area, and its comparison with similar zones.

1. When comparatively examining the chemical composition of rocks recorded in massifs (Călimani, Gurghiu, Harghita) the stages of volcanic evolution, and the petrographic types, there result differences; the latter are more significant among the Harghita and Călimani + Gurghiu Mts. Likewise, differences among volcanics of both structural compartments (lower and upper) do result.

The chemical composition of pyroxene-hornblende-andesites or hornblende-pyroxene-andesites does not show any peculiarities which

Institutul Geologic al României

would differentiate these andesites from the hornblende-andesites and pyroxene-andesites.

2. The study of the chemical composition points out discrepancies between mode and norm. Generally in agreement with the normative composition, the analysed rocks proved to be more acid than it is evidenced by the mineralogical diagnosis.

3. The magma shows an andesitic character. At the beginning of the development of volcanism, dacites had probably erupted only in the north of this area. Likewise by the end of each stage basaltic magmas have been mobilized.

4. During the stages of the unfolding of volcanism, the differentiations of magmas had started from the most acid to the most basic, the eruption of the cogenetic series being repeated: hornblende-andesite→pyroxene-andesite→basaltic-andesite.

The eruption of hornblende-biotite±quartz-andesite, subsequently that of the pyroxene-andesites (only during the second stage) does not change the general trend of magma evolution. Comparative petrological studies, evidenced that the magma of the hornblende—biotite± quartz—andesite has formed due to the assimilation of the pyroxene—andesite magma with some constituents pertaining to the prevolcanic basement (Cretaceous marly flysch in the south of the Harghita Mts).

5. Within the Neozoic Carpathian volcanic province, the Călimani—Gurghiu—Harghita Mts represent the area wherein the III cycle of the late subsequent magmatism had displayed with most ampleness.

Magmas of this cycle show a calc-alkaline character and affinities with magmas of neovolcanic zones from the west and north of Romania, as well as from other Carpathian neovolcanic zones.

6. The trace elements follow a normal variation trend, their contents decreasing from more basic petrographic types to the more acid ones. The highest values of Cu, Zn, Co, Cr, V (especially for elements from the iron group) may be observed in rocks from the Călimani Mts. The Gurghiu Mts volcanics occupy an intermediary position, and the Harghita Mts ones show the lowest values.

7. The study relating to the distribution of trace elements in pyroxene-andesites and hornblende-andesites which may be considered as representative petrographic types for the volcanic activity of the Călimani- Harghita Area, points to the differences between the eruptions of the two stages (ex. the Călimani Mts), as well as among the eruptions of the II stage displayed by different volcanic apparata.

Primit la redacție: 29 ianuarie 1973.

Institutul Geologic al României

REFERENCES

Ahrens L. H. (1954) The lognormal distribution of the elements. *Geochim., Cosmochim. Acta*, 5, p. 49—53, 6, p. 121—131.

Balintoni I. (1970) Date şi idei noi în legătură cu geneza zăcămîntului de sulf nativ din Munţii Călimani şi cu fenomenele geologice din teritoriul adiacent zăcămîntului. *D. S. Inst. Geol.* LV/2 (1967—1968), Bucureşti.

Baragar W. R. A., Goodwin A. M. (1969) Andesites and Archean Volcanism of the Canadian Shield. Proc. Andesite Conference. Oregon Dept. *Geol., Min., Res. Bull.*, 65 Portland, Oregon.

Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A., Peltz S. (1973) Young volcanism in Călimani—Harghita Mts (East Carpathians) evidence of a paleoseismic zone. *Tectonophysics*, 19, Amsterdam.

Dickinson W. R. (1967) Andesitic volcanism and Seismicity around the Pacific. *Science*, 157.

Green T. H. Ringwood A. E. (1968) Genesis of the calc-alkaline igneous suite. *Contr. Miner. and Petrol*, 18.

Grigore I. (1957) Studiu geologic şi petrografic asupra Munţilor Gurghiului. Bucureşti.

Hatherton T., Dickinson W. R. (1969) The relationship between Andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles and Other Island Arcs. J. *Geophys., Res.* 74.

Ianovici V., Dimitriu Al. (1968) Fundamentarea concluziilor în cercetarea geochimică cu ajutorul statisticii matematice. *D.S. Inst. Geol.*, LIII/3, Bucureşti.

— Măldărescu I., David B., Bratosin Irina (1968) Quelques particularités concernant les teneurs en certains éléments traces dans les volcanites des Carpates Orientales. *Rev. Roum. Géol., série de Géol.*, 12, 1—2, Bucureşti.

— Giuşcă D., Ghiţulescu T. P., Borcoş M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi. Ed. Academiei, Bucureşti.

Karolus K. (1970) Chemizmus eruptivnych faz slovenskych neovulkanitov. *Zbor. geol., Vied, Zapadne Karpaty*, 12.

Kuno H. (1968) Origin of Andesite and Its Bearing on the Island Arc Structure. *Bull. Volc.* TXXXII, 1, Napoli.

Lang B. (1973) Date noi privind chimismul andezitelor cu piroxeni din nordul munţilor Gutii. *Stud. tehn. econ., ser. I*, 6, Bucureşti.

— Mîndroiu Viorica, Udrescu Constanţa (1973) Distribuţia elementelor minore în andezitele piroxenice pliocen-superioare din nordul munţilor Gutii. *Stud. tehn. econ. ser. I*, 9, Bucureşti.

Maleiev E. F. (1964) Neoghenovii vulcanism zakarpatia. *Izd. Acad. Nauk.* Moskva.

Nichita O. (1934) Studiul petrografic şi chimic al regiunii văilor Neagra şi Haita din Masivul Munţilor Călimani, judeţul Cîmpulung (Teza de doctorat), Iaşi.

Nockolds S. R., Allen R. (1953) The geochemistry of some igneous rock series I. Calc—alkalic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, London.

Peltz S., Peltz Margareta (1964) Contribuţii la cunoaşterea aparatului vulcanic Ostoroş (Munţii Harghita). *D.S.Com. Stat Geol.*, L/1 (1962—1963), Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— (1969) Studiul petrografic al părţii de sud—est a munţilor Călimani. *Stud. tehn., econ., ser. I*, 4, Bucureşti.

— Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa (1972 a) Petrologia magmatitelor zonei subvulcanice neogene din Carpaţii Orientali. *An. Inst. Geol.*, XXXIX, Bucureşti.

— Vasiliu Cecilia, Bratosin Irina (1972 b) Petrologia rocilor bazaltice plio-cuaternare din Romania. *An. Inst. Geol.*, XXXIX, Bucureşti.

— Tănăsescu Anca, Tiepac I., Vîjdea Eleonora (1973) Geochemistry of U, Th, K, in volcanic rocks from the Călimani, Gurghiu, Harghita and Perşani Mountains. *An. Inst. Geol.*, XLI, Bucureşti.

Prinz M. (1967) Geochemistry of basaltic rocks : trace elements in Basalts : the Poldervaart Treatise on rocks of basaltic composition. J. Wiley et Sons. New York.

Rădulescu D. (1961) Contribuţii la cunoaşterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, VI, 2, Bucureşti.

— (1963) Studiul petrochimic comparativ al rocilor vulcanice neogene din R.P.R. *Asoc. Geol. Carp. Balc.*, II, Bucureşti.

— Stiopol Victoria (1964) Contribuţii la cunoaşterea distribuţiei unor elemente minore în andezitele din munţii Gurghiu şi Harghita. *An. Com. Stat Geol.*, XXXIV/1, Bucureşti.

— 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 România. *An. Com. Stat Geol.*, XXXVI, Bucureşti.

— (1973) Consideraţii asupra cronologiei proceselor vulcanice neogene din Munţii Călimani, Gurghiu şi Harghita. *D.S.Inst..Geol.*LIX/4, 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.

Rittmann A. (1963) Les volcans et leur activite. Masson et Cie Editeurs. Paris.

Rodionov D. A. (1964) Funkţii raspredelenia poderjanii elementov i mineralov v izverjenîh gornîh porodah (tezisî) Nauka, Moskva.

Savul M., Kräutner Th. (1963) Die Bazaltandesite von Topliţa und Sărmaş. *C.R. des Seances Ac. des Sc. R.*, I, Bucureşti.

— Mastacan G. (1939) Les dacites et la succession des eruptions vulcaniques dans la region est des monts Călimani. *C.R. des Seances Ac. des Sc.* R., III/2, Bucureşti.

— Ababii V., Nichita O., (1956) Zincul, plumbul şi cuprul ca elemente minore în rocile vulcanice din munţii Călimani. *Acad.R.P.R. Fil. Iaşi. Stud. Cerc. Şt. Chimice.* VII/2, Iaşi.

Streckeisen A. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N.Jb..Miner. Abh.*, 107, 2 und 3, S. 144—240, Stuttgart.

Szadeczky I. (1930) Munţii vulcanici Harghita—Călimani. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XVI (1927—1928), Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Şarapov I. P. (1968) Utilizarea statisticii matematice în geologie. Ed. tehnică, Bucureşti.
Taylor S. R., White A.J.R. (1966) Trace Element Abundances in Andesites. *Bull. Volc.*, XXIX, 177—194, Napoli.
— Capp A. C., Graham A. L., Blake D. H. (1969 a) Trace Elements Abundances in Andesites II Saipan, Bouganville and Fiji. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 23.
— (1969 b) Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. Proc. Andesite Conference. Oregon Dept. *Geol. Min. Res. Bull.*, 65, Portland, Oregon.
— Kaye M., White A.J.R., Ducan A. R., Ewart A. (1969 c) Genetic significance of Ca, Cr, Ni, Sc, and V content of Andesites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 33.
Vasilescu Al. (1965) Cercetări geologice şi petrologice în partea de SE a munţilor Harghita. *D.S.Com.Stat Geol.*, L/II (1962—1963), Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CRYSTALLINE SCHISTS AND BAIKALIAN GRANITOID ROCKS IN THE MUNTELE MIC REGION

BY

H. SAVU[1], CECILIA VASILIU[1], CONSTANȚA UDRESCU[1], I. TIEPAC[1]

Résumé

Sehistes cristallins et roches granitoïdes baïkaliennes de la région de Muntele Mic. Les auteurs de cet ouvrage montrent que les schistes cristallins du Massif de Muntele Mic, qui reviennent aux séries de Măru, Măgura et Bărnița se sont constitués au cours du Précambrien supérieur, du Cambrien inférieur et du Cambrien moyen et ont été métamorphisés au cours des mouvements baïkaliens. Sous le contrôle du diastrophisme baïkalien, dans la région, s'est formée une structure anticlinale majeure externe à vergences dirigées est-sud-est, dont le flanc normal est faillée par une importante dislocation directionnelle le long de laquelle s'insinue le pluton granitoïde de Muntele Mic formé par un magma granodioritique d'origine lithogène. Le magma primaire a été affecté par de faibles phénomènes de différenciation dont la ligne d'évolution est celle des magmas chalco-alcalins conduisant dans un sens vers des diorites quartzifères à biotite et dans l'autre vers des granites qui sont plus fréquents du côté SW du pluton. Compte tenu de la faible différenciation des magmas, la distribution des éléments mineurs dans les roches du massif est relativement uniforme, leurs teneurs se maintenant en général entre les limites des valeurs connues pour les roches granitoïdes. On remarques cependant un accroissement du contenu de quelques éléments tel le Li dans les roches plus riches en feldspaths alcalins du côté SW du massif où sporadiquement apparaissent des phénomènes de pneutomatolise avec apport de bore. Dans cette même zone on observe aussi un faible accroissemnet de la teneur en U et en Th réalisé aux dépens d'un accroissement relatif de l'acidité des roches et du contenu en potassium. L'accumulation en U qui a lieu dans les minéraux accessoires (zircon, orthite, apatite, sphène) est plus marquée au début de la différenciation du magma granitoïde pour diminuer au fur et à mesure que celle-ci s'accentue, si bien que chez les produits de différenciation acides les plus tardifs comme les granites et les aplites on observe un accroissement du rapport Th : U.

[1] Institutul Geologic , Str. Caransebeș, no.1, București.

Institutul Geologic al României

Introduction

Our research work aims at a more thorough knowledge of the Baikalian intrusive bodies within the Danubian Autochthonous, and is presently relating to the study of the granitoid pluton from the Muntele Mic. The latter is located in the north-westernmost part of the South Carpathians, a mountainous region dominated by the Muntele Mic Summit (1702 m), which crowns the main crest trending NNE—SSW. Numerous valleys such as Bistra Mărului, Borlovița, Sebeșel, Sebeșu Mare, Bolvașnița, Morii, etc., and their tributaries whose course is approximately oriented east-westwards, have strongly eroded this region thus rendering more exposed all the parts of the granitoid massif.

Historical outlook of researches

Geological observations on the Muntele Mic Massif are known still from the last century, and the works of Schafarzik (1898, 1899) are noteworthy among the older ones. This author assigned the metamorphic formations from the southern part of the massif to the crystalline of the third group in the old classification and pointed out that they are intruded by a biotite-granite body, rooted westwards.

The Bistra Mărului Valley Basin was later investigated by Codarcea and Gherasi[2] who considered that the northernmost part of the massif is built up of granite with a porphyritic structure, and the chloritous schists, which come in contact with them, underwent the feldspathization process. Subsequently Codarcea and Pavelescu (1963) evidenced in a synthesis work that the Muntele Mic Massif consists of massive granitic rocks with a gneissic structure whose relations with the crystalline cover are of a transitional nature.

I. Hanomolo and Antoaneta Hanomolo[3] investigated in 1957 the quartz veins from the southern part of the pluton. Its northern part was studied in 1958 by I. Rădulescu and Ludmila Rădulescu[4] who distinguished a complex of granitic gneissic biotite-bearing rocks and

[2] Al. Codarcea, N. Gherasi. Raport geologic preliminar asupra bazinului Bistra Mărului cu privire la posibilitățile de amenajare hidroelectrică. 1945—1946. Arh. Inst. Geol. București.

[3] I. Hanomolo, Antoaneta Hanomolo. Raport asupra lucrărilor de prospecțiuni pentru minerale piezoelectrice în regiunea Sadova—Ilova. 1957. Arh. M.M.P.G. București.

[4] I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu. Raport asupra geologiei regiunii Borlova—Poiana Mărului (Banat). 1958. Arh. M.M.P.G. București.

Institutul Geologic al României

laminated granites, whose contact with the feldspathized crystalline schists from the eastern part of the pluton would be of a tectonic nature. Along the Craiu Valley, B î r ă [5] pointed to gneissic granites and greenschists, the latter resembling those described by G h e r a s i (1937), and which were later assigned to the Baicu Series.

The amphibolitic rocks from the western part of the pluton were recently investigated by P o p e s c u and Ş t e f a n [6] who have evidenced, among others, a fault oriented NNW-SSE, which affects the contact between the granitoid rocks and amphibolites in the area between the Sebeşel Stream and the Sebeşu Mare Stream. The porphyritic granitoid rocks from the northernmost part of the granitoid massif were considered by G h e r a s i et al. (1968) as ocular migmatites.

A detailed study relating to the structure and petrography of the granitoid pluton was published by G h e r a s i and S a v u (1969); these authors demonstrated that the latter represents a synorogenic intrusion emplaced in the axial zone of an anticlinal structure during the Baikalian movements.

In this paper we are presenting new data on the structure of the granitoid pluton, as well as detailed study of its petrography, petrochemistry and, in particular, of its geochemistry.

The geological evolution of the Muntele Mic region

Located in the South Carpathians Bend Zone, the Muntele Mic region includes the inner marginal structures of the Danubian Autochthonous Crystalline; slightly westwards these structures are tectonically related to the Getic Nappe, consisting of crystalline schists, Middle Precambrian in age, which display a typical development in the Semenic Mts.

From the very beginning we emphasize the fact that structurally this region is divided into two compartments by the important, transversal alpine fault — Vîrciorova-Craiu — evidenced by G h e r a s i and S a v u (1969). The geological structure of the two compartments (blocks) is different (Plate V). In the northern compartment wherein the Danubian Autochthonous crystalline schists are widely developed, the granitoid pluton comes into contact — in the west with the amphibolites of the Măru Series and in the east with the terrigenous series of Măgura and the basic tuffogenous one of Bărnița. In the southern com-

[5] N. B î r ă. Raport asupra prospecţiunilor geologice efectuate în bazinul văii Craiului. 1958. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

[6] A. P o p e s c u, R. Ş t e f a n. Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru aur în Banat. 1965. Arh. I.G.P.S.M.S. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

partment the granitoid pluton comes also into contact with the amphibolite series, but locally these relationships are screened by Neogene sedimentary deposits. To east it is overlain by sedimentary deposits and Mesozoic volcanics.

The above mentioned formations which come directly into contact with the granitoid pluton, may be referred to two tectono-magmatic cycles, namely the Baikalian and the Alpine. The Hercynian cycle is not represented in the region by geological formations, nevertheless its evolution left imprints in crystalline schists and Baikalian granitoid rocks.

A) **Baikalian cycle.** Besides the granitoid pluton, the Măru Amphibolite Series, and the Măgura and Bărnița Series (Fig. 1) are referred to this cycle.

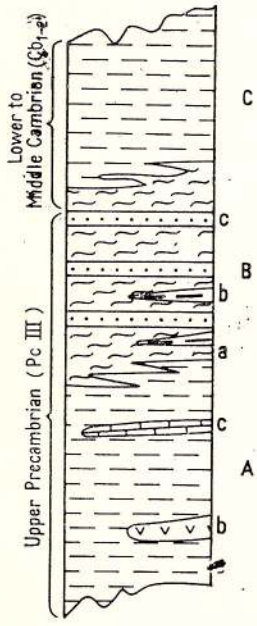


Fig. 1. — Stratigraphical column of the Baikalian crystalline schists.

A) Măru amphibolite series: a, orthoamphibolites, metagraywackes, fine biotite-bearing gneisses; b, serpentines; c, crystalline limestones. B) Măgura terrigenous series: a, quartzitic sericite-chlorite (± biotite) schists; b, amphibolites; c, quartzites. C) basic tuffogenous Bărnița series.

a) *Măru Amphibolite Series.* Lithologically this series is rather uniform, being made up chiefly of banded orthoamphibolites, which frequently include intercalations of basic metatuffites, metagraywackes or fine biotite-bearing gneisses. Metagabbros, metaquartzdiorites and seldom ultrabasic rocks (serpentinites) are associated with amphibolites. Crystalline limestones do sporadically occur. Due to its petrographical composition this series fairly resembles the Drăgșan Series, which is developing

Institutul Geologic al României

in the eastern part of the Danubian Autochthonous, and this accounts for the fact that we assign it to Upper Precambrian (Pc III).

The amphibolites are rocks dark green in colour, with a schistous structure and consist of hornblende, plagioclase, epidote, quartz, magnetite and leucoxene or titanite.

The amphibole occurs under the form of prismatic crystalloblasts with following physical properties : Ng = green-bluish ; Nm = green-brown ; Np = yellowish ; $c : Ng = 23°$. The plagioclase is forming irregularly outlined crystals which subjected to the influence of the autoretromorphism and Hercynian alloretromorfism phenomena are usually substituted by secondary minerals as sericite, kaolinite, zoizite and albite ; the latter give them a perturbed aspect. Occasionally a partially chloritized biotite does occur. Quartz, epidote, apatite, magnetite and leucoxene participate in reduced amounts and are fine-grained.

The banded structure, which is frequently met with in these rocks, is determined by the alternation of melanocrate bands rich in amphibole with leucocrate bands wherein the plagioclase is quantitatively predominating.

The intercalations resulted from the metamorphism of graywackes are formed of likewise altered plagioclase, a larger amount of quartz (40 %), amphibole, sometimes also partially chloritized biotite. Other intercalations consist of altered plagioclase, epidote, quartz (30—40 %) and chloritized biotite.

The amphibolite series is locally crossed by usually conformable aplitic or pegmatoid leucocratic veins (Fig. 2).

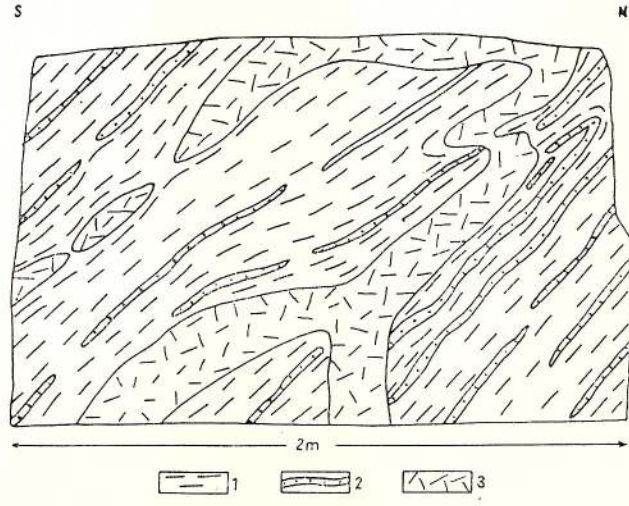


Fig. 2. — Pegmatite vein in Măru amphibolites along the Sălătruc Stream.
1, amphibolites; 2, metagraywackes; 3, pegmatites.

Institutul Geologic al României

b) *Terrigenous Măgura Series.* This series developed in the north-eastern part of the region, between the Muntele Mic and Măgura Marga summit, after which the series was named. It is conformably overlying the amphibolite Măru Series (Fig. 1), and consists of chlorite or biotite-bearing quartz schists and chlorite-albite schists with muscovite wherein quartzites, more seldom basic metatuffs and amphibolites are intercalated.

The rocks of this series frequently present banded structures consisting of parallel bands, some richer in quartz and sericite (muscovite), and others in quartz associated with albite, chlorite and muscovite.

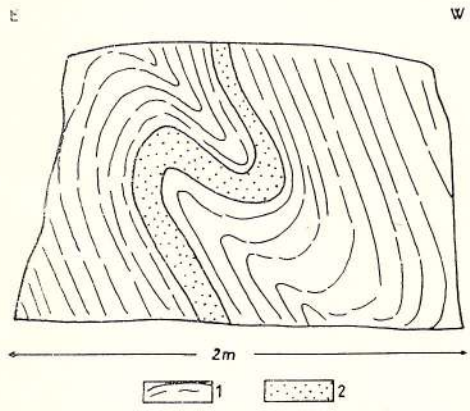


Fig. 3. — Microfold within the terrigenous Măgura Series, along the Balota Valley. 1, sericite-chlorite schists; 2, sericite quartzites.

Occasionally these schists are strongly folded (Fig. 3), so that the microfolds which arose are tectonized up to the formation of a flow cleavage S_2, visible even on the scale of a thin section.

c) *Basic volcanogeneous Bărnița Series.* This series is conformably overlying the previous one, a transition zone existing between them (Fig. 1). It developed east of the granitoid pluton within the zone of the Muntele Mic summit and south of it in the surroundings of the health resort with the same name, and up to the Vîrciorova-Craiu fault. This series is prevailingly composed of metatuffs and basic metatuffites, wherein serpentinite bodies do occur.

The basic metatuffs (greenschists) are fine-grained rocks with a banded structure consisting of albite, chlorite, epidote, quartz, amphibole, magnetite and calcite. These minerals form thin parallel bands, within which either chlorite or albite associated with quartz are predominating. Mag-

Institutul Geologic al României

netite frequently occurs in the chloritous bands, and is associated with leucoxene. The actinolitic amphibole is rarely met, and usually occurs in more melanocratic bands. Some leucocratic intercalations are rich in quartz, fact disclosing their tuffitogenous origin. Along the fissures of the rocks from this series calcite veinlets may be observed.

The stratigraphical position, the lithology and the metamorphism degree of the Măgura and Bărnița Series allow us to equate them with the Vulcan Series (S a v u et al., 1972) in the eastern part of the Danubian Autochthonous. They formed in the last part of the Upper Precambrian and the Lower Cambrian, eventually also during the Middle Cambrian (Fig. 1, Table 1).

TABLE 1

Correlation of Baikalian metamorphic series from the eastern and western parts of the Danubian Autochthonous

Age	Eastern part of the Danubian Autochthonous	Muntele Mic Massif	Tectonic movements
Middle Cambrian (Cb_2) Lower Cambrian (Cb_1)	Vulcan Series (terrigenous with conglomerates)	Bărnița Series(basic volcanogenous) Măgura Series (terrigenous)	Baikalian movements
Upper Precambrian (Pc III)	Drăgșan Series (basic-volcanogenous—volcano-sedimentary)	Măru amphibolites series (basic volcanogenous—volcano—sedimentary)	Tilting movements (Assynthian)
	Lainici—Păiuș Series (terrigenous)	?	

When analysing the unfolding of magmatic processes during the evolution of the Baikalian geosyncline, there results that the Măru Series orthoamphibolites, the amphibolitic intercalations of the Măgura Series and the formations of the Bărnița Series would represent the metamorphosed products of the initial magmatism of the Baikalian cycle.

d) *Primary tectonics and the metamorphism of the Baikalian Crystalline.* The three series of the crystalline schists have folded and metamorphosed in the course of the Baikalian movements, which displayed by the end of the Lower or during the Middle Cambrian. In the favour of

Institutul Geologic al României

this conclusion there are pleading both their resemblance with the equivalent series from the eastern part of the Danubian Autochthonous and their age of 459 m.y. recently determined by Mînzatu et al. [7] on muscovite from a pegmatite located in the series of amphibolites along the Sebeşu Mare Valley, and that of 448 m.y. obtained by Soroiu et al. (1970) for amphibolites.

It is noteworthy that the manifestation of the Baikalian movements in Eastern Europe and in Asia, excludes the posibility of an eventual occurrence in these areas also of Assyntian or Cadomian *s. str.* movements, as well as the Caledonian ones, taking into account the following facts. The Assyntian or Cadomian movements from the Western Europe which displayed at the boundary between the Upper Precambrian and the Lower Cambrian had but a weak echo, which was not followed by the folding and the metamorphism processes. These precursory movements had displayed in the Baikalian geosyncline by tilting movements and by the incipient uplift of the Getic cordillera, fact that determined the formation of conglomerates in the upper part of the Vulcan Series whose sedimentation, however, continued up to the Middle Cambrian. These movements and the presence of the metaconglomerates allow us to assign the features of the final flysch of the Baikalian cycle to this series (Savu et al., 1973). As the Baikalian movements were followed by an important stratigraphic gap, which kept up to the Ordovician or Silurian — when the sea overflowed again these regions — we could hardly admit the existence of a Caledonian cycle or geosyncline since such a conclusion would lack on a material support (Table 1).

The primary rumpled tectonics of the Baikalian crystalline schists began to outline in this region through the formation of an important anticlinal structure, whose axial zone trending NNE-SSW is intruded by the granitoid pluton (Gherasi, Savu, 1969), and whose absolute so far determined age is of 430 m.y.[8] It is the major inner anticlinal structure of the virgation which characterizes the Baikalian tectonics of the Danubian Autochthonous (Savu, 1970). Due to the thrusts from WNW in the course of its formation, the anticlinal structure became asymmetrical and is facing to ESE, its folds plunging with 15—20°to SSW. The western flank (normal) of the structure is faulted by a longitudinal dislocation

[7] Silvia Mînzatu, Maria Lemne, Magdalena Ioncică, Catrinel Papadopol. Determinări de vîrste absolute pe rocile eruptive din masivul Muntele Mic. 1973. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

[8] *Op. cit.* at point 7.

Institutul Geologic al României

along which the Măru Amphibolite Series is uplifting with a tendency to overthrust the Măgura and Bărnița Series. This deep synkinematic dislocation makes easier the emplacement of the synorogene granitoid pluton, as it becomes the ascent way of acid magmas. The old plane of this fault nowadays closed up may be considered the present contact plane between the granitoid pluton and the Măru amphibolites (Plate V), and more to north, the dislocation which separates the amphibolite series from the Măgura Series (G h e r a s i , S a v u , 1969, Plate II, Section I).

The major anticlinal structure is associated with secondary folds of low orders up to microfolds, which are more frequent along the ESE border of the massif in the Măgura and Bărnița Series, composed of incompetent rocks, respectively in the axial zone of the structure which is facing to this direction, hence in its inverse flank. In this flank the microtectonic analysis of the crystalline schists pointed out their stratification plane S_0 and the primary foliation plane S_1 which is parallel to S_0; in the axis of microfolds a synkinematic flow cleavage S_2 does often occur (Fig. 4), representing the extension of the S_1 foliation.

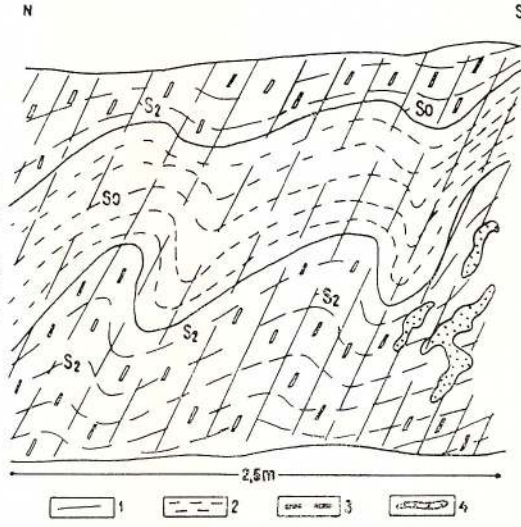


Fig. 4. — Microfold and S_2 cleavage within the terrigenous Măgura Series along the Bistra Mărului Valley.
1, feldspathized muscovite-biotite schists; 2, basic tuffogenous schists bearing epidote non-affected by feldspathization; 3, potash feldspar megablasts; 4, quartz-feldspar injections.

In the normal flank of the major anticlinal structure formed of Măru amphibolites — more competent rocks — the S_0 and S_1 planes proved as characteristic, the parallel ones, the microfolds and the S_2 cleavage are either lacking or quite sporadically met with.

Concomitantly with the folding the regional metamorphism of these three series took place; its intensity was influenced in the neighbourhood

Institutul Geologic al României

of the synkinematic granitoid pluton by the thermic energy released by acid magmas which were ascending from depth and were recorded in the axial zone of the major anticline. For this reason the metamorphism bears in the close vicinity of the granitoid pluton the features of the Danubian type metamorphism (S a v u , 1970), and the above three series present different metamorphic stages.

The rocks of the Măru Amphibolite Series are characterized by the following parageneses :

Amphibolites

(1) Hornblende — plagioclase — quartz — epidote

Metagraywacke

(2) Quartz — plagioclase — biotite — muscovite — epidote

In the Măgura Series proved as characteristic the paragenesis :

(3) Quartz — muscovite — chlorite

The most steadfast paragenesis from the Bărnița Series is :

(4) Albite — epidote — chlorite (—actinolite) — quartz.

These parageneses indicate that the rocks are in a low metamorphic stage (Wi n k l e r , 1970), this being revealed at the level of the albite-epidote-amphibolitic facies and the greenschist one (T u r n e r , V e r h o o g e n, 1960). Nearby the granitoid pluton, and especially along its eastern border, where one may observe the concomitant display of the synkinematic contact metamorphism of the Danubian type, accompanied by the feldspathization and migmatization of rocks, the dominant melanocratic mineral in the above parageneses is the biotite.

B) **Hercynian cycle.** Although in the Muntele Mic region no formations pertaining to this cycle did preserve, nevertheless the diaphtoresis process of the crystalline schists, as well as the lamination and metamorphism of the granitoid rocks disclosed the evolution of a Paleozoic geosynclinal, emplaced in the Silurian time within the Danubian Autochthonous, subsequently to the Cambrian exundation. A testimony in this sense there may be the weakly metamorphosed formations of the Vidra Series (G h e r a s i et al., 1968) located east of the Muntele Mic, in the Poiana Mărului Zone and those from the Hidegu Valley (R ă i l e a n u et al., 1968), south of this massif. The fact that in the Vidra Series the granitoid rocks were reworked allow us to presume that during the Cambrian exundation the erosion was so intense, that it removed the cover of the crystalline schists of the pluton whose thickness reached approximately 10 km.

Institutul Geologic al României

The metamorphism of the Paleozoic formations of the superstructure had probably taken place during the Breton movements, the effects of this metamorphism being also reflected in the metamorphic formations and the Baikalian granitoids from the infrastructure, by the retromorphism and lamination processes. As an evidence in this sense there may be absolute age from the Muntele Mic Massif (S o r o i u et al., 1970) which yielded the values of 264—241 m.y. for the metamorphosed granitoid rocks and of 283—320 m.y. for the amphibolites affected by the diaphtoresis process.

C) **Alpine cycle.** Subsequently to the evolution of the Hercynian cycle a new erosion period followed in this region. It removed the Paleozoic formations and only during the Lias the emplacement of the Alpine geosyncline took place, wherein the sedimentary deposits from the Alpine cover of the Danubian Autochthonous have formed. In the Muntele Mic region the Mesozoic sedimentary formations are preserved only in the collapsed compartment, south of the Vîrciorova-Craiu fault. These formations are composed of sandstones, limestones, pyroclastics and veins of spilites, quartz keratophyres and rocks of a „bostonitic" character. These formations are involved in Mesocretaceous movements, which affected both the granitoid rocks and the crystalline schists from the basement, forming numerous overthrust faults wherein the Mesozoic rocks are encompassed (Plate V).

In the course of the Neogene, the sedimentary deposits from the intermountain Caransebeş Basin invaded the western part of the Muntele Mic Massif.

Tectonics of the granitoid pluton and the conditions of its formation

The granitoid pluton of the Muntele Mic is located in the axial zone of the major inner anticlinal structure with south-eastern overturned folds in this region (S a v u , 1970). It is elongated on the NNE-SSW trend according to the elongation of this anticline, recording along a horizontal plan a flattened ellipse separated into two compartments by the Vîrciorova-Craiu transversal fault : the uplifted northern compartment and the collapsed southern one.

a) *Contacts of the pluton.* The western contact with the Măru Amphibolite Series initially showed as a straight line, being determined by the plane of the old synkinematic longitudinal dislocation, strongly dipping

Institutul Geologic al României

NNW, along which the granitoid magma intruded. Under this aspect the contact may be traced, in the northern block from the northoutermost part of the pluton, and up to the Sebeşel Stream; from here southwards it is disturbed by a fault trending NNW-SSE and, especially by the major transversal Vîrciorova-Craiu fault. The latter determined in the southern compartment a strong shifting of the contact westwards (Plate V). From this fault the contact may be followed south-south-westwards up to Ilova, where it is covered by Neogene deposits.

Along the eastern border of the pluton the contact is irregular, being overturned to ESE (G h e r a s i , S a v u , 1969); it is advancing on the crests and essentially receding in the deepest valleys, fact revealing that the pluton is rooted to WNW.

South of the transversal Vîrciorova-Craiu fault, in the collapsed compartment the eastern contact of the pluton which is considerably shiftening eastwards, does not crop out, being overlain by the Mesozoic deposits (Plate V). The present-day contact with the latter is a tectonic one being rendered by Mesocretaceous faults which are strongly dipping to WNW, and along which the granitoid rocks show the tendency to overthrust the Mesozoic formations (Plate V).

b) *Xenoliths.* In the mass of the granitoid pluton numerous xenoliths are encountered; they display, in general, a lenticular shape and are oriented parallel to its elongation. According to their composition and spreading in space, the xenoliths may be referred to two epimetamorphic series along the eastern contact of the pluton. In the northern part the xenoliths consist of sericito-chloritous albite-bearing schists, resembling those from the Măgura Series, and in the southern part xenoliths formed of tuffogenous greenschists, which remind those of the Bărnița Series, are met with. Although the xenoliths underwent some biotitization phenomena, occasionally a weak feldspathization along their borders, they nevertheless present a conspicuous foliation, usually parallel to their borders. Within the Bistra Mărului Valley there are found xenoliths wherein both the S_1 and S_2 foliations are present, which were encountered in the structure of the crystalline schists along the eastern border of the massif.

It is noteworthy that in the whole mass of the pluton no Măru amphibolite xenoliths were observed.

c) *Linear elements.* The linear elements measured in the granitoid pluton on xenoliths, and in the granitoid rocks with a gneissic structure, are indicating a plunge of the granitoid body to SSW, under an angle of

Institutul Geologic al României

15—20°. Similar values were also obtained for the linear elements from the series of crystalline schists intruded by the granitoid pluton, fact that reveals the synchronism between the folding of the crystalline schists and the intrusion of the synorogene pluton, whose magma was consolidated under the control of the stress. Under these conditions the effects of the oriented pressure are recorded both in the mass of the pluton and in the crystalline schists of its cover, indicating a single major direction of the tectonic transport.

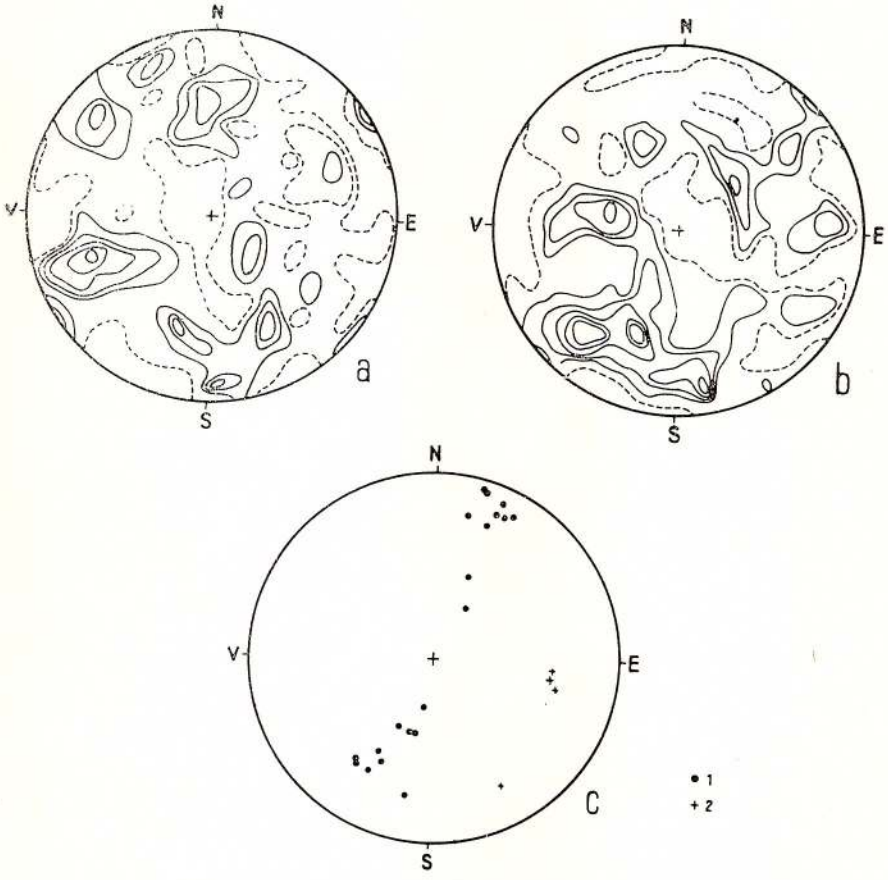


Fig. 5. — Structural diagrams.

a, diagram for 133 fissures from the northern part of the pluton: isolines: 0.5—2—3—4—5—6%; b, diagram for 140 fissures from the southern part of the pluton; isolines: 0.5—2—4—5—6%; c, diagram for 20 quartz veins (1) and 4 lamprophyre veins (2).

d) *Fisurres.* Concomitantly with the consolidation of magma in the mass of the pluton several systems of fissures have formed. The maxima

Institutul Geologic al României

shown on diagrams of the Figures 5a and 5b are indicative of a transversal fissure system *ac*, a longitudinal fissure system *bc*, and two diagonal fissure systems, among which the one trending NNW-SSE presents the most important maximum. Quartz veins formed along transversal fissures (Fig. 5c), and along longitudinal fissures most lamprophyre veins are localized (Plate V).

e) *Intrusion of the granitoid pluton.* The structural elements of the Muntele Mic Massif as well as the primary foliations of the instrusive rocks and of the crystalline schists trending, in general, NNE and presenting marked plunge to WNW point clearly out that the emplacement of the pluton is synchronous with the folding and metamorphism of the Baikalian metamorphic series from this region. The above pluton is a synkinematic one (M a r m o , 1971), a product of the synorogene magmatism of the Baikalian cycle. Its structure is similar to a half closed fan, a form which reminds a „vault" structure of the type of the one described by H. C l o o s.

The emplacement of the pluton took place along the plane of a deep longitudinal fault which separated the Măru amphibolites from a continuous process, which lasted for a longer time interval (Fig. 6).

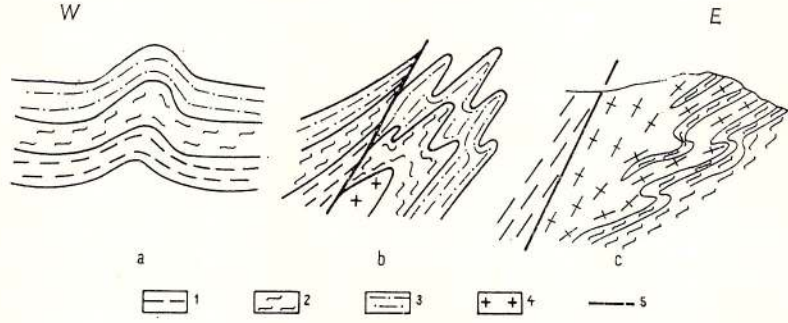


Fig. 6. — Formation stages of the granitoid pluton.

a, incipient outline stage of the major inner anticlinal structure facing east-south-eastwards; b, during the outline stage of the major anticline starts the formation of the deep longitudinal fault and the intrusion of the granitoid magma; c, final stage of the intrusion and the present form of the pluton. 1, Măru amphibolite Series; 2, Măgura Series; 3, Bărnița Series; 4, granitoid magma; 5, longitudinal fault.

The magma rised from the lower parts of the earth crust, concomitantly with the formation of the longitudinal dislocation, and penetrated into the axial zone of the anticlinal structure subjecting the crystalline schists to feldspathization and migmatization processes. In its ascent, magma whose temperature reached probably some 700°C, showed the tendency to adapt to thermodynamical conditions under which took place the regional metamorphism of the crystalline schists, at temperatures

Institutul Geologic al României

about 500°C (Turner, Verhoogen, 1960; Winkler, 1957). The difference of the thermic energy between the granitoid pluton and the crystalline schists is consumed at the formation of the synkinematic contact aureole within which the metamorphism of the Danubian type is displayed at its migmatization as well.

The synchronous rumpled movements determined both the folding of the crystalline schists and that of conformable injections which pene-

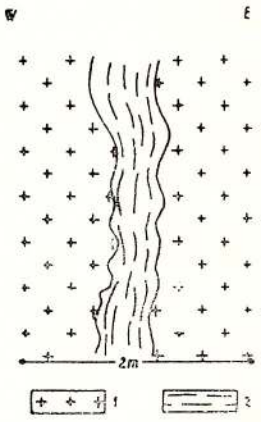


Fig. 7. — Basic tuffogenous schist xenolith folded together with granitoid rocks along the Irighiș Stream.
1, granitoid rocks; 2, xenolith.

trated into them over the S_1 surfaces. Their effects are also felt in the mass of the pluton, imprinting to granitoid rocks, by way of consolidation, a gneissic structure and involving them into folded structures; this is more clearly observed in zones wherein xenoliths of crystalline schists do occur (Fig. 7).

f) *Migmatization processes.* In the Măru Amphibolite Series the migmatization phenomena are missing or quite sporadically met with. Aplitic veins and those of pegmatoid rocks are seldom encountered (Fig. 2). These phenomena become, however, more important along the eastern contact of the pluton in the crystalline schists of the Măgura and Bărnița Series. The crystalline schists are affected by injection and alkaline metasomatism processes over a zone whose width ranges from 400 to 500 m, and which may be traced from the northern outermost part of the pluton and as far as the transversal Vîrciorova-Craiu fault. The most spectacular migmatization phenomena may be observed in the zone of the Muntele Mic Summit and south of it, up to the mountain health resort with the same name.

Institutul Geologic al României

The migmatic rocks found on the inverse flank of the anticline are strongly folded, injected by granitoid material and feldspathized parallel to their foliation (Fig. 4 and 8). The arterite parallel injections usually consisted of porphyritic granites whose megacrystals of potash feldspar (microcline) are frequently replaced by finely twinned albite, and the plagioclase is altered. The pressure determined by the forced intrusion of the granitoid magma, as well as the advanced plasticity of the crystalline

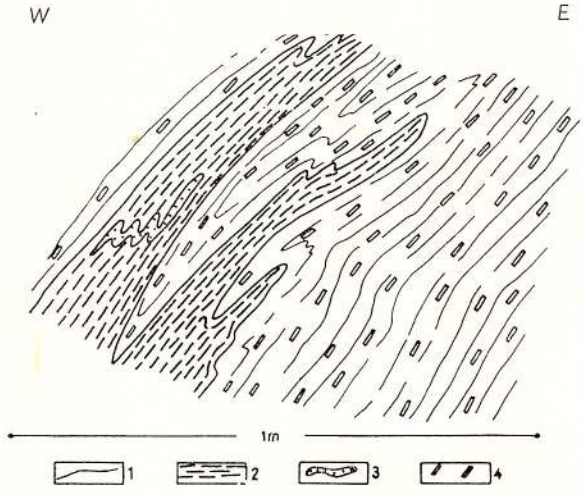


Fig. 8. — Feldspathized schists within the Măgura Series, along the Bistra Mărului Valley in the contact zone of the granitoid pluton.

1, feldspathized muscovite-biotite schists; 2, amphibolic schists; 3, quartz-feldspar injection; 4, potash feldspar megablasts.

schists impregnated with magmatic solutions have occasionally involved the formation of some disharmonic folds and the boudinage of the bands of quartzitic or tuffogenous rocks. In the later epidote veins frequently occur; they resulted from the excess of Ca^{2+} and Fe^{2+} ions occurring at the formation of new paragenesis, which arise by migmatization.

The feldspathization of the crystalline schists is stronger nearby the conformable granitoid bands, where it formed characteristic augen migmatites. The potash feldspar megablasts are usually oriented parallel to the foliation of rocks; on its plane the solutions saturated with S^{4+}, Al^{3+}, K^{1+} and Na^{1+} circulated.

The augen migmatites are made up of a schistous mass wherein potash feldspar megablasts are encompassed. The schistous mass consists of quartz, plagioclase (An_{12}), muscovite, partly chloritized biotite, occasionally a fibrous amphibole. The plagioclase is filled with secondary minerals such as sericite and zoizite. The accessory minerals are represented by various types of titanite, zircon and allanite. The latter forms brown-coloured idiomorphous or irregularly outlined crystals, around which

Institutul Geologic al României

an epidote aureole is often occurring; nests formed of allanite and epidote grains are occasionally observed.

The potash feldspar megablasts are frequently replaced by a finely twinned low temperature albite of the type described by Savu et al. (1972, 1973) within the migmatic zones from the south-eastern part of the Danubian Autochthonous. The fact that the potash feldspar is frequently replaced in the migmatic zone by albite points out that a potassium metasomatism had initially taken place in the migmatic rocks, which led to the formation of microcline megablasts followed by a sodium metasomatism which determined their albitization. Both processes took place at a temperature of approximately 550—600°C.

Considering in the whole the relations between the granitoid pluton and the migmatic zone, one may state that the migmatization process was more and more intense as proceeding to the innerside of the body.

Thus from the summit of the Muntele Mic westwards (Plate V) there are succeding crystalline schists, augen migmatites, injection migmatites associated with strong feldspathizations of the type described by Marmo (1971) and Härme (1965). They are followed by a zone in which the granitoid material is predominating, and in which there occur zones with conformable migmatites and crystalline schist xenoliths. This zone is grading into a homogenous mass of a granitoid pluton wherein only rare enclaves of biotitized and feldspathized crystalline schists may be encountered.

Some researchers (Anastasiu, 1972) assumed that the migmatization (metasomatism) phenomena played an essential part in the formation of granitoid massifs from the Danubian Autochthonous. Our investigations carried out in the Muntele Mic so as in other granitoid massifs of the Danubian Autochthonous, pointed out that the arterite migmatization processes are but secondary aspects which are a part of the major phenomenon namely the magmatic intrusion.

Petrography of granitoid rocks

The granitoid pluton is built up mostly of porphyritic granodiorites, which occasionally present gradual transitions to porphyritic granites. In the northern part of the massif an important body of biotite-bearing quartz diorites located in its axial zone occurs (Plate V). Numerous veins of lamprophyre, more rarely of aplites and quartz veins pierce the pluton being localized along various fissure systems.

Institutul Geologic al României

The granites are more frequent in the southern part of the massif where thery are encountered along the Morilor Stream (Ilova) and the Pietroasa Valley (Vîrciorova). These granites are porphyritic rocks displaying a weakly gneissic structure and consist of a groundmass of a median grain size composed of quartz, plagioclase and biotite wherein potash feldspar megacrystals are encompassed (Plate I).

The potash feldspar megacrystals, commonly idiomorphic, are in general trending parallel to the foliation of granite. Occasionally they present a zoned structure (Gherasi, Savu, 1969) and contain inclusions of fine plagioclase and biotite crystals oriented parallel to the crystallographic faces (Plate II, Fig. 1). Some crystals present a clear albite aureole and are weakly altered in their inner part. Their structure is irregular, as in the same crystal there occur clear portions beside portions with a perthitic structure or with spindle-shaped twin lamellae. The plagioclase (An_{10}) forms hipidiomorphic usually altered crystals turbid and filled with secondary minerals. Their distribution is indicative of an initially zoned structure, wherein the strongly crowded with zoizite core was more basic. At the contact with the potash felspar it forms with quartz myrmekitic intergrowths. The interstitial quartz is partly or wholly recrystallized into fine grains. The biotite occurs in a more reduced amount and shows under the form of lamellae sometimes intergrown with muscovite, on whose cleavage fine grains of prehnite are noticed. The accessory minerals are represented by apatite, zircon and allanite.

The granodiorites likewise present a primary gneissic structure frequently intersected by a cleavage determined by the Hercynian metamorphism. They consist of quartz, plagioclase, potash feldspar and biotite. The plagioclase (An_{12}) which is present in the hypidiomorphic crystals is usually altered and replaced by secondary minerals as albite, sericite, zoizite, occasionally calcite. The xenomorphic quartz displays an undulatory extinction and usually a recrystallization into fine grains, which locally get the aspect of a fine mortar. The biotite occurs in lamellae, rarely intergrown with muscovite; here, inclusions of fine crystals of zircon showing a pleochroic aureola may occasionally be observed. The biotite lamellae are often bent and partly substituted by chlorite and epidote.

Like granites, the granodiorites present potash feldspar phenocrysts but less frequently met with. These are idiomorphic, more rarely xenomorphic and contain inclusions of plagioclase and biotite commonly trending parallel to the crystallographic faces, respectively with margins of zones occasionally observed in the structure of these megacrystals.

Institutul Geologic al României

They present either the perthitic structure or the grid-like twinning one; sometimes are replaced by finely twinned low temperature albite. The plagioclase crystals included in the potash feldspar are usually altered and display around them a clear albite aureole; other crystals present marginal myrmekitic intergrowths so as the crystals from outside, which come into contact with potash feldspar. Accessory minerals are represented by zircon, apatite and allanite.

We have to mention that along the Irighiş Valley the granitoid rocks underwent pneumatolytic processes which gave rise to rocks composed of quartz, feldspars, muscovite and tourmaline.

The quartz biotite-bearing diorites present an oriented structure and consist of plagioclase, biotite, unfrequently amphibole, occasionally quartz and scarce potash feldspar. The plagioclase (An_{20}) is usually altered and replaced by a finely crystallized mass of zoizite, sericite and albite whose distribution indicates a zoned structure of crystals, the inner zones being more basic than the outer ones which are commonly less altered. In the non-altered portions one may observe twins according to the law of albite and albite-Karlsbad. The biotite occurs under the form of folia with the following pleochroism: $Ng = Nm$ = brown-brown reddish; Np = colourless. The above include apatite and zircon crystals with a pleochroic aureole; they are partially substituted for chlorite, thus resulting the separation of a fine dust of iron oxides and epidote grains. The amphibole which occurs sporadically is green-green-brown coloured; it is often altered into a slightly greenish fibrous amphibole of the actinolite-tremolite type. In the interstices of the plagioclase and biotite crystals the xenomorphic quartz, and more rarely potash feldspar (microcline) do occur; the latter is frequently replaced by finely twinned albite. The feldspar forms locally small phenocrysts (Plate II, Fig. 2). The accessory minerals are represented by the titanite and brown allanite.

The aplites are acid vein rocks which pierce both the granites and the Măru Amphibolites Series (Plate III, Fig. 1). The aplites are white, finely crystallized, equigranular rocks and consist of quartz, altered plagioclase, albitized potash feldspar, chloritized biotite, occasionnally also fibrous amphibole. Secondarily a brown allanite does occur.

The quartz veins are more frequently encountered in the southern part of the massif, along the Morilor Stream (Ilova) where they are localized along transversal fissures (Plate III, Fig. 2). They

Institutul Geologic al României

consist of white quartz wherein chlorite nests may occasionally appear (Fig. 9). Chlorite agglomerations occur under the shape of nest also in the surrounding granitoid rocks.

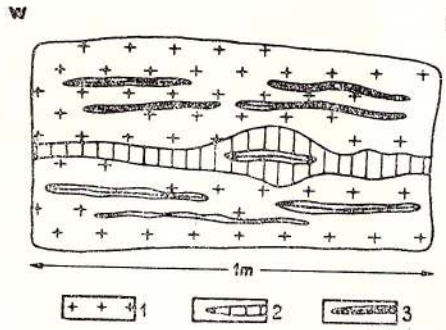


Fig. 9. — Quartz veins within granites along the Morilor Stream (Ilova).
1, granite; 2, quartz; 3, chlorite.

The lamprophyres are the last eruptive rocks of the Baikalian cycle as they also pierced the quartz veins (Fig. 10). They represent green, finely crystallized rocks with an oriented flow structure, which consists of brown hornblende, chlorite, albite, epidote, calcite and

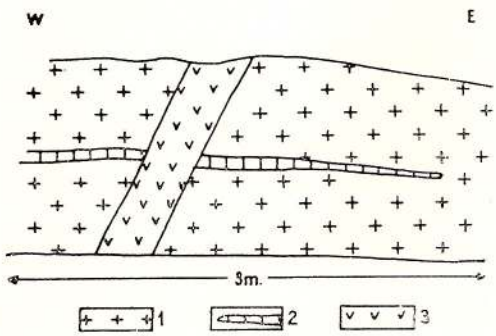


Fig. 10. — Lamprophyre vein piercing the granites and a quartz vein along the Morilor Stream (Ilova).
1, granite; 2, quartz; 3, lamprophyre.

iron oxid grains and leucoxene ones. The brown hornblende displays an extinction angle of $0-5°$ and the following pleochroism : Ng = brown ; Nm = dark brown ; Np = light brown ; along margins it is replaced by a light green amphibole and by chlorite. The last mineral builds up as a matter of fact the largest part of the rock, wherein phenocrysts of brown amphiboles and epidote, albite fine grains and calcite patches may be observed. Feldspar phenocrysts which occurred in these rocks are wholly replaced by sericite and albite. In some lamprophyres, chlorite replaced melanocratic phenocrysts whose outlines allow to presume the presence of an initial pyroxene.

Institutul Geologic al României

Effects of Hercynian movements on granitoid rocks

The Hercynian movements were recorded in the whole Baikalian infrastructure of the Danubian Autochthonous, being however, pronounced in some zones. This peculiarity may be also observed within the Muntele Mic Massif where although they affected the whole region determining the retromorphism of the crystalline schists and a slight metamorphism of the granitoid rocks, nevertheless their effects are more intense in the northern part of the massif. Particularly in the Bistra Mărului Valley it may be observed that the granitoid rocks display a conspicuous S_2 foliation, which is overlying the primary one. The feldspars are bent, breaked and are completely converted into sericite, and the biotite into chlorite passing through a stage of green biotite; the secondary minerals show the tendency to orient in the plane of the secondary schistosity. When in the schistous, sericito-chloritous rock potash feldspar megacrystalls are still preserved, the plagioclase crystals and the biotite lamellae included in them are not deformed, fact revealing that the megacrystals did not form subsequently to the secondary schistosity but previously to it.

The Hercynian metamorphism affected to the same extent the granitoid rocks as well as the vein ones, so as that was also stated in the south-eastern part of the Danubian Autochthonous (S a v u , 1970). This fact proves that the movements which determined the deformations and the incipient metamorphism cannot be assigned to the late phase of the Baikalian movements. Moreover the ages of 264—241m.y. determined by S o r o i u et al. (1970) on these granitoids are a clear evidence in this sense.

Effects of Alpine movements on the granitoid rocks

By contrast with the effects of the Hercynian movements, which had a regionally character, the deformations determined by the Alpine movements displayed locally, but with a much higher intensity. The modifications caused in the granitoid rocks occur along the overthrust faults (Plate IV, Fig. 1), and especially along the transversal Vîrciorova-Craiu fault. The granitoids underwent a strong milonitization process before they reached the stage of the schistous rocks, so as the ones along the Ioanei Stream (Vîrciorova) showing a weakly microfolded structure (Plate IV, Fig. 2). The feldspars are converted into sericite and muscovite lamellae building up small microfolded lenses. The biotite

Institutul Geologic al României

is replaced by chlorite, and the quartz is pulverized into a fine-grained mortar which forms bands and lenses parallel to the schistosity plane of the rock (G h e r a s i and S a v u, 1969).

Chemistry of granitoid rocks

The first data on the chemistry of granitoid rocks were published by G h e r a s i and S a v u (1969); these authors pointed out their prevailingly granodioritic character. The new chemical analyses hereafter comprise the whole series of the granitoid rocks within the Muntele Mic Massif, from lamprophyres and quartz diorites to granites and aplites (Table 2)[9].

The contents of various oxides from these rocks vary in the following limits :

SiO_2	41.85 — 71.22 %
Al_2O_3	14.79 — 17.83 %
Fe_2O_3	0.74 — 4.36 %
FeO	0.60 — 6.87 %
MgO	0.72 — 8.00 %
CaO	1.25 — 10.53 %
Na_2O	1.70 — 4.06 %
K_2O	1.66 — 4.48 %
TiO_2	0.25 — 3.32 %

The highest contents of MgO and FeO were found in lamprophyres; in the intermediary and acid rocks these two oxides do not generally exceed the normal values for these rock types. The FeO : MgO ratio is approximately constant and slightly lower than in the granitoid rocks of the Şuşiţa Pluton (S a v u et al., 1972). The Fe_2O_3 : FeO ratio is maintaining between the 0.26 and 0.67 values excepting the granodioritic aplites and the porphyric granite where the values of this ratio are 1.33 and 1.35 respectively; this modification of the ratio is due to the postmagmatic processes which affected the melanocratic minerals, determining the oxidation of the Fe^{2+} ion.

The aluminium oxide shows a slightly higher content as compared to other granitoid rocks which commonly exceed 16 and 17 per

[9] H. S a v u, C e c i l i a V a s i l i u, C o n s t a n ţ a U d r e s c u, I. T i e p a c. Studiul geochimic şi petrografic al granitoidelor din masivul Muntele Mic. 1973. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

TABLE 2

Chemical composition of granitoid rocks

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Sample number	9	37	8	38	39	26	70	44	81	71	84	19	24	59	55	52	80	45	36a	79
Rock type	Lamprophyre	Lamprophyre	Quartz diorite	Quartz diorite	Quartz diorite	Quartz diorite	Porphyric granodiorite	Granodiorite	Porphyric granodiorite	Porphyric granodiorite	Porphyric granodiorite	Porphyric granodiorite	Granodioritic aplite	Porphyric granodiorite	Porphyric granodiorite	Porphyric granodiorite	Porphyric granodiorite	Porphyric granodiorite	Porphyric granodiorite	Porphyric granodiorite
Location	Bratonia V.	Slătinioara V.	Bratonia V.	Slătinioara V.	Slătinioara V.	Sebeşelu V.	Valea Mare (Vîrciorova)	Slătinioara V.	Morilor Str.	Valea Mare (Vîrciorova)	Morilor Str.	Sebeşul Mare V.	Sebeşelu V.	Irighiş V.	Irighiş V.	Irighiş V.	Morilor Str.	Slătinioara V.	Slătinioara V.	Morilor Str.
SiO_2	41.85	43.91	61.33	61.85	63.34	63.91	64.45	64.70	65.81	65.97	66.05	66.07	66.13	66.24	66.47	66.53	66.70	67.76	67.87	71.22
Al_2O_3	14.90	14.79	17.51	17.74	17.83	17.67	16.87	16.98	17.15	17.19	17.16	16.58	17.66	17.01	16.60	16.85	16.80	16.39	15.91	15.69
Fe_2O_3	4.36	4.01	1.45	1.34	1.18	1.23	0.85	1.32	0.74	0.98	0.94	0.92	1.32	0.88	1.09	0.82	0.91	0.98	0.95	0.79
FeO	6.70	6.87	2.56	2.64	2.20	2.04	2.22	1.98	2.17	1.95	1.75	1.83	0.81	1.88	1.51	1.62	1.67	1.57	1.35	0.60
MnO	0.19	0.15	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02
MgO	7.59	8.00	3.11	2.68	2.21	2.23	2.32	2.17	1.94	2.12	1.76	1.97	1.52	1.96	1.74	1.77	1.63	1.54	1.65	0.72
CaO	10.53	10.22	3.03	2.97	3.47	3.14	2.11	3.04	2.11	2.50	2.11	1.97	2.18	1.25	1.57	1.25	2.32	1.93	2.14	1.43
Na_2O	1.70	1.75	4.06	3.83	3.83	3.84	3.74	3.51	3.77	3.60	3.77	3.76	3.62	4.03	3.67	4.18	3.83	3.44	3.52	3.79
K_2O	1.66	2.13	3.24	3.35	3.59	3.48	3.72	3.67	3.77	3.84	3.99	4.22	4.18	4.03	4.37	3.64	3.97	4.00	4.48	4.17
TiO_2	3.32	2.97	0.66	0.66	0.54	0.53	0.52	0.56	0.51	0.49	0.50	0.47	0.36	0.50	0.45	0.44	0.45	0.43	0.36	0.25
P_2O_5	1.14	0.62	0.30	0.28	0.26	0.22	0.20	0.23	0.29	0.22	0.22	0.20	0.17	0.22	0.19	0.19	0.22	0.17	0.16	0.11
CO_2	1.32	1.57	0.62	0.69	—	—	0.92	—	—	—	—	0.30	—	0.44	0.40	0.47	—	—	—	—
H_2O+	3.74	3.05	1.76	1.56	1.35	1.29	1.78	1.59	1.67	1.18	1.66	1.35	1.89	1.62	1.57	1.79	1.49	1.41	1.11	1.23
S	0.34	traces	traces	traces	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe (FeS_2)	0.30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total	99.64	100.04	99.70	99.64	99.84	99.63	99.74	99.80	99.97	100.08	99.95	99.68	99.87	100.10	99.66	99.58	100.03	99.66	99.54	100.02
Alcalinity index	1.30	1.37	2.10	2.06	2.07	2.09	2.30	2.08	2.20	2.15	2.29	2.36	2.15	2.58	2.36	2.52	2.34	2.20	2.28	2.59
Fe_2O_3 :FeO (atoms)	0.60	0.52	0.50	0.43	0.52	0.57	0.38	0.57	0.26	0.43	0.48	0.46	1.33	0.46	0.67	0.43	0.50	0.55	0.63	1.25
FeO : MgO (atoms)	0.49	0.48	0.47	0.56	0.56	0.50	0.55	0.52	0,65	0.53	0.57	0.53	0.32	0.53	0.49	0.52	0.59	0.58	0.46	0.44

cent. This peculiarity is determined by the abundance of biotite in the series of the granitoid rocks, as it is only mica and at the same time the single melanocratic mineral of the intermediate and acid rocks.

The lowest alkali contents are found in lamprophyres. In intermediate rocks Na_2O predominates whereas in granodiorites, granites and aplites K_2O has the highest contents. It is generally stated that the values of Na_2O and K_2O contents from the intermediate and acid rocks vary in quite close limits, this fact clearly resulting from the Na_2O : K_2O diagram (Fig. 11).

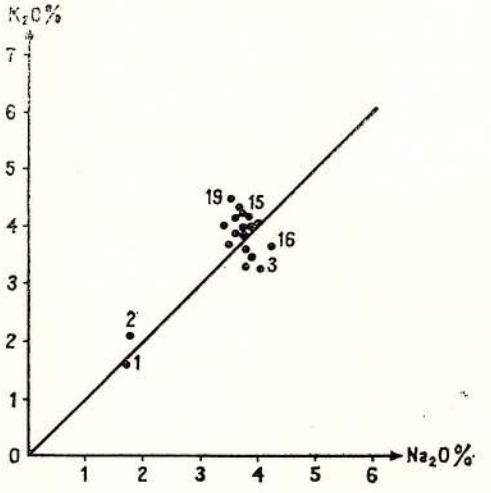


Fig. 11. — Na_2O : K_2O diagram.

In lamprophyres, the highest TiO_2 contents ranging in these rocks from 2.97 to 3.32 % were determined.

The variation of oxides in relation to SiO_2 (Fig. 12) points out the sense of the differentiation of the granitoid magma from the Muntele Mic Pluton. Thus Al_2O_3 shows a slight increase from lamprophyres to quartz diorites, its content gradually decreasing in granodiorites and granites. The total Fe_2O_3 and MgO curves indicate a continuous decrease along this series of rocks, displaying a tendency to convergence in the acid rock field. The calcium oxide shows a general tendency to decrease from the basic rocks to the acid ones with some insignificant oscillations as to granodiorites. The curves of the alkaline oxides are slightly ascending and intersecting several times.

The normative composition (Table 3) of granitoid rocks points out the proportion in which the virtual minerals participate in the com-

Institutul Geologic al României

position of these rocks. The normative quartz missing in lamprophyres is ranging in the quartz diorites from 15.50 to 17.70 % in granodiorites from 20.22 to 25.98 %, and in granites this value reaches its maxi-

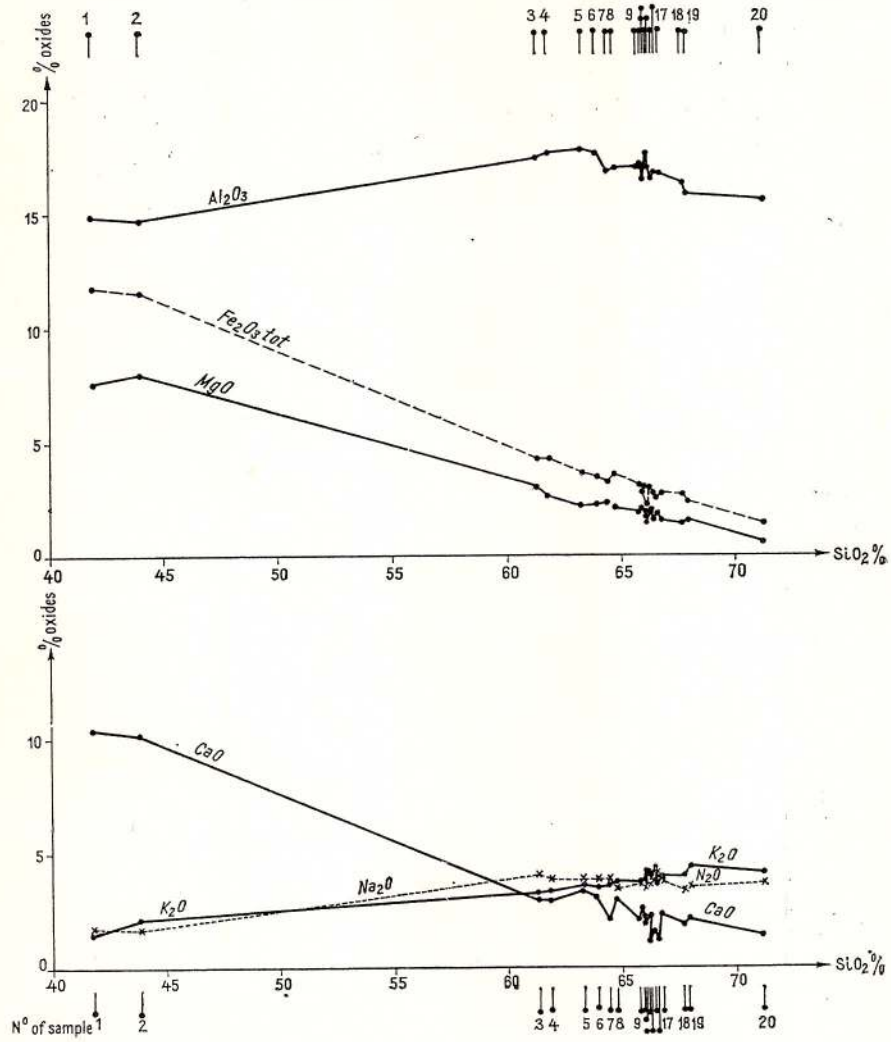


Fig. 12. — Variation diagram of oxides.

mum (29.10 %). In the whole granitoid series the normative albite is always quantitatively higher than the orthose.

The virtual components, the diopside and the olivine do occur only in lamprophyres, rocks wherein the normative hypersthene was

Institutul Geologic al României

TABLE 3

Normative composition (C.I.P.W.) of granitoid rocks

Rock type	Lamprophyre	Lamprophyre	Quartz diorite	Quartz diorite	Quartz diorite	Quartz diorite	Porphyric granodiorite	Granodiorite	Porphyric granodiorite	Porphyric granodiorite	Porphyric granodiorite	Porphyric granodiorite	Granodioritic aplite	Porphyric granodiorite	Porphyric granodiorite	Porphyric granodiorite	Porphyric granodiorite	Porphyric granodiorite	Porphyric granodiorite	Porphyric granite
No / Normative minerals	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
qu	—	—	15.54	17.70	16.44	17.64	22.50	20.22	21.66	21.42	21.42	21.06	22.38	22.44	23.28	23.82	21.48	25.98	23.34	29.10
or	10.01	12.23	18.90	20.02	21.13	20.57	21.68	21.68	22.24	22.24	23.35	25.02	25.02	23.91	26.13	21.13	23.35	23.35	26.69	25.02
ab	14.15	14.67	34.58	32.49	32.49	32.49	31.44	29.34	31.96	30.39	31.96	31.96	30.39	34.06	30.92	35.63	32.49	28.82	29.34	31.96
an	28.08	26.41	9.17	8.34	15.29	14.73	3.61	14.18	8.34	11.68	9.45	6.95	10.01	2.50	4.45	2.50	10.56	8.90	9.73	6.39
di	6.61	8.61	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
hy	15.08	13.74	10.21	9.37	7.61	7.45	8.44	7.25	7.57	7.41	6.12	6.75	3.80	6.75	5.36	6.12	5.68	5.25	5.16	1.80
ol	2.96	4.80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
c	—	—	3.98	4.69	2.04	2.24	5.51	2.14	3.88	2.96	3.26	3.26	3.57	5.10	4.18	5.20	2.35	3.26	1.73	2.55
ap	2.69	1.34	0.67	0.67	0.67	0.34	0.34	0.34	0.67	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34
cc	3.00	3.50	1.40	1.60	—	—	2.10	—	—	—	—	0.70	—	1.00	0.90	1.00	—	—	—	—
il	6.23	5.62	1.37	1.37	1.06	1.06	0.91	1.06	0.91	0.91	0.91	0.91	0.76	0.91	0.91	0.76	0.91	0.76	0.76	0.61
mt	6.50	5.80	2.09	1.86	1.86	1.86	1.39	1.86	0.93	1.39	1.39	1.39	1.62	1.39	1.62	1.16	1.39	1.39	1.39	0.93
hm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.16	—	—	—	—	—	—	0.16
pr	0.60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Q %	—	—	22.5	25.2	23.5	24.9	29.7	28.4	28.6	28.9	27.9	27.0	28.8	27.9	29.0	29.6	27.8	33.2	29.4	33.8
Or %	41.4	45.5	27.4	28.5	30.1	29.1	28.7	30.4	29.3	30.0	30.4	32.1	32.1	29.7	32.5	26.2	30.2	29.9	33.6	29.1
Ab %	58.6	54.5	50.1	46.3	46.4	46.0	41.6	41,2	42.1	41,1	41.7	40.9	39.1	42.4	38.5	44.2	42.0	36.9	37.0	37.1

Institutul Geologic al României

calculated. The last mineral is found in all the rocks of the granitoid series — where it represents the biotite — in amounts continuously decreasing from quartz diorites (10.21 %) to granites (1.80 %). The other normative components are found in granitoid rocks in variable amounts.

The Niggli parameters (B u r r i, 1959) of the granitoid rocks (Table 4) indicate their provenance from the following types of calc-

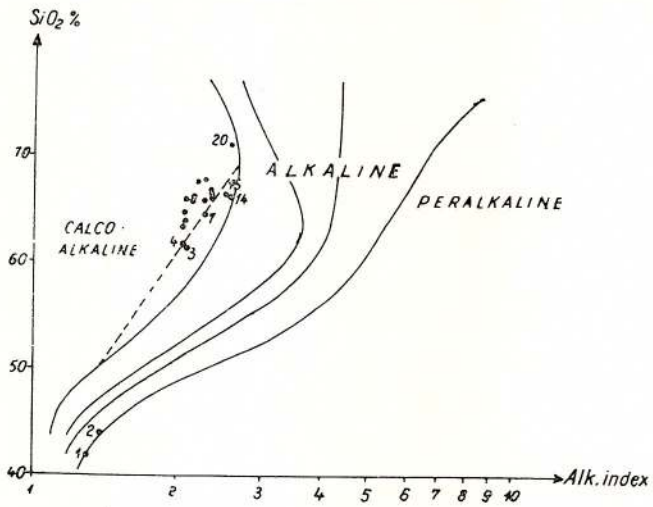


Fig. 13. — Alkalinity diagram.

alkaline magmas : pyroxenitic, quartz-dioritic, granodioritic and leucogranitic. Most dioritic rocks show intermediary features between the quartz dioritic magmas and the granodioritic ones, and the granodiorites frequently display a transition tendency to granites.

It is noteworthy that in the whole granitoid series, the *al* and *mg* parameters present generally higher values than those of the classic calc-alkaline granitoid series. These peculiarities are probably due to the appreciable proportion of the biotite in the rocks of the granitoid pluton.

The pregnant calc-alkaline character of the entire granitoid series is clearly resulting both from the values of the Niggli parameters and the types of magma to which these rocks correspond, and particularly the position of the granitoids on the diagram from the Figure 13, in which the latter are obviously grouped in the calc-alkaline field. There

Institutul Geologic al României

TABLE 4

Niggli's parameters

No.	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*ti*	*p*	*w*	Q_z	Q	L	M	Magma type
1	96.4	20.2	47.6	26.0	6.2	0.40	0.55	0.55	5.7	1.11	0.39	−28.4	24.2	34.3	41.5	pyroxenitic
2	101.1	20.0	47.9	25.2	6.9	0.44	0.57	0.53	5.1	0.55	0.34	−26.5	24.8	34.5	40.7	pyroxenitic
3	222.9	37.6	28.8	11.8	21.8	0.34	0.58	0.41	2.0	0.44	0.33	35.7	43.5	42.1	14.4	quartz-dioritic
4	231.5	39.1	27.0	11.9	22.0	0.37	0.55	0.44	2.0	0.45	0.30	43.5	44.8	41.4	13.8	quartz-dioritic granodioritic
5	240.3	39.9	23.2	14.1	22.8	0.38	0.54	0.61	1.6	0.46	0.34	49.1	45.7	43.1	11.2	granodioritic
6	247.4	40.5	23.5	13.0	23.0	0.37	0.55	0.55	1.6	0.23	0.36	55.4	46.5	42.4	11.1	granodioritic
7	265.6	41.1	25.2	9.2	24.5	0.39	0.57	0.37	1.5	0.25	0.27	67.6	48.0	39.8	12.2	granodioritic-quartz-dioritic
8	259.5	40.2	23.9	13.0	22.9	0.41	0.55	0.54	1.7	0.24	0.36	67.9	48.1	41.0	10.9	granodioritic
9	278.2	42.9	22.1	9.4	25.6	0.40	0.55	0.43	1.5	0.51	0.21	75.8	49.1	39.5	11.4	granodioritic-granitic
10	271.1	41.7	23.0	11.1	24.2	0.41	0.57	0.48	1.5	0.25	0.30	74.3	49.0	40.1	10.9	granodioritic-granitic
11	282.1	43.3	20.8	9.5	26.4	0.41	0.54	0.46	1.5	0.26	0.32	76.5	49.1	40.7	10.2	granodioritic-granitic
12	281.3	41.7	22.2	9.0	27.1	0.42	0.56	0.41	1.5	0.26	0.32	72.9	48.5	41.4	10.1	granodioritic-granitic
13	288.2	45.5	17.3	10.2	27.0	0.44	0.58	0.59	1.3	0.26	0.57	80.2	49.8	41.1	9.1	granodioritic-granitic
14	287.2	43.5	22.7	5.7	28.1	0.40	0.56	0.25	1.6	0.26	0.32	74.8	48.8	39.8	11.4	granodioritic-granitic
15	295.2	43.5	20.8	7.5	28.2	0.44	0.55	0.36	1.6	0.27	0.40	82.4	49.6	40.4	10.0	granodioritic-granitic
16	298.7	44.7	20.8	5.9	28.6	0.36	0.57	0.28	1.3	0.27	0.30	84.3	49.9	39.5	10.6	granodioritic-granitic
17	287.0	42.6	19.9	10.6	26.9	0.40	0.53	0.53	1.6	0.26	0.33	79.4	49.3	41.6	9.1	granodioritic-granitic
18	309.0	44.1	19.7	9.6	26.6	0.43	0.53	0.49	1.4	0.27	0.35	102.6	52.0	38.6	9.4	granitic-granodioritic
19	305.4	42.2	19.5	10.3	28.1	0.46	0.57	0.53	1.4	0.27	0.39	93.0	50.6	41.3	8.1	granitic-granodioritic
20	368.0	47.8	11.2	8.1	32.9	0.42	0.50	0.72	1.2	0.31	0.56	136.4	54.6	39.8	5.6	leucogranitic

Institutul Geologic al României

are excepted the lamprophyres which are situated in the alkaline field, nearby the limit with the peralkaline one.

Other peculiarities of granitoid rock series from the Muntele Mic point also out the appurtenance of this series to a calc-alkaline petrological series. Thus, the projection of rocks on the *al* : *alk* diagram (Fig.14)

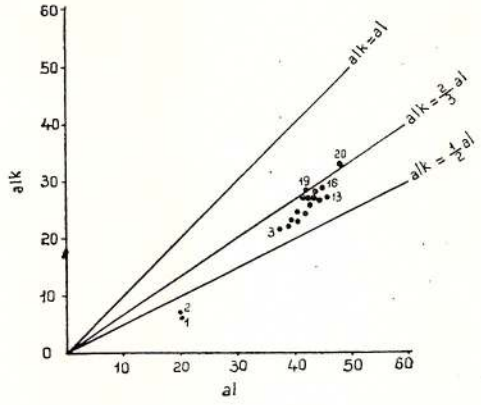


Fig. 14. — *al* : *alk* diagram.

proves that the intermediate and acid rocks are grouped into the domain of magmas with an intermediate content of alkalis, excepting the granite along the Morilor Stream which is to be situated in the field of rocks rich in alkalis.

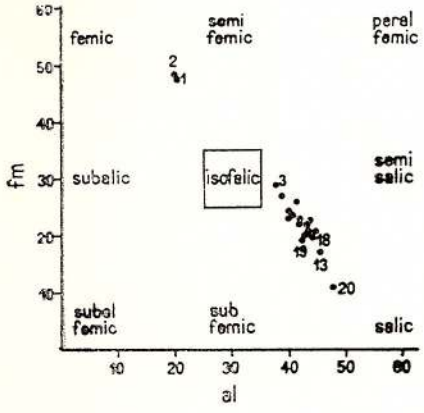


Fig. 15. — *al* :*fm* diagram.

The granitoids make up a continuous rock series which on the *al* : *fm* diagram (Fig. 15) projected along a straight line starting from the femic field, wherein the lamprophyres are found, and continuing up to the salic field where most acid rocks are situated. The intermediate

Institutul Geologic al României

rocks show the tendency to approach the isofalic field, in which, however, no rock is projected.

The calc-alkaline character of rocks and their rather homogeneous chemical composition are also marked by the k : mg diagram (Fig. 16)

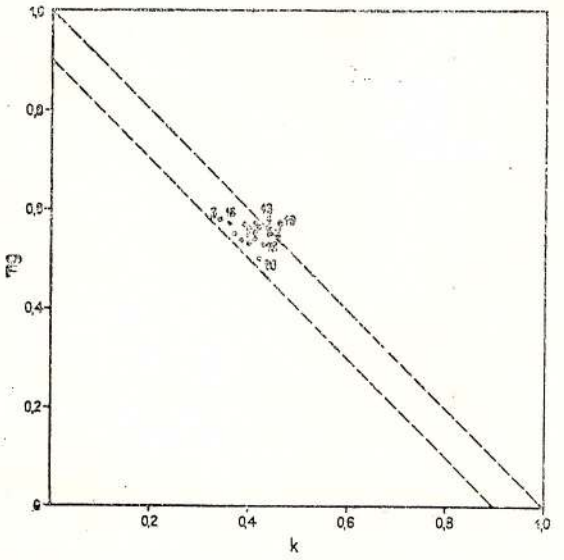
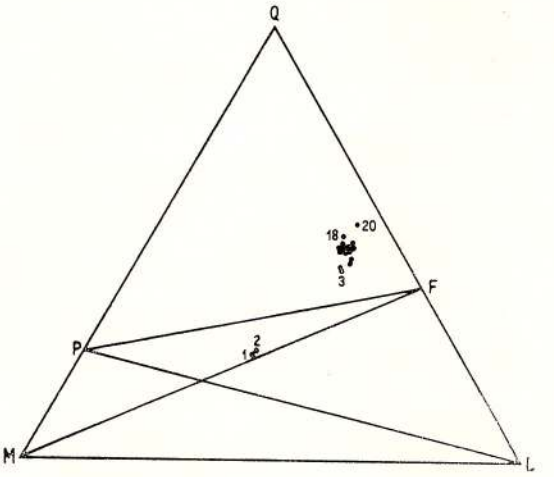


Fig. 16. — k : mg diagram.

Fig. 17. — QLM diagram.



on which the rocks are grouped into a restricted field nearby its centre; most rocks are recorded between the diagonals 0.9 k — 0.9 mg and 1.0 k — 1.0 mg. This peculiarity reveals that the mg parameter is, in

Institutul Geologic al României

general, higher than in other series of acid rocks, and that both the latter and the *k* parameter show limited range.

The intermediate and acid features of the granitoid rocks are obviously disclosed by the QLM diagram (Fig. 17); the rocks form on the latter an elongated field starting from the above PF line to the QL side with an obvious tendency to approach the Q angle. The lamprophyres, however, are situated close to the FM line, fact that stresses their character of basic rocks.

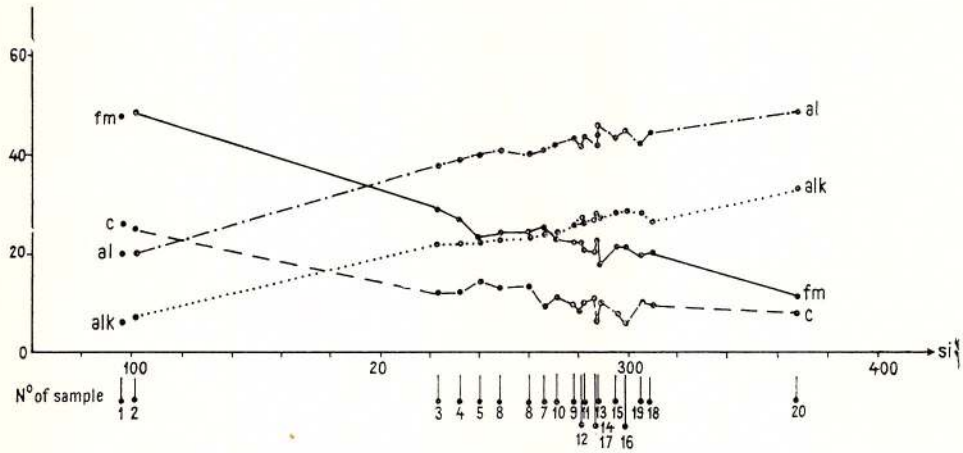


Fig. 18. — Differentiation diagram.

The sense of evolution of the primary granitoid magma is pointed out by the differentiation diagram (Fig. 18) on which the curves of the four main parameters follow the normal differentiation line of calc-alkaline magmas. The *fm* and *c* parameters gradually decrease from lamprophyres to granitic rocks, with some insignificant oscillations in the domain of the granodioritic rocks, their curves trending to become convergent. The curves of the *al* and *alk* parameters are continuously ascending, and nearby parallel on the whole differentiation interval. The ($al = fm$) isofalic point of this series of the granitoid rocks would be approximately situated in front of the *si* value = 194.

Distribution of Pb, Cu, Ga, Sn, Ni, Co, Cr, V, Sc, Be, Zr, and Li in the granitoid rocks

No researches regarding the distribution of trace elements in the granitoid pluton from the Muntele Mic were as yet undertaken. This study traces the behaviour of trace elements determined by emission

Institutul Geologic al României

TABLE 5

Trace elements (ppm) in chemically analysed granitoid rocks from Table 2

No.	Sample number	Rock type	Location	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sc	Be	Zr	Ba	Sr	Li	Ni/Co	Cr/V	V/Sc	$(\frac{1}{3}Si+K)-(Ca+Mg)$
1	9	Lamprophyre	Bratonia V.	20	57	20	105	33	190	250	22	1.4	290	500	800	55	3.18	0.76	11.36	− 4.20
2	37	Lamprophyre	Slătinioara V.	5	95	16	105	42	100	380	27	1.3	310	390	400	55	2.50	0.26	14.07	− 3.51
3	8	Quartz diorite	Bratonia V.	31	25	24	23	10	55	37	9	5.2	340	850	270	42	2.30	1.48	4.11	+ 8.20
4	38	Quartz diorite	Slătinioara V.	38	25	25	20	10	44	45	9.5	5.0	320	950	260	57	2.00	0.97	4.73	+ 8.67
5	39	Quartz diorite	Slătinioara V.	35	18	24	15	8	29	24	8	4.7	320	1050	320	42	1.87	1.20	3.00	+10.04
6	26	Quartz diorite	Sebeşelu V.	37	19	23	15	8	30	32	8	4.0	300	1000	360	46	1.87	0.93	4.00	+ 9.27
7	70	Porphyric granodiorite	V. Mare (Vîrciorova)	30	15	23	14	6.5	29	25	7.5	4.5	300	1000	210	84	2.15	1.16	3.33	+10.23
8	44	Granodiorite	Slătinioara V.	35	16	21	15	8	32	30	8	3.6	290	1200	320	50	1.87	1.06	3.75	+ 9.65
9	81	Porphyric granodiorite	Morilor Str.	40	13	30	10	7	27	24	7.5	5.2	300	1100	340	100	1.42	1.12	3.20	+10.70
10	71	Porphyric granodiorite	V. Mare (Vîrciorova)	36	15	25	11	6.5	25	23	6.5	5.7	290	950	260	110	1.69	1.08	3.53	+10.40
11	84	Porphyric granodiorite	Morilor Str.	36	11	29	9	6	28	24	7.5	5.4	310	1100	400	75	1.50	1.16	3.20	+11.03
12	19	Porphyric granodiorite	Sebeşul Mare V.	50	9.5	26	9	6	24	21	7	3.6	230	1050	320	95	1.50	1.14	3.00	+11.19
13	24	Granodiorite aplite	Sebeşelu V.	21	25	23	16	6.5	21	22	6	7.0	210	900	330	29	2.46	0.95	2.72	+11.29
14	59	Porphyric granodiorite	Irighişu V.	28	15	23	12	5	26	22	6	5.4	300	950	210	53	2.40	1.18	2.72	+11.59
15	55	Porphyric granodiorite	Irighişu V.	36	13	23	10	4.5	20	16	5.5	5.7	280	1000	185	50	2.22	1.25	2.90	+11.82
16	52	Porphyric granodiorite	Irighişu V.	30	11	22	7.5	4.5	19	18	6	5.4	260	1100	175	52	1.66	1.05	3.00	+11.36
17	80	Porphyric granodiorite	Morilor Str.	42	13	22	10.5	5.5	20	19	5.5	4.3	280	860	260	84	1.90	1.05	3.45	+11.04
18	45	Porphyric granodiorite	Slătinioara V.	42	10	19	8	4.5	19	17	5.5	4.2	240	800	200	44	1.77	1.11	3.09	+11.57
19	36a	Porphyric granodiorite	Slătinioara V.	50	10	20	8.5	4.5	24	12	4	4.5	180	730	290	38	1.88	2.00	3.00	+12.77
20	79	Porphyric granite	Morilor Str.	35	12	22	4	2	7	8	3.5	5.0	165	520	160	120	2.00	0.87	2.28	+12.91

Institutul Geologic al României

TABLE 6

Trace elements (ppm) in granitoid rocks

No.	Sample number	Rock type	Location	Pb	Cu	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Sc	Be	Zr	Ba	Sr	Li	Ni/Co	Cr/V	V/Sc
1	4	Lamprophyre	Bistra Mărului V.	3	50	22	4	245	56	205	175	23	2.0	190	800	530	92	4.37	1.17	7.60
2	40	Lamprophyre	Slătinioara V.	5	100	21	4.5	175	48	390	155	30	1.3	230	420	230	45	3.64	2.51	5.16
3	23	Lamprophyre	Sebeşelu V.	3	78	22	3	115	43	120	105	20	1.0	260	320	330	50	2.67	1.14	5.25
4	22	Quartz diorite	Sebeşu Mare V.	32	8	24	2.5	34	12	75	30	10	4.0	240	1050	380	42	2.83	2.50	3.00
5	43	Quartz diorite	Slătinioara V.	50	31	25	3	14	7.5	37	26	7	2.8	260	1000	400	45	1.86	1.42	3.71
6	18	Quartz diorite	Sebeşu Mare V.	40	12	24	3.5	10.5	6	25	22	7	4.7	185	840	210	60	1.75	1.13	3.14
7	27	Quartz diorite	Sebeşelu V.	17	13	20	3	20	9.5	47	32	7.5	4.2	250	1100	460	57	2.10	1.46	4.26
8	33	Quartz diorite	Sebeşelu V.	40	13	26	2.5	10.5	6	28	22	7	3.3	240	1000	370	80	1.75	1.27	3.14
9	10	Quartz diorite	Bratonia V.	22	12	26	2.5	16	7	40	25	6.5	5.5	220	640	330	43	2.28	1.60	3.84
10	13	Quartz diorite	Bratonia V.	40	12	21	2	19	7.5	44	21	5.5	3.8	200	700	340	40	2.53	2.09	3.81
11	12	Quartz diorite	Bratonia V.	37	11	18	2	12	6.5	28	17	5.5	3.0	180	800	370	44	1.84	1.64	3.09
12	14	Quartz diorite	Bratonia V.	26	16	20	1.5	9.5	5	20	15	3.5	3.2	170	1150	290	44	1.90	1.33	4.28
13	69	Porphyric granodiorite	V. Mare (Vîrciorova)	32	12	26	2.5	10.5	6	27	19	7	2.7	210	1000	380	80	1.75	1.42	2.71
14	68	Porphyric granodiorite	V. Mare (Vîrciorova)	40	12	22	3.5	11	7	30	23	7	2.5	250	820	320	70	1.57	1.30	3.28
15	72	Porphyric granodiorite	V. Mare (Vîrciorova)	46	12	24	3	13	7.5	34	28	6	3.4	220	800	300	58	1.73	1.21	4.66
16	16	Porphyric granodiorite	Bratonia V.	30	9.5	25	4	16	8	37	20	5	4.2	190	1100	210	55	2.00	1.85	4.00
17	87	Porphyric granodiorite	Muntele Mic Peak	48	13	19	3.5	16	7.5	41	24	5.5	3.9	270	670	310	17	2.13	1.70	4.36
18	21	Porphyric granodiorite	Sebeşu Mare V.	22	9	23	2	15	7.5	38	21	5.5	3.3	210	720	270	44	2.00	1.80	3.81
19	17	Porphyric granodiorite	Sebeşu Mare V.	29	11	22	5.5	7	5	18	16	5.0	3.0	175	670	280	73	1.40	1.12	3.20
20	64	Porphyric granodiorite	Sălătrucu Str.	45	10	25	4	9	5	24	22	5.5	3.9	200	850	240	57	1.80	1.09	4.00
21	83	Porphyric granodiorite	Morilor Str.	37	12	28	3	10	4	24	13	5.5	4.2	275	1000	160	70	2.50	1.84	1.36
22	75	Porphyric granodiorite	Pietroasă V.	29	12	28	4	9	4.5	21	18	6	3.5	180	1050	280	68	2.00	1.16	3.00
23	74	Porphyric granodiorite	Pietroasă V.	17	9	22	4.5	8.5	5	22	15	5.5	4.3	200	650	220	76	1.70	1.46	2.72
24	73	Porphyric granodiorite	Pietroasă V.	52	16	26	6	6	3.5	15	19	5	5.2	170	720	200	80	1.71	0.78	3.80
25	65	Porphyric granodiorite	Bolvaşniţa V.	27	10	21	4.5	6.5	3.5	14	16	4.5	3.4	190	670	220	40	1.85	0.87	3.55
26	54	Porphyric granodiorite	Irighiş V.	40	13	23	3.5	7	5	18	21	5.5	3.4	200	800	240	60	1.40	0.85	3.81
27	56	Porphyric granodiorite	Irighiş V.	34	13	32	4	7	4	22	17	5.5	5.4	200	880	140	25	1.75	1.29	3.09
28	52	Porphyric granite	Irighiş V.	5	9.5	24	2.5	3	4	<2	20	3.5	1.3	550	1500	560	50			

Institutul Geologic al României

spectrography in all the petrographic types of the granitoid rock series in the massif.

The results of the analyses are presented in the Table 5, including the granitoid rocks also analysed for major elements, and in the Table 6 comprising some rocks analysed only for trace elements.

The analysed data were processed, there having been calculated the ratios of trace elements and the major elements replaced by the former in the network of minerals (Table 7) as well as the ratios between the trace elements. There have been likewise calculated the arithmetical means (Table 8) of trace element contents in the three main groups of rocks

TABLE 7

Ratios between trace and major elements in granitoid rocks

No.	Sample number	$\frac{V \times 10^3}{Fe_{tot}}$	$\frac{Ni \times 10^3}{Fe_{tot}}$	$\frac{Co \times 10^3}{Fe_{tot}}$	$\frac{Cr \times 10^3}{Fe_{tot}}$	$\frac{Sc \times 10^3}{Fe_{tot}}$	$\frac{Ba \times 10^2}{K}$	$\frac{Sr \times 10^2}{Ca}$	$\frac{Ga \times 10^3}{Al}$
1	9	3.02	1.27	0.40	2.30	0.27	3.62	1.06	0.25
2	37	4.66	1.28	0.51	1.22	0.33	2.20	0.55	0.20
3	8	1.23	0.76	0.33	1.83	0.30	5.02	1.25	0.25
4	38	1.50	0.67	0.33	1.47	0.32	3.41	1.22	0.26
5	39	0.94	0.59	0.32	1.14	0.32	3.52	1.29	0.25
6	26	1.31	0.61	0.33	1.23	0.33	3.46	1.60	0.24
7	70	1.08	0.60	0.28	1.25	0.32	3.23	1.39	0.24
8	44	1.21	0.61	0.32	1.30	0.32	3.93	1.47	0.23
9	81	1.13	0.47	0.33	1.28	0.35	3.51	2.25	0.33
10	71	1.05	0.50	0.30	1.14	0.30	2.97	1.45	0.27
11	84	1.18	0.44	0.30	1.39	0.37	3.32	2.64	0.31
12	19	1.01	0.44	0.29	1.16	0.34	3.00	2.26	0.29
13	24	1.41	1.03	0.42	1.35	0.39	2.59	2.11	0.25
14	59	1.06	0.58	0.24	1.26	0.29	2.84	2.35	0.25
15	55	0.82	0.52	0.23	1.04	0.28	2.75	1.65	0.26
16	52	1.00	0.41	0.25	1.04	0.33	3.64	1.96	0.24
17	80	0.97	0.54	0.28	1.03	0.28	2.61	1.56	0.25
18	45	0.89	0.42	0.24	1.00	0.29	2.40	1.44	0.21
19	36a	0.70	0.50	0.26	1.40	0.23	1.96	1.89	0.23
20	79	0.68	0.39	0.20	0.69	0.34	1.50	1.56	0.26

in the massif (lamprophyres, quartz-diorites and granodiorites together with granites); they were represented on the diagram of the Figure 19 as functions of the average values of the Nockold's and Allen's differentiation index (1953, 1954). We adopted this procedure as trace element contents vary in restricted limits within each group of rocks.

Ni, Co, Cr, V as well as Sc present high contents in lamprophyres, and much lower values in quartz dioritic, granodioritic rocks and in

Institutul Geologic al României

granites, fact that determines the projection of the average values of these elements in variation diagram along straight lines with steep slope. The ratios of these elements to the Fe_{total} (Table 9 and Fig.20) show

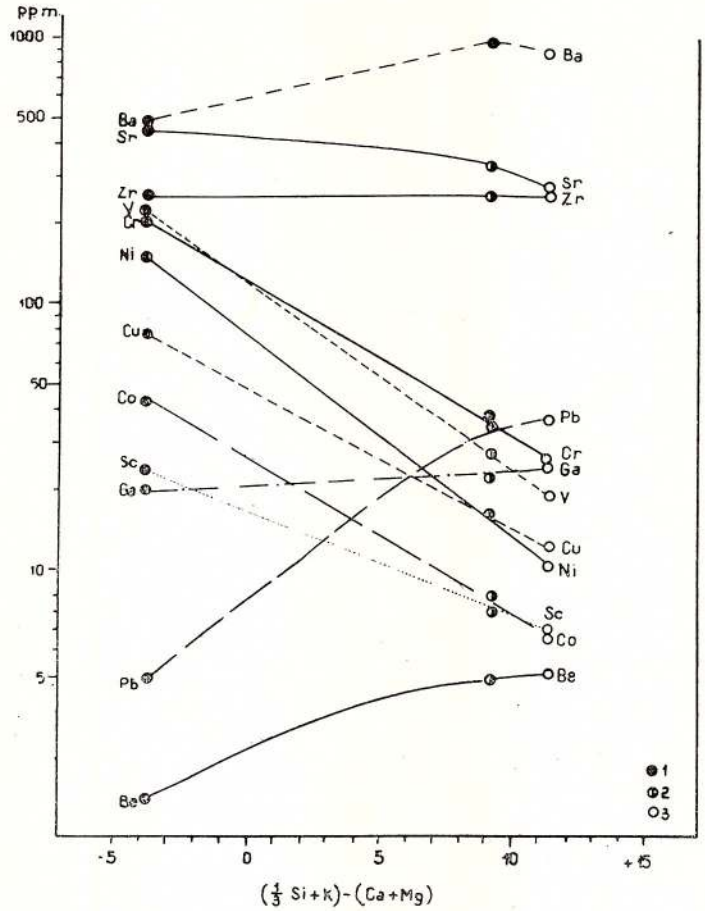


Fig. 19. Variation diagram of Pb, Cu, Ni, Co, Cr, V, Sc, Sr, Ba and Zr.
1, lamprophyres; 2, quartz diorites; 3, granodiorites and granites.

some peculiarities. Thus the average of the $V \times 10^3 : Fe_{total}$ ratio strongly decreases from the lamprophyres to intermediate and acid terms, whereas the average values of the $Cr \times 10^3 : Fe_{total}$ and $Ni \times 10^3 : Fe_{total}$ ratios display less pronounced decreases along the series; the $Sc \times 10^3 : Fe_{total}$ and $Co \times 10^3 : Fe_{total}$ ratios are practically constant in the three analysed types of rocks.

Institutul Geologic al României

TABLE 8

Variation limits and average contents of trace elements (ppm) in the main groups of granitoid rocks

Rock type		Pb	Cu	Ca	Sn	Ni	Go	Cr	V	Sc	Be	Zr	Ba	Sr	Li
Lampro-phyres	Δ	3–5 ; (20)	50–100	16–22	3–4.5	105–245	33–56	100–390	105–380	20–30	1–2	190–310	320–800	230–800	45–92
	n	4	5	5	3	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
	$\bar{x}$	4	76	20	3.8	149	44	201	213	24	1.4	256	486	458	60
Quartz diorites	Δ	17–50	8–31	18–26	1.5–3.5	9.5–34	5–12	20–75	15–30	5.5–10	2.8–5.5	170–340	640–1150	210–400	40–80
	n	13	13	13	9	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13
	$\bar{x}$	34	16	23	2.5	17	8	37	27	7.2	3.8	248	933	335	49
Grano-diorites and granites	Δ	(5) ; 17–52	9–16	19–32	2–6	3–16	2–8	(<2) ; 7–41	8–30	3.5–8	(1.3) ; 3.5–7.5	165–310 (550)	520–1200	160–400	17–120
	n	29	30	30	16	30	30	30	30	30	30	29	30	30	30
	$\bar{x}$	36	13	27	24	10	5.5	24	20	5.8	4.0	252	905	266	60

Δ = variation range
n = no of analyses
$\bar{x}$ = arithmetical mean
( ) = aberrant value

TABLE 9

Average values of ratios between trace and major elements in granitoid rocks

	$\frac{V \times 10^3}{Fe_{tot}}$	$\frac{Ni \times 10^3}{Fe_{tot}}$	$\frac{Co \times 10^3}{Fe_{tot}}$	$\frac{Cr \times 10^3}{Fe_{tot}}$	$\frac{Sc \times 10^3}{Fe_{tot}}$	$\frac{Ba \times 10^2}{K}$	$\frac{Sr \times 10^2}{Ca}$	$\frac{Ga \times 10^3}{Al}$	$\frac{Ni}{Co}$	$\frac{Cr}{V}$	$\frac{V}{Sc}$
Lamprophyres	3.84	1.27	0.45	1.76	0.30	2.91	0.80	0.22	3.27	1.16	8.68
Quartz diorites	1.23	0.64	0.32	1.39	0.32	3.86	1.36	0.24	2.05	1.43	3.70
Granodiorites and granites	1.00	0.52	0.27	1.15	0.31	2.79	1.88	0.26	1.85	1.24	3.37

Institutul Geologic al României

On the diagram of the Figure 20 there are also shown the average values of the Ni : Co, Cr :V, V :Sc ratios. It may be noticed that the average value of the V :Sc ratio decreases sharply from lamprophyres

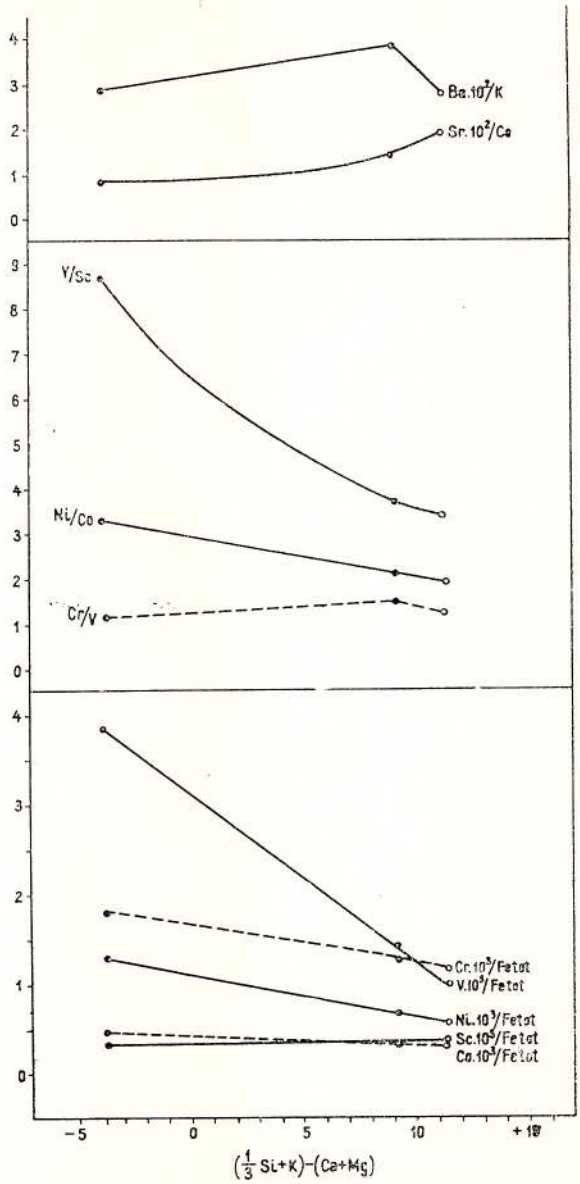


Fig. 20. — Variation diagram of the Ni x 10^3 : Fe_{total}, Co$\times 10^3$: Fe_{total}, Cr$\times 10^3$: Fe_{total}, V$\times 10^3$: Fe_{total}, Sc $\times$ 10^3 : Fe_{total}, Cr : V, Ni : Co, V : Sc, Ba$\times 10^2$: K and Sr$\times 10^2$: Ca ratios.

1, lamprophyres; 2, quartz diorites; 3, granodiorites and granites.

to quartz diorites, granodiorites and granites, while the arithmetical mean of the Ni :Co ratio presents a less marked decrease in this sense.

Institutul Geologic al României

The Cr :V average ratio varies in restricted limits. As a consequence of such a behaviour of Ni, Co, Cr, V and Sc along the series of granitoid rocks, covariance relations do exist between these elements. These relations are illustrated for Ni—Co, Cr—V and V—Sc in Figures 21, 22 and 23. The most characteristic covariance is presented by the Ni-Co

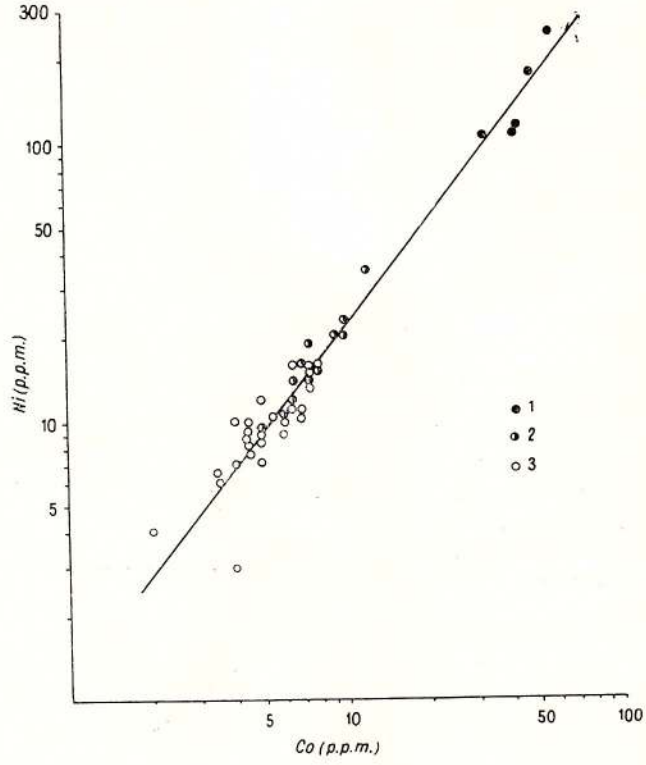


Fig. 21. — Ni—Co relationship.
1, lamprophyres; 2, quartz diorites; 3, granodiorites and granites.

pair, the projections of contents of these elements from the whole series of rocks being closely grouped along a straight line. In the Cr—V diagram the projection points are more spread, situation more pregnant in the case of lamprophyres, where the values of the Cr :V ratio vary in very wide limits (0.26—2.51).

A similar distribution mode of rocks within the Muntele Mic Massif may be noticed in the three covariance diagrams. Thus the lamprophyres are projected in fields separated from the rest of the series, at high

Institutul Geologic al României

values of Ni, Co, Cr, V and Sc. The intermediate and acid rocks, situated on diagrams at lower values of these elements, present some superposed fields. This peculiarity is determined by a rather homogeneous composition of the granitoid pluton, wherein, although petrographically the quartz diorites, the granodiorites and the granites can be separated

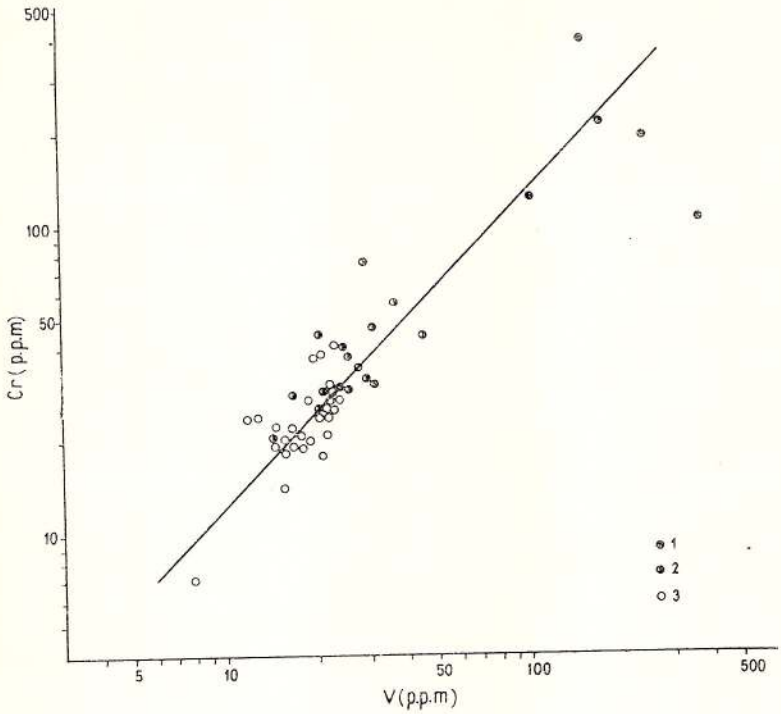


Fig. 22. — V—Cr relationship.
1, lamprophyres; 2, quartz diorites; 3, granodiorites and granites.

in the group of quartz rocks, nevertheless from the chemical and geochemical points of view there exist among these three groups of rocks some superpositions of their composition, determined by rocks representing the transition from a group to another so as it was also observed for the chemical analysis of the pluton.

A similar behaviour as the one mentioned above is also displayed by copper. From its high values in lamprophyres ($\overline{x} = 76$ ppm) it sharply decreases in the quartz diorites ($\overline{x} = 16$ ppm), granodiorites and granites ($\overline{x} = 13$ ppm). This behaviour of the copper is determined

Institutul Geologic al României

by the fact that in these rocks Cu^{2+} (0.83 Å) is admitted in the networks of the melanocratic minerals, replacing Fe^{2+} (0.83 Å) and Mg^{2+} (0.78 Å).

A tendency to the decrease of the contents starting with lamprophyres to the intermediate and acid terms of the series is also displayed

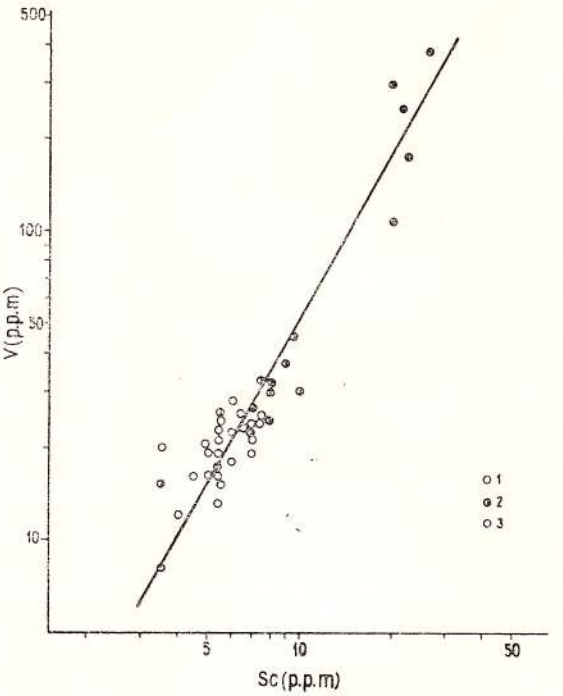


Fig. 23. — V—Sc relationship.
1, lamprophyres; 2, quartz diorites; 3, granodiorites and granites.

by strontium. This decrease is, however, gradual: from the average value of 458 ppm in lamprophyres to 335 ppm in quartz diorites and 226 ppm in granodiorites and granites. The $Sr \times 10^2$:Ca ratio marks a slight increase along the series determined by the more pronounced decrease of the calcium as compared to that of the strontium.

The barium content is more reduced in lamprophyres ($\bar{x} = 486$ ppm) in comparison with the quartz diorites ($\bar{x} = 905$ ppm). It is noteworthy that although the potassium content presents a continuous rise towards the acid rocks, the variation ranges and the average barium contents are very approached in the quartz diorites and the group formed of

Institutul Geologic al României

granodiorites and granites. This may be explained by the fact that the biotite is participating in the quartz diorites in a more essential amount; this mineral forms during the first crystallization phase at a slightly higher temperature and includes in its network considerable amounts of barium (R a n k a m a , S a h a m a , 1950). Due to the same ground the average of the Ba $\times 10^2$:K ratio is slightly rising from lamprophyres to quartz diorites, decreasing in granodiorites and granites (Fig. 20).

The average berylium and lead contents rise from lamprophyres to the intermediate and acid terms; a more obvious rise for lead is to be noticed. Gallium is likewise presenting a slightly increase along the granitoid series, increase also observed for the values of the Ga $\times 10^3$: Al (Table 9).

Tin is found in reduced amounts (1.5—6 ppm) in all the analysed granitoid rocks and no clear-cut variation tendency was observed.

Excepting the porphyric granite along the Irighiş Valley which contains 550 ppm Zr, in the main groups of rocks pertaining to this series this element has very approached variation ranges and average values. On the variation diagram (Fig. 19) the projections of the average contents are situated along a straight line parallel with the absciss.

Although the arithmetical means of lithium contents are, in general, approached, nevertheless, the distribution of this element is chaotical, the situation appearing more conspicuously within the group of granodiorites and granites. In this case the variation limits of Li are 17— — 120 ppm. A slight enrichment in Li is observed in the granodiorites and granites along the Morilor Stream and Valea Mare.

Distribution of radioactive elements in the granitoid rocks

The intrusive rocks of the granitoid pluton from the Muntele Mic were investigated by gamma spectrometry in order to determine their radioactivity. On this purpose samples of 2—3 kg in weight were ground to an average grain-size of 3—6 mm and introduced in cases of 650 gr. each. For the selective determination of U, Th and K the energetic values of 0.350 MeV(U); 0.238 MeV(Th) and 1.470 MeV(K) were used. The determination error is of $\pm$ 0—11 per cent.

There were analysed a number of 71 samples (Table 10) in which the content of radioactive elements from the whole series of granitoid rocks was determined; among them the rocks chemically analysed and those analysed by means of emission spectrography for the other trace elements are comprised.

Institutul Geologic al României

TABLE 10

Content of radioactive elements in granitoid rocks

No.	Sample no.	Rock type	Location	U ppm	Th ppm	K %	Th/U
0	1	2	3	4	5	6	7
1	4	Lampro-	Bistra Valley	0.9	2.7	3.0	3.0
2	8	phyres	Bratonia Valley	1.6	2.9	1.9	1.8
3	18		N crest of Sebeşelu Stream	2.4	6.4	3.0	2.6
4	30		Slătinioara Valley	0.6	2.1	1.7	3.5
5	33		Slătinioara Valley	1.1	3.2	0.8	2.9
6	34		Slătinioara Valley	1.4	17.4	3.1	12.4
7	7		Bratonia Valley	4.1	22.1	2.9	5.3
8	9		Bratonia Valley	4.8	11.1	3.7	2.3
9	10		Bratonia Valley	3.2	12.9	4.0	4.0
10	11		Bratonia Valley	4.4	20.4	3.9	4.6
11	20		N crest of Sebeşelu Stream	3.7	16.5	2.8	4.4
12	21	Quartz	N crest of Sebeşelu Stream	5.7	12.9	3.5	2.2
13	22	diorites	Slătinioara Valley	1.7	16.8	4.4	9.8
14	23		Slătinioara Valley	3.4	13.5	3.6	2.1
15	28		Slătinoara Valley	4.6	10.0	3.0	7.3
16	31		Slătinoara Valley	6.4	15.0	4.0	2.3
17	32		Slătinoara Valley	4.9	16.1	2.9	3.2
18	35		Slătinioara Valley	3.7	19.5	3.3	5.2
19	2		Bistra Valley	4.3	14.1	3.5	3.2
20	3		Bistra Valley	4.2	6.2	2.5	1.4
21	5		Bistra Valley	4.8	11.6	3.0	2.4
22	6		Bistra Valley	4.8	15.8	3.8	3.2
23	12		Bratonia Valley	5.2	16.6	4.0	3.1
24	13	Granodio-	Sebeşu Mare Valley	3.5	13.8	3.8	3.9
25	14	rites	Sebeşu Mare Valley	6.3	16.9	3.9	2.6
26	15		Sebeşu Mare Valley	3.9	12.8	3.3	3.0
27	16		Sebeşu Mare Valley	5.5	16.8	3.3	3.0
28	17		Sebeşu Mare Valley	4.7	13.4	4.5	2.8
29	24		Slătinioara Valley	4.0	10.0	3.0	2.1
30	25		Slătinioara Valley	3.0	22.1	3.5	7.3
31	26		Slătinioara Valley	3.7	18.4	3.9	4.9
32	27		Slătinioara Valley	3.5	21.1	3.6	6.0
33	29		Slătinioara Valley	4.2	16.0	3.4	3.8
34	37		Slătinioara Valley	2.3	18.4	3.5	8.0
35	38		Irighiş Valley	11.3	—	3.0	—
36	39		Irighiş Valley	4.2	16.5	3.2	3.9
37	40		Irighiş Valley	6.2	13.0	3.9	2.0
38	42		Irighiş Valley	2.4	14.4	4.8	6.0
39	43		Irighiş Valley	2.5	12.5	3.0	5.0
40	44		Irighiş Valley	2.9	18.0	3.1	5.2
41	45		Irighiş Valley	5.7	12.4	4.1	2.1
42	46		Irighiş Valley	2.4	21.0	3.5	8.7
43	47		Irighiş Valley	3.3	15.5	4.0	4.6
44	48	Granodio-	Irighiş Valley	2.3	14.5	4.0	6.3
45	49	rites	Bolvaşniţa Valley	5.0	20.9	4.5	4.1
46	50		Bolvaşniţa Valley	3.8	15.4	3.5	4.0
47	51		Bolvaşniţa Valley	3.7	17.1	3.5	4.6
48	52		Bolvaşniţa Valley	6.8	12.2	4.4	1.7

Institutul Geologic al României

Table continued 10

0	1	2	3	4	5	6	7
49	53		Bolvaşniţa Valley	5.2	12.6	4.3	2.4
50	55		Bolvaşniţa Valley	5.3	1.1	1.8	0.2
51	56		Bolvaşniţa Valley	3.2	15.1	3.5	4.7
52	57		Valea Mare	2.5	17.3	3.3	6.9
53	58		Valea Mare	2.5	15.8	3.7	6.3
54	59		Valea Mare	4.6	16.7	3.6	3.6
55	60		Pietroasa Valley	3.3	11.8	4.3	3.5
56	61		Pietroasa Valley	2.3	15.4	4.4	6.6
57	62		Pietroasa Valley	2.2	14.2	3.5	6.4
58	63		Ioana Stream	1.5	7.3	2.1	4.8
59	64		Sălătruc Stream	5.3	14.3	3.5	2.6
60	65		Sălătruc Stream	2.8	9.8	4.1	3.5
61	67		Morilor Stream	7.1	38.7	6.7	5.4
62	68		Morilor Stream	2.5	24.7	4.0	9.8
63	69		Morilor Stream	7.8	16.7	4.1	2.1
64	70		Muntele Mic Summit	7.6	13.8	3.7	1.8
65	72		Muntele Mic Summit	4.7	21.8	2.4	4.5
66	73		Muntele Mic Summit	5.4	22.1	3.3	4.0
67	36		Slătinioara Valley	2.6	16.4	3.6	6.3
68	41	Granites	Irighiş Valley	3.8	17.5	3.7	4.6
69	66		Morilor Stream	2.8	9.8	4.1	3.5
70	19	Aplites	Crest N of Sebeşel Stream	2.8	13.1	4.0	4.6
71	54		Bolvaşniţa Valley	2.9	15.8	3.7	5.4

The lowest contents of radioactive elements were determined in the lamprophyres wherein U ranges from 0.6 to 2.4 ppm and Th from 0.64 to — 2.1 ppm; in a single sample of the lamprophyre the Th content reaches 17.4 ppm. The quartz diorites show slightly higher contents ranging from 1.7—6.4 ppm U and 10.0 — 22.1 ppm Th; in these rocks the content of K varies between 2.9 and 4.4 per cent.

Contents of radioactive elements generally higher than in lamprophyres and quartz diorites were determined in the granodioritic and granitic rocks within which the variation range was of 1.5 — 7.8 ppm for U, 1.1 — 38.7 ppm for Th and 1.4—6.7 % for K. The highest contents in these elements were obtained in the south-western part of the massif; here by the petrological analysis it was stated that the granitoid rocks from this zone are richer in quartz and potash feldspar and that they present higher Li contents. Thus the rocks along the Morilor Stream contain 7.1 — 7.8 ppm U and 16.7 — 38.7 ppm Th. Moreover these rocks are generally richer also in K, element ranging between 4.1 and 6.7 %.

Institutul Geologic al României

A first conclusion which may result from these general observations is that the contents of radioactive elements rise from basic to acid rocks.

TABLE 11

Average values of contents in U, Th and K and of the Th : U ratio

Rock type	Analyses	U ppm	Th ppm	K %	$\frac{Th}{U}$
Lamprophyre	6	1.3±0.6	5.7±5.8	2.2±0.9	4.4
Diorites	12	4.2±1.1	15.5±3.5	3.5±0.4	3.7
Granodiorites	49	4.2±1.6	15.3±5.1	3.6±0.6	3.6
Granites	2	3.3	13.6	3.9	4.1
Aplites	2	2.9	14.4	3.8	4.9

The average values of the U, Th and K contents within the granitoid rock series and the Th-U ratio (Table 11) do not exceed the limits of data known in the relevant literature about granitic massifs. As compared to data published by Adams et al. (1959), Coulomb (1959), Larsen, Gottfried (1960), Rogers, Ragland (1961) and Tauson (1956), according to which the average contents in various granitoid rocks range from 2.3 to 6.7 ppm for U and 8.3 to 27.6 ppm for Th, the granitoid pluton from the Muntele Mic may be situated among the intermediary values of the above ones.

We also mention that in a synthesis work on the geochemistry of radioactive elements from the granitic rocks in USSR, published in 1963, it was obtained for a number of 50 granitoid massifs the Th :U ratio of 5.2, its variation limits being 2.2 — 14.4. The average value of this ratio being for the Muntele Mic of approximately 4 it results that under its radioactive aspect, this massif is situated below the average value of those granitoids.

In comparison with the granitoid massifs from the Danubian Autochthonous in the South Carpathians, the pluton of the Muntele Mic is referrable to bodies with a more rised radioactivity so as it results from the Table 12 where the average values of radioactive element contents are shown.

Institutul Geologic al României

TABLE 12

Distribution of radioactive elements in graniloids from the Danubian Autochthonous

Massif	U ppm	Th ppm	K %	Th/U
Ogradena	4.3	5.7	3.8	1.3
Cherbelezu	7.5	18.4	3.9	2.4
Sfîrdinu	4.3	17.5	3.5	4.0
Cerna	2.8	12.2	2.8	4.3
Vîrful Pietrii	4.2	9.1	3.6	2.1
Muntele Mic	4.1	15.5	3.6	3.7

As regards the distribution of U, Th and K in dioritic rocks and lamprophyres of the pluton in the Muntele Mic and other Baikalian massifs of the Danubian Autochthonous (Table 13) some peculiarities may be stated.

TABLE 13

Distribution of U, Th and K in diorites and lamprophyres from the Danubian Autochthonous

Rock Type	Massif	U ppm	Th ppm	K %	Th/U
Diorites	Cherbelezu	2.9	11.4	2.6	4.0
	Vîrful Pietrii	4.3	18.3	2.6	3.8
	Muntele Mic	4.2	15.5	2.2	3.7
Lampro-phyres	Cherbelezu	4.7	14.6	2.9	3.0
	Muntele Mic	1.3	5.7	2.2	4.4

The average values of the dioritic rocks from the Muntele Mic Massif are more approaching those of the granitoid massif from the Vîrful Pietrii, geographically found in its closest vicinity. It was also observed that the quartz diorites show much higher average of Th contents. The lamprophyres in the Muntele Mic Massif present average contents of U and Th much lower than those from the Cherbelezu Pluton. It must be, however, emphasized that on the whole, the latter is more radioactive than the Muntele Mic Massif.

The investigation undertaken by different researchers on the distribution of the radioactive elements in various types of rocks pointed out that the accessory minerals (zircon, allanite, sphene, apatite, monazite) contain the highest amounts of U and Th than the rock on the

Institutul Geologic al României

whole. The abundance of these minerals in rocks may determine the level of the concentrations of radioactive elements for the massif in the whole. As previously shown the granitoid rocks from the Muntele Mic contain variable amounts of zircon, apatite, allanite and sphene; in biotite there may be frequently observed inclusions of zircon crystals with its beautiful pleochroic aureolas. The carried out investigations established a close connection between the abundance of such minerals and the U and Th contents of these rocks. Thus the samples 7,21, 67, 68 and 69 (Table 10), which show higher contents of these elements, as compared to the other specimens, are richer in zircon and apatite; the sample which presents higher values for U and Th, contains allanite.

When tracing the behaviour of U and Th in the differentiation process of the primary granitoid magma, a pronounced enrichment in radioactive elements within the more acid rocks of the series may be

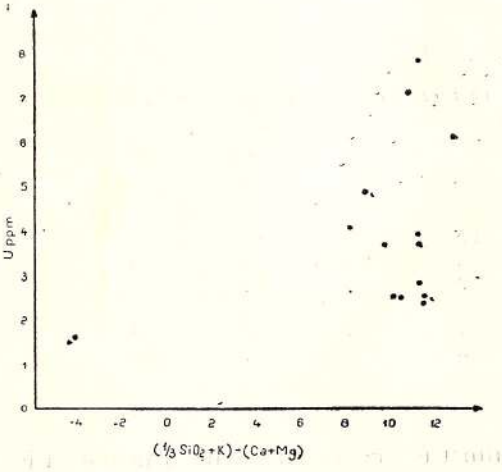


Fig. 24. — Distribution diagram of U.

noticed as it results from diagrams in Figures 24 and 25. The lamprophyres which on these diagrams are situated at the small values of the differentiation index, do also present the lowest U and Th contents. On the contrary, the intermediate and acid rocks form on diagrams fields wherein the highest contents of radioactive elements from the massif are found. It is, however, noticed that the points for U are generally more widespread than those for Th; excepting a single sample, the points for Th are grouped within a more restricted field.

Although on all the distribution diagrams the projection points of rocks appear somehow dispersed, nevertheless the variation histograms

Institutul Geologic al României

(Fig. 26) indicate a normal distribution for Th and K, and only for U the distribution is slightly asymmetrical. This situation leads to the presumption that the distribution of U in rocks is controlled by more factors than that of Th.

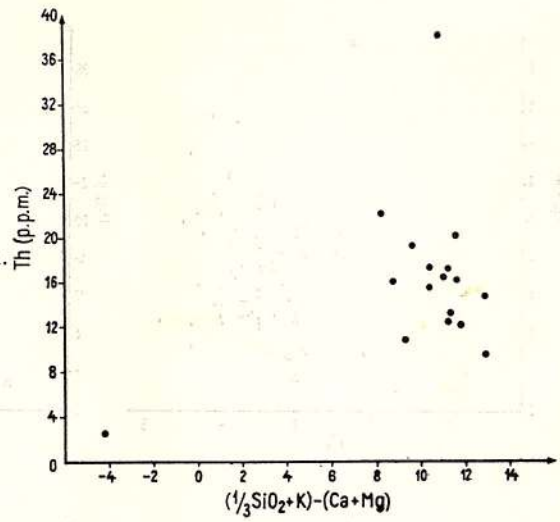


Fig. 25. — Distribution diagram of Th.

In order to establish the relationships among the radioactive elements, correlation diagrams from the Figure 27 were drawn, whose aspects may lead to important observations. The U—K ratio is indica-

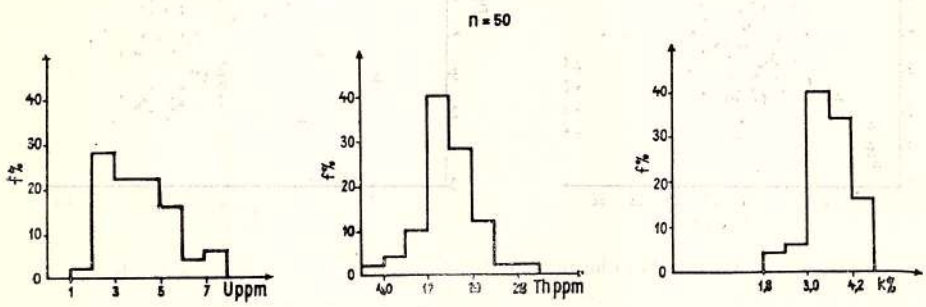


Fig. 26 — Variation diagrams for U, Th and K.

ting a slight tendency of rise of the content in U as compared to that of K since the lamprophyres, rocks with the most reduced contents in U, are projected in the range of the low K values. Quartz diorite, granodiorites and granites are distributed within a wide field wherein

Institutul Geologic al României

the U—K ratio reaches high values. This particularity which has been also observed in the case of the distribution of trace elements from the previous chapter was determined by the rather homogeneous petrographical composition of the granitoid pluton.

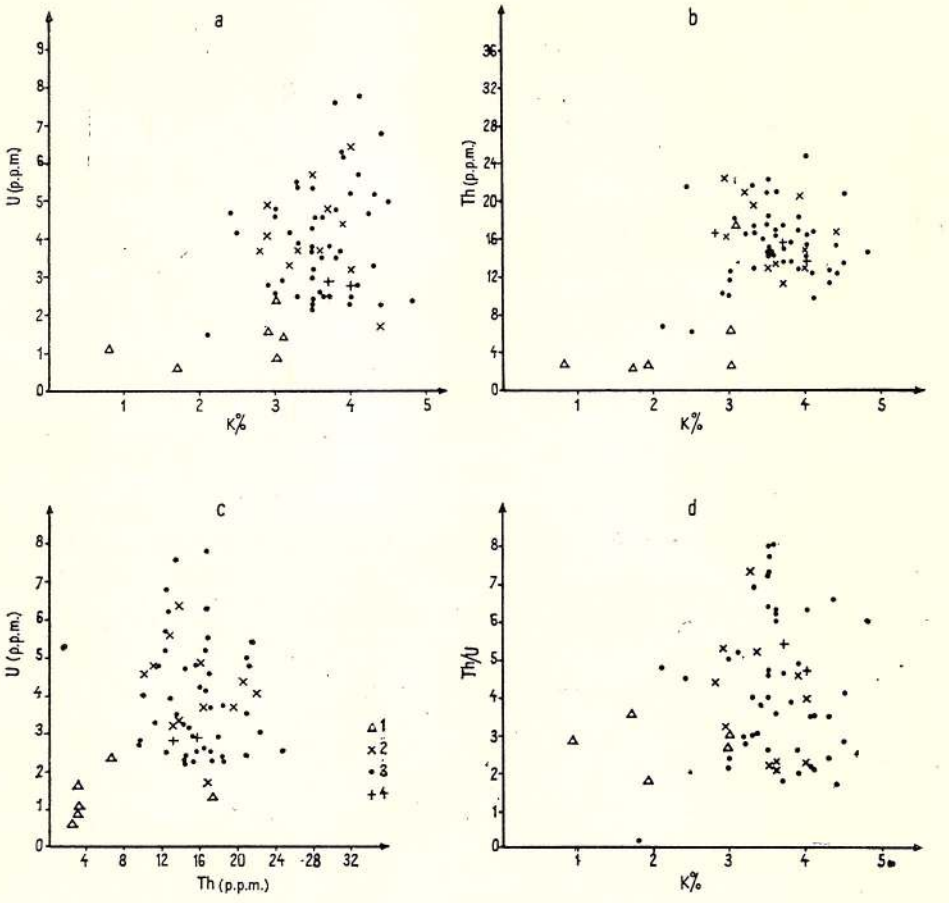


Fig. 27. — Correlation diagram for U—K, Th—K, U—Th, and Th/U—K.

1, lamprophyres; 2, quartz diorites; 3, granodiorites and granites; 4, aplites.

Similar conclusions were also reached as regards the relationships between Th—K, U—Th and Th :U—K (Fig. 27, b,c, d). Should be noticed the restricted fields wherein the lamprophyres are grouped on the U—Th correlation diagrams and the preserving of the same dispersion character of rocks pertaining to the other petrographic types.

Institutul Geologic al României

The correlation coefficients calculated for the U—K, Th—K and U—Th pairs (Table 14) allow to reach some conclusions as to the factors which controlled the distribution of radioactive elements in the granitoid rocks. Thus the U—K correlation coefficient is negative for the dioritic rocks, whereas for the acid ones as granodiorites and granites it becomes positive. In the case of the Th—U pair the values of the correlation coefficient are similar as for their tendency, with the difference that the connection in this case is stronger as the values of the coefficient are higher.

TABLE 14

Correlation coefficients

Rock type	U—K	Th—K	U—Th
Diorites	-0.19 ± 0.01	-0.37 ± 0.25	-0.18 ± 0.18
Granodiorites and granites	$+0.36\pm0.11$	-0.46 ± 0.11	-0.24 ± 0.13

Since in acid rocks the feldspar participates in a larger amount than in diorites (Table 15) it results that also the content of U and Th must rise proportionally with the increase of K and the accentuation of the differentiation process of the granitoid magma.

TABLE 15

Modal composition of granitoid rocks

Rock type	Analyses	Quartz	Potash feldspar	Plagioclase	Biotite
Quartz diorites	6	17.5	6.1	71.1	9.1
Granodiorites and granites	14	25.6	12.0	57.6	5.6

As regards the correlation coefficient between U and Th it has a negative value both in the case of the quartz diorites and in that of the acid rocks, this fact showing that these two elements have not a similar behaviour along the series of granitoid rocks, respectively in the course of differentiation of the primary magma.

Institutul Geologic al României

Origin of the granitoid magma

The chemical composition of the granitoid rocks of the pluton from the Muntele Mic is indicative of its relatively homogeneous petrographical structure; this fact might be also stated from the distribution of trace elements depending upon which the rocks are closely grouped on diagrams on which they were projected. These features and the fact that in its most part the granitoid body is built up of granodiorites, which present transitions in one sense to biotite-bearing quartz diorites and in the other one to granites, led to the conclusion that the Muntele Mic Massif should be a slightly differentiated synorogenic pluton.

On the Q Ab Or diagram (T u t t l e and B o w e n, 1958) the granitoid rocks are likewise grouped in a restricted field (Fig. 28), located in the domain of granodiorites whose surface is also overlying the minimum ternary domain wherein synthetic granites are located.

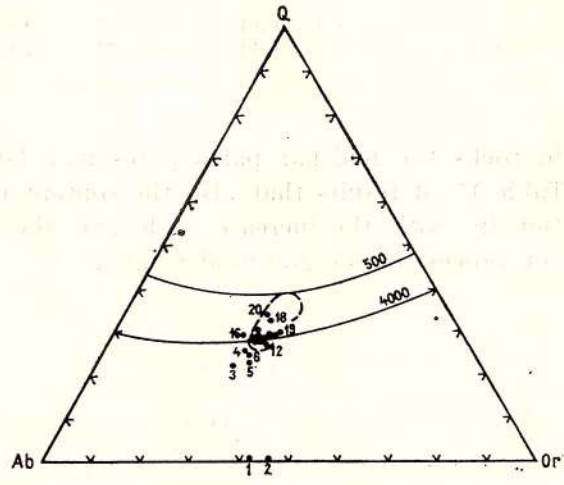


Fig. 28. — Q Ab Or diagram.

All these peculiarities led to the conclusion that the primary magma which gave rise to granitoid rocks was a granodioritic one of lithogenous origin. It formed in the lower parts of the Earth's crust eventually the granitic layer, either by total anatexis or by palingenesis. The slight differentiation process has mostly taken place at depth. In the course of the Baikalian movements the mass of magma started from here towards the surface along the plane of the longitudinal dislocation, behaving like a body with an advanced plasticity (F y f e,

Institutul Geologic al României

1970) and it is localized in the axial zone of the major anticline structure from the Muntele Mic.

As the magma showed a higher temperature than the one under whose conditions the metamorphism of the crystalline schists in the facies of the greenschists was occurring, the body appeared in the moment of its emplacement as a disharmonic instrusion in comparison with the formations pertaining to the Măgura and Bărnița Series. The difference of the thermic energy was consumed during the formation of the metamorphism zone of synkinematic contact wherein there has simultaneously occurred a transfer of the magmatic substance by injection and metasomatism.

In the final cooling stage of the granitoid pluton, when the three fissure systems formed, there were pulsed from depth acid magmas which gave rise to aplitic and pegmatoid veins, as well as basic magmas displaying a peculiar chemical composition which generated lamprophyres, the last Baikalian igneous rocks.

If as regards the origin of magma, which had generated aplites, there are no difficulties to presume that it would represent a late differentiation product of the primary granodioritic magma, the explanation relating to the origin of the basic magma presents still a difficulty. It is moreover known that in this respect several opinions were forwarded (Turner, Verhoogen, 1960) which may be so far considered as hypotheses.

Conclusions

The crystalline schists from the Muntele Mic Massif pertaining to the Măru, Măgura and Bărnița Series formed during the Upper Precambrian, Lower Cambrian and the Middle Cambrian, and were metamorphosed in the course of the Baikalian movements.

The external major anticlinal structure formed in this region under the control of the Baikalian diastrophism. This structure is facing east-south-east, and its normal flank is faulted by an important longitudinal dislocation.

Along the plane of the latter the granitoid pluton from the Muntele Mic penetrated; it resulted from a granodioritic magma of the lithogenous origin.

The slight differentiation underwent by the primary magma followed the evolution line of calc-alkaline magmas, leading in a sense to

Institutul Geologic al României

quartz diorites bearing biotite, and in the other one to granites, more frequently encountered rocks in the south-western part of the pluton.

On account of the slight differentiation of the magma, the distribution of trace elements in the rocks within the massif is relatively uniform, their contents generally remaining in the limits of the values already known for the series of granitoid rocks. A continuous rise of contents of some elements such as e.g. Li, was observed within rocks richer in alkaline feldspars from the south-western part of the massif, where pneumatolysis phenomena with supply of boron do sporadically occur.

In the same zone a slight rise of the content of U and partially of Th is observed, an enrichment which takes place on the background of a relative increase of acidity in rocks and of the content in potassium.

The accumulation of U, which takes place in the accessory minerals (zircon, allanite, apatite, sphene) is more accentuated at the beginning of the granitoid magma differentiation, so that in the latest acid differentiation products, such as granites and aplites, a rise of the Th : U ratio is observed.

REFERENCES

Adams J.A.S., Osmond K. J., Rogers W.J.J. (1959) The geochemistry of uranium and thorium. *Physics and chemistry of the Earth*, 3 p. 298—357.

Anastasiu N. (1972) Structura plutonului Ogradena. *Stud. cerc. geol., geof., geogr. seria geologie*, 17, 2, p. 219—234, București.

Burri C. (1959) Potrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. *Birkhäuser-Verlag Basel u.* Stuttgart.

Codarcea Al., Pavelescu L. (1963) Considerations sur la gènese des roches granitoides de l'autochtone danubien des Carpathes Méridionales. *Congr. V., Asoc. Carp. — Balc. Secț.* I, II, p. 10—16, București.

Coulomb R. (1959) Contribution à la géochimie de l'uranium dans les granites intrusifs. *These à la Fac. de Sci. Univ.* Paris.

Fyfe W. S. (1970) Some thoughts on granitic magmas. *Geological Jour., spec. issue*, 2.

Gherasi N. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Godeanu et Țarcu. *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII, p. 1—78, București.

— Zimmermann Voichița, Zimmermann P. (1968) Structura și petrografia șisturilor cristaline din partea de nord a munților Țarcu (Banatul de est). *D.S. Com. Stat Geol.* LIV/1, București.

— Savu H. (1969) Structura masivului granitoid de la Muntele Mic (Banatul de est). *D.S.Inst. Geol.* LIV/3, p. 55—81, București.

Institutul Geologic al României

Härme M. (1965) In the potassium migmatites of southern Finland. *Comm. Géol. Finlande*, 219.

Larsen E. S., Gottfried D. (1960) Uranium and thorium in selected suites of igneous rocks. *Am. Jour. Sci.*, 258 A,, p. 151—169.

Marmo V. (1971) Granite petrology and the granite problem. *Elsevier P.S.* Amsterdam.

Nockolds S. R., Allen R. (1953) The geochemistry of some igneous rock series. *G.C.A.*, 4, p. 105—142.

— Allen R. (1954) The geochemistry of some igneous rock series. *G.C.A.*, 5, p. 245—285.

Rankama K., Sahama Th. G. (1950) Geochemistry. Chicago.

Răileanu Gr., Patrulius D., Mirăuță O., Bleahu M. (1968) État actuel des connaissance sur le Paléozoique de Roumanie. *An. Com. Stat Geol.* XXXVI, p. 63—84. București.

Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Susița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.* LVI/5, p.123—153, București.

— Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1972 a) Geneza granitoidelor și șisturilor cristaline din regiunea Valea Sadului—Stănceşti (Munții Parîng). *D.S. Inst. Geol.* LVIII/1, p. 175—220, București.

— Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1972 b) Studiul petrologic și geochimic al granitoidelor sinorogene și tardeorogene din zona plutonului de Susița (Carpații Meridionali). *An. Inst. Geol.* XXXIX, p. 257—297, București.

— Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1973) Granitoidele și șisturile cristaline de pe versantul sudic al Munților Parîng (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.* LIX/1, București.

Schafarzik Fr. (1898) Uber die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Orménes u. Vercserova südlich von Karansebeș im Komitate Krasso—Szörény. *Jber. d.k. ung. geol. R.A.f.* 1896, Budapest.

— (1899) Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Borlova und Pojana Mörul. *Jber. d.k. ung. geol. R.A.f.* 1899, Budapest.

Soroiu M., Popescu G., Gherasi N., Arsenescu V., Zimmermann P. (1970) K—Ar dating by neutron activation of some igneous and metamorphic rocks from the southern branch of the Roumanian Carpathians. *Eclogae Geol. Helv.* 63/1, p. 232—334.

Tauson L. V. (1956) Gheochimia urana v granitoidah Cernovinskovo massiva. *Gheochimia* 3, p. 271—279.

Turner F. J., Verhoogen J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. *McGraw—Hill P.C.* New York.

Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$— SiO_2— H_2O *Geol. Soc. Amer., Memoir* 74.

Winkler H.G.F. (1967) Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer-Verlag*, Berlin.

— (1970) Avbolition of metamorphic facies. *N. Jahrb. Mineralogie*, H.5, Stuttgart, p. 189—248.

* * * Osnovnie certî gheochimii urana (1963) Moskva, p. 49—69.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

EXPLANATION OF PLATES

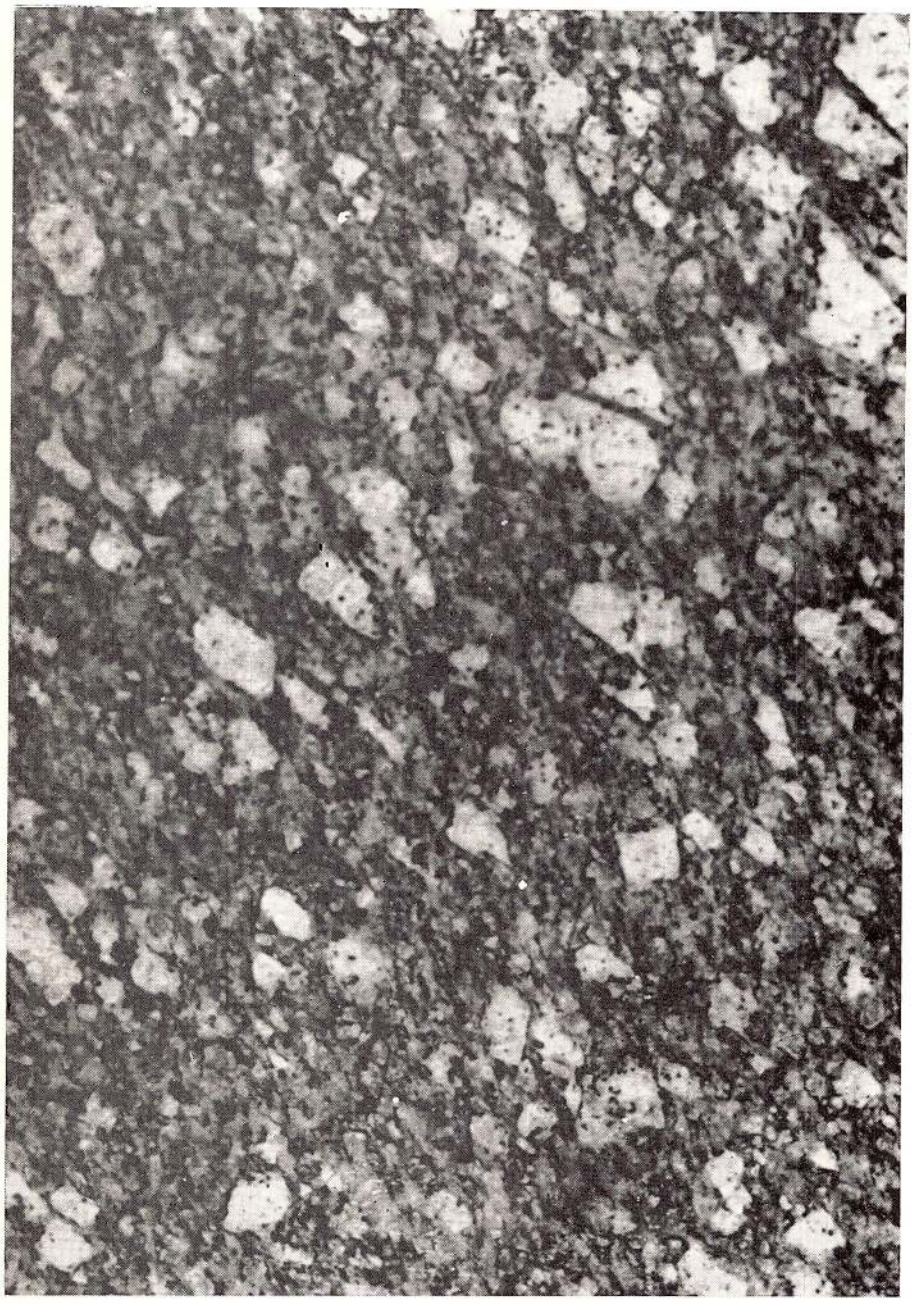
Institutul Geologic al României

PLATE I

Granite with potash feldspar megacrystals oriented approximately parallel to the primary foliation of the rock. Morilor Stream. Normal size.

Institutul Geologic al României

H. SAVU et al. Crystalline Schists, Baikalian Granitoid Rock — Muntele Mic. Pl. I.



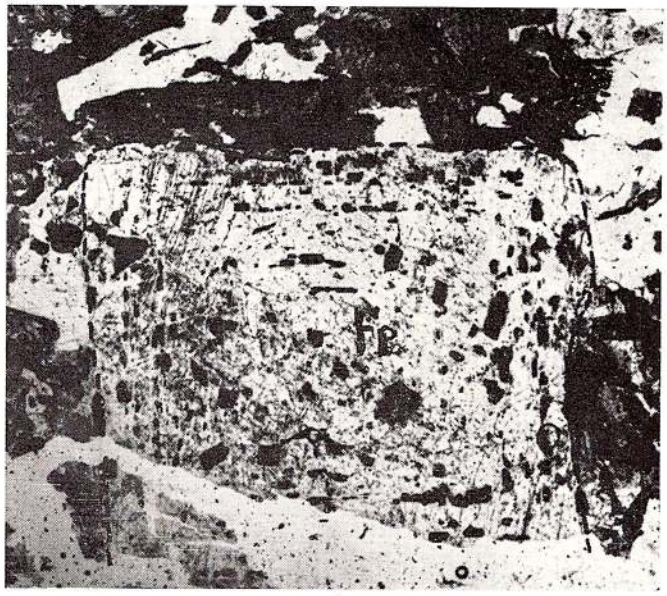
Institutul Geologic al României

PLATE II

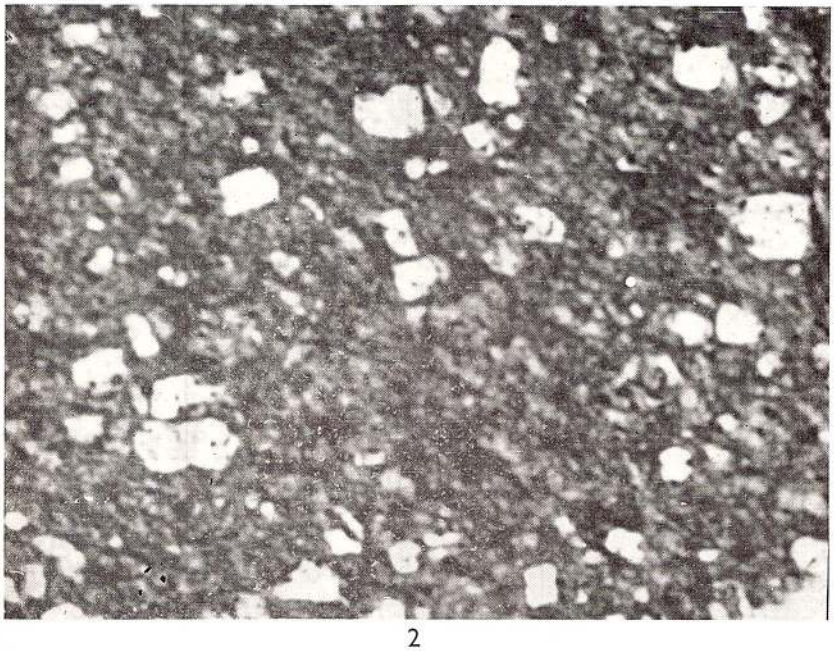
Fig. 1. — Potash feldspar megacrystal with inclusions of fine biotite and plagioclase crystals oriented parallel to the crystallographic facies. Pietroasa Valley. Nic. II, x6.

Fig. 2. — Quartz diorite with biotite showing a porphyritic structure. Bratonia Valley. Normal size.

Institutul Geologic al României



1



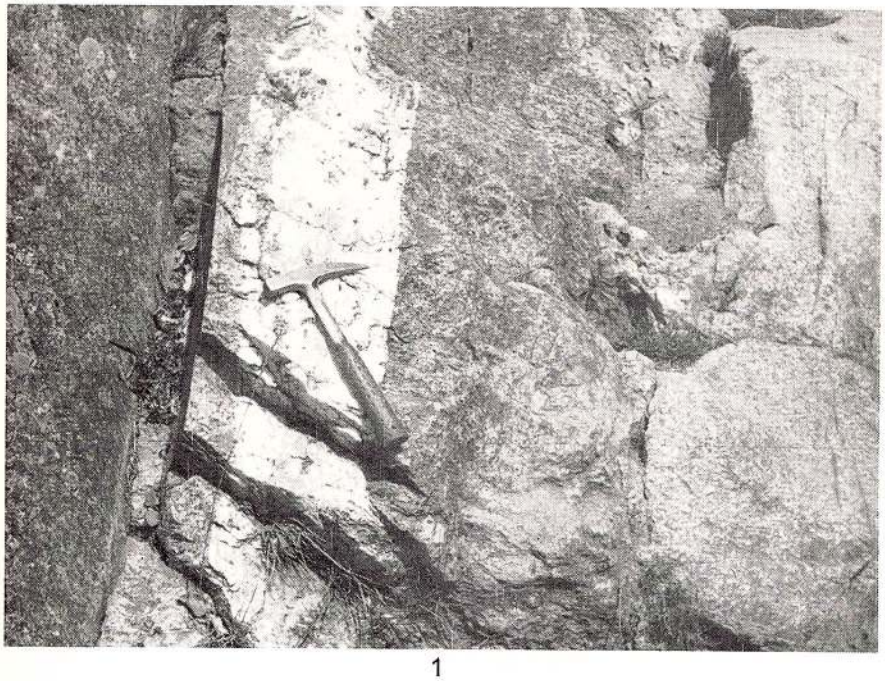
2

Institutul Geologic al României

PLATE III

Fig. 1. — Aplite vein piercing the Măru amphibolites along the Valea Mare, at Virciorova
Fig. 2. — Quartz vein with chlorite nests, in granitoids along the Morilor Stream, at Ilova

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLATE IV

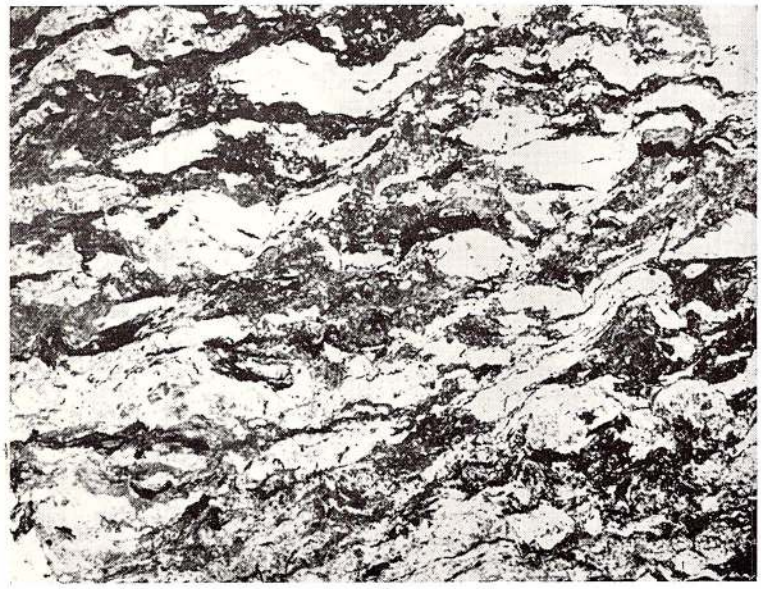
Fig. 1. — Ilova Stone formed of Jurassic limestones tectonically included in Baikalian granitoid. Morilor Stream, at Ilova.

Fig. 2. — Laminated granite along the Vîrciorova—Craiu fault. Ioana Stream, Nic. II, x4.

Institutul Geologic al României



1



2

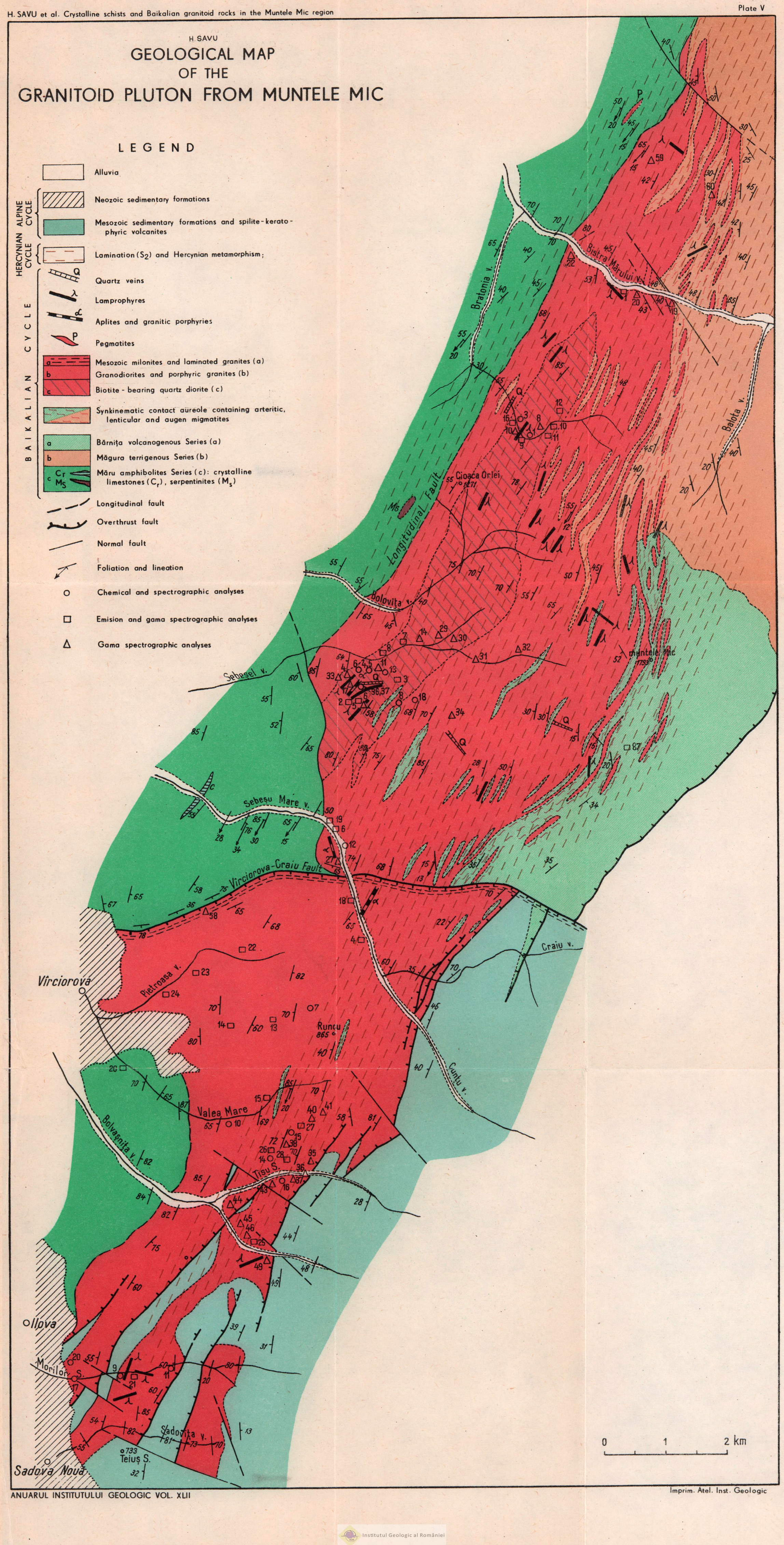
Institutul Geologic al României

H. SAVU

GEOLOGICAL MAP OF THE GRANITOID PLUTON FROM MUNTELE MIC

LEGEND

- Alluvia
- ALPINE CYCLE — Neozoic sedimentary formations
- ALPINE CYCLE — Mesozoic sedimentary formations and spilite-keratophyric volcanites
- HERCYNIAN CYCLE — Lamination (S_2) and Hercynian metamorphism;
- BAIKALIAN CYCLE — Quartz veins
- BAIKALIAN CYCLE — Lamprophyres
- BAIKALIAN CYCLE — Aplites and granitic porphyries
- BAIKALIAN CYCLE — Pegmatites
- BAIKALIAN CYCLE — a: Mesozoic milonites and laminated granites; b: Granodiorites and porphyric granites; c: Biotite-bearing quartz diorite
- BAIKALIAN CYCLE — Synkinematic contact aureole containing arteritic, lenticular and augen migmatites
- BAIKALIAN CYCLE — a: Bărnița volcanogenous Series; b: Măgura terrigenous Series; c: Măru amphibolites Series: crystalline limestones (C_r), serpentinites (M_s)
- Longitudinal fault
- Overthrust fault
- Normal fault
- Foliation and lineation
- Chemical and spectrographic analyses
- Emision and gama spectrographic analyses
- Gama spectrographic analyses



Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

Redactori : MARGARETA PELTZ, FELICIA ISTOCESCU
Tehnoredactor : GEORGETA BORLEA
Traduceri : MARGARETA HÂRJEU, MARIANA SAULEA, ADRIANA VASILESCU, MONICA TOPOR
Ilustrația : V. NITU

Dat la cules : august 1973. Bun de tipar : dec. 1973. Tiraj : 1050 ex. Hîrtie scris I A 70 × 100/56 g. Coli de tipar : 28¼. Com. 818. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55(058).

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația" str. Brezoianu nr. 23–25, București – România

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor

Institutul Geologic al României

INSTITUT GÉOLOGIQUE

ANNUAIRE DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE

TOME XLII

Institutul Geologic al României