I.G
108527

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

VOL. XLIX

108527

BUCUREŞTI
1976

Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

VOL. XLIX

BUCUREŞTI
1976

Institutul Geologic al României

CONTENTS

Page

N. Anastasiu. Ogradena Granitoid Massif—Petrographical and Geochemical Study 140

B. Lang. Mineralogy and Geochemistry of the Neogene Pyroxene Andesites from the Northern Part of the Gutîi Mountains (Romania) 153

Institutul Geologic al României

CUPRINS

	Pag.
N. Anastasiu. Masivul granitoid Ogradena-studiu petrografic și geochimic.	5
B. Lang. Mineralogy and Geochemistry of the Neogene Pyroxene Andesites from the Northern Part of the Gutii Mountains (Romania)	153

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Granitoide - Banat
INST. GEOLOGIC - BIBLIOTECA
10827

MASIVUL GRANITOID OGRADENA – STUDIU PETROGRAFIC ȘI GEOCHIMIC[1] –

DE

NICOLAE ANASTASIU[2]

Résumé

Massif granitoïde d'Ogradena – étude pétrographique et géochimique. Dans le cristallin de Neamțu (la partie SE du Banat) le massif granitoïde d'Ogradena peut être considéré en tant que classique pour l'étude des relations entre les granitoïdes et les schistes cristallins. L'étude structurale estime la position des granitoïdes d'Ogradena dans l'axe d'un anticlinorium majeur et établit le caractère paraautochtone et synciné-matique de ces roches. Les intercalations des schistes cristallins représentent les restes d'un ancien ,,toit'' cristallin dont le degré de métamorphisme (le faciès des amphibolites, le sous-faciès almandin-staurolite) a été conservé par la mise en place des granitoïdes. Celles-ci repré-sentent les produits de certains processus palingénétiques et anatectiques qui se sont déroulés successivement, à des profondeurs différentes de l'écorce de la terre (675—700°C, 4—5 kb), au contact du ,,domaine de Neamțu'' avec le ,,bloc'' consolidé archaïque qui a constitué, durant l'évolu-tion de la zone, un important contrefort. Les granitoïdes d'Ogradena, vu leur forme acttuelle, ne représentent pas les produits d'un seul moment pétrographique. Les feldspaths potassiques des granitoïdes: le microclin intermédiaire et maximum, constituent des formes adaptées à différentes conditions de refroidissement et déformation. La déformation et les transformations subsolidus sont en outre les processus ultérieures responsables de leur forme définitive des faciès gneissiques et massifs du pluton; ils sont également significatifs pour son évolution pétrogé-nique.

---

[1] Teză de doctorat susținută la 30 septembrie 1974 la Facultatea de Geologie și Geografie, București; lucrare primită la redacție la data de 16 decembrie 1974 și acceptată pentru publicat la data de 2 iunie 1975.

[2] Facultatea de Geologie și Geografie, Catedra de mineralogie, bd. Nicolae Bălcescu nr. 1, București.

Institutul Geologic al României

TABLA DE MATERII

Pag.

I. Introducere 8
II. Idei vechi şi noi despre granitoide în general şi despre masivul Ogradena în special . 9
III. Vedere de ansamblu asupra poziţiei şi alcătuirii masivului 14
IV. Masivul granitoid Ogradena şi zonele sale limitrofe 17
1. Descrieri petrografice 17
1.1. Roci granitoide 17
1.1.1. Granitoidele de Lucidol 18
1.1.2. Granitoidele de Ogradena 19
1.1.2.1. Granitoide gnaisice 20
1.1.2.2. Granitoide masive 24
1.1.2.3. Pegmatite şi aplite 28
1.2. Intercalaţii şi enclave de şisturi cristaline (cristalinul de Ogradena) 29
1.2.1. Intercalaţii de şisturi cristaline şi xenolite 29
1.2.2. Enclave omogene 33
1.3. Şisturi cristaline limitrofe (cristalinul de Neamţu) 34
1.3.1. Complexul rocilor cuarţo-feldspatice şi micacee 35
1.3.2. Complexul amfibolitelor şi al calcarelor cristaline 37
1.3.3. Complexul retromorfitelor şi al cataclazitelor 38
1.3.4 Complexul filitelor 39
2. Studiul feldspaţilor 40
2.1. Feldspaţii potasici 40
2.2. Feldspaţii plagioclazi 57
2.3. „Concreşterile" feldspaţilor 62
2.3.1. Myrmekitele 62
2.3.2. Pertitele şi antipertitele 65
2.3.3. Structurile grafice 67
3. Chimismul rocilor 67
3.1. Chimismul granitoidelor şi al şisturilor cristaline 67
3.1.1. Conţinutul şi distribuţia elementelor majore 67
3.1.2. Conţinutul şi distribuţia elementelor minore 79
4. Structura masivului.. 85
4.1. Tectonica minoră 85
4.1.1. Suprafeţe de şistozitate şi foliaţie (S). 86
4.1.2. Diaclaze (D) 87
4.2. Tectonica majoră 89
4.2.1. Dislocaţii plicative 89
4.2.2. Dislocaţii disjunctive 89
4.3. Analiza petrostructurală 90
4.3.1. Orientarea cristalelor de cuarţ. 90
4.3.2. Polii planelor de clivaj la biotit şi muscovit 94
4.3.3. Relaţia ⊥ (0001) biotit : ⊥ (110) amfiboli. 94

Institutul Geologic al României

5. Probleme petrogenetice 96
5.1. Despre granitoide 96
5.1.1. Relaţiile temporale şi spaţiale dintre granitoidele de Lucidol şi cele de Ogradena 96
5.1.2. ,,Corpuri'' autohtone sau intruzive? 97
5.1.3. ,,Corpuri'' concordante sau discordante? 97
5.1.4. Sin —, tarde — sau postcinematic? 98
5.1.5. Relaţiile dintre granitoidele gnaisice şi cele masive 99
5.1.6. Corelaţia deformare-mineralogie 100
5.1.7. Originea şi istoria microclinului 101
5.1.8. Originea granatului — relict sau produs de reacţie? . . . 101
5.2. Despre intercalaţii şi enclave 102
5.2.1. Intercalaţii 102
5.2.2. Enclave 104
5.3. Despre cristalinul de Neamţu 104
5.3.1. Natura zonei migmatice 104
5.3.2. Relaţia dintre cristalinul de Neamţu şi cel de Ogradena. . . 104
6. Corelaţii şi ipoteze petrogenetice 105
6.1. Corelaţia mineralogie-petrogeneză 105
6.2. Corelaţia tectonică-petrostructură-petrogeneză 107
6.3. Originea şi evoluţia granitoidelor 109
7. Magmatitele alpine 111
7.1. Rocile sienitice 111
7.1.1. Ocurenţa rocilor sienitice şi structura corpurilor 111
7.1.2. Petrografia corpurilor şi dyke-urilor 114
7.1.2.1. Petrografia corpurilor 114
7.1.2.2. Petrografia dyke-urilor 118
7.1.3. Mineralogia în corelaţie cu structura corpurilor şi ordinea de cristalizare 119
7.1.3.1. Nefelinul 119
7.1.3.2. Feldspaţii 120
7.1.3.3. Piroxenii 121
7.1.4. Chimismul rocilor sienitice 123
7.1.5. Petrogeneza 124
7.2. Microgranodioritele porfirice 126
7.3. Lamprofirele 128
7.3.1. Kersantitele 128
7.3.2. Camptonitele 129
8. Vîrste 129
9. Concluzii 130
Bibliografie 132
Summary 140

Institutul Geologic al României

I. INTRODUCERE

Dintre multiplele probleme pe care petrografia le ridică spre a fi rezolvate, aceea a granitoidelor se află încă în centrul atenției. Trecerea anilor și progresele realizate în cercetarea granitelor nu au ajuns încă să șteargă controversele în legătură cu originea lor.

Cartarea masivului Ogradena și a zonelor sale limitrofe (cristalinul de Neamțu) a evidențiat structura sa și a orientat cercetarea noastră spre un studiu complex, în care s-a acordat atenție egală atît granitoidelor cît și șisturilor cristaline afiliate. Descifrarea relațiilor petrogenetice în cadrul zonei — intenția finală a acestui studiu — nu ni s-a părut posibilă fără abordarea comparativă a tuturor elementelor luate în discuție. Aceasta, cu atît mai mult, cu cît subiectul ales este atît de controversat, iar punctele de vedere privind originea granitoidelor, atît de diverse. Răspunsul la nenumăratele întrebări a necesitat întotdeauna cunoașterea unui cîmp mai larg, de interferență, decît domeniul strict la care acestea se refereau. O atenție deosebită s-a acordat zonelor de tranziție dintre diferitele faciesuri petrografice și variațiilor din lungul masivului.

Studiul unui masiv granitoid — date fiind discuțiile ce se poartă în legătură cu aceste roci — nu trebuie să piardă din vedere tratarea separată a aspectelor sale mineralogice, chimice și structurale. În cazul de față, pentru semnificațiile lor deosebite au fost grupate separat :

— investigațiile feldspaților din granitoide, enclave și șisturi cristaline ;

— conținutul și distribuția elementelor majore și minore în diversele tipuri de roci ;

— rezultatele observațiilor microtectonice și petrostructurale efectuate pe rocile din masiv și din vecinătatea lui.

În partea descriptivă s-a evitat intenționat orice observație cu caracter genetic.

Studiul rocilor granitoide, în general, și al masivelor de acest fel, în special, pune în fața cercetătorului numeroase întrebări. Ni s-a părut normal ca problemele ridicate de observația noastră să fie grupate aparte sub formă de „probleme petrogenetice". Sînt readuse astfel în discuție — prin cazul concret al masivului Ogradena — probleme vechi și noi de petrogeneză a rocilor granitoide.

Problemele ridicate depășesc de obicei sfera unui tip petrografic sau a unei unități structurale. „Punerea" lor a avut în intenție să surprindă atît conexiunile dintre ele cît și implicațiile petrogenetice ale unui fenomen asupra altuia ; de fapt, se pun aici în discuție datele descriptive și se prefațează astfel partea finală — ipotezele petrogenetice.

Lucrarea de față se înscrie ca o străduință de a mulțumi exigențele profesorilor mei și de a răsplăti în acest fel efortul „almei mater". Dar, cu toată ambiția de originalitate, o teză rămîne un efort colectiv pentru că găzduiește, pe lîngă ceea ce reflectă prin conținutul ei, ceva imaterial, ce nu aparține autorului : m o d e l u l pe care și l-a ales în cercetare, s t i m u l e n t u l pe care l-a avut, a j u t o r u l pe care l-a primit. Aș vrea, de aceea, să exprim recunoștința mea Academicianului D a n G i u ș c ă, care,

Institutul Geologic al României

prin exemplul şi erudiţia sa, mi-a călăuzit paşii în cercetare. Mulţumirile mele se adresează, de asemenea, Profesorului Dan Rădulescu, faţă de care mă simt îndatorat pentru imbold şi stimulent. Pentru iniţiere în problemele de petrologie structurală ţin să-i mulţumesc Profesorului Radu Dimitrescu. Alături de mine, întotdeauna cu o idee, a fost dr. Marin Şeclăman.

Soţiei mele — Viorela — care prin afecţiune şi înţelegere mi-a uşurat finalizarea, caldă recunoştinţă.

II. IDEI VECHI ŞI NOI DESPRE GRANITOIDE IN GENERAL ŞI DESPRE MASIVUL OGRADENA ÎN SPECIAL

Granitele — aceste roci comune ale scoarţei terestre — constituie în istoria cercetărilor petrografice cel mai controversat subiect. Surprinse magistral de Read (1948, 1957) ca un obiect de meditaţie, granitele au oferit şi continuă să ofere prilejuri pentru sinteze petrografice de anvergură (Daly, 1933; Perrin, Roubault, 1949; Niggli, 1942; Read, 1948, 1957; Backlund, 1953; Ramberg, 1952; Raguin 1957; Buddington, 1959; Winkler, 1967; Sederholm, 1967; Mehnert, 1968; Drescher-Kaden, 1969; Marmo, 1971; Didier, 1973).

Intenţia autorului în paginile acestui capitol este de a prezenta cîteva concluzii — desprinse din anii cercetării granitelor — şi de a schiţa astfel atmosfera de dispută care a domnit şi domneşte în legătură cu aceste roci. Ideile expuse sînt ale unor maeştri, iar, conţinutul lor, expresia unei şcoli. Este motivul pentru care le reproducem ca atare. Selecţia lor s-ar putea să pară subiectivă. Oricum însă, dorinţa noastră este aceea de a sesiza existenţa unor prea diverse păreri în legătură cu granitele şi de aceea imposibilitatea de a le mai diversifica. Mai mult decît atît, am ţinut să citãm aici o parte din acele idei, care, ivite cu ani în urmă, îşi găsesc într-un fel sau altul confirmare în rezultatele muncii noastre.

Despre sensul termenilor:

Grout 1948 (fide Marmo, 1971): „... termenul de granit trebuie să fie definit obiectiv prin minerale, textură şi structură şi nu prin teorii asupra originii sale aşa cum în mod obişnuit se face."

Astfel de propuneri capătă un consens în reuniuni internaţionale (Copenhaga, 1960), la care:

Dietrich şi Mehnert definesc: „granit — rocă masivă, fanerocristalină, constînd din cuarţ, feldspat potasic şi plagioclaz sodic (oligoclaz) în cantităţi aproape egale şi în general cu cantităţi mici de minerale femice (5—10% biotit, hornblendă)...
granitoid — termen comprehensiv pentru roci cu compoziţie şi structură apropiată de a granitelor."

Institutul Geologic al României

Considerațiile genetice sînt de fapt acelea care întreţin disputa dintre „granitiști". Dintre cele mai vechi menționăm :

H u t t o n, 1795 : „. . .caracterul transgresiv al granitelor în rocile stratificate, structura cristalină grosieră și apariția filoanelor granitice impune acceptarea originii granitelor prin cristalizare din lave subterane."

Replica „transformistă" nu întîrzie :

K e i l h a u, 1838 : „. . .mase de roci vechi s-au putut schimba în granite și sienite prin procese lente — prin granitificare sau transmutație". . .

și se pun astfel bazele unor școli privind originea granitelor. Părerile încep să fie din ce în ce mai contradictorii :

M i c h e l-L e v y, 1894 : „. . .granitele (din Franța) s-au format prin procese de înlocuire și asimilare. . ."

R o s e n b u s c h, 1901 : „. . .în cursul diferențierii prin cristalizare produsele finale sînt întotdeauna mai acide decît cele inițiale ; mai precis, ultimele diferențiate sînt mai sărace în Mg, Fe, Ca dar mai bogate în alcalii și siliciu."

R e a d, 1948 : „. . .rocile granitoide pot rezulta din granitizarea unor roci magmatice fără să treacă prin stadiul magmatic (numai în stare solidă). . ."

B o w e n, 1947 : „. . .într-adevăr, modul eficient de ridicare a materialului salic și cădere a materialului femic rămîne diferențierea prin cristalizare a magmei. . .magmatic poate să nu însemne juvenil pentru granite decît doar dacă ele ar fi topituri palingenetice (și diferențiate)".

E s k o l a, 1950 : „. . .există fapte care indică că granitizarea — prin adiție de potasiu și creștere de volum — facilitează ridicarea unor mase intruzive vechi sub formă de domuri."

Pentru fiecare „școală" explicațiile sînt argumentate și plauzibile. Și totuși rămîn semne de întrebare :

B a r t h, 1952 (fide M a r m o, 1971) : „...Conform teoriei cristalizării fracționate o magmă reziduală de compoziție granitică sau granodioritică ar trebui să reprezinte 5 % din magma mamă bazaltică. Ar trebui deci să ne așteptăm ca în lanțurile orogenice să găsim cantități mari de gabbrouri primare. Nici un gabbrou mamă nu se întîlnește însă în lanțurile muntoase. Ce a generat, atunci, acumulările enorme de granite ?"

Ş c o a l a F r a n c e z ă (din M e h n e r t, 1968) : „. . . Granitizarea este definită ca un proces metasomatic în care numai cantități foarte mici de rocă se găsesc într-o stare moleculară dispersă (migrarea ionilor în spații intergranulare prin difuzie). Procesul se desfășoară la temperaturi relativ scăzute, comparativ cu topirea anatectică. . . dar, vitezele de migrare pot explica dimensiunile corpurilor ?"

Cîștigul petrologiei granitelor prin rezultatele experimentale și realizările științelor de graniță înseamnă de fapt teorii noi :

D i e t r i c h, 1962 : „. . .este foarte probabil ca procesul de t r e p t o m o r f i s m — formarea granitelor prin metamorfism isochimic — să joace un rol larg în părțile adînci ale scoarței. . ."

C h o u b e r t, 1968 : „. . .granitizarea reprezintă rezultatul unor reacții de transmutații nucleare, adică, a unor procese de p a l i n g e n e z ă n u c l e a r ă ; . . .granitoidele apar

Institutul Geologic al României

acolo unde are loc o compresiune tectonică maximă, în decursul orogenezelor şi în strînsă legătură cu structura zonei granitizate. . ."

„. . .granitele nu au rădăcină fiind corpuri oarecare, de obicei rotunjite şi care se găsesc în mijlocul seriilor cutate. Forma lor depinde de modul în care se propagă reacţia ţinînd cont de structura regiunii şi de litologia materialului granitizat."

Marmo, 1971: „. . .stadiul iniţial este reprezentat printr-o masă de roci de origină sedimentară conţinînd apă. Această masă este „îngropată" prin procese organice la adîncimi favorabile pentru metamorfismul regional. În aceste condiţii, conform modelului hidrotermal, apa la temperaturi de 400—500°C, expulzată din rocile recristalizate, transportă cu ea componenţi granitici. Ei pot granitiza alte suprafeţe în timp ce masa de roci iniţială va fi granodioritizată."

Lucrările ultimelor două sau trei decenii remarcă fenomenele de convergenţă, iar sintezele despre granite admit multiple căi de formare şi transformare a lor în timp. Recenta concepţie a tectonicii globale se face simţită şi în teoriile asupra granitelor:

Mehnert, 1968: „. . .Conceptul de formare magmatică a granitelor, adică prin cristalizarea magmei ca urmare a descreşterii temperaturii, presupune şi un proces revers; creşterea temperaturii poate cauza formarea de magme secundare — palingenetice — prin retopirea rocilor preexistente; cristalizarea acestor magme ne conduce la roci identice cu cele formate din magme primare, juvenile. . ."

„. . .compoziţia mineralogică a granitelor nu este rezultatul unui singur act petrogenetic; ea rezultă printr-o succesiune de procese. . ."

Shackleton, 1972: „. . .granitele ar putea proveni din diverse surse: din manta, ca diferenţiate primare; din manta, în zonele de distrugere a plăcilor crustale; din scoarţă, prin topire parţială a sedimentelor sau prin granitizare in situ."

Cu o semnificaţie deosebită în petrologia granitelor apar diversele parageneze, stările structurale ale fiecărui mineral şi relaţiile în care se află aceste minerale. În general, „ideile" următoare au la bază multiple date experimentale sau profunde studii microscopice:

Tuttle-Bowen, 1958: „. . .Cristalizarea alături a microclinului şi plagioclazului dintr-o magmă granitică cere o temperatură sub aceea la care aceste roci încep să se topească la 4000 bari P_{H_2O}. . ."

Taylor, 1962: „. . Între feldspaţii de temperatură ridicată — cu reţeaua dezordonată — şi feldspaţii de temperatură scăzută — cu reţeaua ordonată — pot exista toate stările de tranziţie; ele se vor reflecta în proprietăţile fizice şi optice ale feldspaţilor".

Tuttle, 1952: „. . .Prezenţa albitului de ultim stadiu la limita ortoză-plagioclaz indică dezamestecul prin difuziune solidă."

Laves, 1950: „. . .Maclele în grătar ale microclinului apar în procesul de inversiune de la faza monoclinică la cea triclinică. . ."

Chayes, 1952: „. . .Forma şi dimensiunile pertitelor nu reprezintă o simplă funcţie de temperatură; ele depind de istoria complexului petrografic şi în special de presiune."

Şeclăman, 1971: „. . .Un rol hotărîtor în formarea şi evoluţia structurilor myrmekitice l-au avut deformările cataclastice. . ."

Institutul Geologic al României

Am reţinut în continuare cîteva păreri care leagă „fenomenul granitic", în general, cu deformarea (luată în consideraţie — în acest context — abia în anii din urmă):

Berger, Pitcher, 1970: „...Orientarea mineralelor ar putea servi la aprecierea deformaţiei suferite de rocile plutonice. Este încă discutabilă limita pînă la care granitele pot fi considerate roci plutonice şi dincolo de care trec în domeniul metamorfic..."

Iannelo, 1971: „... În ceea ce priveşte paralelismul dintre liniile structurale ale rocilor granitice şi cele ale rocii înconjurătoare se admite că deformarea a avut loc concomitent cu punerea în loc a granitelor."

Sedova, Kotov, 1967: „...Deformările sînt legate de etape ulterioare formării granitoidelor; cristalizările tîrzii la temperaturi joase sînt însoţite de recristalizări parţiale."

Şeclăman, 1972[3]: „...Rolul deformării nu trebuie înţeles numai în sens catalitic, fapt îndeobşte cunoscut...; deformarea trebuie concepută ca factor esenţial al feldspatizării... şi în redistribuirea spaţială a fazelor minerale."

Despre granitoidele de Ogradena:

Semnalarea lor datează din 1869 cînd Fötterle le descrie ca „granite cu granulaţie mare, bogate în cuarţ şi feldspat".

Cunoaşterea, descrierea şi studierea lor în continuare s-a desfăşurat cu mari intermitenţe pe o perioadă de mai bine de 100 ani. Şi-au adus contribuţii: Schafartzik (1890), Codarcea (1940), Strekkeisen (1934), I. şi Elvira Bercia (1957 — 1967)[4], Codarcea, Pavelescu (1963), V. şi Lidia Bîrlea (1964) [5], Codarcea (1968) şi Anastasiu (1971, 1972).

În aria de răspîndire a granitoidelor de Ogradena şi cristalinului limitrof sienitele cu nefelin şi cancrinit — menţionate în 1890 de Schafartzik — au fost studiate în detaliu de către Streckeisen, Giuşcă (1932), Codarcea (1936) şi Anastasiu (1973).

Denumirile de „granit de Ogradena" şi „seria de Neamţu" au intrat în literatură datorită lui Codarcea (1940) care descifrează relaţiile dintre granitoide şi şisturile cristaline dînd, în acelaşi timp, şi primele descrieri petrografice.

Concluziile care s-au desprins din observaţiile şi descrierile referitoare la aceste granitoide au permis — în diverse lucrări de sinteză —

---

[3] M. Şeclăman. Studiul rocilor cuarţo-feldspatice din cursul superior al văii Streiului. Teză de doctorat, 1972, B.C.U., Bucureşti.

[4] I. Bercia, Elvira Bercia. Rapoarte geologice asupra părţii de SE a cristalinului autohton (Banatul de sud), reg. Ogradena—Dubova—Ciucaru Mare, 1957—1967, Arh. MMPG.

[5] V. Birlea, Lidia Bîrlea. Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru metale rare din masivele granitoide Ogradena, Cherbelezu şi Sfîrdinu şi zonele cristaline învecinate, 1964, Arh. MMPG.

Institutul Geologic al României

aprecieri în legătură cu natura rocilor şi momentul punerii lor în loc. Astfel :

Bercia, 1957[6] : „...Mobilizarea sinorogenă a materialului granitic se pare că a avut loc în faza de plutonism sinorogenic din Carbonifer."

Codarcea et al., 1963 : „...Masivul de Ogradena este constituit din granite neomogene, întrucît el prezintă în cea mai mare parte caracterul unei mase palingenetice..."

Codarcea, Pavelescu, 1963 : „...zona masivului Ogradena cuprinde roci masive în faciesuri pegmatitice, roci cu textură gnaisică şi intercalaţii ale cuverturii de şisturi cristaline... puternic afectate de granitizare şi feldspatizare şi, de asemenea, de un metamorfism de contact termic"...

„...legate de pulsaţii tardive (pegmatite n. n.) pot fi sienitele nefelinice din munţii Ogradena şi o bogată succesiune filoniană..."

„...majoritatea masivelor de granite şi granitoide s-au pus în loc în timpul orogenezei caledoninene..."

Dessila—Codarcea, Codarcea, 1968 : „... Intruziunea granitului de Ogradena a fost ceva mai tîrzie, postorogenică, metamorfozînd termic enclavele care aparţin seriei de Vodna."

Din concluziile cu caracter general privind granitoidele din domeniul danubian şi care argumentează, într-un fel sau altul, plasarea masivului Ogradena — în timp şi spaţiu — citãm :

Giuşcă et al., 1969 : „...În domeniul extern, magmatismul sinorogen şi tardeorogen s-a manifestat deosebit de intens. Importante mase de granitoide au fost puse în loc. Deoarece conglomeratele din baza seriei de Drăgşan superior nu conţin remaniate aceste granitoide, considerăm că ele sînt legate de orogeneza baicaliană."

Balintoni, 1971[7] : „... Metamorfismul baicalian se caracterizează şi prin intruderea unor mari mase granitoide în cristalinul danubian... granitizarea demonstrează existenţa în geosinclinalul baicalian carpatic a unor fenomene de mobilizare de excepţională forţă..."

„...Acceptăm derivarea aportului în urma fenomenelor petrecute în aria de interacţiune dintre plăcile individualizate ale scoarţei, existente în jurul teritoriului carpactic în orogenul baicalian, care au avut drept consecinţă majoră formarea topiturilor granitoide puse în loc în autohtonul danubian."

Savu, 1973 : „...magma granitoidă primară din care au rezultat plutonii din provincia granitoidelor baicaliene din avantfosa autohtonului danubian, s-a format în părţile profunde ale scoarţei prin mobilizarea palingenă a păturii granitice şi prin anatexia parţială a păturii sialice constituită din cele mai vechi şisturi cristaline prebaicaliene-postcareliene."

„...În lumina noii teorii a expansiunii fundului oceanelor putem considera.. că încă din precambrian, zona Europei vestice, în parte oceanică şi în parte acoperită cu o cuvertură de şisturi cristaline prebaicaliene, se insinua — printr-un fenomen de subducţie —

---

[6] Op. cit. pct. 4.

[7] I. Balintoni. Studiul comparativ al migmatitelor din R.S.R. cu privire specială asupra acelora din Carpaţii Meridionali, în vederea elucidării mecanismului proceselor petrogenetice. Teză de doctorat, 1970, B.C.U., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

sub continentul est-european, în care condiţii, formaţiunile baicaliene erau cutate şi deversate spre continent, iar materialul sialic prebaicalian era topit şi injectat printre aceste cute..."

III. VEDERE DE ANSAMBLU ASUPRA POZIŢIEI ŞI ALCĂTUIRII MASIVULUI

În Carpaţii Meridionali — în special în domeniul autohton şi mai puţin în cel getic — rocile granitoide îmbracă aspectul unor masive foarte diverse ca mărime, formă şi structură, fiind asociate întotdeauna şisturilor cristaline. Studiul complex al unui asemenea masiv nu poate fi de aceea conceput izolat de cadrul său geologic şi petrografic.

Particularităţile mineralogice, petrografice şi structurale ale „asociaţiei granitoide — şisturi cristaline" în zona de SE a Banatului conferă acesteia un caracter de excepţie. „Asociaţia" se poate contura cartografic sub forma unui masiv elipsoidal, al cărui ax lung măsoară 18 — 20 km între pîrîul Mraconia şi Săcărştiţa iar cel scurt 1 km la extremităţi şi 5 km în partea centrală. Acest masiv — Ogradena — este localizat în partea terminală a aliniamentului central Parîng-Vîlcan-Valea Cernei, în imediata vecinătate a cristalinului getic şi în continuarea accidentelor tectonice din valea Cernei (Codarcea, Pavelescu, 1963; Savu, 1970; Anastasiu, 1972).

Masivul este delimitat continuu pe flancul vestic şi intermitent în cel estic, de şisturile cristaline ale seriei de Neamţu (Codarcea, 1940). În flancul estic el este mărginit şi de „cristalin getic" şi de formaţiuni sedimentare.

În spaţiul cuprins între Dunăre, valea Cernei (pînă la Topleţ) şi cumpăna de ape Strineac, Cusa, Criviţa, Lucidol se pot distinge astfel două unităţi : masivul granitoid şi cristalinul de Ogradena şi zonele limitrofe.

Masivul granitoid şi cristalinul de Ogradena. Prin forma şi poziţia sa în raport cu orientarea de ansamblu a cristalinului danubian, granitoidele de Ogradena formează un masiv concordant, cu structură şi petrografie complexă. În cadrul masivului se întîlnesc foarte frecvent, la marginea sa, şi mai rar în părţile sale centrale, intercalaţii de şisturi cristaline, uneori cu caracter de xenolite (enclave enalogene) (Didier, 1973).

Asociaţia intimă a acestora cu rocile granitoide şi petrografia lor, distinctă de cea a cristalinului înconjurător, le conferă un caracter aparte şi impune studiul lor simultan cu al rocilor granitoide. Datorită poziţiei şi evoluţiei lor, deosebite de a zonelor limitrofe, încadrăm intercalaţiile de şisturi la „cristalinul de Ogradena".

Structura masivului este complicată şi de prezenţa, alături de intercalaţii, a unor enclave cu caracter omogen (Didier, 1973) de tipul şlirelor şi skialitelor.

Institutul Geologic al României

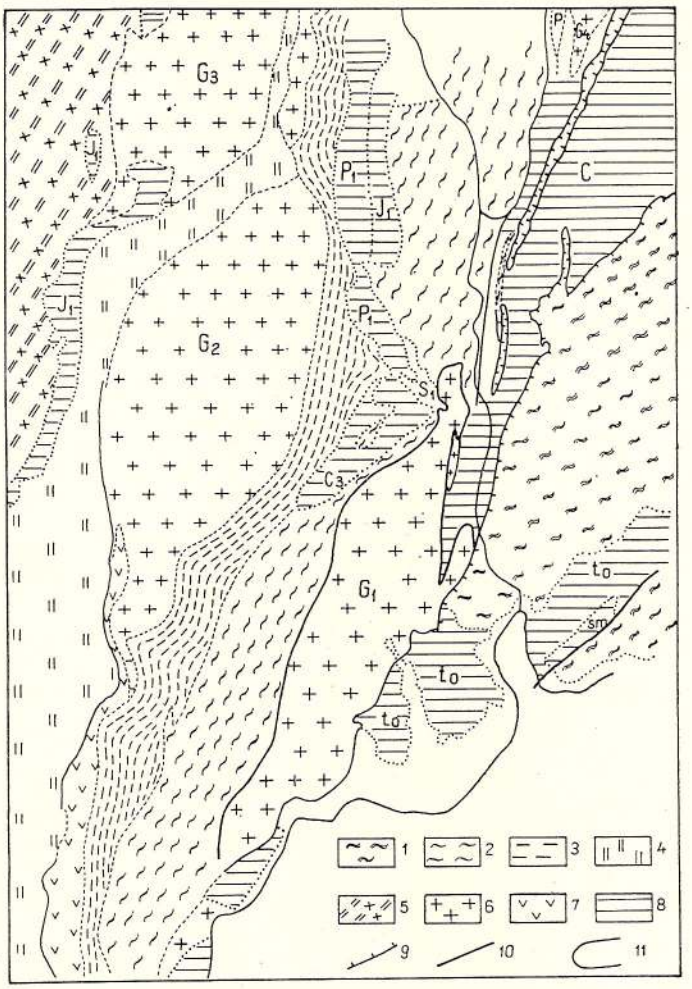


Fig. 1 — Schiţa geologică a masivelor granitoide din Banatul de sud-est(domeniul autohton); simplificat după harta geologică editată de Institutul Geologic, scara 1 : 200000. 1, formaţiuni cristaline ale domeniului getic; 2—6, formaţiuni cristaline ale domeniului danubian : 2, zona de Neamţu; 3, zona de Corbu; 4, zona de Poiana Mraconiei; 5, zona de Ielova; 6, masive granitoide : G_1, Ogradena; G_2, Cherbelezu; G_3, Sfîrdinu; G_4, Cerna; 7, ultrabazite 8, formaţiuni sedimentare : P-Permian, J-Jurasic, C - Cretacic, to-Tortonian, sm-Sarmaţian; 9, linie de încălecare; 10, linie de falie; 11, limita masivului granitoid Ogradena.

Geological sketch of the granitoid massifs of the southeast Banat (autochthonous domain); simplified according to the geological map published by the Geological Institute, scale 1 : 200.000. 1, crystalline formations of the Getic domain; 2—6, crystalline formations of the Danubian domain : 2, Neamţu zone; 3, Corbu zone; 4, Poiana Mraconiei zone; 5, Ielova zone; 6, granitoid massifs : G_1, Ogradena; G_2, Cherbelezu; G_3, Sfîrdinu; G_4, Cerna; 7, ultrabasites; 8, sedimentary formations : P-Permian, J-Jurassic, C-Cretaceous, to-Tortonian, sm-Sarmatian; 9, overthrust line; 10, fault line; 11, limit of the Ogradena granitoid massif.

Institutul Geologic al României

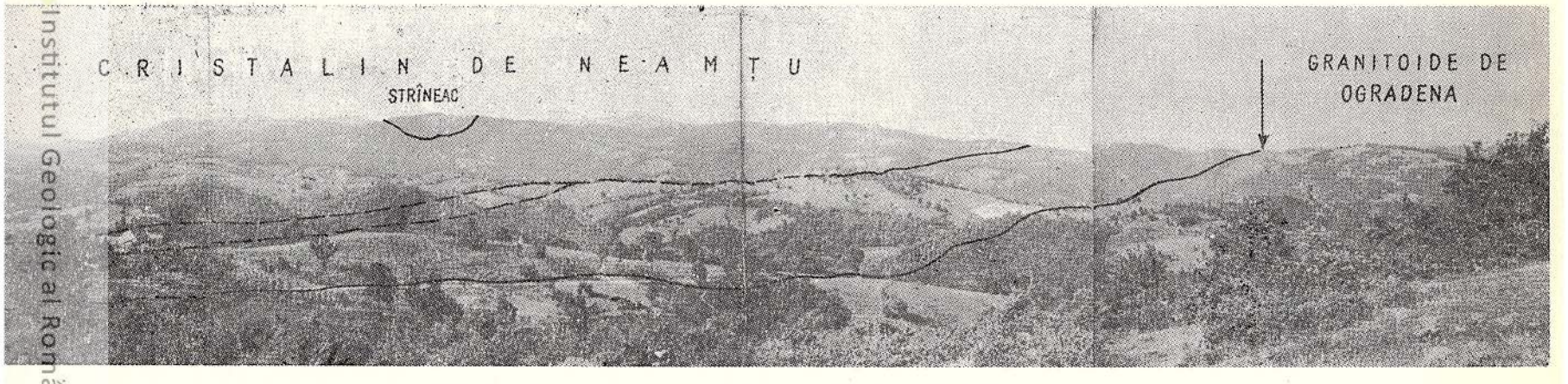


Fig. 2 — Imaginea panoramică a zonei dintre Costineț și Sohodol.
Panoramic view of the zone between Costineț and Sohodol.

Institutul Geologic al României

În limitele masivului, rocile granitoide şi intercalaţiile lor de şisturi cristaline sînt străbătute de diverse roci filoniene: microgranodiorite porfirice, micrcsienite foidice şi lamprofire.

Zonele limitrofe. În constituţia zonelor limitrofe — bine distincte atît din punct de vedere petrografic cît şi structural — considerăm:

Cristalinul de Neamţu, reprezentat printr-o gamă largă de complexe petrografice cărora li se asociază roci eruptive deosebite ca poziţie (relaţii, vîrstă) şi compoziţie: granitoide de Lucidol, corpuri şi filoane de roci alcaline, filoane de microgranodiorite porfirice şi lamprofire. În zona de tranziţie de la granitoidele de Ogradena spre cristalinul de Neamţu se întîlnesc discontinuu, pe flancul vestic al masivului, diverse tipuri de migmatite arteritice (S e d e r h o l m, 1967; M e h n e r t, 1968).

Cristalinul getic [8], în contact anormal faţă de rocile granitoide, apare între ogaşul Lupului şi pîrîul Seracova Mare.

Formaţiunile sedimentare [9], de vîrstă mezozoică (la Cazane şi în lungul văii Cerna, între Topleţ şi pîrîul Crivina) şi terţiară (în bazinetul Orşova-Bahna).

IV. MASIVUL GRANITOID OGRADENA ŞI ZONELE SALE LIMITROFE

1. DESCRIERI PETROGRAFICE

În descrierea tipurilor petrografice şi în alegerea ordinii de prezentare a acestora s-a avut în vedere obiectul de studiu — rocile granitoide — şi relaţiile lor în teren cu şisturile cristaline. Prezenţa acestor din urmă roci sub formă de intercalaţii şi enclave impune prezentarea lor aparte. Se descrie de asemenea, separat, cristalinul de Neamţu care constituie, în ansamblu, zona limitrofă granitoidelor de Ogradena.

1.1. ROCI GRANITOIDE

Cartarea detaliată a masivului Ogradena şi a zonelor sale limitrofe a pus în evidenţă prezenţa unor roci granitoide cu compoziţie şi structură diverse, asociate atît cristalinului de Neamţu cît şi cristalinului de Ogradena. Granitoidele din cadrul cristalinului de Neamţu, descrise acum pentru prima oară, le-am denumit granitoide de Lucidol pentru a le deosebi de cele din cadrul masivului propriu-zis — granitoidele de Ogradena.

Alegerea unui criteriu regional de separare a tipurilor de granitoide — evident, nu întotdeauna cel mai bun — de data aceasta s-a impus şi datorită particularităţilor mineralogice şi structurale ce le deosebesc.

Între granitoidele de Lucidol şi cele de Ogradena nu au fost puse în evidenţă relaţii directe.

[8'9] Aceste formaţiuni sînt reprezentate cartografic, dar nu fac obiectul unor descrieri în această lucrare.

Institutul Geologic al României

1.1.1. Granitoidele de Lucidol

Granitoidele de Lucidol aflorează sub forma unei fîşii cu orientarea N — S, din pîrîul Lucidol şi pînă în pîrîul Mala, fîşie întreruptă de cîteva falii transversale şi flancată de şisturi cristaline cuarţo-feldspatice, amfibolite şi retromorfite (pl. XXXIV).

Macroscopic se caracterizează prin faciesuri masive (uneori pegmatitice pe pîrîul Lucidol) şi mai rar, microcristaline. Prezenţa feldspatului potasic de culoare roz, abundent în rocă, este o trăsătură specifică.

Caractere microscopice : structura granitoidelor este hipidiomorfă spre allotriomorf-faneritică ; mai rar, la sud de pîrîul Crivişa apar structuri microgranulare.

Efectele de cataclază, omniprezente în minerale, contribuie la apariţia de structuri caracteristice. Textura este neorientată pentru granitoidele larg cristalizate ; în cele cu granulaţie mai fină se remarcă o tendinţă de orientare a mineralelor micacee (pl. VIII, fig. 1, 2 ; pl. IX, fig. 1).

Compoziţia modală este cea a unui granodiorit (tab. 1 ; fig. 3).

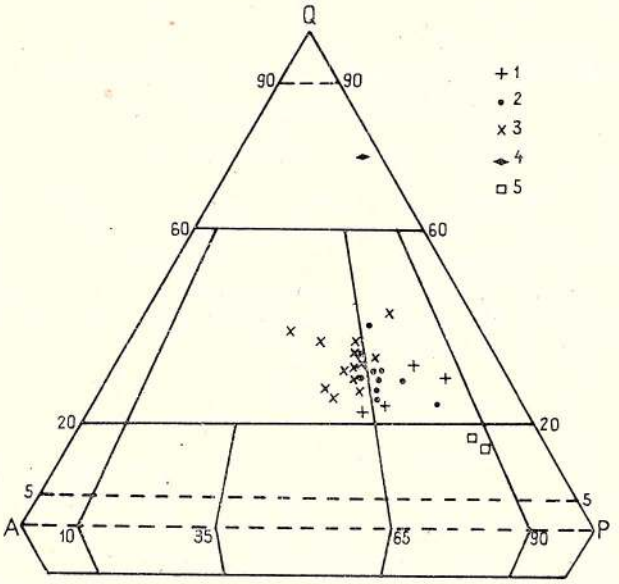


Fig. 3 — Proiecţia analizelor modale în diagrama *QAP* (cf. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 1973). 1, granite de Lucidol ; 2, granite gnaisice de Ogradena ; 3, granite masive de Ogradena ; 4, intercalaţii de şisturi cristaline ; 5, cristalin de Neamţu.

Projection of the modal analyses on the *QAP* diagram (cf. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 1973). 1, Lucidol granites ; 2, Ogradena gneissic granites ; 3, Ogradena massive granites ; 4, intercalations of cristalline schists ; 5, Neamţu crystalline.

Institutul Geologic al României

Plagioclazul este un oligoclaz cu 10 — 20% An. Cristalele sînt de obicei anhedrale, mai rar subhedrale şi aproape întotdeauna alterate (caolinit, sericit). Maclele polisintetice păstrează de cele mai multe ori urmele deformărilor mecanice (îndoiri, efilări, fragmentări). Include cristale deformate de cuarţ şi biotit. Lipsesc aspectele myrmekitice şi antipertitice.

TABELUL 1

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor din granitoidele de Lucidol

Mineralul	Compoziţia modală %	Dimensiunea mineralului (mm)
plagioclaz	40 — 42	0,5 — 1,5 ; 4
feldspat potasic	22 — 25	1 — 3
cuarţ	20 — 34	0,5 — 0,8
biotit	5 — 15	0,1/0,5 ; 0,3/0,8
sfen, apatit, epidot	1	—

Feldspatul potasic este subordonat cantitativ plagioclazului şi apare sub formă de cristale anhedrale proaspete sau slab caolinizate, de obicei lipsite de macle (rar macle Carlsbad). Urmele de deformare sînt relativ frecvente. De asemenea structurile sînt pertitice de tip „stringlets", „strings" (Deer et al., 1967). Include plagioclaz, cuarţ şi uneori biotit. Constantele optice ($2\ V_\alpha = 60 — 80°$) indică un ortoclaz spre microclin intermediar.

Cuarţul formează aglomerări neregulate în care cristalele au extincţie ondulatorie. De asemenea, cristale fragmentate de cuarţ se găsesc pe diverse fisuri din feldspaţi.

Biotitul apare fie ca lamele izolate, fie grupate în cuiburi De obicei este cloritizat.

Mineralele accesorii mai frecvente sînt sfenul şi apatitul.

1.1.2. Granitoidele de Ogradena

Termenul de granitoid are un sens larg şi defineşte rocile cuarţo-feldspatice ce alcătuiesc masivul cu acelaşi nume. El este departe de a caracteriza aspectele petrografice şi structurale ale masivului.

De asemenea, în sensul său larg, el nu poate fi şi nu trebuie extrapolat pentru toate tipurile de roci care apar în aria de dezvoltare a masivului [10].

[10] Intim asociate cu granitoidele, în masiv apar intercalaţii şi enclave de şisturi cristaline.

Institutul Geologic al României

Separarea de varietăţi poate avea la bază criterii mineralogicie, petrografice sau structurale. Termenii de granitoide microclinice sau granitoide cu biotit, cu biotit şi muscovit sînt de asemenea prea largi şi nu permit ilustrarea relaţiilor din teren.

Folosirea termenului de granitoid nu este justificată de fluctuaţii petrografice, ci de proiecţia analizelor modale (în triunghiul *QAP*, fig. 3) de o parte şi de alta a limitei convenţionale care separă cîmpurile granit-granodiorit.

De asemenea, ceea ce se impune ca un criteriu obiectiv după o cartare detaliată şi atentă este prezenţa sau absenţa foliaţiei, determinată de abundenţa sau sărăcia în minerale micacee la un moment dat, indiferent dacă este vorba de biotit sau muscovit. În acest fel, criteriul structural — tendinţa gnaisică sau lipsa acesteia — ni se pare că rămîne cel mai adecvat într-o tratare, în care compararea acestor elemente reprezintă un element reper.

Orientarea mineralelor micacee este elementul care frapează, este elementul pe care căutăm să-l descifrăm şi în rocile leucocrate aparent masive. Abundenţa mineralelor micacee şi în special a biotitului în nivele bine orientate, sau a mineralelor salice în cuiburi şi zone filoniene, reprezintă elemente suplimentare ce vin să lărgească gama aspectelor structurale şi mineralogice pe care pot să le îmbrace rocile granitoide.

Astfel, se vor descrie : granitoide gnaisice, granitoide masive, pegmatite şi aplite.

1.1.2.1. **Granitoide gnaisice.** Granitoidele gnaisice se întîlnesc sub forma unor fîşii continui sau discontinui, cu orientare generală SW — NE, spre flancul vestic şi în partea de nord a masivului (pl. XXXIV). Limita faţă de complexul cristalin cuarţo-feldspatic este concordantă, mineralele micacee din granitoide şi şisturile cristaline prezentînd aproximativ aceeaşi orientare. Contactele cu granitoidele masive sînt parţial concordante, parţial discordante.

Macroscopic se prezintă ca roci cu granulaţie medie sau largă, de culoare cenuşie, caracterizate printr-o dezvoltare abundentă a micelor.

Acestea — biotitul şi subordonat muscovitul — prin modul lor de aglomerare (benzi, lentile, cuiburi) şi orientare conferă granitoidelor gnaisice variate aspecte texturale (fig. 4, 5, 6).

Rocile sînt de obicei proaspete, alteraţia superficială determinînd o uşoară argilizare a feldspaţilor şi, în aceste cazuri, o mai bună observare a lor.

Caractere microscopice : structura granitoidelor este allotriomorf-inechigranulară (prezenţa unor fenoblaste de plagioclaz sau microclin), uneori cu pronunţate aspecte cataclastice.

Textura orientată este determinată atît de orientarea micelor, cît şi de dispunerea alternantă a unor nivele larg şi fin cristalizate (aspecte rubanate) ; în aceste nivele, cuarţul îmbracă forme lenticulare cu îndinţări caracteristice (pl. X, fig. 1, 2, 3 ; pl. XI, fig. 1, 3).

Compoziţia mineralogică, relativ variabilă, corespunde domeniilor granit-granodiorit (tab. 2; fig. 3).

Institutul Geologic al României

Plagioclazul. Conținutul în *An* al feldspaților plagioclazi din granitoidele gnaisice variază între 10 — 24%, cu valori mai frecvente în domeniul 18 — 24% *An* (fig. 7).

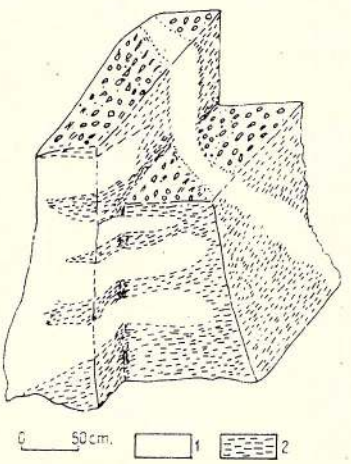


Fig. 4 — Relații între granitoide masive (1) și granitoide gnaisice (2); valea Eșelnița.
Relationships between massive granitoids (1) and gneissic granitoids (2); Eșelnița Valley

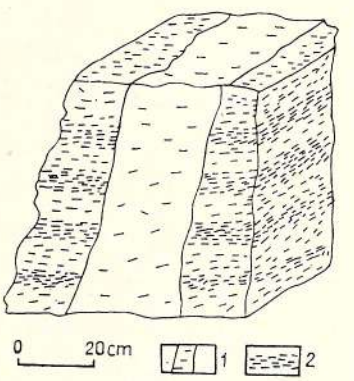


Fig. 5 — Bloc în care se vede orientarea comună a micelor în granitoidele masive (1) și cele gnaisice (2); pîrîul Seracova Mare
Block wherein the common orientation of micas in the massive granitoids (1) and the gneissic ones (2) may be seen; Seracova Mare Brook.

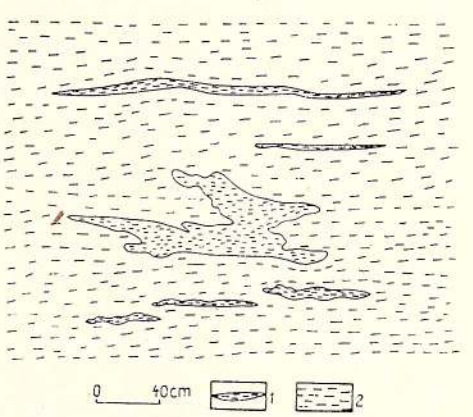


Fig. 6 — Șlire biotitice (1) în granitoide gnaisice (2); pîrîul Căprăriții.
Biotitic schlieren (1) within gneissic granitoids (2); Căprăriții Brook.

Cristalele au caracter subhedral sau anhedral și sînt prcaspete sau alterate. Alterația este de obicei diferențiată și evidențiază o slabă zonare a cristalelor (număr mic de zone și de obicei mai late în părțile centrale). Marginile plagioclazilor rămîn adesea limpezi și au un caracter mai albitic.

Institutul Geologic al României

Mineralele secundare formate pe plagioclaz sînt sericitul, caolinitul şi mult mai rar, epidotul.

În anumite arii de formare a granitoidelor, plagioclazul prezintă urme de cataclază (indivizi de maclă rupţi, îndoiţi) sau capătă un evident caracter ocular (pl. XVI, fig. 1; pl. XVII, fig. 1).

TABELUL 2

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor din granitoidele gnaisice de Ogradena

Mineralul	Compoziţia modală %	Dimensiunea mineralelor (mm)
plagioclaz	33–40	10–20; 0,7
feldspat potasic	18–31	30; 10; 1–2
cuarţ	28–42	0,5–1
biotit	3–6	1–2,5
muscovit	4–6	1–5
minerale accesorii (granat, apatit)	1–2	1–2

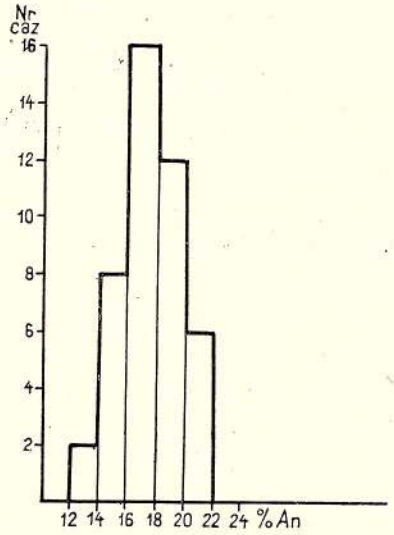


Fig. 7 — Histogramă cu variaţia conţinutului în anortit al feldspaţilor plagioclazi din granitoidele gnaisice de Ogradena

Histogram with the variation of plagioclase feldspars anorthite content of the Ogradena gneissic granitoids.

Limita dintre cristalele de plagioclaz şi microclin este de obicei sinuoasă. Acesta din urmă se dezvoltă la marginea plagioclazului, imprimîndu-i (deranjîndu-i) conturele cristalografice (pl. XVIII, fig. 4). Alteori, cînd microclinul este inclus, se dezvoltă microeuhedral, paralel cu clivajul plagioclazului (de obicei 001). Apar astfel aspecte *antipertitice*.

Institutul Geologic al României

Concreşterile plagioclaz-cuarţ de tip *myrmekit* sînt frecvente şi apar întotdeauna în vecinătatea feldspatului potasic (pl. XXIII, fig. 1).

Cristalele de plagioclaz pot include uneori cuarţ globular.

Feldspatul potasic este un microclin maxim (2 $V\alpha = 80 - 88°$), întotdeauna anhedral şi proaspăt. Se dezvoltă interstiţial sau apare la marginea ori în interiorul cristalelor de plagioclaz. Alteori este întîlnit pe fisuri ce traversează plagioclazul. Întotdeauna este maclat în grătar. Aspectele micropertitice sînt rare (pl. XX, fig. 1). În raport cu plagioclazul prezintă foarte rare urme de deformare, iar în faciesurile accentuat gnaisice capătă aspecte oculare (pl. XX, fig. 3). Cristalele mari de feldspat potasic includ cristale euhedrale sau porţiuni anhedrale de plagioclaz şi cuarţ globular. Incluziunile de myrmekite lobate, în cazul granitoidelor gnaisice au frecvenţă foarte mică sau lipsesc.

Cuarţul. Întotdeauna anhedral, cuarţul formează aglomerări în cuiburi alungite sau neregulate. Frecvent, el prezintă extincţie ondulatorie şi plane de incluziuni foarte fine nedeterminabile. De cele mai multe ori contactul dintre cristalele de cuarţ din interiorul agregatelor se realizează prin „îndinţare". Cuarţul inclus în feldspaţi are limite nete şi adesea formă globulară (excepţie face cuarţul vermicular din myrmekite).

Biotitul se dezvoltă sub formă de lamele orientate, ce imprimă rocii textura gnaisică (pl. X, fig. 1). Pleocroismul cristalelor proaspete este : γ — brun, brun-oliv ; α — galben.

Unele cristale prezintă început de cloritizare; rar, incluziuni de zircon.

Muscovitul nu apare în toate granitele gnaisice, dar cînd este întîlnit se găseşte alături de biotit sub formă de lamele largi, orientate. Uneori se găseşte inclus în plagioclaz sau microclin şi poate conţine cuarţ

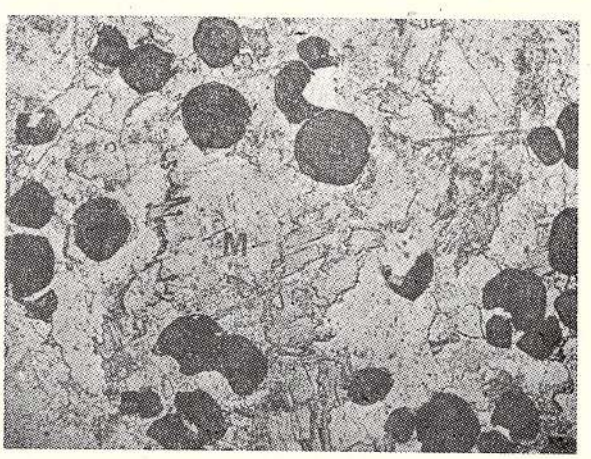


Fig. 8 — Granaţi relicţi (G) în granitoide cu muscovit (M); pîrîul Seracova Mare; N||; × 10
Relict garnets (G) within muscovite-bearing granitoids (M); Seracova Mare Brook; N||; ×10

cu care dă aspecte de concreştere. La unele cristale de muscovit feţele terminale spre plagioclaz sînt puternic franjurate.

Granatul este proaspăt, omogen, cu limite nete faţă de celelalte minerale. Uneori prezintă crăpături (fig. 8).

Institutul Geologic al României

Studiul prin difracția razelor X a acestui granat a confirmat prezența almandinului cu parametrul reticular $a = 11{,}5725 \pm 0{,}0447$ (limitele de variație ale valorilor parametrului „a" pentru almandin sînt 11,520 — 11,603 — D e e r et al., 1967) [11].

Rețeaua almandinului este confirmată și de următoarele valori:

I	θ	d	hkl
20	11,60	3,8229	
25	13,35	3,3365	222
52	15,46	2,8837	400
100	17,32	2,5821	420
20	21,46	2,1011	521
40	28,85	1,5946	640
30	29,40	1,5659	730
40	30,02	1,5365	642

1.1.2.2. **Granitoide masive.** Granitoidele masive sînt roci leucocrate, sărace în mice și pentru acest motiv ușor de deosebit de granitoidele gnaisice. În cadrul masivului aflorează continuu în partea sa centrală pe pîraiele Satului, Sohodol și Mala, iar la nord de valea Eșelnița apar în alternanță cu granitoidele gnaisice. La scara masivului, suprafețele cartate cu granitoide masive apar concordante cu șistozitatea granitoidelor gnaisice și cu orientarea generală a cristalinului de Neamțu și Ogradena. La scara aflorimentului însă, apar destul de frecvent relații de discordanță atît față de granitoidele gnaisice cît și față de complexele cristaline (fig. 9).

Discordanța însă, cel mai adesea, nu este marcată de „străpungere", ci de o limită de întrerupere a mineralelor femice (biotitul în special) (fig. 4). În unele cazuri — păstrînd proporțiile de participare — s-a observat aceeași orientare a mineralelor micacee în ambele faciesuri, gnaisice și masive.

Situațiile de „străpungere" sînt rare (Pîrîul cu Plopi) și, cu excepția unor cute ptygmatice, se pot pune greu în evidență (fig. 10).

Macroscopic se prezintă ca roci de culoare deschisă, relativ masive, cu structură granulară larg și mediu cristalizată. Textura lor neorientată vădește totuși, cîteodată, o slabă tendință de orientare a mineralelor micacee. Agregatele de cuarț și feldspat nu sînt orientate.

Caractere microscopice: structura granitoidelor este allotriomorf (rar hipidiomorf)-grăunțoasă. Dimensiunile mineralelor participante sînt neegale, cele cu caracter de fenoblaste fiind plagioclazul și feldspatul potasic.

Textura la nivelul secțiunilor subțiri este neorientată. Compoziția mineralogică este uniformă, iar trăsăturile fiziografice ale mineralelor nu se deosebesc mult de cele ale granitoidelor gnaisice. De asemenea, variațiile

[11] Analist R. G i u ș c ă, I.G.G., București.

Institutul Geologic al României

de structură ale rocilor nu atrag după sine variaţii în compoziţie. Limitele între care se încadrează participarea în rocă a diferitelor minerale sînt date în tabelul 3.

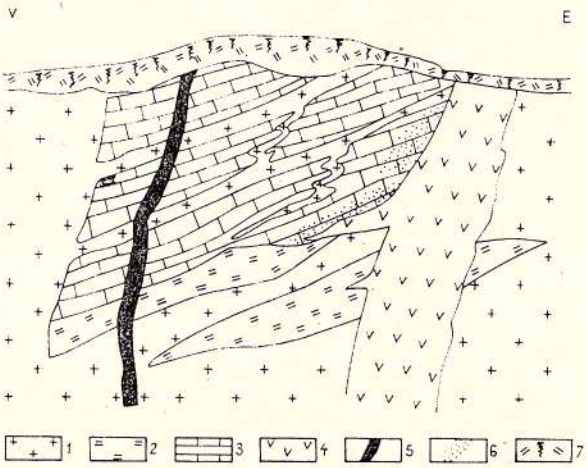


Fig. 9 — Schiţă de afloriment din valea Eşelniţa : se remarcă relaţiile dintre granitoidele masive (1), intercalaţiile de amfibolite (2), calcarele cristaline (3) şi magmatitele alpine(4, (5) ; skarne (6), sol (7).
Outcrop sketch of the Eşelniţa Valley : the relationships of massive granitoids (1), amphibolite intercalations (2), crystalline limestones (3) and alpine magmatites (4, 5) may be noticed ; skarns (6), soil (7).

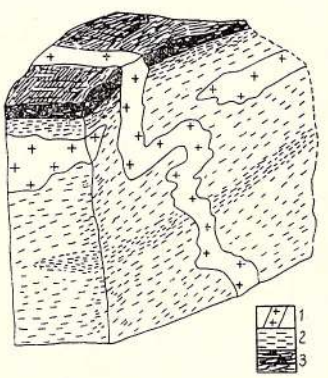


Fig. 10. — Cută ptygmatică (1) în granitoide gnaisice (2) şi intercalaţie biotitică (3) ; valea Eşelniţa.
Ptygmatic fold (1) within gneissic granitoids (2) and biotitic intercalation (3) ; Eşelniţa Valley.

P l a g i o c l a z u l apare fie ca fenoblaste subhedrale sau euhedrale, fie sub formă de cristale anhedriale de dimensiuni mici. Conţinutul în anortit al plagioclazului este variabil (între 12 — 23 % An), frecvenţa maximă avînd-o cristalele cu 16 — 18 % An (fig. 11).

Plagioclazul, de obicei, este proaspăt. Alteraţia, cînd apare, este diferenţiată şi imprimă cristalelor un slab caracter zonat. Ea constă din

Institutul Geologic al României

caolinit dispus în plaje şi din sericit dezvoltat preferenţial de-a lungul fisurilor sau clivajelor. De obicei zonele marginale ale plagioclazului se menţin proaspete şi au un caracter albitic (pl. XXI, fig. 3).

TABELUL 3

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor din granitoidele masive de Ogradena

Mineralul	Compoziţia modală %	Dimensiunea mineralului (mm)
plagioclaz	35 — 45	5 — 3; 0,5
feldspat potasic	15 — 28	2,5; 0,2 — 0,5
cuarţ	32 — 42	1 — 0,2; 0,3
biotit		0,6/0,2
muscovit	2 — 3	
minerale accesorii (granat)	0,5 — 1	0,4

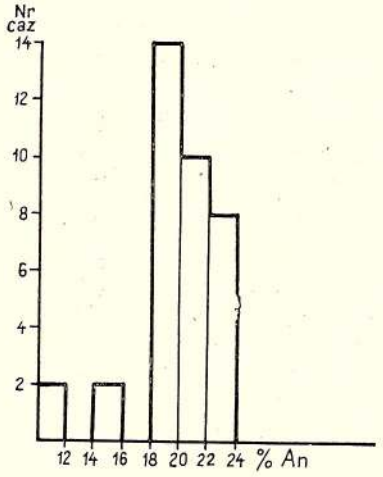


Fig. 11 — Histogramă cu variaţia conţinului în anortit al feldspaţilor plagioclazi din granitoidele masive de Ogradena.

Histogram with the variation of plagioclase feldspars anorthite content of the Ogradena massive granitoids.

Maclele polisintetice se întîlnesc în mod obişnuit sub formă de asociaţii de indivizi de lăţimi diferite; indivizii efilaţi sau cei cu urme de îndoire sînt mai rari.

Concreşterile myrmekitice sînt frecvente. Ele se întîlnesc la contactul cu feldspatul potasic sau sînt înglobate de acesta (pl. XXIII, fig. 2; pl. XXIV, fig. 2).

Feldspatul potasic este un microclin intermediar spre maxim ($2\,V\alpha = 72 - 84°$), cu dezvoltare anhedrală, interstiţial sau sub diverse forme pe plagioclaz: franjuri, plaje, filiform de-a lungul clivajelor,

Institutul Geologic al României

pseudomorfoze totale. Alteori, apare ca fenoblaste incluzînd grupuri de cristale de plagioclaz — parţial corodate — şi grupuri de cuarţ globular (pl. XIX, fig. 1; pl. XX, fig. 2).

Caracteristica sa generală este dată de caracterul său proaspăt, prezenţa maclelor în grătar şi lipsa unor deformări. Aspectele micropertitice sînt accidentale.

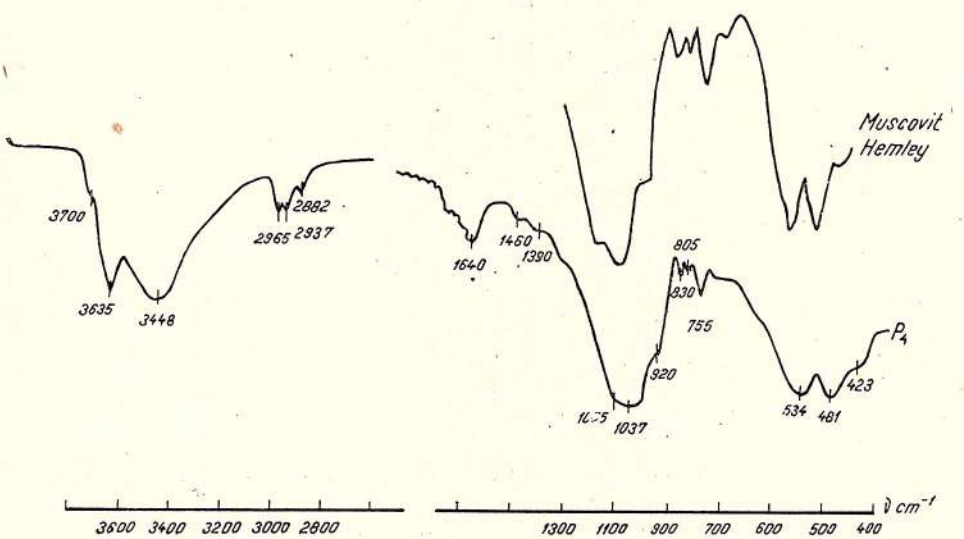


Fig. 12 — Spectrul de absorbţie pentru cristale de muscovit din granitoide de Ogradena (P_4), comparativ cu un spectru etalon (muscovit Hemley).

Absorbtion spectrum for muscovite crystals of the Ogradena granitoids (P_4), compared to a standard spectrum (Hemley muscovite).

Cuarţul apare în aglomerări de cristale anhedrale cu extincţii ondulatorii şi plane de incluziuni nedeterminabile. Se individualizează de asemenea sub formă de cuarţ globular şi vermicular (în myrmekite).

Biotitul cu pleocroism vizibil în nuanţe de brun, brun-verzui (γ) pînă la galben (α) este de obicei proaspăt. În cazuri mai rare, marginal, se dezvoltă cloritul.

Muscovitul se dezvoltă în lamele relativ largi, cu feţele terminale franjurate. Acest caracter este mai evident la limita sa cu feldspatul potasic.

Spectrul de absorbţie în infraroşu al cristalelor de muscovit a fost efectuat informativ şi este redat, comparativ cu spectrul standard, în figura 12 [12].

Banda de absorbţie de la 3 635 cm^{-1} este caracteristică grupării *OH* şi specifică tipului structural dioctaedric.

[12] Analist C. Crăciun, I.S.C.P., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Granatul este de asemenea un almandin. Studiul prin difracția razelor X a indicat pentru acest granat un parametru reticular „a" = 11,5657 propriu almandinului [13]. Pentru acest granat au fost calculate următoarele valori θ, d, hkl:

I	θ	d	hkl
55	11,28	3,9299	—
10	12,77	3,4857	222
20	15,45	2,8853	400
100	17,34	2,5792	420
10	19,08	2,3516	422
12	21,52	2,0974	521
5	22,75	1,9878	—
10	23,32	1,9418	—
20	24,29	1,8687	532
31	28,88	1,5916	640
37	29,41	1,5654	—
40	30,02	1,5365	642

Apare ca fenoblaste rotunjite, lipsite de alterații și întotdeauna delimitate de mineralele din jur (plagioclaz, cuarț, microclin). Nu prezintă incluziuni. S-a constatat, uneori, tendința granatului de a se acumula în plane leucocrate (pl. XI, fig. 2).

Alte minerale accesorii sînt clinozoizitul și epidotul.

1.1.2.3. **Pegmatite și aplite.** În cadrul masivului granitoid sau la periferia sa, faciesurile pegmatoide sînt rare. Ele nu formează niciodată filoane bine delimitate sau corpuri conturabile. De obicei, apar sub formă de cuiburi neregulate în apropierea unor zone de deformare. Astfel de aspecte pegmatoide au fost întîlnite pe pîraiele Satului, Sohodol, Mala și în bazinul Seracova.

Compoziția rocilor este identică cu a granitoidelor. Se remarcă o creștere a conținutului de muscovit în raport cu cel de biotit. Feldspatul potasic apare sub formă de fenoblaste de dimensiuni mari (3 — 4 cm).

În cuiburile pegmatitice din valea Eșelniței au fost întîlnite concreșteri grafice între feldspatul potasic și cuarț (pl. XXIII, fig. 3; pl. XXIV, fig. 3); concreșterile myrmekitice se mențin frecvente. Mineralele componenteînre gistrează deseori efecte ale fenomenelor de deformare: fisuri în feldspați, plane de maclă sinuoase, mice îndoite, cuarț puternic ondulatoriu (pl.XVI, fig. 3; pl. XVII, fig. 3).

Ca și pegmatitele, rocile cu caracter aplitic nu apar în „forme de zăcămînt" proprii. Ele se întîlnesc ca faciesuri microcristaline bogate în cuarț, feldspați și muscovit. S-a remarcat, suplimentar, tendința granatului de a se concentra în aceste faciesuri (pl. IX, fig. 3).

[13] Analist R. Giușcă, I.G.G., București.

Institutul Geologic al României

1.2. INTERCALAȚII ȘI ENCLAVE DE ȘISTURI CRISTALINE (CRISTALINUL DE OGRADENA)

Una din trăsăturile caracteristice ale masivului Ogradena o constituie asociația intimă dintre rocile granitoide și șisturile cristaline. În ansamblu — datorită particularităților de compoziție și structură — șisturile cristaline din cadrul masivului se pot încadra sub numele de „cristalin de Ogradena", termen care grupează și separă aceste roci de complexele din cristalinul de Neamțu.

În cea mai mare parte a lor, șisturile cristaline se prezintă sub formă de intercalații. În ciuda lipsei de afinitate genetică a lor cu granitoidele, termenul de intercalație este de preferat aceluia de enclavă enalogenă (xenolit) pe care D i d i e r (1973) îl propune pentru asemenea roci, iar adoptarea lui este dictată de poziția șisturilor cristaline; ele reprezintă porțiuni de „coperiș" și nicidecum resturi din fundament.

Pentru fragmentele de șisturi cristaline cu parageneză apropiată celor din intercalații, dar provenite din zone adînci, se poate reține termenul de xenolit (enclavă enalogenă).

În masa granitoidelor — aparte de intercalații și xenolite — se întîlnesc și enclave omogene (șlire și skialite) (D i d i e r , 1973), cu compoziții și structuri similare granitoidelor.

1.2.1. Intercalații de șisturi cristaline și xenolite

Intercalațiile de șisturi cristaline au caracter de bancuri sau pachete foarte alungite ce se termină prin efilare (pl. XXXV, XXXVI). Secțiunile transversale prin astfel de pachete au formă elipsoidală (lenticulară) (pl. II, fig. 1). Dimensiunile lor variază foarte mult și depășesc întotdeauna ordinul metrilor. Sînt frecvente intercalațiile de ordinul zecilor de metri (de multe ori ele depășesc limitele unui afloriment și astfel, aprecierea dimensiunilor reale devine imposibilă). Mult mai rar (în cadrul unor blocuri) au fost întîlnite xenolite centimetrice, a căror parageneză este apropiată de cea a șisturilor cristaline din intercalații (pl. III, fig. 2).

Frecvența intercalațiilor este mai mare în zonele marginale sudice și nordice ale masivului (valea Eșelnița, pîraiele Crivița, Seracova, Costineț) decît în părțile sale centrale (pîraiele Sohodol, Mala) (pl. XXXIV).

Intercalațiile pot fi orientate paralel unele în raport cu altele (în special în zonele periferice) și pot forma aliniamente de intercalații sau pot apare fără relații de paralelism, sub forma unor aglomerări (în zone afectate tectonic sau în părțile centrale ale masivului — Pîrîul cu Plopi, pîrîul Focoana).

Privite sub raportul relațiilor lor cu rocile granitoide, intercalațiile sînt concordante și discordante.

În cazul intercalațiilor concordante, axul alungirii lor este paralel cu orientarea generală a masivului, iar poziția foliației (șistozității) lor coincide cu poziția mineralelor micacee din granitoidele gnaisice; se întîlnesc pe pîraiele Satului, Costineț, Sohodol, Eșelnița, Crivița și Seracova (pl. I, fig. 3; pl. II, fig. 2).

Institutul Geologic al României

Intercalațiile discordante, mai rare (pe pîraiele Costineț, Focoana, Pîrîul cu Plopi), au axul lung, oblic sau transversal în raport cu orientarea generală a granitoidelor, iar poziția mineralelor micacee nu concordă cu aceea a micelor din granitoide.

Pentru ambele tipuri de intercalații, limitele (contactele) cu granitoidele — fie gnaisice, fie masive — sînt nete (pl. II, fig. 1).

Caracterele structurale și texturale ale intercalațiilor (sau ale xenolitelor) sînt proprii șisturilor cristaline și sînt, determinate de compoziția lor mineralogică. Se întîlnesc astfel structuri granoblastice, granolepidoblastice, lepidoblastice și nematoblastice. Textura este șistoasă, uneori rubanată sau cu caracter filitic (în unele zone tectonizate) (pl. XII, XIII).

Din punct de vedere petrografic, intercalațiile corespund unor paragnaise, micașisturi, amfibolite, șisturi cristaline și calcare cristaline cu sau fără impurități (silicați).

Paragnaisele sînt, de obicei, asociate cu micașisturile către care prezintă treceri frecvente, dificil de prins cartografic. În cadrul acestor enclave există o tendință de grupare, în zone lentiliforme, a mineralelor micacee, pe de o parte și a mineralelor cuarțo-feldspatice, pe de altă parte (pl. XII, fig. 1; pl. XIII, fig. 1).

Amfibolitele și șisturile amfibolice apar de cele mai multe ori ca enclave independente. Alteori, însă, se asociază cu bancuri de calcare cristaline pe care le suportă (valea Eșelnița, Pîrîul cu Plopi) (fig. 9).

La contactul calcarelor cristaline cu filoanele de porfire granodioritice apar zone decimetrice neregulate, cu parageneză de skarn.

Principalele asociații paragenetice ce corespund acestor tipuri de roci sînt date comparativ cu paragenezele șisturilor cristaline din complexul de Neamțu (tab. 4).

Trăsăturile mineralelor din paragenezele menționate sînt proprii asociațiilor metamorfice formate în condițiile faciesului amfibolitelor, subfaciesul cu staurolit (B. 2. 1. — după W i n k l e r, 1967).
Astfel:

P l a g i o c l a z u l din *paragnaise* este un oligoclaz cu 24 — 26% An, cu forme subhedrale sau anhedrale dezvoltate în oceli. Maclele polisintetice de tip Albit sau Carlsbad au de obicei planul (010) orientat perpendicular pe direcția micelor. De obicei, micele învăluie cristalele de plagioclaz și nu sînt incluse de acesta. Adesea, plagioclazul se asociază cu cuarțul în vine leucocrate cu granulație variabilă. Cristalele mari de plagioclaz prezintă coroane albitice și includ la margine cuarț globular; aceste cristale prezintă uneori și concreșteri cu cuarț vermicular (aspecte myrmekitice). În cîteva intercalații de paragnaise (pîrîul Costineț) au fost evidențiate și aspecte antipertitice date de prezența microclinului de-a lungul unor plane de clivaj. În *amfibolite*, plagioclazul este mai bogat în anortit (30 — 32%), relativ proaspăt, subhedral și iar maclat polisintetic (fața de asociere 010). Nu prezintă urme de deformare.

C u a r ț u l din *paragnaise* și *micașisturi* este tipic metamorfic, cu îndințări caracteristice între granule. Acestea, alungite sau aglomerate în cuiburi lenticulare, prezintă întotdeauna extincție ondulatorie; prezintă

Institutul Geologic al României

TABELUL 4

Asociații paragenetice în cristalinul de Ogradena și cristalinul de Neamțu

		ASOCIAȚII PARAGENETICE											FACIESURI IZOGRADE
		Fk	Plg	Q	B_1	Mu	Acc	Plg	Ho	B_1	Q	Acc	Cc	Px	Amf	Ep	Zo	G	
CRISTALINUL DE OGRADENA	INTERCALAȚII (XENOLITE)		24				A,E	32				S,E,A							$B_{2.1.}$
			26				±G,A	32				S,A,E							$B_{2.1.}$
			24					32				S,A,E							$B_{2.1.}$
							±GA	32				S,A,E							$B_{2.1.}$
							G												
	ENCLAVE HOMOGENE (SLIRE SKIALITE)																		
			18				±G												$B_{2.1.}$
CRISTALINUL DE NEAMȚU	COMPLEXUL ROCILOR CUARȚO-FELDSPATICE ȘI MICACEE		22				A												$B_{2.1.}$
			16																$B_{2.1.}$
					±														
	COMPLEXUL ROCILOR AMFIBOLICE							30-40		±		S,A							$B_{2.1.}$
								30-40		±		S,A							$B_{2.1.}$
	COMPLEXUL RETROMORFITELOR ȘI CATACLAZITELOR		Se		cl			Se		Se		E							$B_{1.2.}$
			Se		cl			Se		Se	Se	E,S							$B_{1.2.}$
	COMPLEXUL FILITELOR		Se		cl		E												
					± cl		±Se E,Pi	8	Ac	±Se		±G							$B_{1.2.}$

24 A,E,etc. 24% An, A-apatit; E-epidot; S-sfen; G-almadin; Zo-clinozoizit; Se-sericit; Cl-clorit; Ac-actinot; P-pirită

Institutul Geologic al României

de asemenea, o tendință preferențială de a se asocia cu plagioclazul în benzi leucocrate . Cu caractere asemănătoare se întîlnește și în șisturile amfibolice.

B i o t i t u l apare în varietăți brune, de obicei roșcat comparativ cu cristalele de biotit din granitoide sau cristalinul de Neamțu. Adesea este asociat cu muscovitul, în nivele cu orientare evidentă. De cele mai multe ori cristalele sînt proaspete. Cloritizarea lor este accidentală, iar

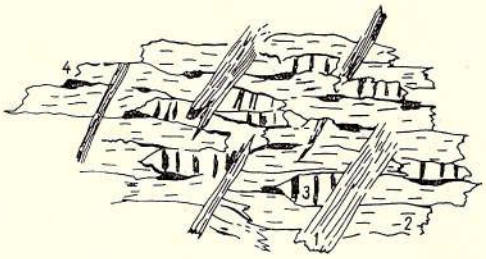


Fig. 13 — Relațiile dintre biotit (1) și hornblendă (2) în unele intercalații de amfibolite; plagioclaz (3), magnetit (4); pîriul Satului.

Relationships between biotite (1) and hornblende (2) in some intercalations of amphibolites ; plagioclase (3), magnetite (4); Satului Brook.

cînd apare (cloritul) se dezvoltă ca franjuri la marginea cristalelor de biotit sau paralel cu clivajul acestora. Cînd apare în asociație cu amfibolul (în roci cu caractere intermediare între paragnaise și amfibolite) are de cele mai multe ori o orientare diferită de a acestuia.

A m f i b o l u l în toate asociațiile în care apare este o hornblendă verde ($c : \gamma = 17 - 22°$; $2V\gamma = 60 - 70°$; pleocroism evident — γ — verde deschis, α — galben-verzui). Cristalele sînt proaspete și orientate subparalel în nivele distincte, cu structuri nematoblastice (pl. XII, fig. 3). Uneori aceste nivele sînt traversate oblic de lamele de mică (biotit) (fig. 13).

În amfibolite și șisturi amfibolice, mineralele accesorii cele mai frecvente sînt sfenul, apatitul și epidotul, prezente de obicei ca incluziuni în hornblendă și/sau plagioclaz.

Din xenolite cu caracter gnaisic au fost recoltate cristale de granat asemănătoare cu cele din granitoide. Studiul prin difracția razelor X a evidențiat și în acest caz prezența almandinului cu parametrul reticular „a" = 11,5630 [14]. Celelalte valori calculate (θ și d) sînt :

I	θ	d	hkl
35	12,46	3,5628	—
100	18,27	3,3489	222
25	15,17	2,9375	400
55	17,03	2,6247	420
20	21,26	2,1200	521
15	23,84	1,9019	611,532
35	28,28	1,6225	710,550
50	29,42	1,5649	730

[14] Analist R. G i u ș c ă, I.G.G., București.

Institutul Geologic al României

În bancurile de calcare cristaline, asociaţiile mineralogice variază de la tipuri monominerale la tipuri complexe. În ansamblu au fost întîlnite următoarele minerale : calcit, diopsid, tremolit, actinot, epidot, clinozoizit, granat ± cuarţ ± plagioclaz ± microclin.

C a l c i t u l apare ca un constituent exclusiv al calcarelor cristaline sau ca un constituent principal al calcarelor cu impurităţi. Se dezvoltă

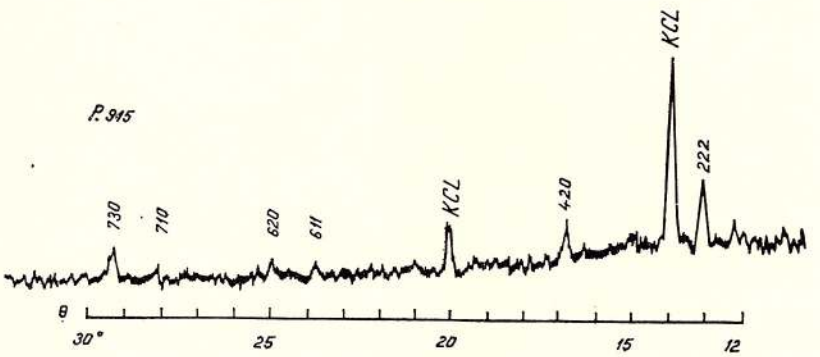


Fig. 14 — Difractograma probei de almandin.
Almandine sample difractogram.

anhedral, deseori cu macle polisintetice şi urme de deformare. Alteori, apare remobilizat pe fisuri sau spărturi în piroxeni, granaţi etc.

P i r o x e n u l aparţine seriei diopsid-hedenbergit, cu $c : \gamma = 40 - 42°$, $2V\gamma = 70°$; apare ca granule anhedrale şi subhedrale, uneori alterate marginal.

A m f i b o l u l este un termen din seria actinot-tremolit cu dezvoltare prismatic-fibroasă. Apare de obicei în agregate (snopi) şi mai rar sub formă de cristale izolate subhedrale.

E p i d o t u l se întîlneşte sub formă de granule diseminate în masa de calcit sau în cuiburi în care unele cristale capătă o largă dezvoltare. Pentru aceste cristale s-a determinat $c : \gamma = 32°$; $2V_\alpha \approx 70 - 75°$. În părţile lor centrale se conturează feţe cristalografice şi zone (variaţii sistematice evidente ale culorilor de birefringenţă şi pleccroismului).

G r a n a t u l, întotdeauna izotrop, prezintă tendinţe idioblastice. Este deseori concrescut cu cuarţul sau epidotul. Aceste minerale par a coroda granatul de-a lungul unor direcţii paralele cu feţele cristalografice. Alteori prezintă aspecte cu incluziuni de cuarţ, piroxen, epidot.

1.2.2. Enclave omogene

Alături de intercalaţiile şi xenolitele de şisturi cristaline, în cadrul masivului granitoid se mai întîlnesc acumulări de minerale micacee (biotit şi muscovit) sau cuarţo-feldspatice sub formă de şlire şi skialite. Ele au

Institutul Geologic al României

caracter de enclave omogene (D i d i e r , 1973), prezentînd afinităţi structurale şi de compoziţie cu rocile granitoide.

Şlirele reprezintă acumulări „stratiforme" de biotit sau muscovit concordante cu direcţia foliaţiei din rocile granitoide. Grosimea şlirelor este de ordinul centimetrilor (5—25—30 cm), iar lungimea lor variabilă. Uneori formează benzi continue (pl. II, fig. 2 ; pl. III, fig. 3), iar alteori sînt reprezentate prin scurte acumulări lentiliforme, intermitente (fig. 6).

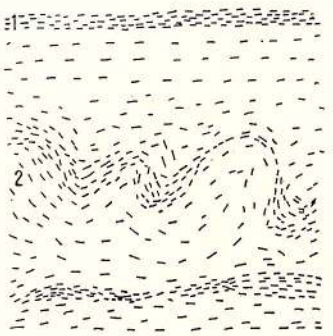


Fig. 15. — Şlire (1) şi skialite (2) în granitoidele de Ogradena ; cariera Mala. Schlieren (1) and skialiths (2) in the Ogradena granitoids ; Mala quarry.

Limitele lor sînt relativ nete şi de aceea concentrările de biotit, uşor detaşabile. Aceste slire au fost întîlnite pe pîraiele Căprăriţii, Sohodol, Mala, pe valea Eşelniţa şi în bazinul pîrîului Seracova.

Biotitul şi muscovitul din alcătuirea lor prezintă proprietăţi identice cu ale aceloraşi minerale din rocile granitoide.

Concentrările neregulate de biotit, evidenţiate în special în granitoidele din cariera Mala, îmbracă aspecte skialitice. Ele reprezintă zone neuniforme cu limite difuze, uneori bordate de o coroană leucocrată în care se identifică şi cristale de almandin (fig. 15; pl. II, fig. 3).

1.3. ŞISTURI CRISTALINE LIMITROFE (CRISTALINUL DE NEAMŢU)

Şisturile cristaline flanchează continuu la vest şi intermitent la est, masivul granitoid. Ele aparţin unor zone cu diverse grade de metamorfism şi vor fi descrise — cu excepţia şisturilor cristaline din promontoriul Brotium[15] — sub numele de cristalinul de Neamţu[16]. În cadrul acestei unităţi petrografice s-au putut separa 4 complexe de roci cu caractere mineralogice şi structurale proprii, între care se pot pune limite cartografice, şi anume : complexul rocilor cuarţo-feldspatice şi micacee ; com-

[15] Aceste şisturi aparţin domeniului getic, au fost reprezentate cartografic, dar nu fac obiectul unei descrieri în această lucrare.

[16] În extremitatea vestică a masivului granitoid A. C o d a r c e a şi M a r c e l a D e s s i l a C o d a r c e a au descris şisturi cristaline de tipul gnaiselor şi amfibolitelor sub numele de „seria de Neamţu" (M a r c e l a D e s s i l a C o d a r c e a, 1968).

Institutul Geologic al României

plexul rocilor amfibolice şi al calcarelor cristaline; complexul retromorfitelor şi al cataclazitelor; complexul filitelor.

1.3.1. Complexul rocilor cuarţo-feldspatice şi micacee

Se dezvoltă pe flancul vestic, în imediata vecinătate a rocilor granitoide, sub forma unei fîşii cu lăţime variabilă (200 — 600 m) „întreruptă" din loc în loc de falii transversale („Satului", „Vodna", „Cărbunăria-Focoanea", „Piţigui"). Complexul întretaie cursul mijlociu al pîraielor Mraconia, Costineţ, Satului, Vodna, Mala, Eşelniţa, Criviţa. În flancul estic, un mic petec al acestor roci se dezvoltă la sud de pîrîul Săcărştiţa şi la nord de pîrîul Mraconia.

Complexul este format din: gnaise; paragnaise micacee; şisturi biotitice (cuarţite biotitice).

Între aceste tipuri de roci există adesea tranziţii şi din acest motiv, imposibil de fixat limite. Variaţiile mineralogice (în special variaţia conţinutului de biotit în raport cu aceea de cuarţ şi feldspaţi) în gnaise şi paragnaise conferă deseori acestora *aspecte migmatice* (agmatite şi mai rar stromatite). Caracterul mixt al unor asemenea zone (pîrîul Satului, pîrîul Mala, pîrîul Criviţa) este întărit de prezenţa discordantă a unor filoane şi cute ptygmatice cu compoziţie cuarţo-feldspatică (fig. 16; pl. V, VI).

Cînd aspectele migmatice lipsesc rocile au structuri granolepidoblastice sau lepidoblastice şi texturi orientate — şistoase, uneori rubanate.

Compoziţia mineralogică a rocilor ce alcătuiesc acest complex este:

plagioclaz $_{16-25\%\ An}$ + *cuarţ* + *microclin* + *biotit* (pentru gnaisele microclinice);

plagioclaz $_{20-30\%\ An}$ + *cuarţ* + *biotit* + *muscovit* (pentru paragnaise);

biotit + *cuarţ* + *muscovit* (pentru şisturile biotitice).

Paragenezele menţionate situează şisturile cristaline respective în faciesul amfibolitelor, subfaciesul staurolit — almandin (B.2.1. după Winkler, 1967).

Pentru componenţii mineralogici principali s-au remarcat următoarele caractere distincte:

Plagioclazul este un oligoclaz cu conţinut de anortit (16 — — 30%) mai scăzut decît al plagioclazilor din „cristalinul de Ogradena".

Cristalele au caracter de xenoblaste, adesea elipsoidale şi parţial sericitizate şi caolinitizate. Maclele polisintetice sînt mai rare şi se remarcă în majoritatea rocilor lipsa concreşterilor myrmekitice şi antipertitice.

Microclinul în rocile gnaisice apare în două forme distincte: interstiţial (în aceste cazuri mult subordonat cantitativ) şi ocular, proaspăt cu incluziuni de plagioclaz şi cuarţ. În aceste situaţii cu totul sporadic pot apare aspecte myrmekitice.

Cuarţul, cu caracterele sale comune, înregistrează şi în aceste roci urmele stressului.

Biotitul este pleocroic în nuanţe de verzui, brun-oliv, după γ şi gălbui după α. Tenta sa verde îi dă un caracter distinctiv şi-l deosebeşte

Institutul Geologic al României

de biotitul cristalinului de Ogradena (din enclave şi intercalaţii unde are o tentă roşcată). Întotdeauna în aceste şisturi prezintă un început de cloritizare.

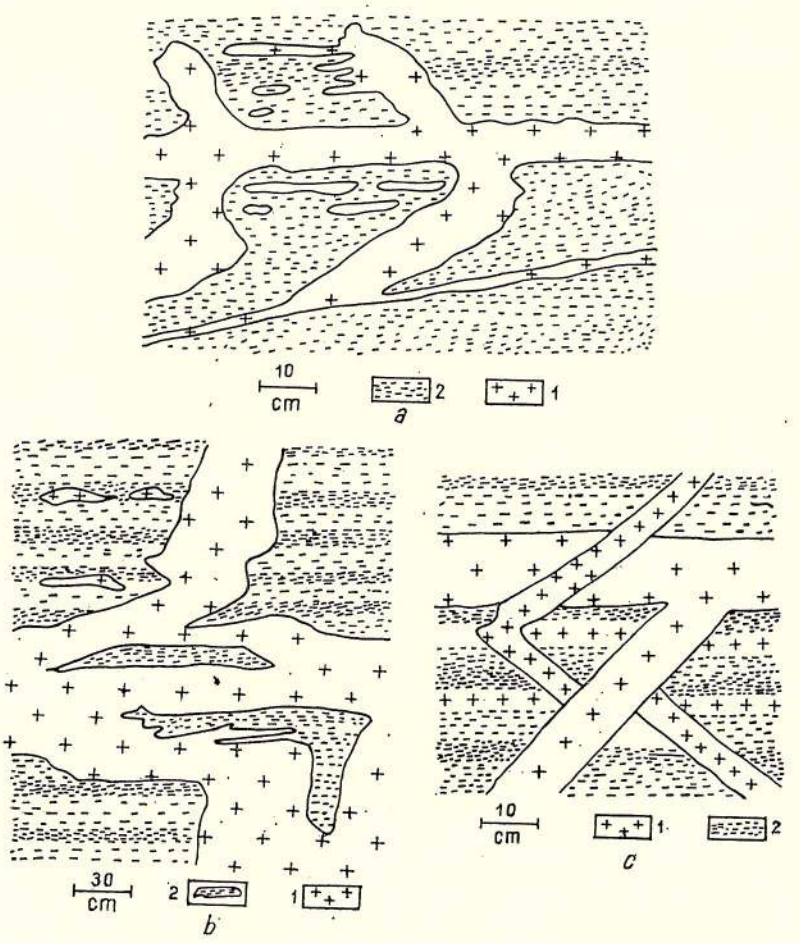


Fig. 16 — Diverse aspecte migmatice în complexul rocilor cuarţo-feldspatice şi micacee din imediata vecinătate a granitoidelor de Ogradena.
1, componenta leucocrată, 2, componenta melanocrată.
Various migmatic aspects within the complex of quartz-feldspathic and micaceous rocks nearby the Ogradena granitoids.
1, leucocratic component; 2, melanocratic component.

M u s c o v i t u l, cînd apare, însoţeşte biotitul şi nu manifestă concreşteri şi urme de reacţie cu alte minerale.

Remarcăm lipsa din complexul rocilor cuarţo-feldspatice a mineralelor index şi în special a almandinului.

Institutul Geologic al României

1.3.2. Complexul amfibolitelor şi al calcarelor cristaline

Rocile acestui complex apar intim asociate şi cu limite nete faţă de complexele petrografice învecinate (parţial cel cuarţo-feldspatic, parţial cel al retromorfitelor). De la pîrîul Piţigui şi pînă la sud de pîrîul Vodna rocile aflorează într-o bandă relativ continuă (întreruptă doar de falii transversale). La sud de pîrîul Vodna complexul apare sub formă de zone lentiliforme.

Din punct de vedere petrografic în cadrul complexului se disting : amfibolite (ortoamfibolite), şisturi amfibolice, „amfibolite" cu biotit, calcare cristaline.

Amfibolitele masive (ortoamfibolitele), adesea larg cristalizate şi lipsite de o orientare a mineralelor, ocupă în cadrul complexului poziţii centrale. Ele trec marginal la faciesuri mediu- spre microcristaline şi, prin acestea, la şisturi amfibolice în care mineralele componente prezintă orientări evidente. Între aceste tipuri de roci se intercalează discontinuu „amfibolitele" cu biotit.

Calcarele cristaline apar ca intercalaţii subţiri (0,5—1 m) ce formează însă orizonturi reper (în special în partea de nord a cristalinului de Neamţu, pîrîul Piţigui).

Din punct de vedere minerologic, rocilor menţionate le sînt proprii următoarele parageneze :

plagioclaz$_{40\%An}$ + *hornblendă* + *sfen* ± *apatit* (pentru amfibolite) ;
plagioclaz$_{35\%An}$ + *hornblendă* + *cuarţ* ± *sfen* ± *apatit* (pentru şisturi amfibolice) ;
plagioclaz$_{35\%An}$ + *hornblendă* + *biotit* + *sfen* ± *cuarţ* (pentru „amfibolitele" cu biotit) ;
calcit ± *epidot* ± *cuarţ* (pentru calcare cristaline).

Paragenezele menţionate corespund condiţiilor de metamorfism din faciesul amfibolitelor, subfaciesul cu staurolit-almandin (B.2.1. — după W i n k l e r, 1967).

Principalele minerale ce intră în alcătuirea asociaţiilor au următoarele caractere distinctive :

P l a g i o c l a z u l, în diversele tipuri de roci, are un conţinut variabil în anortit (30—40%). Apare de obicei anhedral şi alterat (sericitizări, caolinitizări). Indivizii proaspeţi au de obicei dimensiuni mici şi sînt incluşi în amfiboli. Maclele polisintetice, cînd apar, prezintă tendinţă de efilare şi orientare oblică în raport cu dispoziţia amfibolilor.

A m f i b o l u l este o hornblendă verde ($c : \gamma = 20—25$, $2V_\alpha = 65°$, γ — verde, verde-oliv, α — galben-verzui), prismatică, de obicei proaspătă, aglomerată în cuiburi în ortoamfibolite şi dispusă în nivele subparalele în şisturile amfibolice.

Analiza prin spectroscopie de absorbţie în infraroşu a unor amfiboli din nivelele de ortoamfibolite din valea Cusa confirmă prezenţa în rocă a hornblendei [17]. Pentru acest mineral, comparativ cu alţi amfiboli,

[17] Analist C. C r ă c i u n, I.S.C.P., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

devine semnificativă lipsa unor benzi în zona 948 — 1041 (Z u s s - m a n, 1967).

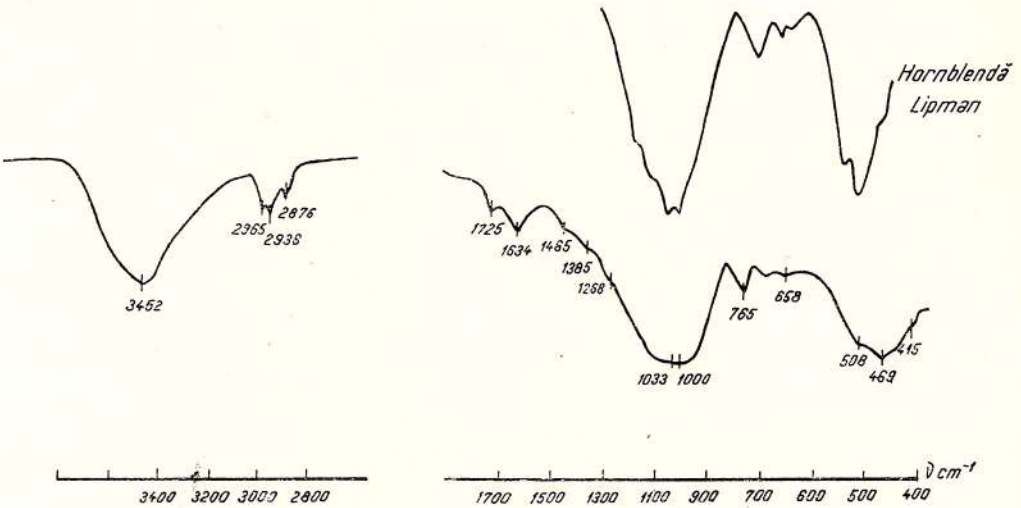


Fig. 17. — Spectrul de absorbție în infraroșu al unor cristale de hornblendă din nivelul orto-amfibolitic de pe valea Cusa.

Infra-red absorbtion spectrum of some hornblende crystals at the level of the Cusa Valley ortho-amphibolitic level.

B i o t i t u l, în rocile în care apare, este brun-gălbui (γ) — galben (α) și adesea prezintă începuturi de cloritizare. El urmează în rocă două direcții preferențiale : una paralelă cu orientarea amfibolilor și alta oblică ($\prec 50°$) în raport cu aceștia.

C u a r ț u l se asociază cu plagioclazul, apărînd în cuiburi sau în lentile. Granulele prezintă îndințări caracteristice și extincție rulantă.

Mineralele accesorii caracteristice acestui complex sînt : sfenul (cristale euhedrale sau granule ușor rotunjite) ; apatitul (cristale scurt prismatice cu terminații rotunjite) ; epidotul (granular, de obicei concentrat în cuiburi) ; oxizi de fier diseminați în amfibolite și șisturi amfibolice (de obicei cristale anhedrale, scurte, incluse în hornblendă).

1.3.3. Complexul retromorfitelor și al cataclazitelor

În zona șisturilor cristaline, concordant cu complexele de roci descrise sau avînd aceeași orientare cu direcția de dezvoltare a granitoidelor de Lucidol sau Ogradena, apar zone continui în a căror constituție intră roci care se găsesc într-o stare de deformare avansată și au suferit grade diferite de retromorfism. Ele se trădează prin caracterul lor eterogen, prin mineralele salice și femice intens deformate și prin prezența, alături, a unor minerale formate în diverse condiții de metamorfism și

Institutul Geologic al României

în etape diferite (plagioclaz/sericit ; hornblendă—biotit/clorit—epidot etc.). Majoritatea rocilor din complex apar foarte friabile şi pun în evidenţă dislocaţii cu caracter disjunctiv.

Retromorfitele se caracterizează prin structuri granoblastice sau lepidoblastice, cu frecvente aspecte de substituţie. Textura lor se păstrează şistoasă, orientată, dar cîştigă adesea un caracter rubanat (pl. XIV, fig. 1, 2 ; pl. XV, fig. 1).

Cataclazitele sînt mai restrînse. O bandă continuă se dezvoltă la limita dintre granitoide şi calcarele mezozoice, între Săcărştiţa şi Seracova. Alte sectoare au caracter lentiliform şi apar pe fondul retromorfitelor din cristalinul de Neamţu.

Compoziţia mineralogică este mult mai complexă şi este controlată de natura materialului supus fenomenelor de retromorfism şi cataclază astfel :

— Paragnaise retromorfe :
plagioclaz$_{15-20\%An}$ + *cuarţ* + *clorit* + *sericit* ± *granat* ;
plagioclaz$_{12-16\%An}$ + *cuarţ* + *biotit* + *clorit* + *sericit*.
— Amfibolitele şi şisturile amfibolice retromorfe :
plagioclaz$_{12:\ 35\%An}$ + *hornblendă* + *clorit* + *sericit* ;
plagioclaz$_{8\%:\ 32\%An}$ + *clorit* + *epidot* + *sericit* ;
plagioclaz$_{5\%:\ 35\%An}$ + *cuarţ* + *epidot* + *clorit*.
— Mineralele din asociaţie reflectă un dezechilibru termodinamic şi indică trecerea rocilor din faciesul amfibolitelor în faciesul şisturilor verzi, subfaciesul cu biotit (B.1.2. — după W i n k l e r, 1967).
— Cataclazite pe granitoide, gnaise microclinice, paragnaise.

În cazul de faţă compoziţia este similară cu aceea a rocilor supuse deformărilor. Structurile realizate păstrează pregnant efectele deformării : cristale sparte de plagioclaz şi cuarţ, indivizi de maclă îndoiţi şi cristale de mică răsucite, extincţii rulante la cuarţ şi biotit.

1.3.4. Complexul filitelor

Filitele formează un complex bine individualizat între amfibolitele şi retromorfitele de la sud de Vodna. Caracterul filitic este evident. Structura lor este microgranoblastică sau microlepidoblastică iar textura şistoasă (filitică). Uneori apar aspecte rubanate date de alternanţa unor benzi cu compoziţie şi structură diferite.

Compoziţia mineralogică nu este foarte variată şi corespunde unui metamorfism de grad scăzut—faciesul şisturilor verzi, subfaciesul cu biotit (B.1.2. — după W i n k l e r, 1967). Principalele parageneze sînt :
plagioclaz$_{8\%An}$ + *cuarţ* + *actinoi* + *epidot* + *zoizit* ;
plagioclaz$_{8\%An}$ + *cuarţ* + *clorit* + *pirită* ;
cuarţ + *sericit* + *clorit* ;
cuarţ ± *sericit* ± *clorit*.
Unele intercalaţii conţin un plagioclaz mai bazic, alături de cuarţ biotit şi sericit.

Institutul Geologic al României

2. STUDIUL FELDSPAȚILOR

În cunoașterea granitoidelor studiul feldspaților reprezintă o condiție „sine qua non". Aceasta nu numai pentru motivul că granitoidele sînt roci preponderent feldspatice, dar și pentru aceea că feldspații — potasici și plagioclazi — reflectă condiții petrogenetice. Ei sînt singurele minerale capabile să ofere date privind „nașterea" și evoluția rocilor granitoide, sînt cele mai sensibile minerale în procesele de transformare pe care le suferă rocile și, astfel, cele mai apte pentru a înregistra și transmite istoria lor.

În studiul feldspaților — pentru scopul vizat — ni se pare semnificativ de a urmări : variația și distribuția proprietăților fiziografice optice și structurale ale feldspaților din diferite tipuri de roci ; interrelațiile dintre feldspații potasici și plagioclazi și apoi, relațiile acestora cu alte minerale.

2.1. FELDSPAȚII POTASICI

Cunoașterea sistematică a feldspaților potasici din masivul Ogradena și zonele limitrofe lui trebuie să ne ofere posibilitatea de a răspunde la cîteva întrebări care ne-au preocupat și care, credem, că pot contura un cadru petrogenetic pentru rocile luate în discuție :

— Feldspatul potasic este unul și același în toate granitoidele sau el prezintă variații optice și structurale capabile să caracterizeze tipurile de roci ?

— Ce concluzii se pot desprinde din distribuția parametrilor optici, chimici și structurali ai feldspaților în cadrul masivului ?

— Există o corelație între fiziografia feldspaților potasici și rocile în care ei apar ?

— Care din trăsăturile studiate au o semnificație petrogenetică generală ?

Pentru aceasta se va urmări în detaliu participarea feldspaților potasici în roci, variațiile lor de habitus, tipurile de maclă și incluziunile, proprietățile lor optice (2 V, extincție). Se vor prezenta de asemenea cîteva rezultate ale investigațiilor prin difracția razelor X și spectroscopia de absorbție în infraroșu.

Feldspații potasici participă în rocile granitoide de Lucidol și Ogradena precum și în unele șisturi cristaline — gnaisele din cristalinul de Neamțu — în proporții variabile. Remarcăm însă de la început lipsa unor deosebiri pregnante între conținutul de feldspat potasic al diferitelor granitoide.

Forma anhedrală a cristalelor constituie o regulă și îmbracă aspecte particulare în diferitele tipuri de roci.

Astfel, *granitoidelor de Lucidol* le sînt proprii cristale largi, bine individualizate, dezvoltate între plagioclaz și cuarț. Limitele față de aceste minerale sînt nete chiar atunci cînd le conțin ca incluziuni (pl. VIII, fig. 1 ; pl. IX, fig. 1, 2).

Institutul Geologic al României

Trăsăturile fiziografice distinctive ale feldspaţilor potasici din aceste granitoide sînt date de: raritatea maclelor, gradul de alterare (uneori avansat — cu trecere în caolinit), frecvenţa urmelor de deformare (neomogenităţi optice, crăpături, îndoirea planelor de maclă).

TABELUL 5

Proprietăţile feldspaţilor potasici din rocile granitoide

	Granitoide de Lucidol	Granitoide de Ogradena		Şisturi cristaline (cristalin de Neamţu)
		gnaisice	masive	
Conţinut în % rocă	22—25	18—31	18—28	8—12
Habitus	anhedral	anhedral interstiţial; plaje; oceli	anhedral interstiţial; plaje; filiform; fenoblaste	anhedral; oceli; interstiţial
Macle	rar Carlsbad	grătar	grătar	grătar
2 Vα val. extreme	60—80	80—88; 92, 94 (!)	72—84	80—86
γ : b Δ	5—12 0,2—0,5	14—20 0,7—1	8—18 0,4—0,8	15—18 —
Grad de alterare (transformări)	de obicei în caolinit	proaspăt	proaspăt	proaspăt
Incluziuni	plagioclaz, cuarţ şi biotit	plagioclaz şi cuarţ	plagioclaz, cuarţ, myrmekite	cuarţ, plagioclaz
Deformări	frecvente	uneori	lipsă	prezente
Pertite Antipertite	tip ,,strings'' ,,rods'' rare	rar ,,stringlets'' rare	f. rar ,,stringlets'' rare	rare rare
Concreşteri grafice	—	—	accidental în unele faciesuri pegmatitice	—

Formele de prezentare ale feldspatului potasic în *granitoidele de Ogradena* sînt foarte diverse. Faciesurile masive se deosebesc de cele gnaisice prin aspectul fenoblastelor, astfel:

— în granitoidele masive, fenoblastele prezintă terminaţii amoeboidale şi includ cuarţ şi plagioclaz cu orientări optice comune sau diferite;

Institutul Geologic al României

uneori, în aceste fenoblaste se schițează o zonare dată de un pigment caolinitic — epidotic (?) propriu plagioclazului, alteori, și aceste cazuri sînt mai rare, zonarea se manifestă prin poziții de extincție diferită (pl. XIX, fig. 2; pl. XXIII, fig. 2);

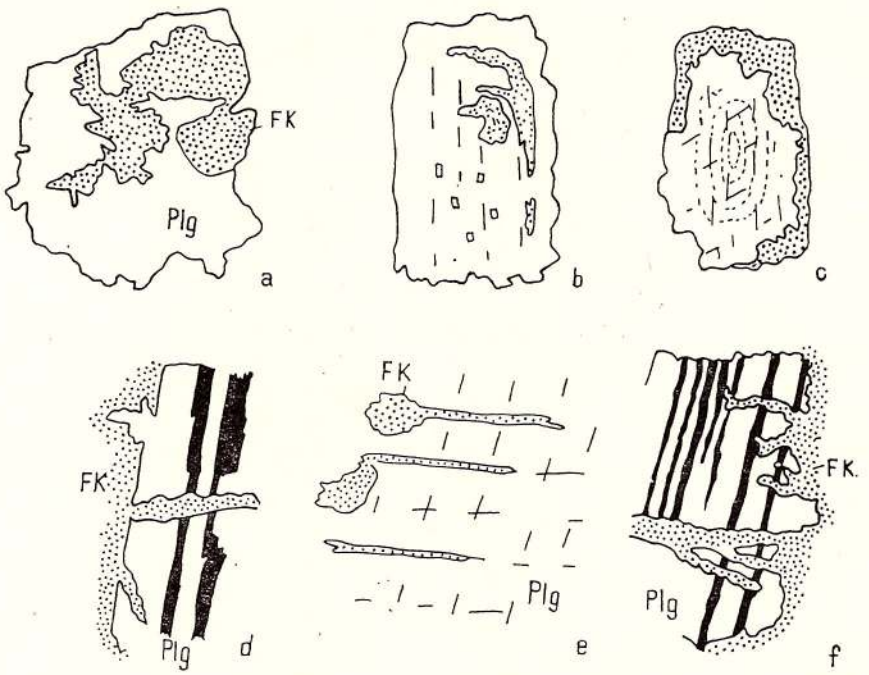


Fig. 18 — Forme de prezentare a feldspatului potasic în relații cu plagioclazul, în granitoidele de Ogradena.

Presentation forms of potassic feldspar in relationships with plagioclase in the Ogradena granitoids.

— în granitoidele gnaisice, fenoblastele îmbracă aspecte oculare cu terminații tentaculare și de obicei lipsite de incluziuni; ele sînt învăluite întotdeauna de mice (pl. XX, fig. 3).

Alături de fenoblaste, în ambele tipuri de faciesuri petrografice (dar cu frecvență mai redusă în cele gnaisice) apar alte variate forme: plaje cu creștere orientată (caracter epitaxial) în cristalele de plagioclaz (fig. 18 c, b); feldspat potasic interstițial; borduri în jurul cristalelor de plagioclaz (fig. 18 c); depuneri controlate de clivaje, plane de maclă și plane de discontinuitate (oblice față de poziția direcțiilor de clivaj sau de maclă) (pl. XVIII; fig. 18 d, e, f).

În ambele faciesuri petrografice, cînd apar, incluziunile de plagioclaz din feldspatul potasic pot fi: orientate, cu contururi euhedrale sau filiforme și în continuitate optică cu cristalele învecinate; dispuse întîmplător, lipsite de contur și crientare optică (pl. XX, fig. 1).

Institutul Geologic al României

Pentru incluziunile filiforme ce reproduc aspecte micropertitice nu s-a putut stabili o regulă privind relaţiile lor cu elementele cristalografice ale feldspatului potasic — plan de clivaj sau plan de maclă.

Maclele cu structură în grătar sînt proprii tuturor formelor de prezentare şi apar uneori — în cazul granitoidelor gnaisice — deranjate din continuitatea lor optică. Fenoblastele de feldspat potasic prezintă pe lîngă macle în grătar şi macle Carlsbad. La unele cristale de feldspat potasic în relaţii de epitaxie cu plagioclazul, una din direcţiile maclei în grătar continuă indivizii de maclă asociaţi după faţa (010) — legea Albitului (pl. XVIII, fig. 1, 2).

În granitoidele gnaisice, maclele feldspaţilor potasici, alături de alte elemente din rocă, înregistrează efecte de deformare : curbarea planelor de asociere la maclele Carlsbad, pierderea continuităţii optice şi apariţia unor zone anormale de birefringenţă la maclele în grătar (B i n n s în 1966 remarcă de asemenea corelaţia dintre gradul de maclare şi intensitatea deformării).

În toate situaţiile descrise din ambele tipuri de granitoide, feldspatul potasic este proaspăt, fără urme de alteraţie.

Studii anterioare de rafinament (L a v e s, 1952 ; G o l d s m i t h, L a v e s, 1954 ; H e w l e t t, 1959 ; T a y l o r, 1962 ; M e g a w, 1962 ; M a r f u n i n, 1962 ; B a r t h, 1969) au stabilit că proprietăţile optice şi cristalografice ale feldspaţilor potasici pot reflecta chimismul acestora şi gradul de ordonare *Al—Si* în cadrul reţelei cristaline. Prin aceasta ele devin desigur indicatori petrogenetici.

Se ştie că abaterea de la simetria monoclinică se manifestă prin ordonarea continuă a poziţiilor *Al—Si* în reţeaua feldspatului potasic şi apariţia la un moment dat a simetriei triclinice. Gradul de triclinicitate este acela ce caracterizează stările structurale ale feldspaţilor potasici, iar relaţia direct proporţională a acestuia cu valorile extincţiei şi ale unghiului 2 V a fost demult recunoscută (G o l d s m i t h, L a v e s, 1954 ; M a c k e n z i e, 1954 ; S m i t h, 1961 ; L a v e s, V i s h w a n a t h a n, 1967).

În scopul de a surprinde variaţii optice şi structurale în feldspatul potasic din granitoide şi unele şisturi cristaline am efectuat un examen optic pentru 2 V şi $b : \gamma$ — cu ajutorul MUF[18] pe 335 cristale din 66 secţiuni subţiri.

Rezultatele acestui examen (tab. 6) evidenţiază faptul că valoarea lui 2 $V\alpha$ variază în limite largi — între 60—94° — pentru toate determinările făcute. Proiectarea valorilor măsurate (fig. 19) pe tipuri de roci aduce precizări referitoare la natura feldspaţilor din rocile analizate. Astfel :

— *în granitoidele de Lucidol*, 2 V_α variază în limitele 60—80° ;

— *în granitoidele gnaisice*, 2 V_α are valori cuprinse între 80—88° ; în cazul acestor roci am remarcat feldspaţi cu semn optic pozitiv (2 V_α = = 86—88°) ;

— *în granitoidele masive*, valorile unghiului 2 V_α ocupă un domeniu mai larg, între 72—86° ;

[18] Măsurătorile au fost efectuate cu MUF—5 axe şi segmenţi cu N=1,52.

Institutul Geologic al României

TABELUL 6

Valorile unghiului $2V\alpha$, $N\gamma$, $N\alpha$ și % Or. în granitoidele analizate

Nr. crt.	Nr. eșantion	Localizarea probei	Nr. determinării	$2V_\alpha$	$\gamma : b$	$N\gamma$	$N\alpha$	*Or.* %	Tip petrografic
1		Pîrîul Mraconiei	4	80—84	12—16				
2	EO11	Pîrîul Căprăriții	4	82—83	12—16	1,5248	1,5182	86	+
3	277	,,							
4	298	Pîrîul Costineților	5	74—84	10—16				+
5	EO13	,,							
6	316	,,	6	80—86					××
7	79	Pîrîul Satului	4	83	16—18	1,5258	1,5190	82	+
		,,	4	84—85	10—16				+
8	80 a	,,	4	82—86	13—18				+
9	80 b	,,	3	81—84	8—20				+
10	86	,,	2	84	10—18				++
11	88	,,	4	83—86	10—18				++
12	328	Pîrîul Lugojiștea	7	84—87	17				++
13	EO18	,,	4	82—84	16				++
14	EO20	,,	4	81—84	15—18				++
15	EO21	,,	4	79—82	12—16	1,5248	1,5118	86	+
16	57	Pîrîul Sohodol	5	78—84	10—18				+
17	58	,,	4	78—82	10—12				+
18	59	,,	15	82—86,94	10—15				++
19	62b	,,	9	76—84	12—20				+
20	64	,,	5	82—84	10—15				++
21	65	,,	4	75—82	10—16				+
22	67	,,	5	75—81	10—14				+
23	68	,,	6	84—88	17—20	1,5230	1,5162	95	+
24	69	,,	10	76—84	10—18				+
25	EO27	,,	6	84—86	17—18	1,5248	1,5182	86	++
26	EO30	,,	6	82—84	12—15	1,5251	1,5183	82	+
27	36	Pîrîul Mala	4	86	16—18	1,5239	1,5177	90	++
28	37	,,	4	84	16				+
29	38	,,	8	72—82	10—17	1,5251	1,5182	82	+
30	EO38	,,	6	79—84	10—18	1,5251	1,5182	82	+
31	39	,,	4	84	16	1,5248	1,5177	86	++
32	40b	,,	5	84—86	16—18				+

Institutul Geologic al României

33	41	,,	9	72—84	10—17				+
34	71	,,	5	80—86	14—20				++
35	72	,,	3	80	12—13				++
36	73	,,	3	84—86	16—20	1,5248	1,5177	86	++
37	433	,,	3	82—84					++
38	1b	Valea Eşelniţa	6	78—84	8—16				+
39	EO31	,,	4	84—86	16—20	1,5248	1,5182	86	++
40	4b	,,	5	78—79	12				+
41	14	,,	4	84;					++
42	EO34	,,	7	74—84	8—18	1,5251	1,5251	82	+
43	EO33	,,	4	80—83	14—16	1,5248	1,5182	86	++
44	5	,,	7	74—84	9—18				+
45	8	,,	4	84—86	16—20				++
46	11	,,	6	76—85	8—14				+
47	25	,,	4	82—86					++
48	EO43	Pîrîul Focoanca	8	83—87	16				++
49	354	Pîrîul Criviţa	4	80—84					++
50	356	,,	4	82—87	12—16				+
51	EO23	,,	4	84—96	16	1,5258	1,5188	80	+
52	EO24	,,	4	84—96	16—18	1,5248	1,5182	86	++
53	360	,,	6	82—86					+
54	525	Pîrîul Seracova Mare	4	78—80	14				+
55	645	Pîrîul Seracova Mare	7	80—87					++
56	674	,,	7	72—82					+
57	675	,,	4	76—82					+
58	676	,,	4	74—76					+
59	539	Pîrîul Seracova Mică	5	83—86					++
60	603	,,	4	80—84					+
61	547	Pîrîul Piţigui	5	85—88					××
62	EO48	,,	4	76—80		1,5239	1,5172	90	++
63	551	,,	5	73, 82—84					+
64	590 a	Pîrîul Lucidol	5	60,72, 80					×
65	591 b	,,	4	60, 80					×
66	615	,,	7	76—78,					
		,,		80—84					××

+ leucogranitoide masive
++ granitoide gnaisice } tip Ogradena
× granitoide tip Lucidol
×× complexul cristalin cuarţo-feldspatic

Institutul Geologic al României

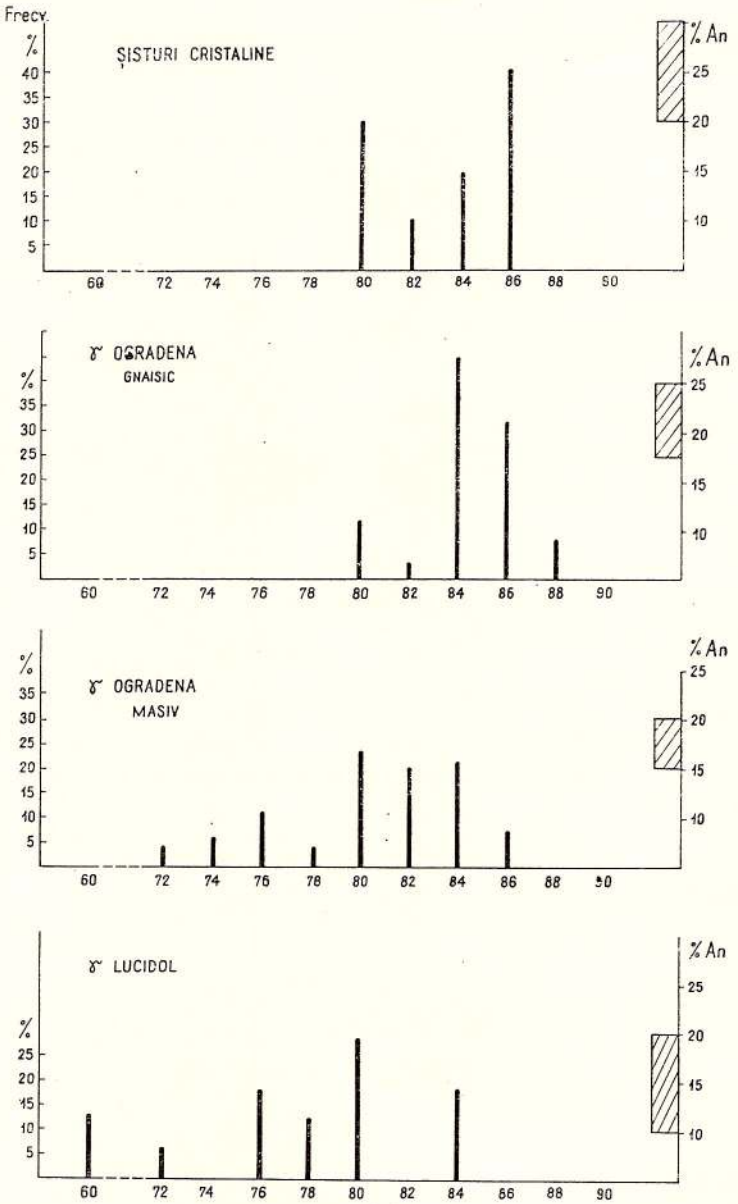


Fig. 19 — Variația procentuală a valorilor 2V pentru feldspatul potasic din granitoide și șisturi cristaline.

Percentage variation of the 2V values for potassic feldspar in granitoids and crystalline schists.

Institutul Geologic al României

— *în rocile cristaline cuarţo-feldspatice* valoarea unghiului $2V$ este mai constantă ($2V_{\alpha} = 80-86°$).

La toţi feldspaţii examinaţi unghiul de extincţie $\gamma : b$ variază între 8—18°, frecvenţele maxime fiind cuprinse între 14—18° (fig. 20). Urmărind sistematic valorile unghiului $2V$ şi $\gamma : b$, atît la fenoblastele de feldspat

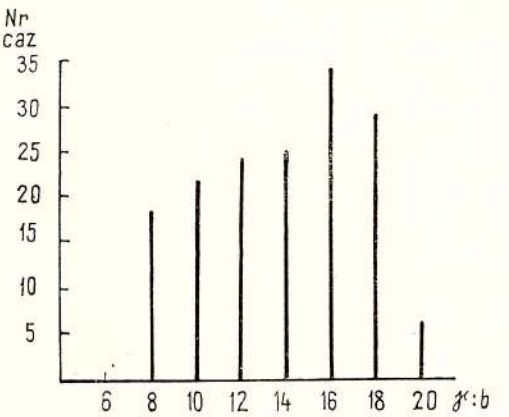


Fig. 20. — Valorile unghiului de extincţie $\gamma : b$ al feldspatului potasic din granitoidele de Ogradena.
Values of $\gamma : b$ extinction angle of potassic feldspar in the Ogradena granitoids.

potasic cît şi aparţiile sale interstiţiale, nu am constatat deosebiri semnificative.

Măsurătorile efectuate au stat la baza aflării gradului de triclinicitate (prin raportarea $\gamma : b$ pe diagrama lui Brown, 1962) şi astfel, a stării structurale.

Proiecţia valorilor măsurate în diagrama lui Laves-Vishwanathan (1967), modificată după diagrama lui Marfunin (1962), indică feldspaţi potasici cu triclinicitate variabilă, ale căror stări structurale corespund microclinului intermediar şi microclinului maxim. În figura 21 se pot vedea limitele de variaţie ale lui pentru cele trei tipuri de granitoide.

În nomenclatura lui Laves-Vishwanathan feldspaţii potasici din *granitoidele de Lucidol* sînt microclin sanidinic spre microclin intermediar cu $\Delta = 0{,}2-0{,}5$, iar în *granitoidele de Ogradena*, aparţin tipului microclin — microclin ortoclazic (foarte aproape de limita de stabilitate a microclinului) cu $\Delta = 0{,}4-0{,}8$ pentru faciesurile masive şi $\Delta = 0{,}7-1$ pentru faciesurile gnaisice.

Valorile indicelui de refracţie[19], obţinute pentru un număr de 17 probe (tab. 6) au servit la aflarea compoziţiei feldspaţilor potasici (Tuttle, 1952 în Deer et al., 1967) (fig. 22). Aceasta variază în limite restrînse între *Or* 95 şi *Or* 80. Conţinutul scăzut de Na al feldspaţilor se corelează cu valorile ridicate ale triclinicităţii şi caracteri-

[19] Determinările au fost făcute pe pulbere în amestec cloro-brom-benzen cu ajutorul masei de încălzire. Etalonarea N lichid s-a făcut cu refractometrul A b b e.

Institutul Geologic al României

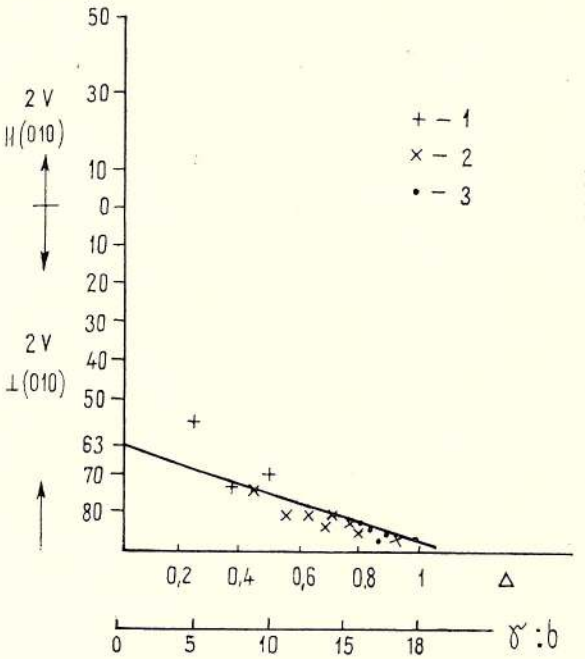


Fig. 21. — Proiecția valorilor $2V\alpha$ pe diagrama Laves-Vishwanathan,
1, granitoide de Lucidol;
2, granitoide masive de Ogradena;
3, granitoide gnaisice de Ogradena.
Projection of the $2V\alpha$ values of Laves—Vishwanathan diagram.
1, Lucidol granitoids; 2, Ogradena massive granitoids; 3, Ogradena gneissic granitoids.

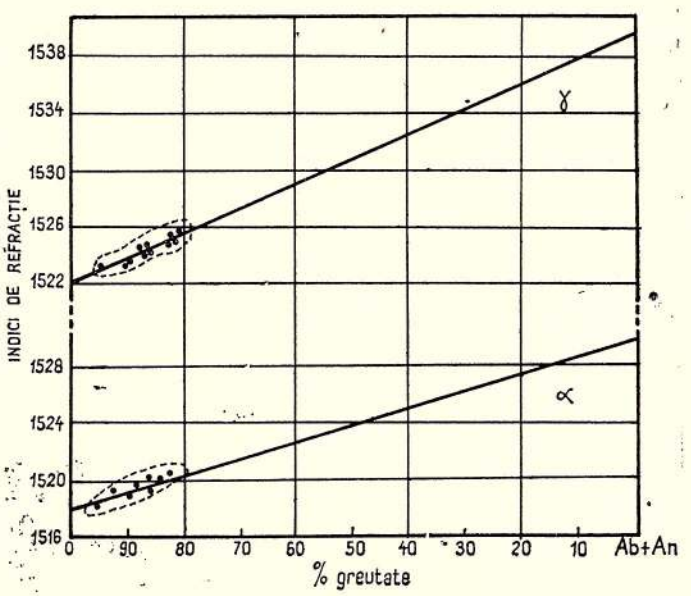


Fig. 22 .— Proiecția valorilor $N\gamma$ și $N\alpha$ pe diagrama $N/\%Or$ (Tuttle, 1952).
Projection of $N\gamma$ and $N\alpha$ values of the $N/\%Or$ diagram (Tuttle, 1952).

Institutul Geologic al României

zează forma stabilă a feldspatului potasic — microclinul, născut prin procese postmagmatice.

Încercarea noastră de corelare a valorilor 2 V cu compoziţia feldspatului potasic reflectă raportul direct proporţional între aceşti parametri (fig. 23).

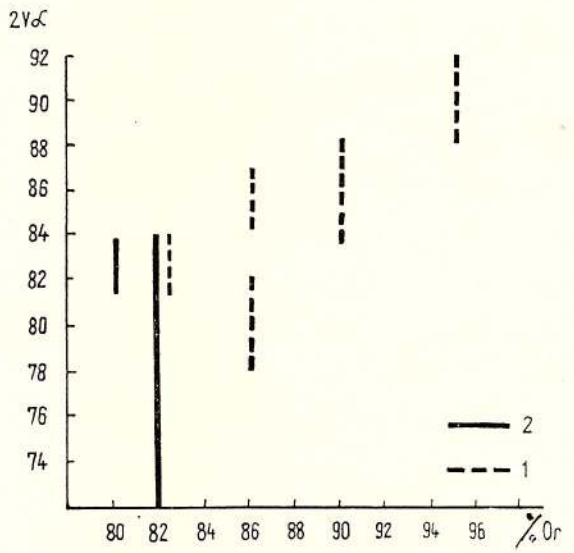


Fig. 23. — Diagrame de corelaţie 2V/% *Or* pentru feldspaţii potasici din granitoidele gnaisice (1) şi cele masive (2).
2V/% *Or* correlation diagrams for potassic feldspars of gneissic granitoids (1) and massive granitoids (2).

Cu intenţia de a pune în evidenţă variaţiile optice şi chimice ale feldspaţilor potasici în cadrul masivului, am întocmit o schiţă cu distribuţia valorilor 2 $V\alpha$ şi % *Or* în zonele de apariţii a granitoidelor gnaisice şi masive (fig. 24). Imaginea nu reflectă variaţii sistematice şi nu indică un caracter de zonalitate din acest punct de vedere (T i l l i n g , 1968). La limita dintre granitoidele masive şi cele gnaisice se constată în general o tendinţă de creştere a valorii 2 $V\alpha$ şi implicit de scădere a % *Or*. Faptul apare semnificativ; el infirmă răcirea treptată, ca fenomen singular şi confirmă controlul dinamic al blastezei feldspaţilor potasici.

Starea structurală caracteristică granitoidelor gnaisice este microclinul maxim. În părţile centrale şi est —sud-estice ale masivului, unde aflorează granitoidele masive, sînt caracteristice valori 2 $V\alpha$ ce indică şi prezenţa unor stări structurale de tranziţii de la microclinul intermediar către cel maxim. Distribuţia 2 $V\alpha$ în sectoarele nordice ale masivului, corelată cu datele petrografice, sugerează existenţa unor zone de tranziţie între faciesurile gnaisice şi cele masive.

Institutul Geologic al României

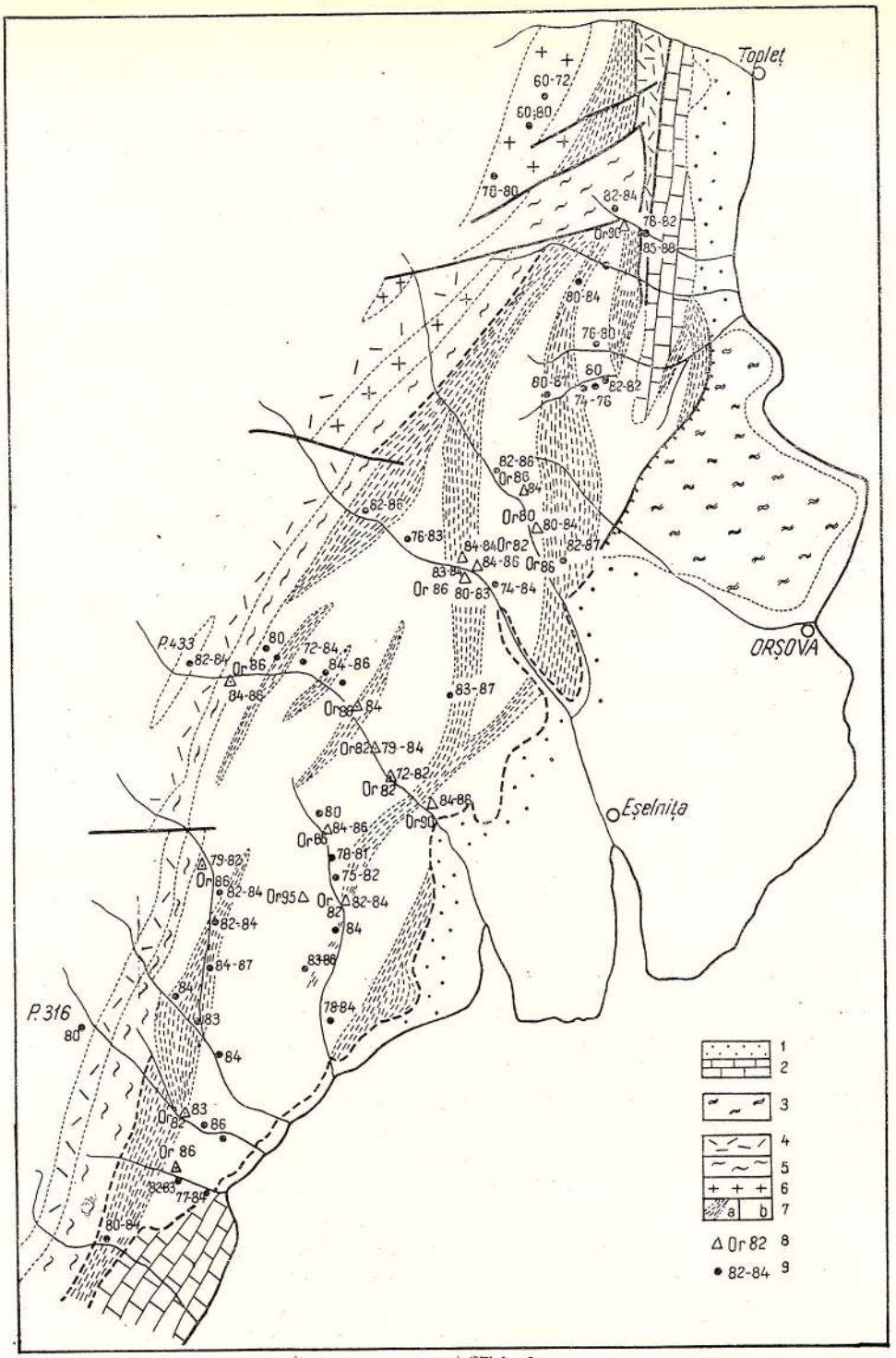


Fig. 24 — Schița masivului granitoid Ogradena cu distribuția valorilor $2V\alpha$ și % *Or* pentru feldspații potasici

1, depozite neozoice; 2, depozite mezozoice; 3, cristalinul Getic; 4, complex cristalin retromorf; 5, complex cristalin cuarțo-feldspatic; 6, granitoide de Lucidol; 7, granitoidele Ogradena: (a) gnaisice, (b) masive; 8, compoziția feldspatului potasic; 9, valoarea unghiului 2V.

Sketch of the Ogradena granitoid massif with the distribution of the 2V and % *Or* values for potassic feldspars

1, Neozoic deposits; 2, Mesozoic deposits; 3, Getic crystalline; 4, retromorphous complex; 5, quartz-feldspathic crystalline complex; 6, Lucidol granitoids; 7, Ogradena granitoids: a) gneissic, (b) massive; 8, composition of potassic feldspar; 9, value of the 2V angle.

Institutul Geologic al României

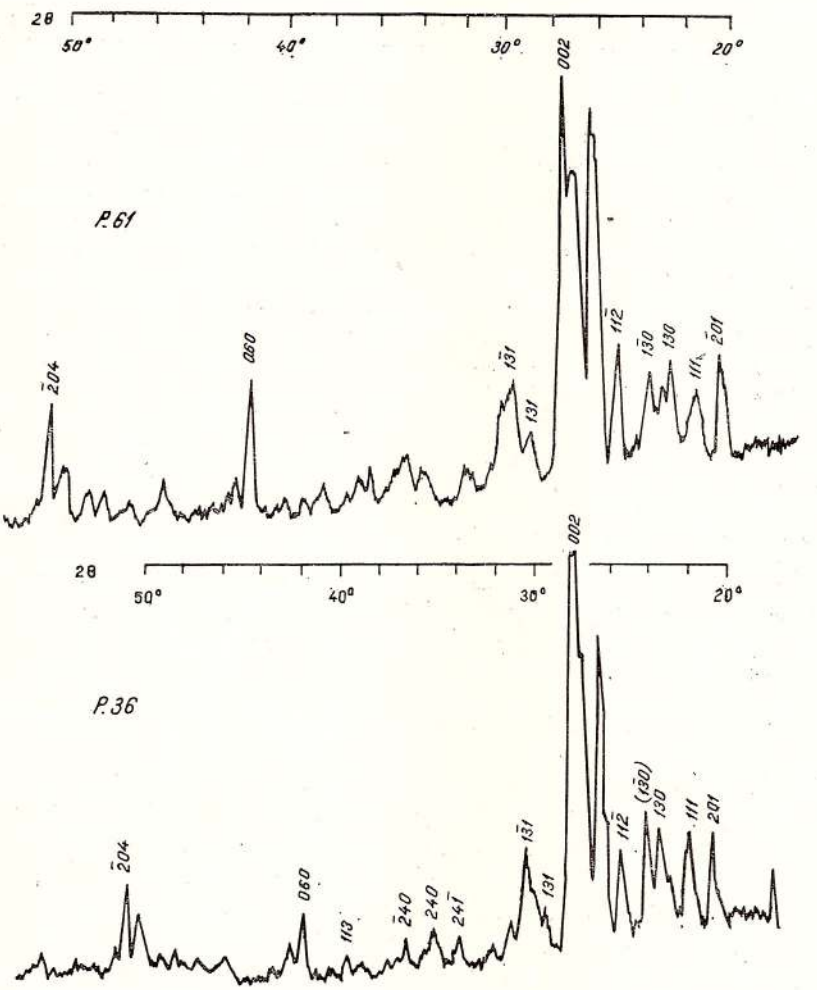


Fig. 25 — Difractograme pentru feldspaţii potasici.
P 61, granitoide gnaisice, pîriul Sohodol ; P 36, granitcide masive, pîriul Mala.
Difractograms for potassic feldspars.
P 61, gneissic granitoids, Sohodol Brook ; P 36, massive granitoids, Mala Brook.

Institutul Geologic al României

TABE

Valorile 2θ, dA, (hkl) pentru feldspaţi

61 p. Sohodol granitoide gnaisice				36 p. Mala granitoide masive				3 b. v. Eşelniţa leucogranitoide				356 – Criviţa granitoide masive			
I	2θ°	*dA*	*hkl*	*I*	2θ°	*dA*	*hkl*	*I*	2θ°	*dA*	*hkl*	*I*	2θ°	*dA*	*hkl*
18	21,00	4,23	$\bar{2}01$	18	20,95	4,24	$\bar{2}01$	15	20,90	4,25	$\bar{2}01$	20	20,81	4,26	201
10	22,00	4,04	111	18	22,00	4,04	111	10	22,03	4,03	111	20	21,98	4,04	111
15	23,18	3,837	130	18	23,53	3,78	130	5	23,17	3,83	130	10	23,52	3,782	130
15	24,18	3,680	$1\bar{3}1$	20	24,24	3,672	$1\bar{3}1$	10	24,35	3,655	$1\bar{3}1$	20	24,18	3,680	$1\bar{3}1$
20	25,52	3,491	$11\bar{2}$	15	25,65	3,474	$11\bar{2}$	8	25,60	3,480	$11\bar{2}$	15	25,50	3,493	$11\bar{2}$
100	27,41	3,254	002	100	27,48	3,246	002	100	27,53	3,240	002	100	27,45	3,249	002
5	29,45	3,033	131	8	29,55	3,023	131	8	30,09	2,969	131	8	29,41	3,037	131
15	30,22	2,958	$1\bar{3}1$	20	30,16	2,963	$1\bar{3}1$	10	30,55	2,926	$1\bar{3}1$	15	29,91	2,987	$1\bar{3}1$
7	32,40	2,7765	132	8	31,32	2,856		5	31,38	2,851	022	15	31,30	2,858	022
7	34,32	2,613	$24\bar{1}$	8	33,90	2,644	$24\bar{1}$	5	34,00	2,637	$24\bar{1}$	8	34,00	2,636	$24\bar{1}$
10	35,00	2,5635	$\bar{2}40$	8	35,20	2,5495	$\bar{2}40$	8	35,11	2,556		10	35,20	2,549	
7	36,59	2,4560	240	8	36,59	2,456	240	5	39,43	2,282		10	36,50	2,462	240
7	38,60	2,3325	113	5	38,85	2,318	113	5	41,82	2,160	060	5	37,43	2,403	
20	41,85	2,1580	060	7	39,65	2,273		8	42,53	2,454		5	39,45	2,284	113
7	42,50	2,1270		15	41,87	2,1575	060	5	45,83	1,979		5	41,81	2,160	060
8	45,70	1,9853		8	42,49	2,127		10	50,30	1,814		10	42,45	2,129	
5	47,25	1,9234		5	45,78	1,9818		5	51,41	1,773		8	45,90	1,976	
7	48,29	1,8844		5	45,88	1,9776						8	48,30	1,884	
7	49,05	1,8571		8	48,30	1,8842						15	50,18	1,818	
10	50,08	1,8212		12	50,10	1,8208						10	50,68	1,801	204
20	50,63	1,8028	204	15	50,67	1,8014	204					8	51,31	1,7807	
Δ	0,91				0,73				0,60				0,52		
2Vα	85–88				86				84–86				82		

* Analist *R. Giuşcă*, I. G. G., Bucureşti.

RAZE X. Pentru verificarea stării structurale şi compoziţiei feldspaţilor potasici, obţinute prin proiectarea parametrilor optici pe diagrame standard, am efectuat testări cu raze *X* folosind valorile 2θ măsurate din picurile 201, 060 şi $\bar{2}04$ (Wright, 1968; Wright, Stewart, 1968) şi valorile $d\ 131 - d\ 1\bar{3}1$ (Goldsmith, Laves, 1954).

Valorile obţinute din calcularea difractogramelor[20] sînt redate comparativ cu valorile standard în tabelul 7 (fig. 25, 26, 27).

Pentru probele respective, valoarea triclinicităţii — Δ — a fost obţinută cu ajutorul formulei $\Delta = 12{,}5\ (d\ 131 - d\ 1\bar{3}1)$. Rezultatele

[20] Determinările au fost efectuate la difractometrul Phillips în următoarele condiţii de lucru: Rad. Cu Kα 38 kV, 20 mA, constanta de timp 2, viteza hîrtiei 600 mm/h, viteza unghiulară 1/2°/minut la proba 68 şi 1°/minut la probele 36, 39, 36, 356, 528 şi 590.

Institutul Geologic al României

LUL 7

*potasici din masivul Ogradena**

528 p. Seracova Mare vine leucocrate				590 p. Lucidol granitoide Lucidol				Intervale		Valori standard Wright microclin intermediar		Valori standard Wright microclin maxim	
I	2θ°	*dA*	*hkl*	*I*	2θ°	*dA*	*hkl*	2θ°	*hkl*	2θ°	*hkl*	2θ°	*hkl*
30	20,82	4,26	$\bar{2}01$	8	10,33	4,30	$\bar{2}01$	20,81—21,00	$\bar{2}01$	21,00—21,05	$\bar{2}01$	20,96—21,04	$\bar{2}01$
20	22,03	4,03	111	5	10,88	4,08	111	21,98—22,03	111	22,46—22,56	111	22,29—22,38	111
20	23,52	3,78	$1\bar{3}0$	10	11,46	3,88		23,17—23,53	$1\bar{3}0$	23,44—23,51	$1\bar{3}0$	23,18—23,24	$1\bar{3}0$
20	24,20	3,677	131	8	11,78	3,77	$1\bar{3}0$	24,18—24,35	130	23,67—23,73	130	23,97—24,02	130
15	25,49	3,495	$11\bar{2}$	5	12,28	3,62	130	25,49—25,65	$11\bar{2}$	2,45	$1\bar{3}1$	24,26—24,37	131
100	27,38	3,258	002	10	12,65	3,52	$11\bar{2}$	27,38—27,53	002	2,48	131	2,49	131
5	29,47	3,032	$1\bar{3}1$	18	13,08	3,40		29,41—30,09	$1\bar{3}1$	25,62—25,70	$11\bar{2}$	25,53—25,56	$11\bar{2}$
20	30,22	2,958	131	100	13,52	3,29	002	29,91—30,55	131	27,50—27,59	002	27,44—27,52	002
5	34,00	2,6365	$21\bar{1}$	10	14,63	3,05	$1\bar{3}1$	33,90—34,32	241	29,72—29,82	$1\bar{3}1$	29,42—29,55	$1\bar{3}1$
8	35,00	2,5635	$\bar{2}40$	10	15,25	2,931	131	36,50—36,54	$\bar{2}40$	29,92—30,01	131	30,12—30,24	131
15	36,55	2,4585	240	18	20,85	2,176		35,00—35,20	240	32,25—32,30	132	30,72—30,82	041
10	39,50	2,2815		10	24,32	1,862		30,60—38,85	113	34,65	241	321	132
5	40,35	2,2355		15	25,16	1,814		41,75—41,87	060	35,1	241	34,19—34,27	241
8	41,75	2,163	060	20	28,10	1,636		42,45—42,53		38,61—38,76	113	386	113
10	42,48	2,128		20	33,00	1,415		45,70—45,90		41,72—41,79	060	41,78—41,85	060
5	43,55	2,078						50,08—50,19		48,96—49,10	113	487	113
10	45,70	1,9855						50,63—50,68	$\bar{2}04$	50,58—50,78	$\bar{2}04$	50,51—50,66	$\bar{2}04$
20	50,19	1,8176											
10	50,63	1,8028	$\bar{2}04$										
8	51,13	1,7864											
0,87				0,45									
				60; 72; 80.									

confirmă triclinicitatea medie şi ridicată şi deci, prezenţa formelor de microclin intermediar şi microclin maxim.

Parametri 2 θ 060 / 2θ $\bar{2}04$ Cu K proiectează feldspaţii potasici în aceleaşi domenii structurale (fig. 28). Astfel, feldspaţii potasici din granitoidele de Lucidol se plasează mai aproape de domeniul ortozei, reflectînd în acest fel şi un domeniu de temperaturi mai ridicate. Feldspaţii potasici din granitoidele de Ogradena corespund unor termeni intermediari atît din punct de vedere structural (microclin intermediar şi microclin maxim) cît şi chimic (dar cu conţinuturi foarte scăzute de albit).

Valoarea 2 θ $\bar{2}01$ Cu K α indică acelaşi conţinut scăzut de *Or* care s-a obţinut şi cu ajutorul indicilor de refracţie (fig. 29).

INFRAROŞU. Spectrele de absorbţie în infraroşu, ridicate pe trei cristale de feldspaţi potasici din granitoidele de Lucidol (proba 590) (fig. 30, c) şi din granitoidele de Ogradena (proba Mraconia şi proba 4) (fig. 30, a, b) [21], cu scopul de a urmări comportarea feldspaţilor la acest

Institutul Geologic al României

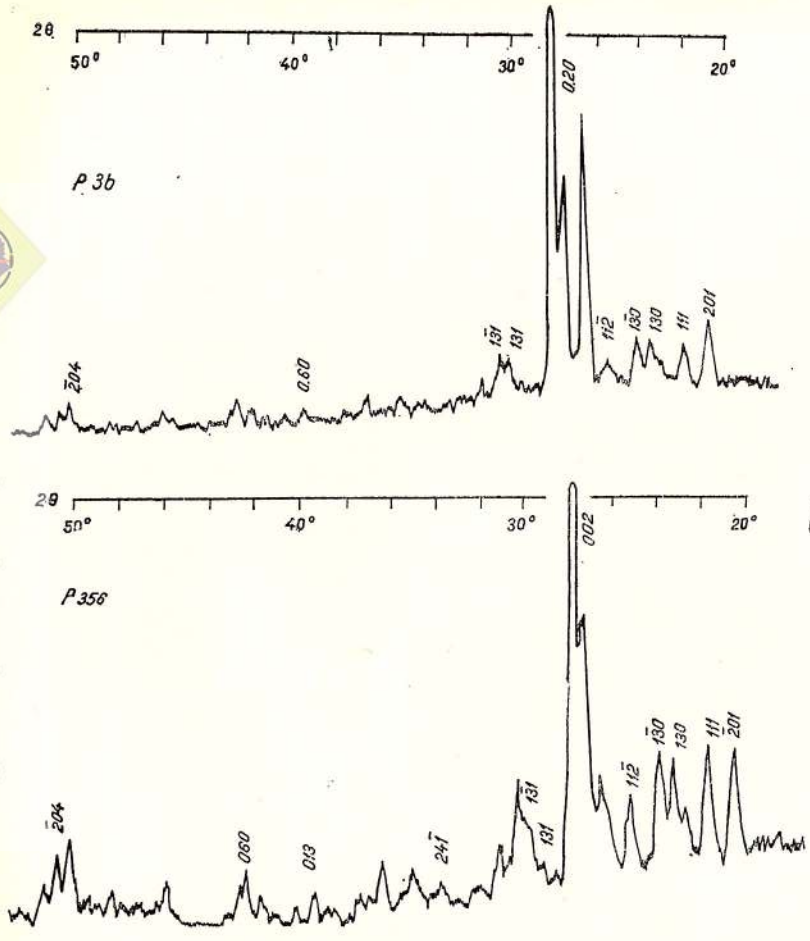


Fig. 26. — Difractograme pentru feldspații potasici.
P 3b, granitoide masive, valea Eșelnița ; P 356, granitoide masive, pîrîul Crivița.
Difractograms for potassic feldspars.
3b, massive granitoids, Eșelnița Valley ;P 356, massive granitoids, Crivița Brook,

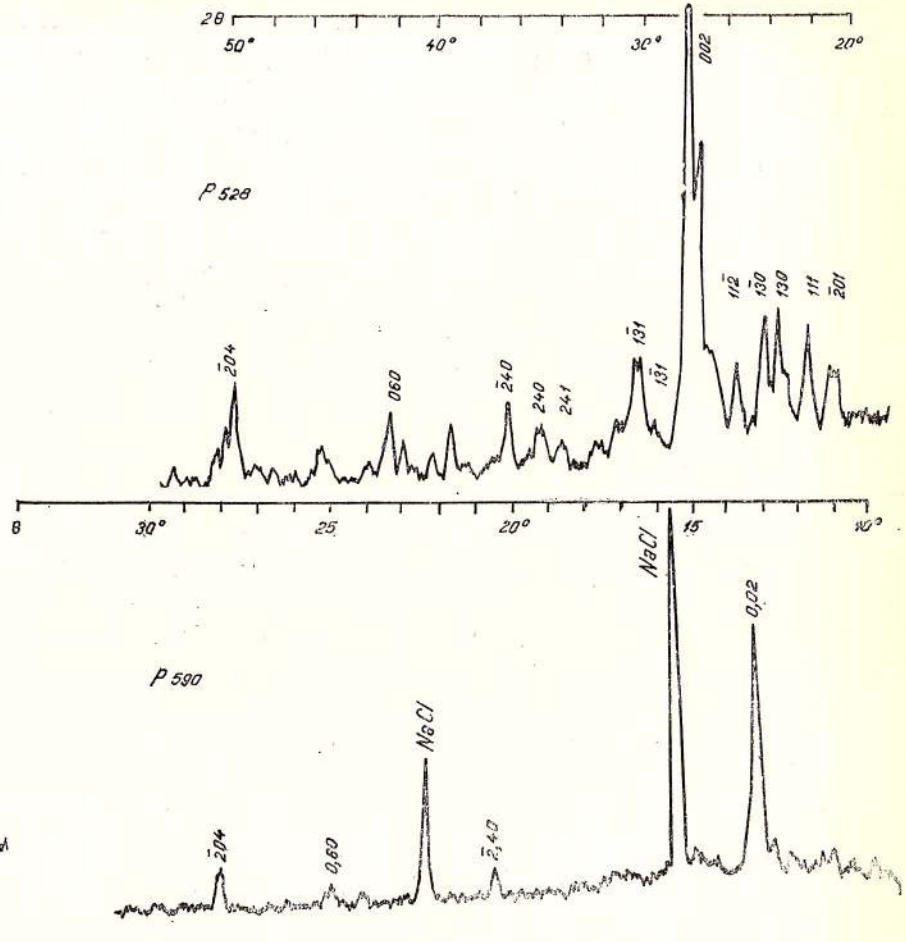


Fig. 27 — Difractograme pentru feldspații potasici.
P 528, granitoide masive, pîrîul Seracova ; P 590, granitoide de Lucidol.
Difractograms for potassic feldspars.
P 528, massive granitoids, Seracova Brook ; P 590, Lucidol granitoids.

Institutul Geologic al României

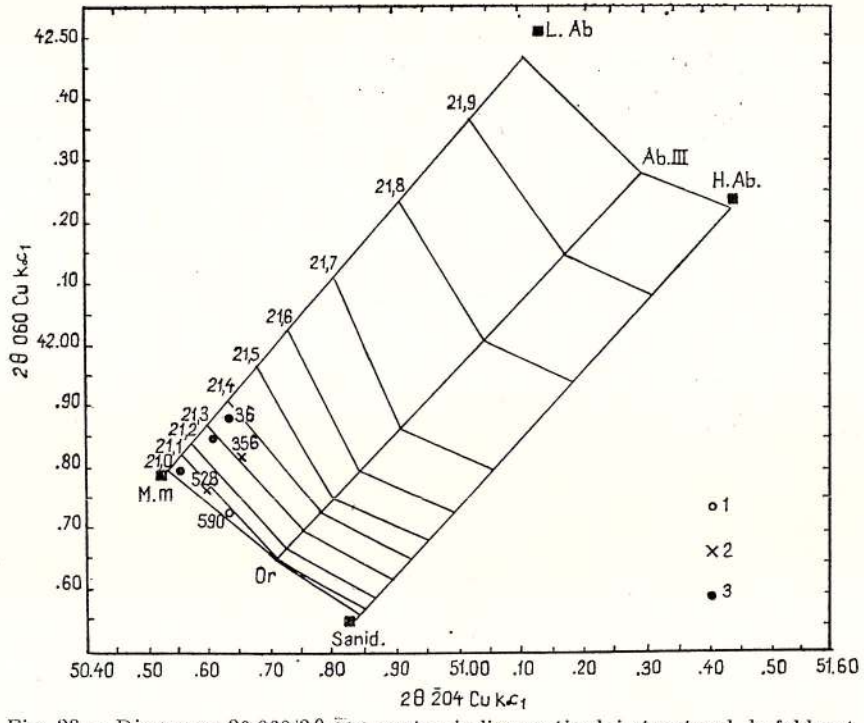


Fig. 28 — Diagrama 2θ 060/2θ $\bar{2}04$ pentru indicarea tipului structural de feldspat potasic (din Wright, 1968).

1, granitoide de Lucidol (590); 2, granitoide masive de Ogradena; 3, granitoide gnaisice de Ogradena.

2θ 060/2θ $\bar{2}04$ diagram for the indication of the structural type of potassic feldspar (Wright, 1968).

1, Lucidol granitoids (590); 2, Ogradena massive granitoids; 3, Ogradena gneissic granitoids.

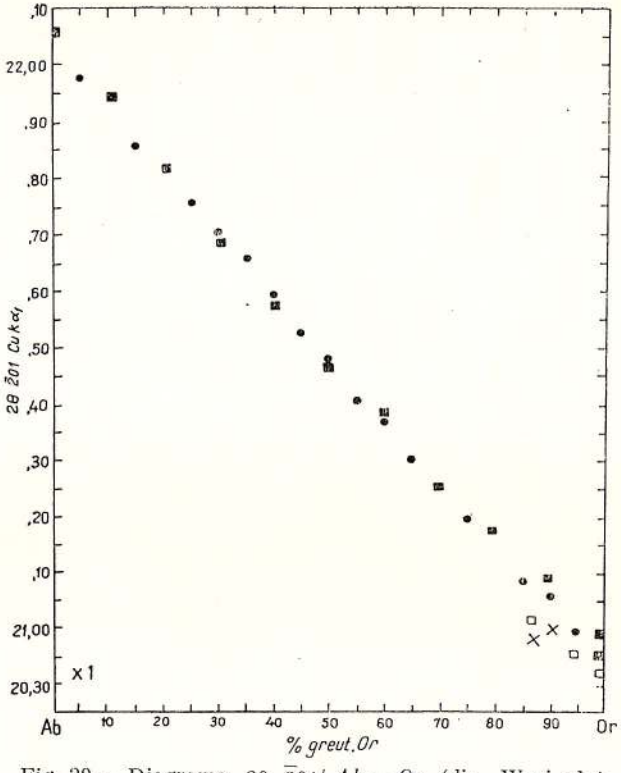


Fig. 29 — Diagrama 20 $\bar{2}$01/ *Ab — Or* (din Wright, Stewart, 1968).

1, proiecţia probelor din masiv.

20 $\bar{2}$)1/*Ab—Or* diagram (Wright, Stewart, 1968)

1, projection of the samples in the massif.

Institutul Geologic al României

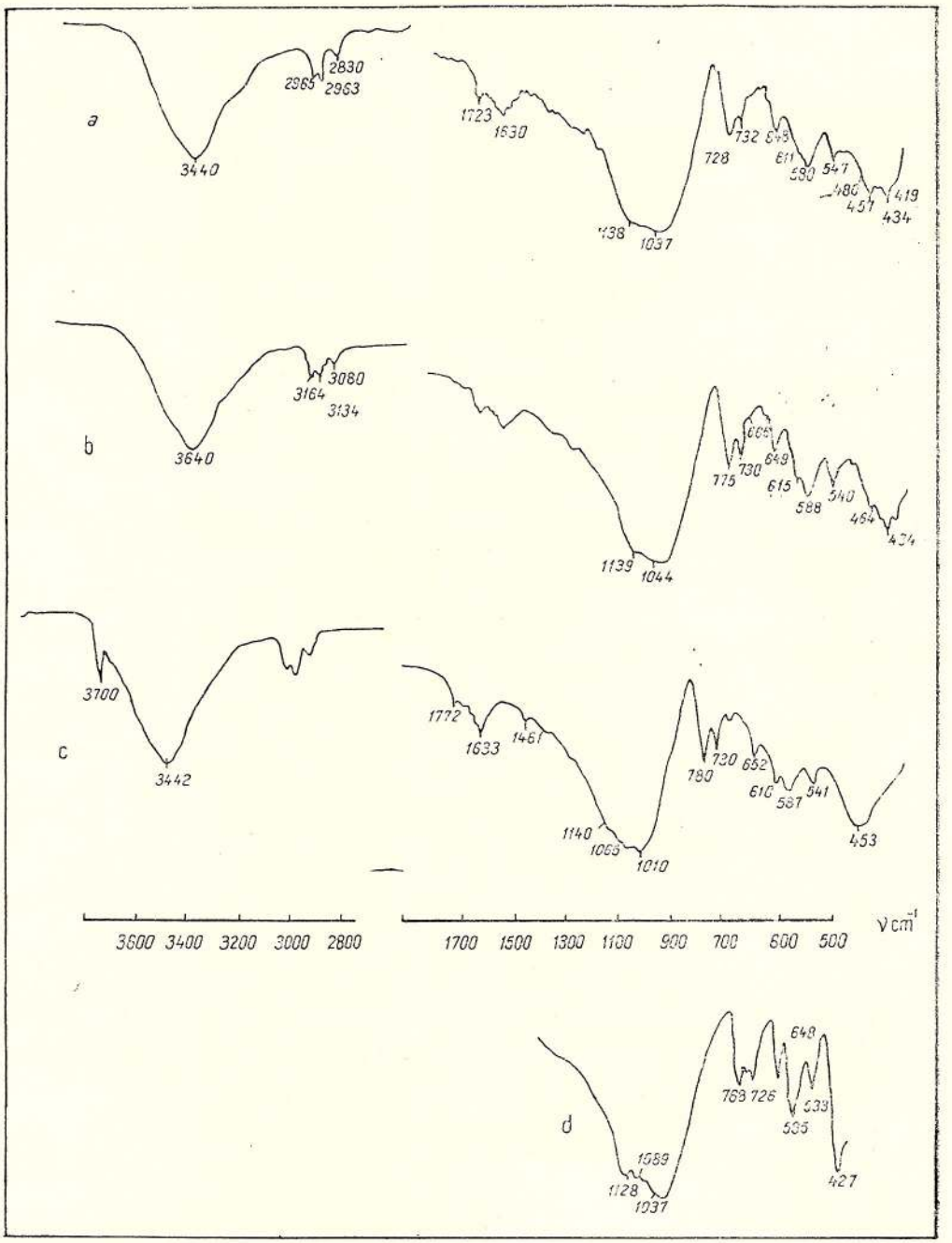


Fig. 30. — Spectrele de absorbție în infraroșu pentru diverși feldspați potasici din granitoidele de Lucidol (c) și Ogradena (a, b), comparativ cu spectrul standard (d).

Infra-red absorbtion spectra for various potassic feldspars of the Lucidol (c) and Ogradena (a, b) granitoids as compared to the standard spectrum (d).

Institutul Geologic al României

test și de a realiza corelații cu datele celorlalte determinări, evidențiază următoarele :

— În spectrele I. R. pentru feldspații potasici din granitoidele de la Lucidol și Ogradena se constată o tendință de deplasare spre stînga (valori mai ridicate) a benzilor de absorbție, folosite în mod obișnuit (Z u s s m a n, 1967) pentru indicarea dezordinii în feldspați, 730 cm^{-1} față de 720 cm^{-1} și 775 — 780 cm^{-1} față de 720 cm^{-1}. Alura curbelor păstrează însă aspectul normal al unor feldspați cu grad de ordonare mai avansat, formați în condiții de temperatură mai scăzută.

— Benzile de absorbție din zona 639 — 648, indicate de Z u s s m a n (1967) ca fiind caracteristice pentru formele ordonate de temperatură scăzută, apar și în spectrele ridicate pe feldspații din granitoide, confirmînd astfel gradul de triclinicitate obținut prin alte metode (RX; MUF).

— În cazul feldspaților din granitoidele de Lucidol, de la forme de triclinicitate mai scăzute (proba 590) spre forme cu triclinicitate mai ridicată (proba Mraconia, proba 4) se constată o deplasare a benzii de la 649 cm^{-1} spre valori mai mari 650 — 652 cm^{-1} și apariția pe intervalul 587 — 649 cm^{-1} a unor benzi mai accentuate 610 — 611 cm^{-1} la feldspații cu triclinicitate mai mare.

— Banda suplimentară de la 3 700 cm^{-1} din proba 4 se datorește incluziunilor de cuarț și nu reflectă, deci, modificări în structura feldspaților.

2.2. FELDSPAȚII PLAGIOCLAZI

Feldspatul plagioclaz, foarte constant ca participare atît în granitoide cît și în unele șisturi cristaline (intercalații, enclave sau paragnaise de Neamțu), prezintă în fiecare din tipurile menționate caractere proprii.

În granitoide, spre deosebire de feldspatul potasic, păstrează mai bine conturele cristalografice și este de obicei acoperit cu un pigment caolinitic-epidotic (?). Fără să constituie o regulă, zonarea, de obicei marcată de distribuția ordonată a pigmentului de alterație, este întîlnită în special în granitoidele de Ogradena. Caracterul de „cristal zonat" este completat de prezența destul de frecventă a unor borduri albitice, întotdeauna proaspete (pl. IX, fig, 2; pl. XXI, fig. 1, 3; pl. XXII, fig. 2).

Maclele polisintetice, întotdeauna prezente, sînt formate din indivizi cu trăsături distincte :

— la o categorie fețele de asociere (010) și (001) sînt paralele pe toată lungimea cristalului și limitează indivizi cu grosimi inegale; legea de maclă a acestor indivizi este de obicei cea normală (macle Albit) și cea complexă (macle Albit-Carlsbad, Albit-Ala A, macle Manebach) (pl. XXI, fig. 2);

— la o altă categorie fețele de asociere (de obicei 010) ajung să se intersecteze, iar indivizii să se efileze; în cazul acestora, indivizii de maclă

[21] Analist C. G î ț ă, I.S.C.P., București.

Institutul Geologic al României

se opresc undeva în zona de mijloc a cristalului; după majoritatea cercetătorilor (Buerger, 1945; Vance, 1961; Smith, 1962; Șeclăman, 1972 [22]), acest ultim aspect caracterizează maclele mecanice.

În șisturile cristaline, plagioclazul este lipsit complet de conture cristalografice și îmbracă de obicei conture elipsoidale (oculare). Maclele polisintetice sînt rare iar indivizii de maclă regulați și dispuși de obicei perpendicular pe șistozitate.

Elementul urmărit sistematic, atît în cadrul masivului granitoid cît și în zonele imediat limitrofe (granitoidele de Lucidol și cristalinul de

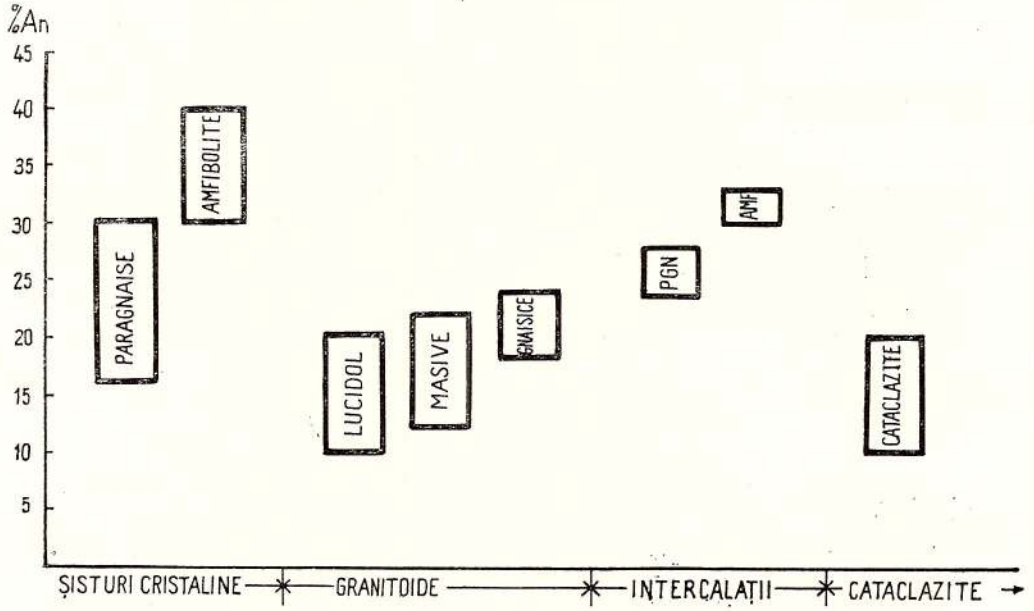


Fig. 31. — Limitele de variație pentru conținutul de anortit al plagioclazilor din diverse tipuri de roci din masivul de Ogradena și zonele sale limitrofe.

Variation limits for the plagioclase anorthite content in various types of rocks of the Ogradena massif and its adjacent zones.

Neamțu), a fost conținutul în anortit al plagioclazului (tab. 8). Limitele sînt redate în figura 31.

De asemenea, compoziția feldspatului plagioclaz a fost transpusă cartografic pe schița masivului pentru a se putea urmări distribuția conținutului în anortit și variațiile sale la scara masivului (fig. 32).

Concluzii desprinse:

— granitoidele de Lucidol și cataclazitele apar ca fiind rocile cu cel mai scăzut conținut în An;

— conținutul maxim de An al plagioclazului crește de la granitoidele de Lucidol spre granitoidele de Ogradena (și în cadrul său, de la rocile masive la cele gnaisice);

[22] Op. cit. pct. 3.

Institutul Geologic al României

TABELUL 8

Conținutul în anortit al feldspaților plagioclazi din granitoide
— cristalinul de Ogradena și cristalinul de Neamțu —

GRANITOIDE						CRISTALIN DE OGRADENA (intercalații în granitoide)				CRISTALIN DE NEAMȚU					
LUCIDOL		OGRADENA				paragnaise		amfibolite		complex cuarțo-feldspatic		amfibolite		cataclazite	
		masive		gnaisice											
Nr. probei	% An	Nr. probei	% An	Nr. probei	% An	Nr. probei	% An	Nr. probei	% An	Nr. probei	% An	Nr. probei	% An	Nr. probei	% An
Lu 590	20	C. 273	20	C. E.010	22—25	C.269	25—28	Sa. 85	32	Ma 76	20—22	Sa 340	28	Co 308	16
								Sa. 330	32						
Lu 590 A	15	C 277	20—22	Sa 88	18	C 272	25—28	Eo 4	35—38	Ma 424	18—24	Ma 718	32	Ma 435	10
Lu 591 B	20	CoEo 13	18	L, Eo 16	18	Co 305	20	Cr 369	35—38	Ma 430	22	Eș 695	28—35	S. M 641	10
Lu 615	20					Co Eo 12	20—24			Ma 434	25—30	Eș 952	35—40	S.M 642	20
Eș 951	16	Sa 79	18—20	L.Eo 18	18—20	Sa 84	25—28			Ma 719	20			Pi 545	20
Ma 433	10	So 57	18—20	L. Eo 20	18	L Eo 15	32			Eș 697	26			Pi 547	20
		So 58	15—18	So 64	22	L Eo 17	30			Eș 701	20			Pi 548	20
		So 62	15	Ma 39	18	L Eo 19	32							Lu 593	10
				Ma 70	18	L 320	32			Pi 558	24				
		So 65	15—18	Eș 8	18—20	So 59	25—28								
		So 67	18—22	Eș Eo 33	18—20										
		So 68	10—15	Eș Eo 35	18	Eș 23	24—26								
		Ma 36	15—18	Eș 14/4	20	Eș Eo 68	28								
		Ma 37	20	S.M 645	20—25	Eș Eo 72	20								
		Ma 40	20	S.M 647	20	Cr. 367	25								
		Ma 72	15—16												
		Ma 716	14	Pi 549	25	Cr 368	20								
		Ma 717	14—18	Pi 556	18										
		Eș 4	20												
		Eș.Eo 34	18—20												
		Eo 10	20												
		Cr 353	15—20												
		Cr 355	15—20												
		Cr 360	15—20												
		S.M 647	20												
		S.M 674	20												
		S.M 675	18												
		S.M 676	20												
		S.m 603	20												

Prescurtări pentru numele pîraielor

C — Căprăriței
Co — Costineț
Sa — Satului
L — Lugojiștea
So — Sohodol
Ma — Mala
Eș — Eșelnița
Cr — Crivița
S.M — Seracova Mare
S.m — Seracova Mică
Pi — Pițigui
Lu — Lucidol

Institutul Geologic al României

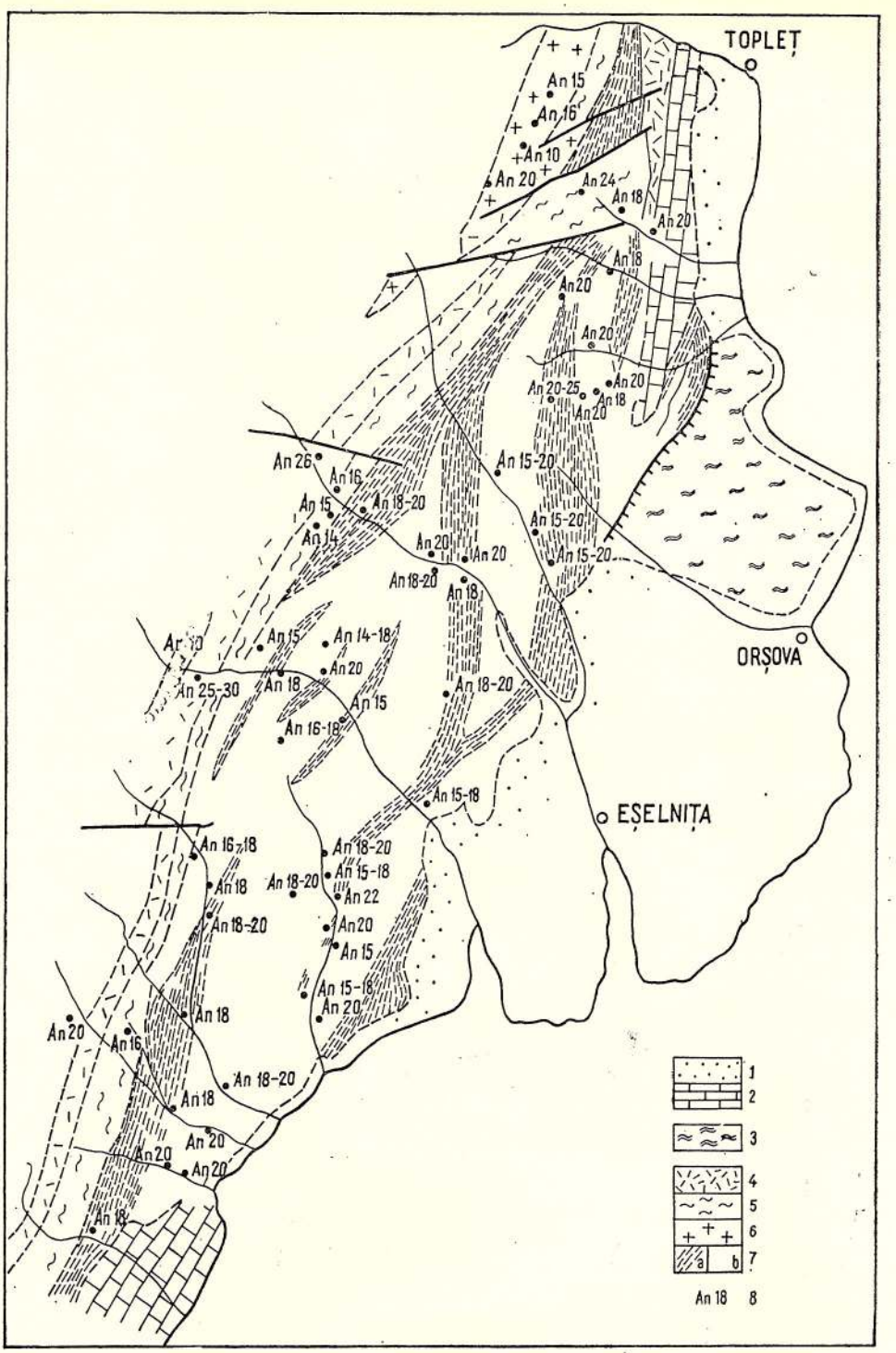


Fig. 32 — Schița masivului granitoid Ogradena cu distribuția conținutului în anortit al feldspaților plagioclazi.

1, depozite neozoice; 2, depozite mezozoice; 3, cristalinul Getic; 4, complex cristalin retromorf; 5, complex cristalin cuarțo-feldspatic; 6, granitoide de Lucidol; 7, granitoide de Ogradena: (a) gnaisice, (b) masive; 8, compoziția feldspatului plagioclaz.

Sketch of the Ogradena granitoid massif with the distribution of the anorthite content of plagioclase feldspar.

1, Neozoic deposits; 2, Mesozoic deposits; 3, Getic crystalline; 4, retromorphous crystalline complex; 5, quartz-feldspathic crystalline complex; 6, Lucidol granitoids; 7, Ogradena granitoids: (a) gneissic, (b) massive; 8, composition of plagioclase feldspar.

Institutul Geologic al României

— în cristalinul de Neamţu, comparativ cu cristalinul de Ogradena variaţiile conţinutului de anortit al plagioclazului sînt mult mai largi; valorile lor medii se menţin însă, în limitele aceluiaşi conţinut;

— în cadrul masivului se remarcă menţinerea constantă a valorilor în lungul său şi o grupare a conţinuturilor scăzute, în ariile de deformare maximă (cataclazite, granitoide cataclazate etc.);

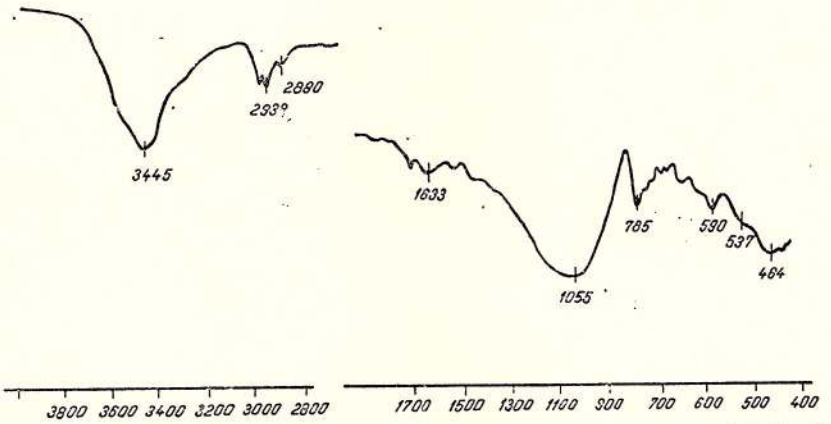


Fig. 33 — Spectrul de absorbţie în infraroşu al unui cristal de plagioclaz din granitoidele de Ogradena.

Infra-red absorbtion spectrum of a plagioclase crystal of the Ogradena granitoids.

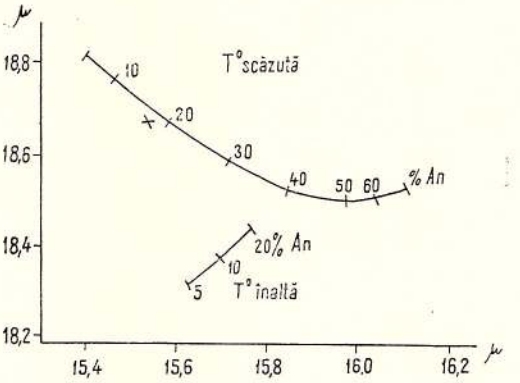


Fig. 34. — Diagramă de corelaţie: lungime de undă (I. R.), compoziţie, temperatură (după Hafner, Laves, 1957).

Correlation diagram: wavelength (I. R.), composition, temperature (acc. to Hafner and Laves, 1957).

— modul de distribuţie a valorilor infirmă, şi în cazul de faţă, existenţa sau tendinţa de zonare în cadrul masivului.

Pentru precizarea condiţiilor de formare — temperatură ridicată sau temperatură scăzută — avînd în vedere rezultatele obţinute de Hafner şi Laves (1957), am ridicat spectrul de absorbţie al unui plagioclaz din rocile granitoide (proba 379) (fig. 33) [23].

[23] Analist C. Gîţă, I.S.C.P., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Proiecția lungimii de undă a benzilor caracteristice plagioclazilor pe diagrama Hafner-Laves (fig. 34) și corelarea datelor cu rezultatele obținute de Thomson și Wadsworth (1957) indică un plagioclaz de temperatură scăzută, cu un conținut de 18 — 20% An identic celui determinat prin metode optice. Rezultatul corespunde condițiilor de formare a plagioclazilor în rocile granitoide.

2.3. „CONCREȘTERILE" FELDSPAȚILOR

Prin relațiile care se stabilesc între feldspați, pe de o parte, și mineralele învecinate lor, pe de altă parte, apar structuri caracteristice de tipul pertitelor, antipertitelor, myrmekitelor și structurilor grafice.

Literatura petrografică a asociat acestor denumiri, pînă nu demult, o semnificație genetică. Folosirea termenilor pertite = structuri de dezamestec sau structuri grafice = structuri eutectice, cu această semnificație, ni se pare de la început impropriu. Aceasta,cu atît mai mult cu cît aceeași literatură petrografică descrie situațiile variate în care se realizează aceste „structuri-concreșteri" și încearcă să le explice geneza (Michel Levy, 1894; Sederhölm, 1967; Drescher-Kaden, 1969; Laves, 1952; Chayes, 1952; MacKenzie, Smith, 1955; Tuttle, Bowen, 1958; Shelley, 1964; Hubbard, 1965; Seclăman, 1972 [24] etc.).

Ni se pare normal ca orice aspect fiziografic sau orice intercalație minerală să fie privită într-un context și să fie explicată de pe aceste poziții. Astăzi, în ciuda cunoașterii a foarte multe considerații genetice privind pertitele, myrmekitele și structurile grafice, disputa între petrografi continuă deoarece nu toți sînt unanimi în a da aceeași explicație pentru „asociații petrografice" asemănătoare. Recunoaștem omniprezența convergențelor, dar ne este greu să renunțăm la generalizarea mecanismelor de formare.

În ideea unei sistematizări a observației și a desprinderii unor corelații posibile între tipul de „concreștere" și aspectele variate ale rocii care le înglobează (compoziție, structură și deformări posibile), prezentăm observațiile noastre.

În cazul granitoidelor pe care le discutăm, cele mai caracteristice sînt structurile myrmekitice ; pertitele și antipertitele nu reprezintă aspecte semnificative, iar structurile grafice au caracter de excepție.

2.3.1. Myrmekitele

„Concreșterile" myrmekitice reprezintă structuri omniprezente în granitoidele de Ogradena și, foarte rare sau absente, în granitoidele de Lucidol. Aceste structuri, date de asocierea intimă a plagioclazului și cuarțului în rocile care conțin frecvent feldspat potasic, au fost întîlnite

[24] Op. cit. pct. 3.

Institutul Geologic al României

în măsură aproape egală în granitoidele gnaisice şi cele masive (încercarea noastră de a evidenţia cantitativ „abundenţa" myrmekitelor în cele două tipuri texturale de granitoide nu a permis o corelaţie clară între ele).

Observarea unui număr mare de asemenea structuri ne-a condus la cîteva concluzii privind forma şi poziţia lor în raport cu celelalte minerale din rocă sau privind caracterele cuarţului şi plagioclazului din asociaţie.

În cadrul asociaţiei, cuarţul apare vermicular şi globular.

Vermiculii de cuarţ, care dau nota specifică myrmekitelor, variază ca dimensiuni, orientare şi poziţie în raport cu elementele cristalografice ale plagioclazului, astfel:

— se remarcă o tendinţă de creştere a lăţimii vermiculilor de la periferia myrmekitului la zonele sale centrale (fig. 35; pl. XXIII, fig. 2);

— nu se poate vorbi în cazul acesta de o orientare spaţială; orientarea optică a cuarţului în cadrul unei aceleiaşi structuri myrmekitice nu reprezintă o regulă generală; există însă zone din myrmekit în care vermiculii au orientări optice identice (fig. 35), extincţia lor este de obicei bruscă şi mai rar ondulatorie;

— cu toată orientarea foarte diversă a vermiculilor de cuarţ se poate vorbi de un control cristalografic sau structural dat de paralelismul acestora cu direcţiile de clivaj din plagioclaz (|| 010; ||001); paralelismul acestora cu direcţia feţei de asociere (010) din maclele polisintetice (fig. 35); dispoziţia în evantai a acestora, care poate fi corelată cu discontinuităţi intime în cadrul reţelei de plagioclaz (Şeclăman, 1971);

— foarte adesea vermiculii traversează, fără să deranjeze, indivizii subţiri ai maclelor polisintetice;

— în cadrul cristalelor de plagioclaz, vermiculii sînt localizaţi fie la marginea acestora (myrmekite marginale), fie în interiorul lor (myrmekite interioare) (pl. XXIII, fig. 2; pl. XXIV, fig. 2; fig. 35).

Cuarţul globular apare sub forma unor incluziuni regulate, adesea la marginea cristalelor de plagioclaz şi mai rar în interiorul lor (pl. XXI, fig. 1; pl. XXII, fig. 1).

În cadrul structurilor myrmekitice, pentru plagioclaz s-a remarcat: caracterul său proaspăt (myrmekitele lipsesc în rocile în care plagioclazul este intens sericitizat) (pl. XXIII, fig. 2; pl. XXIV, fig. 2); compoziţia, în general acidă, pînă la 25% An (nu au fost întîlnite myrmekite în plagioclazii din amfibolite), prezenţa maclelor polisintetice fine şi care de obicei sînt considerate de natură mecanică (Vance, 1961; Şeclăman, 1971, 1972 [25]).

Cristalele de plagioclaz, care se asociază intim cu vermiculii de cuarţ pentru a da myrmekite, se caracterizează, de obicei, prin forme proprii, de cele mai multe ori lobate, dezvoltate în apropierea, la contactul sau în interiorul feldspatului potasic. Din acest punct de vedere le putem considera myrmekite izolate (fig. 35) („deplasate" după Şeclăman,

[25] Op. cit. pct. 3.

Institutul Geologic al României

1971), myrmekite de contact (pl. XXIII, fig. 2; pl. XXIV, fig. 2; fig. 35) şi respectiv, myrmekite înglobate (fig. 35) („nedeplasate" după Şeclăman, 1971). În feldspatul potasic au fost întîlniţi uneori vermiculi de cuarţ izolaţi, neasociaţi cu plagioclazul (fig. 35). Ei pot constitui, în aceste situaţii, myrmekite relicte.

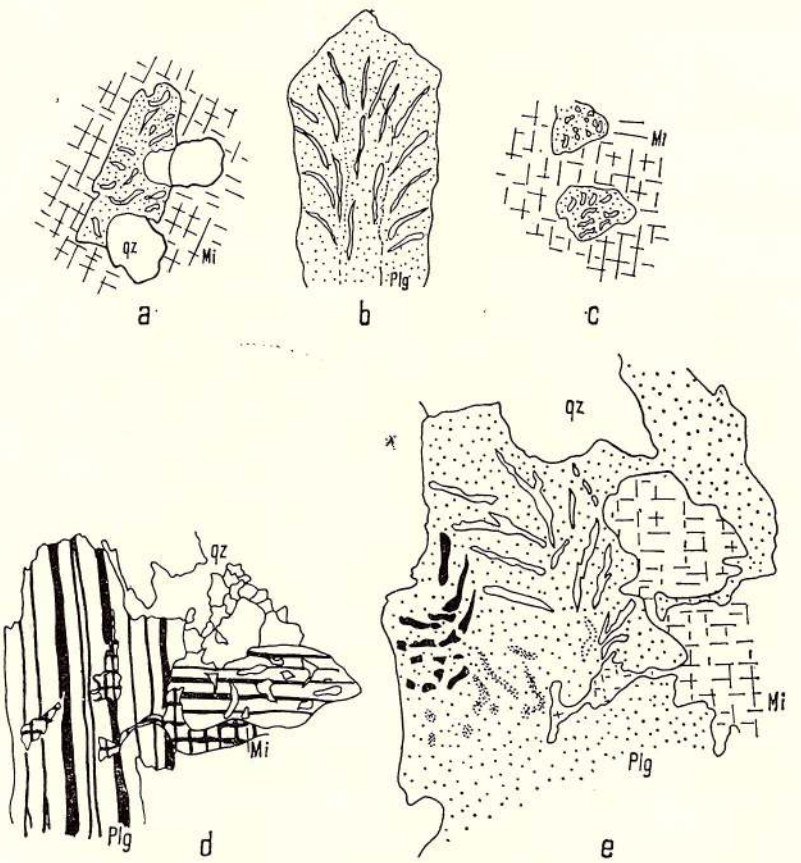


Fig. 35. — Diverse forme de myrmekite în granitoidele de Ogradena: a, c, înglobate; b, izolate; d, e, de contact.

Various forms of myrmekites in the Ogradena granitoids: a, c, included; b, isolated; d, e, of contact.

Din cele expuse s-ar putea reţine:

— prezenţa diferitelor aspecte de tranziţie, atît în dezvoltarea cuarţului vermicular şi globular (din punct de vedere al dimensiunilor, modului de extincţie), cît şi al orientării şi poziţiei lui în plagioclaz sau microclin;

— apartenenţa distinctă a vermiculilor de cuarţ din plagioclaz, în sensul că aceştia nu aparţin unei singure reţele cristaline;

Institutul Geologic al României

— prezenţa unor relaţii de succesiune între fazele mineralogice care condiţionează apariţia acestora.

Aceste concluzii ne obligă în a accepta formarea myrmekitelor prin procese succesive — de recristalizare şi substituţie — în condiţii subsolidus (Drescher-Kaden, 1969; Shelley, 1964, 1967; Şeclăman 1971, 1972 [26]) şi nu ca rezultat al unor fenomene de exsoluţie (Hubbard, 1965; Becke, 1908; Roques, 1955) sau cristalizare simultană.

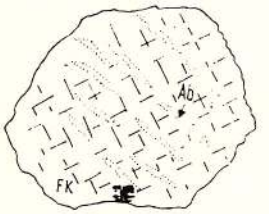
Lipsa myrmekitelor din granitoidele de Lucidol se corelează cu imaginea despre geneza şi evoluţia acestor roci (vezi „Corelaţii şi ipoteze petrogenetice").

2.3.2. Pertitele şi antipertitele

„Concreşterile" feldspatului potasic cu plagioclazul — pertitele şi antipertitele — reprezintă structuri subordonate în ansamblul rocilor granitoide studiate.

Pertitele tind să caracterizeze feldspaţii potasici din granitoidele de Lucidol şi sînt foarte slab dezvoltate în granitoidele de Ogradena.

La granitoidele de Lucidol se întîlnesc pertite de tip „strings" şi „vein" (Alling, 1938). Fîşiile albitice din feldspatul potasic sînt înguste, discontinui şi cu o repartizare uniformă în cristal (pl. VIII, fig. 1). Orientarea lor este regulată şi, de obicei, se poate raporta la o direcţie oblică faţă de direcţia celor două clivaje (010) şi (001). În rocile alterate, evidenţierea lor este facilitată de transformarea mai avansată a fazei sodice în raport cu faza potasică. Uneori aceste pertite reflectă urme de deformare.



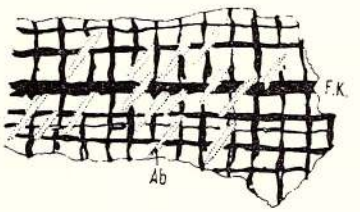


Fig. 36. — Pertite tip „strings" în granitoidele de Ogradena.
Perthites of the „strings" type within the Ogradena granitoids.

În granitoidele de Ogradena pertitele se întîlnesc rar şi atunci sînt de tip „stringlets" şi „strings" (Alling, 1938 în Deer et al., 1967), fîşii foarte înguste şi foarte scurte (fig. 36) discontinui, dezvoltate local în cris-

[26] Op. cit. pct. 3.

Institutul Geologic al României

talele mari de feldspat potasic. Acolo unde fîşiile albitice sînt mai alungite, am măsurat unghiul dintre direcţia lor şi clivajul (001), care este egal cu 72°. Apariţia lor, în cazul de faţă, nu este controlată strict de direcţiile de clivaj vizibile, dar constanţa orientării lor ne determină să admitem observaţia lui B a r t h (1969) că direcţiile de creştere ale albitului sînt determinate de elementele cristalografice intime ale feldspatului gazdă (probabil submicroscopice, n. n).

În ambele tipuri de granitoide, concreşterile descrise au caracter de „micropertite" (T u t t l e, 1952; G a t e s, 1953) şi reflectă prin trăsăturile lor: un conţinut relativ scăzut în Na al feldspatului care se corelează cu datele obţinute din măsurarea indicilor de refracţie şi valorile 2 V ale feldspatului potasic (A n a s t a s i u, 1971; vezi „Feldspaţii potasici"); formarea în condiţii subsolidus prin exsoluţia feldspatului sodic, stimulată probabil de deformare şi paralel cu modificările de simetrie ale feldspatului potasic; (C h a y e s, 1952; S c h e r m e r h o r n, 1961 remarcă de asemenea influenţa stressului în dezvoltarea pertitelor).

A n t i p e r t i t e l e se întîlnesc în toate tipurile de granitoide (Lucidol şi Ogradena) în care feldspatul potasic — microclinul intermediar şi cel maxim — reflectă prin fiziografia şi caracterele sale optice, o remobilizare.

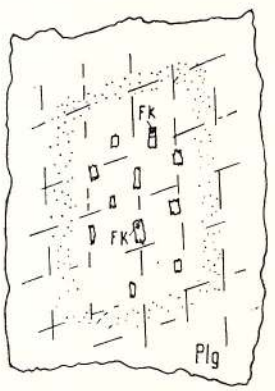


Fig. 37. — Antipertite în granitoidele de Ogradena.
Antiperthites within the Ogradena granitoids.

Feldspatul potasic, în acest tip de concreşteri, apare sub formă de indivizi fini, aproape izometrici, limitaţi de feţe plane, paralele cu direcţiile de clivaj (fig. 37); în cazul acesta controlul cristalografic este vizibil (N e m e c, 1967). Repartiţia acestui feldspat potasic în plagioclaz este neuniformă; el poate apare atît în zonele centrale cît şi în cele marginale ale plagioclazului, uneori legîndu-se de cristalele amoeboidale de microclin din imediata vecinătate a plagioclazului.

Acestea sînt motive care ne fac să apreciem relaţia plagioclaz-feldspat potasic, de tip antipertitic, ca o relaţie de succesiune, ca un stadiu incipient de înlocuire a plagioclazului de către feldspatul potasic în condiţii subsolidus.

Institutul Geologic al României

2.3.3. Structurile grafice

Structurile grafice lipsesc din granitoidele de Lucidol, iar prezenţa lor în granitoidele de Ogradena constituie o excepţie. Au fost întîlnite într-un singur loc — în valea Eşelniţa — ca o zonă neregulată de largă dezvoltare a feldspatilor şi cuarţului din rocile masive.

Structura întîlnită prezintă caracterele tipice ale unei concreşteri grafice: caracterul scheletiform şi „cuneiform" al cuarţului; extincţia simultană a tuturor granulelor de cuarţ din feldspatul potasic (pl. XXIII, fig. 3; pl. XXIV, fig. 3).

Prezenţa extincţiilor ondulatorii vizibile în aceste cristale de cuarţ reflectă presiunea la care a fost supusă structura şi ne face să presupunem, pentru aceasta, un caracter relict; fenomenele de deformare constatate frecvent în masiv prin foarte multe efecte ne determină să credem că aceste structuri, sensibile la acest fenomen (Spray, 1969; Şeclăman, 1972 [27]), au fost distruse.

3. CHIMISMUL ROCILOR

Studiul geochimic efectuat a avut în vedere: caracterizarea geochimică a asociaţiilor petrografice din masiv şi din imediata lui vecinătate; punerea în evidenţă şi din acest punct de vedere a relaţiilor existente între toate tipurile de granitoide şi între acestea şi cristalinul de Ogradena sau de Neamţu; posibilitatea de stabilire, sau nu, a unei afinităţi geochimice între rocile granitoide şi rocile filoniene (microgranodiorite porfirice, microfoyaite).

În acord cu scopul urmărit, dar condiţionaţi de gradul de deschidere al regiunii, am efectuat o probare sistematică (fig. 38) urmărind „formaţiunile" atît în lungul lor (paralel cu axul dezvoltării masivului), cît şi transversal (probînd toate tipurile petrografice din cadrul unui asemenea profil).

Probele alese pentru analizele chimice şi spectrale le considerăm reprezentative pentru faciesurile petrografice din care s-au recoltat.

Prin analizele chimice ale acestor roci (tab. 9) s-a determinat conţinutul în oxizi (SiO_2, Al_2O_3, FeO, Fe_2O_3, MgO, CaO, Na_2O, K_2O), în procente greutate, iar prin analizele spectrale (tab. 11), conţinutul de microelemente (Li, Ba, Sr, Ni, V, Cr, Co, Sn, Sc, Ga şi Pb) în p. p. m.

Rezultatele analizelor au fost prelucrate şi urmărite comparativ cu ajutorul histogramelor, diagramelor binare de corelaţie şi diagramelor ternare.

3.1. CHIMISMUL GRANITOIDELOR ŞI AL ŞISTURILOR CRISTALINE

3.1.1. Conţinutul şi distribuţia elementelor majore

Urmărind conţinutul în oxizi al rocilor menţionate s-a pus accent pe distribuţia SiO_2 a elementelor alcaline şi pe comportarea Ca, Mg, Fe

[27] Op. cit. pct. 3.

Institutul Geologic al României

TABELUL 9

Compoziția chimică a granitoidelor de Lucidol și a granitoidelor de Ogradena

Nr. probei	Tip petrografic, localizare	Oxizi %														
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	S	CO_2	$H_2O(+)$	$H_2O(-)$
590	Granitoid Lucidol pîrîul Lucidol a	74,39	12,75	1,15	0,72	0,10	1,46	2,42	6,36	0,11	—	urme	0,015	—	0,39	0,63
436	Granitoid masiv valea Eşelniţa b	74,20	14,76	0,41	0,82	0,21	1,75	4,00	3,84	—	urme	0,17	0,08	—	0,30	0,10
E.O. 34	Granitoid masiv valea Eşelniţa c	74,87	13,05	0,40	0,64	0,20	1,26	3,88	4,69	0,10	0,02	0,02	0,12	—	0,52	0,03
4d	Granitoid masiv valea Eşelniţa c	72,8	15,3	0,65	0,14	0,38	1,07	3,50	5,70	0,05	urme	0,03	urme	urme	0,8	0,18
B2	Granitoid masiv cariera Mala c	73,28	13,71	1,83	—	0,30	1,40	4,23	3,84	0,25						
E6	Granitoid masiv cariera Mala c	73,94	14,85	0,91		0,15	1,96	4,84	2,35	0,11						
CM 9	Granitoid masiv cariera Mala a	72,71	15,09	1,06	0,45	0,75	1,67	3,66	3,47	0,049	urme	0,062	0,25	—	0,30	1,01
E.O. 28	Granitoid masiv pîrîul Sohodol c	74,00	13,20	0,56	1,77	0,23	1,55	4,46	3,73	—	0,42	—		0,24	0,08	0,07
934	Granitoid masiv pîrîul Costineţ b	73,74	14,67	1,40	0,26	0,32	2,04	3,67	3,23	—	urme	0,38	—	—	0,30	0,10
E.O. 48	Granitoid gnaisic pîrîul Piţigui c	73,1	15,6	0,82	0,48	0,48	1,36	4,00	3,70	0,1	0,03	0,062	urme	urme	0,6	0,20
603	Granitoid gnaisic p. Seracova Mică a	74,20	14,98	0,83	0,56	0,20	1,26	1,59	4,15	0,15	0,08	0,03	0,08		1,43	0,12
525	Granitoid gnaisic p. Seracova Mare α	74,29	13,43	0,36	0,99	0,50	2.10	4,03	3,26	0,15	0,06	0,05	0,12	—	0,56	0,02
E.O,24	Granitoid gnaisic pîrîul Criviţa α	72,37	14,87	0,71	0,42	0,20	1,54	5,16	3,54	0,15	0,02	0,03	0,06	—	0,51	0,07
E.O.31	Granitoid gnaisic valea Eşelniţa c	73,70	14,9	0,83	0,44	0,40	1,36	4,36	3,63	0,05	0,03	0,03	0,06	urme	0,48	0,28
E.O. 33	Granitoid gnaisic valea Eşelniţa c	72,60	12,65	1,84	2,47	0,24	2,39	4,28	2,85	—	0,20	—		0,36	0,08	0,09
E.O. 27	Granitoid gnaisic pîrîul Sohodol c	73,40	13,86	0,24	1,43	0,16	1,81	4,30	4,06	—	0,40	—		0,33	0,27	0,13
E.O. 16	Granitoid gnaisic pîrîul Satului e	73,78	12,71	1,54	0,35	0,50	1,68	4,42	4,18	0,15	0,02	0,09	0,05	—	0,29	0,04
E.O. 21	Granitoid gnaisic pîrîul Satului e	73,81	14,21	0,58	0,28	0,30	1,26	4,19	4,07	0,05	0,02	0,08	0,12	—	0,70	0,11
E.O. 12	Paragnais pîrîul Costineţ e	67,63	14,43	1,17	2,77	2,10	3,36	4,81	1,79	0,60	0,13	0,14	0,20		0,59	0,02

a, analist I. Gafencu, I.G.P.S.M.S., Bucureşti; b, analist Sanda Lupan, I.G.P.S.M.S.. Bucureşti; c, analist Genoveva Zăvoianu, I.G.P.S.M.S., Bucureşti; d, analist Ioana Anastasiu, I.G.P.S.M.S., Bucureşti; e, analist Maria Cristea.

Institutul Geologic al României

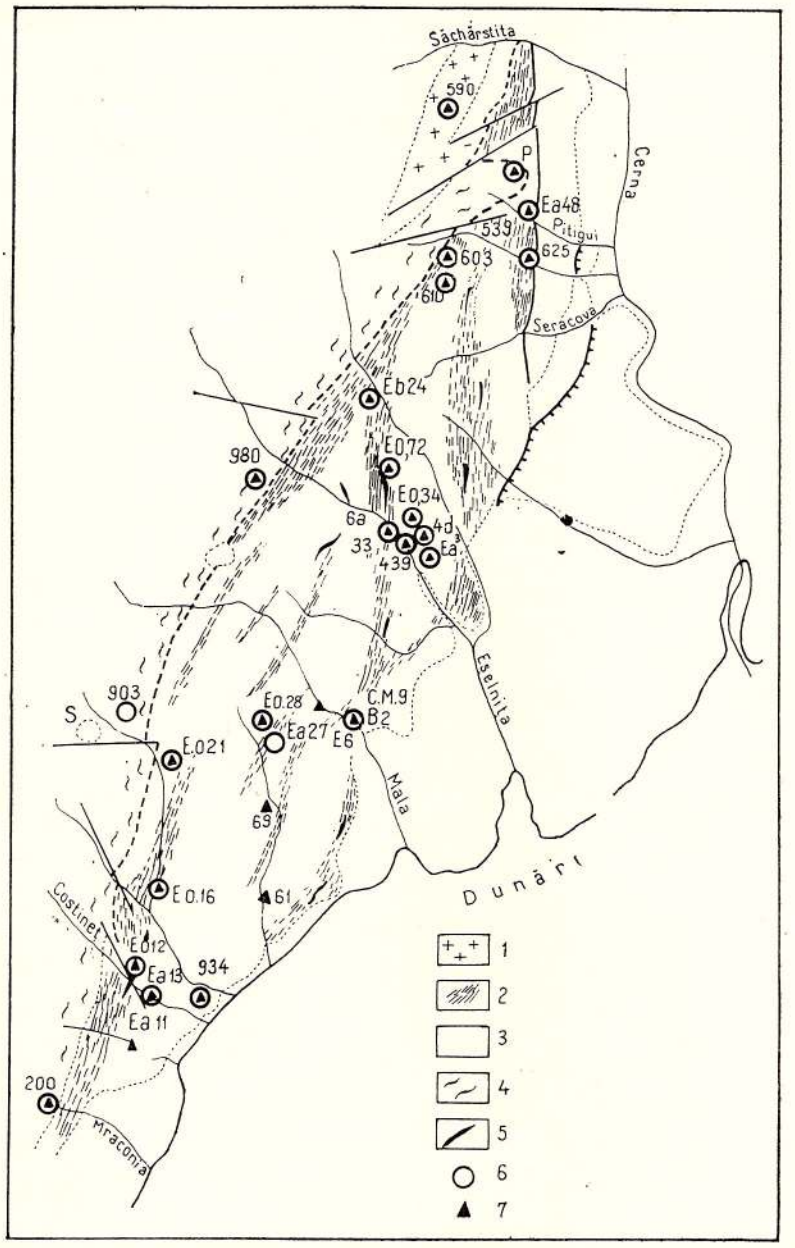


Fig. 38. — Schiţa geologică a masivului Ogradena cu amplasarea punctelor de probare pentru analize chimice şi spectrale.

1, granitoide de Lucidol; 2, granitoide gnaisice; 3, granitoide masive; 4, şisturi cristaline; 5, enclave; 6, analize chimice; 7, analize spectrale.

Geological sketch of the Ogradena massif with the location of the sampling points for chemical and spectral analyses.

1, Lucidol granitoids; 2, gneissic granitoids; 3, massive granitoids; 4, crystalline schists; 5, enclaves; 6, chemical analyses; 7, spectral analyses.

Institutul Geologic al României

(în tabelul 10 sînt date valorile medii ale conținutului în oxizi pentru diverse tipuri de roci).

Din punct de vedere chimic granitoidele de Lucidol apar bine individualizate. Sînt roci acide (SiO_2 = 74,39%) cu un ridicat conținut de alcalii ($Na_2O + K_2O$ = 8,78%). Sărăcia de minerale femice și conținutul scăzut în An al plagioclazului se reflectă în comportarea CaO, Fe_2O_3 + FeO și MgO. Valorile procentuale ale acestor oxizi sînt mici, nedepășind 1,5% (tab. 10).

Faciesul gnaisic al granitoidelor de Ogradena a fost testat chimic prin 9 analize pe probe recoltate de pe pîraiele Pițigui, Seracova Mică, Crivița, valea Eșelnița și pîrîul Satului. Valorile medii ale conținutului în oxizi (tab. 10, fig. 39) indică roci acide (SiO_2 = 73,38%), cu alcalinitate moderată ($Na_2O + K_2O$ = 8,00%) și conținut ceva mai ridicat în CaO (1,68%).

Urmărind variația conținutului în oxizi cu creșterea conținutului de SiO_2 la granitoidele gnaisice analizate (fig. 40) constatăm următoarele: conținutul de Al_2O_3 suferă variații în limitele a 3%, iar cel de FeO + Fe_2O_3, MgO și CaO se menține scăzut și relativ constant; alcaliile prezintă o tendință de corelație inversă.

Slaba creștere a conținutului de K_2O este însoțită de o scădere a conținutului de Na_2O.

Granitoidele masive cu caracter leucocrat au fost testate chimic prin 8 analize în probele recoltate pe valea Eșelnița, pîraiele Mala (carieră), Sohodol și Costineț. Rezultatele analizelor — mediile conținutului în oxizi — (tab. 10, fig. 39) reflectă roci acide (SiO_2 = 73,69%) cu alcalinitate

TABELUL 10

Compoziția chimică medie a granitoidelor de Ogradena și a cristalinului asociat

Tip petrografic (nr. analizelor) / Oxizi %	Granitoid de Lucidol (1)	Cristalin de Neamțu (3)	Cristalin de Ograrcadena interualații (2)	Granitoide de Ogradena	
				gnaisic (8)	masiv (8)
SiO_2	74,39	74,86	65,53	73,38	73,69
Al_2O_3	12,75	13,22	15,63	14,02	14,32
Fe_2O_3	1,15	0,49	1,54	0,86	0,90
FeO	0,72	0,94	3,78	0,85	0,68
MgO	0,10	0,35	1,85	0,36	0,29
CaO	1,46	1,26	3,22	1,68	1,58
Na_2O	2,42	4,08	3,83	4,34	3,57
K_2O	6,36	3,92	2,07	3,66	3,85
TiO_2	6,11	0,155	0,62	0,15	0,20
P_2O_5	—	0,04	0,13	0,04	0,03
MnO	urme	0,05	0,12	0,05	0,06
S	0,015		0,10	0,10	0,06

Institutul Geologic al României

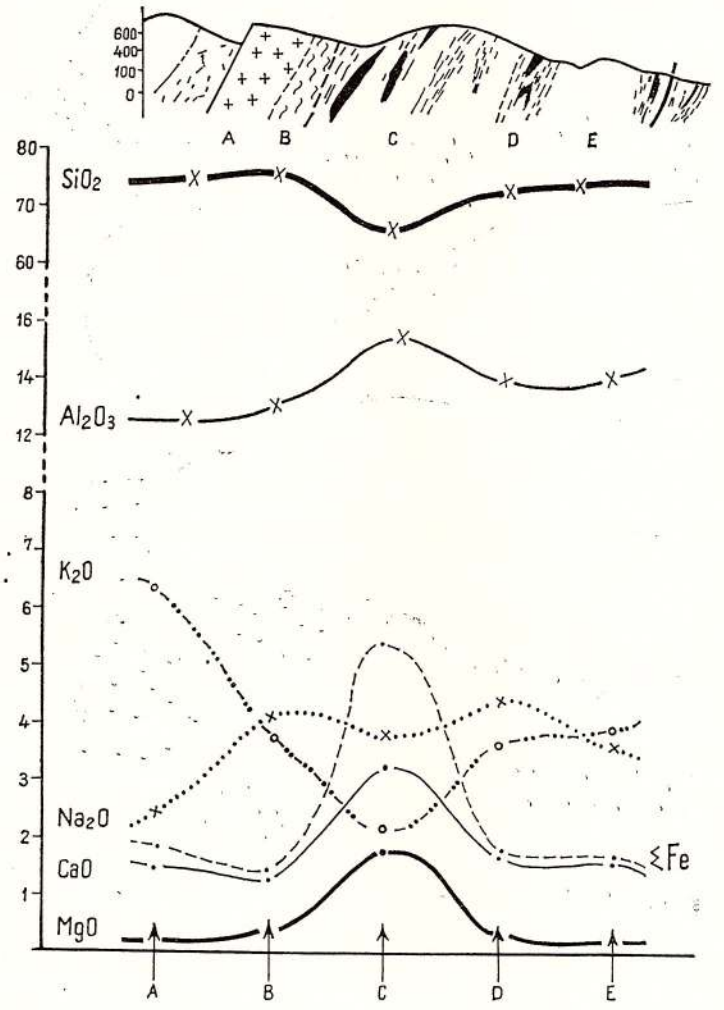


Fig. 39. — Proiecţia conţinuturilor medii a principalilor oxizi din diverse tipuri de roci (A — granitoide de Lucidol, B — gnaise de Neamţu, C — intercalaţii de paragnaise, D — granitoide gnaisice de Ogradena, E — granitoide masive de Ogradena).

Projection of the average contents of the main oxides in various types of rocks (A — Lucidol granitoids, B — Neamţu gneisses, C — paragneiss intercalations, D — Ogradena gneissic granitoids, E — Ogradena massive granitoids).

Institutul Geologic al României

potrivită ($Na_2O + K_2O = 7{,}22\%$); conţinuturile de $FeO + Fe_2O_3$, MgO şi CaO sînt mai mici decît în granitoidele gnaisice.

Proiectarea valorilor % greutate pentru oxizii de Al, Fe, Mg, Ca, Na şi K, comparativ cu conţinutul de SiO_2 al rocilor granitoide (fig. 40) permite următoarele observaţii: curba Al_2O_3, la început descendentă, devine, spre conţinuturi ridicate de SiO_2, uşor ascendentă; variaţiile con-

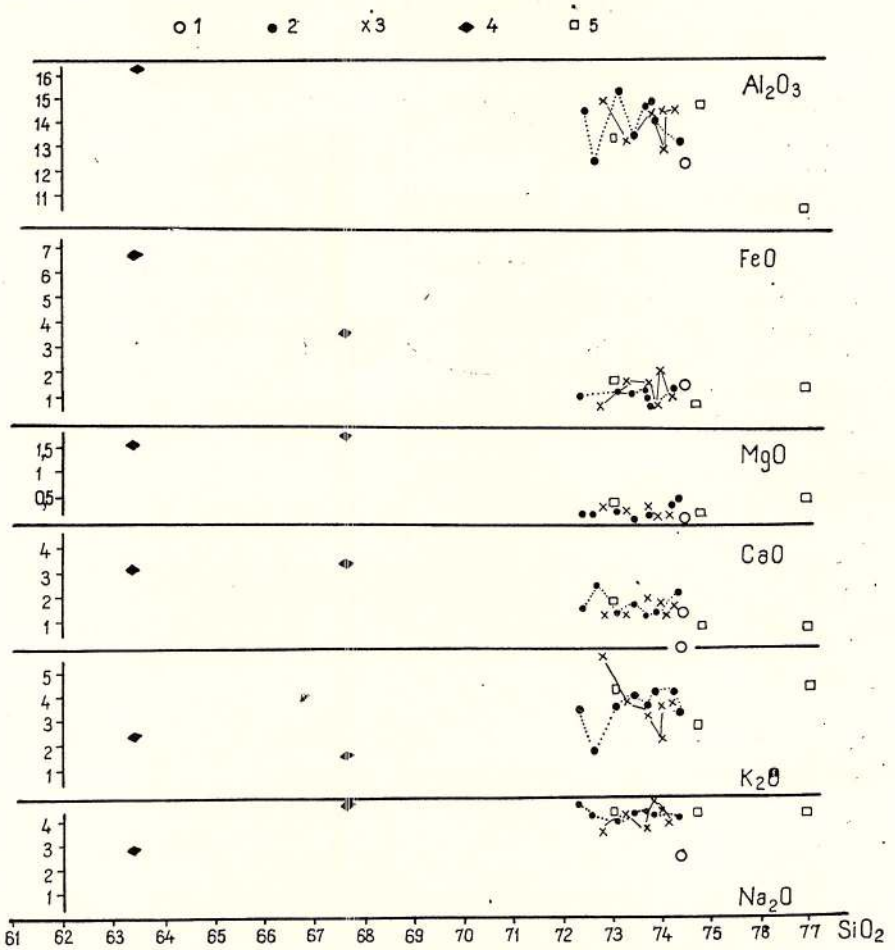


Fig. 40 — Diagrama de variaţie a % de oxizi de Al, Fe, Ca, Mg, Na, K faţă de SiO_2 pentru granitoide şi şisturi cristaline.

1, granitoide de Lucidol; 2, gnaise de Neamţu; 3, granitoide gnaisice de Ogradena; 4, granitoide masive de Ogradena; 5, paragnaise (enclave).

Variation diagram of % of Al, Fe, Ca, Mg, Na, K oxides as compared to SiO_2 for granitoids and crystalline schists.

1, Lucidol granitoids; 2, Neamţu gneisses; 3. Ogradena gneissic granitoids; 4, Ogradena massive granitoids; 5, paragneisses (enclaves).

Institutul Geologic al României

ținutului de FeO se mențin în limite de 1% cu scăderea acestuia ; conținuturile de MgO se înscriu pe o curbă descendentă și cu valori foarte mici ; alcaliile marchează variații însemnate și vădit contradictorii ; unui traiect descendent caracteristic K_2O îi corespunde un traiect ascendent caracteristic Na_2O.

În ansamblu, curbele au aspect sinusoidal.

În cristalinul de Ogradena, *intercalațiile* analizate aparțin unor paragnaise micacee, rezultatele obținute plasînd rocile într-un domeniu cu chimism net diferit (tab. 10, fig. 39). Conținutul de SiO_2 este mult mai scăzut (media = 65,53%), iar suma alcaliilor nu depășește 6%. Rocile sînt caracterizate prin valori sensibil ridicate ale conținuturilor de MgO (1,85%), FeO + Fe_2O_3 (5,32%) și CaO (3,22%).

Paralel cu creșterea conținutului de SiO_2 în cele 2 analize (fig. 40), tendința celorlalți oxizi este : de scădere a Al_2O_3, FeO și K_2O și de creștere a MgO, CaO și Na_2O.

În cristalinul de Neamțu, complexul cuarțo-feldspatic se caracterizează prin valori medii ale conținutului în oxizi, relativ apropiate de acelea din granitoidele gnaisice de Ogradena (numărul mic de analize efectuate nu permite o angajare la concluzii petrogenetice, prezentarea lor are un caracter orientativ). Conținutul de SiO_2 apare mai ridicat (74,86%), iar media sumei alcaliilor este identică cu a granitoidelor gnaisice ($Na_2O + K_2O$ = = 8,00%). Aceste valori obligă implicit la conținuturi scăzute ale oxizilor de Fe, Mg, Ca (tab. 10, fig. 39).

Din proiecția valorilor procentuale ale diverșilor oxizi față de SiO_2% se constată similitudinea chimică dintre rocile granitoide în ansamblu și o anume categorie de șisturi cristaline cuarțo-feldspatice (fig. 40).

Comportarea fiecărui oxid în cadrul masivului reiese din schițele distribuției valorilor lor procentuale (fig. 41). Astfel, conținutul de :

SiO_2 — apare mai ridicat în granitoidele de Lucidol față de cele de Ogradena ;

— diversele faciesuri ale granitoidelor de Ogradena au conținuturi constante și apropiate de ale gnaiselor de Neamțu ;

— în intercalațiile de șisturi cristaline este foarte scăzut.

Al_2O_3 — este asemănător în ambele tipuri de granitoide și relativ constant, apropiat de al gnaiselor de Neamțu ;

— intercalațiile de șisturi cristaline apar mai bogate în Al_2O_3.

($FeO + Fe_2O_3$) și *MgO* — deosebește granitoidele de Lucidol de cele de Ogradena, iar în cadrul acestora din urmă, faciesurile gnaisice de cele masive ;

CaO — relativ același în granitoidele de Lucidol și diversele faciesuri ale granitoidelor de Ogradena ;

— deosebește intercalațiile de șisturi cristaline de cristalinul de Neamțu ;

Na_2O — apare mai scăzut în granitoidele de Lucidol decît în cele de Ogradena și foarte asemănător între aceste din urmă roci și cristalinul de Neamțu ;

K_2O — este vizibil mai mare în cazul granitoidelor de Lucidol ;

Institutul Geologic al României

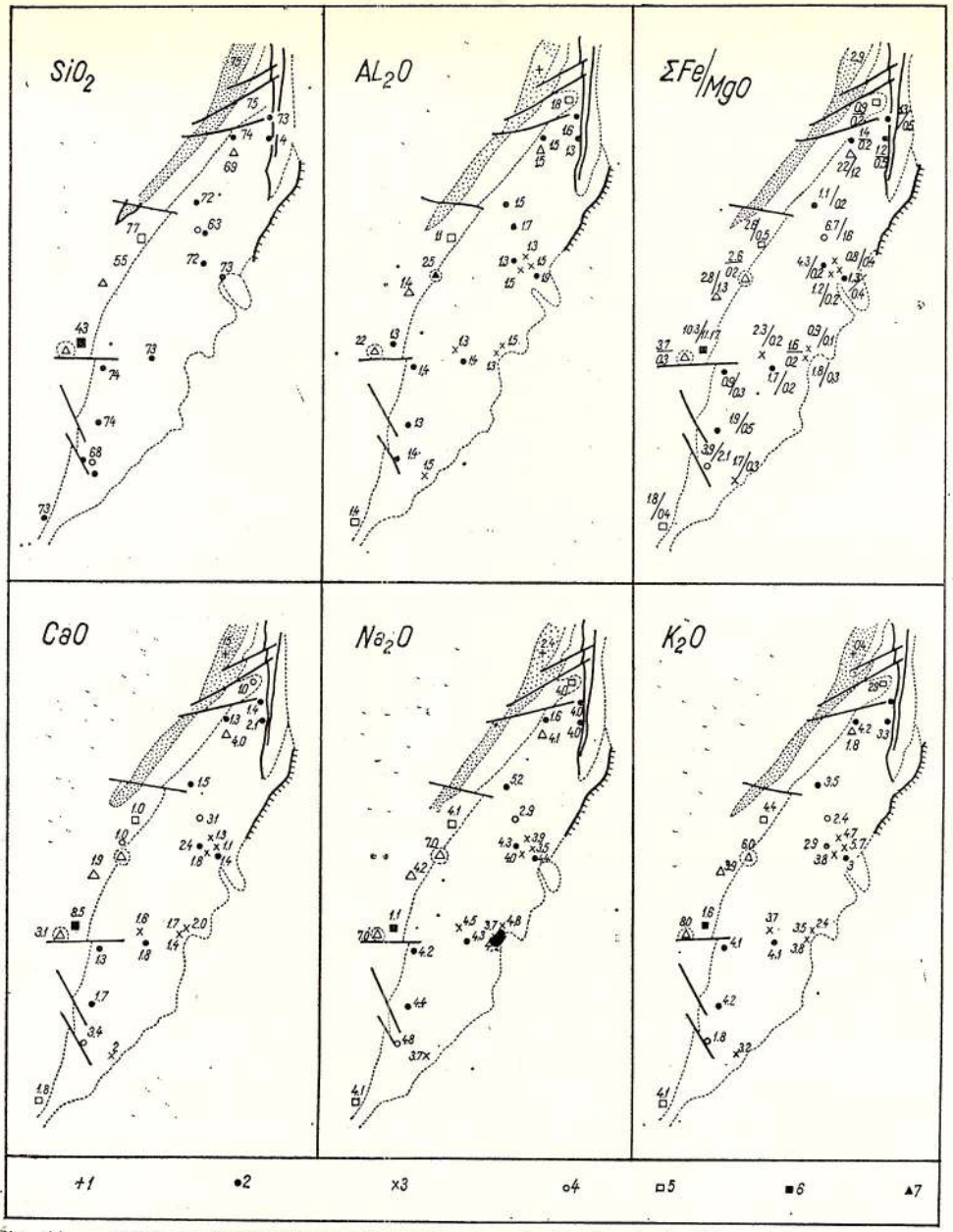


Fig. 41. — Schițe cu distribuția conținuturilor procentuale ale principalilor oxizi pentru diverse tipuri de roci în cadrul masivului Ogradena.

1, granitoide de Lucidol; 2, granitoide gnaisice de Ogradena; 3, granitoide masive de Ogradena; 4, paragnaise micacee (intercalații); 5, gnaise de Neamțu; 6, amfibolite de Neamțu; 7, magmatite alpine.

Sketches with the distribution of the percentage contents of the main oxides for various types of rocks within the Ogradena massif.

1, Lucidol granitoids; 2, Ogradena gneissic granitoids; 3, Ogradena massive granitoids; 4, micaceous paragneisses (intercalations); 5, Neamțu gneisses; 6, Neamțu amphibolites; 7, alpine magmatites.

Institutul Geologic al României

— în faciesul masiv al granitoidelor de Ogradena prezintă variații mai mari în lungul masivului; în zona sa centrală, conținutul de K_2O apare sensibil mai ridicat decît cel al granitoidelor gnaisice;

— în intercalațiile de șisturi cristaline este foarte scăzut.

Proiecția valorilor procentuale ale oxizilor Na_2O și K_2O pe o diagramă binară (fig. 42) evidențiază clar caracterul potasic al granitoidelor de

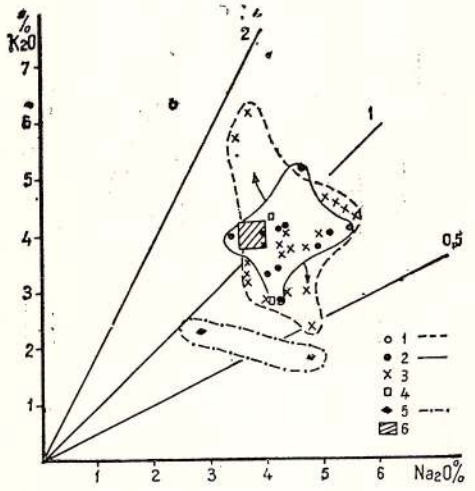


Fig. 42 — Diagramă binară K_2O/Na_2O pentru:
1, granitoide de Lucidol; 2, granitoide gnaisice de Ogradena; 3, granitoide masive de Ogradena; 4, gnaise de Neamțu; 5, paragnaise micacee (cristalinul de Ogradena); 6, compoziția globală.
K_2O/Na_2O binary diagram for:
1, Lucidol granitoids; 2, Ogradena gneissic granitoids; 3, Ogradena massive granitoids; 4, Neamțu gneisses; 5, micaceous paragneisses (Ogradena crystalline); 6, global composition.

Lucidol (K_2O: $Na_2O > 2$) în raport cu granitoidele de Ogradena (K_2O: $Na_2O \leqslant 1$). Pe de altă parte, cîmpul conturat al granitoidelor gnaisice de Ogradena este vizibil mai restrîns în raport cu acela al granitoidelor masive, ceea ce sugerează pentru aceste din urmă roci variații ale K_2O în raport cu conținutul aceluiași oxid în granitoidele gnaisice. Poziția în diagrama K_2O/Na_2O a punctelor corespunzătoare intercalațiilor de șisturi cristaline, net inferioară față de toate celelalte roci, reflectă lipsa afinităților dintre ele și constituie o dovadă a neafectării acestor roci de către soluții bogate în alcalii.

$Na_2O + K_2O < 9$ în toate cazurile caracterizează, după M a r m o (1956), granitoide sincinematice (tab. 10).

Față de proiecția valorilor medii K_2O %, Na_2O% a granitoidelor din scoarță (B a i r d et al., 1963), cele de Ogradena reprezintă o „tendință" mai sodică (însăși valoarea raportului $K_2O : Na_2O < 1$ indică acest lucru) (fig. 42).

Distribuția conținuturilor de K_2O—Na_2O [28] în cadrul masivului (fig. 43) evidențiază tendința de modificare a raportului dintre acești oxizi, trecînd de la zonele periferice spre zonele centrale și, în general, de la faciesurile gnaisice spre cele masive.

[28] Analist C. C o c î r ț ă, Univ. „Al. I. Cuza", Iași.

Institutul Geologic al României

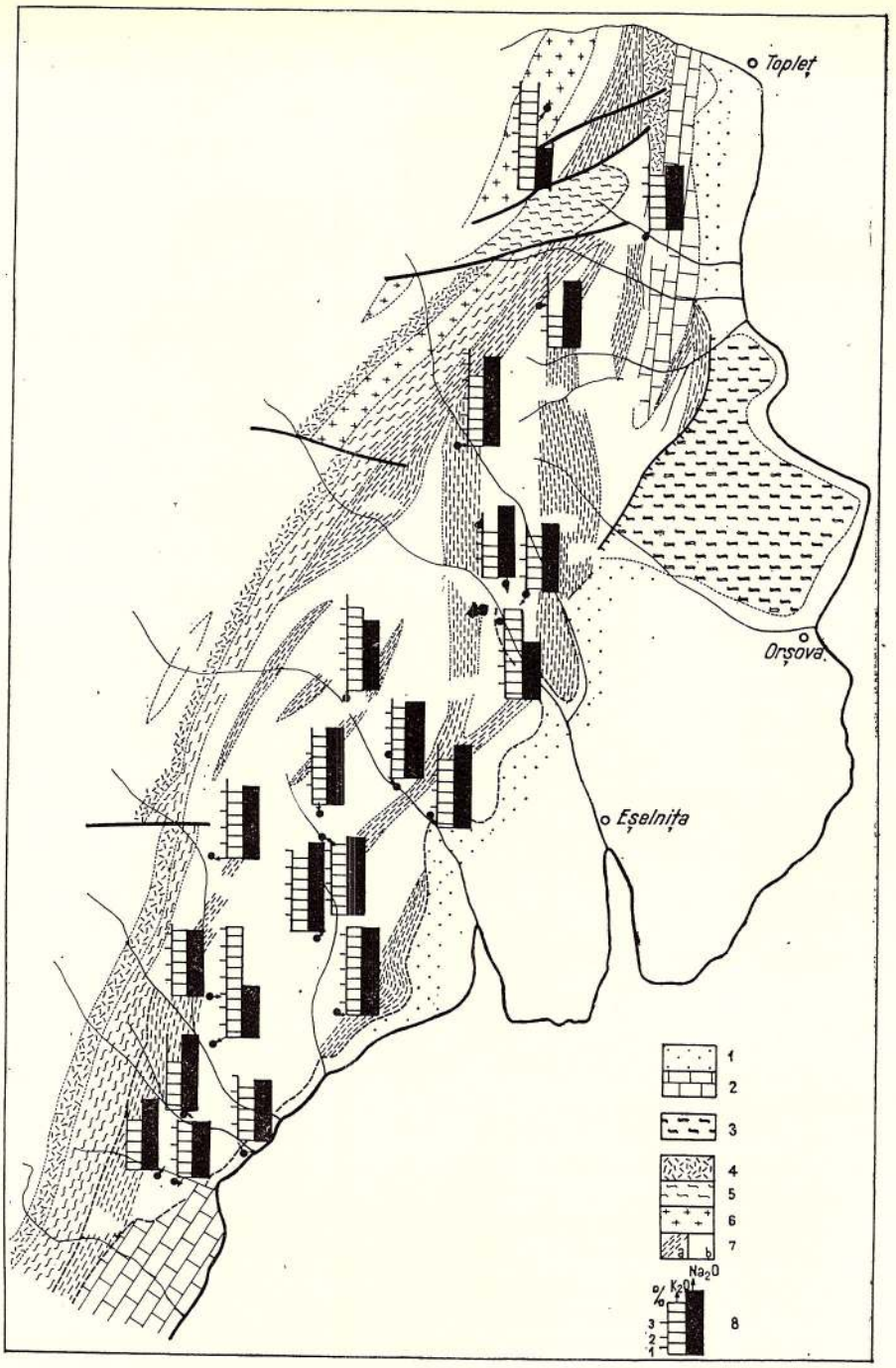


Fig. 43. — Schița masivului granitoid Ogradena cu distribuția conținuturilor de K_2O % și Na_2O %.

1, depozite neozoice; 2, depozite mezozoice; 3, cristalinul Getic; 4, complexul cristalin retromorf; 5, complexul rocilor cuarțo-feldspatice; 6, granitoide de Lucidol; 7, granitoide de Ogradena: (a) gnaisice, (b) masive; 8, histograme K_2O/Na_2O.

Sketch of the Ogradena granitoid massif with the distribution of K_2O % and Na_2O % contents. 1, Neozoic deposits; 2, Mesozoic deposits; 3, Getic crystalline; 4, retromorphous crystalline complex; 5, quartz-feldspar rock complex; 6, Lucidol granitoids; 7, Ogradena granitoids: (a) gneissic, (b) massive; 8, K_2O/Na_2O histograms.

Institutul Geologic al României

Această tendință, fără să reflecte un aport de potasiu de la exterior, se poate corela cu fenomenele de remobilizare din interiorul masivului, care au determinat modificări în compoziția mineralogică și structura rocilor într-o etapă postmagmatică.

Proiecția conținuturilor procentuale de K_2O, Na_2O și CaO într-o diagramă ternară (fig. 44) evidențiază conținutul constant de CaO în raport cu variațiile care se produc de-a lungul liniei K_2O — Na_2O.

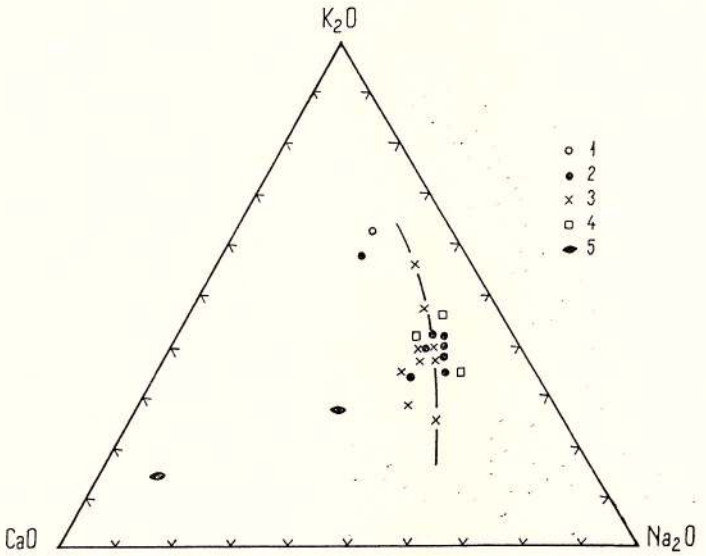


Fig. 44. — Diagrama ternară K_2O-Na_2O-CaO pentru : granitoidele de Lucidol (1), granitoidele gnaisice de Ogradena (2), granitoidele masive de Ogradena (3), gnaisele de Neamțu (4) și paragnaisele micacee — cristalinul de Ogradena (5).

K_2O-Na_2O-CaO ternary diagram for : Lucidol granitoids (1), Ogradena gneissic granitoids (2), Ogradena massive granitoids (3), Neamțu gneisses (4) and micaceous paragneisses — Ogradena crystalline (5).

Dispersia valorilor paralel cu această linie este dată de probele granitoidelor masive și reflectă un schimb posibil de alcalii, care a avut loc la nivelul acestor roci.

O privire generală asupra distribuției conținutului de oxizi în cadrul masivului trebuie să rețină : existența unor diferențieri chimice între granitoidele de Lucidol și cele de Ogradena ; deosebirile existente între faciesurile masive și cele gnaisice ale granitoidelor de Ogradena, în ceea ce privește conținutul de K, Fe, Mg și modul lor de variație ; deosebirile pregnante între chimismul intercalațiilor și cel al granitoidelor ; asemănările existente din punct de vedere chimic, între granitoidele de Ogradena și gnaisele de Neamțu.

Institutul Geologic al României

Aceste aspecte sugerează individualitatea chimică a tipurilor de granitoide analizate (Lucidol şi Ogradena) şi în general, lipsa unor fenomene care ar putea fi interpretate ca aport chimic.

3.1.2. Conţinutul şi distribuţia elementelor minore

Elementele minore şi rare (S h a w, 1964), urmărite prin analiza spectrală cantitativă (W h i t t e n, 1963; T a y l o r, 1971) a aceloraşi probe din care s-au efectuat şi analizele chimice, au fost : Li, Ba, Sr, Ni, Co, Cr, V, Pb, Ga, Sc, Sn. Conţinuturile probelor respective în p. p. m. sînt date în tabelul 11. Cu excepţia Co şi Cr, distribuţia celorlalte elemente pe tipuri de roci se pretează la un comentariu geochimic.

Litiu. Conţinutul în Li a fost determinat preferenţial pentru cîteva tipuri de roci, iar rezultatele au un caracter informativ. Limitele de variaţie sînt cuprinse între 2—44 p. p. m., valorile ridicate corespunzînd rocilor bogate în biotit.

Bariu. Element minor semnificativ pentru geochimia rocilor cuarţo-feldspatice este întîlnit în diversele tipuri de roci în proporţie de 100 — 5 500 p. p. m. Urmărind distribuţia lui în aceste roci remarcăm variaţia conţinuturilor subliniată de prezenţa feldspaţilor potasici şi a micelor. Granitoidele de Lucidol (mai bogate în feldspat potasic şi biotit) apar cu un conţinut mai ridicat de Ba decît granitoidele de Ogradena.

Pentru aceste granitoide apare caracteristică dispersia mare a valorilor pe un interval de 900 p. p. m. (fig. 45). Conţinuturi relativ mari şi evident, deosebite între ele, se întîlnesc în rocile cristalinului de Neamţu şi respectiv de Ogradena (intercalaţii).

Comportarea Ba în rocile analizate reflectă afinitatea sa pentru K şi posibilităţile sale de concentrare în feldspaţi şi mice. Alături de această dependenţă se constată afinitatea sa pentru rocile mai acide, confirmîndu-se astfel, observaţiile lui N o c k o l d s, A l l e n, 1956; B a r t h, 1961; P a v l e n c o, 1971 referitoare la concentrarea Ba în astfel de roci.

În cazul concret al rocilor analizate şi cunoscînd proporţiile de participare a diferitelor minerale, remarca anterioară poate deschide discuţia referitoare la modul de participare al Ba în reţeaua respectivelor minerale: capturat de K şi deci în exclusivitate substituent izomorf al acestuia (G o l d s c h m i d t, 1954) sau prezent în afara reţelei?

Conţinuturile relativ constante în roci, care în decursul istoriei lor geologice au avut o comportare deosebită (granitoidele gnaisice şi cele masive), tind să reflecte caracterul său primar şi prezenţa în reţea prin substituţia K (atît în feldspaţi cît şi în mice) (O f t e d a l, 1959).

Stronţiu. Conţinutul în stronţiu al rocilor analizate variază între 50—1 000 p. p. m. cu o frecvenţă maximă pe intervalul 100—240 p. p. m. în granitoidele de Ogradena. Pentru rocile cristalinului de Neamţu se constată o variaţie pe un interval larg, iar pentru intercalaţiile de şisturi cristaline, conţinuturi foarte mici.

Institutul Geologic al României

TABELUL 11

*Conținutul de elemente minore în granitoidele și șisturile cristaline din masivul Odradena**

Nr. eșantion	Tip de rocă	Localizare	Li	Sr	Ba	Ni	Co	V	Pb	Ga	Sc	Sn
200	gnais	p. Mraconia	—	350	6000	S. L.	—	S.L.	4	S.L.	S.L.	S.L.
E.O.10	granitoid masiv	p. Căprăriții	S.L.	170	1020	19	—	5	24	21	3	11
E.O.11	granitoid gnaisic	p. Căprăriții	—	75	175	3	—	5	26	25	6	6
E.O.12	paragnais	p. Costineț	10	200	4500	S.L.	—	10	8	S.L.	S.L.	S.L.
934	granitoid masiv	p. Costineț	2	440	860	10	10	10	63	21	—	—
E.O.13	granitoid masiv	p. Costineț	4	50	110	3	2	6	54	12	4,5	3
E.O.16	granitoid gnaisic	p. Lugojiștea	—	135	800	4	—	5	41	21	2,5	6
E.O.21	granitoid masiv	p. Lugojiștea	—	130	550	8	—	5	27	21	3,5	13
E.O.28	granitoid masiv	p. Sohodol	3	220	900	4	2,5	7	30	12	4	7
61	granitoid masiv	p. Sohodol		110	320	3	—	5	58	10	2,5	37
36	granitoid cu biotit	p. Mala	—	135	620	4	—	5	35	17	2	10
38	granitoid gnaisic	p. Mala	—	260	1000	4	—	5	27	23	4,5	11
39	granitoid gnaisic	p. Mala	—	260	1100	4	—	9	30	18	4	10
E.O.31	granitoid gnaisic	v. Eșelnița	—	123	460	3	—	5	30	20	3,5	11
436	granitoid masiv	v. Eșelnița	42	680	1140	10	10	10	195	24	—	—
E.O.33	granitoid gnaisic	v. Eșelnița	44	280	1200	7	2,5	8	24	19	12	10
E.O.34	granitoid masiv	v. Eșelnița	3	125	5000		S.L.		5	S.L.	S.L.	S.L.
4D	pegmatit	v. Eșelnița	3	73	255	3	(2)	5	90(50)	19	2	4
E.O.72	paragnais	v. Eșelnița	—	152	380	8,5	—	9	18	32	2,5	2
980	gnais de Neamțu	v. Eșelnița	S.L.	175	700	S.L.	S.L.	SL.	3	S.L.	S.L.	S.L.
E.O.24	granitoid masiv	p. Criviția	—	235	900	3	—	5	32	21	2,5	12
525	granitoid masiv	p. Seracova Mare	S.L.	600	5000	S.L.	S.L.	3	3	S.L.	S.L.	S.L.
539	granitoid masiv	p. Seracova Mică	8	130	740	2	2,5	7	56	17	2,5	5
603	granitoid cu biotit	p. Seracova Mică	S.L.	125	700	S.L.	S.L.	S.L.	S.L.	S.L.	S.L.	3
E.O.48	granit gnaisic	p. Pițigui	—	125	1100	—	—	—	39	17	3	10
P	gnais	p. Pițigui	—	1100	2400	3	—	5	31	17	—	7
590	granit	p. Lucidol	7	550	3300	35	2,5	10	42	95	2	3
903	amfibolit	p. Satului	S.L.	200	5000		30	15	3	S.L.	S.L.	6

* Analist Constanța Udrescu, I.G.G., București.

Institutul Geologic al României

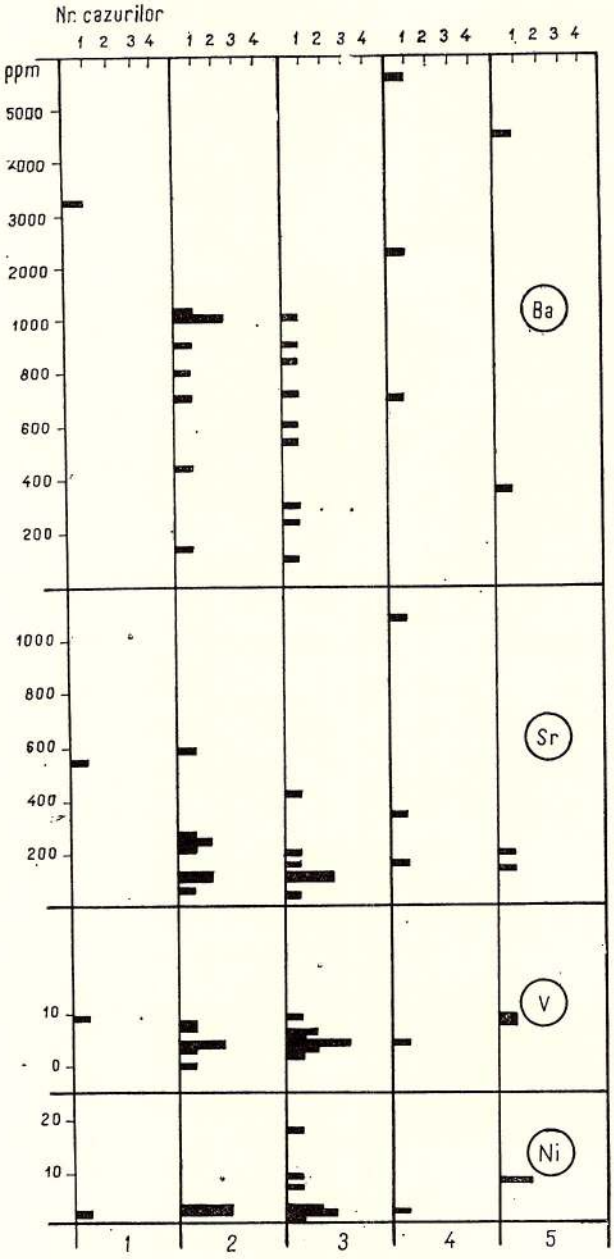


Fig. 45 — Histograme de frecvență a conținutului de Ba, Sr V, Ni, (p.p.m.) în granitoidele de Lucidol (1), granitoidele gnaisice de Ogradena (2), granitoidele masive de Ogradena (3), paragnaise micacee — cristalinul de Ogradena (4) și gnaisele de Neamțu (5). Frequency histograms of the Ba, Sr, V, Ni content (p.p.m.) within the Lucidol granitoids (1), Ogradena gneissic granitoids (2), Ogradena massive granitoids (3), micaceous paragneisses — Ogradena crystalline (4) and Neamțu gneisses (5).

Institutul Geologic al României

Comparînd diversele conţinuturi de Sr ale rocilor luate în discuţie remarcăm tendinţa lor de scădere de la granitoidele de Lucidol la cele de Ogradena, de la faciesul gnaisic al acestora la faciesul lor masiv şi de la şisturile cristaline de Neamţu la intercalaţiile de Ogradena (fig. 45).

Tendinţele coincid cu scăderea conţinutului de plagioclaz în rocile respective şi confirmă afinitatea Sr faţă de acest mineral, respectiv faţă de Ca. Din acest punct de vedere observaţiile lui H e i e r, T a y l o r (1959), W h i t e, (1966), P a v l e n c o (1971), apar argumentate.

Nichel. Conţinuturile de Ni sînt mici şi variază între 3 — 20 p. p. m. În granitoidele de Lucidol şi faciesul gnaisic al celor de Ogradena, valorile sînt foarte apropiate de limita de detecţie (fig. 45). În mod anormal se constată conţinuturi mai ridicate în granitoidele masive, faptul fiind greu de explicat cunoscînd afinitatea acestui element pentru mineralele feromagneziene (N o c k o l d s, A l l e n, 1956; G o l d s c h m i d t, 1954).

Plecînd de la posibilităţile de existenţă a „microelementelor" în afara reţelei minerale, singura explicaţie ar putea fi legată de transformările postmagmatice (blasteza postmagmatică) suferite de aceste roci.

Vanadiu. Valorile conţinuturilor de vanadiu nu depăşesc 10 p. p. m., iar în aceste limite ele trebuie puse pe seama afinităţii acestui element fie faţă de Ti, Fe^{3+}, Al^{3+}, din biotit, fie faţă de P^5 din apatit, ambele minerale fiind prezente în rocile analizate.

Plumb. Limitele de variaţii ale conţinuturilor în Pb sînt cuprinse între 3 — 90 p. p. m. (fig. 46). Comportarea Pb în diversele tipuri de roci evidenţiază unele aspecte particulare : tendinţa de concentrare în faciesul masiv al granitoidelor de Ogradena ; conţinuturile medii şi aproximativ egale în granitoidele de Lucidol, faciesul gnaisic al granitoidelor de Ogradena şi în cristalinul de Neamţu ; valorile mici ale conţinuturilor intercalaţiilor de şisturi cristaline. Dată fiind afinitatea geochimică dintre Pb şi Ba, o asemenea comportare apare puţin contradictorie. Dificultatea Pb de a înlocui K în feldspaţii timpurii determină apariţia lui ca substituent izomorf al Ca în plagioclazi. Deoarece conţinuturile mai ridicate de Pb nu se află totuşi în rocile mai plagioclazice ne determină să presupunem pentru el o comportare similară cu a Ni, adică remobilizarea lui tîrzie ca urmare a poziţiei sale nu numai în cadrul reţelei (camuflat de Ca) ci şi în afara ei (în diverse goluri sau la suprafaţa mineralelor).

Galiu. Conţinuturile în Ga variază între 10 — 95 p. p. m. Distribuţia lor în diversele tipuri de roci discutate vine încă o dată să confirme diferenţierile geochimice dintre granitoidele de Lucidol şi cele de Ogradena (fig. 46).

Scandiu. Pentru scandiu, într-un interval de conţinuturi reduse, se constată o dispersie largă a valorilor determinate probabil de erorile la citire. Din această cauză, variaţia conţinuturilor nu pare a fi semnificativă (fig. 45).

Staniu. Conţinutul de Sn al probelor analizate variază între 0 — 35 p. p. m., valorile mici (< 10 p. p. m.) fiind caracteristice granitoidelor de Lucidol, cristalinului de Neamţu şi intercalaţiilor de şisturi cristaline

Institutul Geologic al României

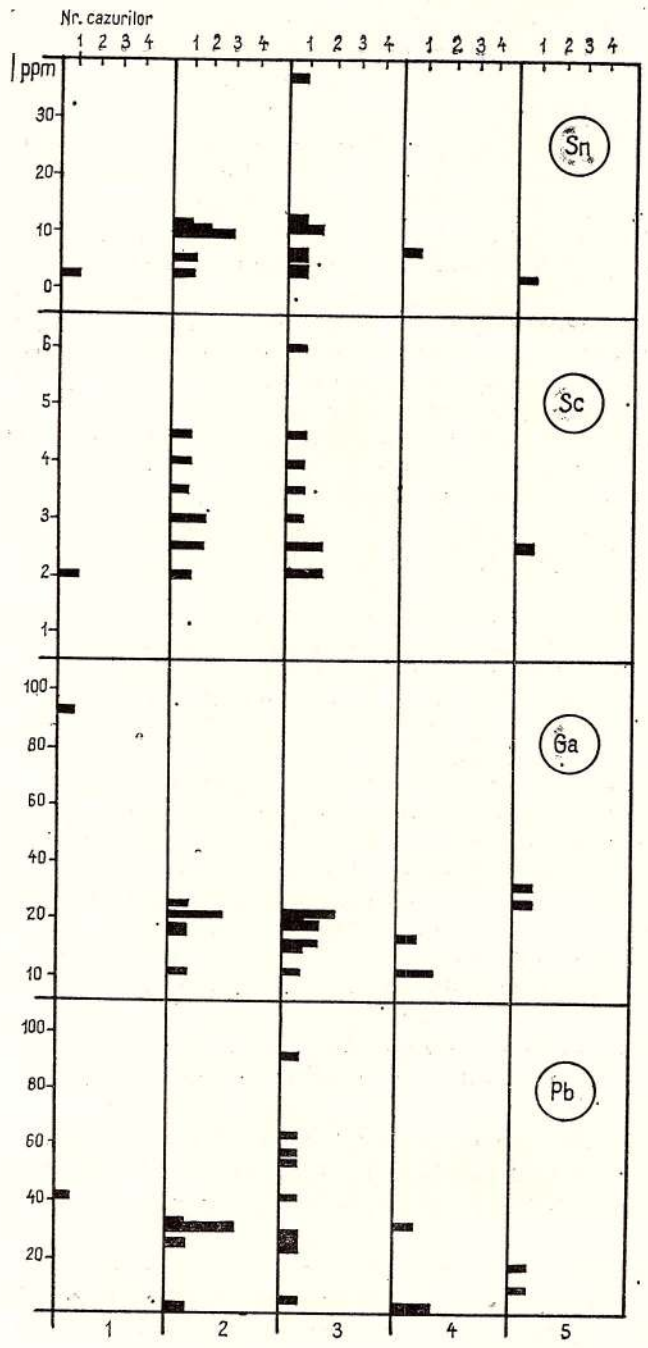


Fig. 46. — Histograme de frecvență a conținutului de Pb, Ga, Sc, Sn (p.p.m.) în : granitoidele de Lucidol (1), granitoidele gnaisice de Ogradena (2), granitoidele masive de Ogradena (3), paragnaisele micacee — cristalinul de Ogradena (4) și gnaisele de Neamțu (5).

Frequency histograms of the Pb, Ga, Sc, Sn content (p.p.m.) within the Lucidol granitoids (1), Ogradena gneissic granitoids (2), Ogradena massive granitoids (3), micaceous paragneisses — Ogradena crystalline (4) and Neamțu gneisses (5).

Institutul Geologic al României

iar cele mari (10 — 35 p. p. m.) granitoidelor de Ogradena (în special faciesului masiv). Histogramele construite (fig. 46) indică comportarea similară a Sn cu Pb în toate tipurile de roci şi confirmă prin aceasta, afinitatea geochimică a acestor două elemente.

În concluzie, histogramele de frecvenţă întocmite pentru „microelementele " analizate conturează, pe de o parte, deosebiri geochimice între granitoidele de Lucidol şi cele de Ogradena, iar pe de altă parte, între cristalinul de Neamţu şi cel de Ogradena.

Datele analitice, fără să reprezinte „populaţii statistice", pot prefaţa ideea existenţei în zona studiată a unor tipuri petrografice cu evoluţii bine distincte.

Pentru elementele cu comportare geochimică semnificativă— Ba, Sr, Pb şi Ga — am urmărit corelaţiile posibile pentru Ba/Sr, Ba/K_2O, Sr/CaO şi Ga/SiO_2 exprimate în figurile 47, 48, 49, 50.

Din diagrama Ba-Sr se remarcă corelaţia pozitivă între aceste elemente pentru toate tipurile de roci discutate, cu excepţia granitoidelor de Lucidol.

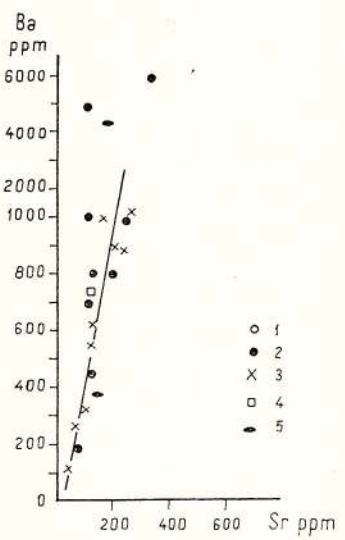


Fig. 47. — Diagramă de corelaţie Ba/Sr (p.p.m).
1, granitoide de Lucidol; 2, granitoide gnaisice de Ogradena; 3, granitoide masive de Ogradena; 4, gnaise de Neamţu; 5, paragnaise micacee (cristalinul de Ogradena).
Ba/Sr correlation diagram (p.p.m.).
1, Lucidol granitoids; 2, Ogradena gneissic granitoids; 3, Ogradena massive granitoids; 4, Neamţu gneisses; 5, micaceous paragneisses (Ogradena crystalline).

Raportul Ba/Sr, permanent crescător, caracterizează, după W h i t e, 1966; P a v l e n c o, 1971, procese de cristalizare postmagmatică cu caracter asemănător diferenţierii metamorfice.

Aceeaşi tendinţă, dar de-a lungul unor drepte cu orientări diferite (pentru diferitele tipuri petrografice) se remarcă şi în cazul rapoartelor Ba/K_2O sau Sr/CaO (fig. 48, 49).

Distribuţia punctelor în cadrul diagramelor respective confirmă afinitatea geochimică dintre Ba şi K sau dintre Sr şi Ca.

Institutul Geologic al României

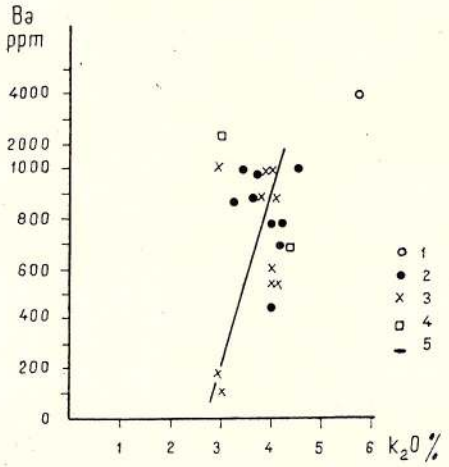


Fig. 48. — Diagramă de corelație $Ba/K_2O(\%)$
1, granitoide de Lucidol; 2, granitoide gnaisice de Ogradena; 3, granitoide masive de Ogradena; 4, gnaise de Neamțu; 5, paragnaise micacee (cristalinul de Ogradena).
$Ba/K_2O(\%)$ correlation diagram.
1, Lucidol granitoids; 2, Ogradena gneissic granitoids; 3, Ogradena massive granitoids; 4, Neamțu gneisses; 5, Micaceous paragneisses (Ogradena crystalline).

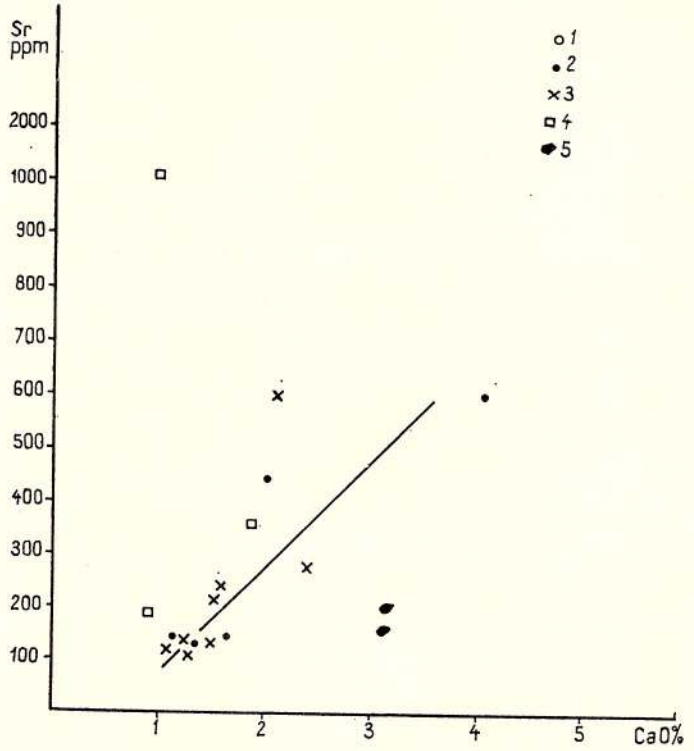


Fig. 49 — Diagramă de corelație Sr/CaO.
1, granitoide de Lucidol; 2, granitoide gnaisice de Ogradena; 3, granitoide massive de Ogradena; 4, gnaise de Neamțu; 5, paragnaise micacee (cristalinul de Ogradena).
Sr/CaO(%) correlation diagram.
1, Lucidol granitoids; 2, Ogradena gneissic granitoids; 3, Ogradena massive granitoids; 4, Neamțu gneisses; 5, Micaceous paragneisses (Ogradena crystalline).

Institutul Geologic al României

Verificînd comportarea Ga în raport cu Si se confirmă, de asemenea prin corelaţia pozitivă (fig. 50), afinităţile existente între ele şi se explică astfel, variaţiile de conţinut prezente în histograme.

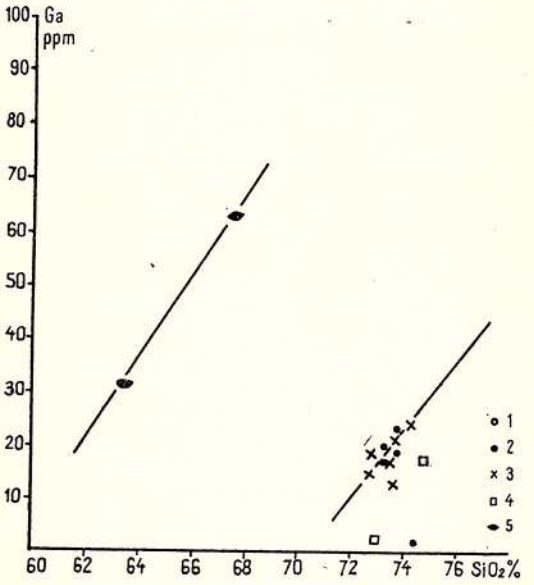


Fig. 50. — Diagramă de corelaţie Ga/SiO_2.
1, granitoide de Lucidol; 2, granitoide gnaisice de Ogradena; 3, granitoide masive de Ogradena; 4, gnaise de Neamţu; 5, paragnaise micacee (cristalinul de Ogradena).
Ga/SiO_2 correlation diagram.
1, Lucidol granitoids; 2, Ogradena gneissic granitoids; 3, Ogradena massive granitoids; 4, Neamţu granitoids; 5, micaceous paragneisses (Ogradena crystalline).

4. STRUCTURA MASIVULUI

Pentru explicarea relaţiilor spaţiale şi cronologice între tipurile petrografice din cadrul masivului s-au efectuat observaţii microtectonice, s-au descifrat trăsăturile tectonicii majore şi s-a căutat să se stabilească o corelaţie între aceste elemente şi cele petrostructurale.

4.1. TECTONICA MINORĂ

Înregistrarea la afloriment a elementelor tectonice cu caracter „minor", plane *S* (suprafeţe de şistozitate şi foliaţie) şi diaclaze, ne-a permis obţinerea unor date necesare reconstituirii mişcărilor ce au afectat masivul şi rocile limitrofe.

Măsurătorile au fost efectuate în rocile granitoide, în intercalaţiile de şisturi cristaline şi în cristalinul de Neamţu. Pentru compararea rezultatelor, în limitele masivului Ogradena au fost separate patru sectoare, delimitate de accidente tectonice majore şi anume: I. Sectorul Săcărştiţa — — Seracova; II. sectorul Criviţa — Eşelniţa; III. sectorul Sohodol — Mala; IV. sectorul Satului — Costineţ.

Institutul Geologic al României

4.1.1. Suprafețe de șistozitate și foliație (S)

Șisturile cristaline din flancul vestic al masivului granitoid sînt caracterizate prin plane *S* cu direcții N 40°W — N 65° E/15 — 65°W. Căderile estice sînt rare și se întîlnesc în sectorul I, domeniu cu cele mai multe variații de direcție. În sectoarele II, III, IV, polii planelor S sînt grupați, indicînd direcții N—S—N 35°W/45°W (fig. 51, profilele I, II, III, IV).

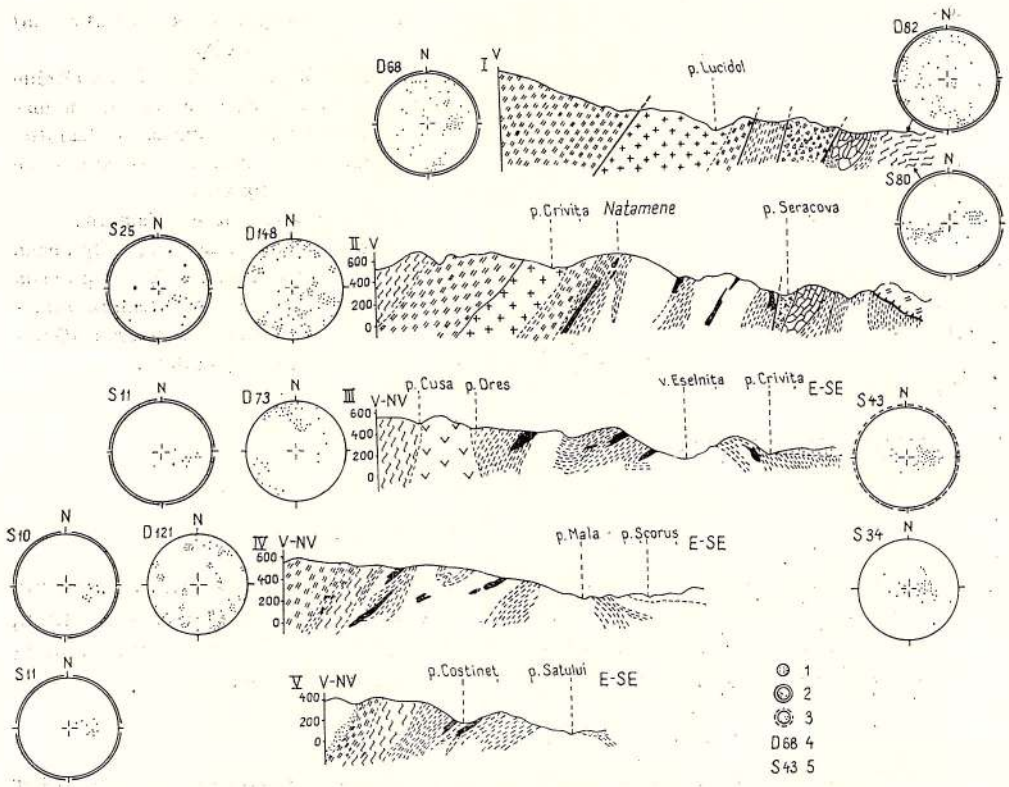


Fig. 51 — Secțiuni geologice prin masivul granitoid Ogradena cu proiecția planelor „*S*" și „*D*" pentru granitoide, intercalații și șisturi cristaline.

1, diagrame pentru granitoide; 2, diagrame pentru șisturi cristaline; 3, diagrame pentru intercalații; 4, polii planelor de diaclază (numărul polilor proiectați); 5, plane de foliație (numărul polilor proiectați).

Geological sections through the Ogradena granitoid massif with the projection of the „*S*" and „*D*" planes for granitoids, intercalations and crystalline schists.

1, diagrams for granitoids; 2, diagrams for crystalline schists; 3, diagrams for intercalations; 4, poles of the diaclase planes (number of the projected poles); 5, foliation planes (number of the projected poles),

Institutul Geologic al României

Pe flancul estic al masivului, măsurătorile s-au efectuat în zona cataclazată şi în şisturile cristaline de la Topleţ. Direcţia predominantă a planelor *S* este N 25°W, cu căderi spre est şi vest de 30 — 70°. Polii dispersaţi şi înclinările divergente sînt o caracteristică a acestui flanc, deosebindu-se prin aceasta de cel vestic.

În masiv, măsurătorile s-au efectuat în special în granitoidele gnaisice, iar acolo unde micele vădeau tendinţe de orientare, şi în granitoidele masive. Direcţiile planelor de foliaţie au valori cuprinse între N40°W — N50°E/25—100°W. Căderile estice sînt caracteristice sectorului III (fig. 51).

Aproape între aceleaşi valori se încadrează şi polii planelor de şistozitate ale şisturilor cristaline ce apar intercalate în masiv (fig. 52).

Observaţiile privind poziţia polilor planelor *S* în rocile studiate indică : concordanţa pînă la identitate a maximelor pentru granitoide şi pentru intercalaţiile de şisturi cristaline din masiv ; coincidenţa maximelor obţinute în şisturile din flancul vestic cu maximele din masiv şi existenţa alături de ele a unor zone de dispersie reprezentînd valori din sectorul Săcărştiţa — Piţigui ; existenţa în flancul estic a două maxime cu poziţii diferite de cele enunţate anterior.

4.1.2. **Diaclaze (D)**

Proiecţia polilor planelor de diaclaze (*D*) evidenţiază, în toate sectoarele unde s-au efectuat măsurători, existenţa sistemelor transversale „*ac*", paralele cu „*ac*" şi a sistemelor longitudinale „*bc*" (fig. 52).

Pentru flancul vestic de şisturi cristaline se constată o distribuţie neomogenă a polilor *D* şi un maxim corespunzător unor fisuri longitudinale „*bc*" (fig. 51, profilul I).

Polii planelor *D* ale şisturilor cristaline din flancul estic sînt foarte dispersaţi şi tind să formeze o centură în care se încadrează fisuri „*ac*" şi „*bc*", cu căderi foarte variabile (fig. 51, profilul I).

Distribuţia polilor planelor de diaclază în rocile granitoide a fost urmărită pe sectoare.

În sectorul I se conturează cîteva sisteme principale de fisuri — — „*ac*" şi „*bc*" — legate prin poli izolaţi. Fisurile transversale „*ac*" au de obicei căderi mari (75 — 90°), iar cele longitudinale „*bc*", căderi mici (30 — 60°). Ambele intersectează planul de foliaţie al rocilor granitoide (fig. 51, profilul II).

În sectorul II, polii planelor *D* formează un singur maxim. Fisurile au caracter transversal şi sînt singurul tip din sector (fig. 51, profilul III).

Diagrama polilor *D* pentru sectorul III este asemănătoare cu cea din sectorul I, fisurile „*bc*" fiind însă mai puţin frecvente decît fisurile „*ac*".

O privire generală asupra măsurătorilor *D* din şisturi cristaline şi roci granitoide ar trebui să reţină : prezenţa în toate sectoarele a unor fisuri cu caracter transversal şi înclinări mari, pe care le considerăm cele mai vechi ; înclinările mai mici ale fisurilor longitudinale şi tendinţa lor de a intersecta sub unghiuri diferite planele *S* ; lipsa fisurilor longitudinale cu caracter de tensiune „*bc*" din sectorul central al masivului granitoid ;

Institutul Geologic al României

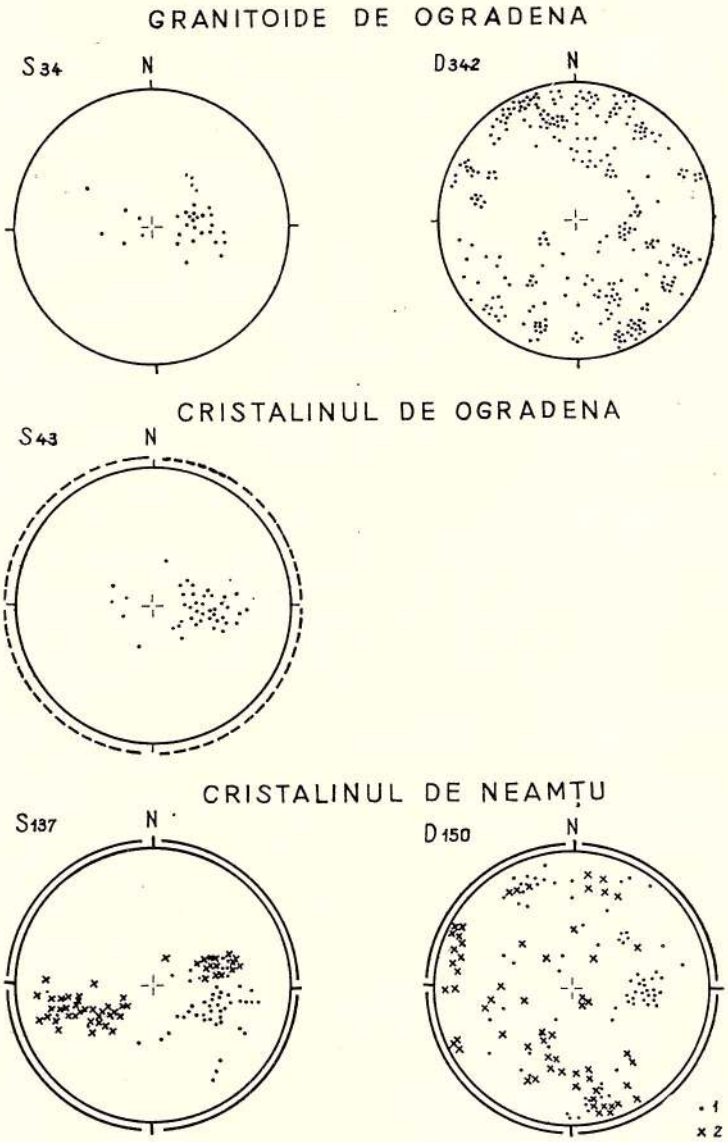


Fig. 52. — Proiecția polilor planelor „*S*" și „*D*" din granitoidele de Ogradena, intercalațiile de șisturi cristaline și cristalinul de Neamțu.

1, flancul vestic; 2, flancul estic.

Projection of the poles of the „*S*" and „*D*" planes in the Ogradena granitoids, intercalations of crystalline schists and Neamțu crystalline.

1, western side; 2, eastern side.

Institutul Geologic al României

coincidenţa dintre distribuţia polilor *S* şi *D* în şisturile cristaline din flancul vestic ; prin cumularea polilor *D* pe diagrame de sector se pierde tendinţa, remarcată la afloriment, de existenţă a unor sisteme marcante cu orientări bine definite.

4.2. TECTONICA MAJORĂ

Generalizarea la scară regională a elementelor microtectonice şi înregistrarea suplimentară a unor elemente cu caracter major — dislocaţii plicative şi disjunctive — a permis conturarea unei imagini structurale de ansamblu a masivului Ogradena.

4.2.1. Dislocaţii plicative

Acestea au afectat şisturile cristaline şi masivul granitoid.

Flancul vestic de şisturi cristaline reprezintă un monoclin cu căderi mai mici în apropierea masivului. În flancul estic, cu dezvoltare redusă, se conturează o cută anticlinală asimetrică, probabil relict dintr-un vechi anticlinoriu cristalin. În zona cataclazată a flancului estic rocile apar microcutate şi mult afectate de dislocaţii radiale. De aici imposibilitatea de a le contura imaginea structurală prin axe de cute.

În axul anticlinoriului asimetric din care se păstrează ca monoclin flancul vestic iar cel estic este slab dezvoltat, cu o poziţie răsturnată, microcutată, se află masivul granitoid Ogradena (pl. XXXIV).

În sectorul sudic şi central al masivului, între pîrîul Căprăriţii şi pîrîul Focoanea, se schiţează axul unei cute majore — un anticlinal sinuos — ce se pierde la sud de valea Eşelniţa. Caracterul asimetric al anticlinalului este dat de valorile diferite ale căderilor celor două flancuri (65 — 75° cel vestic şi 20 — 40° cel estic).

În zona centrală, de lăţime maximă, masivul capătă caracter de anticlinoriu ; o cută scurtă relativ simetrică traversează pîrîul Mala avînd axul aproximativ paralel cu acela al anticlinalului sinuos. De asemenea şi axul acesteia se afundă la sud de valea Eşelniţa. În acest fel, la nord de această vale, masivul îşi pierde structura complexă şi capătă caracter de „monoclin" concordant cu şisturile cristaline ale seriei de Neamţu, în partea de vest, şi încălecînd aceste şisturi, în partea de est. Axul mare al anticlinoriului central corespunde zonelor de ivire ale granitoidelor masive, iar flancurile sale granitoidelor gnaisice.

4.2.2. Dislocaţii disjunctive

Acestea sînt acelea care întrerup continuitatea formaţiunilor sau care aduc în contact anormal roci ce au avut o evoluţie independentă. Au fost puse în evidenţă dislocaţii cu caracter longitudinal şi transversal.

Dislocaţii disjunctive longitudinale. Linia contactului discordant dintre formaţiunile getice şi granitoide corespunde unei zone de puternică laminare în flancul estic al masivului.

Institutul Geologic al României

Falia longitudinală dintre pîrîul Săcărştiţa şi Ogaşul Lupului reprezintă o fractură importantă cu caracter invers, al cărui „pas" este considerabil. Zona cataclazată — efect probabil al acestui accident — încalecă depozitele mezozoice şi suportă şisturi cristaline şi roci granitoide.

Contactele vestice dintre masiv şi seria de Neamţu sînt normale. Bănuim prezenţa unor decroşări în sectorul Seracova — Eşelniţa.

Dislocaţii disjunctive transversale. Seria de Neamţu este afectată de fracturi cu orientări diferite (pl. XXXIV) : E—W (faliile „Striniac", „Eşelniţa" şi „Cărbunăria — Focoanea"), NE—SW (faliile „Topleţ" şi „Piţigui-Criviţa"), NW—SE (faliile „Satului" şi „Costineţ").

Continuitatea acestor fracturi în zona masivului granitoid rămîne sub semnul întrebării. Pe distanţe mici, în imediata apropiere a limitei şisturi cristaline-granitoide, au fost remarcate unele decroşări. Fracturile trasate corespund unor zone de brecifiere, în care apar fragmente de şisturi cristaline, granitoide şi uneori lamprofire.

Faliile „Piţigui-Criviţa", „Eşelniţa" şi „Striniac" separă sectoare în care elementele microtectonice nu coincid întotdeauna. În nordul regiunii, faliile fragmentează şi decroşează atît şisturile cristaline cît şi granitoidele gnaisice din masiv.

Sistemele transversale, intersectînd planele S, o parte din planele D şi toate dislocaţiile longitudinale, apar ca cele mai noi accidente tectonice din regiune.

4.3. ANALIZA PETROSTRUCTURALĂ

Ca elemente utile în descifrarea relaţiilor structurale ce caracterizează masivul granitoid am considerat : orientarea axelor optice la cuarţ ; polii planelor de clivaj la biotit şi muscovit ; relaţiile dintre $\perp$ (0001) la biotit şi $\perp$ (110) la amfiboli.

Urmărirea statistică a distribuţiei acestor poli şi compararea diagramelor petrostructurale sînt în măsură să constituie o apreciere obiectivă a relaţiilor dintre rocile masivului şi şisturile din cristalinul de Neamţu, pe de o parte, şi a relaţiilor existente în cadrul masivului pe de alta.

4.3.1. Orientarea cristalelor de cuarţ

În diagramele petrostructurale de orientare a cristalelor de cuarţ am examinat tipul de simetrie, frecvenţa polilor de maxim şi raportul dintre centurile determinate de aceşti poli şi planele S.

Pentru tipurile de roci alese, modelele de orientare ale cuarţului sînt diferite.

Astfel, diagramele pentru granitoidele masive (fig. 53, a, e ; fig. 54, b) evidenţiază o simetrie heterotactică în raport cu planul S şi o tendinţă de concentrare a maximelor. Centurile sînt slab exprimate şi fac cu planul S un unghi $> 60°$.

Institutul Geologic al României

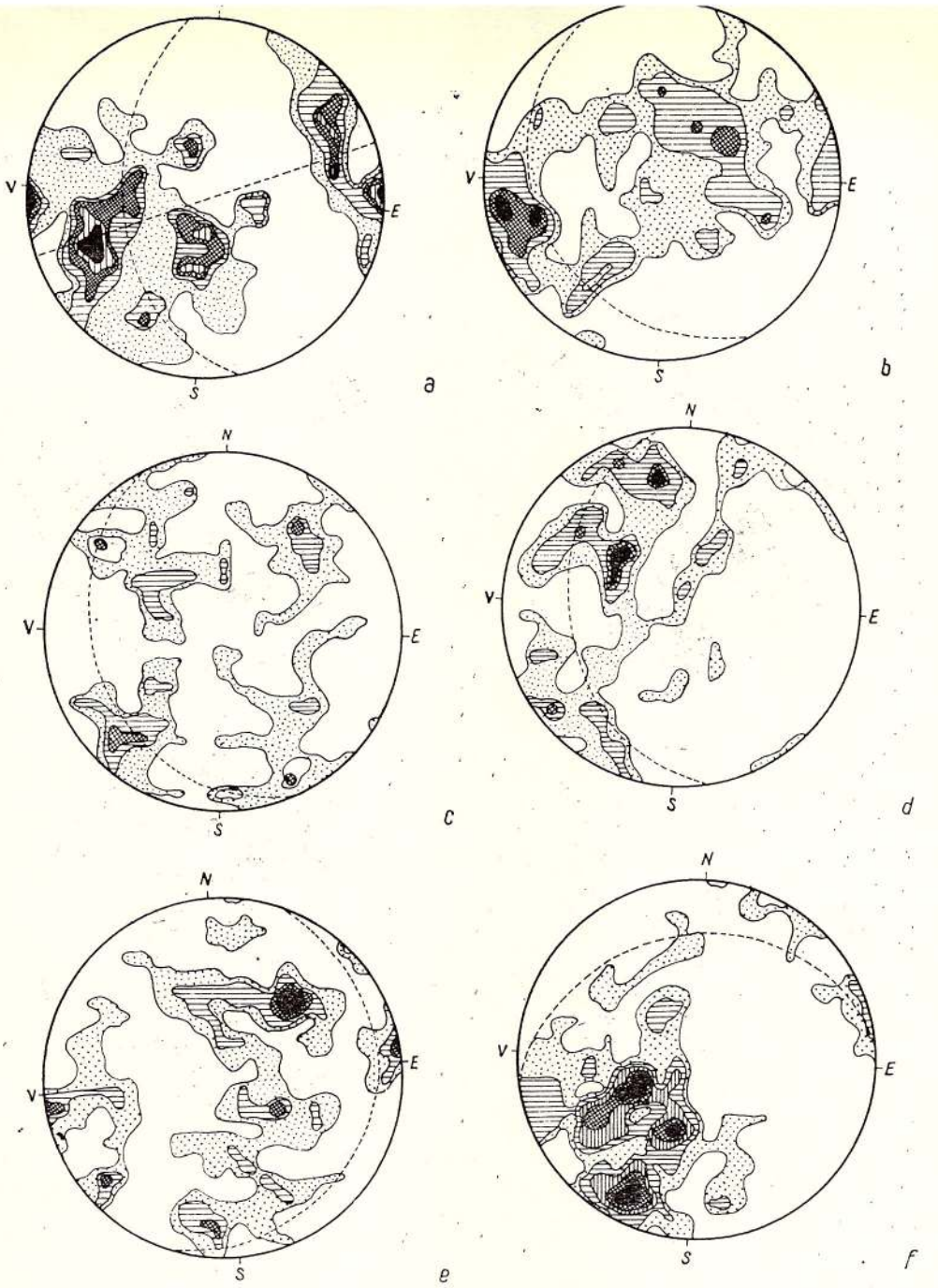


Fig. 53 — Diagramele petrostructurale ale orientării axelor optice la cristalele de cuarţ din masivul Ogradena; 200 măsurători, 1—2—3—4—5—%; linie întreruptă — poziţia planui S (proiecţia în emisfera inferioară).

a, granitoide masive, valea Eşelniţa; b, granitoide cu textură slab gnaisică, valea Eşelniţa; c, granitoide gnaisice, valea Eşelniţa: d, intercalaţie de paragnaise, valea Eşelniţa; e, granitoide masive, pîrîul Mala; f, granitoide gnaisice, pîrîul Piţigui.

Petrostructural diagrams of the orientation of the optical axes of quartz crystals of the Ogradena massif; 200 measurement, 1—2—3—4—5—%; broken line — position of the S plane (projection in the inferior hemisphere).

a, massife granitoids, Eşelniţa Valley; b, granitoids with a sligthly gneissic texture. Eşelniţa Valley; c, gneissic granitoids, Eşelniţa Valley; d, intercalation of paragneisses, Eşelniţa Valley; e, massive granitoids, Mala Brook; gneissic granitoids, Piţigui Brook.

Institutul Geologic al României

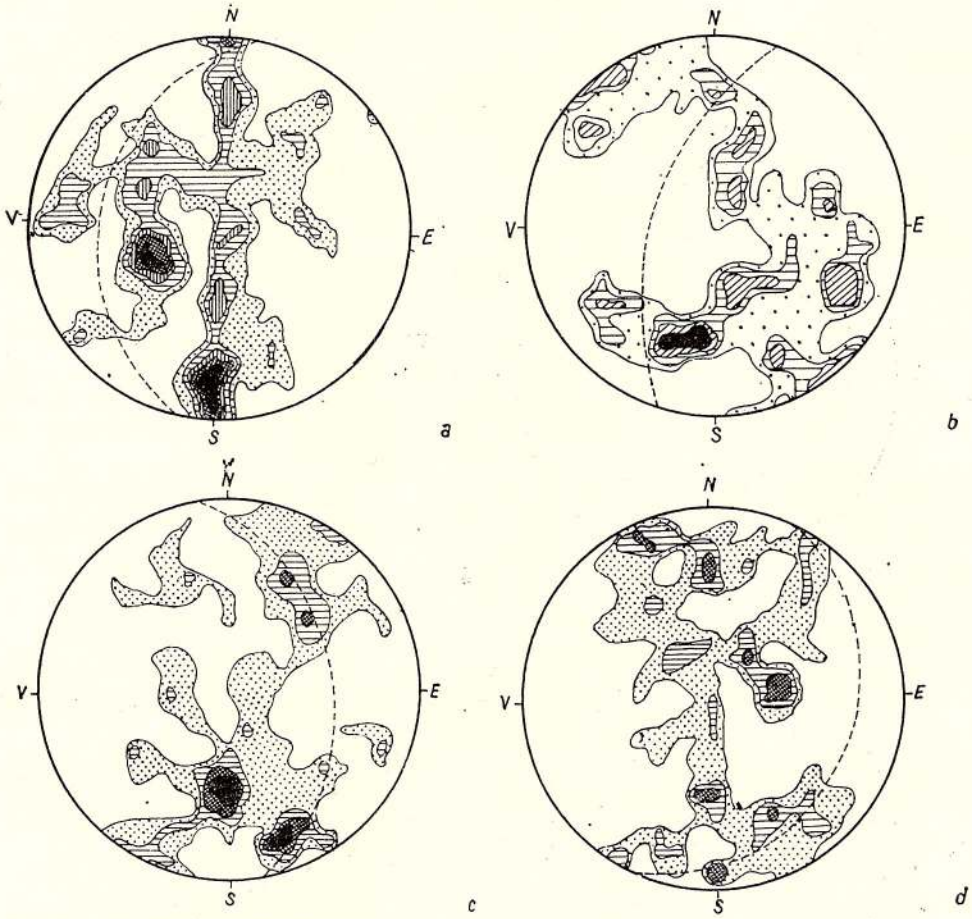


Fig. 54 — Diagramele petrostructurale ale orientării axelor optice la cristalele de cuarț din masivul Ogradena; 200 măsurători, 1—2—3—4—5— %, linie întreruptă — poziția planului *S* (proiecția în emisfera inferioară).

a, intercalație de paragnais, pîrîul Costineț; b, granitoide masive, pîrîul Costineț; c, paragnais, cristalinul de Neamțu, valea Cernei—Topleț; d, șist amfibolic, valea Cernei.

Petrostructural diagrams of the orientation of the optical axes at quartz crystals in the Ogradena massif; 200 measurements, 1—2—3—4—5— %, broken line — position of the *S* plane (projection in the inferior hemisphere).

a, paragneiss intercalation, Costineț Brook; b, massive granitoids, Costineț Brook; c, paragneiss, Neamțu crystalline, Cerna Valley—Topleț; d, amphibolic schist, Cerna Valley,

Institutul Geologic al României

Pentru granitoidele gnaisice din sectorul Criviţa-Eşelniţa am obţinut diagrame petrostructurale cu simetrie heterotactică în raport cu planul *S*, monoclinică (fig. 53, b, c), iar pentru aceleaşi roci din sectorul Săcărştiţa — Seracova, diagrame cu simetrie triclinică (fig. 53, f). Tendinţa de împrăştiere a polilor de maxim şi, de aici, imposibilitatea conturării unor centuri, este evidentă.

Examinînd modelul de orientare a cristalelor de cuarţ în intercalaţiile de şisturi cristaline (fig. 53, d), remarcăm menţinerea simetriei heterotactice în raport cu planul *S* şi triclinice. Planul centurilor de maxim, mai evident în aceste roci, este înclinat faţă de planul *S*, dar are aceeaşi direcţie cu acesta.

Diagrama obţinută pentru şisturile cristaline din flancul estic (fig. 54, c) reflectă identitatea acestor două plane (planul de centuri şi planul *S*) şi corespunde unei simetrii homotactice în raport cu planul *S*.

Cu caracter informativ am efectuat o diagramă de orientare a cuarţului pentru rocile din valea Cernei ce aparţin domeniului getic (fig. 54, d). Apariţia în cadrul diagramei a unor centuri circulare dă acesteia un caracter aparte, neîntîlnit în rocile domeniului danubian.

Toate aceste date, contradictorii la prima vedere, se pot interpreta plecînd de la corelaţiile posibile între simetria diagramelor petrostructurale şi simetria mişcării.

Datele experimentale ale lui G r i g g s, B e l l (1938) au confirmat că modelul de orientare a cuarţului devine normal la direcţia stressului şi în multe cazuri paralel la elementele microtectonice (plane *S*). Paralelismul dintre aceste plane *S* (marcate de poziţia cristalelor de biotit) şi centura de maxim a cuarţului ar confirma cristalizarea sincinematică a cuarţului şi biotitului din flancul estic de şisturi cristaline.

În afara acestei situaţii, toate celelalte diagrame obţinute pentru granitoidele masive, gnaisice şi intercalaţiile de şisturi cristaline din pluton reflectă simetrii heterotactice în raport cu planele *S* şi majoritar triclinice. Pînă în prezent , toţi cercetătorii (T u r n e r, W e i s s , 1963 ; F a i r b a i r n, 1950) sînt de acord că acest aspect al diagramelor de orientare a cuarţului este rezultatul suprapunerii unor mişcări repetate, de intensităţi variate. Prezenţa unor astfel de mişcări în cadrul masivului Ogradena este confirmată şi de structurile cataclastice frecvente. Considerăm că aceste mişcări repetate au şters eventualele caractere particulare pe care le-ar fi putut îmbrăca modelele de orientare a cuarţului în diferitele tipuri de roci din masiv.

Descrierea diagramelor a scos în evidenţă un aspect aparent contradictoriu : tendinţa de concentrare a polilor axelor optice ale cuarţului în granitoidele masive. Prezenţa acestor zone de maxim se corelează cu aspectele de blasteză, remarcate la rocile cu textură masivă şi se pot explica prin procese de recristalizare sub stress. Aceste procese presupun eliminarea granulelor nestabile şi creşterea unor granule stabile cu orientare preferată. Tendinţa de neorientare a cuarţului este confirmată şi de simetriile diferite pe care le prezintă cuarţul în raport cu mica (plane *S*).

Institutul Geologic al României

4.3.2. Polii planelor de clivaj la biotit și muscovit

Distribuția polilor planului de clivaj la mice a fost urmărită în partea centrală a masivului într-un profil care a surprins limitele dintre granitoidele masive, cele gnaisice și o intercalație concordantă de paragnaise. S-a putut astfel remarca tendința de concentrare a polilor plecînd de la roci masive la roci gnaisice sau foarte șistoase (pl. XXXII, XXXIII). Secțiunile observate fiind normale la axul „*b*" al regiunii, înseamnă că imaginile din diagrame reflectă tendința de trecere de la un tectonit-*B* la un tectonit-*S* bine conturat. Maximele ⊥ (0001) se concentrează după axul tectonic „*c*" și corespund polilor de maxim ai planelor *S*. Observația petrostructurală bazată pe orientarea micelor vine astfel să confirme tranzițiile remarcate între granitoidele masive și șisturile cristaline intercalate.

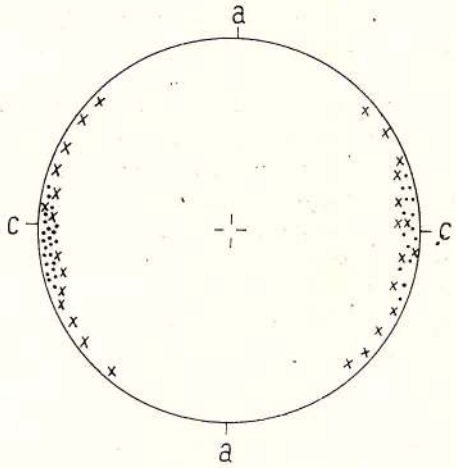


Fig. 55. — Distribuția polilor ⊥ (0001) la biotit (.) și muscovit (x) într-un paragnais din valea Cernei—Topleț; proiecția în emisfera inferioară.
Distribution of the ⊥ (0001) poles at biotite (.) and muscovite (x) within a paragneiss in the Cerna Valley—Topleț; projection in the inferior hemisphere.

Proiectarea polilor ⊥ (001) la biotit și muscovit făcîndu-se cu semne distincte, s-a putut observa, în special pentru șisturile cristaline din flancul estic (fig. 55), dispersia mare a muscovitului în raport cu biotitul. Acest caracter ar fi incompatibil cu formarea simultană a celor două minerale. Pe de altă parte, acolo unde predomină biotitul, rocile își păstrează caracterul de tectonit-*S*, iar la apariția muscovitului tendința lor este de a trece de la tectonit-*S* la tectonit-*B*.

4.3.3. Relația ⊥ (0001) biotit: ⊥ (110)

Intercalațiile de șisturi amfibolice din masiv, în care alături de amfiboli participă și biotitul, permit observații suplimentare privind relațiile dintre aceste două minerale. Aproape întotdeauna cristalele de biotit intersectează pe cele de amfiboli. Faptul este confirmat de concentrarea în cîmpuri diferite a polilor ⊥ (0001) pentru biotit și ⊥ (110) pentru amfiboli (fig.

Institutul Geologic al României

56 b, c). Între zonele de maxim ale acestor poli există unghiuri cuprinse între 15 şi 35°. Raporturile de succesiune amfiboli-biotit ne apar astfel evidente. Dezvoltarea tardivă a biotitului în raport cu amfibolul a fost controlată de momentul punerii în loc a granitoidelor, în condiţii de stress.

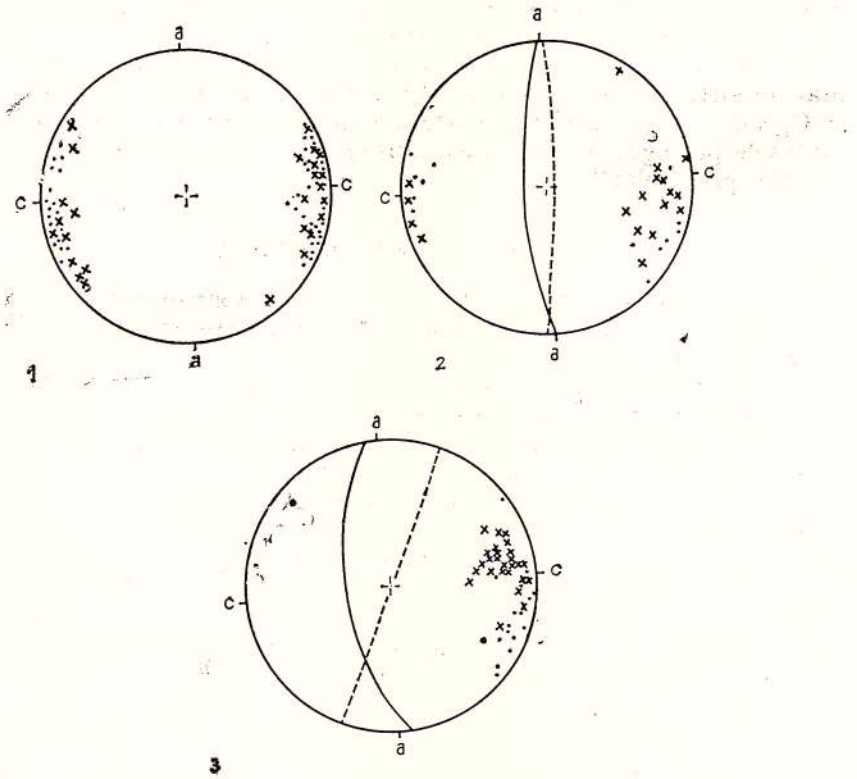


Fig. 56. — Distribuţia polilor ⊥ (0001) la biotit (.) şi (110) la amfiboli (x); proiecţia în emisfera inferioară.

1, şist amfibolic din valea Cernei; 2, intercalaţie de şist amfibolic, pîrîul Satului; 3, intercalaţie de şist amfibolic, pîrîul Satului.

Distribution of the ⊥ (0001) poles at biotite (.) and (110) at amphiboles (x); projection in the inferior hemisphere.

1, amphibolic schist in the Cerna Valley; 2, intercalation of amphibolic schist, Satului Brook; 3, intercalation of amphibolic schist, Satului Brook.

Relaţia „biotit-amfiboli" a fost urmărită şi într-o rocă din valea Cernei (domeniul getic) fără a putea observa grupări preferenţiale ale polilor clivajului la cele două minerale (fig. 56, *a*). Este un argument suplimentar pentru evoluţia diferită a complexului de şisturi cristaline din lungul văii Cernei (domeniul getic).

Institutul Geologic al României

5. PROBLEME PETROGENETICE

Prezentarea datelor de observație în partea I a acestei lucrări a căutat să surprindă — dar fără să comenteze — aspecte specifice, uneori contradictorii, privind granitoidele și celelalte roci cu care sînt asociate. Observația privește atît „cîmpul geologic" larg (relațiile în afloriment sau aspectele regionale) cît și cadrul microscopic restrîns (asociațiile minerale și relațiile dintre ele la scara secțiunii subțiri).

În cele ce urmează vom trece în revistă cîteva probleme, dintre cele mai importante, ce se pun în legătură cu granitoidele descrise — Lucidol și Ogradena — și șisturile cristaline afiliate, căutînd astfel să prefațăm ipotezele petrogenetice și să evidențiem ceea ce s-ar putea numi „contradicțiile granitelor".

5.1. DESPRE GRANITOIDE

Referitor la rocile granitoide, în general, apar următoarele probleme :

— care sînt relațiile în spațiu și timp dintre granitoidele de Lucidol și cele de Ogradena ?

— care este poziția granitoidelor în raport cu șisturile limitrofe : „corpuri" autohtone sau intruzive și „corpuri" concordante sau discordante ?

— care este poziția granitoidelor în raport cu momentele de paroxism cinematic : sin-, tarde- sau postcinematică ?

Din examenul microscopic s-au conturat, printre altele, următoarele întrebări :

— ce reprezintă trăsăturile paragenetice, structurale și texturale actuale : caractere univoce ale unei singure cristalizări sau rezultatul unor profunde și îndelungate transformări postmagmatice ? ... iar, prin prisma acestor întrebări, care sînt relațiile dintre faciesurile gnaisice și cele masive ale granitoidelor de Ogradena ?

— care este legătura dintre minerale și diversele faze de deformare care au afectat rocile ?

— care sînt semnificațiile petrogenetice ale aspectelor fiziografice sau ale proprietăților optice pe care le prezintă feldspatul potasic sau, mai simplu, care este originea și istoria microclinului ?

— care este originea granatului : relict sau produs de reacție ?

5.1.1. Relațiile temporale și spațiale dintre granitoidele de Lucidol și cele de Ogradena

Granitoidele de Lucidol și cele de Ogradena se conturează de la început ca două faciesuri petrografice bine distincte și fără legături spațiale directe. Caracterul lor esențial — prezența feldspatului potasic roz cu triclinicitate scăzută și gradul avansat de deformare — impune pentru acestea presupunerea unor condiții de formare diferite de a granitoidelor de Ogradena. Poziția lor, în cristalinul de Neamțu alături de un cîmp afectat de procese de retromorfism, determină fenomene de alterație spe-

Institutul Geologic al României

cifice feldspaţilor şi rar întîlnite în granitoidele de Ogradena. În acest „cîmp" fenomenele de alteraţie au fost precedate de fenomene de cataclază (marcate vizibil în morfologia cuarţului, feldspaţilor şi micelor) ce dau granitoidelor de Lucidol o notă specifică şi confirmă punerea lor în loc într-un moment anterior faţă de granitoidele de Ogradena.

5.1.2. „Corpuri" autohtone sau intruzive?

Ceea ce frapează de la început, după un examen regional şi microscopic, este diferenţa dintre condiţiile de formare a rocilor granitoide în general (Winkler, von Platen, 1958; Tuttle, Bowen, 1958; Wyart, Sabatier, 1959; Krank, Oja, 1960; Brown, 1970) şi faciesul metamorfic al şisturilor cristaline care le încadrează sau se găsesc sub formă de intercalaţii şi enclave. Din observaţiile petrografice (tab. 4) apare clar această distincţie. De la început, caracterizarea condiţiilor de formare a şisturilor cristaline prin faciesul amfibolitelor, subfaciesul cu staurolit-almandin (Winkler, 1967) sau, mai larg, prin zona cu biotit (Winkler, 1970), apare contradictorie cu condiţiile cerute de formarea „in situ" a unor roci granitoide.

Pentru aceleaşi motive, asociaţia intimă între materialul granitic leucocrat şi şisturile cristaline din zona imediat limitrofă sub formă de migmatite (postulată frecvent ca argument în favoarea ultrametamorfismului deci, compatibilă cu existenţa unor condiţii favorabile apariţiei granitoidelor) nu poate fi luată ca un punct de sprijin în favoarea caracterului autohton al granitoidelor. Migmatitele reprezintă şi ele rezultatul unor injecţii de granitoide şi şisturi cristaline afectate de deformări şi diferenţieri metamorfice.

Considerăm aşadar atît granitoidele de Lucidol cît şi cele de Ogradena ca *parautohtone* (Read, 1948) deci, deplasate de la locul de iniţiere al materialului de origine.

Punerea în loc a granitoidelor de Orgadena s-a produs pe un aliniament paralel, estic faţă de cele în care se dezvoltă granitoidele de Lucidol şi a determinat parţial (şi probabil de-a lungul unor puternice fracturi longitudinale) ridicarea întregului compartiment de şisturi cristaline din coperişul lor. În timpul punerii în loc au fost depăşite „treptele" metamorfismului de grad ridicat, înaintarea granitoidelor avînd loc pînă la limita menţionată (zona cu biotit sau B.2.1.). Intercalaţiile rămase la nivelul actual de eroziune corespund acestor condiţii faciale.

5.1.3. „Corpuri" concordante sau discordante?

În raport cu orientarea generală a cristalinului de Neamţu, granitoidele de Lucidol apar concordante cu flancurile monoclinale vestice ale complexelor cuarţo-feldspatice, amfibolice şi retromorfe iar granitoidele de Ogradena, în ansamblu, sînt localizate în axul anticlinoriului major descris de acelaşi cristalin de Neamţu (vezi „Structura masivului").

Institutul Geologic al României

În detaliu relațiile granitoidelor de Ogradena cu cristalinul limitrof sînt mai complexe. Caracterul concordant al masivului apare din următoarele observații : prezența în flancul vestic al masivului a complexului cristalin cuarțo-feldspatic, uneori cu caracter migmatic, în care se constată foarte adesea orientări similare ale micelor din șisturile cristaline și granitoide ; posibilitatea de conturare în cadrul masivului granitoid a unor structuri intime (vezi „Tectonica majoră"), — alternanța de anticlinale și sinclinale — concordante cu alura generală și stilul tectonic al cristalinului de Neamțu.

Aspectele uneori discordante între unele faciesuri ale granitoidelor (în special cele masive și aplitice) și șisturile cristaline în ansamblu, reprezintă rezultatul unor transformări tardive (remobilizări și dislocații tangențiale).

Procesele de blasteză postmagmatică, uneori cu mobilizări importante ale materialului feldspatic, au putut conduce la aspecte de discordanță între faciesurile masive și complexul rocilor cuarțo-feldspatice și micacee din cristalinul de Neamțu.

Prezența filoanelor (de obicei aplitice și cu compoziție identică cu a granitoidelor) în masa șisturilor cristaline (în zonele migmatice), chiar dacă sînt sincrone cu punerea în loc, nu constituie un fenomen general care să ne facă să considerăm masivul, în ansamblu, ca discordant.

5.1.4. Sin-, tarde- sau postcinematic ?

Răspunsul la întrebarea anterioară devine o premiză : „dacă masivul este concordant atunci el trebuie să fie și sincinematic" (E s c o l a, 1932 ; R a g u i n, 1957 ; B u d d i n g t o n, 1959 ; W a l t o n, 1960 ; M e h n e r t, 1968 ; M a r m o, 1971).

A admite însă caracterul sincinematic al unui masiv plecînd numai de la o singură premisă ni se pare ca și cum afirmația s-ar face „a priori". De aceea, alături de caracterul său concordant, cel sincinematic se poate argumenta prin : trăsăturile texturale cîștigate în momentul punerii sale în loc (orientarea identică a micelor din granitoide cu cele din cristalinul de Ogradena și cristalinul de Neamțu — vezi diagramele de orientare) ; absența unor limite nete față de cristalinul de Neamțu și prezența, la contactul cu acesta, a unei zone de tranziție cu caracter migmatic ; lipsa unei aureole de contact termic în jurul masivului ; compoziția mineralogică : parageneza *microclin intermediar spre maxim-oligoclaz* (20 — 25% An) este caracteristică pentru toate masivele considerate ca sincinematice (M a r m o , 1971).

În plus, caracterul de sincinematic poate fi acceptat pentru corelarea momentului punerii în loc a granitoidelor de Ogradena cu momentul orogenic culminant și pentru a indica evoluția aproximativ sincronă a șisturilor cristaline cu granitoidele asociate lor. În condițiile în care ținem seama de natura transformărilor și momentul ce a condus la parageneza actuală în faciesurile masive ale granitoidelor de Ogradena — coroanele albitice la plagioclaz, creșterea triclinicității microclinului(M a r m o, 1971)

Institutul Geologic al României

— atunci acestea ar putea fi interpretate ca produse tardecinematice. În acest caz însă, termenul nu mai are semnificaţia sa iniţială, aceea de a corela momentul punerii în loc cu paroxismul mişcărilor orogenice.

5.1.5. Relaţiile dintre granitoidele gnaisice şi cele masive

În cadrul masivului Ogradena s-au descris cazurile de concordanţă şi discordanţă între diversele faciesuri ce intră în alcătuirea masivului. În ambele situaţii problema este de a stabili dacă granitoidele gnaisice şi cele masive reprezintă formaţiuni sincrone sau succesive şi de a explica condiţiile care au imprimat acestor roci caractere proprii.

Trăsăturile comune ale celor două tipuri de granitoide sînt date de : compoziţia mineralogică calitativă, similară, de prezenţa myrmekitelor şi de prezenţa urmelor de deformare în cuarţ şi plagioclaz.

Trăsăturile distinctive sînt : abundenţa biotitului şi orientarea sa în faciesurile gnaisice ; proprietăţile optice şi varietatea caracterelor fiziografice în cazul feldspaţilor potasici din granitoidele masive ; variaţii în compoziţia modală a feldspatului potasic şi a conţinutului de K_2O în granitoidele masive comparativ cu cele gnaisice (vezi „Chimismul granitoidelor") ; frecvenţa mai mare a urmelor de deformare în mineralele granitoidelor gnaisice comparativ cu granitoidele masive (în acestea din urmă de obicei feldspatul potasic nu apare deformat).

În aceste condiţii este greu de a explica cele două faciesuri ca aparţinînd unor momente diferite de punere în loc şi de aceea preferabil de a admite o succesiune de procese care au determinat diferenţele respective. În esenţă, considerăm că aceste procese au fost deformarea şi recristalizarea.

D e f o r m a r e a s-a manifestat în diferite faze după punerea în loc a granitoidelor şi a condus la : apariţia faciesului gnaisic şi orientarea generală a micelor ; deranjamente în reţelele mineralelor din ambele granitoide (cuarţ cu extincţie ondulatorie, feldspaţi fisuraţi, indivizi de maclă îndoiţi, aspecte clastice) ; a favorizat declanşarea recristalizării.

R e c r i s t a l i z a r e a a şters parţial urmele deformării în anumite zone ale masivului (unde apar granitoidele masive) creînd astfel aspecte de falsă discordanţă (vezi „Descrieri petrografice") ; a facilitat substituţia plagioclazului de către feldspatul potasic prin foarte diverse aspecte şi a determinat diversele relaţii dintre plagioclaz şi cuarţ (myrmekite) ; a şters urmele deformării din feldspaţii potasici şi unele cristale de cuarţ din granitoidele masive de Ogradena şi a permis local reorientarea biotitului.

În această idee procesul de recristalizare trebuie imaginat ca un proces de remobilizare în condiţiile apariţiei în diversele părţi ale masivului Ogradena a unor zone cu energie liberă minimă, capabile să stimuleze reacţii subsolidus de natura celor menţionate. Este foarte dificil desigur să reconstituim un astfel de proces — pe care faptele de observaţie îl recomandă ca cel mai corespunzător — fără a considera şi prezenţa apei, acceptată, de altfel, ca mediator al proceselor de blasteză de adepţi

Institutul Geologic al României

consacrați ai proceselor de transformare în stare solidă (Ramberg, 1952; Wegmann, 1955; Walton, 1960). În acest sens, datele experimentale (Boetcher, Wyllie, 1969; Walton, 1960; Wegman, 1955; Winkler, 1967) indică posibilitatea unor recristalizări prin deplasarea ionilor Na, K, Al, Fe atît în cadrul rețelelor cristaline cît și în afara lor. Temperaturile stabilite pentru astfel de remobilizări sînt apreciate între 500 — 550°C la deplasări intercristaline de 10^{-5} — 10^{-10} cm ^{2}/sec.

5.1.6. Corelația deformare-mineralogie

Examenul microscopic a evidențiat sistematic prezența unor fenomene de deformare în aproape toate mineralele ce intră în alcătuirea rocilor granitoide. În legătură cu aceste fenomene și modul de corelare al lor cu compoziția mineralogică, stabilim următoarele :

Cuarțul reflectă cel mai frecvent fenomenul de deformare prin extincțiile sale ondulatorii, urmele de cataclază (crăpături și conture angulare) și întreruperea planelor cu impurități. Deformarea se face simțită în majoritatea rocilor granitoide (mai intens în granitoidele de Lucidol decît în granitoidele de Ogradena) cu mențiunea că în granitoidele masive, alături de cristale de cuarț ce prezintă urme de deformare, se găsesc și cristale sau agregate de cristale cu extincție netă. În aceeași categorie se încadrează cuarțul globular din plagioclaz și cel vermicular din myrmekite.

Plagioclazul înregistrează deformarea mai rar decît cuarțul și o reflectă, în cazul indivizilor maclați, prin îndoirea planelor de asociere și alteori prin conture cataclastice, angulare. Fenomenele sînt prezente atît în cristalele din compoziția granitoidelor gnaisice cît și a celor masive (în acestea din urmă subordonat). Fenomenul de deformare prezent în plagioclaz stimulează apariția sericitului (de-a lungul planelor de clivaj) și probabil determină frecvența concrețiilor myrmekitice (par a fi mai frecvente în granitoidele gnaisice decît în cele masive).

Cristalele de mice — mai frecvent biotitul și mai rar muscovitul — apar în granitoidele gnaisice, de obicei îndoite, reflectînd în acest fel și ele efectul unei deformări. Mai frecvent în granitoidele de Lucidol și mult mai rar în cele de Ogradena, biotitul este însoțit de clorit.

Feldspatul potasic ocupă, în asociațiile paragenetice caracteristice granitoidelor (de Ogradena), din acest punct de vedere (al corelației cu deformarea) o poziție aparte. Vizibil deformat și ușor alterat (în caolinit) în granitoidele de Lucidol, în granitoidele de Ogradena apare proaspăt, limpede, maclat în grătar și, în general, lipsit de urme de deformare. Uneori numai în granitoidele gnaisice îmbracă unele aspecte oculare și în aceste cazuri prezintă și anomalii optice (în birefringență și extincție).

În fața unor asemenea trăsături se ridică întrebarea : feldspatul potasic este precinematic sau postcinematic. În aceste cazuri cum se explică, în ipoteza unei cristalizări *precinematice*, simultan cu a celorlalte minerale : lipsa deformărilor și a fenomenelor de alterație, variația proprietăților optice în cele două faciesuri, prezența lui pe fisuri în unele zone ale grani-

Institutul Geologic al României

toidelor masive şi diversele sale forme de substituţie ; iar în ipoteza cristalizării *postcinematice* şi tardive în raport cu cristalizarea celorlalte minerale : formele oculare din granitoidele gnaisice şi unele fisuri ce traversează feldspatul potasic.

Aceste aparente contradicţii se pot explica dacă admitem existenţa mai multor faze de deformare şi prefaceri (transformări subsolidus) în reţeaua feldspatului potasic din momentul cristalizării sale şi pînă în prezent. Argumentarea acestora constituie însă problema următoare.

5.1.7. Originea şi istoria microclinului

Caracterele fiziografice, optice şi structurale variate pe care le îmbracă feldspatul potasic în diferitele faciesuri ale granitoidelor de Ogradena pot fi explicate dacă admitem :

— cristalizarea, în momentul punerii în loc a granitoidelor, a unui feldspat potasic cu simetrie monoclinică, comun ambelor faciesuri —gnaisice şi masive — şi stabil în parageneza granitică primară ;

— că, plecînd de la această stare structurală, feldspatul a avut o evoluţie continuă sub influenţa factorilor cinematici şi a transformărilor subsolidus.

Controlul cinematic şi respectiv intensitatea diferită a mişcărilor ce au afectat granitoidele explică trecerea de la simetria monoclinică la cea triclinică (valori Δ mai mari în granitoidele gnaisice decît în cele masive) şi omniprezenţa maclelor în grătar. De asemenea, formarea microclinului direct ca o fază iniţial triclinică (M a r m o 1967, 1971) ar fi greu de explicat ţinînd cont de prezenţa unor parametri optici cu limite variabile.

Forma prezentă a feldspatului potasic — microclinul intermediar şi cel maxim — stabil de obicei la temperaturi sub 525°C (M a c k e n z i e, 1954 ; S m i t h , 1961) nu poate să fie decît rezultatul unor procese de adaptare la aceste condiţii termice şi cinematice. Asemenea condiţii sînt confirmate şi de conţinutul scăzut de Na pe care-l are micrloclinul din granitoidele de Ogradena (A n a s t a s i u, 1971). Aceste transformări — în condiţii subsolidus — au fost însoţite de remobilizări (recristalizări) cu caracter limitat (în special pentru granitoidele masive) care explică : valorile mai scăzute ale triclinicităţii feldspaţilor potasici din granitoidele masive ; relaţiile de substituţie dintre feldspatul potasic şi cel plagioclaz (vezi „Studiul feldspaţilor") ; variaţiile mici ale conţinutului de K din granitoidele masive (vezi „Chimismul granitoidelor şi al şisturilor cristaline").

Prezenţa alături (în acelaşi tip de rocă) a fenoblastelor şi formelor interstiţiale, cu proprietăţi identice, reflectă evoluţia lor sincronă şi prin aceasta, evidenţiază din nou, rolul jucat de deformare în desăvîrşirea caracterelor feldspaţilor potasici.

5.1.8. Originea granatului — relict sau produs de reacţie ?

Dintre toate mineralele accesorii, granatul este acela care dă nota comună şi, în acelaşi timp, specifică pentru toate faciesurile granitoidelor de Ogradena şi parţial pentru unele enclave (xenolite).

Institutul Geologic al României

Caracterele identice ale granatului din xenolit ($a = 11{,}563$) cu ale aceluia din granitoide ($a_{68} = 11{,}565$; $a_{61} = 11{,}572$) conduc la ideea unei origini comune.

Prezența sa în rocile granitoide o considerăm de natură relictă și ca unul din argumentele în favoarea unității de origine a materialului primar.

Caracterele sale morfologice și relațiile cu celelalte minerale nu-l prezintă ca produs de reacție, nici în timpul vreunui proces principal de cristalizare și nici posterior acestuia.

5.2. DESPRE INETERCALAȚII ȘI ENCLAVE

Diversitatea formelor, a structurii și compoziției intercalațiilor și enclavelor precum și varietatea relațiilor dintre acestea și rocile granitoide ridică, de la început, problema originii lor.

5.2.1. Intercalații

N a t u r a i n t e r c a l a ț i i l o r d e ș i s t u r i c r i s t a l i n e poate fi:

a) „blocuri" aduse din profunzime sau

b) porțiuni ale unui acoperiș cristalin.

Ambele alternative —în ciuda dimensiunilor foarte mari ale „pachetelor" de șisturi cristaline — se pun în fața unui prim examen în teren.

a) Asociațiile paragenetice și trăsăturile lor structurale nu confirmă însă un grad de metamorfism ridicat care ar trebui să caracterizeze șisturile cristaline formate în imediata vecinătate a domeniului de ultrametamorfism. Pe lîngă aceasta ar fi greu de acceptat ideea că punerea în loc a granitoidelor ar fi permis orientarea acestor blocuri așa cum apare ea în harta geologică.

b) Ni se pare deci normal a interpreta aceste intercalații ca aparținînd unui înveliș de șisturi cristaline (formate în condițiile faciesului amfibolitelor, subfaciesul staurolit-almandin, W i n k l e r, 1967) în care s-au pus în loc, concordant cu orientarea lor generală, magme granitice. În zona centrală a masivului, zonă de extensiune și ridicare maximă a granitoidelor, au existat condiții de modificare a orientării generale a unor intercalații și în acest fel, de apariție a acelora cu caracter discordant. Un rol în apariția acestor discordanțe l-a avut, probabil, și „tectonica" ulterioară. Se conturează în acest fel și un răspuns la problema spațiului. Diferitele compartimente de șisturi cristaline au fost ridicate de granitoide și apoi îndepărtate de eroziune (fig. 57).

Relațiile descrise generează, normal, o a doua întrebare : care este r e a c ț i a i n t e r c a l a ț i i l o r l a c o n t a c t u l c u m a g m e l e g r a n i t o i d e :

a) prezintă urme de asimilare ?

b) apar parageneze noi sau se conservă cele vechi ?

Institutul Geologic al României

a) Existenţa unor fenomene de asimilare la contactul intercalaţiilor cu granitoidele ar fi trebuit să se manifeste prin limite difuze şi variaţii mineralogice evidente. Faptele de observaţie infirmă aceste cerinţe. Limitele sînt nete, uneori marcate de laminare, iar compoziţia mineralogică a granitoidelor dintre diverse tipuri petrografice de şisturi cristaline (para-

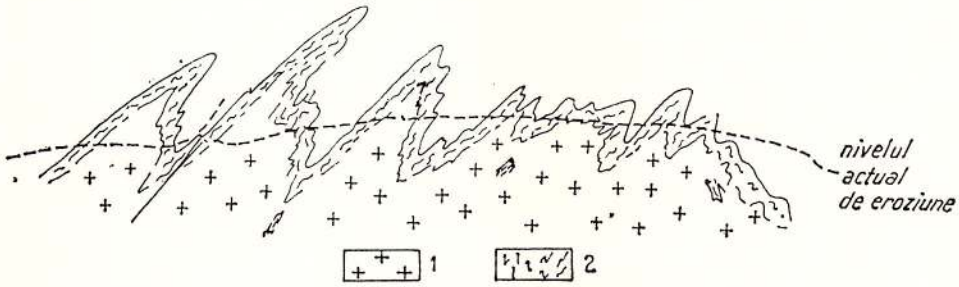


Fig. 57 — Secţiune prezumtivă redînd imaginea structurală a momentului punerii în loc a granitoidelor de Ogradena.

1, granitoide; 2, şisturi cristaline.

Presumptive section reducing the structural image of the moment of the Ogradena granitoids intrusion.

1, granitoids; 2, crystalline schists.

gnaise, amfibolite, calcare cristaline) este întotdeauna constantă. În condiţiile existenţei unor frecvente intercalaţii de amfibolite şi şisturi amfibolice ne este foarte greu să explicăm, dacă am admite asimilarea, această uniformitate a compoziţiei şi lipsa hornblendei din compoziţia granitoidelor.

b) Examenul microscopic al intercalaţiilor de şisturi cristaline nu a putut evidenţia parageneze şi structuri care să reflecte efecte termice însemnate. Punerea în loc a granitoidelor a determinat în zonele de contact slabe fenomene de recristalizare (în special pentru biotit) care nu au determinat trecerea şisturilor în corneene. Structura internă a intercalaţiilor rămîne proprie unor şisturi cristaline iar compoziţia mineralogică se conservă. Aceasta este explicaţia pentru păstrarea caracterelor primare a mineralelor din paragenezele respective şi a variaţiei — pe intervale strînse — a compoziţiei şi proprietăţilor acestor minerale.

Lipsa unor fenomene de contact de anvergură este de altfel explicată şi de proprietăţile pe care le-a avut magma în momentul punerii în loc (viscozitate ridicată, T°C = 680—700, Winkler, 1967).

Lipsa cu desăvîrşire a fenoblastelor de feldspaţi potasici din intercalaţiile de şisturi cristaline exclud de la început posibilitatea existenţei unor ,,reacţii'' de tip metasomatic (care să fi transformat aceste şisturi în granitoide).

Institutul Geologic al României

5.2.2. Enclave

Din punct de vedere petrogenetic, enclavele de dimensiuni mici conținînd granat și acumulările de biotit (și/sau muscovit) sub formă de șlire și skialite prezintă semnificații deosebite. Natura lor — și într-un caz și în altul — apare clar relictă.

Enclavele cu granat — de compoziție gnaisică — explică originea almandinului din rocile granitoide și oferă mostre asupra sursei de material pentru procesul de anatexie.

Șlirele și skialitele le considerăm „restite" formate în condiții de ultrametamorfism.

5.3. DESPRE CRISTALINUL DE NEAMȚU

Privitor la șisturile cristaline din flancurile masivului granitoid se ridică în mod deosebit următoarele probleme :

5.3.1. Natura zonei migmatice

Natura zonei migmatice — anatexie „in situ", diferențiere sau injecție ?

Fără a fi un fenomen general pentru zona de tranziție dintre granitoide și cristalinul de Neamțu, prezența migmatitelor frapează.

Formarea lor prin anatexie „in situ" — moment în care s-ar fi separat prin topire componenta leucocrată — este exclusă de condițiile de facies pe care le reflectă paleosomul (subfaciesul cu staurolit-almandin Winkler, 1967) în raport cu condițiile cerute de produsele ultrametamorfismului. Mai mult decît atît, compoziția „neosomului" din migmatite este identică cu cea a granitoidelor de Ogradena.

Aceste observații susțin natura arteritică a migmatitelor din zona de tranziție cu remarca însă, că între tot ce apare ca component leucocrat în complexul migmatic, rol de neosom l-au avut numai aceste injecții granitice ce au condus la aspecte agmatitice, stromatitice și ptygmatice ; materialul leucocrat rubanat din constituția gnaiselor — de altfel mult mai sărac în feldspat potasic — a rezultat prin procese de diferențiere metamorfică într-un moment anterior „injecției".

5.3.2. Relația dintre cristalinul de Neamțu și cel de Ogradena

Trăsăturile structurale majore menționate (vezi „Structura masivului") sugerează în ansamblu relații de concordanță și de superpoziție între cristalinul de Neamțu și cel de Ogradena. Caracterele lor paragenetice și structurale, specifice fiecăruia în parte, apar ca rezultat al unei evoluții independente marcată de punerea în loc a granitoidelor de Ogradena. Acest moment conservă trăsăturile primare ale cristalinului de Ogradena și nu influențează termic cristalinul limitrof (Neamțu). Evoluția acestuia este

Institutul Geologic al României

controlată în continuare de mişcări de forfecare, laminare şi decroşare care modifică condiţiile de stabilitate ale paragenezelor cristalinului de Neamţu şi facilitează — în condiţiile intrării în sistem a unor fluide — apariţia unor parageneze de dezechilibru : *plagioclaz* $An_{30} + An_{10}$, *biotit-clorit*, *hornblendă-clorit*, *plagioclaz-sericit*, caracteristice retromorfitelor (prin trecerea la condiţiile faciesului şisturilor verzi).

Comportarea diferită a şisturilor cristaline de Neamţu faţă de mişcările de laminare în general şi posibilităţile specifice de adaptare a vechilor parageneze la noile condiţii create explică alternanţa şi modul de distribuţie a zonelor de retromorfism şi cataclază.

Observaţia că deformarea a stimulat retromorfismul nu este nouă. Corelaţia dintre aceste fenomene a fost remarcată şi pe teritoriul ţării noastre, în diferite unităţi geologice (Dimitrescu, 1966; Kräutner, 1968; Popescu, 1971; Savu, 1970; Balintoni, 1970[29]; Berza 1972; Anastasiu, 1972).

6. CORELAŢII ŞI IPOTEZE PETROGENETICE

6.1. CORELAŢIA MINERALOGIE — PETROGENEZĂ

Studiul feldspaţilor, observaţiile privind structurile în care aceştia apar şi problemele petrogenetice ridicate în legătură cu ei, permit acum o prezentare completă a semnificaţiilor lor petrogenetice.

Asociaţia paragenetică care defineşte granitoidele de Ogradena şi Lucidol — *feldspat potasic* + *plagioclaz* + *cuarţ* — nu apare ca rezultat al unui singur „act" petrogenetic, ci a unei succesiuni de momente controlate de : *cristalizare*, *deformare şi remobilizare* + *recristalizare*.

Cele trei procese definesc astfel principalele etape în desăvîrşirea caracterelor structurale şi texturale pe care le prezintă astăzi rocile granitoide.

Considerăm că într-o primă etapă — aceea a cristalizării — în momentul punerii în loc a magmelor de Lucidol şi apoi de Ogradena, s-a format : plagioclaz slab zonat, feldspat potasic cu simetrie monoclinică şi cuarţ.

Deosebirile actuale de compoziţie şi structură între cele două tipuri de granitoide încep să apară din acest moment şi se datoresc evoluţiei diferite — în timp şi spaţiu — pe care au avut-o magmele respective.

Parageneza *feldspat potasic* + *plagioclaz* + *cuarţ* în *granitoidele de Lucidol* reflectă în general o răcire mai rapidă (condiţionată de volumul mic de topitură şi diferenţa mare între temperatura topirii şi cea a rocilor înconjurătoare) care nu a permis o adaptare completă a reţelei cu simetrie monoclinică la reţeaua cu simetrie triclinică şi deci, atingerea unui grad ridicat de ordonare Si/Al. Se explică în acest fel parametri măsuraţi ($2V$, Δ) pentru feldspatul potasic din aceste roci. Mişcările ulterioare — de deformare şi în special laminare — care au afectat aceşti feldspaţi au surprins anumite zone din granitoide şi au determinat creşterea unora din valorile parametrilor menţionaţi.

[29] Op. cit. pct. 6.

Institutul Geologic al României

Rezultă de aici că, dacă răcirea este prea rapidă iar momentul deformării prea îndepărtat față de aceasta și prea scurt (ca interval de timp), feldspații potasici nu vor suferi modificări însemnate ale structurii interne.

Plagioclazul și cuarțul, cu excepția înregistrării efectelor aceluiași moment de deformare care a afectat și feldspatul potasic, nu reflectă transformări deosebite.

TABELUL 12

Evoluția cristalizării mineralelor leucocrate în rocile granitoide de Lucidol și Ogradena

MINERALE	CRISTALIZARE		TRANSFORMĂRI SUBSOLIDUS Deformare I Recristalizare	Deformare II
FELDSPAT POTASIC	Granitoide de Lucidol	răcire rapidă; ordonare parțială; simetrie monoclinică.		afectează granitoidele de Lucidol
	Granitoide de Ogradena	răcire lentă sub stress; inițial monoclinic; ordonare treptată; triclinic.	microclin intermediar și maxim	recristalizări parțiale; substituții pe plagioclaz. efecte slabe
				pertite
PLG.	slab	zonat	decalcifieri și spărturi	efecte slabe
				myrmekite
CUARȚ			extincție ondulatorie	recristalizări parțiale remobilizări pe fisuri

În *granitoidele de Ogradena* asociația *feldspat potasic + plagioclaz + cuarț* prezintă relații și semnificații deosebite.

Feldspatul potasic în momentul cristalizării a avut o simetrie monoclinică răcirea intruziunii făcîndu-se lent și sub condiții de stress. Transformările subsolidus, controlate de răcirea lentă și de deformare, au determinat evoluția ulterioară a feldspaților potasici și a mineralelor coexistente. În aceste condiții s-a realizat trecerea de la simetria monoclinică la cea triclinică și ordonarea treptată a rețelei. Microclinul maxim din granitoidele gnaisice reprezintă efectul unor mișcări de deformare.

Pe fondul general al acestor mișcări plagioclazul și cuarțul suferă și ele transformări „mecanice". Se creează acum condițiile unor transformări profunde care depășesc în timp momentul deformării : remobilizarea parțială a cuarțului și substituția, de către acesta, a plagioclazului cu

Institutul Geologic al României

apariţia structurilor myrmekitice; remobilizarea parţială a feldspatului potasic şi substituţia locală a plagioclazului şi cîştigarea de către feldspatul potasic a unor parametri optici şi structurali proprii acestor momente; recristalizarea unor agregate de cuarţ în care acesta îşi pierde extincţia ondulatorie; prin aceste procese, în ansamblu, o parte din granitoide recîştigă o textură masivă.

În legătură cu zonele externe, albitice ale plagioclazului remarcăm faptul că acestea sînt întrerupte atît de fisurile ce traversează cristalele cît şi de cuarţul sau feldspatul potasic care se insinuează pe ele; ne face să privim aceste aspecte — „coroanele albitice" — ca rezultatul unui proces de decalcifiere anterior remobilizărilor menţionate.

Schema evoluţiei mineralelor leucocrate din constituţia granitoidelor este prezentată în tabelul 12.

6.2. CORELAŢIA TECTONICĂ-PETROSTRUCTURĂ-PETROGENEZĂ

Prezentarea aspectelor microtectonice şi petrostructurale în cadrul capitolului „Structura masivului" a evidenţiat o serie de fenomene care reflectă evoluţia sincronă a masivului granitoid cu a cristalinului de Neamţu şi controlul structural major sub care s-au desăvîrşit trăsăturile tectonice ale celor două zone.

Concordanţa generală dintre granitoidele de Ogradena şi cristalinul de Neamţu, extinderea zonelor de laminare în flancul estic, structurile cataclastice şi texturile brecioase sau prezenţa zonelor de retromorfism în flancul vestic sînt doar cîteva aspecte care impun o corelaţie între poziţia masivului şi cadrul său tectonic.

Faptul că ne lipsesc argumente certe privind vîrsta şisturilor cristaline din partea de sud a cristalinului danubian — aceasta neputînd fi considerată decît pe baza unor paralelizări — ne determină ca în discuţie să alegem etape reper :

Etapa I — de metamorfism şi punere în loc a granitoidelor de Lucidol;

Etapa II — de conturare a structurii cristalinului şi punere în loc a granitoidelor de Ogradena;

Etapa III — de retromorfism a cristalinului de Neamţu.

Pentru fiecare din aceste momente în evoluţia granitoidelor se poate stabili o corelaţie între dinamică — stress şi deformare — şi efectele sale — plane *S*, dislocaţii etc. (vezi „Structura masivului") (fig. 58).

E t a p a I — II — a fost dominată de stress şi deformare (I) care a determinat apariţia şistozităţii cristalinului şi foliaţia granitoidelor (planele *S*). Parţial sincron cu apariţia elementelor „*S*", dar depăşind în timp stressul, blasteza determină orientarea optică a cuarţului în granitoidele masive. La sfîrşitul acestei etape masivul este afectat de fisuri de tensiune (D_1 — „*ac*") şi apoi de forfecare (D_2 — „*bc*").

Institutul Geologic al României

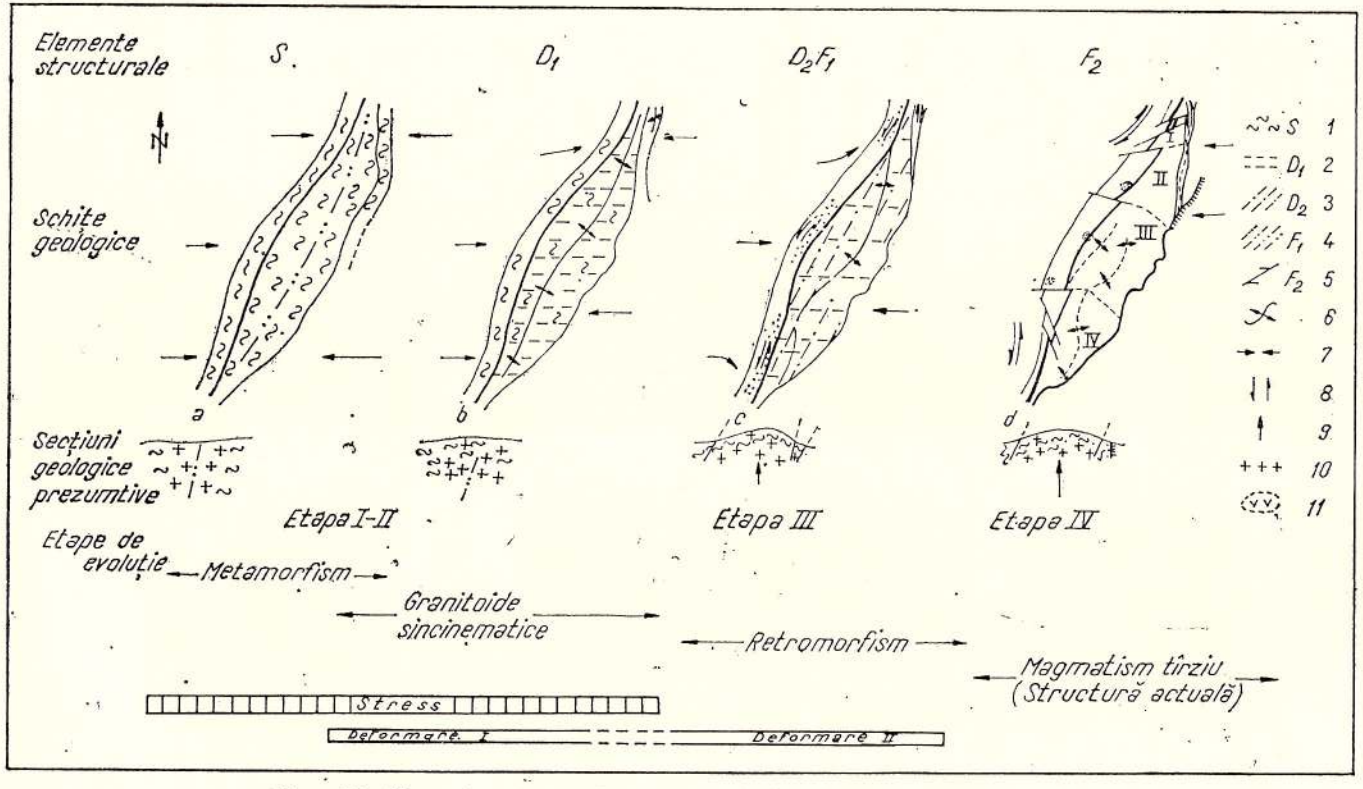


Fig. 58. Elemente structurale în masivul Ogradena (etape de evoluție).

1, șistozitate, foliație; 2, diaclaze „*ac*"; 3, diaclaze „*bc*"; 4, falii longitudinale; 5, falii transversale; 6, ax de anticlinal; 7, direcția stressului; 8, forfecare, deformare, decroșare; 9, mișcări de ridicare; 10, granitoide; 11, magmatite alpine; I — sectorul Săcărștița-Seracova; II — sectorul Criviția-Eșelnița; III — sectorul Mala- Sohodol; IV — sectorul Satului-Costineț.

Structural elements in the Ogradena massif (stages of evolution).

1, schistosity, foliation; 2, „*ac*" joints; 3, „*bc*" joints; 4, longitudinal faults; 5, cross faults; 6, anticlinal axis; 7, stress trending; 8, shear, deformation, falling out; 9, lifting movements; 10, granodiorites; 11, alpine magmatites; I — Săcărștița-Seracova sector; II — Criviția-Costineț sector; III — Mala-Sohodol sector; IV — Satului-Costineț sector.

Institutul Geologic al României

Ridicarea granitoidelor şi cristalinului înconjurător este însoţită de dislocaţii plicative şi disjunctive. Se realizează acum, prin forţe dirijate de intensitate diferită, alura de anticlinoriu sinuos al masivului şi contactele anormale cu cristalinul de Neamţu. Aceste contacte — faliile longitudinale (F_1 — „*bc*") — au reprezentat zone potenţiale pentru punerea în loc, într-un moment ulterior, a magmatitelor alpine.

În etapa III-a considerăm că singurul factor dinamic este reprezentat prin deformarea II. Fracturile „*bc*" sînt regenerate, iar fenomenele de retromorfism, stimulate.

Aceste deformări complică aspectul diagramelor *D*.

Cele mai noi accidente din regiune sînt reprezentate de fracturile transversale (F_2 — „*ac*"). Ele intersectează seriile retromorfozate, filoanele de lamprofire şi desăvîrşesc imaginea structurală a masivului Ogradena.

În cadrul masivului, pe baza elementelor microtectonice se pot contura sectoare cu comportare diferită. Astfel, zona centrală apare ca cea mai puţin antrenată în mişcări în raport cu sectorul nordic, mult mai solicitat. Din această cauză se realizează o coincidenţă între *S* şi *D*. Pentru toată suprafaţa masivului apare însă ca imposibilă folosirea planelor de diaclaze pentru interpretări genetice.

Datele microtectonice şi petrostructurale confirmă poziţia concordantă a masivului granitoid Ogradena şi caracterul său sincinematic.

6.3. ORIGINEA ŞI EVOLUŢIA GRANITOIDELOR

Procesul petrogenetic de punere în loc şi evoluţie a granitoidelor şi şisturilor cristaline asociate ni-l imaginăm ca o succesiune de momente în care rolul important l-au jucat : controlul structural major ; fenomene succesive de anatexie şi palinegeneză ; natura materialului supus acestor fenomene ; transformările subsolidus de amploare regională ; dinamica tîrzie şi retromorfismul.

Astfel, *granitoidele de Lucidol* reprezintă produsele de consolidare ale unei topituri palingenetice formate în domeniul de Neamţu, în zone adînci ale acestuia, pe fondul unor roci relativ bogate în potasiu (datele experimentale — Winkler, von Platen, 1961 ; Winkler, 1960 ; Brown, 1970 etc. — au confirmat posibilitatea formării unor astfel de topituri la T = 700 — 750°C cu un conţinut de apă mai mare de 9%, la presiuni mai mari de 5 kb).

Punerea în loc a fost controlată de o fractură adîncă, paralelă cu marginea unui bloc precambrian, care se pare că prin mişcări de subducţie a controlat formarea granitoidelor din Carpaţii Meridionali (Savu, 1973). Condiţiile de amplasare ale acestei topituri au determinat, într-un spaţiu restrîns, o cristalizare şi consolidare relativ rapidă.

Avînd în vedere relaţiile granitoidelor de Lucidol cu cristalinul de Neamţu şi încercînd o raportare a acestora la momentele de paroxism orogenic trebuie să le considerăm precinematice.

Institutul Geologic al României

„*Fenomenul Ogradena*", mult mai extins și mai complex, este rezultatul unor procese care la nivelul Carpaților Meridionali s-au „întîmplat" la scară regională dar, care aici la Ogradena prezintă anumite particularități.

Localizarea masivului în cadrul aliniamentului Parîng — Vulcan — valea Cernei (S a v u, 1970), în prelungirea accidentelor tectonice din valea Cernei — care probabil reprezintă dislocații vechi, reluate în ciclul alpin — nu a putut rămîne fără urmări (A n a s t a s i u, 1972). Mobilitatea acestei zone, extinsă ca dimensiuni și importantă ca funcționalitate, apărută într-un moment ulterior „fracturii de la Lucidol" și la est de aceasta, și-a lăsat amprenta în trăsăturile structurale ale rocilor și a influențat evoluția proceselor petrogenetice.

Masivul Ogradena, în ansamblu, este rezultatul punerii în loc a unor topituri anatectice (probabil cu caracter de diatexite — M e h n e r t, 1968), omogene din punct de vedere al compoziției și eterogene din punct de vedere structural. Condițiile lor de formare și evoluție apar vizibil diferite de ale topiturilor ce au generat granitoidele de Lucidol și anume :

— apariția anatexiei la adîncimi mai mici și la temperaturi de 675 — — 700°C (corespunzătoare — d u p ă W i n k l e r, 1967 — compozițiilor menționate) și presiuni de pînă la 4 — 5 kb (funcție de conținutul de apă), ducînd la formarea unor topituri calcoalcaline, cu tendințe sodice — granit-granodiorit ice ;

— punerea în loc, sub condiții de stress, a unor topituri vîscoase, parțial cristalizate (granați relicți, șlire de biotit) transportînd xenoliți gnaisici, relicte ale materialului de origine ;

— diferența redusă în spațiu între zona de declanșare a anatexiei și zona de punere în loc reprezentată prin cristalinul de Ogradena, azi ca intercalații în masiv.

Procesul de cristalizare a condus la formarea unor granitoide cu texturi eterogene la scara masivului, pe fondul cărora se dezvoltă ulterior, în condiții de stress și laminare, granitoidele gnaisice.

Transformările subsolidus care au afectat în continuare granitoidele reprezintă o etapă importantă în evoluția ulterioară a granitoidelor.

Presupunem ca factori determinanți ai acestor transformări condițiile dinamice (deformarea în general) la care a fost supus masivul și probabil modificările termice determinate de schimbarea gradienților geotermici în zona consolidată a granitoidelor de Ogradena.

Aceste transformări imprimă rocilor din unele părți ale masivului o textură neorientată. Apariția myrmekitelor și relațiile de substituție dintre microclin și plagioclaz sînt fenomene majore care, în cadrul acestor transformări, definesc microstructurile actuale ale granitoidelor de Ogradena.

Din acest moment, masivul de Ogradena se comportă ca un bloc rigid ce conservă gradul de metamorfism al cristalinului de Ogradena și-l ferește astfel de fenomenele de retromorfism care, stimulate de reactivarea sistemelor de fracturi paralele cu marginile masivului, afectează parțial cristalinul de Neamțu.

Institutul Geologic al României

7. MAGMATITELE ALPINE

În cadrul masivului granitoid Ogradena şi în zona cristalinului de Neamţu apar, cu caracter net discordant, diverse tipuri de roci eruptive. Ele aparţin la trei categorii bine distincte : sienite microgranodiorite porfirice şi lamprofire, reprezentînd fiecare dintre ele magmatite alpine formate în condiţii specifice. Asociate, doar spaţial, granitoidelor şi şisturilor cristaline, ele nu prezintă nici o afinitate genetică cu acestea.

7.1. ROCILE SIENITICE

Rocile sienitice din zona studiată au fost semnalate de Streckeisen, Giuşcă (1932) şi apoi de Codarcea (1936) care au dat pentru acestea primele descrieri petrografice.

7.1.1. Ocurenţa rocilor sienitice şi structura corpurilor

Rocile sienitice au un caracter net discordant faţă de şisturile cristaline, apărînd sub formă de corpuri şi filoane (dyke-uri).

Corpurile se întîlnesc pe zone înalte, pe interfluvii sau creste şi se pot delimita morfologic. De la sud la nord apar în dealul Strineacu Mic, culmea Cărbunăria şi Dealul Rău. Toate aceste iviri au dimensiuni mici şi o formă quasicirculară.

Corpul din dealul Strineacu Mic are o formă eliptică cu un diametru de 300 — 400 m. Este localizat în şisturi amfibolice şi filite de Vodna. În partea sa de sud o fractură transversală est-vest este bine evidenţiată (fig. 59).

Partea centrală a corpului este formată din sienite nefelinice (foyaite) proaspete, de culoare cenuşiu-negricioasă, cu o variaţie vizibilă de granulaţie. Zonele interne au tendinţe fanerocristaline, iar cele marginale microcristaline. Partea periferică este formată din apariţii sporadice de roci leucocrate (sienite alcaline) cu un grad avansat de alterare. În acest fel, corpul „Strineac" se caracterizează printr-o structură zonară, concentrică, imprimată de variaţii petrografice şi de granulaţie.

Corpul din culmea Cărbunăria, situat la 3 km nord de primul, se dezvoltă est-vest, în apropierea granitoidelor gnaisice de Ogradena şi este înconjurat de paragnaise biotitice (fig. 59). Diametrul mare al acestei iviri cu formă eliptică nu depăşeşte 400 m. Partea centrală este de asemenea formată din sienite nefelinice cu variaţii structurale de la interior către exterior şi rare alteraţii hidrotermale. Partea periferică, formată din sienite alcaline, nu se poate interpola datorită ivirilor rare şi alteraţiilor.

În cadrul aceleiaşi zone se întîlnesc şi sienite cu sodalit.

În Dealul Rău, pe acelaşi aliniament cu corpurile „Strineac" şi „Cărbunăria" se întîlnesc doar acumulări de blocuri de sienite nefelinice care sugerează existenţa în adîncime a unui corp mic cu secţiune circulară. Nu au fost remarcate variaţii structurale.

Institutul Geologic al României

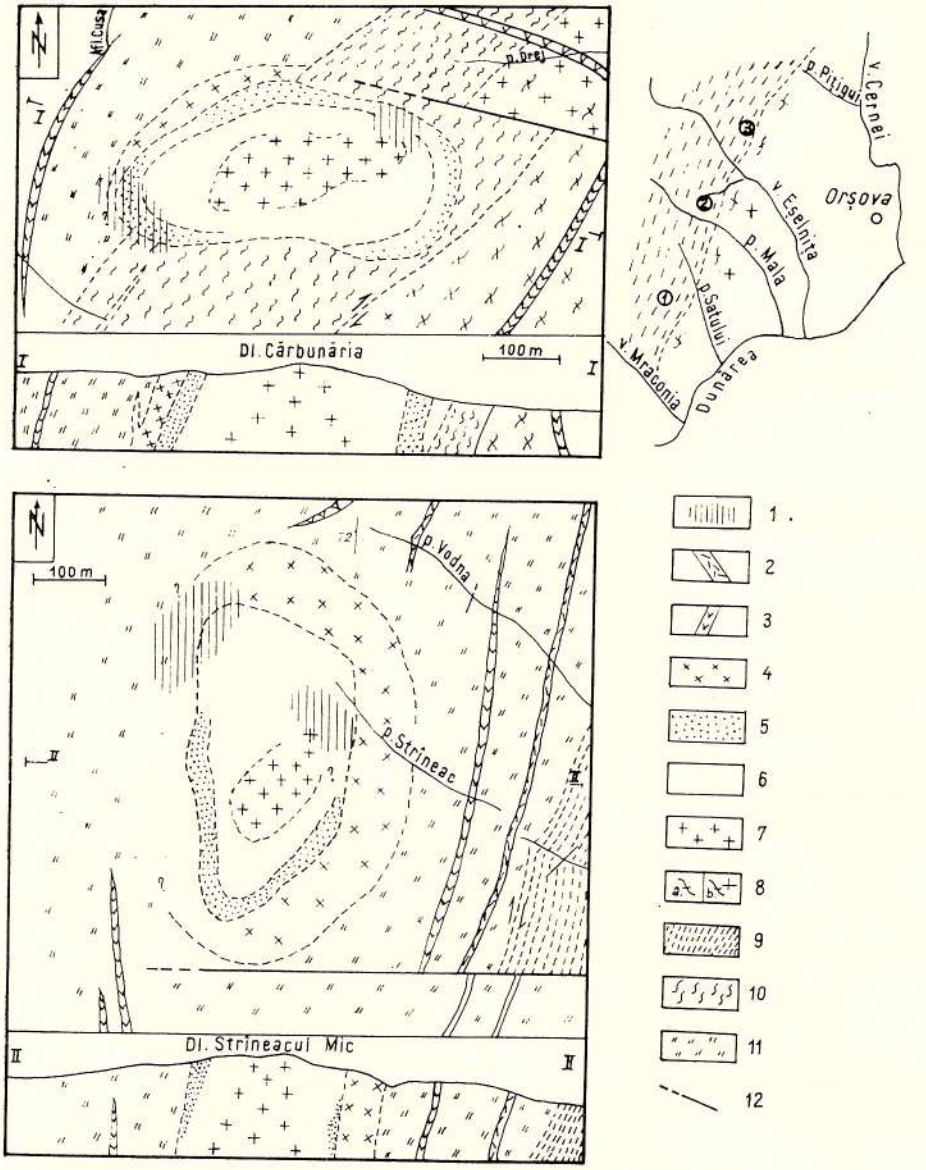


Fig. 59. — Schița geologică a corpurilor sienitice de la Cărbunăria și Strineac.
1, alterații hidrotermale; 2, microgranodiorite porfirice; 3, microsienite porfirice; 4, sienite alcaline; 5, sienite foidice microcristaline; 6, sienite foidice cu granulație normală; 7, sienite foidice larg cristalizate; 8, granitoide de Ogradena (a) gnaisice, (b) masive; 9, complexul filitos; 10, complexul rocilor cuarțo-feldspatice; 11, complexul amfibolitelor; 12, falii.

Geological sketch of the sienitic bodies of Cărbunăria and Strineac.
1, hydrothermal alterations; 2, porphyric microgranodiorites; 3, porphyric microsienites; 4, alkaline sienites; 5, microcrystalline foidic sienites; 6, foidic sienites; 7, coarse-crystallized foidic sienites; 8, Ogradena granitoids (a) gneissic, (b) massive; 9, phyllite complex; 10, quartz-feldspathic rocks complex; 11, amphibolites complex; 12, faults.

Institutul Geologic al României

Prezenţa acestor roci pe un acelaşi aliniament (NE—SW) în cadrul seriei de Neamţu şi în apropierea unor dislocaţii disjunctive, cu orientări est-vest, nu ni se pare de loc întîmplătoare. Ea poate să constituie un prim şi evident argument al controlului structural în geneza rocilor.

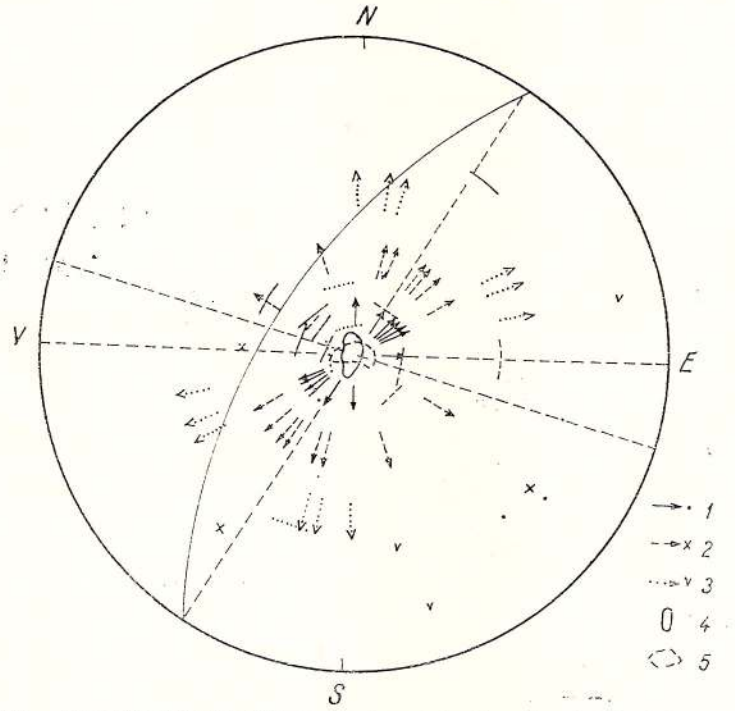


Fig. 60. — Proiecţia direcţiilor filoanelor de roci sienitice din cristalinul de Neamţu în raport cu principalele sisteme de fracturi din zona Neamţu — Ogradena. 1, direcţia filoanelor de la Strineac; 2, direcţia filoanelor de la Cărbunăria; 3, direcţia filoanelor din Dealul Rău—Seracova; 4, proiecţia corpului Strineac; 5, proiecţia corpului Cărbunăria.

Projection of the veins of sienitic rocks of the Neamţu crystalline in comparison with the main systems of fractures of the Neamţu—Ogradena zone. 1, trending of the Streineac veins; 2, trending of the Cărbunaria veins; 3, trending of the Dealul Rău—Seracova veins; 4, projection of the Strineac body; 5, projection of the Cărbunăria body.

Dyke-urile (filoanele) au grosimi ce variază de la 0,50 — 2 m şi sînt localizate atît în şisturile cristaline cît şi în granitoide. Apar izolate sau pot forma sisteme paralele.

În jurul corpurilor ele dau impresia a avea o dispoziţie inelară, aceasta fiind însă rezultatul unui control structural: punerea în loc pe sisteme de fracturi ce încadrează ivirile centrale. De altfel, proiecţia în paralel a filoanelor şi a două din principalele sisteme de fracturi indică legătura dintre ele (fig. 60).

Institutul Geologic al României

Înclinarea lor este mare (60 — 70°/W). Vergenţele estice sînt rare. Frecvenţa acestor dyke-uri descreşte cu cît ne depărtăm de corpuri pentru ca la nord de pîrîul Criviţa, spre pîrîul Piţigui, să-şi schimbe frecvent şi direcţia.

7.1.2. Petrografia corpurilor şi dyke-urilor

7.1.2.1. **Petrografia corpurilor.** Examenul macro- şi microscopic al rocilor ce alcătuiesc corpurile „Strineac", „Cărbunăria" şi „Dealul Rău" a evidenţiat următoarele tipuri petrografice :

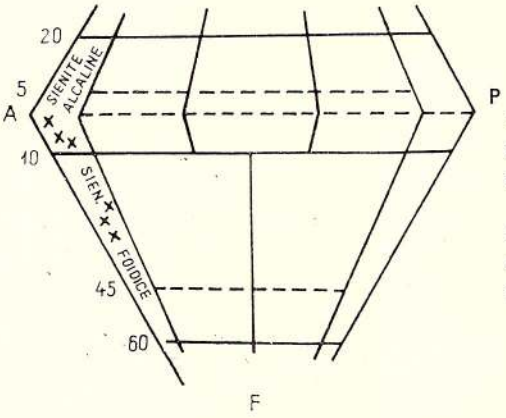


Fig. 61. — Proiecţia analizelor modale în diagrama de clasificare a rocilor plutonice (cf. I.U.G.S. Commission Nom. 1973).

Projection of the modal analyses in the classification diagram of the plutonic rocks (cf. I.U.G.S. Commission Nom. 1973).

— sienitele foidice — cele mai răspîndite şi cele mai variate structural, cele mai interesante pentru problemele pe care le ridică — sînt în toate corpurile asemănătoare şi formează părţile lor centrale ;

— sienitele alcaline alcătuiesc zona externă a corpurilor de la Strineac şi Cărbunăria şi sînt mult subordonate rocilor cu nefelin ;

— sienitele cu sodalit, cele mai puţin răspîndite, au o poziţie incertă, atît spaţial, cît şi genetic.

S i e n i t e l e f o i d i c e. Sienitele apar în aflorimente şi blocuri rotunjite cu tendinţe echidimensionale şi morfologie tipică pentru rocile cristaline granulare. De cele mai multe ori sînt proaspete şi au o culoare închisă, cenuşie cu nuanţe violacee. Prin alteraţie exogenă capătă o culoare roşietică sau albicioasă.

Structura lor este tipic magmatică, hipidiomorfă, larg cristalizată în zonele centrale ale corpurilor şi microcristalină la periferia lor. Microscopic sînt puse în evidenţă structuri de substituţie şi aspecte pertitice. Textura este masivă, tipică, mineralele neprezentînd urme de curgere sau deformare mecanică. Compoziţia mineralogică este complexă. Mediile analizelor modale a 4 roci de la Strineac şi Cărbunăria se proiectează în cîmpul sienitelor foidice (tab. 13 ; fig. 61).

Feldspatul potasic apare în două aspecte (pl. XXV, fig. 1, 2 ; pl. XXVI, fig. 1, 2).

Institutul Geologic al României

TABELUL 13

Compoziţia modală a sienitelor foidice de la Strineac şi Cărbunăria

Mineralul	Strineac				Cărbunăria			
	Dimensiuni		Proba		Dimensiuni		Proba	
	max. mm	min. mm	873 %	909 %	max. mm	min. mm	926 %	929 %
Feldspat potasic	7—3/2—0,8	1,5—2	47,5	45,4	7/4	0,8/0,5	44,4	40,5
Nefelin	1/1,15	0,8/0,6	23	25,5	1/1,5	0,8/0,6	33,1	31,8
Cancrinit	2/1,5	0,7/0,5	14,9	14,4	1,5/0,8		6,2	9
Augit-egirin	1,5/0,3	0,6/0,1	10	11,3	1,5/0,6	0,8/0,1	11,8	15,4
Sodalit			2	2			0,7	1
Min. accesorii			2	1,4			3,8	2,3
			100	100			100	100

Uneori cristalele sînt anhedrale, larg dezvoltate şi se insinuează printre nefelin sau formează aglomerări în interstiţii. Zonele de caolinizări sînt frecvente dar neomogen răspîndite pe suprafaţa cristalelor. De cele mai multe ori ele formează pete, zone insulare sau acumulări marginale imprimînd feldspatului o culoare cafenie. 2 $V\alpha = 60 - 70°$, $PAO \perp (010)$. În jurul incluziunilor birefringenţa devine anormală. Sienitele larg cristalizate au feldspatul potasic slab zonat (2 — 3 zone) cu variaţii mici ale birefringenţei. Maclele Carlsbad sînt omniprezente, iar cele Baveno preponderente în rocile microcristaline. Micropertitele tip „stringlets" şi „strings" sînt bine dezvoltate în feldspaţii potasici anhedrali.

Alteori cristalele sînt tabulare euhedrale, proaspete, cu 2 $V\alpha = 50 - 56°$ şi $PAO \perp$ (010). Ele sînt întotdeauna maclate Carlsbad şi slab pertitice.

Feldspatul potasic include nefelin, augit-egirin, apatit, iar în unele sectoare apare corodat de cancrinit. În zonele marginale apare substituit de albit.

Nefelinul se prezintă în cristale euhedrale cu conture scurt prismatice sau hexagonale. În partea centrală şi mediană a corpurilor este întotdeauna proaspăt. În zonele marginale începe să fie substituit neomogen de un mineral micaceu descris ca liebnerit de C o d a r c e a (1936), dar probabil paragonit (D e e r, H o w i e, Z u s s m a n, 1967). Birefringenţa ($\delta = 0{,}005 - 0{,}006$) este omogenă pe toată suprafaţa cristalelor cu toate că frecvent, în secţiunile bazale, se remarcă o zonalitate de creştere marcată şi de prezenţa unor impurităţi paralele cu feţele terminale.

Cristalele de nefelin îşi pierd idiomorfismul atunci cînd sînt corodate de cancrinit, care pătrunde tentacular în nefelin şi determină fie pseudomorfoze parţiale, fie totale (pl. XVI, fig. 4). Conturul tipic al mineralelor primare este întotdeauna păstrat. Alteori, cancrinitul apare ca plaje cu extincţii simultane. În cazul pseudomorfozelor parţiale, la limita relictelor de nefelin cu cancrinitul, se văd urmele reacţiei dintre aceste minerale : o

Institutul Geologic al României

coroană îngustă, cu birefringență anomală, în care cele două minerale se întrepătrund tip „mirmekitic" (pl. XXV, fig. 2).

În interiorul unor cristale de nefelin, paralel cu planele de clivaj, bine vizibil sau pe fisuri, apare sodalitul. El ajunge să formeze plaje în părțile centrale sau borduri la limita nefelin — feldspat potasic. Nefelinul nu include alte minerale; rar se întrepătrunde cu augit-egirinul. Poate apare însă inclus în feldspatul potasic sub forma unor cristale mici cu simetrie hexagonală parțial substituite de microagregate fibroase reprezentînd zeoliți (probabil natrolit : relief negativ, δ cenușiu ord. I, $c : \gamma = 0°$, alungire pozitivă).

Piroxenul este singurul mineral femic. Apare frecvent în cristale euhedrale, uneori aciculare de dimensiuni mici; alteori scurt prismatice cu secțiuni bazale caracteristice. Formează de multe ori aglomerări de cristale cu fețele terminale lipsite de limite nete. Este întotdeauna proaspăt. Proprietățile sale optice sînt variabile ($c : \alpha = 0 - 20°$, $2V\alpha = 60 - 70°$, γ — verde-închis, α — brun-verzui) și corespund augit-egirinului. Cristalele sînt adesea maclate și zonate cu părțile centrale mai late și cele periferice mai înguste (pl. XXV , fig. 3). Centrul unor piroxeni zonați poate fi ocupat de agregate granulare sau monocristale corodate de augit-titanifer. Mult mai rar a fost întîlnit biotitul în locul augitului-titanifer.

Cancrinitul este întotdeauna anhedral, granular, mai rar prismatic dezvoltat ca plaje mari sau ca agregate, fie pe nefelin, fie în spațiile rămase între nefelin și feldspatul potasic. Se întîlnesc situații cînd cancrinitul pătrunde și în feldspat. Reacția dintre nefelin și cancrinit este de cele mai multe ori concretizată într-o coroană „de concreștere". Variația δ (0,015 — — 0,022) corespunde unei modificații a raportului 100 $C : (C + S)$ și indică prezența în sienite a termenilor bogați în carbonați-cancrinit-cancrinit sulfatic din seria cancrinit-vishnevit (D e e r et al., 1967).

Sodalitul se insinuează pe fisuri și mai rar pătrunde în interiorul cristalelor de nefelin, dezvoltînd plaje. Apare frecvent ca borduri la limita dintre minerale.

Mineralele accesorii — zirconul, apatitul, sfenul, rar epidotul — formează aglomerări sau incluziuni rare în nefelin, feldspați și cancrinit.

Melanitul este granatul brun-gălbui, cu habitus izometric pentagonal, frecvent anhedral și poikilitic din cauza relațiilor sale cu cancrinitul. Acest din urmă mineral îl substituie și creează structuri „în atoli".

S i e n i t e l e a l c a l i n e. La periferia zonelor formate din sienite foidice, în corpul de la Strineac și parțial în cel de la Cărbunăria, apar cîteva puncte de roci leucocrate într-un grad avansat de alterare. Ele sînt roci preponderent feldspatice, lipsindu-le mineralele femice.

Structura lor este îndeosebi allotriomorfă, iar textura neorientată masivă.

Compoziția mineralogică este simplă și constantă în ambele corpuri. Sînt formate din feldspați alcalini, agregate de minerale micacee (paragonit) și oxizi de fier (tab. 14).

Institutul Geologic al României

TABELUL 14

Compoziţia modală a sienitelor alcaline de la Strineac şi Cărbunăria

Minerale componente	Dimensiunea mineralelor		Compoziţia modală	
	max. mm	min. mm	Strineac %	Cărbunăria %
Feldspat potasic	3/2	0,6/0,4	25—60	48
Albit	2/0,8	1/0,4	15—55	
Paragonit	2/0,8	0,3/0,2	15—23	44
Oxizi de Fe			5	8

Feldspatul potasic, anhedral este intens caolinizat şi aproape mereu pertitic ($2\ V\alpha = 66$ -- 73°).

Albitul — 4—8% An — ($2V\gamma = 74—82°$) este întotdeauna maclat polisintetic şi foarte proaspăt. Se dezvoltă în cristale prismatice alungite cu tendinţe de a forma agregate radiare sau ca plaje pe ortoclazul pertitic.

Nefelinul este absent, dar în cadrul unor conture hexagonale sau scurt prismatice se dezvoltă agregate micacee cu caractere optice asemănătoare muscovitului, probabil paragonit.

Oxizii de fier formează aglomerări lipsite de contur în interstiţiile lăsate de celelalte minerale sau — şi acesta pare un caz mai frecvent — dezvoltări fibroase pe feldspatul potasic, dînd impresia unor concreşteri.

Sienitele cu sodalit. În culmea Cărbunăria, în afara perimetrului unde aflorează sienitele foidice şi fără a putea preciza relaţiil

TABELUL 15

Compoziţia modală a sienitului cu sodalit

Minerale componente	Dimensiunea mineralelor		Compoziţia modală %
	max. mm	min. mm	
Feldspat potasic	3/0,6	0,5/0,1	42
Albit	4/1,5	1/0,08	24
Sodalit	2/1,5	1/0,8	31
Min. accesorii			3

cu celelalte tipuri de roci, apare o rocă fanerocristalină, slab porfirică şi uşor alterată cu aspect pestriţ, dat de abundenţa sodalitului de culcare albastră.

Feldspatul alcalin apare în cristale euhedrale ($2V\alpha = 56 — 64°$, $PAO \perp (010)$, prismatice, maclate Carlsbad şi cristale anhedrale ($2\ V\alpha = 70°$) parţial caolinizate. Concreşterile micropertitice regulate sînt co-

Institutul Geologic al României

mune ambelor aspecte. Suplimentar, pe granulele xenomorfe apare dezvoltat albitul în cristale bine individualizate.

Plagioclazul este un albit cu 3 — 4% An ($c : \gamma = 13°$, $2V\gamma = 74 - 78°$). Se prezintă prismatic, întotdeauna maclat și proaspăt.

Sodalitul (albastru deschis macroscopic, bleu în lumină polarizată, izotrop cu $N = 1{,}4765$) apare fie cu conture cristalografice, proprii simetriei cubice, fie lipsit de conture, dar concrescut cu cristale largi de feldspat potasic. Prin aceasta el se deosebește de sodalitul din sienitele foidice.

7.1.2.2. **Petrografia dyke-urilor.** Rocile filoniene care apar în imediata vecinătate a corpurilor de sienite foidice sau mai departe de ele, localizate în șisturi cristaline sau în roci granitoide, se recunosc ușor după forma lor

TABELUL 16

Compoziția modală a microsienitelor foidice de pe pîriul Dres

Minerale componente	Dimensiunea mineralelor		Compoziția modală %
	max. mm	min. mm	
Feldspat potasic	4/0,6	0,15/0,05	44,8
Nefelin	2,5/2	0,3/0,2	23,3
Cancrinit	2,5/0,5	0,1	16,3
Augit-egirin	0,6/0,2	0,08/0,1	8,4
Melanit	0,6/0,8		6,2

de zăcămînt și caracterele structurale. Sînt evidente structurile porfirice date de prezența unor fenocristale mari de feldspați tabulari roz, de nefelin cenușiu, mai greu descifrabil macroscopic, și uneori de prisme scurte de augit-egirin. Masa fin granulară în care se găsesc aceste fenocristale este cenușiu-violacee mai rar roșietică, cu textura de obicei fluidală.

Din punct de vedere mineralogic se aseamănă pînă la identitate cu compoziția rocilor descrise în cadrul corpurilor și corespund — în clasificarea lui Streckeisen (1967) pentru roci vulcanice — termenilor de fonolite și trahite alcaline. Dat fiind faptul că aceste roci, atît prin forma lor de zăcămînt cît și prin caracterele structurale și texturale, reprezintă produse de consolidare subcrustală asociate corpurilor descrise, preferăm folosirea termenilor de microsienite foidice pentru rocile filoniene cu structură porfirică, care conțin nefelin și care au textură fluidală și de microsienite porfirice pentru rocile cu fenocristale feldspatice și agregate de paragonit.

Microsienitele foidice. Feldspații euhedrali proaspeți cu $2V\alpha = 40 - 56°$, $PMO \perp (010)$ reprezintă ortoze criptopertitice de temperatură ridicată și apar alături de cristale anhedrale slab pertitice $2V\alpha = 64 - 70°$, $PAO \perp (010)$ cu birefringență anomală și macle Baveno.

Institutul Geologic al României

Nefelinul, în fenocristale limpezi, rar zonate, este substituit parţial sau total de cancrinit (pl. XXVII , fig. 2, 3). În filoanele din apropierea corpurilor, cristalele apar bordate de sodalit.

Cancrinitul apare ca plaje cu extincţii simultane, coroane la marginea cristalelor de nefelin sau agregate granulare.

Augit-egirinul are frecvent habitus acicular ; de asemenea, cristale zonate rar, cu părţi centrale din augit titanifer (pîrîul Dres).

Melanitul apare frecvent în grupul de filoane de pe pîrîul Dres şi este substituit neuniform de cancrinit. Asocierea celor două minerale determină aspecte poikilitice.

M i c r o s i e n i t e l e p o r f i r i c e . Microsienitele porfirice alcătuiesc un număr mare de filoane localizate în valea Eşelniţa, pîrîul Dres, pîrîul Cusa, pîrîul Crivitza, creasta Natamene, pîrîul Seracova, pîrîul Piţigui. Rocile apar de obicei alterate, recunoscîndu-se uşor datorită fenocristalelor mari de feldspat roz. Ele au fost descrise ca porfire cu anortoză (S t r e c k e i s e n , G i u ş c ă , 1932 ; C o d a r c e a , 1936), dar feldspaţii au PAO || (010) şi 2 $V\alpha = 64°$ ceea ce corespunde unor sanidine bogate în potasiu (D e e r et al., 1967).

Alături de fenocristalele de sanidină se dezvoltă, mai rar, agregate de paragonit în conture hexagonale. Adăugăm prezenţa unor acumulări xenomorfe, opace, de hematit în masa fundamentală (pl. XXVII, fig. 1).

7.1.3. Mineralogia în corelaţie cu structura corpurilor şi ordinea de cristalizare

Descrierea tipurilor petrografice ce alcătuiesc corpurile şi dyke-urile din seria de Neamţu evidenţiază o variaţie însemnată în proprietăţile optice ale mineralelor precum şi prezenţa în parageneze a unor faze minerale succesive. Aceste fapte obligă la o corelaţie a proprietăţilor mineralelor cu etapele şi condiţiile lor de cristalizare şi crează astfel o bază genetică de discuţie. În acelaşi timp, abordarea problemei după aceste poziţii poate confirma sau infirma prezenţa structurilor circulare din punct de vedere mineralogic.

7.1.3.1. **Nefelinul.** Idiomorfismul cristalelor şi prezenţa lor ca incluziuni în feldspaţi poate constitui un argument al separării în etapele primare ale cristalizării unei topituri. Zonarea, observată la unele cristale din corpuri şi dyke-uri, nu se reflectă, aşa cum ne-am fi aşteptat, în variaţii ale birefringenţei. Ea este probabil rezultatul depunerii ritmice a nefelinului cu conţinut variat în silice (D e e r et al., 1967) şi nu al unei variaţii în raportul Na :K.

Simetria hexagonală este caracteristică formelor de temperatură scăzută, dar această observaţie nu poate fi absolutizată fără a urmări indicaţiile de temperatură date de mineralele coexistente.

În diferitele tipuri de roci examinate pentru variate faciesuri structurale a fost consemnată asociaţia nefelin-feldspat potasic. Dat fiind faptul

Institutul Geologic al României

că în cazul feldspaţilor am putut urmări unele proprietăţi cu semnificaţii termice (2 V şi pertitele), o corelaţie nefelin-feldspat potasic este posibilă.

Astfel, nefelinul este asociat în sienitele foidice grosiere cu feldspaţi pertitici şi micropertitici (2 $V\alpha = 60 - 70°$), iar în rocile fin granulare sau în dyke-uri cu feldspaţi relativ omogeni în care aceste concreşteri sînt foarte dezvoltate (2 $V = 40 - 50°$). Fiind cunoscut faptul că 2 V pentru feldspaţi scade cu creşterea temperaturii, iar prezenţa sau absenţa pertitelor reflectă oricum o variaţie a Na în sistem, trebuie să admitem, cel puţin, că intervalul termic al nefelinului este destul de larg şi că probabil adaptarea chimismului la structura sa internă este posibilă. De fapt, H a m i l t o n (1961) a arătat că raportul Na : K în seria $NaAlSiO_4$ — $KAlSiO_4$ poate să varieze fără modificări structurale evidente. În acest fel, simetria hexagonală se poate menţine în ciuda unor mutaţii care se petrec în timpul răcirii rocilor.

Modificările suferite de nefelin după cristalizare sînt evidente din relaţiile sale cu cancrinitul, sodalitul, zeoliţii şi paragonitul. Toate aceste minerale îl înlocuiesc în proporţii diferite la pseudomorfoze totale sau parţiale.

Cantitatea iniţială de nefelin a fost desigur mai mare şi relativ constantă. În rocile examinate există totuşi variaţii procentuale mici care dispar dacă facem suma % nefelin + % cancrinit (tab. 13 — 16). Reiese şi de aici că substituţia nefelinului cu cancrinitul, într-o etapă ulterioară, a modificat raporturile iniţiale.

7.1.3.2. **Feldspaţii.** Feldspaţii prezintă variaţii morfologice, optice şi chimice evidente. Feldspaţii potasici confirmă modificările din corpuri şi dyke-uri prin : apariţia de fenocristale idiomorfe în rocile care s-au consolidat în zonele marginale ale corpurilor sau pe crăpături şi prin existenţa unor cristale lipsite de contur, uneori apărînd în interstiţii, cu proprietăţi optice variabile în toate rocile. Cele două moduri de apariţie pot fi interpretate ca fiind corespunzătoare unor momente diferite de cristalizare.

În rocile examinate (cu excepţia microsienitelor porfirice) PAO este $\perp$ (010), ceea ce indică apartenenţa feldspaţilor la serii de temperaturi medii spre coborîte. În cadrul acestor serii se remarcă variaţii ale 2 V de la 70 — 40° (inclusiv microsienitele foidice), care corespund creşterii temperaturilor de cristalizare în corpuri, din zonele centrale spre cele periferice, iar în dyke-uri, la separarea în fazele timpurii a fenocristalelor (fig. 62). Această tendinţă se poate corela în cazul de faţă cu diferitele tipuri de pertite. De obicei, în faciesurile periferice sau filoniene concreşterile pertitice sînt slab dezvoltate. Situaţia nu este valabilă pentru faciesurile grosiere sau normal granulare ale sienitelor foidice unde, alături de pertite regulate tip „stringlets" sau „strings" apar şi „replacement". Albitul substituie evident feldspatul potasic într-o fază tardivă cristalizării acestuia.

Dintre alte modificări secundare pe care le-a suferit feldspatul potasic menţionăm caolinizările relativ frecvente şi recristalizările parţiale ce au condus la apariţia cristalelor proaspete alături de cele alterate.

Institutul Geologic al României

7.1.3.3. **Piroxenii.** Din punct de vedere mineralogic piroxenii aparţin seriei augit-egirin-egirin şi nu prezintă modificări pregnante de la un tip de rocă la altul. Observaţii interesante pentru condiţiile de cristalizare ale acestui mineral pot fi făcute pe cristalele zonate şi în special pe acelea care au în

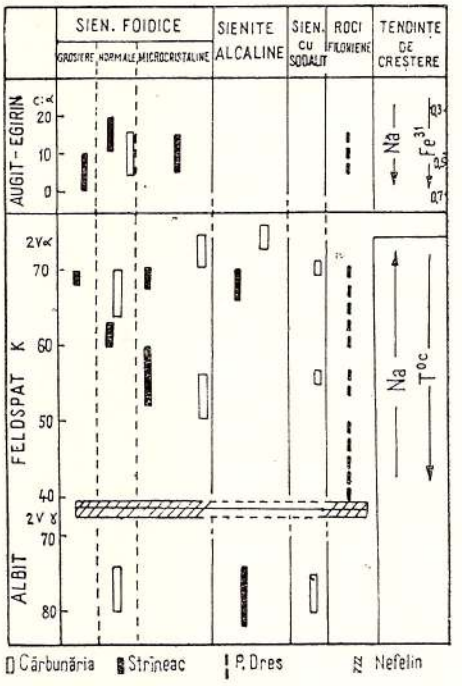


Fig. 62. — Variaţia proprietăţilor optice ale principalelor minerale din rocile sienitice localizate în cristalinul de Neamţu.
Variation of optical properties of the main minerals of the sienitic rocks located in the Neamţu crystalline.

centru augit titanifer. Cumularea valorilor $c : \alpha$ pe diferite cristale zonate şi paralelizarea lor cu alte proprietăţi (pleocroism, 2 V, chimism) (tab. 17) conduce la ideea îmbogăţirii în Fe^{+3} şi implicit o creştere relativă a Na pe măsura cristalizării lor. O reacţie între augitul titanifer şi augit-egirinul trebuie de asemenea presupusă.

Relaţiile descrise justifică gruparea mineralelor ce intră în componenţa sienitelor foidice din corpurile şi dyke-urile de la Strineac şi Cărbunăria, în două asociaţii distincte temporal şi genetic : magmatice şi post-magmatice (fig. 63).

Asociaţia magmatică s-a format într-o primă etapă de cristalizare şi cuprinde în ordinea separării : zircon, apatit, sfen, melanit, urmate de apariţia augitului titanifer. Acesta, instabil într-un mediu bogat în Na şi Fe^{+3} reacţionează (discontinuu) şi dă naştere piroxenilor din seria augit-egirin-egirin, din ce în ce mai bogaţi în Na (cristalele zonate constituie un argument pentru acest proces). Perioada care încheie separarea piroxenilor deschide cristalizarea nefelinului într-un mediu relativ fluid care nu a

Institutul Geologic al României

TABELUL 17

Variația proprietăților optice la piroxeni

Proprietăți	Zona			
	centrală	mediană	periferică	
culoarea	incolor-slab violaceu	brun verzui	verde-brun	verde închis
$c:\alpha$	38—40°	20—17°	0—6°	0°
$2V\alpha$			70—60°	
Fe^{3+} calculat pentru 6 oxigeni (Deer et al., 1967)		0,3—0,5	0,5—0,7	0,7—0,8
diagnostic	augit titanifer	augit-egirin		egirin

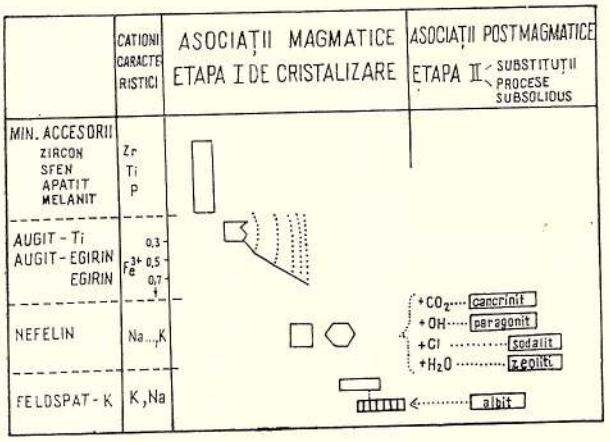


Fig. 63. — Ordinea de cristalizare a mineralelor în rocile sienitice de la Strineac și Cărbunăria.
Classification order of the minerals in the Strineac and Cărbunăria sienitic rocks.

stînjenit apariția cristalelor idiomorfe. În zonele de la periferia corpurilor sau în dyke-uri se separă cristalele idiomorfe de feldspați alcalini slab pertitici și apoi, în spațiul rămas, cristalizează restul feldspaților. Scăderea treptată a temperaturii în zonele centrale favorizează apariția într-un ultim moment magmatic a cristalelor xenomorfe de feldspați pertitici.

Asociația postmagmatică aparține unei etape tardive în care un rol însemnat l-au jucat fenomenele de substituție sub acțiunea volatilelor (CO_2, OH, Cl) sau ca rezultat al adaptărilor la temperatură.

Apariția cancrinitului și paragonitului — probabil simultană — este un rezultat al reacției nefelin + CO_2 și respectiv H_2O. Sodalitul, în majoritatea rocilor, reprezintă o fază tîrzie, localizată pe nefelin sau feldspat potasic (sienitul cu sodalit), posterioară chiar cancrinitului.

Institutul Geologic al României

Albitul se poate include în cadrul acestei etape fiind tardiv în raport cu feldspatul potasic.

Succesiunea de formare a mineralelor şi variaţia proprietăţilor lor confirmă existenţa unei zonalităţi în corpurile studiate — a unor structuri circulare, efect al răcirii şi cristalizării unor magme alcaline în cel puţin două etape.

7.1.4. Chimismul rocilor sienitice

Sienitele foidice şi sienitele alcaline care formează corpurile alcaline de la Strineac şi Cărbunăria au fost testate chimic prin 4 analize efectuate pe roci din zonele lor centrale şi periferice. Rezultatele analizelor prezentate în tabelul 18 confirmă caracterul lor miaskitic şi permit următoarele observaţii :

— corpurile de la Strineac şi Cărbunăria se caracterizează printr-un chimism asemănător, părţile lor centrale apar mai sărăcite în SiO_2 decît părţile lor periferice, în acelaşi sens se constată o îmbogăţire în Na_2O;

TABELUL 18

Compoziţia chimică a rocilor sienitice

Oxizi	Cărbunăria		Strineac	
	sienite foidice		sienite foidice	sienite alcaline
	zona* centrală 1 %	zona** centrală 2 %	zona** centrală 3 %	zona** centrală 4 %
SiO_2	50,68	54,70	52,46	58,25
Al_2O_3	23,68	25,20	22,21	24,70
Fe_2O_3	0,44	1,40	6,29	4,00
FeO	1,15	1,25	0,99	—
CaO	3,36	0,70	3,08	1,01
Na_2O	0,66	6,94	6,98	2,12
K_2O	7,44	6,00	7,99	8,19
H_2O	1,41	1,84	1,76	1,30
CO_2	0,97	—	—	—
TOTAL :	89,68	98,03	101,76	99,57
$\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$ = 0,67		0,51	0,67	0,41

*Analist R. Giuşcă, I. G. G., Bucureşti.
**Analist I. Anastasiu, I. G. P. S. M. S., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— conținutul de alcalii și aluminiu apare ridicat ;

— conținutul de oxizi raportat la SiO_2 prezintă variații identice în ambele corpuri (fig. 64) ;

— menținerea constantă și relativ ridicată a conținutului de apă.

Indicele agpaitic $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 < 1 = 0,67 - 0,41$ corespunde rocilor cu caracter miaskitic (S ö r e n s e n, 1960) confirmat altfel

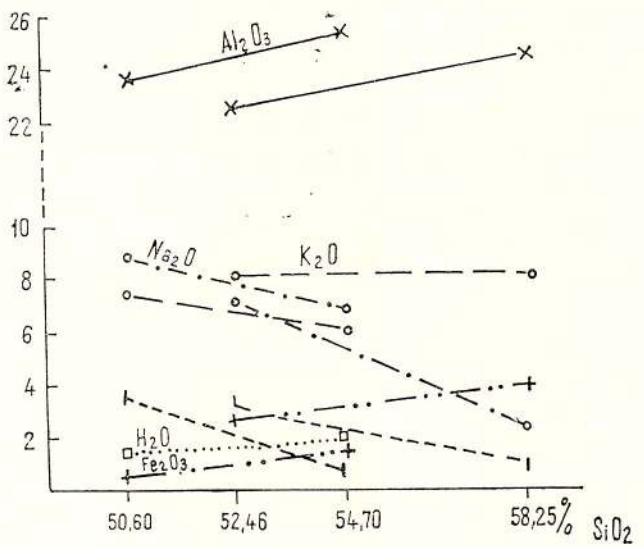


Fig. 64. — Diagrama de variație a oxizilor din rocile sienitice de la Strineac și Cărbunăria.
Variation diagram of the Strineac and Cărbunăria sienitic rocks.

atît de prezența simultană a Zr, Ti și P (deduse din mineralele accesorii) cît și de ordinea de cristalizare. Valoarea indicelui agpaitic pentru sienitele foidice din zona centrală a corpurilor de la Strineac și Cărbunăria este identică (0,67).

Prin caracterele chimice menționate se poate presupune apartenența lor la o provincie de tipul Urali, Tian-Șan (V o r o b i e v a, 1960) și Winsconsin (E m m o n s, 1933).

Tendințele chimice remarcate se corelează cu concluziile observațiilor mineralogice pentru feldspați și piroxeni, iar conținutul ridicat de apă al rocilor respective corespunde micelor sodice hidroxilate ce se dezvoltă într-un stadiu postmagmatic.

7.1.5. Petrogeneza

În legătură cu geneza rocilor alcaline din cristalinul de Neamțu, două probleme se impun în mod deosebit : modul de cristalizare a topiturii ce a generat aceste roci, pentru a explica relațiile dintre sienitele foidice și sienitele alcaline ; legătura dintre cristalizarea magmatică și procesele postmagmatice.

Institutul Geologic al României

În ce măsură rocile discutate sînt consanguine sau își trag originea din granitoidele de Ogradena (?) constituie o altă problemă importantă referitoare la sursa topiturilor alcaline.

Aria restrînsă în care apar aceste roci, limitele nete față de formațiunile înconjurătoare și controlul structural marcant, sugerează de la început punerea în loc a unor topituri reziduale. Caracterul lor subsaturat a fost deja menționat.

Datele experimentale recente (N o l a n, 1966; M i l l h o l e n, 1971) postulează apariția unor astfel de topituri în condiții de T și P foarte asemănătoare sistemelor granitice.

În paralel cu aceasta, realizarea unor topituri în sistemul Na_2O — Al_2O_3 — Fe_2O_3 — SiO_2 (B a i l e y, S c h a i r e r, 1966) a evidențiat rolul deosebit pe care îl are acmitul [30] în imprimarea „tendinței" topiturilor reziduale.

Astfel, prezența egirinului și augit-egirinului alături de nefelin-feldspat potasic impune existența într-un stadiu inițial a unei topituri bogate în silicați de Na (N o l a n, 1966). Considerăm că un astfel de lichid ar putea constitui reziduul unei topituri parțiale (fuziune parțială în zone mai adînci din scoarță) din care cristalizaseră deja minerale bogate în Al și Ca. B o w e n încă din 1945 imaginează un „plagioclase effect" pentru a explica generarea silicaților de Na în lichidul rezidual. Acest lichid rezidual avînd în compoziție Al mai puțin decît Na + K + Ca poate urma un curs diferit în funcție de gradul de oxidare al fierului.

Răcirea rapidă a acestui lichid, ce a generat sienitele din periferia corpurilor, nu a permis reacția dintre Fe^{+3} și Al existent, conducînd astfel la apariția hematitului xenomorf alături de feldspat potasic și albit.

Răcirea lentă în zonele centrale ale corpurilor puse în loc, probabil într-un moment ulterior, a facilitat reacția augit titanifer — lichid, fixarea Fe^{+3} și eliberarea Al din noul produs de reacție augit-egirinul-egirinul (fig. 65). Sînt create astfel condițiile pentru separarea într-o fază ulterioară a nefelinului care adaptîndu-și rețeaua la condițiile de răcire lentă poate elibera o parte din Na.

În domeniul subsolidus — după cristalizare — nefelinul este instabil între 400 — 500°C în prezența apei și suferă o transformare în paragonit. Condițiile termice ale acestei reacții (pe care o presupunem) au fost determinate experimental, iar paragonitul separat din fază de vapori în timpul răcirii de către B o e t c h e r, W y l l i e (1969).

Pe de altă parte, solubilitatea mică a CO_2 în topiturile de silicați (H a m i l t o n, 1951) a permis acumularea lui și reacția cu nefelinul pentru a genera cancrinitul.

Lipsa oricărei afinități chimice și mineralogice, dar mai mult, diferențele structurale majore și depărtarea în timp a sienitelor față de granitoidele de Ogradena, ne împiedică să realizăm o afiliație genetică între aceste două tipuri petrografice. Confirmarea pe cale experimentală a unor temperaturi scăzute de cristalizare în sistemul nefelin — acmit —

[30] Termenul este folosit în lucrările experimentale ca echivalentul egirinului din sistemele naturale.

Institutul Geologic al României

— albit — silice — apă (N o l a n, 1966; M i l l h o l e n, 1971) ne face să presupunem existența în apropierea granitoidelor de Ogradena și în fundamentul cristalinului de Neamțu a unor procese de fuziune parțială care să fi generat în timpuri mult mai recente (probabil alpin-laramic?) topituri silicatate bogate în Na și din a căror reziduuri să fi cristalizat micile corpuri de roci alcaline de la Strineac și Cărbunăria.

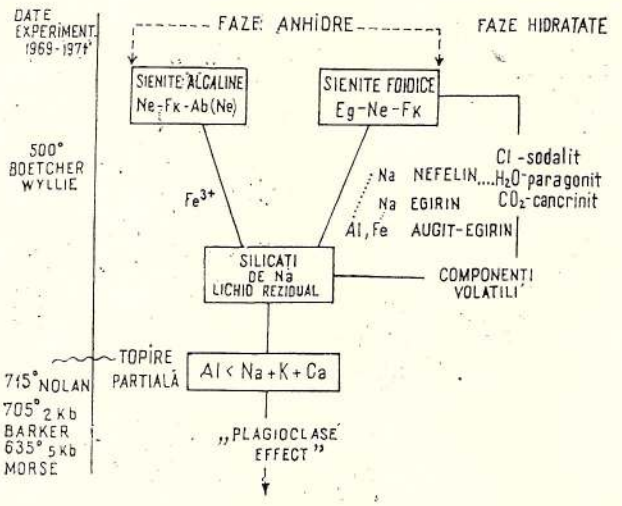


Fig. 65. — Mecanismul diferențierii topiturilor alcaline.
Processes of alkaline meltings differentiation.

7.2. MICROGRANODIORITE PORFIRICE

În complexele cristalinului de Neamțu și în granitoidele asociate se întîlnesc filoane discordante de microgranodiorite porfirice cu largi variații ale raportului dintre fenocristale și masa fundamentală. Filoanele au grosimi de 0,50 — 2 — 3 m și pot fi urmărite pe sute de metri. Apar pe văile Mraconia, Costineț, Satului, Mala, Eșelnița și Crivița și mai rar în bazinul Seracova-Pițigui. Aspectele structurale și compoziția mineralogică a acestor roci prezintă multe afinități cu rocile din provincia laramică.

Structura lor este evident porfirică, determinată de prezența unor fenocristale, de obicei euhedrale, într-o masă microgranulară, uneori granofirică (pl. XXVIII, XXIX, XXX).

Textura este fie masivă, fie fluidală, determinată de orientarea preferențială a unor microlite de feldspați sau de orientarea lamelor de mică.

În compoziția rocii intră : feldspați plagioclazi, cuarț, biotit, muscovit și întîmplător microclin.

P l a g i o c l a z u l este frecvent sub formă de cristale subhedrale (1 — 2 mm Ø), iar masa de bază ca microlite (0,2 — 0,05 mm Ø) sau cristale anhedrale. De obicei este proaspăt și adesea zonat normal sau recurent. Numărul zonelor este de regulă mic, iar zonele sînt mai late în partea centrală a cristalelor și mai înguste spre margine. Conținutul în anortit este

Institutul Geologic al României

evident variabil, media oscilînd între 20 — 32%. Maclele polisintetice sînt omniprezente (tip Albit, Albit-Carlsbad, Periclin şi Manebach). Uneori se remarcă coroziuni ale plagioclazilor de către masa fundamentală, iar alteori concentrări ale acestuia cu cuarţul (pl. XXVII).

C u a r ţ u l formează cristale izolate sau agregate de granule (uneori îndinţate şi cu extincţie rulantă) (!). Atît cristalele cît şi agregatele pot apare corodate de masa fundamentală sau bordate de o coroană formată din epiodt şi cuarţ (pl. XXVII, fig. 1).

B i o t i t u l şi m u s c o v i t u l apar în proporţii variabile sub formă de lamele alungite şi frecvent răsucite (!!).

Biotitul este brun-închis cu pleocroism evident; uneori, apare cloritizat.

În constituţia masei fundamentale intră cristale anhedrale de plagioclaz, cuarţ, sericit şi microclin.

Chimismul microgranodioritelor porfirice. Cu caracter informativ au fost efectuate două analize chimice şi spectrale pe probe colectate din filoane de microgranodiorite porfirice ce aflorează în pîrîul Mala (829) şi pîrîul Seracova (610).

Conţinutul în oxizi al acestor probe (tab. 19) confirmă compoziţia granodioritică dată de examenul microscopic.

TABELUL 19

*Compoziţia chimică a microgranodioritelor porfirice**

oxizi %	Proba nr. 829 p. Mala	Proba nr. 610 p. Seracova
SiO_2	68,68	69,37
Al_2O_3	14,40	15,00
Fe_2O_3	0,75	1,06
FeO	2,06	1,84
MgO	1,30	1,25
CaO	1,96	4,05
Na_2O	4,19	4,09
K_2O	3,86	1,83
TiO_2	0,40	0,21
P_2O_5	0,10	0,08
MnO	0,06	0,02
S	0,08	—
$H_2O + 105$	1,67	0,49
Total	99,51	99,29

*Analist M. C r i s t e a, I. G. P. S. M. S., Bucureşti.

Valorile conţinuturilor în oxizi ale microgranodioritelor porfirice apar pentru SiO_2, Al_2O_3, FeO şi Fe_2O_3, MgO, CaO şi chiar K_2O net diferenţiate de valorile aceloraşi oxizi ai rocilor granitoide.

Institutul Geologic al României

În ideea că filoanele reprezintă diferenţiate finale ale rocilor granitoide, fără îndoială că chimismul lor ar fi trebuit să reflecte acest lucru. Prin valorile menţionate, microgranodioritele porfirice capătă o evidentă individualitate chimică.

Consideraţii genetice. Compoziţia mineralogică a microgranodioritelor porfirice precum şi relaţiile lor cu rocile care le găzduiesc evidenţiază două aspecte importante pentru precizarea originii lor.

a) Prezenţa în masa lor fundamentală a unor relicte (enclave enalogene) sub formă de agregate lenticulare de cuarţ cu extincţie ondulatorie şi a unor cristale de biotit brun cu vizibile urme de deformare.

Observaţia este de natură să sugereze pentru originea materialului ce a generat aceste roci, fenomene de topire care au permis trecerea micelor şi parţial a cuarţului din rocile preexistente în magma granodioritică. Pentru localizarea acestor fenomene — în zone adînci, de origine a magmei sau undeva în zonele superficiale, de înglobare a acestor enclave — nu avem argumente suficiente. Ni se pare însă semnificativă participarea într-un fel sau altul, a materialului din zona cristalinului de Neamţu şi a granitoidelor de Ogradena la originea acestor roci.

b) Apariţia în intercalaţiile de calcare cristaline care sînt traversate de microgranodiorite a unor cuiburi şi zone difuze centimetrice, cu parageneză de skarne (granat + diopsid + epidot — vezi „Descrieri petrografice").

Dimensiunile mici ale acestor zone şi prezenţa lor în imediata vecinătate a filoanelor de microgranodiorite argumentează natura paragenezei menţionate, ca efect metasomatic al punerii în loc a acestor roci şi nu ca rezultat al unor transformări determinate în ansamblu de rocile granitoide.

Ni se pare argumentată astfel ideea că microgranodioritele porfirice nu prezintă afinităţi petrografice cu rocile granitoide, ci reflectă prezenţa în zonă a unui fenomen magmatic recent, similar celui laramic din Banatul de sud.

7.3. LAMPROFIRELE

Lamprofirele apar în filoane discordante localizate atît în şisturi cristaline cît şi în rocile granitoide. Grosimea filoanelor nu depăşeşte 0,75 — 1 m. Limitele lor sînt foarte nete faţă de formaţiunile înconjurătoare şi rocile — adesea proaspete.

Din punct de vedere petrografic cele mai frecvente tipuri sînt kersantitele şi camptonitele (pl. XXXI).

7.3.1. Kersantitele

Sînt roci de culoare negru-verzuie cu structură porfirică şi textură masivă sau fluidală. În compoziţia mineralogică intră biotit, augit, plagioclaz, apatit, clorit, oxizi şi hidroxizi de fier.

Institutul Geologic al României

Biotitul apare sub formă de lamele (agregate lamelare) de culoare brun-roşcată (pleocroism, γ-brun-roşcat, α-galben) de obicei proaspete. Uneori, pe clivaje este depus calcit.

Augitul se prezintă în cristale prismatice scurte, euhedrale sau subhedrale, incolore cu $c:\gamma = 48°$.

Plagioclazul este un andezin spre labrador uneori proaspăt, alteori alterat (sericitizat sau caolinizat).

Cloritul şi calcitul apar ca produse secundare, fie pe fisuri, fie în diverse goluri din rocă.

7.3.2. Camptonitele

Rocile apar sub formă de filoane pe pîraiele Sohodol şi Satului. Sînt roci de culoare negru-verzuie, cu structură cristalină slab porfirică şi textură neorientată. Principalele minerale componente sînt : plagioclazul (45 — 50% An), augit-egirinul, oxizii de fier şi uneori un feldspat alcalin.

8. VÎRSTE

Evitarea în cadrul lucrării de faţă a abordării problemelor de poziţii cronologice şi stratigrafice ne-a fost dictată, pe de o parte, de lipsa unor argumente clare pentru astfel de aprecieri iar pe de altă parte, de convingerea că „controlul" timpului geologic este o problemă delicată iar, prin natura observaţiei noastre şi a problemelor pe care ni le-am pus, greu de rezolvat. Este motivul pentru care această discuţie face obiectul unui aşa de scurt capitol. Vom încerca cîteva corelări cu formaţiuni din domeniul danubian a căror vîrstă a putut fi argumentată.

Studiile complexe asupra cristalinului autohton din Carpaţii Meridionali şi încercările cercetătorilor de a corela diversele formaţiuni din cadrul lor au stabilit vîrsta *Precambriană* pentru seriile de şisturi cristaline Ielova, Poiana Mraconiei, Lainici-Păiuş, cu care de obicei se asociază masive granitoide (Giuşcă et al., 1969 ; Savu, 1971). În cadrul acestor încercări seria de Neamţu (cristalinul de Neamţu şi Ogradena în lucrarea noastră) nu face obiectul unor consideraţii directe şi, în acest fel, nu apare datată stratigrafic.

Observaţiile noastre privitoare la acest cristalin ne sugerează posibilitatea unei corelări între momentul de metamorfism al acestei serii şi momentul de metamorfism al seriilor menţionate considerat, de majoritatea cercetătorilor, ca *Prebaicalian* (Giuşcă et al., 1969 ; Savu, 1972).

Nu avem de asemenea motive să diferenţiem vîrsta granitoidelor de Ogradena de vîrsta majorităţii granitoidelor din Carpaţii Meridionali, stabilită în alte masive (atît prin determinări de vîrstă absolută cît şi prin relaţii stratigrafice clare), ca fiind *Baicaliană* (Bercia, Năstăseanu, 1968 ; Giuşcă et. al., 1969 ; Savu, 1970 — 1973 ; Berza, 1972 ; Schuster, 1971). Desigur însă, că această apreciere trebuie

Institutul Geologic al României

făcută referindu-ne la momentul punerii în loc sincron cu desăvîrşirea stilului tectonic al cristalinului de Neamţu.

Plecînd de la aceste consideraţii şi raportînd evoluţia granitoidelor şi a cristalinului limitrof la momente culminante din evoluţia scoarţei (Prebaicalian, Baicalian) credem că fenomenele de retromorfism ce au afectat cristalinul de Neamţu sînt legate de „momentul" *Hercinic*.

În această „vedere cronologică" ni se pare aproape normal a considera magmatitele tardive, care nu prezintă nici o afinitate petrografică cu celelalte roci descrise şi faţă de care arată relaţii clare de discordanţă, ca aparţinînd *Alpinului* (pl. XXXVI).

Sintetizînd deci, optăm pentru următoarele paralelizări vîrstă — complex petrografic :

I — *Prebaicalian* — metamorfismul cristalinului de Neamţu;
II — *Baicalian* — moment precinematic — granitoidele de Lucidol;
— moment sincinematic — granitoidele de Ogradena;
III — *Hercinic* — retromorfismul parţial al cristalinului de Neamţu;
IV — *Alpin* — magmatite alcaline (sienite) şi calcoalcaline (microgranodiorite porfirice).

9. CONCLUZII

Concluzii privind geologia de ansamblu şi evoluţia regiunii

— Zona din Banatul de sud-est, cuprinsă între valea Săcărştiţa — valea Cernei — Dunăre şi valea Mraconiei, are o evoluţie complexă şi se poate considera clasică pentru studiul relaţiilor dintre granitoide şi şisturi cristaline.

— În cadrul cristalinului de Neamţu, alături de granitoidele de Ogradena, se conturează pentru prima dată granitoidele de Lucidol, o formă de manifestarea a unui magmatism vechi cu caracter precinematic (în raport cu mişcările baicaliene).

— Cristalinul de Neamţu, în sine, grupează produse de metamorfism formate în condiţiile faciesului amfibolitelor, subfacesul cu staurolit-almandin, reluate parţial, într-o etapă mai nouă, într-un metamorfism regresiv în condiţiile faciesului şisturilor verzi. Se conturează astfel, în cadrul vechii serii de Neamţu, un complex de retromorfite şi cataclazite neindicate cartografic în literatura noastră.

— Prin studiul structural se confirmă poziţia granitoidelor de Ogradena în axul unui anticlinoriu major şi se defineşte în cadrul acestora o structură anticlinorie ce se pierde la nord de valea Eşelniţa într-o structură monoclinală. Se defineşte caracterul *parautohton* şi *sincinematic* al acestor granitoide.

— Intercalaţiile de şisturi cristaline reprezintă o trăsătură definitorie a masivului Ogradena. Ele reprezintă resturi ale unui vechi „coperiş" cristalin al cărui grad de metamorfism a fost conservat de punerea în loc a granitoidelor respective. Se aduc astfel contribuţii la descifrarea relaţiilor dintre şisturile cristaline şi rocile granitoide, la precizarea tipurilor de enclave şi la evidenţierea semnificaţiei lor.

Institutul Geologic al României

— În evoluţia regiunii se evidenţiază clar 4 etape distincte marcate de:

I — metamorfismul cristalinului de Neamţu şi punerea în loc a granitoidelor de Lucidol;

II — de conturare a structurii cristalinului şi punere în loc a granitoidelor de Ogradena;

III — de retromorfism al cristalinului de Neamţu;

IV — de apariţie a magmatitelor alpine.

Concluzii privind granitoidele

— Punerea în loc a granitoidelor — de Lucidol şi Ogradena — a fost controlată de sisteme de fracturi adînci care, în timpul evoluţiei regiunii, au funcţionat de la vest la est şi care, parţial (cele vestice), în timpurile mai noi, au fost regenerate, stimulînd procese de retromorfism. Se confirmă astfel rezultate mai vechi ale cercetării geologice în terenurile cristalofiliene şi anume, legătura dintre deformare şi retromorfism.

— Granitoidele de Lucidol şi granitoidele de Ogradena reprezintă produse ale unor procese de amploare — palingenetice şi anatectice — care s-au desfăşurat succesiv, în zone de adîncimi diferite ale scoarţei, la contactul „domeniului de Neamţu" cu „blocul" consolidat arhaic ce a constituit, în evoluţia zonei, un important „contrafort" (probabil cu importante fenomene de subîmpingere — subducţie) (pl. XXXVI).

Încercarea noastră de a descifra petrografia, chimismul şi structura masivului Ogradena evidenţiază ideea că granitoidele de Ogradena, în forma lor actuală, nu reprezintă produsele unui singur moment petrogenetic. La realizarea acesteia, în timp geologic, au participat două procese importante: *deformarea* şi *transformările subsolidus*, responsabile în mare pentru desăvîrşirea faciesurilor gnaisice şi masive din cadrul plutonului cercetat.

Concluzii privind mineralogia

— Feldspaţii potasici din granitoide — microclinul intermediar şi cel maxim — reprezintă rezultatul unui lung proces evolutiv şi în esenţă, al adaptării la diferite condiţii de răcire şi deformare.

— Forma de cristalizare primară a feldspatului potasic trebuie să fi avut simetrie monoclinică, formele actuale, cu grade diferite de triclinicitate, fiind dobîndite prin transformări subsolidus.

— Observaţiile asupra feldspatului potasic indică de asemenea: marea mobilitate a acestuia în procesele subsolidus şi marea sa stabilitate chimică după atingerea simetriei triclinice; adaptarea reţelei cristaline a feldspatului potasic la condiţii dinamice (stress, laminare) şi evidenţierea acestora prin prezenţa maclelor în grătar şi variaţia proprietăţilor optice ($2V$, extincţie); posibilitatea de existenţă în ariile de maximă deformare a unor feldspaţi potasici cu semn optic pozitiv.

Institutul Geologic al României

Concluzii privind magmatitele alpine

Sienitele şi microgranodioritele porfirice din zona Ogradena reprezintă diverse forme de manifestare ale unui magmatism alpin şi nu un „cortegiu filonian" al granitoidelor de Ogradena. Rocile sienitice alcaline apar sub formă de corpuri cu structuri zonare şi dyke-uri şi reprezintă produsele de consolidare a unor topituri silicatate sodice formate prin fuziune parţială în fundamentul cristalinului de Neamţu din apropierea granitoidelor de Ogradena.

— În interpretarea noastră, filoanele de microgranodiorite porfirice reprezintă, de asemenea, produse ale unor magmatite alpine care străbat discordant cristalinul de Neamţu şi granitoidele de Ogradena. Prezenţa acestor roci, avînd multe afinităţi cu magmatitele laramice din Banat în cadrul cristalinului de Neamţu, indică, pentru prima oară, posibilitatea extinderii acestor roci la est de linia Lăpuşnicel — Teregova.

Concluzii privind metoda de studiu

— În studiul masivelor granitoide „eterogene" asociate şisturilor cristaline şi avînd relaţii variate cu acestea, abordarea complexă, din punct de vedere mineralogic, chimic şi structural apare ca o condiţie „sine qua non".

— Cercetarea comparativă a tipurilor petrografice şi a formaţiunilor cu care granitoidele vin în contact se impune ca o etapă necesară. De un real folos apare, de asemenea, studiul direct al contactelor dintre şisturile cristaline şi granitoide sau dintre diversele faciesuri ale acestora (gnaisice, masive).

— Premiza unor rezultate satisfăcătoare o reprezintă, pentru aceste cerinţe, probarea sistematică şi analiza completă a fiecărei probe luată în studiu.

— Cunoaşterea mai bună a masivelor granitoide, în ansamblul lor, şi a granitoidelor, în detaliu, se poate realiza printr-un studiu complet al relaţiilor dintre mineralele componente la scară microscopică.

BIBLIOGRAFIE

Alling H. L. (1938) Perthite Types. *Journ. Geol.*, 46, Chicago.

Anastasiu N. (1971) Feldspaţii potasici din rocile granitoide de la Ogradena. *St. cerc. geol., geof., geogr., Ser. geol.*, 16, 1, p. 275—283, Bucureşti.

— (1972) Structura plutonului Ogradena. *St. cercet. geol., geof., geogr. Ser. geol.*, 17, 2, p. 219—234, Bucureşti.

— (1973) Corpurile de roci sienitice din cristalinul Seriei de Neamţu. *Anal. Univ. Buc.*, p. 53—72, Bucureşti.

Backlund H. G. (1953) The Granitization Problem. Inst. Lucas Mallada. *Estud. Geol.*, 9, p. 71—112, Madrid.

Institutul Geologic al României

Bailey D. K., Schairer J. F. (1966) The System $Na_2O-Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2$ at 1 Atmosphere and the Petrogenesis of Alkaline Rocks. *Jurn. Petrology.*, 7, 1, p. 114 — —161, London.

Baird A. K. (1963) Chemical Composition of a Granite Pluton.*Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.*, 73, 22, New York.

Barth T. (1956) Relation between Temperature and the Composition of the Feldspar. *Skrift. Norsk. Uidensk. Akad.*, 1, p. 35—55, Oslo.

— (1962) Theoretical Petrology. London.

— (1965) On the Constitution of the Alkali Feldspars. *Tscherm. Min. Peter. Mitt.*, X, 14—34, p. 1—4, Viena.

Barth T. F. W. (1969) Feldspars. Ed. Willey. London.

Becke F. (1908) Über Myrmekit. *Min. Petr. Mitt.*, 27, p. 376—390.

Berger A. R., Pitcher W. S. (1970) Structures in Granitic Rocks: A Commentary and a Critique on Granite Tectonics. *Proceed. of the Geol. Assoc.*, 81, 3, p. 441—461, London.

Berza T. (1972) Şisturi cristaline şi roci granitoide între valea Tismanei şi valea Bistriţei (Munţii Vulcan). *D. S. Inst. Geol.* LVIII/1, p. 79—107, Bucureşti.

Boetcher A. L., Wyllie P. J. (1969) Phase Relationships in the System $NaAlSiO_4-SiO_2-H_2O$ to 35 Kilobars Pressure. *Amer. Journ. Sci.*, 267, 8, p. 875—910, New York.

Bowen N. L. (1947) Magmas. *Bull. Geol. Soc. Amer,*. 58, p. 263—279, New York.

— Tuttle O. F. (1950) The System $NaAlSiO_4-KAlSi_3O_8-H_2O$. *Journ. Geol.*, 58, p, 489—511, New York.

Brown B. (1962) Aluminium Distribution in an Igneous Rock Maximum Microclin and the Sanidin Microclinic. *Norsk. Geol.* Tiddsskr., 42, 2, Oslo.

Brown G. C., Fyfe W. S. (1970) The Production of Granitic Melts during Ultrametamorphism. *Contr. Miner. and Petrol.*, 28, p. 115—145, Berlin.

Brown K. (1970) A Comment on the Role of Water in the Partial Fusion of Crystal Rocks. *Earth Planet Sci.*, 9. 4. p. 355 —358, Amsterdam.

Buddington C. (1959) Granite Emplacement. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 70, p. 671—747, New York.

Buerger M. J. (1945) The Genesis of Twin Crystals. *Amer, Miner.*, 30, p. 469—482, Washington.

Carman J. H., Tuttle O. F. (1964) Experimental Study Bearing on the Origin of Myrmekite. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 76, p. 29—39, New York.

Chayes F. (1951) Modal Composition of Granites, *Carneg. Inst.*, 50, p. 41—52, Washington.

— (1952) The Finer— Grained Calcalkaline Granites of New England. *I. Geol.*, 60, p. 207— —254.

— (1957) A Provisional Reclassification of Granites. *Geol., Mag.* 94, p. 58—68, London.

Choubert C. (1968) Note sur le mecanisme probable des granitisation. *Proceed. of Symposium on Granites of West Africa*, VII, UNESCO, p. 53—93, Paris.

Codarcea A. (1936) Note preliminaire sur certaines roches eruptives alcalines et sur quelques lamprophyres de la region d'Ogradena. *Bul. sect. geol.*, XVII, p. 1 — 20, Bucureşti.

— (1940) Vue nouvelle sur la tectonique du Banat Meridional et du Plateau de Mehedinţi. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— Codarcea-Dessila Marcela, Ianovici V. (1957) Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. *Bul. Şt. Acad. R.P.R., Secţia geol., geogr.*, II, 3—4, p. 1—65, Bucureşti.

— Pavelescu L. (1963) Considération sur la genèse des roches granitoides de l'Autochtone danubien des Carpates Meridionales. *Asoc. geol. carp-balc. Congres* V, II, 1961, Bucureşti.

Codarcea—Dessila Marcela, Codarcea A. (1968) Consideraţii asupra paleolitologiei şi paleotectonicii zonelor de şisturi cristaline din partea de SE a Banatului. *St. cerc. geol., geof., geogr., Ser. geol.*, 13, 1, Bucureşti.

Codarcea A., Răileanu G., Pavelescu L., Gherasi N., Năstaseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961) Ghidul excursiilor. Carpaţii Meridionali. *Assoc. Geol. Carp. — Balc.* V. Congr., Bucureşti.

Dally R. (1933) Igneous Rocks and the Depths of the Earth. New York.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1967) Rock Forming Minerals. Longmans Edit., New York.

De Sitter L. U. (1969) Geologie structurală. Ed. Tehnică, Bucureşti.

Didier J. (1973) Granites and Their Enclaves. Elsevier, Amsterdam.

— Roques J. (1960) Nature des enclaves dans les differents types des granites du Massif Central Français. *Intern. Congr.*, XIV, p. 194—206, Copenhague.

Dietrich R. V. (1962) K—Feldspar Structural States as Petrogenetic Indicators. *Norsk. Geol. Tiddsskr.*, 42, 2, Oslo.

— Mehnert K. R. (1960) Proposal for the Nomenclature of Migmatites and Associated Rocks. *Intern. Geol. Congr.*, XXI, Copenhagen, 1960. Rept. Session. Norden, Suppl. Sect. 1, 21, p. 56—67, Copenhagen.

Dimitrescu R. (1966) Muntele Mare. Studiu geologic şi petrografic. *An. Inst. Geol.*, XXXV, p. 105—185, Bucureşti.

Donnay J. (1940) Width of Albite—Twinning Lamelle. *Amer. Miner.*, 25, p. 578—586. Washington.

Drescher—Kaden F. K. (1969) Granitprobleme. Akad. Verl. Berlin.

Eitel W. (1958) Structural Conversions in Crystalline Systems. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 66, 183, 183, New York.

Emmons R. C. (1953) Petrogeny of Syenites and Nefeline Syenites of Central Wisconsin. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 52, p. 71—85, New York.

— (1953) Selected Petrogenic Relationship of Plagioclase. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 52, New York.

Eskola P. (1932) On the Origin of Granite Magmas. *Tscherm. Miner. Petr. Mitt.*, 42, p. 455—481, Viena.

— (1950) The Nature of Metasomatism in the Processes of Granitisation. *Inter. Geol. Congr. Britain*, XVIII, 1948, p. 1—9, London.

— (1955) About the Granite Problem and Some Masters of the Study of Granite. *C.R. Soc. Finlande*, 1968, p. 117—130, Helsinki.

— (1956) Postmagmatic Potash Metasomatism of Granite. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 172, p. 85—100, Helsinki.

Fairbairn H. W. (1950) Structural Petrology of Deformed Rocks. Addison Wesley, Reading Edit., London.

Fötterle F. (1869) Die Gegend zwischen Tisovita, Orşova, der Tilva Frasinului und Topleţ im rumänischen Banat. *Verh. d. K. Geol. R. A.*, Wien.

Institutul Geologic al României

Gates R. M. (1953) Petrogenetic Significance of Perthite. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 52, p. 55—69. New York.

Giuşcă D., Bercia I., Kräutner H., Savu H. (1969) Sequence of Tectonomagmatic Prealpine Cycles on the Territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Hung.*, 13, Budapest.

Goldschmidt V. M. (1954) Geochemistry. University Press, Oxford.

Goldsmith J. R. (1952) Diffusion in Plagioclase Feldspars. *Journ. Geol.* 60, p. 288—291, London.

— Laves F. (1954) Potassium Feldspar Structurally Intermediate between Microcline and Sanidine. *Geoch. Cosmoc. Acta*, 6, p. 100—118, London.

— Laves F. (1962) Monoclinic K—Feldspar with Triclinic Morphology. *Norsk. Geol. Tiddsskr.*, 42, 2, Oslo.

Gorai M. (1951) Petrological Studies on Plagioclase Twins. *Amer. Mineral.*, 36, p. 884—901, Washington.

Griggs D., Bell J. (1938) Experiments Bearing on the Orientation of Quartz in Deformed Rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 49, New York.

Grout F. F. (1937) Criteria of Origin of Inclusions in Plutonic Rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 48, p. 1521—1572, New York.

Guitard G., Raguin E., Sabatier G. (1960) La symétrie des feldspates dans les gneiss et les granites des Pyrénées Orientales. *Bull. Soc. Franc. Min. Crist.*, 83, p. 48—56, Paris.

Hafner St., Laves F. (1957) Order/Disorder and Infrared Absorbtion. *Z. Kristallgeom.*, 109, p. 204—225.

Hamilton D. L. (1961) Nephelines as Crystallisation Temperature Indicators. *Journ. Geol.*, 69, 3, p. 325—335, London.

Heier S. K. (1962) Trace Elements in Feldspar. *Norsk. Geol. Tiddsskr.*, 42, 2, Oslo.

— Taylor S. R. (1959) Distribution of Ca, Sr and Ba in Southern Norwegian Precambiran Alkali Feldspar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 14, 17, p. 286—304, London.

Hewlett G. C. (1959) Optical Properties of Potassic Feldspar. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 70, p. 511—523, New York.

Hubbard H. F. (1965) Antiperitite and Mantled Feldspar Textures in Charnochite from SW Nigeria. *Amer. Miner.*, 50. Washington.

Hutton J. (1795) The Theory of the Earth. Edinburgh.

Iannello P. (1971) The Bushveld Granites around Rooiberg, Transvaal, South Africa. *Geol. Rundschau*, 60, 1, p. 630—659, Stuttgart.

Ianovici V. (1938) Considération sur la consolidation du massif syénitique de Ditrău en relation avec la tectonique de la région. *C.R. Acad. Sci. Roum.*, Bucureşti.

Joel N., Muir I. D. (1958) New Techniques for the Universal Stage. *Min. Magazine*, 31, London.

Kamb W. B. (1959) Theory of Preferred Crystal Orientation by Crystallisation under Stress. *Journ. Geol.*, 67, p. 153—170, London.

Keilhau B. M. (1838) Granitens og de vrige saakaldte massive bjergarters samt de Krystallinske skiferes theori. *Nytt Mag. Naturvidenskab.*

Kozakov V. (1956) On the Occurrence of Positive Microclines. *Mem. Soc. Russe Min.*, 85, p. 433—440, Moscow.

Krank E. H., Oja R. V. (1960) Experimental Studies on Anatexis. *Intern. Geol. Congr.*, XXI, XIV, 14, p. 16—29, Copenhagen.

Institutul Geologic al României

Krauskopf K. (1967) Introduction to Geochemistry. Edit. McGraw Hill, New York.

Kräutner H. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *St. cercet. geol., geof., geogr., Ser. geol.*, 13, 2, Bucureşti.

Laves F. (1950) The Lattice and Twinning of Microcline and Other Potash Feldspars. *Journ. deol.*, 58, p. 548—571, London.

— (1952) Phase Relations of the Alkali Feldspars. *Journ. Geol.*, 60, 5, p. 549—574, London.

— Goldsmith J. (1961) Polymorphism, Order, Disorder, Diffusion and Confusion in the Feldspars. *Curs. Conf. Fasc.*, 8, p. 71—80, Madrid.

— Vishwanathan R. (1967) Relation between the Axial Angle and Triclinicity of K—Feldspars and Their Significance for Definition of ,,Stable'' and ,,Unstable'' States of Alkali Feldspars. *Schw. Miner. Petr. Mitt.*, 47, 1, p. 147—162, Berne.

Mackenzie W. S. (1954) The Ortoclase Microcline Inversion. *Min. Mag.*, 30, p. 354—366, London.

— Smith J. V. (1955) The Alkali Feldspar I : Orthoclase Microperthites. *Amer. Miner.*, 40, Washington.

Marfunin A. (1962) Some Petrological Aspects of Order—Disorder in Feldspars. *Miner. Mag.*, 33, p. 298—314, London.

Marmo V. (1956) On the Emplacement of Granites. *Amer. Journ. Sci.*, 254, p. 479—492, New York.

— (1959) On the Stability of Potash Feldspars. *Bull. Comm. Geol. Finland*, 184, p. 133—136, Helsinki.

— (1962) On Granites. *Bull. Comm. Geol.*, 201, p. 3—77, Helsinki.

— (1966) On the Petrological Classification of Granites. *Bull. Comm. Geol. Finland*, 222, p. 1—20, Helsinki.

— (1967) On Granites, A Revised Study. *Bull. Comm. Geol. Finland*, 227, p. 1—83, Helsinki.

— (1971) Granite Petrology and the Granite Problem. *Elsevier Publ. House*, Amsterdam.

Megaw Helen (1962) Order and Disorder in Feldspars. *Norsk. Geolog. Tiddsskr.*, 42, 2, Oslo.

Mehnert K. R. (1968) Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. *Elsevier Publ. House*, Amsterdam.

Michel—Lévy A. (1894) Contributions à l'étude du granite de Flamanville et des granites français en général. *Bull. Serv. Carte Geol. France*, 5, p. 1—41, Paris.

Millholen G. L. (1971) Melting of Nepheline Syenite with H_2O and H_2O+CO_2 and the Effect of Dilution of the Aqueous Phase on the Beginning of Melting. *Amer. Journ. Sci.*, 270, 3, p. 244—254, New York.

Munro M. (1963) Errors in the Measurement of 2V with the Universal Stage. *Amer. Miner.*- 48, p. 308—324, Washington.

Năstăseanu S., Bercia I. (1968) Textul explicativ la harta geologică, scara 1 :200000, foaia Baia de Aramă. Inst. Geol., Bucureşti.

Nemec D. (1967) Determination of the Character of Oriented Potash Feldspar Overgrowth on Plagioclase Crystal in Igneous Rocks. *Contr. Miner. Petr.*, 162, p. 149—156, Berlin.

Niggli P. (1942) Das Problem der Granitbildung. *Schweiz Mineral. Petr. Mitt.*, 22, p. 1—84, Berne.

Nockolds S. R., Allen R. (1956) The Geochemistry of Some Igneous Rock Series. *Geochim. Cosmoc. Acta*, 9, London.

Institutul Geologic al României

Nolan J. (1966) Melting Relations in the System Ab—Ne—Ac—Di—H_2O. *Geol. Soc. London, Q. J.*, 122, p. 486—498, London.

Oftedal I. (1959) Distribution of Ba and Sr in Microcline Section across a Granite Pegmatite Band in Gneiss. *Norsk. Geol. Tiddsskr.*, 39, p. 343—349, Oslo.

Orville M. (1963) Alkali Ion Exchange between Vapor and Feldspar Phases. *Amer. Journ. Sci.*, 261, p. 201—237. New Haven.

Pavelescu L. (1967) Geneza şi evoluţia masivelor de granitoide din Carpaţii Meridionali. *St. cercet. geol., geof., geogr., Ser. geol.*, 12, 2, Bucureşti.

— Răileanu G. (1963) Considérations générales sur l'age des schistes cristallines de l'autochton des Carpates Meridionales. *Asoc. geol. Carp. — Balc. Congr.* V, II, Bucureşti.

Perrin R., Roubault M. (1949) On the Granite Problem. *Journ. Geol.*, 57, London.

Platen H. (1965) Experimental Anatexis and Genesis of Migmatites. In ,,Controls of Metamorphism" by Pitcher W. S. and Flinn G. W., 10, p. 203—213, London.

Popescu G. G. (1971) Retromorfismul şisturilor cristaline din zona zăcămîntului Bălan; semnificaţia sa geologică şi metalogenetică. *An. Univ. Buc. Ser. Geol.*, XX, Bucureşti.

— (1974) Studiul formaţiunilor cristaline cu sulfuri metalice din zona Bălan (Munţii Hăghimaş—Ciuc). Teză de doctorat, MMPG, ODPT, Bucureşti.

Raguin E. (1957) Géologie du granite. Masson, Edit. Paris.

Ramberg H. (1952) The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. *Univ. Chicago Press*, Chicago.

Rankama K., Sahama T. G. (1970) Geochimia. Edit. Tehn., Bucureşti.

Ransom D. M. (1971) Host Control of Recrystallized Quartz Grains. *Min. Mag.*, 28, p. 83—88, London.

Read H. H. (1948) Granites and Granites. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 28, p. 1—19, New York.

— (1957) The Granite Controversy. *Interscі. Dubl.*, New York.

Reynolds D. L. (1958) Granite, Some Tectonic, Petrological and Physico—Chemical Aspects. *Geol. Mag.*, 95, p. 378—396, Oxford.

Roques M. (1955) Etude quantitative des myrmekites. Coll. Intern. Petr. Nancy. *Sci. Terre*, no hors serie, p. 190—193, Nancy.

Rosenbusch H. (1901) Elemente der Gesteinslehre. Schweizerbart'sche, Verl. —Bibl., 565, Stuttgart.

Savu H. (1966) Sienitele cu nefelin de la Mălaia şi poziţia lor în structura cristalinului Lotrului. *D. S. Inst. Geol.*, LIII/3, p. 85—118, Bucureşti.

— (1970) Structura plutonului granitoid de Şuşiţa şi relaţiile sale cu formaţiunile autohtonului danubian. *D. S. Inst. Geol.*, LVI/5, p. 152—161, Bucureşti.

— (1971) Relaţia timp-spaţiu dintre cutarea seriei de Lainici—Păiuş şi intruziunea granitoidelor tardeorogene din regiunea Cărpiniş—Novaci. *D. S. Inst, Geol.*, LVIII/5, p. 120—145, Bucureşti.

— (1972) Geneza granitoidelor şi şisturilor cristaline din valea Sadului Stănceşti (Munţii Paring). *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/1, p. 216—239, Bucureşti.

— (1973) Faciesurile granitoidelor din plutonul tardeorogen de la Cărpiniş—Novaci (Munţii Paring), petrologia şi geochimica lor. *An. Inst. Geol.*, XL, p. 225—305, Bucureşti.

Schafartzik F. (1890) Über die Geologischen Verhältnisse der Umgebung Orşova, Ieşelniţa, Ogradena. *Jahrb. d. K. Geol.*, Budapest.

Schermerhorn I. G. (1961) Ortoclase, Microcline and Albite in Granites. *Schw. Miner. Petrogr. Mitt.*, 41, 1, p. 13—36, Zürich.

Institutul Geologic al României

Schuster A. (1971) Considerații asupra evoluției domeniului danubian—Carpații Meridionali. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/5, p. 151—171. București.

Seclăman M. (1971) Contribuții la cunoașterea myrmekitelor. *St. cercet. geol., geof., geogr., Ser. geol.*, 1, p. 85—93, București.

Sederholm J. J. (1967) Selected Works. Granites and Migmatites, Edinburgh, London.

Sedova S., Kotov N. (1967) Controlul structural al feldspaților potasici în granitoidele de diverse tipuri genetice. *Izvest. Akad. Nauk. CCCP*, 8, p. 49—65, Moscova.

Sen S. (1959) Potassium Content of Natural Plagioclases and the Origin of Antiperthites. *Jurn. Geol.*, 67, p. 479—495, London.

Shackleton R. N. (1972) On the Origin of Some African Granites. *Proceed. of the Geol. Assoc.* 81, 3, p. 549—559, London.

Shaw D. M. (1964) Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. Masson Edit. Paris.

Shelley D. (1964) On Myrmekite. *Amer. Miner.*, 49, p. 41—52, Washington.

— (1967) Myrmekite and Myrmekite-like Intergrowths. *Miner. Mag.*, 36, London.

Smales N., Wager S. (1960) Methods in Geochemistry. *Interscі. Publ.*, New York.

Smith J. V. (1961) Experimental and Geological Evidence for the Stability of Alkali Feldspars. *Cursill. Confer.*, Madrid.

— (1962) Genetic Aspects of Twinning in Feldspars. *Norsk. Geol. Tiddsskr.*, 42, 2, Oslo.

— (1965) X-ray Emission Microanalysis of Rock Forming Minerals. *Journ. Geol*, 73, p. 830—864, London.

— Mackenzie W. S. (1959) The Alkali Feldspars. *Amer. Miner.*, 44, p. 1169—1189, Washington.

Smulikowski L. (1958) Problem of Genetic Classification of Granitoides. *Studia Geol. Polonica*, I, p. 59—115, Warszawa.

Sörensen H. (1960) On the Agpaitic Rocks. *Intern. Geol. Congr. Copenhagen.* XIII, p. 319—328, Copenhagen.

Spray A. (1969) Metamorphic Textures. Pergamon Press, Sydney.

Streckeisen A., Giușcă D. (1932) Der Nepheline—Cancrinit Syenit von Orșova. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, I, București.

— (1960) On the Structure and Origin of the Nepheline—Syenite Complex of Ditro. *Intern. Geol. Congr. 21st Sess. Norden Copenhagen*, XIII, p. 228—339, Copenhagen.

— (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner.*, 107, 2—3, p. 144—240, Stuttgart.

Taylor H. W. (1962) The Structures of the Principal Feldspars. *Norsk. Geolog. Tiddsskr.*, 42, p. 1 — 24, Oslo.

Taylor S. R. (1971) The Application of Trace Element Data to Problems in Petrology. *Phys. Chemic. Earth*, 6, Amsterdam.

— Heier K. S. (1958) Alkali Elements in Potash Feldspar from the Precambrian of S Norway. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 13, p. 293—330, London.

Thompson C. S., Wadsworth M. E. (1957) Determination of the Composition of Plagioclase Feldspars by Means of Infrared Spectroscopy. *Amer. Miner.*, 42, p. 334—341, Washington.

Tilling R. I. (1968) Zonal Distribution of Variation in Structural State of Alkali Feldspar within the Rader Creek Pluton, Boulder Batholit, Montana, *Jovin Petrol.*, 9,3, p. 331—457, London.

Institutul Geologic al României

Turner F. J. (1951) Observation on Twinning of Plagioclase in Metamorphic Rocks. *Amer. Miner.*, 36, p. 581—589, Washington.

— (1957) Liniation, Symmetry and Internal Movement in Monoclinic Tectonite Fabrics. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 68, p. 1—13.

— (1968) Metamorphic Petrology, Edit. McGraw Hill, New York

— Verhoogen J. (1960) Igneous and Metamorphic Petrology. Edit. McGraw Hill, New York

— Weiss L. (1963) Structural Analysis of Metamorphic Tectonites Edit. McGraw Hill, New York.

Tuttle O. F. (1952) Origin of the Contrasting Mineralogy of Extrusive and Plutonic Salic Rocks. *Journ. Geol.*, 60, p. 107—124, London.

— 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. Am. Mem.*, 74, p. 1—153, New York.

Vance A. J. (1961) Polysyntetic Twinning in Plagioclase. *Amer. Miner.*, 46, Washington.

Vorobieva O. A. (1960) Alkali Rocks of the USSR. *Intern. Geol. Congr. 21st Sess. Copenhagen*, XIII, p. 7—18, Copenhagen.

Walton M. (1960) Granite Problems. *Science*, 131, p. 635—645.

Wegmann C. E. (1948) Transformations metasomatiques et analyse tectonique. *Intern. Geol. Congr. 18 Sess.*, III, p. 42—52, New Dely.

— (1955) Les ordres de grandeur dans les phenomènes metasomaiques des roches. *Colloq. Intern.*, LXVIII, Paris.

Weiss L. E. (1955) Fabric Analysis of Triclinic Tectonite. *Amer. Journ. Sci.*, 253, p. 225—236, New York.

Wellman T. R. (1970) The Stability of Sodalite in a Synthetic Plus Aqueous Chloride Fluid System. *Journ. Petrol.*, 1, p. 49—71, London.

White A. J. R. (1966) Petrology and Structure of Rathjen Granitic Gneiss of Palmer Region — S. Australia. *Journ. Geol. Soc. Austral.*, 13, 2,, p. 471—489, Sydney.

Whitten E. H. (1963) Application of Quantitative Methods in the Geochemical Study of Granite Massif. *Royal Soc. Canada*, 6, Montreal.

Winkler G. F. H. (1960) La genèse du granite et des migmatites par anatexie experimentale. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, 3, p. 67—76.

— (1961) On Coexisting Feldspars and Their Temperature of Crystallzation, *Curss. Confer.* 8, p. 9—13. Inst. ,,Lucas Malladas'', Madrid.

— Platen H. von (1961) Experimentelle Gesteinmetamorphose. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 24, p. 250—259, London.

— (1967) Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

— (1970) Abolition of Metamorphic Facies. Introduction of the Division of Metamorphic Stage. *N. Jarb.*, Stuttgart.

Wright T. (1968) X-ray and Optical Study of Alkali Feldspar. *Amer. Miner.*, 53, Washington.

— Stewart D. (1968) X-ray and Optical Study of Alkali Feldspar : Determination of Composition and Structural State from Refined Unit—Cell Parameters and ''2θ'', *Amer. Miner.*, 53, 1—2, p. 38—87, Washington.

Institutul Geologic al României

Wyart J., Sabatier G. (1962) L'équilibre des feldspaths et des feldspathoides en presence de solution sodi-potassiques. *Norsk. Geol. Tiddsskr.*, 42, 2, Oslo.

Zussman J. (1967) Physical Methods in Determinative Mineralogy. Academic Press, London.

OGRADENA GRANITOID MASSIF — PETROGRAPHICAL AND GEOCHEMICAL STUDY —

(Summary)

GENERAL VIEW ON THE POSITION AND STRUCTURE OF THE OGRADENA MASSIF

The mineralogical, petrographical and structural peculiarities of the "granitoid-crystalline schists association" in the SE zone of Banat confer a character of exception on it. The "association" may be cartographically outlined as an ellipsoidal massif whose long axis streches over 18—20 km between the Mraconia Brook and Săcărştiţa whereas the short one is 1 km in length at the extremities and 5 km in the central part. The Ogradena massif is situated in the outermost part of the Parîng—Vîlcan—Cerna Valley central alignment, in close vicinity to the Getic crystalline and in the extension of the tectonic accidents in the Cerna Valley (Codarcea, Pavelescu, 1963; Savu 1970; Anastasiu, 1972). The massif is delimited continuously in the western flank and intermittently in the eastern one by the crystalline schists of the Neamţu Series. In the eastern flank, it is bounded both by the "Getic crystalline" and by sedimentary formations (Pl.XXXIV).

Within the area delimited by the Danube, the Cerna Valley (up to Topleţ) and the Strineac, Cusa, Criviţa, Lucidol watershed two units may be distinguished: the granitoid massif and the Ogradena crystalline; the adjacent zones.

The Granitoid Massif and the Ogradena Crystalline

By their shape and position as against the general orientation of the Danubian crystalline, *the Ogradena granitoids* form a concordant massif, with a complex structure and petrography. Within the massif, *intercalations of crystalline schists*, sometimes with a xenolithic character (enalogene enclaves), are to be found very frequently at its margin, and more rarely in its central parts (Didier, 1973).

Their intimate association with the granitoid rocks and their petrography distinct from that of the surrounding crystalline confer them a peculiar character and call for their study simultaneously with that of the granitoid rocks. Due to their position and evolution, different from those of the adjacent zones, we assign the intercalations of schists to the "Ogradena crystalline".

The structure of the massif is also complicated by the presence — alongside intercalations — of some homogeneous enclaves of the schlieren and skialith types. Within the limits of the massif, the granitoid rocks and their intercalations of crystalline schists are crossed by diverse vein rocks: porphyry microgranodiorites, foidic microsienites and lamprophyres.

Institutul Geologic al României

Adjacent Zones

In the constitution of the adjacent zones — well marked both from the petrographic and structural points of view — we consider:

— *the Neamţu crystalline* represented by a wide range of petrographic complexes to which eruptive rocks, different as regrards position and composition, are associated: the Lucidol granitoids, bodies and veins of alkaline rocks, viens of porphyry microgranodiorites and lamprophyres. In the transition zone from the Ogradena granitoids to the Neamţu crystalline there are to be found discontinuously various types of arteritic migmatites on the western flank of the massif (Sederholm, 1967; Mehnert, 1968);

— *the Getic crystalline*;

— *the Mesozoic and Tertiary sedimentary formations.*

FELDSPAR STUDY

In order to notice optical and structural variations of **the potassic feldspar** of the granitoids and some crystalline schists there has been carried out an optical examination for the 2V over 335 crystals out of 66 thin sections. The results of this examination (Tables 5,6) pointed out variations of the 2V angle within large limits, between 60—94° for all the determinations performed (Fig. 19). The 2V values — alongside the % Or obtained from the measurement of the refraction indices — have been graphically represented in the occurrence zones of the gneissic and massive granitoids (Fig. 24). The image does not reflect systematic variations and does not indicate, from this point of view, a zonality character. At the boundary between the massive and the gneissic granitoids there is generally noticed a tendency of increase in the 2Va values and, implicitly, of decrease in the % Or. This fact is significant; it invalidates the gradual cooling as a singular phenomenon and confirms the dynamic control of the potassic feldspar blastesis.

The characteristic structural state of the gneissic granitoids is the maximum microcline (Figs. 25, 26, 27, 28, 29). In the central and the east-south-east parts of the massif, where the massive granitoids outcrop, there have been evidences of the 2 V and values indicating the presence of some structural states of transition from the intermediary to the maximum monocline The 2V distribution in the northern sectors of the massif, correlated with petrographical data-points to the existence of some zones of transition between the gneissic and the massive facies.,

As regards **the plagioclase feldspars,** the element systematically followed both within the granitoid massif and the very adjacent zones was their anorthite content (Table 8; Figs. 31, 32), the distribution and the variation of which allowed, at the massif scale, the following observations:

— the Lucidol granitoids and the cataclasites are the rocks with the lowest anorthite content;

— the maximum anorthite content of plagioclase increases from the Lucidol granitoids to the Ogradena granitoids and, within them, from the massive to the gneissic rocks;

— in the Neamţu crystalline, in comparison with the Ogradena crystalline, the variations of the plagioclase anorthite content are much larger; their average values are maintained within the limits of the same content;

Institutul Geologic al României

— within the massif one may notice the constant maintenance of the values along it and a grouping of the lower contents in the areas of maximum deformation (cataclasites, cataclased granitoids, etc.):

— the way in which the values are distributed invalidates, in this case too, the existence of zonality in the massif.

CHEMISM OF GRANITOIDS AND CRYSTALLINE SCHISTS

Content and Distribution of Major Elements

The percentage values of the oxide contents of the granitoids (of Lucidol and Ogradena) and of the intercalated or adjacent crystalline schists (Tables 9, 10, 11) constituted the basis of the drawing up of some sketches with their distribution. On these sketches one could follow the behaviour of each oxide within the massif (Fig. 41). Thus:

SiO_2 — is higher in the Lucidol than in the Ogradena granitoids;

— the various facies of the Ogradena granitoids have constant contents close to those of the Neamțu gneisses;

— it is much lower in the crystalline schist intercalations.

Al_2O_3 — is similar in both types of granitoids and relatively constant, close to that of the Neamțu gneisses;

— the schist intercalations occur richer in Al_2O_3.

$FeO + Fe_3O_2$ and MgO differentiate the Lucidol granitoids from those of Ogradena and, within them, the gneissic from the massive facies.

CaO — is relatively the same in the Lucidol granitoids and the various facies of the Ogradena granitoids;

— it differentiates the crystaline schist intercalations from the Neamțu crystalline

Na_2O — is lower in the Lucidol granitoids than in those of Ogradena and it is quite alike between the latter rocks and the Neamțu crystalline.

K_2O — is visibly higher in the Lucidol granitoids;

— in the massive facies of the Ogradena granitoids it presents greater variations along the massif; in its central zone the K_2O content is considerably higher than that of the gneissic granitoids;

— it is very low within the crystalline schist intercalations.

The projection of the percentage values of the Na_2O and K_2O oxides on a binary diagram (Fig. 52) clearly points out the potassic character of the Lucidol granitoids ($K_2O : Na_2O > 2$) as compared to the Ogradena granitoids ($K_2O : Na_2O \leqslant 1$). On the other hand, the outlined area of the gneissic granitoids is considerably more restricted as compared to that of the massive granitoids which for the latter rocks suggests variations of K_2O in comparison with the content of the same oxide in the gneissic granitoids. The position on the K_2O/Na_2O diagram of the points corresponding to the crystalline schist intercalations, distinctly inferior to the other rocks, reflects the lack of affinities between them and constitutes a proof of the nonaffecting of these rocks by solutions rich in alkalies. In all cases $Na_2O + K_2O < 9$ characterizes, according to M a r m o (1956), the synkinematic granitoids. In comparison with the projection of the K_2O% and Na_2O% average values of the granitoids in the crust (B a i r d et al., 1963), the Ogradena granitoids represent a more sodic "tendency" (the very value of the relation $K_2O : Na_2O < 1$ pointing to the fact — Fig. 42).

Institutul Geologic al României

Content and Distribution of Trace Elements

The frequency histograms drawn up for the analysed "microelements" — Li, Ba,-Sr, Pb, V, Ni, Ge, Sc, Sn, Co, Cr — outline geochemical differences between the Lucidol granitoids and those of Ogradena, on the one hand, and between the Neamţu crystalline and that of Ogradena, on the other hand (Figs. 45, 46). The analytical data, without representing "statistical populations", may provide the idea of the existence in the investigated zone of some petrographic types with distinct evolutions. For the elements with a significant geochemical behaviour — Ba,Sr,Pb — there have been pursued the possible correlations of Ba/Sr, Ba/K_2O, Sr/CaO (Figs. 47, 48, 49, 50). The Ba/Sr diagram points out the positive correlation between these elements for all the types of rocks taken under consideration. The Ba/Sr ratio, permanently on the increase, characterizes processes of postmagmatic differentiation with a character similar to the metamorphic differentiation (White, 1963; Pavlenco, 1971). The same tendency, but along some straight lines with different trendings, is also noticed in the case of the Ba/K_2O or Sr/CaO rations.

STRUCTURE OF THE MASSIF

For the explanation of the spatial and chronological relationships of the petrographic types within the massif, there have been carried out microtectonic observations, have been deciphered the characteristic features of the major tectonics, and has been made an attempt to establish a correlation between these elements and the petrostructural ones. The resulting correlations are as follows:

1. The position of the "*S*" planes within the Ogradena granitoids and the intercalations of the crystalline schists are almost identical (Figs. 51, 52).

2. The cross joints have high dips, occur in all the areas and are considered to be the oldest; the longitudinal joints have small dips and intersect the "S" planes under different angles. By the comutation of the "*D*" poles on sector diagrams, the tendency of the existence of some important systems with well defined trendings, noticed at outcrops, disappears (Figs. 51, 52).

3. The positions of the "*S*" planes have allowed the outlining, within the massif, of a monoclinal structure — concordant with the Neamţu series crystalline schists — north of the Eşelniţa Valley — and of a complex structure, anticlinorium, south of this valley; the long axis of the central anticlinorium corresponds to the occurrence zones of the massive granitoids and its flanks correspond to the gneissic granitoids (Pl. XXXIV).

4. The cross faults, intersecting the "S" planes, a part of the "*D*" planes and all the longitudinal dislocations, appear as the newest tectonic accidents of the region (Fig. 58).

5. The heterotactic and triclinic symmetries of the quartz orientation are the result of the superposition of some repeated movements, with variable intensities, that have removed the possible specific characteristics which could have been taken over by the models of quartz orientation in the different types of rocks in the massif (Figs. 53, 54).

PETROGENETIC MATTERS

The aim of this chapter is to deal with the most important questions concerning the described granitoids — Lucidol and Ogradena — or the affiliated crystalline schists, and thus to preface the petrogenetic hypothesis.

Institutul Geologic al României

Deformation-Mineralogy Correlation

The microscopic examination has systematically pointed out the presence of some deformation phenomena in almost all the minerals forming the granitoid rocks. In correlation with these phenomena and their mode of correlation with the mineralogical composition, we establish the following:

— q u a r t z reflects most frequently the deformation phenomenon by its undulatory extinctions, the cataclasis traces (cracks and angular shapes) and the interruption of the planes with impurities; the deformation is felt in most of the granitoid rocks (more intensely in the Lucidol granitoids than in those of Ogradena) mentioning that in the massive granitoids, alongside quartz crystals presenting deformation traces, there are also to be found crystals or crystal aggregates with a clear extinction. The globular quartz in plagioclase and the vermicular one in myrmekite are in the same category.

— p l a g i o c l a s e presents the deformation more rarely than quartz and reflects it, in the case of the twins, by the bending of the association planes and, other times, by cataclastic, angular shapes. The phenomena occur both in the crystals of the gneissic granitoid composition and in those of the massive (in the latter ones subordinately). The deformation phenomenon present in plagioclase stimulates the appearance of sericite (along the cleavage planes), and it probably determines the frequency of the myrmekitic intergrowth;

— m i c a c r y s t a l s — more frequently biotite and more rarely muscovite — occur in gneissic granitoids, usually bent, thus they also reflecting the effect of a deformation. Biotite is associated with clorite more frequently in the Lucidol granitoids and much more rarely in the Ogradena ones;

— within the paragenetic associations characteristic of the granitoids (of Ogradena), p o t a s s i c f e l d s p a r occupies, from this viewpoint — of correlation with the deformation — a special position; it is visibly deformed and slightly altered in caolinite in the Lucidol granitoids and it occurs fresh, clear, cross twinned and, generally, without deformation traces; in the Ogradena granitoids only sometimes, in gneissic granitoids, it has some ocular aspects and, in these cases, it presents optical anomalies as well (in birefrigerence and extinction).

Confronting such features the following question arises: is potassic feldspar prekinematic or postkinematic and, in this case, how can it be explained presuming a *prekinematic* crystallization simultaneous with that of other minerals:

— lack of the deformations and alteration phenomena;

— variation of the optical properties in the two facies;

— its presence along fissures in some zones of the massive granitoids and its diverse forms of replacement; and presuming a *postkinematic* and late crystallization in comparison with the crystallization of the other minerals:

— ocular forms of the gneissic granitoids;

— some fissures croscutting the potassic feldspar.

These apparent contradictions may be explained if we admit the existence of several phases of deformation and transformations (subsolidus transformations) in the potassic feldspar

Institutul Geologic al României

EXPLICAȚIA PLANȘELOR

Institutul Geologic al României

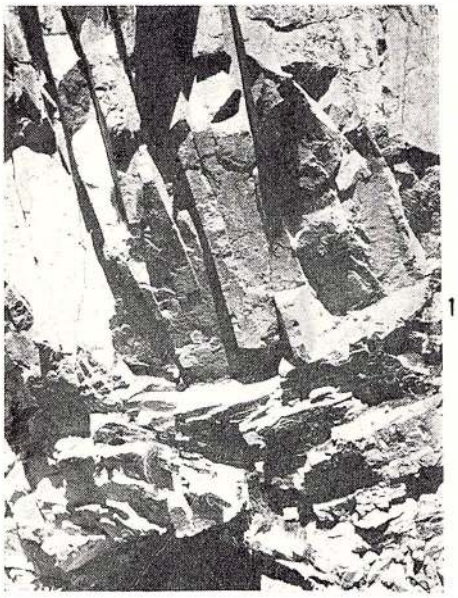
PLANȘA I

Fig. 1. — Granitoide masive afectate de diaclaze transversale. Valea Eșelnița ; masivul Ogradena.
Massive granitoids affected by transversal joints. Eșelnița Valley ; Ogradena massif.

Fig. 2. — Zonă de tranziție între granitoide masive și granitoide gnaisice. Valea Eșelnița ; masivul Ogradena.
Transition zone between massive and gneissic granitoids. Eșelnița Valley ; Ogradena massif.

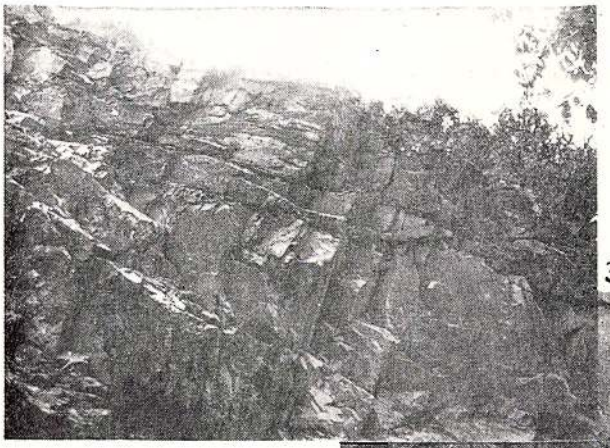
Fig. 3. — Granitoide gnaisice și intercalații concordante de paragnaise. Valea Eșelnița ; masivul Ogradena.
Gneissic granitoids and concordant intercalations of paragneisses. Eșelnița Valley ; Ogradena massif.

Institutul Geologic al României

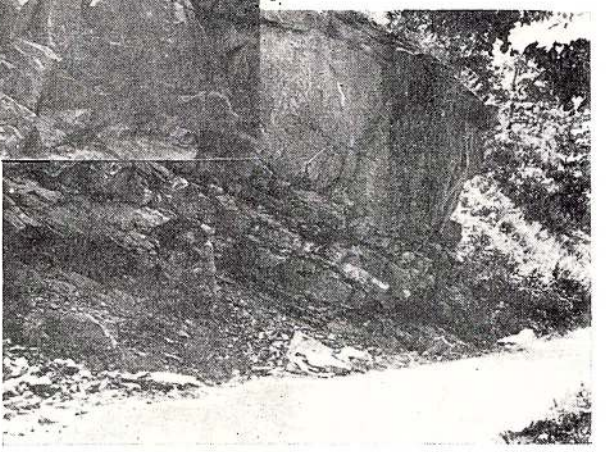


1

2



3



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ - BIBLIOTECA

PLANȘA II

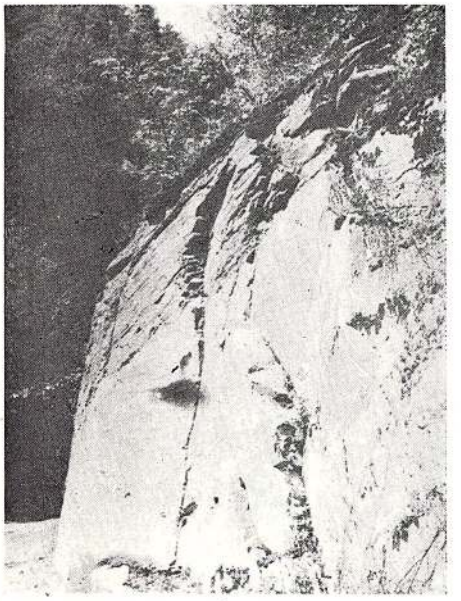
Fig. 1,2. — Intercalație de paragnaise biotitice concordantă cu granitoide gnaisice; se remarcă contactele nete. Valea Eșelnița; masivul Ogradena.
Intercalation of biotitic paragneisses concordant with gneissic granitoids; clear contacts are to be noticed. Eșelnița Valley; Ogradena massif.

Fig. 3. — Șlire biotitice în granitoidele de Ogradena. Valea Eșelnița.
Biotitic schlieren within the Ogradena granitoids. Eșelnița Valley.

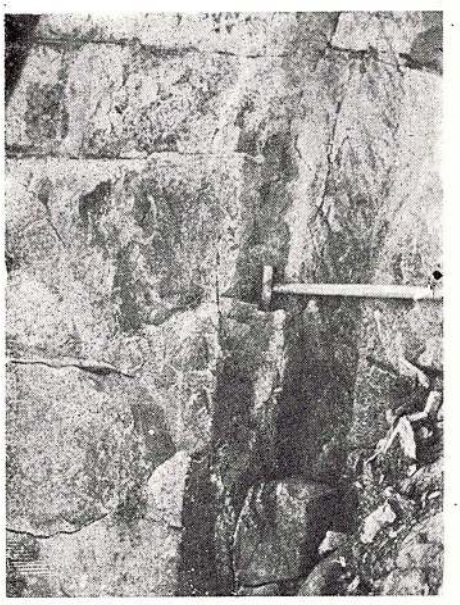
Fig. 4. — Acumulări biotitice (enclave omogene) în granitoide masive. Cariera Mala; masivul Ogradena.
Biotitic accumulations (homogeneous enclaves) within massive granitoids. Mala quarry; Ogradena massif.

Institutul Geologic al României

1



2



3

4

Institutul Geologic al României

PLANŞA III

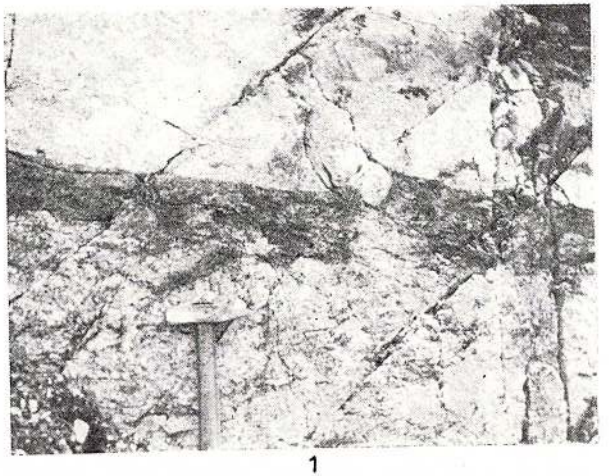
Fig. 1. — Şlire biotitice şi sisteme de fisuri tîrzii în granitoide gnaisice. Cariera Mala.
Biotitic schlieren and systems of late fissures within gneissic granitoid. Mala quarry.

Fig. 2. — Xenolite de gnaise în granitoide masive de Ogradena. Pîrîul Satului.
Gneissic xenoliths within Ogradena massive granitoids. Satului Brook.

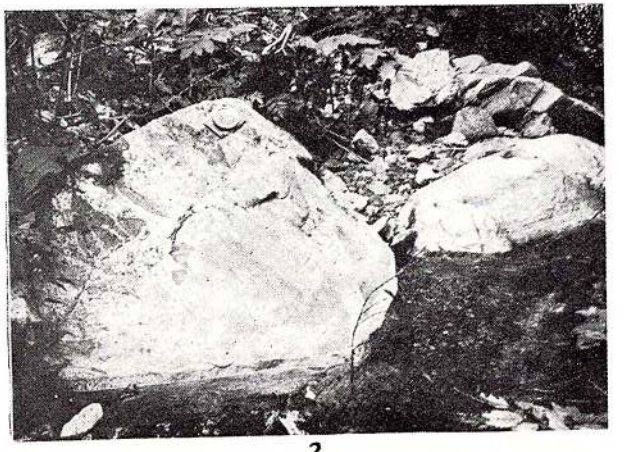
Fig. 3. — Intercalaţii biotitice în granitoidele de Ogradena. Valea Eşelniţa.
Biotitic intercalations within the Ogradena granitoids. Eşelniţa Valley.

Fig. 4. — Cute ptygmatice în intercalaţii paragnaisice. Valea Eşelniţa; masivul Ogradena.
Ptygmatic folds in paragneissic intercalations. Eşelniţa Valley; Ogradena massif.

Institutul Geologic al României

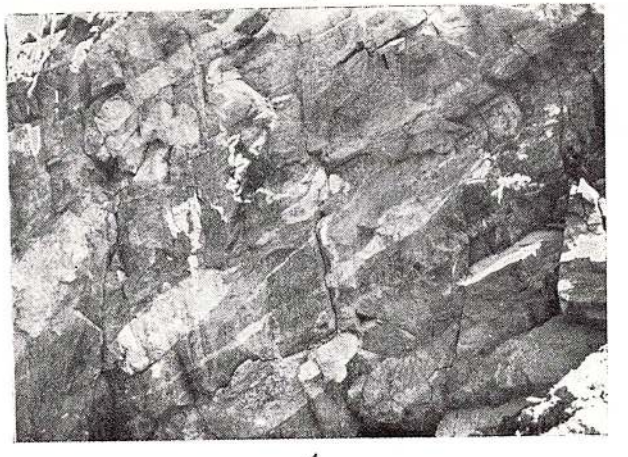


1



2

3



4

Institutul Geologic al României

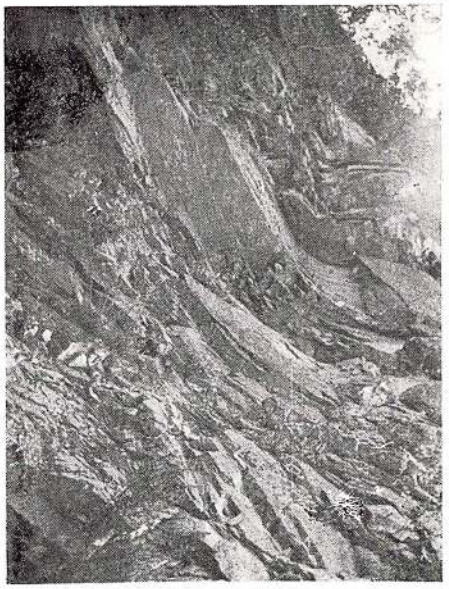
PLANŞA IV

Fig. 1,2.— Cristalinul de Neamţu ; complex cutat de şisturi cristaline (paragnaise şi gnaise) din flancul estic al masivului Ogradena. Valea Cernei, Topleţ.
Neamţu crystalline ; folded complex of crystalline schists (paragneisses and gneisses) of the eastern flank of the Ogradena massif. Cerna Valley, Topleţ.

Fig. 3. — Cristalinul de Neamţu ; complexul cataclazitelor ; flancul estic. Afluent drept al Cernei la nord de pîrîul Piţigui.
Neamţu crystalline ; complex of cataclasites ; eastern side. Right tributary of the Cerna, north of the Piţigui Brook.

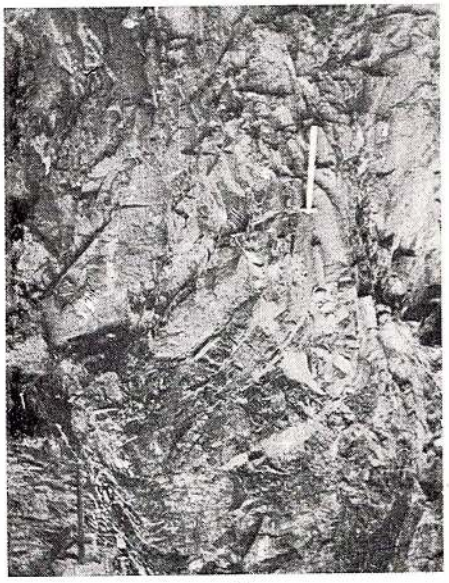
Fig. 4. — Bloc de gnaise rubanate din complexul rocilor cuarţo-feldspatice ; cristalinul de Neamţu. Pîrîul Criviţa.
Block of banded gneisses of the complex of quartz-feldspathic rocks ; Neamţu crystalline. Criviţa Brook.

Institutul Geologic al României

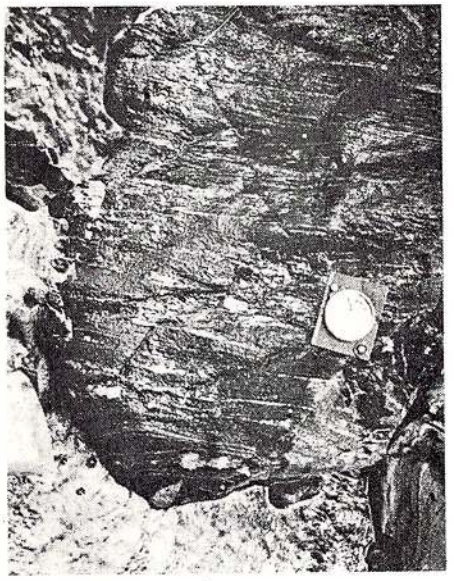


1

2



3



4

Institutul Geologic al României

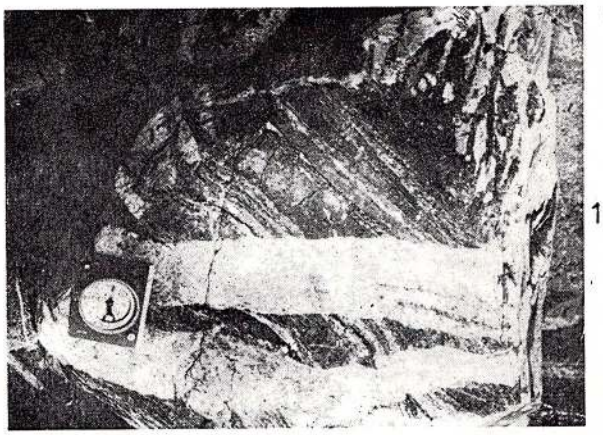
PLANȘA V

Diverse tipuri de injecții ale granitoidelor de Ogradena în cristalinul de Neamțu (complexul rocilor cuarțo-feldspatice) cu formare de migmatite arteritice :
Various types of injections of the Ogradena granitoids within the Neamțu crystalline (complex of quartz-feldspathic rocks) with the formation of arteritic migmatites :

Fig. 1,3. — Blocuri de gnaise rubanate cu filoane de granitoide de Ogradena. Pîrîul Satului.
Blocks of banded gneisses with veins of Ogradena granitoids. Satului Brook.

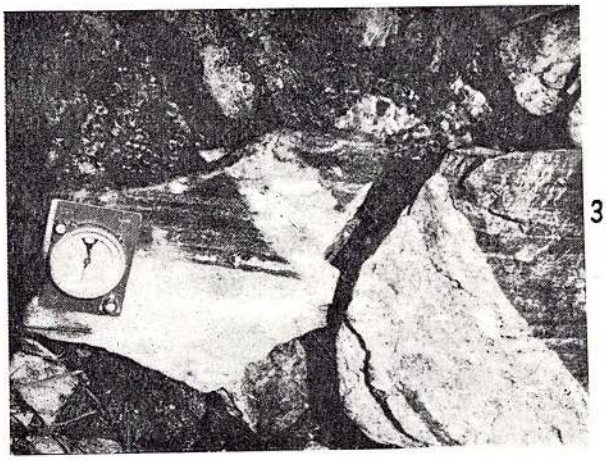
Fig. 2. — Cute ptygmatice în paragnaise micacee. Pîrîul Mala.
Ptygmatic folds within micaceous paragneisses. Mala Brook.

Institutul Geologic al României



1

2



3

Institutul Geologic al României

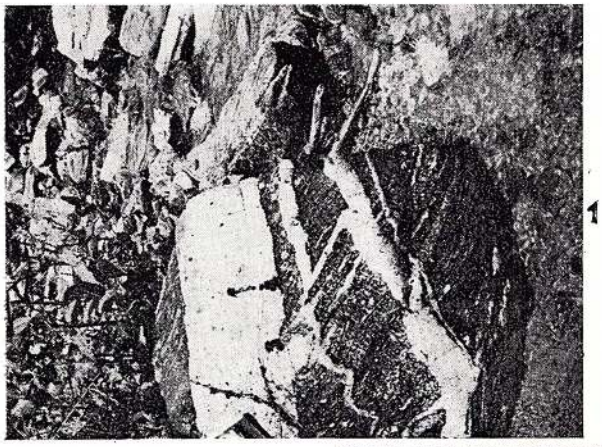
PLANȘA VI

Diverse tipuri de injecții ale granitoidelor de Ogradena în cristalinul de Neamțu (complexul rocilor cuarțo-feldspatice) cu formare de migmatite arteritice :
Various types of injections of the Ogradena granitoids within the Neamțu crystalline (complex of quartz-feldspathic rocks) with formation of arteritic migmatites :

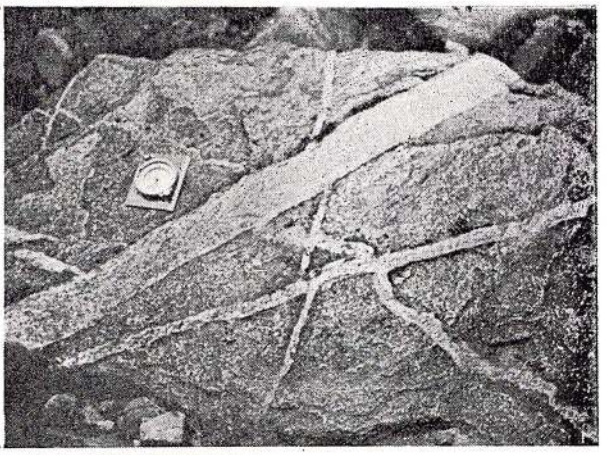
Fig. 1. — Bloc de amfibolite cu filoane de granitoide. Pîrîul Satului.
Block of amphibolites with granitoid veins. Satului Brook.

Fig. 2,3. — Blocuri de gnaise rubanate cu filoane de granitoide de Ogradena. Pîrîul Satului.
Blocks of banded gneisses with veins of Ogradena granitoids. Satului Brook.

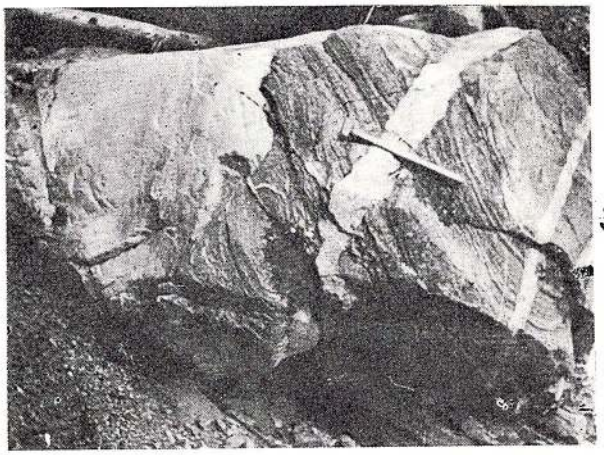
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANŞA VII

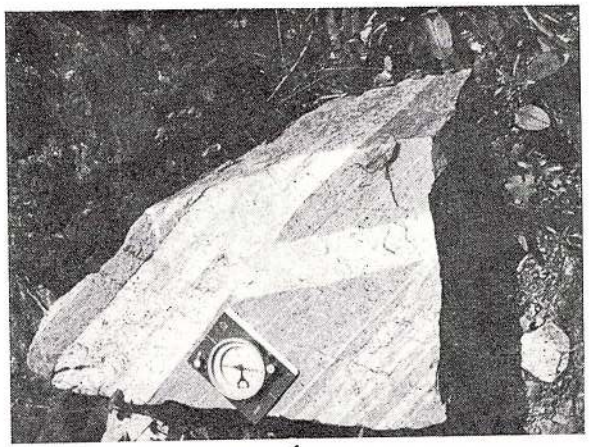
Diverse tipuri de gnaise şi paragnaise din complexul rocilor cuarţo-feldspatice al cristalinului de Neamţu.

Various types of gneisses and paragneisses of the complex of quartz-feldspathic rocks of the Neamţu crystalline.

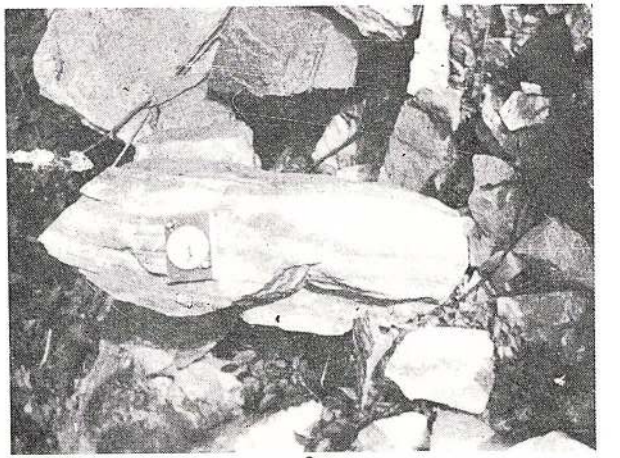
Fig. 1,2. — Gnaise rubanate ; blocuri pe pîrîul Satului.
Banded gneisses ; blocks along the Satului Brook.

Fig. 3,4. — Injecţii de granitoide în paragnaise (4) şi gnaise (5) din cristalinul de Neamţu ; blocuri pe pîrîul Satului.
Injections of granitoids within paragneisses (4) and gneisses (5) of the Neamţu crystalline ; blocks along the Satului Brook.

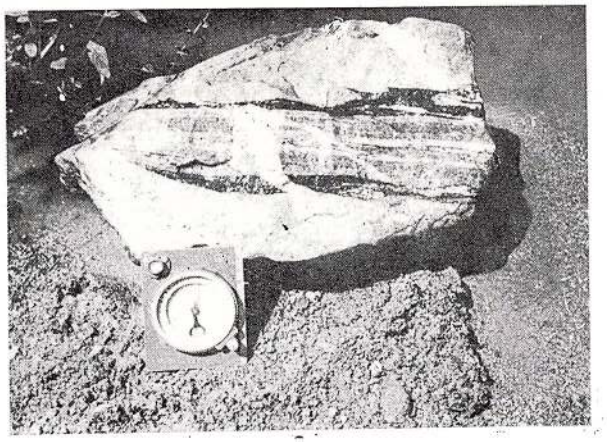
Institutul Geologic al României



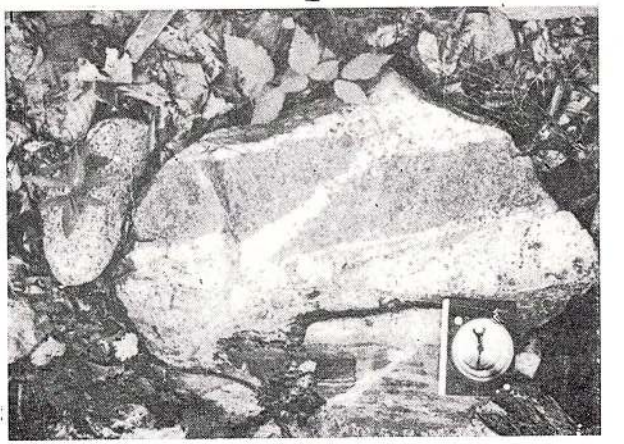
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

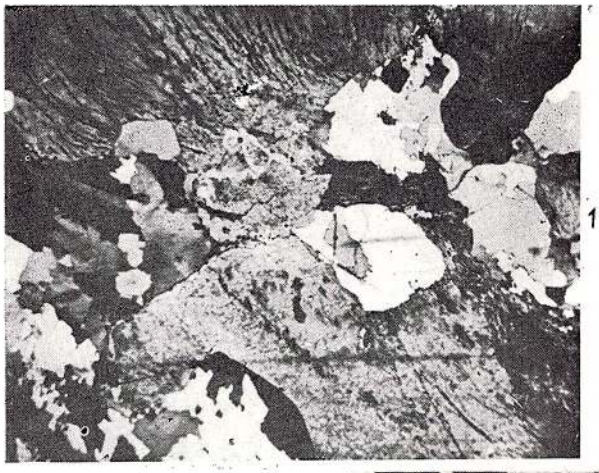
PLANȘA VIII

Fig. 1. — Granitoid de Lucidol; feldspați pertitici și cuarț cu extincție ondulatorie. Pîrîul Lucidol, N +, × 15.
Lucidol granitoids; perthitic feldspars and quartz with undulatory extinction. Lucidol Brook, N +, × 15.

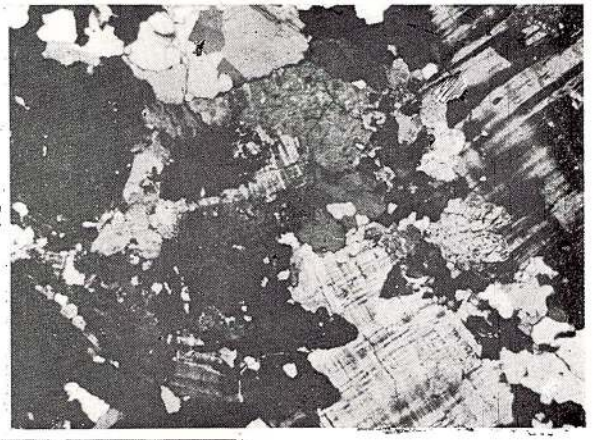
Fig. 2. — Granitoid de Ogradena; facies masiv cu microclin maclat în grătar, plagioclaz și cuarț. Valea Eșelnița, N+, × 15.
Ogradena granitoid; massive facies with microcline in cross twins, plagioclase and quartz. Eșelnița Valley, N +, × 15.

Fig. 3. — Granitoid de Ogradena; facies masiv cu structură alotriomorf-granulară. Pîrîul Mala (carieră), N +, × 15.
Ogradena granitoid; massive facies with granular allotriomorphic structure. Mala Brook (quarry), N +, × 15.

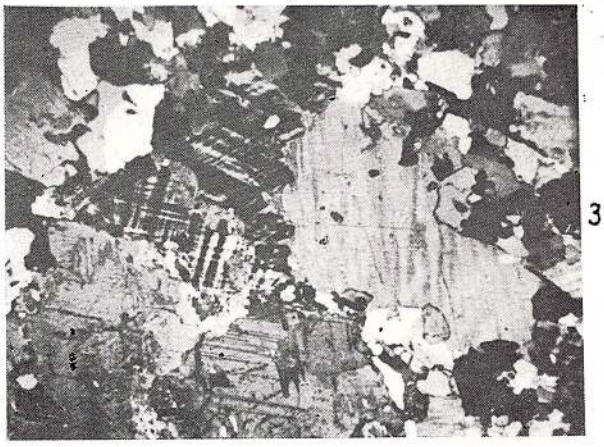
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

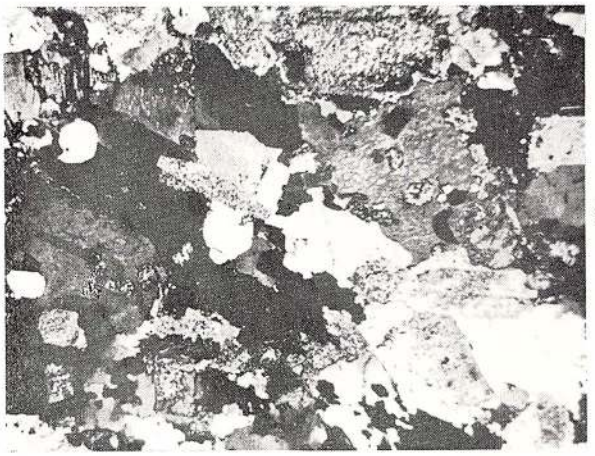
PLANȘA IX

Fig. 1. — Granitoid de Lucidol; facies microgranular cu plagioclazi sericitizați. Pîriul Lucidol, N +, × 20.
Lucidol granitoid; microgranular facies with sericitized plagioclases. Lucidol Brook, N +, × 20.

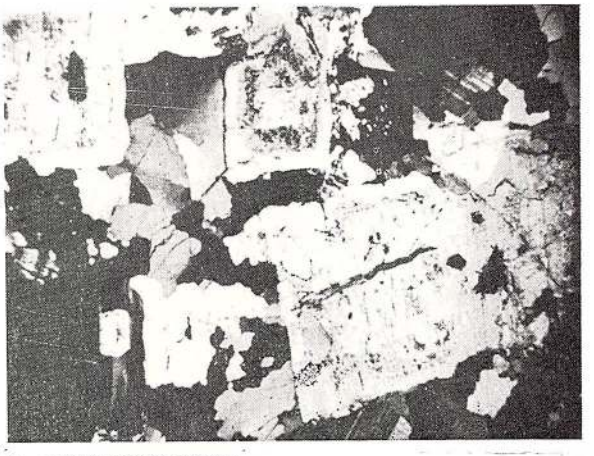
Fig. 2. — Granitoid de Lucidol; fenocristale de plagioclaz cu o slabă zonare. Pîriul Mala, N +, × 15.
Lucidol granitoid; plagioclase phenocrysts with a weak zonation. Mala Brook N+, × 15.

Fig. 3. — Granitoid de Ogradena; facies aplitic; microclin, plagioclaz, cuarț. Pîriul Mala (carieră), N +, × 15.
Ogradena granitoid; aplitic facies; microcline, plagioclase, quartz. Mala Brook (quarry), N +, × 15.

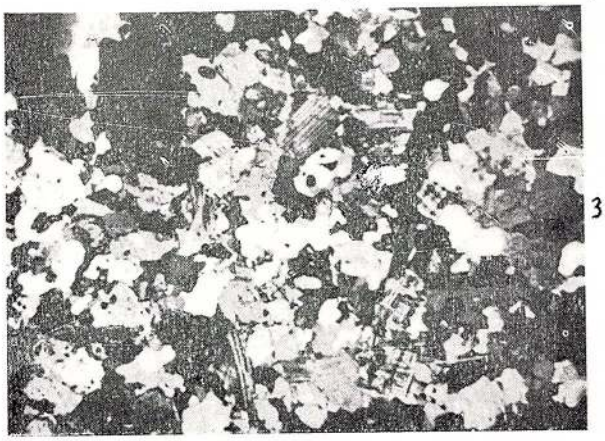
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC

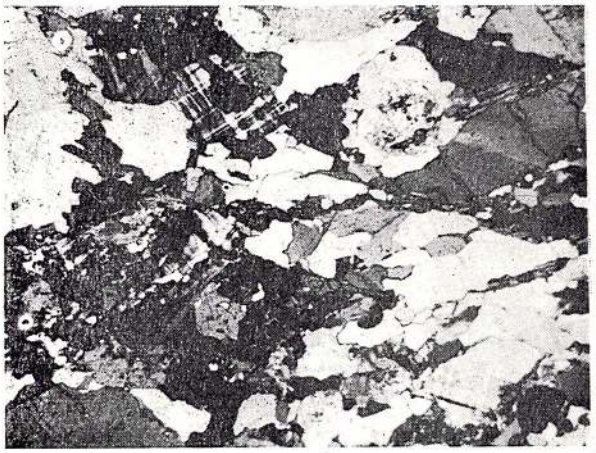
PLANȘA X

Fig. 1. — Granitoid de Ogradena ; facies gnaisic ; biotit, muscovit, cuarț cu extincție ondulatorie. Pîrîul Satului, N +, × 15.
Ogradena granitoid ; gneissic facies ; biotite, muscovite, quartz with undulatory extinction . Satului Brook, N +, X 15.

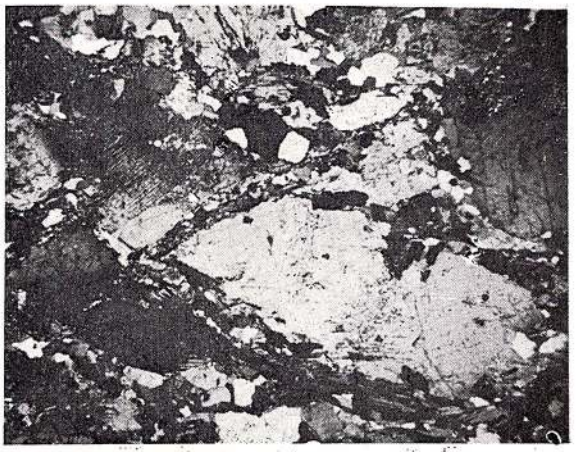
Fig. 2. — Granitoid de Ogradena ; facies gnaisic ; plagioclaz ocular „îmbrăcat" în cuarț cataclazat. Pîrîul Satului, N +, × 15.
Ogradena granitoid ; gneissic facies ; ocular plagioclase „dressed" in cataclased quartz. Satului Brook, N +, × 15.

Fig. 3. — Granitoid de Ogradena ; facies gnaisic ; microclin, plagioclaz, cuarț și mice orientate. Pîrîul Sohodol, N +, × 15.
Ogradena granitoid ; gneissic facies ; microcline, plagioclase, quartz and oriented micas. Sohodol Brook, N +, × 15.

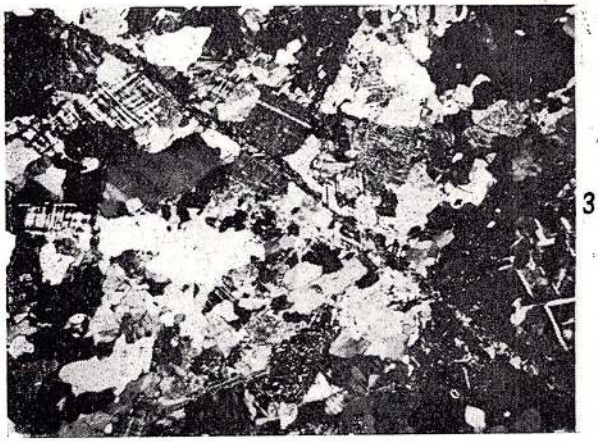
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

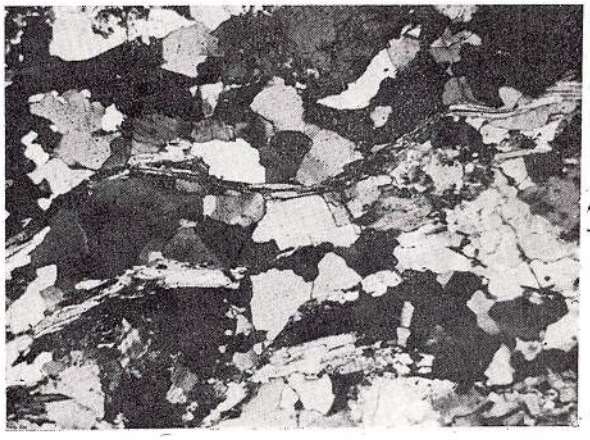
PLANȘA XI

Fig. 1. — Granitoid de Ogradena ; facies gnaisic ; microclin, plagioclaz cu extincție ondulatorie. Pîriul Satului, N +, × 15.
Ogradena granitoid ; gneissic facies ; microcline, plagioclase with undulatory extinction. Satului Brook, N +, × 15.

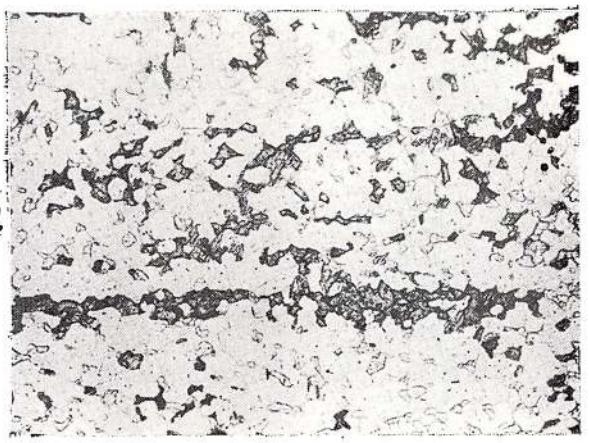
Fig. 2. — Nivele de granați în granitoide gnaisice de Ogradena. Valea Eșelnița, N ||, × 15.
Levels of granets within Ogradena gneissic granitoids. Eșelnița Valley, N ||, × 15.

Fig. 3. — Fisură cu clorit și cuarț în granitoide gnaisice ; caracter postmicroclinic. Valea Eșelnița, N +, × 15.
Fissure with clorite and quartz within gneissic granitoids ; postmicroclinic character. Eșelnița Valley, N +, × 15.

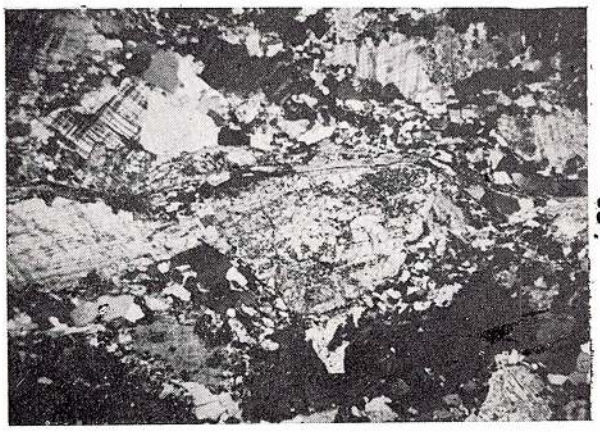
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

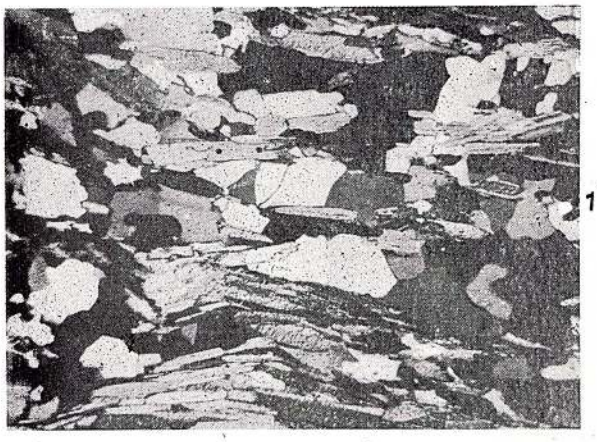
PLANŞA XII

Fig. 1. — Micaşist; intercalaţie în granitoidele gnaisice de Ogradena. Pîrîul Căprăriţii, N +, × 15.
Micaschist; intercalation of Ogradena gneissic granitoids. Căprăriţii Brook, N +, × 15.

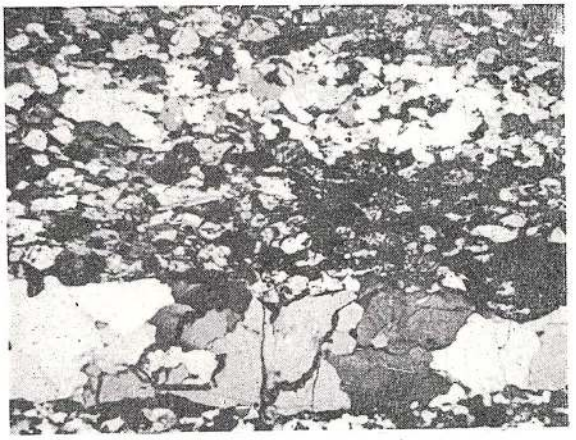
Fig. 2. — Paragnais micaceu cu segregaţii de cuarţ; intercalaţie în granitoidele de Ogradena. Valea Eşelniţa, N +, × 15.
Micaceous paragneiss with quartz segregations; intercalation in the Ogradena granitoids. Eşelniţa Valley, N +, × 15.

Fig. 3. — Amfibolit (hornblendă şi plagioclaz); intercalaţie în granitoidele de Ogradena. Pîrîul Mala, N ||, × 15.
Amphibolite (hornblende and plagioclase); intercalation in the Ogradena granitoids; Mala Brook, N ||, × 15.

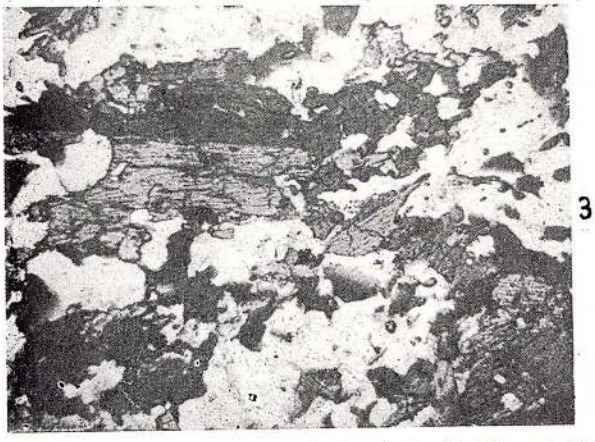
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

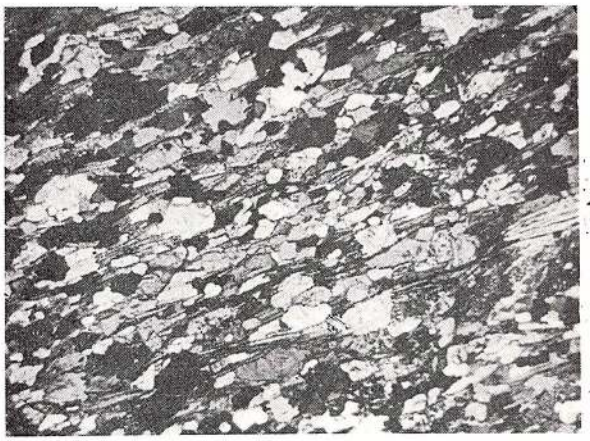
PLANȘA XIII

Fig. 1. — Paragnais micaceu ; intercalație în granitoidele masive de Ogradena. Valea Eșelnița, N +, ×15.
Micaceous paragneiss ; intercalation in the Ogradena massive granitoids. Eșelnița Valley, N +, × 15.

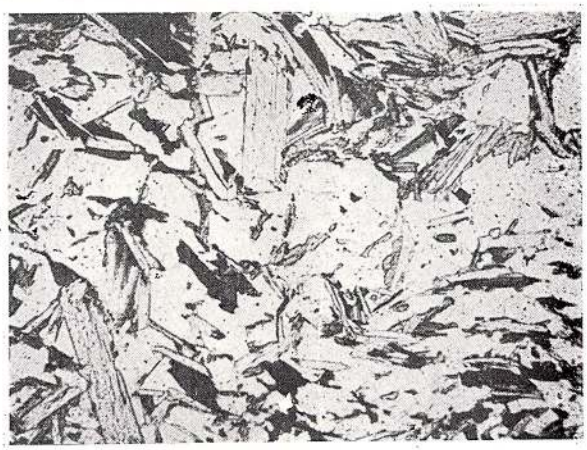
Fig. 2. — Micașist ; intercalație în granitoide de Ogradena. Pîrîul Pițigui, N ||, ×15.
Micaschist ; intercalation in the Ogradena granitoids. Pițigui Brook, N ||, ×15.

Fig. 3. — Șist amfibolic ; intercalație în granitoide de Ogradena. Valea Eșelnița, N+, ×15.
Amphibolic schist ; intercalation in Ogradena granitoids. Eșelnița Valley, N +, ×15.

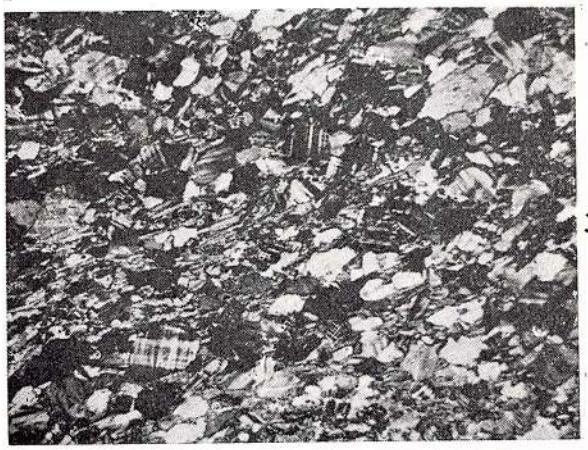
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

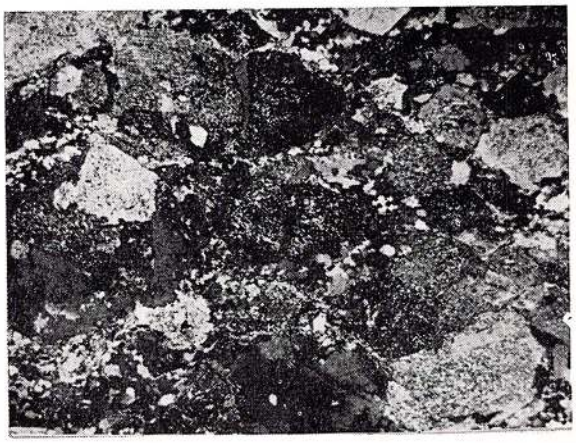
PLANŞA XIV

Fig. 1. — Gnais retromorf din cristalinul de Neamţu; plagioclaz sericitizat. Valea Eşelniţa, N+, ×15.
Retromorphous gneiss in the Neamţu crystalline; sericitized plagioclase. Eşelniţa Valley, N+, ×15.

Fig. 2. — Cataclazit din cristalinul de Neamţu. Pîrîul Lucidol, N+, ×15.
Cataclasite in the Neamţu crystalline. Lucidol Brook, N+, X15.

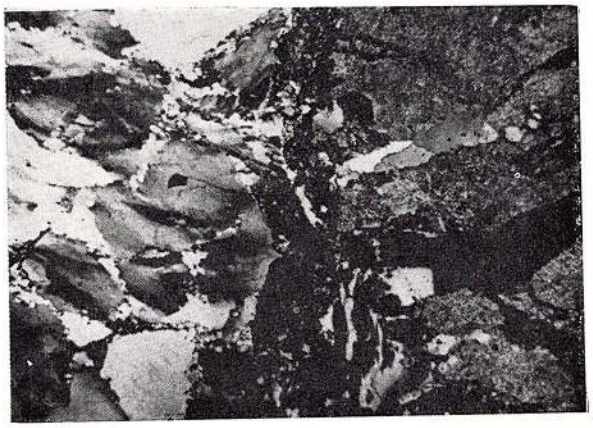
Fig. 3. — Cataclazit; plagioclaz fisurat şi sericitizat, cuarţ deformat. Valea Eşelniţa, N+, ×15.
Cataclasite; fissured and sericitized plagioclase, deformed quartz. Eşelniţa Valley, N+, ×15.

Institutul Geologic al României



1

2



3

Institutul Geologic al României

PLANȘA XV

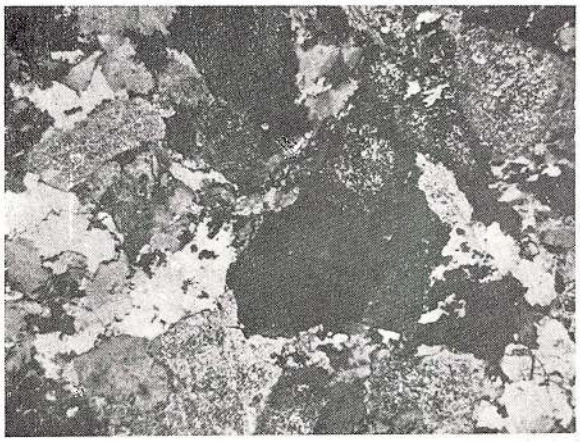
Fig. 1. — Gnais retromorf din cristalinul de Neamțu; plagioclaz sericitizat și cuarț cataclazat. Valea Eșelnița, N+, X15.
Retromorphous gneiss in the Neamțu crystalline; sericitized plagioclase and cataclased quartz. Eșelnița Valley, N+, X 15.

Fig. 2. — Paragnais retromorf din cristalinul de Neamțu. Pîrîul Satului, N+, ×15.
Retromorphous paragneiss in the Neamțu crystalline. Satului Brook N +, × 15.

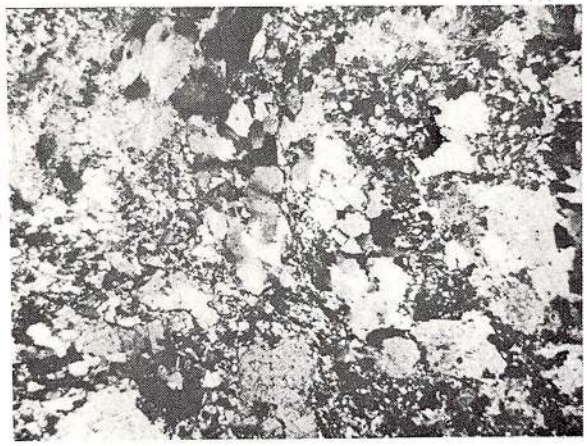
Fig. 3. — Cataclazit; plagioclaz fisurat și sericitizat, cuarț deformat. Valea Eșelnița, N+, ×15.
Cataclasite; fissured and sericitized plagioclase, deformed quartz. Eșelnița Valley, N+, ×15.

Institutul Geologic al României

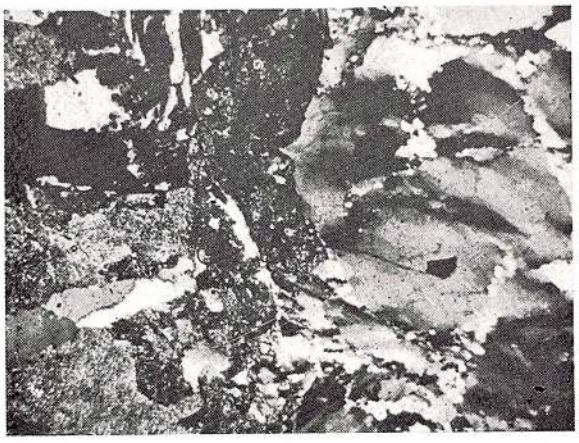
N. ANASTASIU. Masivul granitoid Ogradena — studiu petrografic și geochimic. Pl. XV.



1



2



3

Institutul Geologic al României

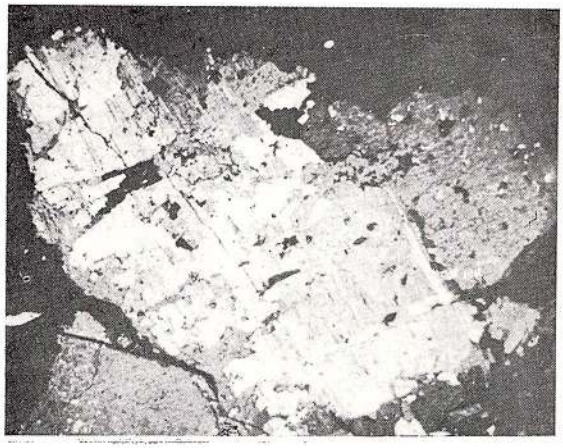
PLANȘA XVI

Fig. 1. — Plagioclaz fisurat și substituit parțial de cuarț și microclin; granitoide gnaisice de Ogradena. Pîrîul Satului, N+, ×15.
Fissured plagioclase and partly substituted by quartz and microcline; Ogradena gneissic granitoids. Satului Brok, N+, ×15.

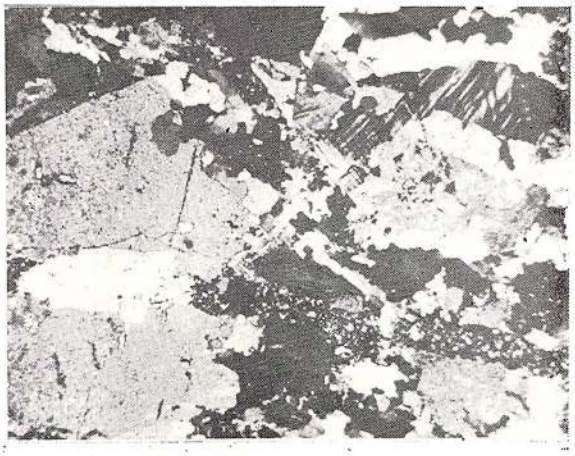
Fig. 2. — Fisură cu clorit și cuarț în granitoide gnaisice de Ogradena. Pîrîul cu Plopi, N+, ×20.
Fissure with clorite and quartz in the Ogradena gneissic granitoids. Pîrîul cu Plopi, N+, ×20.

Fig. 3. — Macle mecanice în plagioclazi din granite gnaisice de Ogradena afectate de cataclază. Pîrîul Criviţa, N+, ×20.
Mechanical twins in plagioclases of the Ogradena gneissic granites affected by cataclasis. Criviţa Brook, N+, ×20.

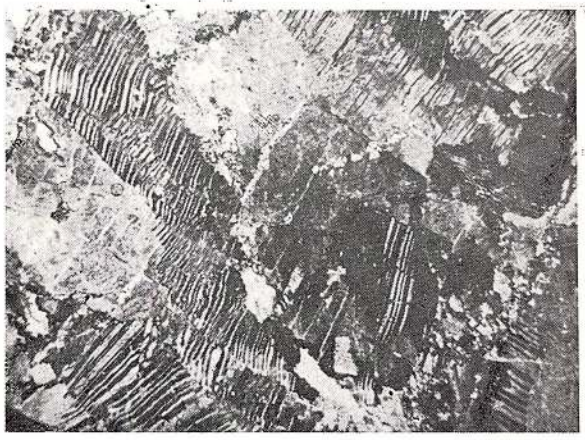
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

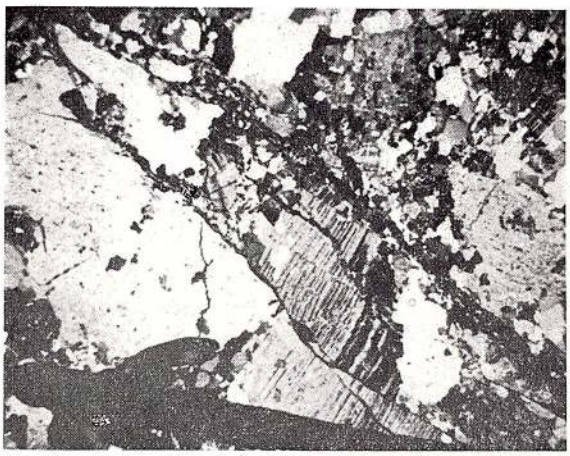
PLANȘA XVII

Fig. 1. — Sisteme de fisuri în granitoide gnaisice de Ogradena ; macle le plagioclazului apar deranjate. Pîrîul Costineț, N+, ×15 — ×20.
Systems of fissures in the Ogradena gneissic granitoids ; the twins of plagioclase occur disturbed. Costineț Brook, N+, ×15 — ×20.

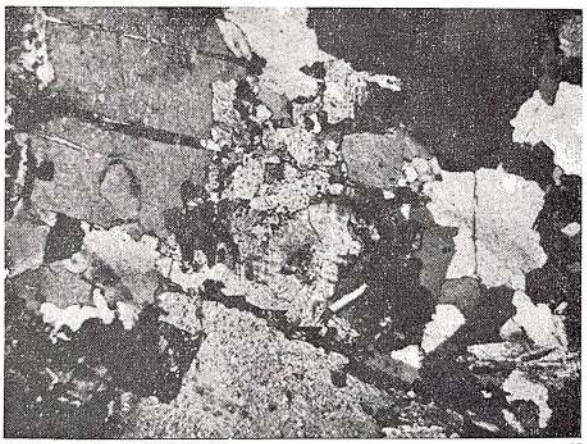
Fig. 2. — Microclin și cuarț pe fisuri în plagioclaz din granitoide masive de Ogradena. Pîrîul Criviţa, N+, ×20.
Microcline and quartz along fissures in plagioclase of the Ogradena massive granitoids. Criviţa Brook, N+, ×20.

Fig. 3. — Microfilonit în granitoide de Ogradena. Pîrîul Seracova, N+, ×20.
Microphilonite within the Ogradena granitoids. Seracova Brook, N+, ×20.

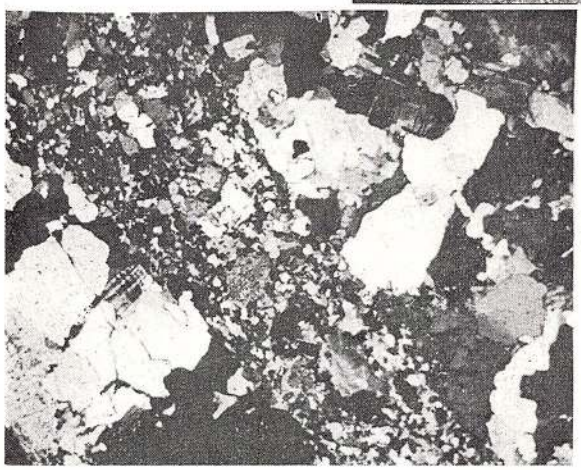
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC

PLANŞA XVIII

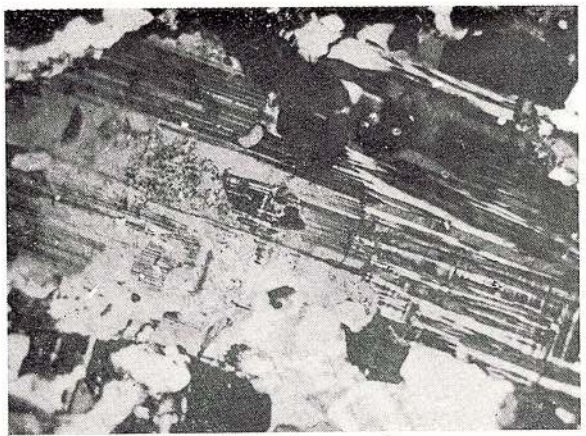
Fig. 1. — Microclin substituind parţial plagioclazul (dezvoltare epitaxială) în granitoide masive de Ogradena. Cariera Mala, N+, ×40.
Microcline partly substituting plagioclase (epitaxial development) within the Ogradena massive granitoids. Mala quarry, N+, ×40.

Fig. 2. — Microclin remobilizat şi crescut epitaxial pe plagioclaz în pegmatite granitice. Pîrîul Piţigui, N+, ×40.
Microcline remobilized and grown epitaxially on plagioclase in granitic pegmatites. Piţigui Brook, N+, ×40.

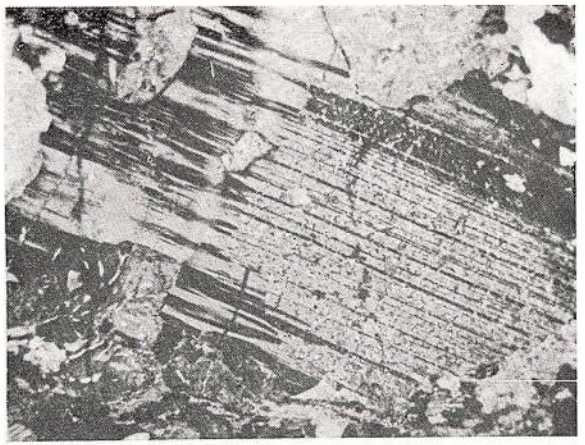
Fig. 3. — Microclin şi cuarţ remobilizate pe fisuri din plagioclaz; granitoide gnaisice de Ogradena. Pîrîul Satului, N+, ×30.
Microcline and quartz remobilized on plagioclase fissures; Ogradena gneissic granitoids. Satului Brook, N+, ×30.

Fig. 4. — Microclin substituind plagioclaz din granitoide gnaisice cu muscovit. Pîrîul Seracova, N+, ×30.
Microcline substituting plagioclase in muscovite-bearing gneissic granitoids. Seracova Brook, N+, ×30.

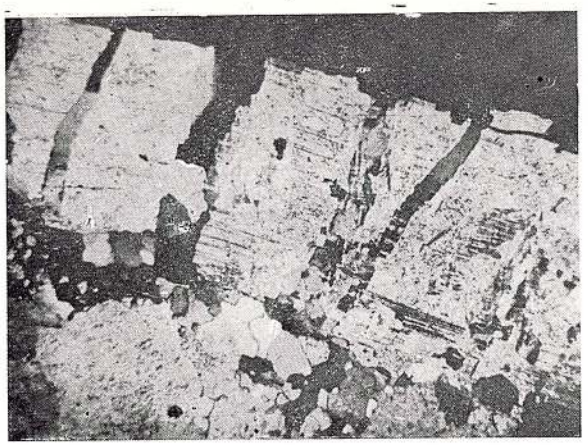
Institutul Geologic al României



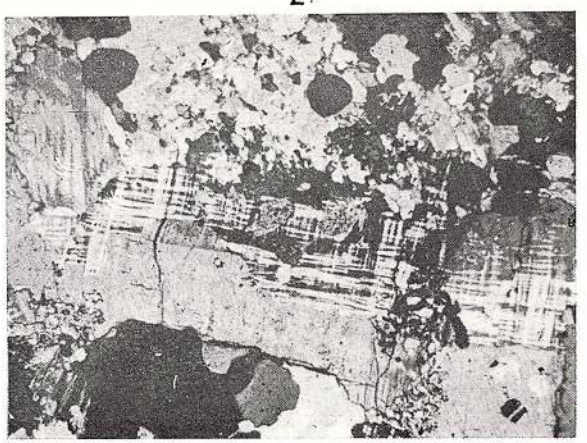
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

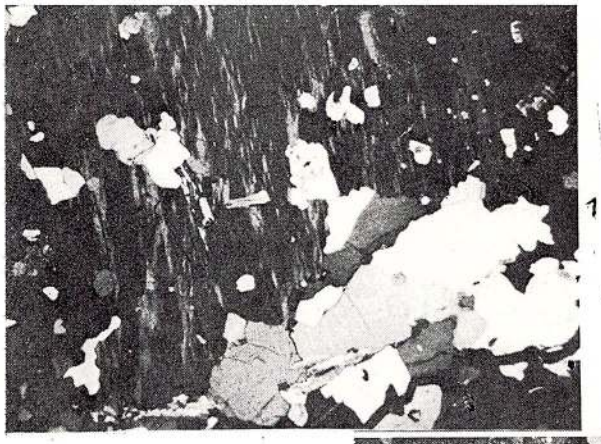
PLANȘA XIX

Fig. 1. — Fenoblast de microclin cu incluziuni de cuarț; granitoide cu biotit și muscovit în facies gnaisic. Pîrîul Sohodol, N+, ×15.
Microcline phenoblast with quartz inclusions; biotite and muscovite-bearing granitoids in gneissic facies. Sohodol Brook, N+, ×15.

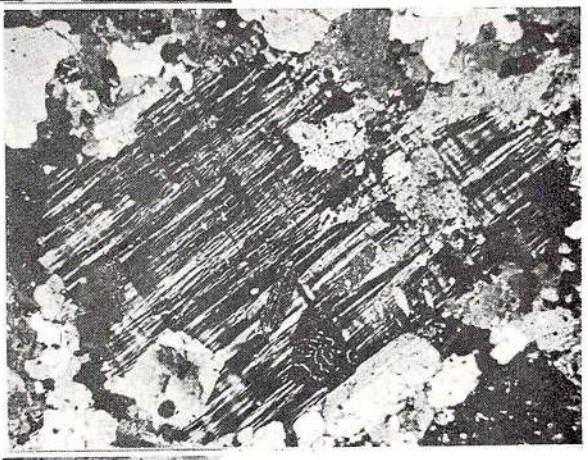
Fig. 2. — Microclin maclat în grătar cu incluziuni de cuarț și myrmekite în granitoide gnaisice. Valea Eșelnița, N+, ×15.
Cross twinned microcline with quartz and myrmekite inclusions in gneissic granitoids, Eșelnița Valley, N+, ×15.

Fig. 3. — Microclin cu tendință ocular în granitoide gnaisice. Pîrîul Seracova Mare, N+, ×15.
Microcline with ocular tendency in gneissic granitoids. Seracova Mare Brook, N+, ×15.

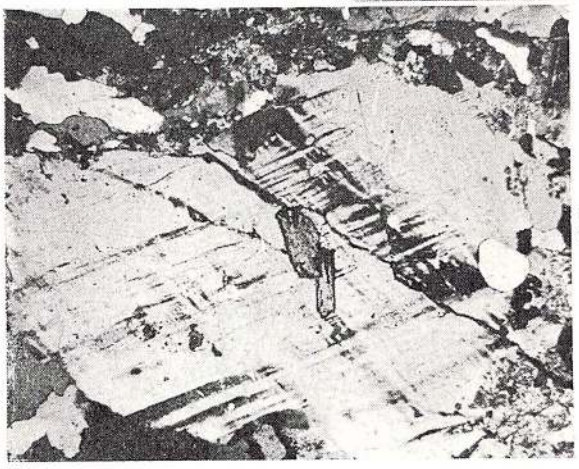
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC

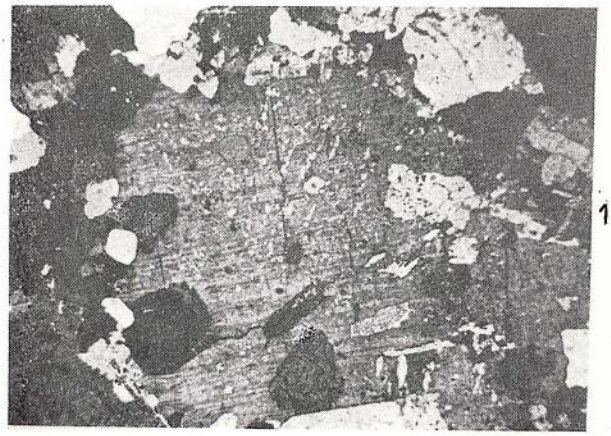
PLANȘA XX

Fig. 1. — Microclin micropertitic incluzînd fenocristale de plagioclaz; granitoide cu biotit și muscovit în facies gnaisic. Pîriul Seracova Mare, N+, ×15.
Microperthitic microcline including plagioclase phenocrysts; biotite and muscovite-bearing granitoids in gneissic facies. Seracova Mare Brook, N+, ×15.

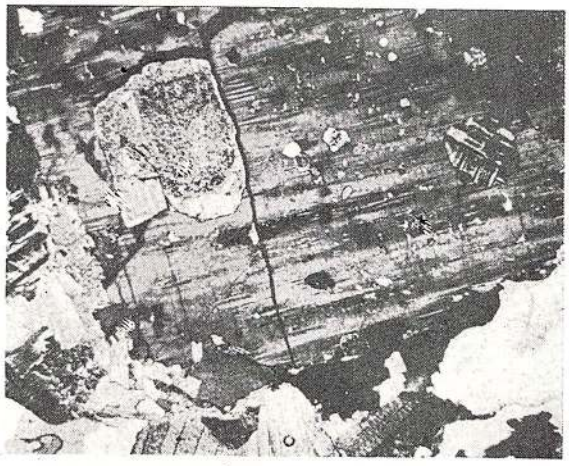
Fig. 2. — Fenoblast de microclin incluzînd plagioclaz slab zonat în granitoide gnaisice. Pîriul Seracova Mică, N+, ×15.
Microcline phenoblast including weakly zoned plagioclase in gneissic granitoids. Seracova Mică Brook, N+, ×15.

Fig. 3. — Microclin ocular din granitoide gnaisice. Pîriul Sohodol, N+, ×15.
Ocular microcline in gneissic granitoids. Seracova Brook, N+, ×15.

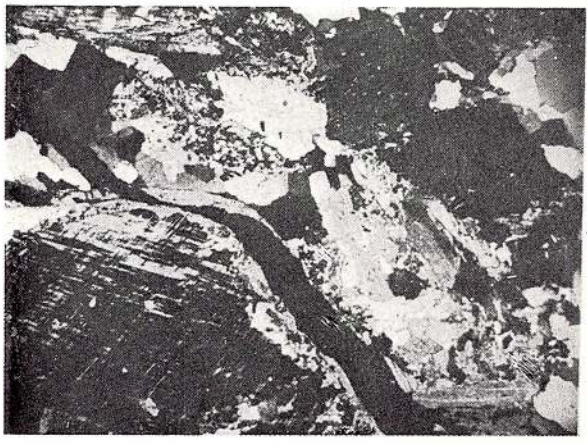
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

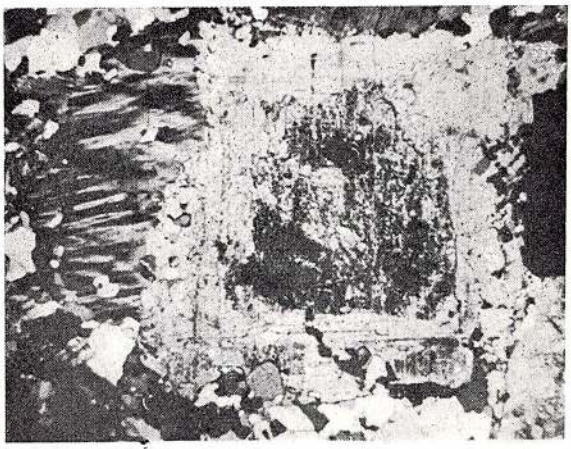
PLANȘA XXI

Fig. 1. — Plagioclaz hipidiomorf cu zona centrală alterată ; granitoide gnaisice. Pîrîul Mala N+, ×20.
Hipidiomorphous plagioclase with the central zone altered ; gneissic granitoids. Mala Brook, N+, ×20.

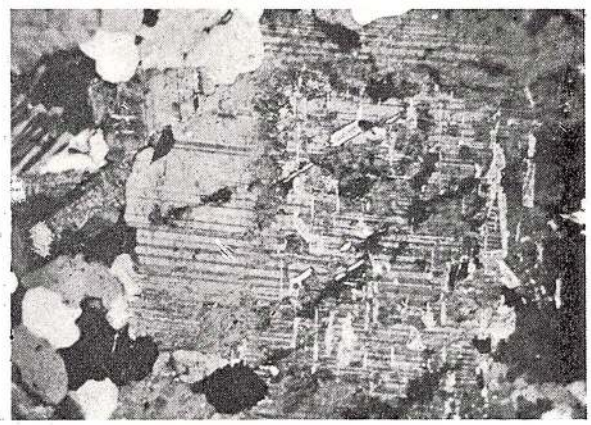
Fig. 2. — Plagioclaz sericitizat (se remarcă controlul structural — clivaje) ; granitoide masive.
Sericitized plagioclase (one may notice the structural control — cleavages) ; massive granitoids.

Fig. 3. — Plagioclaz cu coroană albitică în granitoide masive cu biotit. Pîrîul Sohodol, N +, ×15.
Plagioclase with albitic rim within biotite-bearing massive granitoids. Sohodol Brook, N+, ×15.

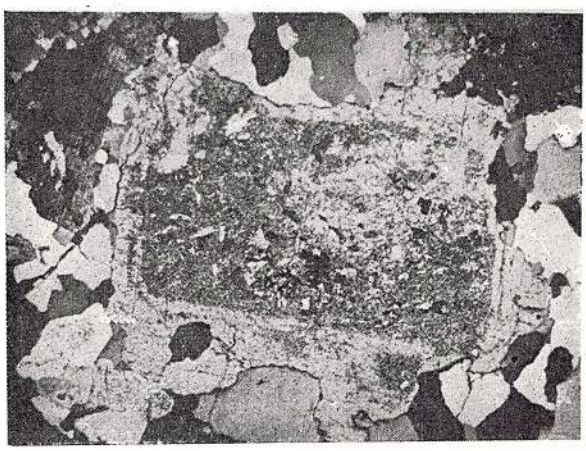
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

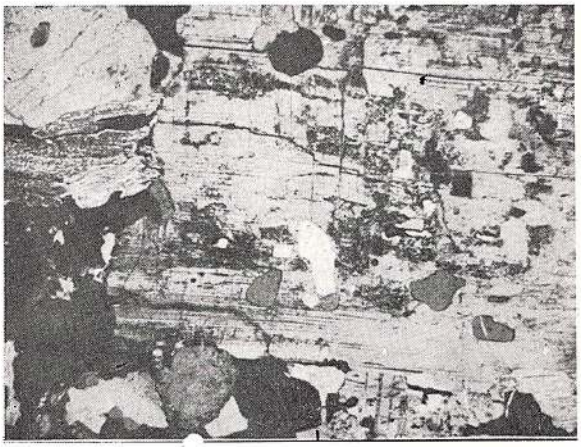
PLANȘA XXII

Fig. 1. — Plagioclaz proaspăt înglobînd cuarț; granitoide masive. Cariera Mala, N+, ×20.
Fresh plagioclase including quartz; massive granitoids. Mala quarry, N+, ×20.

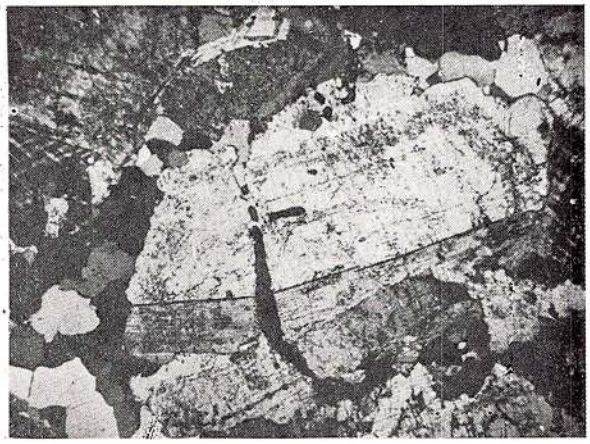
Fig. 2. — Plagioclaz slab zonat și fisurat în granitoide gnaisice de Ogradena. Pîrîul Sohodol, N+, ×20.
Weakly zoned and fissurated plagioclase within the Ogradena gneissic granitoids. Shodol Brook, N+, ×20.

Fig. 3. — Plagioclaz sericitizat din complexul retromorf. Pîrîul Costineț, N+, ×15.
Sericitized plagioclase in the retromorphous complex. Costineț Brook N+, ×15.

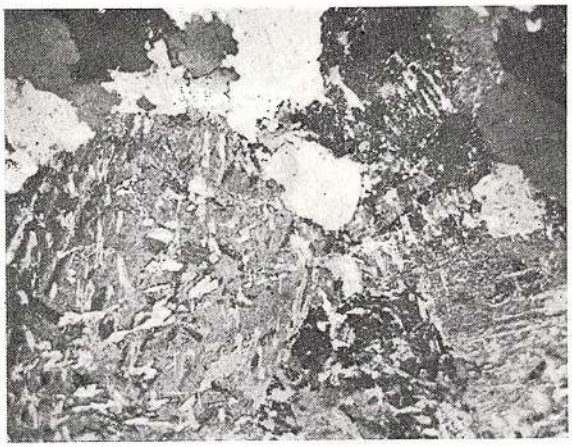
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

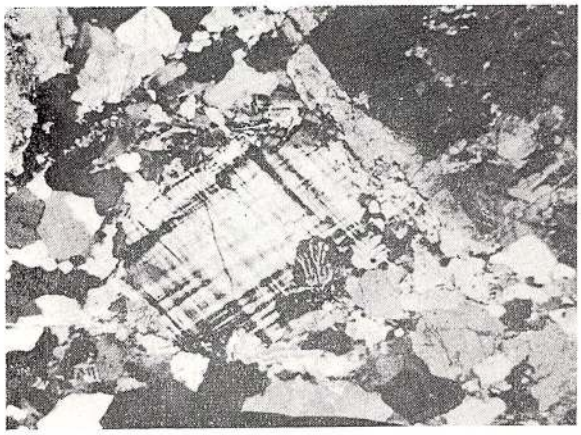
PLANȘA XXIII

Fig. 1. — Myrmekite înglobate cu aspect lobat; granitoide gnaisice de Ogradena. Pîrîul Satului, N+, ×15.
Lobe-like included myrmekites; Ogradena gneissic granitoids. Satului Brook, N+, +15.

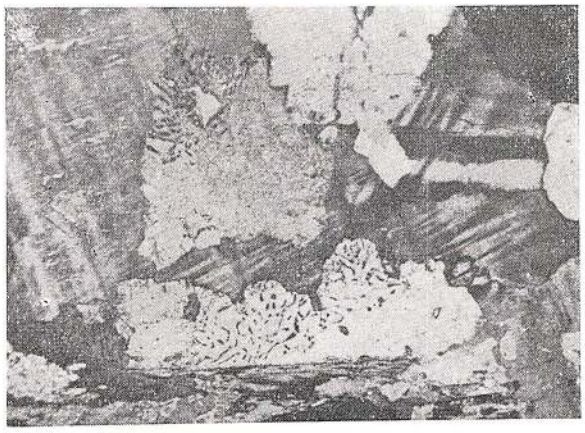
Fig. 2. — Myrmekite marginale lobate; granitoide masive. Cariera Mala, N+, ×40.
Lobe-like marginal myrmekites; massive granitoids. Mala quarry, N+, ×40.

Fig. 3. — Structuri grafice într-un pegmatit din masivul Ogradena. Valea Eşelniţa, N+, ×40, ×20.
Graphical structures within a pegmatite of the Ogradena massif. Eşelniţa Valley, N+, ×40, ×20.

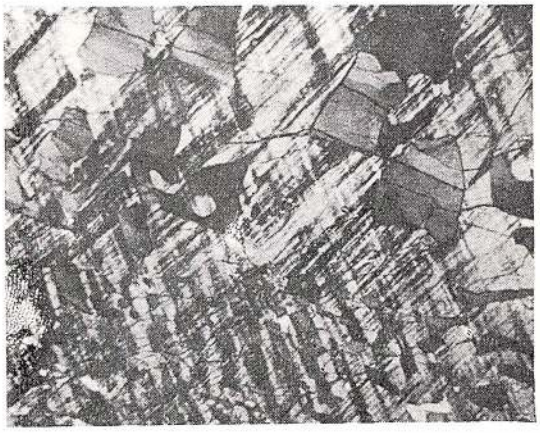
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

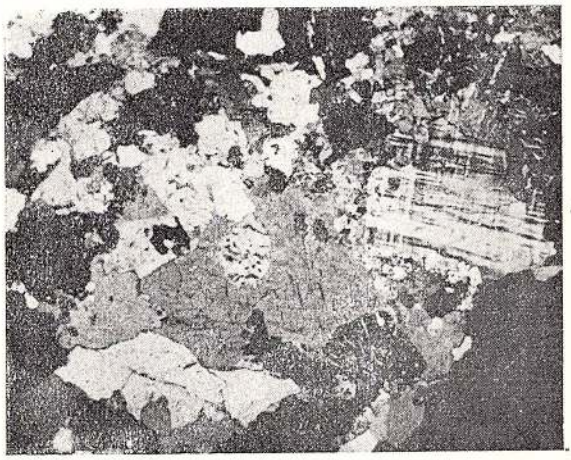
PLANȘA XXIV

Fig. 1. — Myrmekite înglobate în microclin; granitoide cu biotit și muscovit. Pîrîul Seracova Mare, N+, ×15.
Myrmekites included in the microcline; biotite and muscovite-bearing granitoids Seracova Brook, N+, ×15.

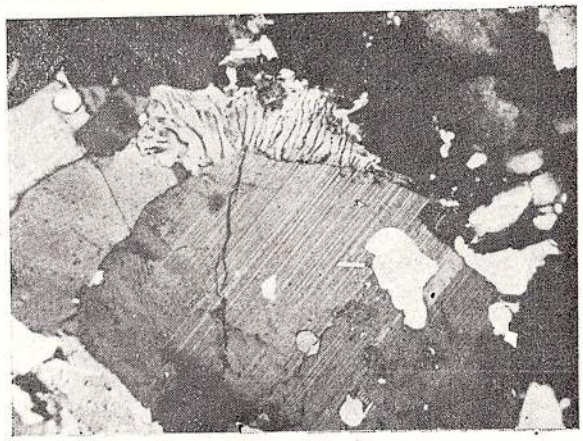
Fig. 2. — Myrmekite marginale (se remarcă îngroșarea vermiculilor de cuarț de la marginea lobată spre bază); plagioclazul include și cuarț globular; granitoide gnaisice. Pîrîul Sohodol, N+, ×20.
Marginal myrmekites (one may notice the thickening of quartz vermicules from the lobe-like margin to the base); plagioclase includes globular quartz; gneissic granitoids. Sohodol Brook, N+, ×20.

Fig. 3. — Structuri grafice într-un pegmatit din masivul Ogradena. Valea Eșelnița, N+, ×40, ×20.
Graphical structures within a pegmatite of the Ogradena massif. Eșelnița Valley, N+, ×40, ×20.

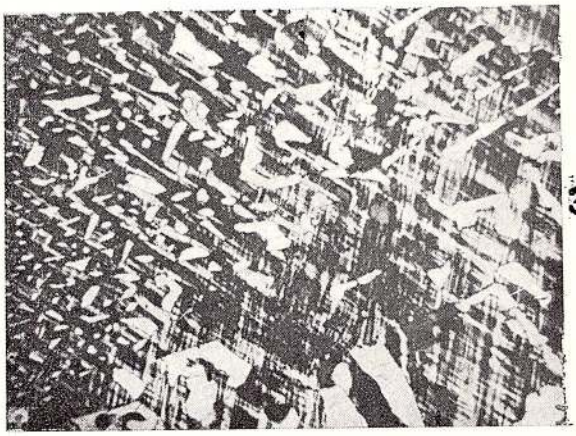
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

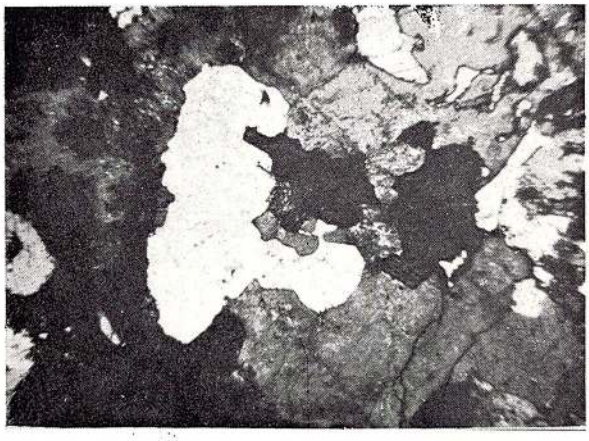
PLANȘA XXV

Fig. 1. — Plagioclaz substituit de feldspat potasic și cancrinit în sienite foidice. Cărbunăria, N+, X10.
Plagioclase substituted by potassic feldspar and cancrinite in foidic sienites. Cărbunaria, N+, ×10.

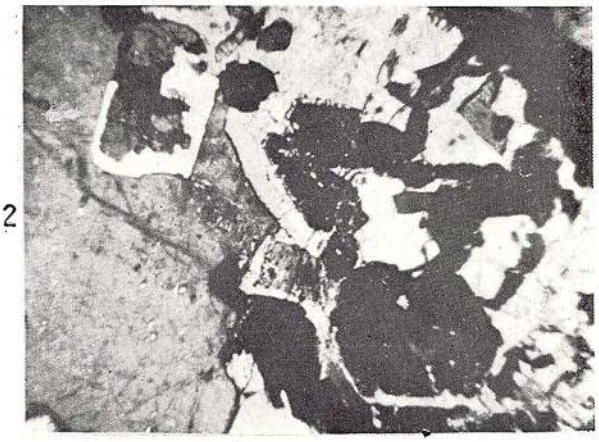
Fig. 2. — Nefelin inclus parțial în feldspat potasic și substituit marginal de cancrinit; coroana de reacție între nefelin și cancrinit din sienitele foidice de la Strineac, N+, ×10.
Nepheline partly included within potassic feldspar and marginally substituted by cancrinite; reaction rim between nepheline and cancrinite of the Strineac foidic sienites, N+, ×10.

Fig. 3. — Augit titanifer xenomorf în centrul unui cristal zonat de augit-egirin din zona marginală a sienitelor foidice de la Strineac, N+, ×18.
Xenomorphous titaniferous augite in the centre of a zoned crystal of augite-erigine in the marginal zone of the Strineac foidic sienites, N+, ×18.

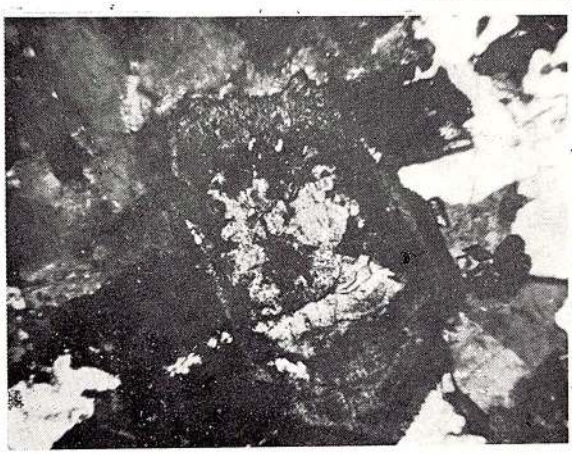
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

...ECONOMICĂ...

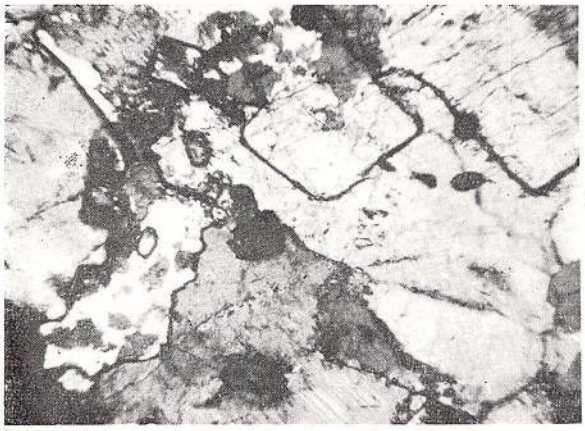
PLANȘA XXVI

Fig. 1. — Sodalit la limita nefelin-feldspat potasic în sienitele foidice din zona centrală a corpului Strineac, N+, ×15.
Sodalite at the nepheline-feldspar limit in foidic sienites of the Strineac body central zone, N+, ×15.

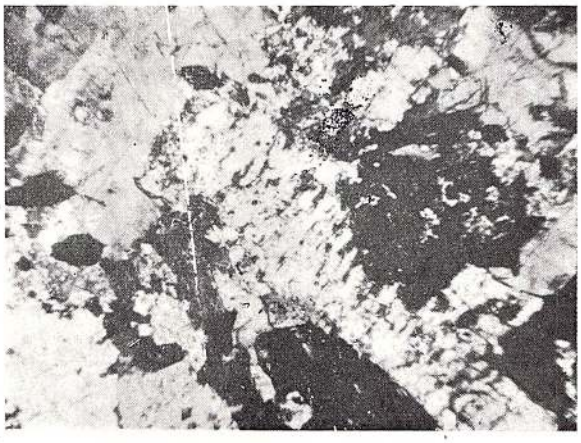
Fig. 2. — Fenocristal de nefelin în sienite foidice; corpul Strineac, N+, ×10.
Nepheline phenocryst in foidic sienites; Strineac body, N+, ×10.

Fig. 3. — Microsienit foidic cu feldspat potasic xenomorf, nefelin substituit de cancrinit granular, augit- egirin; zona periferică a corpului „Strineac", N+, ×18.
Foidic microsienite with xenomorphous potassic feldspar, nepheline substituted by granular cancrinite, augite-egirine; peripheral zone of the "Strineac" body, N+, ×18.

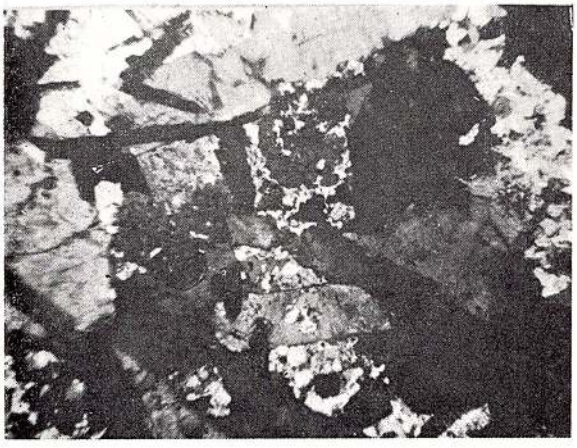
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

...OLOGIE ȘI ...

PLANȘA XXVII

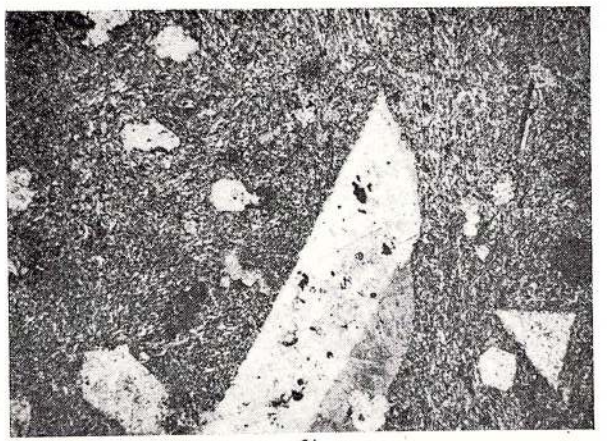
Fig. 1. — Microsienit porfiric cu textură fluidală; fenocristal de feldspat potasic maclat Carlsbad. Valea Eşelniţa, N+, ×15.
Porphyry microsienite with fluid texture; Carlsbad phenocryst of twinned potassic feldspar. Eşelniţa Valley, N+, ×15.

Fig. 2. — Cristale idiomorfe de nefelin substituite total de paragonit; microsienite foidice. Pîrîul Dres, N+, ×15.
Nepheline idiomorphous crystals totally substituted by paragonite; foidic microsienites. Dres Brook, N+, ×15.

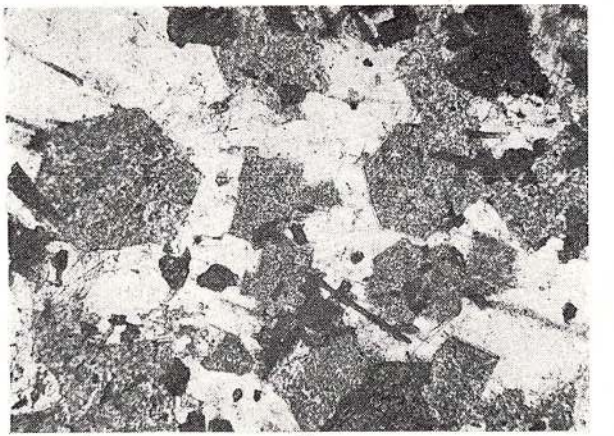
Fig. 3. — Pseudomorfoze de paragonit după nefelin în microsienite foidice. Pîrîul Dres, N+, ×15.
Pseudomorphoses of paragonite after nepheline in foidic microsienites. Dres Brook, N+, ×15.

Fig. 4. — Microsienite foidice cu textură masivă; feldspaţi potasici xenomorfi, idiomorfi, nefelin. cancrinit, melanit. Pîrîul Dres, N+, ×15.
Foidic microsienites with massive texture; xenomorphous, idiomorphous, potassic feldspars, nepheline, cancrinite, melanite. Dres Brook, N+, ×15.

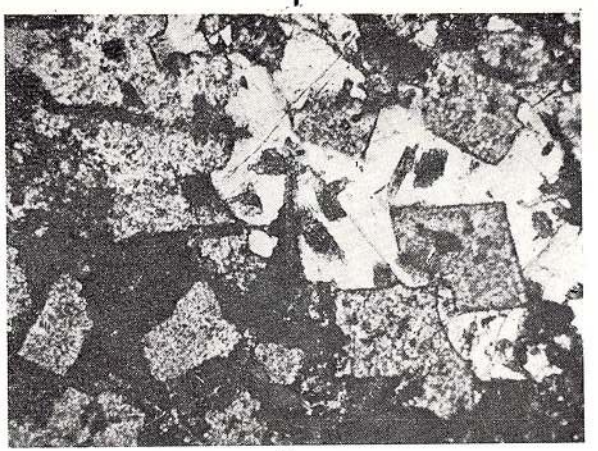
Institutul Geologic al României



1



2



3

4

Institutul Geologic al României

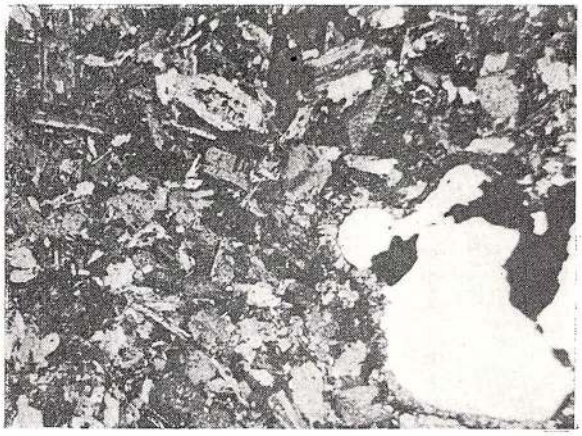
PLANȘA XXVIII

Fig. 1. — Microgranodiorit porfiric; cuarț corodat de masa fundamentală. Pîrîul Mala, N+, ×12.
Porphyry microgranodiorite; quartz corroded by the groundmass. Mala Brook, N+, ×12.

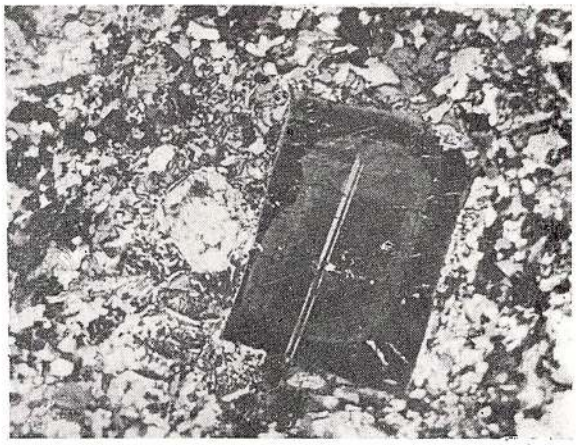
Fig. 2. — Fenocristal de plagioclaz cu zonalitate oscilator-recurentă, parțial corodat de masa fundamentală. Pîrîul Costineț, N+, ×15.
Plagioclase phenocryst with an oscillatory-recurrent zonality, partly corroded by the groundmass. Costineț Brook, N+, ×15.

Fig. 3. — Microgranodiorit porfiric; aspect al masei fundamentale mai larg cristalizată. Pîrîul Mraconia, N+, ×10.
Porphyry microgranodiorite; aspect of the groundmass with a greater crystallization. Mraconia Brook, N+, ×10.

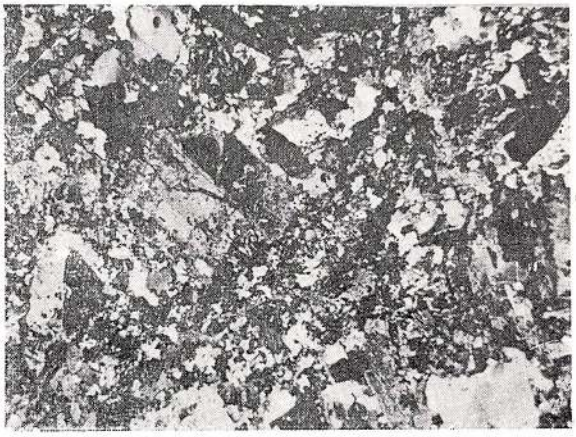
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

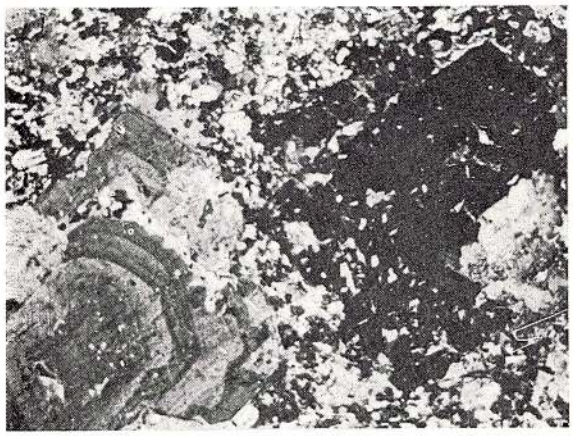
PLANŞA XXIX

Fig. 1. — Fenocristal de plagioclaz cu zonalitate normală; microgranodiorit porfiric. Pîrîul Costineţ; N+, ×10.
Plagioclase phenocryst with normal zonality; porphyry microgranodiorite. Costineţ Brook; N+, ×10.

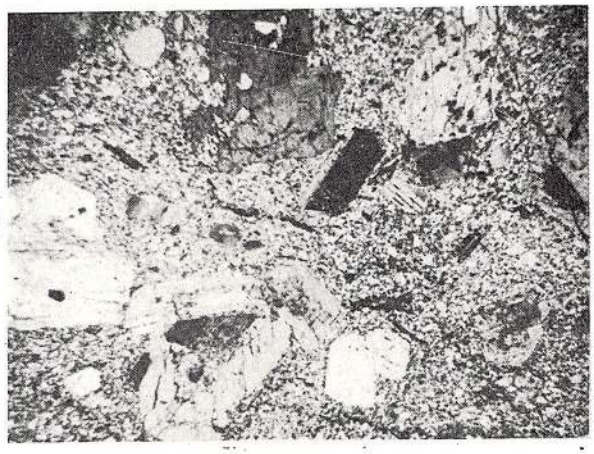
Fig. 2. — Structură porfirică evidentă; fenocristale de plagioclaz, cuarţ şi biotit răsucit într-o masă microcristalină. Pîrîul Căprăriţii, N+, ×10.
Evident prophyry structure; phenocrysts of plagioclase, quartz and biotite distorted within a microcrystalline mass. Căprăriţii Brook, N+, ×10.

Fig. 3. — Enclave oculare reprezentate de agregate microcristaline, în care cuarţul are extincţie ondulatorie şi caracter metamorfic; de asemenea, cristale de biotit răsucite. Pîrîul Mraconia, N+, ×10.
Ocular enclaves represented by microcrystalline aggregates wherein quartz has undulatory, extinction, and metamorphic character; also, distored biotite crystals. Mraconia Brook, N+, ×10.

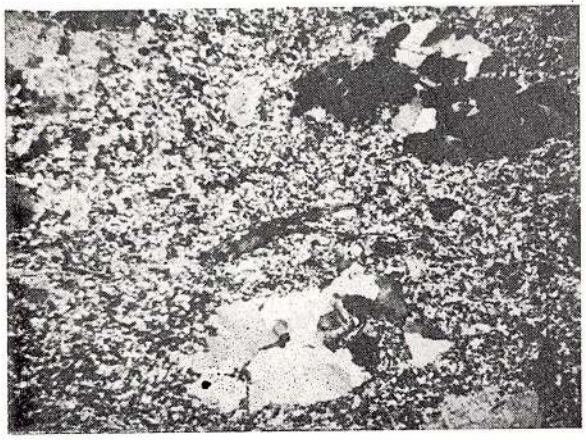
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

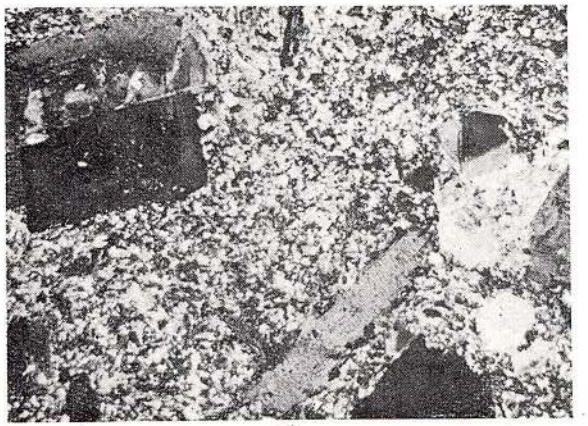
PLANȘA XXX

Fig. 1.2. — Fenocristale de plagioclaz și biotit în microgranodiorite porfirice. Pîriul Satului, N+, ×10.
Phenocrysts of plagioclase and biotite in porphyry microgranodiorites. Satului Brook, N+, ×10.

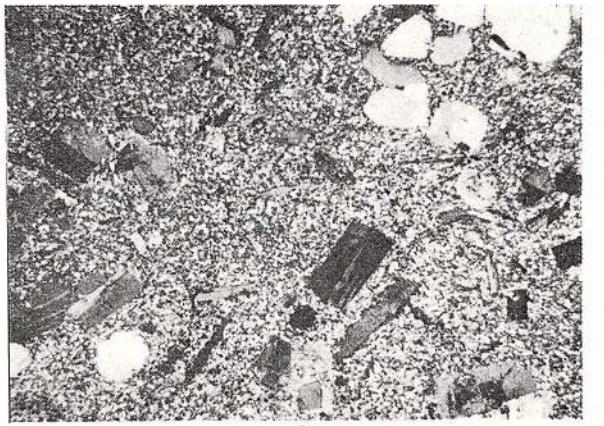
Fig. 3. — Masă fundamentală cu structură granofirică; microgranodiorit porfiric. Pîriul Seracova Mare, N+, ×10.
Groundmass with granophyric structure; porphyry granodiorite. Seracova Brook, N+, ×10.

Fig. 4. — Fenocristal de biotit în microgranodiorit porfiric. Pîriul Mraconia, N+, ×10.
Biotite phenocryst in porphyry microgranodiorite. Mraconia Brook, N+, ×10.

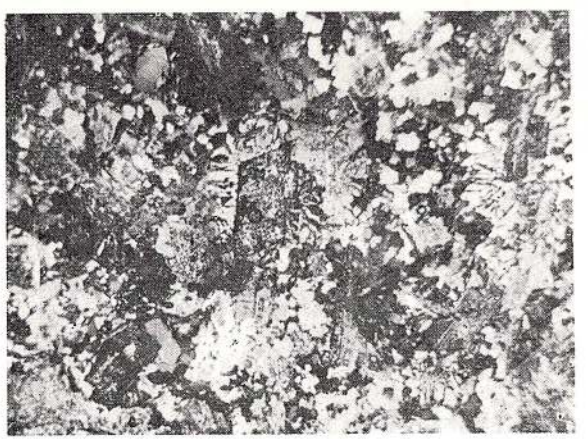
Institutul Geologic al României



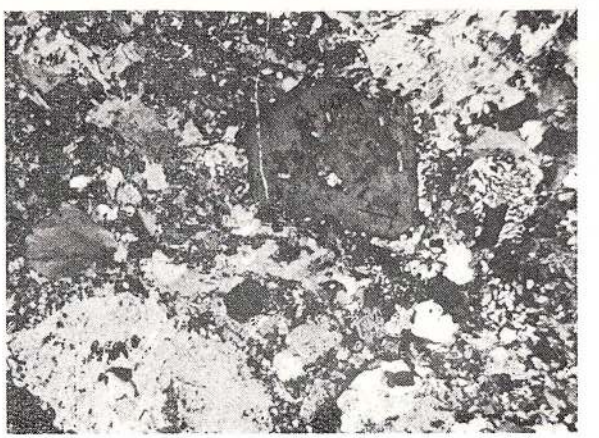
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

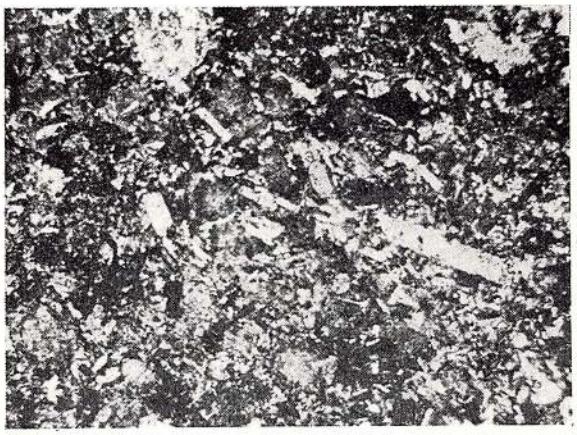
PLANȘA XXXI

Fig. 1. — Camptonit. Valea Eșelnița, N+, ×10.
Camptonite. Eșelnița Valley, N+, ×10.

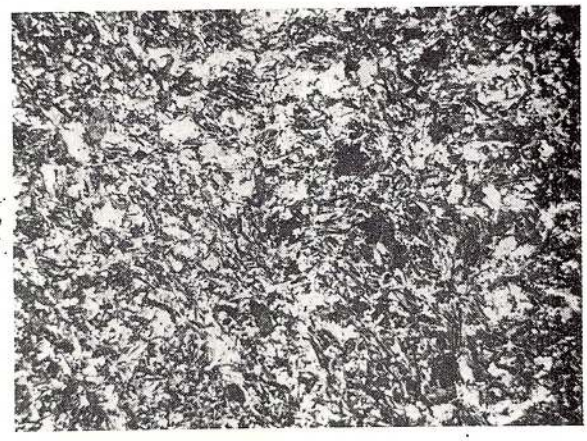
Fig. 2. — Lamprofir cu structură microcristalină. Pîrîul Sohodol — Bărbuși, N+, ×10.
Lamprophyre with microcrystalline structure. Sohodol—Bărbuși Brook, N+, ×10.

Fig. 3. — Fenocristal de biotit cu calcit pe planele de clivaj. Pîrîul Seracova Mare, N+, ×10.
Biotite phenocryst with calcite on cleavage planes. Seracova Mare Brook, N +, ×10.

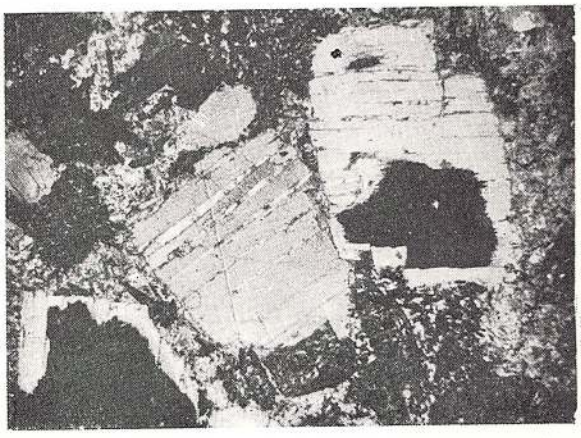
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXXII

Fig. 1,2. — Orientarea cristalelor de muscovit și biotit în granitoide masive (1) și în granitoide gnaisice (2).
Orientation of muscovite and biotite crystals in massive (1) and gneissic granitoids (2).

Institutul Geologic al României

1

2

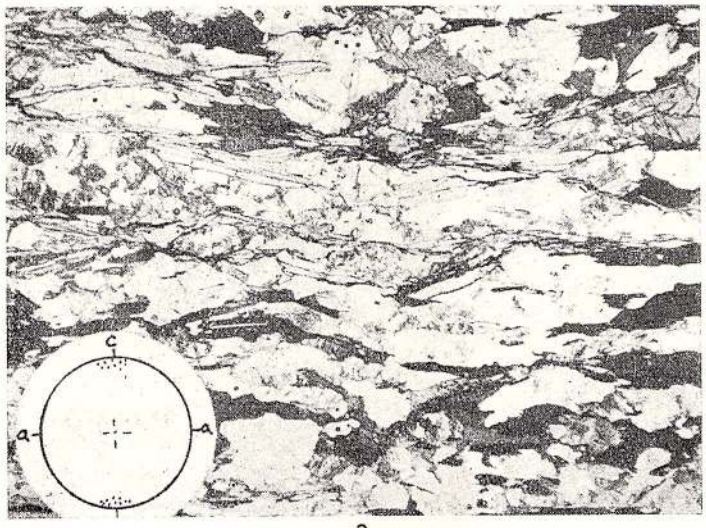
Institutul Geologic al României

PLANŞA XXXIII

Fig. 1,2. — Orientarea cristalelor de muscovit şi biotit în granitoide gnaisice (1) şi în intercalaţiile de şisturi cristaline (2).
Orientation of muscovite and biotite crystals in gneissic granitoids (1) and intercalations of crystalline schists (2).

Institutul Geologic al României

1



2

Institutul Geologic al României

PLATE XXXIV

Geological map of the Ogradena granitoid massif — scale 1 :25,0000 :
A. Sedimentary rocks : 1, Quaternary deposits; 2, Tortonian deposits; 3, Mesozoic deposits.
B. Magmatic rocks : 4, lamprophyres; 5, porphyry microgranodiorites; 6, foidic sienites, porphyry microsienites.
C. Crystalline schists and associated granitoids : I. *Getic domain* : 7, Gneisses, amphibolites, quartzites; II. *Autochthonous domain* : 8, 9, Ogradena granitoids : (γ_3) massive, (γ_2) gneissic, (cs) limestones with silicates, (c) crystalline limestones, (s) biotitic schists, (ms) micaschists, (p) paragnessies, (α) amphiboles ; 10, complex of phyllites ; 11, complex of retromorphites (a) and of cataclasites (b) ; 12, Lucidol granitoids : normal facies (a) and pegmatitic facies (b); 13, complex of amphibolite rocks (a) and of crystalline limestones (b); 14, complex of quartz-feldspathic and micaceous rocks; 15, geological boundary; 16, fault; 17, overthrust line; 18, limit of the granitoid massif; 19, anticlinal axis; 20, synclinal axis; 21, position in crystalline schists and sedimentary rocks; 22, position of granitoid intercalations; 23, position of foliation in granitoids.

PLATE XXXV

Geological sections through the Ogradena massif :
A. Sedimentary rocks ; 1, Quaternary deposits; 2, Mesozoic deposits.
B. Crystalline schists and associated granitoids : I, *Getic domain:* 3, gneisses, amphibolites, quartzites; II, *Autochthonous domain* : 4, Ogradena granitoids : granitoids (a) intercalations (b), massive (γ_3) gneissic (γ_2) ; 5, complex of phyllites ; 6, complex of retromorphites (a) and of cataclasites (b) ; 7, Lucidol granitoids ; 8, complex of amphibolic rocks (a) and of crystalline limestones (b) ; 9, complex of quartz-feldspathic and micaceous rocks; 10, foidic sienites.

PLATE XXXVI

Geological cross profile along the Eşelniţa Valley between the Criviţa and Cusa Brooks — scale 1 :10,000 :
1, massive granitoids; 2, gneissic granitoids; 3, intercalations of micaschists (m), paragneisses (p), amphiboles (α) ; 4, schlieren ; 5, quartz feldspathic crystalline complex ; 6, porphyry microgranodiorites ; 7, porphyry microsienites ; 8, lamprophyres.

PLATE XXXVII

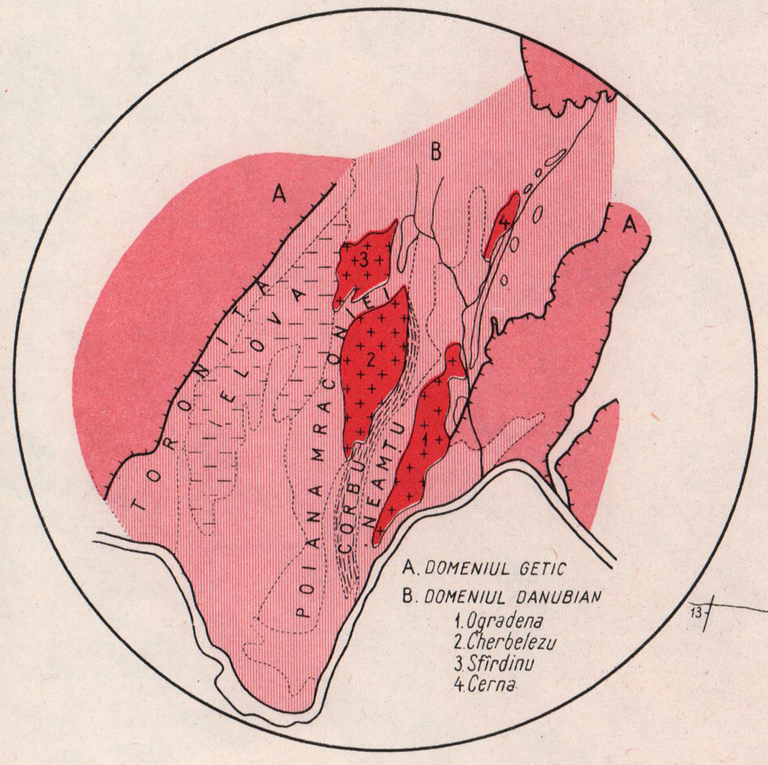
Tectonic evolution of migmatites in the Ogradena — Cerna zone (Banat).

Institutul Geologic al României

N. ANASTASIU

HARTA GEOLOGICĂ A MASIVULUI GRANITOID OGRADENA

0 250 500 750 1000 m



LEGENDA

A. ROCI SEDIMENTARE

1. Depozite cuaternare
2. Depozite tortoniene
3. Depozite mezozoice

B. ROCI MAGMATICE

4. Lamprofire
5. Microgranodiorite porfirice
6. Sienite foidice / Microsienite porfirice

C. ȘISTURI CRISTALINE ȘI GRANITOIDE ASOCIATE

I DOMENIUL GETIC

7. Gnaise, amfibolite, cuarțite

II DOMENIUL AUTOHTON

8. Granitoide de Ogradena — Granitoide: Γ_3 Masive; Γ_2 Gnaisice
9.
10. Complexul filitelor
11. Complexul retromorfitelor (a) și al cataclazitelor (b)
12. Granitoide de Lucidol — a) Facies normal; b) Facies pegmatitic
13. Complexul rocilor amfibolice (a) și al calcarelor cristaline (b)
14. Complexul rocilor cuarțo-feldspatice și micacee

Intercalații: c.s. Calcare cu silicați; c Calcare cristaline; s Șisturi biotitice; ms Micașisturi; p Paragnaise; α Amfibolite

15. Limită geologică
16. Falie
17. Linie de încălecare
18. Limita masivului granitoid
19. Ax de anticlinal
20. Ax de sinclinal
21. Poziția în șisturi cristaline și roci sedimentare
22. Poziția intercalațiilor din granitoide
23. Poziția foliației în granitoide

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

N. ANASTASIU

SECȚIUNI GEOLOGICE PRIN MASIVUL GRANITOID OGRADENA

W I p.Lucidol E I'

W II p.Crivița Natamene p.Seracova E II'

W-NW III p.Cusa p.Dres v.Eșelnița p.Crivița E-SE III'

W-NW IV p.Mala p.Scorus E-SE IV'

W-NW V p.Costinet p.Satului E-SE V'

LEGENDA

A. ROCI SEDIMENTARE

1 Depozite cuaternare

2 Depozite mezozoice

B. ȘISTURI CRISTALINE ȘI GRANITOIDE ASOCIATE

I. DOMENIUL GETIC

3 Gnaise, amfibolite, cuarțite

II. DOMENIUL AUTOHTON

4 a. Granitoide de Ogradena (γ_3 = masive, γ_2 = gnaisice)
b. Intercalații

5 Complexul filitelor

6 Complexul retromorfitelor și al cataclazitelor

Granitoide de Lucidol

8 Complexul rocilor amfibolice și al calcarelor cristaline

9 Complexul rocilor cuarțo-feldspatice și micacee

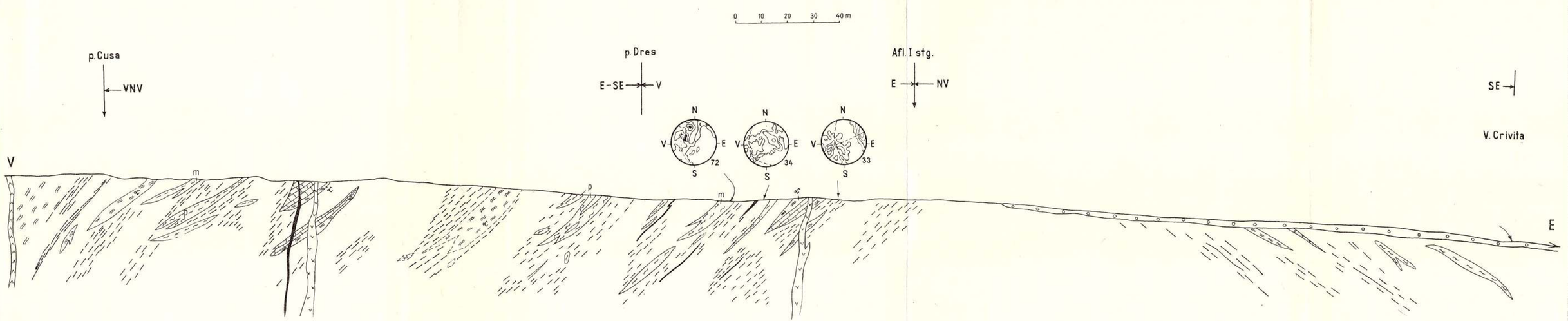
10 Gy Sienite foidice

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

N. ANASTASIU

PROFIL GEOLOGIC TRANSVERSAL PE VALEA EȘELNIȚA ÎNTRE P. CRIVIȚA ȘI P. CUSA



										Acoperit
Bi	Bi	Bi Bi	Bi	Bi	Bi		Bi	Bi Bi		Biotit
Mu	Mu	– –	–	–	Mu		Mu	Mu		Muscovit
82-86		76-85		84-86	–	74-84	80-83	78-84		2V∝Fdp.K
			20	18-20	18	18-20	18			% An plg.

LEGENDA

1. Granitoide masive (γ_2)
2. Granitoide gnaisice (γ_3)
3. Intercalații micașist, paragnais, amfibolit
4. Șlire
5. Complex cristalin cuarto-feldspatic
6. Microgranodiorite porfirice
7. Microsienite porfirice
8. Lamprofire

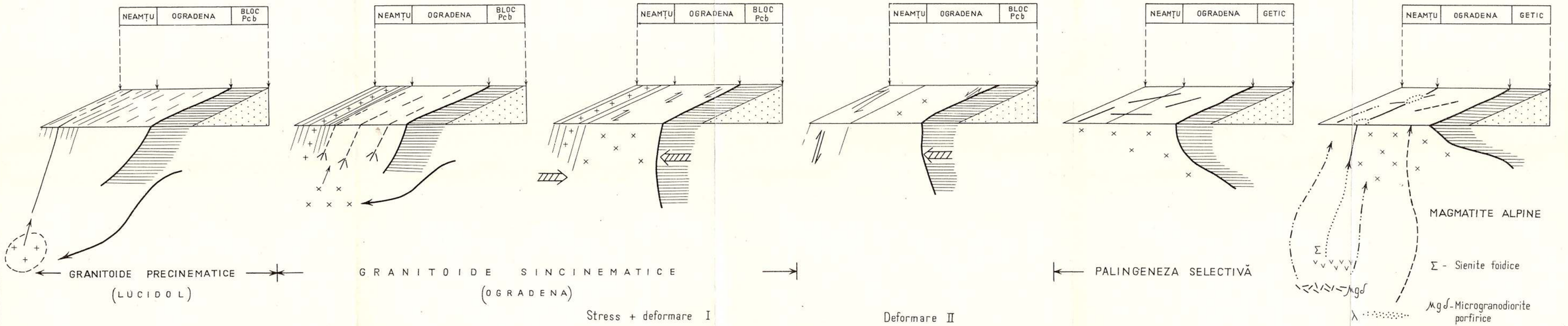
Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

N. ANASTASIU

EVOLUȚIA TECTONICĂ A MAGMATITELOR DIN ZONA OGRADENA-CERNA (BANAT)

B A I C A L I A N — HERCINIC — A L P I N



GRANITOIDE PRECINEMATICE (LUCIDOL)

GRANITOIDE SINCINEMATICE (OGRADENA)

PALINGENEZA SELECTIVĂ

Fracturi adînci (A_1)

Fracturi (B_1)

Stress + deformare I

Deformare II

Reactivare A_1

Retromorfismul cristalinului de Neamțu

Fracturi transversale

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

lattice from the moment of its crystallization up to now. Their reasoning, however, sets up the following matter :

Origin and History of the Microcline

The varied physiographical, optical and structural characteristics of the potassic feldspar in different facies of the Ogradena granitoids can be explained if we admit :

— crystallization — at the moment of the instrusion of granitoids — of a potassic feldspar with monocline symmetry, common to both facies — gneissic and massive — and stable in the primary granitic paragenesis ;

— that starting from this structural state the feldspar has had a continuous evolution under the influence of the kinematic factors and those of the subsolidus transformations.

The kinematic control and the different intensity of the movements affecting the granitoids, respectively, explain the passing from the monoclinic to the triclinic symmetry (Δ values higher in the gneissic granitoids than in the massive ones) and the omnipresence of cross twins. Also, the formation of the microcline as an initial triclinic phase (M a r m o, 1967, 1971) would be hard to explain taking into account the presence of some optical parameters with variable limits.

The present shape of the potassic feldspar — the intermediary and maximum microcline — usually stable at temperatures below 525°C (M a c k e n z i e, 1954, S m i t h, 1961) cannot be but the result of the adaptation to these thermal and kinematic conditions. Such conditions are also confirmed by the low content of Na existent in the microcline of the Ogradena granitoids (A n a s t a s i u, 1971). These transformations, under subsolidus conditions, have been accompanied by recrystallizations with a limited character (especially for massive granitoids) which explains :

— the lower values of the triclinicity of the potassic feldspar in the massive granitoids ;

— the substitution relationships between the potassic and the plagioclase feldspar ;

— small variations of the K content in the massive granitoids.

The presence, within the same type of rock, of phenoblasts and interstitial forms with identical properties, reflects their synchronous evolution and, through this, points out again the part played by deformation in the accomplishment of the characteristics of the potassic feldspars.

PETROGENETICAL CORRELATIONS AND HYPOTHESES

Mineralogy — Petrogenesis Correlation

The paragenetical association defining the Ogradena and Lucidol granitoids — *potassic feldspar + plagioclase + quartz* — does not occur as a result of one petrogenetic „act", but of a succession of moments controlled by : *crystallization, deformation* and *remobilization + recrystallization.*

The three processes define the main stages in the accomplishment of the structural and textural characteristics presented by the granitoid rocks at present.

We consider that in a first stage — that of crystallization — at the moment of the intrusion of the Lucidol magmas and then of the Ogradena, there were formed :

— weakly zoned plagioclase ;

— potassic feldspar with monoclinic symmetry ;

— quartz.

Institutul Geologic al României

It is at this moment that the actual differences of composition and structure between the two types of granitoids begin to occur and they are due to the different evolutions — in time and space — of the respective magmas.

The *potassic feldspar + plagioclase + quartz* paragenesis in *the Lucidol granitoids* generally reflects a more rapid cooling (conditioned by the small volume of melting as well as by the great difference between the melting temperature and that of the surrounding rocks) which did not allow a complete adaptation of the lattice with a monoclinic symmetry to the lattice with a triclinic symmetry and, therefore, the reaching of a high degree of ordination Si/Al. The parameters (2V, Δ) measured for the potassic feldspar of these rocks are thus explained. The subsequent movements — of deformation and, especially, lamination — which have affected these feldspars — intercept certain zones of the granitoids and determine the increase of some of the values of the above-mentioned parameters.

Hence, it results that if the cooling is too rapid and the moment of deformation is too far away compared to it and also too short — as time interval — the potassic feldspars will not undergo important modifications of the inner structure.

Plagioclase and quartz — excepting the recording of the effects of the same moment of deformation which also affected the potassic feldspar — do not reflect particular transformations.

In *the Ogradena granitoids, the potassic feldspar + plagioclase + quartz* association presents important relationships and significances.

At the moment of crystallization, the potassic feldspar had a monoclinic symmetry, the cooling of the intrusion being done slowly and under stress conditions. The subsolidus transformations — controlled by the slow cooling and deformation — determined the subsequent evolution of the potassic feldspars and of the coexistent minerals. It is under these circumstances that both the passing from the monoclinic to the triclinic symmetry and the gradual ordonation of the lattice were carried out. The maximum microcline in the gnaissic granitoids represents the effect of some deformation movements.

On the general background of these movements — plagioclase and quartz also undergo „mechanic" transformations. Now, there are created conditions for some important transformations which surpass in time the moment of deformation :

— the partial remobilization of quartz and the substitution — by it — of plagioclase with the appearance of the myrmekitic structures ;

— partial remobilization of the potassic feldspar and the local substitution of plagioclase ; the potassic feldspar gains some optical and structural parameters proper to these moments ;

— recrystallization of some quartz aggregates wherein quartz loses its undulatory extinction ;

— by these processes — on the whole — a part of the granitoids regain a massive texture

In connection with the albitic external zones of plagioclase one may notice that they are interrupted both by the fissures croscutting the crystals and by quartz or the potassic feldspar which penetrates them ; therefore, these aspects — "the albitic crowns" — may be regarded as the result of some decalcification processes prior to the above-mentioned remobilizations.

Tectonics — Petrostructure — Petrogenesis Correlation

The general concordance between the Ogradena granitoids and the Neamțu crystalline, the extention of the lamination zones in the eastern side, the cataclastic structures and the brec-

Institutul Geologic al României

cious structures or the presence of the retromorphism zones in the western side are only some aspects imposing a correlation between the position of the massive and its tectonic features as a whole.

As there are no certain arguments regarding the age of the crystalline schists in the southern part of the Danubian crystaline — it being considered only relying on some parallelizations — we have to resort to guiding stages :

Stage I — metamorphism and intrusion of the Lucidol granitoids ;

Stage II — outlining the crystalline structure and intrusion of the Ogradena granitoids ;

Stage III — retromorphism of the Neamţu crystalline.

For each of these moments, in the evolution of the granitoids there may be established a correlation between dynamics — stress and deformation — and its effects — *''S''* planes, dislocations, etc. (Fig.58, Pl. I).

Stage I—II were dominated by stress and deformation—I which brought about the appearance of the crystalline schistosity and the foliation of the granitoids (*S* planes).Parly synchronous with the appearance of the *''S''* elements, but exceeding the stress in time,blastesis determines the optical orientation of quartz within the massive granitoids. At the end of this stage, the massif is affected by tension joints (D$_1$-''ac'') and then by shear joints (D$_2$-''bc'').

The uplifting of the granitoids and of the surrounding crystalline is accompanied by plicative and disjunctive faults. Thus, the aspect of the sinuous anticlinorium of the massif as well as the abnormal contacts with the Neamţu crystalline are now realized by directed forces of different intensity. These contacts — the longitudinal fauls (F_1 — *''bc''*) — represented potential zones for the subsequent intrusion of the alpine magmatites.

In Stage III we consider that the only dynamic factor is repsented by deformation—II. The *''bc''* fractures are regenerated and the retromorphism phenomena stimulated.

The newest faults in the region are represented by the transversal fractures (F_2 — *''ac''*). They intersect the retromorphosed series, the lamprophyre veins and accomplish the structural image of the Ogradena massif.

On the basis of the microtectonic elements there may be outlined sectors with different behaviour within the massif. Thus, the central zone appears as the least involved in movements in comparison with the northern sector, which is much more affected. That is why a coincidence is effected between *''S''* and *''D''*. For the whole surface of the massif it seems, however, impossible to use the joint planes for genetic interpretations.

The microtectonical and petrostructural data confirm the concordant position of the Ogradena granitoid body as well as its sinkinematic character.

Origin and Evolution of the Granitoids

The petrogenetic process of intrusion and the evolution of the granitoids as well as the associated crystalline schists are imagined as a succession of moments, the outstanding parts being played by : the major structural control ; anatexis and palyngenesis successive phenomena ; the nature of the material subjected to these phenomena ; the subsolidus transformations of regional importance ; late dynamics and retromorphism.

Thus, *the Lucidol granitoids* represent the consolidation products of a palyngenetic melting formed within the Neamţu area, in its deep zones, on grounds of some rocks relatively rich in potassium (experimental data — W i n k l e r and v o n P l a t e n, 1961 ; W i n k l e r,

Institutul Geologic al României

1960; B r o w n, 1970, etc. — confirmed the possibility of the formation of such melting at T = 700 — 750°C with a higher than 9 per cent water content, at pressures exceeding 5 kb).

The intrusion has been controlled by a deep fracture, parallel to the margin of a Precambrian block which seems to have controlled the formation of the granitoids of the South Carpathians by subduction movements (S a v u, 1973). The conditions of the location of this melting determined — within a limited space — a relatively rapid crystallization.

Taking into account the relationships of the Lucidol granitoids with the Neamţu crystalline and trying to ascribe them to the moments of organic paroxism we have to consider them as prekinematic.

„The Ogradena Phenomenon" — much more extended and more complex — is the result of some processes which, at the level of the South Carpathians, occurred at a regional scale, but here — at Ogradena — they have certain peculiarities.

The location of the massif within the Parîng—Vulcan — Cerna Valley alignment (S a v u, 1970) in the extension of the tectonic accidents along the Cerna Valley — which probably represent old dislocations retaken in the alpine cycle — could not remain without consequences (A n a s t a s i u, 1972). The mobility of this zone — extended in size and important as concerns functuality — occurred subsequently to the „Lucidol fracture" and east of it, and had an impact on the structure characteristics of the rocks influencing at the same time the evolution of the petrogenetic processes (Pl.I).

On the whole, the Ogradena massif is the result of the intrusion of some anatectic meltings, probably with a diatexite character (M e h n e r t, 1968), homogeneous from the composition viewpoint and heterogeneous from the structural viewpoint. Their conditions of formation and evolution are clearly different from those of the meltings which have generated the Lucidol granitoids:

— the appearance of anatexis at smaller depths, at temperatures of 675—700 °C (corresponding, according to W i n k l e r, to the mentioned conditions), and pressures up to 4—5 kb (depending on the water content), has led to the formation of chalco-alkaline meltings, with sodic-granite-granodioritic compositions;

— the instrusion, under stress conditions, of some viscous, partly crystallized, meltings (relict granets, biotite schlieren) transporting gneissic xenoliths, relicts of initial material;

— the reduced difference in space between the zones of the anatexis release and the intrusion zone, represented by the Ogradena crystalline — today as intercalations within the massif.

The crystallization process led to the formation of granitoids with heterogenous structures at the massif scale, wherein gneissic granitoids develop subsequently under stress and lamination conditions.

The subsolidus transformations affecting the granitoids represent an important stage in the subsequent evolution of the granitoids. The dynamic conditions — deformation undergone by the massif — and, probably, thermal modification caused by the change of the geothermal gradients in the consolidation zone of the Ogradena granitoides are supposed to be the determinant factors of these transformations.

These transformations give an unoriented structure to the rocks of some parts of the massif. The occurrence of myrmekites and the substitution relationships between the microcline and plagioclase are major phenomena which, within these transformations, define the microstructures of the Ogradena granitoids. From now on, the Ogradena massif behaves as a rigid block which preserves the metamorphism degree of the Ogradena crystalline, thus, projecting

Institutul Geologic al României

it against the phenomena of retromorphism which, stimulated by the reactivation of the systems of fractures, parallel to the massif margin, partly affected the Neamţu crystaline.

CONCLUSIONS

On the General Geology and the Evolution of the Region

— The zone of SE Banat, comprised by the Săcărştiţa Valley, the Cerna Valley, the Danube and the Mraconia Valley, has a complex evolution and may be considered as classical for the study of the relationships between granitoids and crystalline schists.

— Within the Neamţu crystalline, beside the Ogradena granitoids, the Lucidol granitoids. a manifestation form of an old prekinematic magmatism (in comparison with the Baikalian movements), are outlined for the first time.

— The Neamţu crystalline groups the metamorphism products formed under the conditions of the amphibolite facies, staurolite subfacies, partly resumed — within a new stage — in a regresive metamorphism under the conditions of the greenschist facies. Thus, a complex of retromorphites and cataclasites, which are not cartographically indicated in our literature, is outlined within the old Neamţu Series.

— The structural study confirms the position of the Ogradena granitoids within the axis of a major anticline and defines within them an anticlinorium structure which disappears north of the Eşelniţa Valley in monoclinal structure. *The para-autochthonous* and *sinkinematic* character of these rocks is defined.

— The intercalations of crystalline schists represent a defining characteristic of the Ogradena massif. They represent remants of an ancient crystalline ''hanging wall'' whose metamorphism degree has been preserved by the intrusion of the respective granitoids. Thus, contributions to the deciphering of the relationships between the crystalline schists and the granitoid rocks, to the specification of the enclave types and to the pointing out of their significance are brought about.

— In the evolution of the region there are clearly pointed out four distinct stages marked by :

I — the metamorphism of the Neamţu crystalline and the intrusion of the Lucidol granitoids ;

II — the outlining of the crystalline structure and the intrusion of the Ogradena granitoids ;

III — the retromorphism of the Neamţu crystalline ;

IV — the occurrence of the alpine magmatites.

On Granitoids

— The intrusion of the granitoids — of Lucidol and Ogradena — has been controlled by systems of deep fractures which, during the evolution of the region, has functioned from west eastwards and which partly (the western ones) have been regenerated, subsequently, stimulating retromorphism processes. Thus, earlier results of the geological research in the crystalline fields, namely the connection between deformation and retromorphism, are confirmed.

— The Lucidol and the Ogradena granitoids represent products of some palynologic and anatectic processes which developed successively at different depths of the crust, at the contact of ,,the Neamţu domain'' with the archaic consolidated ,,block'' which constituted,

Institutul Geologic al României

in the evolution of the zone, an important ,,counterfort'' (probably with important phenomena of overthrust subduction).

— Our attempt to decipher the petrography, chemism and structure of the Ogradena massif points out the idea that the Ogradena granitoids, in their present form, do not represent the products of one petrogenetic moment. For their carrying out in geological time — there participated two important processes : *deformation and subsolidus transformations* responsible, to a great extent, for the accomplishment of the gneissic and massive facies within the investigated pluton.

On Mineralogy

— Potassic feldspars of the granitoids — intermediary and maximum microcline — represent the result of a long evolutive process and, in essence, of the adaptation to different conditions of cooling and deformation.

— The form of primary crystallization of potassic feldspar should have had a monoclinic symmetry, the present forms, with different triclinicity forms, being obtained by subsolidus transformations.

— The observations on potassic feldspar also point out : its mobility in the subsolidus processes and its chemical stability after reaching the triclinic symmetry; the adaptation of the crystalline lattice of potassic feldspar to dynamic conditions (stress, lamination) and their pointing out by the twins presence in the lattice and the variation of the optical properties (2V, extinction); the possibility of existence, in the maximum deformation areas, of some potassic feldspars with positive optical sign.

On Alpine Magmatites

— The sienites and porphyric microgranodiorites of the Ogradena zone aquire a new content by the contribution brought in the second part of the paper. They represent diverse manifestation forms of an alpine magmatism, not a ''vein suite'' of the Ogradena granitoids. The alkaline sienitic rocks occur as bodies with zonary structures and dykes and they represent the consolidation products of some sodic silicate melting formed by partial melting in the base of the Neamţu crystalline and nearby the Ogradena granitoids.

— In our interpretation, the porphyric microgranodiorite veins represent also products of some alpine magmatites unconformably crosscutting the Neamţu crystalline and the Ogradena granitoids. The presence of these rocks, having many affinities with the Banat laramian magmatites within the Neamţu crystalline, points out, for the first time, the possibility of the extension of these rocks east of the Lăpuşnicel—Teregova line.

On Methods of Study

— In the study of the ''heterogeneous'' granitoid massifs associated with the crystalline schists and having various relationships with them, the complex approach from the mineralogical, chemical and structural point of view is a ,,sine qua non'' position.

— The comparative research of the petrographic types and of the formations the granitoids are in contact with is imposed as a necessary stage. The direct study of the contacts between the crystalline schists and granitoids or their diverse facies (gneissic, massive) is also of a real use.

Institutul Geologic al României

— The premise of some satisfactory results is represented, for these requirements, by the systematic sampling and the complete analysis of each sample under study.

— A better knowledge of the granitoid massifs and of the granitoid, in details, may be achieved by a complete study of the relatonships of the component minerals at a microscopic scale.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE NEOGENE PYROXENE ANDESITES FROM THE NORTHERN PART OF THE GUTÎI MOUNTAINS (ROMANIA)[1]

BY

BARBU LANG[2]

Kurzfassung

Mineralogie und Geochemie der neogenen Pyroxen-Andesite im nördlichen Gutîi—Gebirge (Rumänien). Im Norden des Gutîi—Gebirges (Maramuresch—Rumänien) kennt der neogene Magmatismus drei Tätigkeitsperioden, die durch die Verschiedenheit der geförderten Produkte gekennzeichnet sind. In der ersten Periode — diese hatte einen vorherrschend explosiven Charakter, entstand eine aus Vulkaniten und Sedimenten wechsellagernde Formation. In der Hauptperiode wurden Ergussgesteine gefördert, während zum Schluss das Magma zu subvulkanischen Körpern erstarrte. In den, in der Hauptperiode gebildeten mineralogisch homogenen Pyroxen—Andesiten lassen sich drei petrographische Variationen unterscheiden : 1, Săpînța—Andesite (mit Augit und Hypersthen) ; 2, Mara—Andesite (mit Hypersthen und Augit) ; 3, Augit—Andesite.

Die petrochemischen Analysen bestätigen die Zugehörigkeit dieser Gesteine zur Familie der Andesite, deren basischste Vertreter die Augit—Andesite sind während die petrochemischen Werte auf eine relativ starke Homogenität der Schmelzen hinweisen. Es lassen sich Tendenzen einer schwachen magmatischen Differenzierung von den Pyroxen—Andesiten der ersten Tätigkeitsperiode zu den saureren Mara-und Săpînța-Andesiten feststellen.

Die Spurenelemente deuten auf eine genetische Einheit hin. Unterschiede existieren nur zwischen den Andesiten der erstarrten Lavaströme und denen der subvulkanischen Körper. Letztere sind ärmer an Eisen—Magnesiumphylen und reicher an lithophylen Elementen.

Die allgemeinen petrochemischen und geochemischen Daten lassen auf folgenden Ablauf der magmatischen Prozesse schliessen : die Magmatite der ersten und zweiten Tätigkeitsperiode bilden eine genetische Einheit. So wurden dank einer schwachen magmatischen Differenzie-

[1] Thesis of doctor's degree maintained on October 30th, 1974 at the University of Bucharest ; paper received at the editorial staff on December lst, 1974, reorganized and accepted to be published on December 20th, 1974.

[2] Institute of Geology and Geophysics, Str. Caransebeş 1, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

rung, zu erst die etwas basischeren Andesite der ersten Tätigkeitsperiode gebildet, denen die etwas saureren Andesite der zweiten Periode folgen.

Die am Ende der zweiten Tätigkeitsperiode geförderten Augit—Andesite so wie die in der dritten Tätigkeitsperiode erstarrten subvulkanischen Andesit—Körper sind aus neueren, aus der Tiefegeförderten Magmen entstanden. Einige geochemische Eigenheiten der subvulkanischen Körper deuten auf deren finalen Charakter hin.

TABLE OF CONTENTS

Development of Volcanic Activity 155
Mineralogy 157
1. Pyroxene Andesite Lava Flows 157
a) Spatial Distribution of the Main Rock Types 157
b) View on the Principal Mineralogic Components 160
2. Pyroxene Andesites from the Volcano—Sedimentary Formation 163
3. Pyroxene Andesites from the Marginal Subvolcanic Bodies 164
Geochemistry 167
1. Chemical Composition. 167
a) Analitical Data 167
b) Petrochemical Characters of the Magmas 175
c) Correlation between the Mineralogical and Chemical Composition. Topics of Classification and Nomenclature 182
2. Trace Elements Distributions. 192
a) Analitical Data 194
b) Geochemical Comparative Considerations 204
3. Discussions on the Magmas Origin and the Magmatic Processes Evolution . . 207
Acknowledgements 210
References 211

The data and concept of this paper is based upon the knowledges accumulated as a result of the geological researches carried out in the northern part of the Neogene volcanic Gutii Mountains, in an area delimited to east, north and west by the Sighet, Tisa and Oaş sedimentary basins and to south by the Turu valley and the Miculi-Igniş crest.

On the whole, the volcanic activity in the Gutii Mts developed during several distinct stages as it became clearer due to the geological survey carried out in the last 25 years, i. e. Giuşcă, 1952 — 1953 (unpublished paper), 1960; Cioflică, 1956; Rădulescu, 1958; Ianovici et al., 1961. According to Borcoş et al., (1973 a) the volcanism developed during three cycles as follows:

— Cycle I(Lower Badenian-Buglovian) characterized by a prevailingly acid volcanism, the products accumulated in alternations with terrigene levels generating a volcano-sedimentary formation.

Institutul Geologic al României

— Cycle II (Volhinian-Lower Pontian) during which four eruptive phases were spatially and temporally delimited : the Sarmatian pyroxene andesite phase (Volhinian-Lower Bessarabian), the dacite phase (Pannonian), the quartz andesite phase (Pannonian-Lower Pontian) and the Pontian pyroxene andesite phase.

— Cycle III (Pontian-Upper Pliocene) including important volcanic events which mainly led to the building up of the present northern part of the Gutîi Mts. The products are grouped into a main phase, which gave rise to pyroxene andesites; at the end of this phase local magmatic processes led to the emplacement of more acid rocks (quartz andesites and biotite-bearing andesites).

From the viewpoint of the mode of the development of the volcanism, the existence of two tectono-volcanic alignments — geophysically confirmed (G a v ă t et al., 1968) — has been pointed out. The first alignment, generally trending EW, controlled the volcanic evolution during cycle II of eruptions in the southern part of the eruptive massif, a migration in time of the activity from W to E being distinguished. The second alignment, trending NW-SE, controlled the activity of the cycle III of eruptions. The volcanism of this cycle develops in the northern part of the Gutîi Mts, in this way the second direction of migration — from S to N — of the volcanic activity in the ensemble of magmatic processes being pointed out, too.

DEVELOPMENT OF VOLCANIC ACTIVITY

Not long ago, the geological knowledges on the northern part of the Gutîi Mts were restricted to the general opinion according to which this area consisted of pyroxene andesite lava flows which build up a thick plate-like accumulation overlying frequently outcropping pyroclastic deposits. The existence of an explosive stage preceding the main effusive one is thus obvious [3].

Our researches lead to the hypothesis of the evolution of the volcanic activity during three distinct stages. During the first stage, the explosive character of the eruptions as well as the existence of some subsidence processes led to the accumulation of a volcano-sedimentary formation consisting of recurrent alternances of lavas and pyroclastics of pyroxene andesites, epiclastic deposits and, subordinately, terrigene deposits. The delimitation of the second stage is related to the change in character of the eruptions which become almost completely effusive and originating in large mases of pyroxene andesites; they cover the volcano-sedimentary formation and form the present superstructure of the region. In the final

[3] Among the papers which hint at this territory, those of D i m i t r e s c u (1954 — unpublished data), P o p e s c u, M a r i n e s c u (1953—unpublished data), G h e o r g h i ț ă, D o f e s c u (1962-unpublished data), G h e o r g h i ț ă (1964), S t a n, B î r l e a (1967), S t a n et al. (1967, 1968, unpublished data), B o r c o ș et al. (1973 b) are to be mentioned.

Institutul Geologic al României

stage, the magmatic activity gave rise to some subvolcanic bodies located in the sedimentary deposits around the volcanic massif.

The time interval corresponding to the building up of the volcano-sedimentary formation is characterized by the development of a mixed volcanism, the products being alternatively accumulated, subaerially and subaquatically, due to some lent and intermittent subsidence movements. The regional extension of the volcano-sedimentary formation — pointed out by the occurrences of the Albă, Rea, Săpînţa and Mara valleys, as well as the drilling data — does not necessarily presume the existence of an unique basin of deposition. It is quite likely that, during the same time interval, some zones might have been exondated and, therefore, the material deposition might be subaerially, while in the other zones the deposition might has taken place subaquatically. The position of these emerged or submerged territories was different in time and space depending on the intensity of the volcanic activity and the subsident movements.

A relative difficult problem is the determination of the time interval corresponding to the deposition of the volcano-sedimentary formation. Taking into account that within the neighbouring Sarmatian and Pannonian sedimentary deposits no levels of the formation are intercalated could be a first indication that the volcano-sedimentary formation was deposited after the silting of the basins, that means during the Pontian time and, possibly, in the upper part of the Pannonian. As there are proofs that the pyroxene andesite eruptions had started in the Pontian time interval, more concludent in the southern part of the massif, the main interval in which the formation arose must be located in the Pontian.

The effusive stage of the volcanic manifestations, subsequent to the constitution of the volcano-sedimentary formation, emphasizes the geological features of the territory. The eruptions reached a high intensity representing one of the moments of volcanic paroxism of the whole Gutîi massif.

According to R ă d u l e s c u, L a n g (1973), the main volcanological element of the region is represented by two complex volcanic edifices located in the basin of the Nadoşa and Mara valleys which reached the caldera stage. Besides these large structures and some auxiliary apparata, there have been other ones in this region, the possibility of their existence decreasing towards the west and south-west of the region.

The effusive character of the eruptions of this period of the volcanic activity is pointed out by the extension of the lava flows. The most common aspect of lava consolidation is provided by the presence of some stratifications with beddings centimetric in thicknesses. Besides the stratified lavas, tendencies of columnar separations which never reach the typical aspect of the basaltic columnar structures, are noticed in places.

The cooling joint systems represented the circulation ways for descending aqueous solutions and favoured the supergene alteration. Quite seldom, the circulation of some hydrothermal solutions of low temperature, which deposited opal, calcite or gypsum crusts and very rarely sulphides (cinnabar, pyrite), are noticed, too.

Institutul Geologic al României

The last stage of the volcanic activity in the region is represented by the emplacement of some subvolcanic andesitic bodies which occur in the Sarmatian and Pannonian sedimentary rocks surrounding the eruptive massif. In the north-eastern part of the massif the andesitic bodies are disposed along an alignment trending NW-SE, parallel to the margin of the volcanic massif. They have a lens-like, elongated form with the long axis concordant with the alignment and indicating a dyke-like morphology. On the northern slope of the eruptive massif there occur sills intercalated in the sedimentary deposits with an enracinement tendency towards the inner side of the volcanic massif. Andesitic bodies with morphological dome aspects, sometimes elongated and with larger sizes, occur to NW and W.

The association of these intrusions to the pyroxene andesite eruptive phase of cycle III is proved not only by the age reasons (post-Pannonian) but also by the mineralogical and geochemical characters of the subvolcanic bodies quite similar to the andesitic eruptions from the inner part of the massif. The formation of subvolcanic bodies in the final moments of the building up of some volcanic structures is quite frequent. The existence of these bodies only at the outer part of the volcanic massif may indicate that they are younger than the main mass of pyroxene andesites. The emplacement of such bodies is also possible at the inner part of the volcanic massif, either they could not reach the present level of erosion or they have small sizes and could not be distinguished due to the petrographic similarities with the pyroxene andesite lavas.

MINERALOGY

The previous geological researches pointed out the pyroxenic character of the andesitic rocks from the territory. The sporadical occurrence of hornblende, olivine or quartz cannot change the mineralogical uniformity of the rocks whose phenocrysts of plagioclases and pyroxenes — minerals which mainly constitute the microcrystalline groundmass — participate almost exclusively. The microscopical investigations provided more data which point out differences regarding the mutual quantitative relations among these minerals.

Relying on the fact that the andesitic rocks which occur in the marginal subvolcanic bodies, as well as those from the volcanic sedimentary formation are not very important quantitatively we considered more adequatly to present in the beginning the mineralogical peculiarities of the upper andesitic flows. The specific features of the rocks formed during the other two stages of volcanic activity are to be compared to them.

1. Pyroxene Andesite Lava Flows

a) Spatial Distribution of the Main Rock Types

Owing to the observation that plagioclase, augite, hypersthene and groundmass are the main rock components, there could be separated

Institutul Geologic al României

several distinct petrographic types depending on the variable presence of these components, first of all the augite and the hypersthene. A general view of the modal composition of the andesites from the whole region points out the following aspects : in the south-eastern part of the region (the Mara valley basin, the Igniș summit zone, the northern crest of the Mara caldera and the southern part of the Runcu valley) it is outlined an area wherein pyroxene andesites are characterized by the quantitative predominance of the orthopyroxene in comparison with the clinopyroxene in a ratio reaching 4 : 1. Unlike this area, the north-weastern part of the region (the basins of the Săpînța, Nadoșa, Cireș, Rea, Albă and Turu valleys) consists of andesitic rocks which generally display more augite than hypersthene in their composition. The differences among the rocks which occur in these two large areas are limited not only to the different participation of the two pyroxenes but also as regards the crystallization degree (coarser for the andesites of the Mara domain) and the coulour (light grey in the Mara domain, dark grey to black towards N and NW). Taking into account these general aspects the separation of the two main petrographic types, such as Mara and Săpînța pyroxene andesites, appear to be justified.

The differences between these two rock types depend on one of the two main volcanic structures; they pertain either to Mara or Săpînța calderas (L a n g et al., 1973).

A more detailed investigation of the mineralogical composition points out several aspects which may complete and diversify this image. Thus, in the northern and north-western area — which constitutes a surface larger than the south-eastern one — the mineralogical characteristics of the rocks show more varieties. The predominance of augite pyroxene is pointed out mainly in the north-western and western extremity of the region, around the Brad Mt and the Mare summit, in the Cireș valley basin, in the lower trend of the Rea and Turu valleys. North-easterly of the Săpînța caldera, in its inner part as well as in the Porcu valley (tributary of the Rea valley) lava flows lacking hypersthene are individualized. The andesites of the Săpînța valley and from the northern margin of the eruptive massif bear ortho- and clinopyroxenes in almost equal proportions, with a slight quantitative predominance of hypersthene. The rocks of the central crest zone between the Rotunda Hill and the Tarnița Mt, as well as of the upper trend of the Turu valley display the same aspect. In the Nadoșa valley flows of hypersthene andesites are locally individualized.

In the south-eastern area of the Mara Valley basin it is to be mentioned the striking variation between the pyroxene andesites with hypersthene in the caldera zone and the andesitic rocks with hypersthene and augite in the eastern slope of the massif and in the spring zone of the Mara valley. Augite andesites of black colour, similar to the Porcu valley rocks occur very seldom (in the Mara valley and Piatra Craiului summit).

Institutul Geologic al României

The percentage of the main constituents of the two domains is shown in table 1. Besides the already discussed aspects, one must point out that the different crystallization degree of the rocks may be almost always related to the variation of the pyroxene type present as phenocrysts; the mainly augitic types are characterized by the highest quantitative presence of the groundmass. The quantitative increasing of the plagioclase phenocrysts in the Mara type andesites is due to the percentage decreasing in the groundmass.

TABLE 1

Modal composition (limits %)

	plagioclase	augite	hypersthene	groundmass
Săpînța pyroxene andesites	20—32	1—13	2—10	45—70
Mara pyroxene andesites	25—40	4—8	6—14	40—55

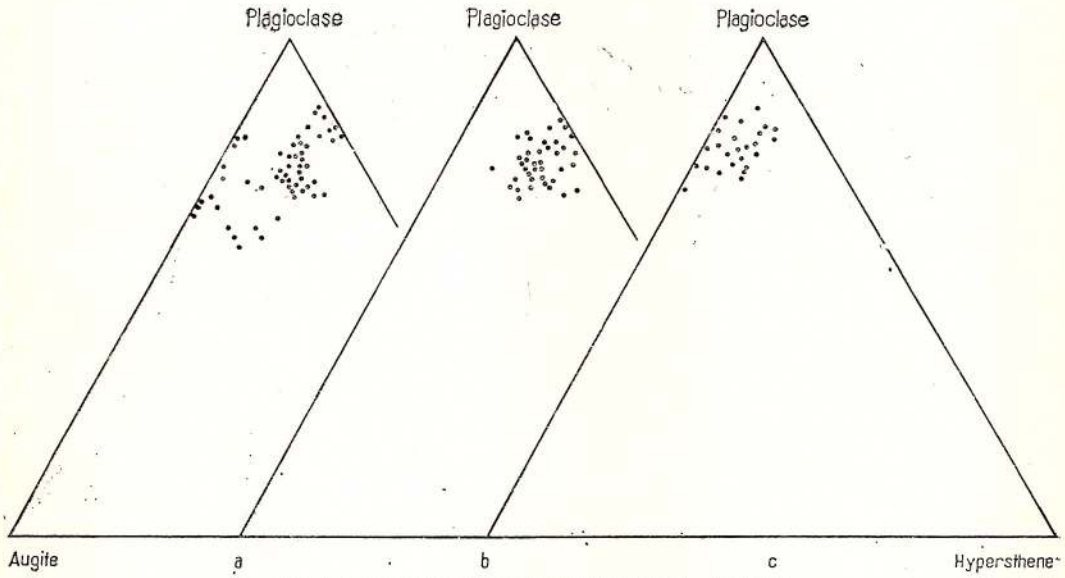


Fig. 1. — Augite-hypersthene-plagioclase diagram.
a, Săpînța pyroxene andesite; b, Mara pyroxene andesite; c, Subvolcanic bodies.

The modal composition of plagioclase, augite and hypersthene phenocrysts is shown in the ternary diagrams (Fig. 1, a, b). Thus there is pointed out a more homogeneous composition of the Mara andesites and higher variations within the Săpînța type. In the latter case the group of augite andesites from the north-westermost part of the region is emphasized.

Institutul Geologic al României

b) View on the Principal Mineralogic Components

Hypersthene. It occurs as idiomorphic or hypidiomorphic habitus with prism-like crystals of a grey-black colour which sometimes have a greenish pleochroism. The crystals sizes vary within quite large limits, some phenocrysts reaching 5 mm in lenght being characteristic of the Mara type. Frequent inclusions of magnetite and rare inclusions of plagioclase, usually disposed along the cleavage planes, occur in larger crystals. One may often notice reactions with the groundmass pointed out by the resorption of some crystal parts. In some cases, the presence of small augite grains bordering hypersthene crystals has been distinguished. Sometimes hypersthene crystals consist of augite rims with the inner part of hypersthene.

Augite. It occurs in crystals of small sizes, more often submillimetric, rarely of 1—1.5 mm. The allotriomorphic grains, which often associated as nests in the rock mass, have the highest frequency. Microscopically, numerous idiomorphic basal sections do occur. As in the case of hypersthene, many crystals of augite are partly resorpted. The crystals are sometimes lamellae-like twined according to face 100.

Plagioclase. It displays tabular crystals with mainly idiomorphic habitus and quite different sizes. The polysynthetic twinning according to Albit-Karlsbad's or Albit-Periclin's laws, are quite frequent. The zoned crystals occur relatively rare and, in this case, the zoned structures occur only at the periphery of the crystals. Inclusions of pyroxenes or volcanic glass are present very often within larger crystals. Sometimes, more developed crystals are cataclased, sericite and calcite being present as fissure fillings.

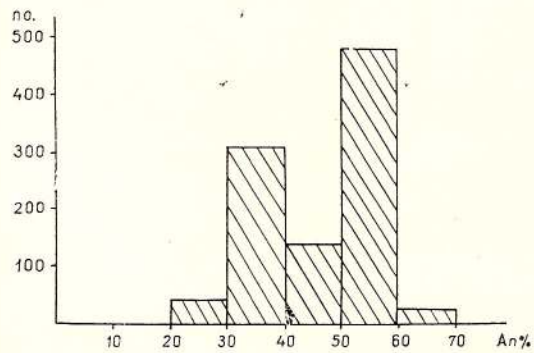


Fig. 2. — An contents frequency diagram.

The determinations on the plagioclase composition carried out on a large numer of handspecimens may be regarded as having a statistical character. From the frequency histogram of the anorthite contents (Fig. 2) a bimodal character of these contents variation is obvious. Two intervals of maximum frequency the first interval between An_{30-40} and the second

Institutul Geologic al României

one — the most important — between An_{50-60} could be observed. On the whole, more than 90% of measurements indicated the andesine or labrador presence whose participation may be considered equal in the investigated rocks. Several interesting observations could be obtained regarding the relationships between the plagioclase composition (optically detemined) and the rocks chemical composition taken into account by the main para-

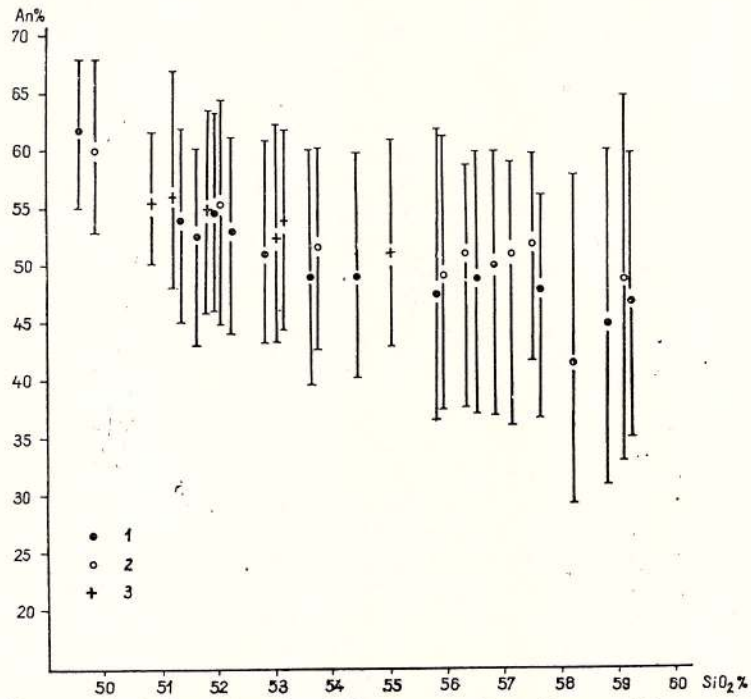


Fig. 3. — Variation interval and *An* averages depending on SiO_2.
1, Săpînța pyroxene andesite; 2, Mara pyroxene andesite; 3, Subvolcanic bodies.

meter, the content of SiO_2. On that purpose, the diagram of figure 3 is shown *An* variation intervals and its averages in comparison with the content of SiO_2 determined by the chemical analysis in the same hand-specimens. Thus, a first observation indicates that the anorthite average contents shows a tendency of decreasing at the same time with SiO_2 increasing, this aspect being especially pointed out within more basic rocks (with less 55% SiO_2). The comparison of the average values of *An* contents in the rocks from the Săpînța and Mara domains shows that plagioclases of the Mara andesites have a higher *An* content; this aspects will be also noticed in the normative composition of these andesites. It is interesting to be shown that the anorthite variation intervals for every

Institutul Geologic al României

handspecimen become gradually larger concurrently with the increase of SiO_2 contents. This interval increases due to the shifting of the lower limit of the *An* content by the occurrence of more acid plagioclase, while the upper limit of the values remains approximately constant. The above mentioned aspect correlated with the observations on the histogram of *An* contents frequency (Fig. 2) points out that the transition from the basic terms towards the more acid terms is reflected in the plagioclase composition not by the occurrence of some gradually poorer in *An* phenocrysts, but by the formation, beside labrador — which continues to be formed up to the most acid terms — of some plagioclase crystals with a more and more acid composition.

Besides plagioclase and pyroxenes, which are rock forming minerals, in the composition of the investigated andesitic rocks there have been identified other minerals whose scarce participation do not allow their taking into account in the modal composition table. Among them, hornblende, olivine and quartz may be mentioned. The presence of hornblende have been noticed in several isolated places (the Rea valley, the springs and upper basin of the Mara valley), this mineral occurrence having an accidental character. It is always a basaltic hornblende which occurs as crystals with relative large sizes, with intense pleochroism and marginally strongly opacitized.

Olivine was mentioned by P o p e s c u , M a r i n e s c u (1954 — unpublished data) in some lava flows from the north-western part of the region, and by D i m i t r e s c u (1953 — unpublished data) in the zone of the Pietroasa peak. In our investigations olivine appears only in two spots situated in the Cireș and Șugatagul Mare valleys. Besides, in a limited zone situated in the Runcu valley, there occur lava flows with characteristic fluidal textures whose mineralogic composition differs from that of the surrounding rocks, being represented by augite, plagioclase and serpentinized olivine phenocrysts and a groundmass containing volcanic glass. Rocks having a similar composition occur in the Văcarul summit situated on the right slope of the Runcu valley where the volcanic apparatum, wherein the lavas of the Runcu valley originate, have probably erupted.

The sporadic quartz phenocrysts have been noticed in relative numerous situations. They are more frequent in the spring zone of the Săpînța valley where they have been found by G h e o r g h i ț ă (1964). It is to be mentioned that there is no correlation between the occurrences of quartz phenocrysts and the SiO_2 contents of these rocks[4]. Similar situations, when the presence of quartz phenocrysts is not correlated with the relative low SiO_2 contents of the rocks, have been cited by B o r c o ș et al. (1972), for the volcanics of the cycle II of eruptions in the Apuseni Mountains.

---

[4] The sporadic occurrence of quartz phenocrysts as well as of the hornblende and olivine ones has a casual character. We do not consider necessary to asign genetical significance to these occurrences.

Institutul Geologic al României

Besides the forenamed minerals scarce apatite, zircon and epidote — usually as small grains in the groundmass or as inclusions in plagioclase — have been noticed.

The groundmass is one of the main constituents of the rocks, very often representing over 50% of the rock total volume. As one may notice from the modal composition (Table 2), the quantitative participation of

TABLE 2

Modal composition of the groundmass

	plagioclase	augite	hypersthene	opaque minerals	cryptocrystalline mass + glass
Săpînța pyroxene andesites	40—55	10—28	11—22	2—5	24—42
Mara pyroxene andesites	42—58	0—11	12—27	2—4	17—28

the groundmass is smaller in case of the Mara andesites characterized by intersertal or intersertal-pilotaxitic microtextures. Săpînța andesites frequently have pilotaxitic or hyalopilitic microtextures.

Plagioclase microlites, pyroxene (augite and hypersthene) grains, as well as grains of opaque minerals are always recognized in the groundmass. The quantitative participation of these constituents generally is similar to the situation of the phenocrysts. Sometimes, plagioclase elongated microlites are oriented moulding grains of pyroxenes, opaque minerals, as well as phenocrysts ; thus, fluid structures appearing. The determinations of the plagioclase composition point out the andesine appearance. In some places located in the zone of the Igniș summit, Piatra Săpînța crest and Nadoșa valley, the presence of quartz was recognized in the groundmass. In these cases the presence of the quartz is correlated with the more acid chemical composition of the rocks from the mentioned zones.

Besides the above-mentioned components — to which the enumerated accessory minerals associate — an undeterminable cryptocrystalline mass also participate in the composition of the groundmass. Sometimes, small amounts of volcanic glass, mainly typical of the pyroxene andesites of the Săpînța area, do occur.

2. Pyroxene Andesites from the Volcano—Sedimentary Formation

The determination on the mineralogical composition of the rocks building up the volcano-sedimentary formation refers first of all to the type of andesites which constitute the fragments of pyroclastics and epiclastics. În addition, rocks belonging to the lava flows interbedded in the formation and intercepted by the structural drilling of the Rea valley are investigated.

Institutul Geologic al României

The pyroxenic character of andesites, both in the lava levels and in the pyroclastics and epiclastics levels, is pointed out. The petrographic type is similar to a great extent to the pyroxene andesites of the subsequent stage, being represented by the same principal and minor components.

In the western part of the region — the basins of the Rea and Alba valleys — the andesite fragments of the pyroclastic and epiclastic deposits exibit similar characters. They consist of plagioclase 25—30% (An_{42-65}), augite 3—5%, hypersthene 1—3% and groundmass 63—72%. In case of a subaquatic material deposition, alteration processes lead to the partial or total argillization of plagioclase and of the groundmass. Thus, sericite and carbonates, the opacitization and sometimes the replacement of pyroxene by aggregates of iron oxides and hydroxides could be distinguished. In other situations the groundmass is impregnated with iron oxides, the fragments getting a characteristic red colour.

The lava flows intercepted by the drilling in the Rea valley have mineralogical features similar witoth those of the andesitic fragments of pyroclastites. The rocks are fresh and have a very low crystallization degree, the groundmass representing up to 80%. The augite predominance is also characteristic, sometime hypersthene missing. Some textural varieties may be mentioned : andesites of the upper levels with a marked porphyric character and lavas of deeper levels with aphanitic ones.

Pyroclastic lavas in the upper part of the volcano-sedimentary formation occurring in the Porcului and Arșița valleys (the Rea valley tributaries) consist of andesites with augite and hypersthene.

In the Săpînța valley basin the fragments of pyroxene andesites in the agglomerates are constituted of plagioclase 20—25% (An_{45-50}), augite 1—3%, hypersthene 1—4%, and groundmass 65—80%. Generally, they have a more feldspathic character and contain hypersthene in a larger amount than in the western part of the region.

3. Pyroxene Andesites from the Marginal Subvolcanic Bodies

The mineralogic composition of the rock of these bodies is generally very similar to that of the andesites forming the volcanic massif. Plagioclase and pyroxenes occurring both as phenocrysts and in the composition of the groundmass are still the main constituent minerals. In spite of the subvolcanic character the porphyric texture of the rock is obvious, the different genetic conditions are pointed out by the high crystallization degree of the groundmass whose microtexture is characteristic.

Grouping the subvolcanic bodies according to their position in relation with the eruptive massif (to the eastern, northern and western parts) some specific features are also pointed out in the tables of the rocks modal composition (Tables 3,4).

In the eastern part of the volcanic massif the subvolcanic bodies are characterized by the predominance of hypersthene in comparison with augite; in the northern bodies clinopyroxene occurs exclusively; the

Institutul Geologic al României

western bodies present almost equal ratios between the two pyroxenes. Thus, one may correlate the mineralogic characters of the Mara pyroxene andesites and those of the andesite bodies of the eastern slope, and the other marginal bodies with the Săpînța andesites.

The relations between the main constituent minerals are presented in figure 1,c. The determinations regarding the plagioclase composition

TABLE 3

Modal composition of the subvolcanic bodies (limits %)

location	plagioclase	augite	hypersthene	groundmass
eastern slope	38—45	5—14	7—19	30—41
northern slope	37—51	9—16	4—8	22—36
western slope	29—40	4—11	5—11	36—50

TABLE 4

Modal composition of the groundmass (limits %)

location	plagioclase	augite	hypersthene	opaque minerals	cryptocrystalline groundmass
eastern slope	36—52	6—10	7—13	2—4	17—24
northern slope	48—65	11—19	4—10	1—3	10—16
western slope	42—56	5—18	7—22	2—5	15—22

pointed out the presence of andesine and labrador but — as it results from figure 3 — the average values of *An* contents are found only in the labrador fields.

As regards the physiographic character of the main minerals, one may notice close features in all the subvolcanic bodies investigated so far. Plagioclase occurs as tabular crystals, very frequently polysynthetically twinned and quite rarely zoned. Augite is present as allotrimorphic grains of small sizes, frequently associated with each other. Hypersthene constitutes elongated phenocrysts, larger than the augite ones. The groundmass is made up of plagioclase, pyroxenes, opaque minerals and an undeterminable crypto-crystalline matrix (more abundent in the bodies of the western slope). On the whole, the groundmass participates quantitatively subordinated as compared to the andesite lavas, aspect pointed out in the ternary diagram (Fig. 4).

The texture of the andesite bodies is microgranular, the best crystallized types being the sills of the northern slope, especially the Cherec Hill body ; it may be also intersertal as in case of the Cireș valley bodies. The

Institutul Geologic al României

characteristic types of vacuolar textures occur in the Simbra Oilor body and in some sills. The newly formed minerals, such as opal, chalcedony, calcite, iron oxides and hydroxides and zeolites, are deposited in vugs. Edelstein et al. (1974) mentioned the sporadic presence of some olivine relict crystals in the sills of the northern slope of the volcanic massif.

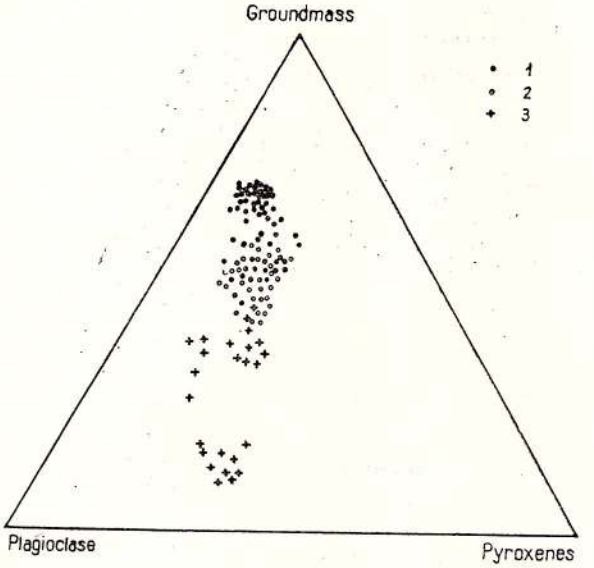


Fig. 4. — Plagioclase-pyroxenes-groundmass diagram.
1, Săpînța pyroxene andesite; 2, Mara pyroxene andesite; 3, Subvolcanic bodies.

The most outstanding conclusion resulting from the mineralogical and structural-textural characters of the rocks of the investigated region is that all the petrographic types, no matter the stages of the volcanic activity they originate in, also display common features which ascertain their genetical relationship and justify their link to the same phase of eruptions. Thus, the pyroxenic unitary character of the andesites of the volcano-sedimentary formation is pointed out. The augitic type of the deep-seated lava levels intercepted by the drilling of the Rea valley — correlated with the specific chemical characters — may indicate an evolution during the volcanic activity which gave rise to the volcano-sedimentary formation.

During the next stage of volcanism development the great amounts of pyroxene andesites show generally homogeneous mineralogical characters. However, it was possible the separation of two different types : the Mara and Săpînța pyroxene andesites whose occurrence and spreading is probable correlated with the volcanic activity of the two large structures which evoluated up to the caldera stage. In addition, in each area the detailed observations lead to the conclusions that the greater variation of the mineralogical composition in the north-western and western part of the

Institutul Geologic al României

region indicates a more complex development of the volcanism. Besides the types with regional spreading, a third group is pointed out wherein one may include the augite andesites occurrences which may be considered a distinct petrographic type.

As regards the marginal bodies it is pointed out that the microscopic investigation provided the structural-textural elements to define their subvolcanic character. The existence of some common mineralogical features between the andesite bodies and pyroxene andesites of the volcanic massif located in close vecinity may indicate genetical connections between the bodies of the eastern part of the region and pyroxene andesites of the Mara type, and the bodies from N and NW with the Săpînța pyroxene andesites.

GEOCHEMISTRY

The geochemical study has been achieved relying on 50 global analyses of silicates and 64 spectral analyses with a view to determining the content in some trace elements. These data — even if it does not permit the detailed geochemical characterization of the rocks — are enough for the achievement of a representative image which may be used at the knowledge of some specific aspects of the volcanism as well as at the correlation with other Neozoic volcanics of the Gutîi massif and the whole Intercarpathian chain.

1. Chemical Composition

The 50 chemical analyses of silicates have been carried out on fresh rock samples, gathered on the purpose to achieve a representative distribution of the different petrographic types.

a) *Analitical Data*

The results of the chemical analyses are presented in table 5, wherein the rocks have been grouped according to the petrographic types and depending on the stages of the volcanism. The most numerous samples (27) are from the andesites of the volcanic massif. Among them, 8 analyses are augite andesites, 10 are Săpînța andesites, and 9 are Mara andesites. The sample from the Văcarul summit, which represents a peculiar petrochemical type, has been included in the Săpînța andesites group. A relative great number of analyses comes from the marginal andesite bodies (16). The chemical analyses regarding the andesites of the volcano-sedimentary formation are procedeed exclusively from the structural drilling from the Rea valley.

The examination of the results of all these analyses point to the existence of a large interval wherein the SiO_2 contents are ranging approximately from 50 to 59%. Taking into account their consideration one may notice that the rock group with the lowest SiO_2 contents belongs to the

Institutul Geologic al României

TABLE 5

Chemical composition of rocks

No	location	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	CO_2	S	H_2O^-	H_2O^+
							Subvolcanic bodies									
1	Agriș Valley	50.82	21.75	1.95	2,40	0.11	4.30	10.05	2.58	1.25	0.75	0.14	1.30	0.00	0.47	1.64
2	Brad Valley	51.20	19,80	5.43	2.52	0.13	3.80	8.40	1.77	0.93	0.83	0.17	0.55	0.00	2.60	1.50
3	Șugatagul Mic Valley	51.79	17.59	3.63	4.25	0.13	4.55	9.90	1.55	1.42	0.81	0.21	2.46	0.00	—	1.18
4	Mara Valley	51.80	15.90	4.50	8.64	0.15	3.00	6.67	2.42	1.50	0.50	0.13	1.80	0.00	0.16	2.40
5	Tereș Valley	51.80	19.60	4.15	3.50	0.13	3.80	9.00	2.24	1.45	0.75	0.16	0.00	traces	1.66	1.43
6	Brad Valley	53.06	19.78	4.24	3.15	0.14	3.15	7.90	2.66	1.92	0.85	0.18	0.00	traces	1.29	1.17
7	Albă Valley	53.14	17.64	2.81	4.67	0.15	4.33	9.79	2.26	1.66	0.84	0.21	1.41	—	—	0.74
8	Brad Valley	53.40	19.78	3.15	3.50	0.19	3.18	8.85	2.69	1.73	0.85	0.18	0.00	traces	1.14	1.16
9	Cherec Hill	53.36	18.67	1.40	5.50	0.08	2.16	7.94	2.67	1.81	0.98	0.25	3.54	0.04	—	1.29
10	Cherec Hill	53.46	19.53	4.34	3.15	0.15	4.40	7.80	2.21	1.15	0.68	0.14	0.00	traces	1.40	1.47
11	Rea Valley	53.56	17.94	2.24	6.17	0.15	4.33	9.22	2.55	1.79	0.87	0.11	0.44	0.02	—	0.50
12	Piatra Tisei	53.68	20.10	4.82	1.44	0.07	3.00	9.35	2.64	1.32	0.75	0.18	1.25	0.00	0.87	0.82
13	Săpînța Quarry	55.00	20.38	2.25	5.00	0.15	2.05	8.40	2.80	1.00	0.62	0.10	0.43	traces	0.20	1.15
14	Sîmbra Oilor Quarry	55.76	18.90	4.68	2.98	0.14	2.25	7.00	2.85	1.54	0.85	0.19	0.40	0.00	1.71	0.33
15	Cireș Quarry	56.40	18.90	3.10	4.80	0.18	2.25	7.55	2.96	1.21	0.80	0.18	0.15	traces	0.90	0.10
16	Cireș Quarry	56.50	18.35	3.74	4.51	0.15	2.48	6.74	3.15	2.31	0.95	0.28	0.00	traces	—	0.64
							Augite andesites									
17	Porc Valley	50.54	19.20	3.64	6.20	0.23	3.80	9.55	2.15	1.44	0.60	0.15	0.65	0.00	0.81	0.66
18	Mara Valley	50.86	19.90	2.94	6.79	0.20	4.40	9.80	1.83	0.72	0.67	0.17	0.43	0.00	0.22	0.63
19	Porc Valley	51.60	19.22	5.95	2.97	0.16	3.60	10.22	2.07	1.25	0.57	0.13	0.60	0.00	1.30	traces
20	Mara Valley	51.90	19.89	5.54	3.13	0.21	3.95	8.82	1.61	0.45	0.60	0.15	0.00	0.00	1.48	1.12
21	Porc Valley	51.95	17.92	3.61	5.30	0.21	3.96	9.30	2.29	1.38	1.07	0.23	1.27	0.00	—	1.10
22	Șugatagul Mare Valley	53.70	20.31	2.68	4.80	0.16	2.30	8.60	2.53	1.75	0.55	0.12	0.52	0.00	0.68	0.80
23	Șugatagul Mare Valley	52.78	17.82	3.92	5.02	0.16	4.60	9.47	2.25	1.80	0.90	0.20	0.00	0.00	—	0.81
24	Piatra Corbului Mt.	53.71	20.90	3.37	5.85	0.19	3.50	8.40	1.83	0.67	0.67	0.16	0.00	0.00	0.28	traces
							Săpînța pyroxene andesites									
25	Văcarul Summit	51.35	17.84	4.35	2.95	0.11	4.60	10.44	3.50	2.53	0.75	0.14	0.28	—	0.52	0.86
26	Tereș Valley	52.20	18.21	4.60	4.77	0.21	3.35	9.90	2.26	1.57	0.60	0.13	0.24	0.00	0.19	0.37
27	Runc Valley	55.48	17.70	4.28	4.02	0.17	4.15	7.52	2.44	1.61	0.80	0.17	0.20	0.00	—	1.00
28.	Între Săpînți Valley	55.84	17.21	3.28	5.40	0.45	3.00	6.65	2.45	1.61	0.52	0.10	0.52	0.00	1.64	1.00

Institutul Geologic al României

29	Mare Peak	56.79	16.94	3.06	4.45	0.16	3.86	7.45	2.60	2.36	0.81	0.18	0.26	0.00	—	0.56
30	Între Săpînți Valley	56.90	19.83	2.54	4.60	0.19	4.30	7.55	1.08	0.67	0.72	0.06	0.00	0.00	0.45	0.77
31.	Runc Valley	57.48	18.48	3.85	3.80	0.14	3.55	6.86	2.69	0.79	0.52	0.10	0.00	0.00	0.90	0.35
32	Între Săpînți Valley	58.18	17.90	2.03	4.34	0.15	3.95	7.70	2.23	1.92	0.60	0.07	0.00	0.00	0.32	0.49
33	Săpînța Valley	58.87	17.51	3.41	3.59	0.17	2.89	6.85	2.50	1.87	0.77	0.19	0.36	0.00	—	0.44
34	Piatra Săpînței Peak	59.07	17.20	3.39	4.24	0.14	3.39	6.48	2.80	1.90	0.80	0.15	0.00	0.00	—	0.46
	Mara pyroxene andesites															
35	,,29 km " Quarry	54.55	19.09	3.51	4.36	0.14	3.91	8.56	2.40	1.53	0.92	0.19	0.15	0.00	traces	0.85
36	Roșia Valley	55.88	18.90	4.45	4.80	0.14	3.45	7.28	2.15	0.89	0.55	0.16	0.00	0.00	0.72	0.61
37	Mara Valley	56.33	19.10	3.28	4.20	0.17	2.95	7.28	2.45	1.32	0.65	0.17	0.23	0.00	0.73	0.89
38	Mara Valley	56.78	18.60	4.00	0.16	3.10	6.03	2.70	1.60	0.62	0.62	0.16	0.00	0.00	0.68	1.45
39	Pietrei Peak	56.80	18.45	5.40	3.05	0.15	3.40	6.60	2.45	1.59	0.60	0.12	0.22	0.00	0.51	0.93
40	Mara Valley	57.03	19.35	2.92	3.71	0.14	3.30	7.00	2.23	1.49	0.75	0.14	0.22	0.00	0.72	0.64
41	Mara Valley	57.50	17.50	3.50	4.14	0.13	3.60	6.74	2.69	1.50	0.75	0.12	0.30	0.00	0.55	0.50
42	Stedia Valley	57.55	18.80	4.30	3.00	0.13	2.20	6.51	2.58	1.83	0.60	0.14	0.19	0.00	0.90	1.06
43	Igniș Summit	59.00	17.71	2.43	4.38	0.14	3.51	6.83	2.55	1.88	0.79	0.14	0.00	0.00	—	0.75
	Volcano-sedimentary formation (Rea Valley driling)															
44	442 m	53.78	19.30	2.55	6.23	0.12	3.00	8.89	2.58	0.91	0.82	0.19	0.00	0.00	0.34	2.09
45	340.6 m	53.79	19.10	4.19	5.10	0.17	3.15	8.40	1.94	0.21	0.95	0.18	0.00	0.00	0.17	1.70
46	305.2 m	55.50	19.50	3.36	4.40	0.13	2.90	8.40	2.42	0.50	0.82	0.21	0.00	0.00	0.34	1.30
47	262 m	55.68	18.70	2.00	5.30	0.16	2.50	9.52	2.58	1.10	0.85	0.19	0.20	0.00	0.55	1.72
48	246 m	56.27	18.08	3.68	4.40	0.13	4.10	7.30	2.90	1.20	0.80	0.18	0.00	0.00	0.46	1.00
49	188.3 m	56.39	17.50	3.81	4.90	0.12	2.85	6.93	3.12	1.54	0.82	0.16	0.00	0.00	0.65	0.79
50	134.4 m	59.35	18.39	2.00	4.60	0.13	2.35	6.30	3.12	1.60	0.75	0.13	0.28	0.00	0.22	0.93

Analysts: Cecilia Vasiliu, Suzi Iliescu and Catrinel Papadopol

Institutul Geologic al României

augite andesites which overlay the Mara and Săpînța pyroxene andesites. The grouping of the augite andesites was achieved exclusively from the correlation of their mineralogical character and the geological position compared to the other volcanics of the territory.

The Mara and Săpînța pyroxene andesites are relative high-grade SiO_2 rocks (generally between 55—59%). Two aspects may be pointed

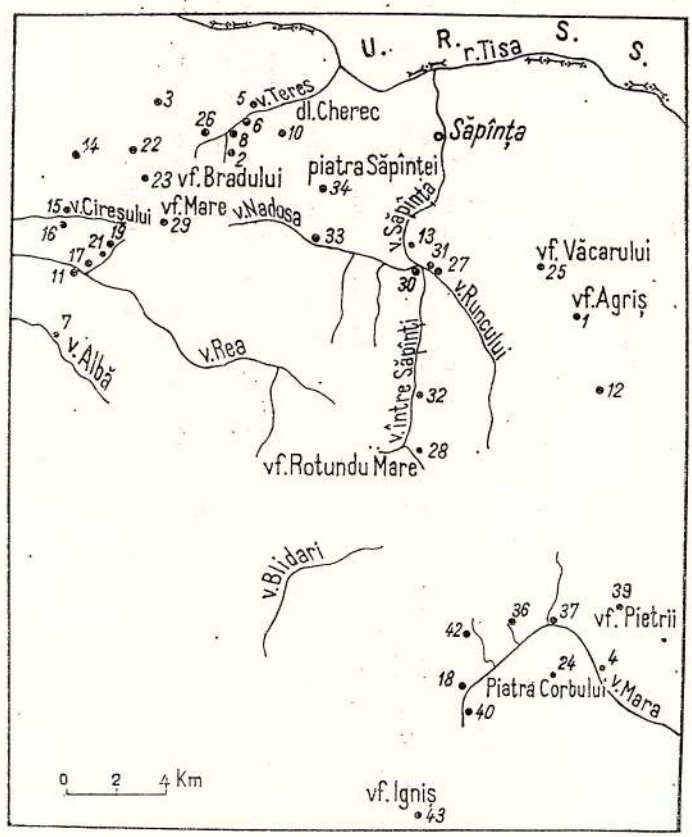


Fig. 5. — Sampling sketch-map (chemical analyses).

out as regards these groups of rocks : firstly, the presence of some almost equal SiO_2 contents and, secondly, the characteristic position of the samples with the highest SiO_2 contents, with a high altitude in places (the Ignis summit in the Mara andesites area and the Piatra Săpînței summit in the Săpînța andesite area).

The SiO_2 values of the marginal andesite bodies are ranging within a relative large domain (50.82—56.56%) wherein most of the contents are smaller than 53.5%. One may point out especially the more basic

Institutul Geologic al României

character of the sills from the northern slope and the more acid one of the bodies from the Cireș valley.

The analysed samples from the lava horizons within the volcano-sedimentary formation point out SiO_2 contents varying between 53.78—59.35% with lower and lower values concurrently with the increase of the depth so that the first intercalations of lava intercepted in the drilling reach the lowest SiO_2 values.

Al_2O_3 shows values between 15.90—21.75%. The largest variation interval occurs in the rocks which constitute the subvolcanic bodies (wherein both the maximum and the minimum values of the indicated interval occur). In the other groups of rocks the intervals are more restricted; there are pointed out relative homogeneous values and higher ones in case of the augite andesites and andesites of the volcano-sedimentary formation and lower values in case of the Mara and Săpînța pyroxene andesites.

The contents of Fe_2O_3 and FeO present remarkable variations in all andesite groups; however, the largest intervals occur in the subvolcanic bodies, too. For the other groups of rocks the intervals are more restricted and relatively similar.

MgO is present in contents varying between 2.05—4.60% and is distributed in intervals similar in all groups of rocks. However, it is pointed out the very low MgO content of some subvolcanic bodies (the bodies from the Cireș valley and the sills from the western slope).

CaO contents present intervals which are always disposed depending on the values determined for SiO_2 so that the augite andesites and most of the subvolcanic bodies have the highest values. On the whole, the Ca O variation interval (6.03—10.22%) corresponds to the large interval wherein SiO_2 varies.

Unlike CaO, the values of the alkaline oxides are comprised within the limits of some relatively restricted intervals wherein the values are similarly distributed in all the groups of the investigated rocks. It is worth mentioning the lower contents of Na_2O and K_2O of the augite andesites.

As a general observation concerning the distribution of the oxides one may notice that depending on the striking variation of SiO_2 — about ten per cent — the other oxides, except CaO, respond to a smaller degree to such a distribution of SiO_2 (Fig. 6). It is noticed that for almost all oxides the largest variation intervals occur in case of the subvolcanic bodies, while the intervals characteristic for the Mara andesites are the most restricted ones.

The chemical analysis of the Văcarul summit rock type displays characteristic features among which one may mention the low SiO_2 content, high CaO and also high Na_2O and K_2O; the sum of the two alkaline oxides being almost double than that of the other analysed samples.

Some of the observations concerning the distribution of the main oxides values are also pointed out by the average values presented in

Institutul Geologic al României

table 6. There have not been calculated averages for the pyroxene andesites within the volcano-sedimentary formation because their sampling only in the Rea valley drilling cannot be considered as a representative one.

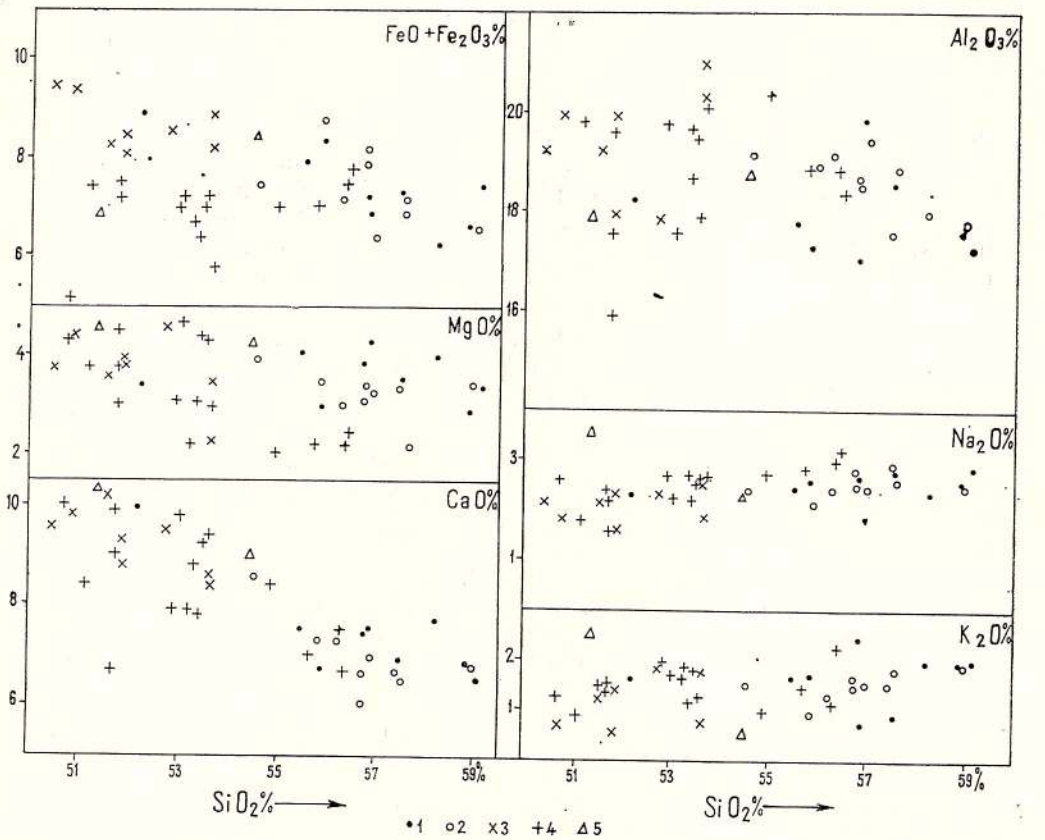


Fig. 6. — Diagram of the main oxides variation depending on SiO_2.
1, Săpînța pyroxene andesite; 2, Mara pyroxene andesite; 3, Augite andesite; 4, Subvolcanic bodies; 5, Văcarul Summit andesite.

When comparing the average values, one may point out the similarities between the Mara and Săpînța andesites. The group of augite andesites differs by the SiO_2 low values and CaO and Al_2O_3 high values. There are also pointed out the lower contents of Na_2O and K_2O of this group of rocks, the sum of alkalies being with about 1% lower than in the other rocks.

For a broad view on the chemical composition of the pyroxene andesites studied so far we presented in table 7 the average composition of the pyroxene andesites from the southern part of the Gutîi Mts as well as

Institutul Geologic al României

TABLE 6

Average composition of the pyroxene andesites from the northern part of the Gutii Mountains

Oxides	Mara pyroxene andesites (9)*	Săpînța pyroxene andesites (9)	Augite andesites (6)	Subvolcanic bodies (16)
SiO_2	56.82	56.76	52.12	53.42
Al_2O_3	18.61	17.89	19.40	19.04
Fe_2O_3	3.75	3.38	3.96	3.53
FeO	4.03	4.36	4.38	4.14
MnO	0.14	0.20	0.19	0.14
MgO	3.27	3.60	3.76	3.31
CaO	6.98	7.44	9.27	8.41
Na_2O	2.47	2.34	2.07	2.50
K_2O	1.51	1.59	1.18	1.50
TiO_2	0.69	0.68	0.71	0.79
P_2O_5	0.15	0.13	0.16	0.18

* number of analyses

TABLE 7

Average composition of some pyroxene andesites from the Gutii Mts and the Călimani-Gurghiu-Harghita chain

Oxides	1 (21)*	2 (14)	3 (5)	4 (25)	5 (12)	6 (16)	7 (53)	8 (12)
SiO_2	56.15	54.52	53.73	56.86	55.04	57.00	56.49	50.82
Al_2O_3	18.26	18.02	18.23	18.51	19.10	18.72	18.70	18.69
Fe_2O_3	3.44	3.69	5.06	3.85	4.47	2.55	3.60	3.57
FeO	4.83	4.81	3.91	2.79	3.03	3.15	2.95	5.48
MnO	0.19	0.17	0.22	0.15	0.22	0.12	0.16	0.21
MgO	2.84	4.01	3.30	3.59	3.55	3.93	3.68	5.37
CaO	7.12	8.07	8.78	6.92	7.67	7.45	7.25	8.74
Na_2O	2.30	2.37	2.76	3.55	3.62	3.50	3.55	2.78
K_2O	1.28	1.32	0.80	1.80	1.17	1.57	1.59	1.39
TiO_2	0.82	0.77	0.86	0.81	0.90	0.77	0.82	1.10
P_2O_5	0.15	0.14	0.18	0.18	0.18	0.13	0.16	0.21

* number of analyses

1 — Sarmatian pyroxene andesites, Gutii Mts (B o r c o ș et al., 1973 c)
2 — Pontian pyroxene andesites, Gutii Mts (B o r c o ș et al., 1973, unpublished data)
3 — Basaltic—like pyroxene andesites, Gutii Mts (R ă d u l e s c u, 1958)
4 — Pyroxene andesites, Călimani Mts;
5 — Pyroxene andesites, Harghita Mts;
6 — Pyroxene andesites, Harghita Mts;
7 — Pyroxene andesites total, East Carpathians (P e l t z et al., 1974).
8 — Basaltic—like andesites, Călimani Mts (P e l t z et al., 1972).

Institutul Geologic al României

that of the pyroxene andesites from the Călimani—Gurghiu—Harghita Mountains (according to B o r c o ș et al., 1973 c; B o r c o ș et al., 1973—unpublished data; R ă d u l e s c u 1958; P e l t z et al., 1972; P e l t z et al., 1974). Facing the quantitative distribution of the rock types in the investigated area, we consider that the reference averages are those of the Mara and Săpînța pyroxene andesites.

As we emphasized in the introduction to this paper, in the Gutîi Mts two more eruptive phases whose products are pyroxene andesites developped during the cycle II of eruptions. The average contents of the Sarmatian pyroxene andesites are quite close to those of the Mara and Săpînța pyroxene andesites. The Pontian pyroxene andesites are more basic rocks, this character being pointed out by the average values of SiO_2, MgO and CaO, similar to those of the augite andesites of the investigated area (B o r c o ș et al., 1973—unpublished data).

The averages calculated upon the analyses of basaltic-like andesites from the south-west of the Gutîi Mts — called so by R ă d u l e s c u (1958) are considered as belonging to the last cycle of eruptions (Ilba andesites) — also shows a character similar to those of augite andesites.

In the second part of the table 7 there are presented the average compositions of the pyroxene andesites of the Călimani—Gurghiu—Harghita volcanic range, calculated by P e l t z et al. (1974). Considering both the averages of each massif and especially the general average, the similarities with the average values characterizing the Mara and Săpînța andesites are remarkable. However, it is worth pointing out the different value of Na_2O contents, about 1% lower in the Gutîi Mts, a specific feature which gives rise to some differences of the petrochemical parameters. In comparison with all the averages presented so far, the most basic character of the augite andesites and the rocks of the other volcanic bodies of the investigated region are pointed out. In order to compare these rocks we consider usefully to present the average composition of the basaltic andesites of the Călimani Mts. The basaltic andesites present some important differences in comparison with the rocks of the investigated region. It is not so much for the lower contents of SiO_2, as especially for the highest values of the averages of $FeO + Fe_2O_3$, MgO and TiO_2 in connection with the high ferromagnesian minerals in the mineralogical composition, among which olivine is characteristic.

The last general image regarding the average composition of andesites in the area may be obtained by the comparison with some Pliocene pyroxene andesites from the Vihorlat-Gutîi volcanic chain on the territories of Slovakia and Subcarpathian Ukraina (Table 8). Except the inherent variations and considering the space and time position of the investigated rocks, one may notice numerous similarities (especially in the contents of SiO_2, CaO and alkaline oxides); it is a normal aspect if we take into account that all these rocks originate in the same magmatic province.

Institutul Geologic al României

TABLE 8

Chemical composition of some Pliocene andesites from Slovakia and Subcarpathian Ukraina

Oxides	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	58.80	51.50	57.34	52.75	57.88	53.44	56.55
Al_2O_3	16.80	17.45	17.06	16.03	17.25	20.43	16.67
Fe_2O_3	3.99	2.72	0.96	1.45	2.49	1.72	1.87
FeO	4.31	5.82	3.45	3.64	4.28	5.90	5.23
MnO	0.10	0.01	0.14	0.09	0.08	0.25	0.12
MgO	3.27	5.59	2.59	6.55	3.99	1.05	5.43
CaO	6.24	9.50	6.87	9.36	7.87	8.78	9.04
Na_2O	2.50	2.90	3.25	2.40	2.13	2.87	1.78
K_2O	1.54	1.75	1.88	1.38	1.75	1.85	1.69
TiO_2	1.45	0.95	3.80	0.64	0.56	1.20	0.66
P_2O_5	0.21	0.26	0.19	0.11	0.05	0.15	—
H_2O^-	—	—	—	—	0.45	0.35	—
H_2O^+	1.30	0.91	0.88	0.56	1.09	0.30	0.44

1 — pyroxene andesite, Fičberg — M. Stiavnické pohorie (Konečni, Lexa, 1973).
2 — basaltic andesite, Krahule — M. Kremnické pohorie (Konečni, Lexa, 1973),
3 — pyroxene andesite, M. Prešov (Slávik, Tözser, 1973),
4 — andesite-basalt, M. Prešov (Slávik, Tozsér, 1973).
5 — pyroxene andesite, M. Vihorlat (Karolus, 1970, from Peltz et al., 1974).
6 — basaltic andesite, Bilki (Maleiev, 1964, from Peltz et al., 1974).
7 — pyroxene andesite, Siriak (Maleiev, 1964, from Peltz et al., 1974).

b) *Petrochemical Characters of the Magmas*

The calculation of the Niggli parametres (table 9) points out some peculiarities of the different groups of andesites from the investigated region. The most significant differences are for the values of *si*, *c* and *alk* parameters calculated for pyroxene augite andesites as compared to those determined for the Mara and Săpînța andesites.

The values of *c* and *alk* parameters are particularly characteristic for the groups of the investigated rocks. The high contents of CaO pointed out the chemical analyses, as well as the relative low Na_2O lead to the appearance of some high values of the *c* parameter and low ones for the *alk* parameter.

According to the observations regarding the oxides content, one may point out large intervals of variation of the subvolcanic rocks parameters as well as a small interval for the parameters of the Săpînța and Mara andesites. These last groups of rocks show high values of the *si*

Institutul Geologic al României

TABLE 9

N i g g l i values

No	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*ti*	p	*w*	*qz*	*c/fm*
					Subvolcanic bodies							
1	137.92	34.78	27.06	29.21	8.95	0.24	0.64	1.53	0.16	0.41	2.14	1.08
2	146.57	33.40	34.24	25.75	6.61	0.26	0.47	1.79	0.21	0.65	20.14	0.75
3	141.72	28.37	36.04	29.01	6.59	0.38	0.51	1.67	0.24	0.43	15.37	0.80
4	147.93	26.75	43.42	20.40	9.43	0.29	0.29	1.07	0.16	0.32	10.22	0.47
5	143.49	31.99	32.74	26.70	8.57	0.30	0.48	1.56	0.19	0.51	9.20	0.82
6	153.58	33.73	30.78	24.49	11.00	0.32	0.44	1.85	0.22	0.54	9.56	0.80
7	144.71	28.30	34.30	28.55	8.85	0.33	0.51	1.72	0.24	0.34	9.33	0.83
8	152.42	33.26	29.10	27.05	10.59	0.30	0.46	1.82	0.22	0.43	10.07	0.93
9	165.81	34.18	27.77	26.42	11.62	0.31	0.36	2.29	0.33	0.18	19.31	0.94
10	151.38	32.58	35.62	23.66	8.14	0.26	0.52	1.45	0.17	0.54	18.83	0.66
11	142.92	28.20	35.81	26.35	9.64	0.32	0.48	1.75	0.12	0.24	4.36	0.74
12	155.09	34.21	27.04	28.93	9.82	0.25	0.48	1.63	0.22	0.74	15.80	1.07
13	164.63	35.94	27.10	26.93	10.03	0.19	0.34	1.40	0.13	0.28	24.52	0.99
14	175.03	34.95	29.76	23.53	11.75	0.26	0.35	2.01	0.25	0.57	28.03	0.79
15	172.37	34.03	30.10	24.74	11.12	0.21	0.34	1.84	0.23	0.36	27.88	0.82
16	171.42	32.80	31.57	21.90	13.73	0.33	0.36	2.17	0.36	0.42	16.51	0.69
					Augite andesites							
17	131.90	29.52	35.95	26.69	7.83	0.31	0.41	1.18	0.17	0.34	0.57	0.74
18	130.20	30.01	37.40	26.87	5.71	0.21	0.45	1.29	0.18	0.27	7.34	0.72
19	137.49	30.17	33.19	29.17	7.47	0.28	0.43	1.14	0.15	0.63	7.62	0.88
20	144.74	32.68	35.83	26.34	5.15	0.16	0.46	1.26	0.18	0.60	24.14	0.74
21	140.74	28.66	35.89	27.04	8.41	0.28	0.45	2.18	0.26	0.37	7.10	0.75
22	138.52	27.55	37.09	26.62	8.73	0.34	0.48	1.78	0.22	0.40	3.59	0.72
23	156.40	34.85	27.93	26.83	10.39	0.31	0.36	1.20	0.15	0.33	14.85	0.96
24	147.92	33.91	35.25	24.78	6.06	0.19	0.41	1.39	0.19	0.33	23.68	0.70
					Săpinţa pyroxene andesites							
25	130.70	26.80	32.00	28.40	12.80		0.55	1.53	0.22		20.50	0.89
26	140.56	28.89	33.97	28.55	8.59	0.31	0.40	1.21	0.15	0.45	6.19	0.84
27	159.52	29.98	37.11	23.16	9.75	0.30	0.48	1.73	0.21	0.48	20.53	0.62
28	171.85	31.20	36.41	21.92	10.46	0.30	0.38	1.20	0.13	0.34	29.99	0.60
29	167.57	29.45	35.14	23.54	11.87	0.37	0.48	1.80	0.22	0.37	20.08	0.67
30	169.52	34.81	36.71	24.09	4.39	0.29	0.52	1.61	0.08	0.32	51.96	0.66
31	175.11	33.17	34.97	22.38	9.47	0.16	0.46	1.19	0.13	0.47	37.22	0.64
32	174.49	31.63	33.49	24.73	10.15	0.36	0.53	1.35	0.09	0.29	33.88	0.74
33	188.19	32.98	32.02	23.45	11.15	0.33	0.43	1.85	0.26	0.45	41.97	0.73
34	183.10	31.41	34.91	21.51	12.16	0.31	0.45	1.86	0.20	0.41	34.44	0.62
					Mara pyroxene andesites							
35	151.76	31.29	34.02	25.51	9.18	0.30	0.48	1.92	0.22	0.41	15.03	0.75
36	163.39	32.56	36.89	22.80	7.75	0.21	0.41	1.21	0.20	0.45	32.39	0.62
37	171.83	34.33	32.08	23.78	9.81	0.26	0.42	1.49	0.22	0.40	32.60	0.74
38	173.85	33.55	35.54	19.77	11.13	0.28	0.40	1.43	0.21	0.43	29.32	0.56
39	171.45	32.81	35.03	21.34	10.23	0.30	0.43	1.36	0.15	0.60	30.55	0.60
40	176.34	35.25	31.95	23.18	9.62	0.31	0.48	1.74	0.18	0.41	37.87	0.73
41	176.07	31.57	35.42	22.10	10.91	0.27	0.46	1.73	0.16	0.42	32.43	0.62
42	186.58	35.91	29.60	22.60	11.89	0.32	0.36	1.46	0.19	0.55	39.03	0.76
43	182.92	32.35	33.60	22.68	11.38	0.33	0.48	1.84	0.18	0.33	37.41	0.67
					Volcano-sedimentary formation (Rea Valley driling)							
44	150.78	31.88	32.79	26.69	8.63	0.19	0.38	1.73	0.23	0.27	16.24	0.81
45	155.85	32.60	35.50	26.06	5.83	0.07	0.38	2.07	0.22	0.42	32.51	0.73
46	164.28	34.01	31.48	26.63	7.88	0.12	0.41	1.82	0.26	0.40	32.74	0.85
47	162.76	32.21	28.63	29.80	9.36	0.22	0.38	1.87	0.23	0.25	25.33	1.04
48	162.12	30.69	36.52	22.52	10.30	0.21	0.48	1.74	0.22	0.42	20.92	0.62
49	170.64	31.20	34.22	22.46	12.12	0.25	0.38	1.87	0.20	0.41	22.16	0.66
50	194.04	35.42	29.30	22.06	13.22	0.25	0.39	1.84	0.18	0.28	41.17	0.75

Institutul Geologic al României

parameter, which is suggesting a more differentiated character of the magmas they originated in.

The similarities and differences are more clearly pointed out by the comparison of the average values of the main Niggli parameters (Table 10). Thus, one may notice, besides the *si*, *c* and *alk* values already discussed, the quite similar values of the *al*, *fm*, *k* and *mg* parameters.

TABLE 10

Average values of the main N i g g l i parameters

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
pyroxene andesites of the volcano-sedimentary formation	166.64	32.57	32.63	25.17	9.62	0.20	0.40
Mara pyroxene andesites	172.69	33.29	34.22	22.64	10.21	0.29	0.44
Săpînţa pyroxene andesites	169.99	31.50	34.97	23.97	9.82	0.30	0.46
augite andesites	140.99	30.92	34.82	26.97	7.47	0.26	0.43
subvolcanic bodies	154.19	32.34	32.03	25.85	9.78	0.28	0.44

The distribution of magma types characteristic for each group of rocks depends on the mutual relations between the *c* and *alk* parameters and their absolute values. A great numer of samples — those wherein the value of the *si* parameter is small — belong to the group of leucogabbroic magmas, a group wherein no rocks from the Gutîi Mts have been mentioned so far.

The distribution of the rocks to different types of magmas (Table 11) also points out the less homogeneous character of the petrotypes constitu-

TABLE 11

Distribution of the magma types

	leucogabbroic magma	dioritic magma	quartzdioritic magma
pyroxene andesites of the volcano-sedimentary formation	4	1	2
Mara pyroxene andesites	—	1	8
Săpînţa pyroxene andesites	1	3	5
augite andesites	8	—	—
subvolcanic bodies	3	7	6

ting the subvolcanic bodies which almost equally pertains to leucogabbroic, dioritic and quartzdioritic magmas.

On the whole the magma types determined so far are reflected by the contents pointed out in the chemical analysis; it regards the low values of SiO_2 and the high values of CaO for a great number of samples,

Institutul Geologic al României

whose alkali contents are low. These characters seem to be specific to the magmas of this region. For comparison, the average values of the N i g g l i parameters for other pyroxene andesites of the Gutîi and Călimani—Gurghiu—Harghita Mts are presented in table 12.

As against the samples of the investigated region, the petrotype of the Văcarul summit is an exception; the magma type corresponds to the

TABLE 12

Average values of the N i g g l i parameters (according to the authors cited in table 7)

		si	*al*	*fm*	*c*	*alk*
Sarmatian pyroxene andesites (Gutîi Mt)	(21)*	173.4	33.2	33.6	23.5	9.6
Pontian pyroxene andesites (Gutîi Mt)	(14)	156.6	30.2	36.8	24.1	8.9
pyroxene andesites (Călimani Mts)	(25)	170.1	32.7	31.6	21.9	13.8
pyroxene andesites (Gurghiu Mts)	(12)	157.9	32.3	32.1	23.5	12.2
pyroxene andesites (Harghita Mts)	(16)	169.8	32.7	30.7	23.6	12.9
pyroxene andesites (East Carpathians)	(53)	167.3	32.6	31.4	22.8	13.2

* number of analyses

leucogabbroic group but shows tendencies to alkaline magmas of theralitic type.

The projection of the values in the *al-fm* and *al-alk* diagrams points out relative homogeneous features of the magmas; the spreading domains of the spots occupy generally restricted surfaces. Thus the *al-fm* diagrams (Fig. 7) point out a preponderant isofalic character of the magmas; some differences between the Mara and Săpînța andesites, on the one hand, and the augite andesites, on the other hand — the latter showing semifemic tendencies as a result of higher *fm* values — being noticed. As it was expected, the largest domain is that of the subvolcanic bodies. On the whole, the domains of all groups of rocks correspond to the maximum frequency intervals of the *al-fm* diagram for the whole Gutîi-East Carpathians volcanic zone (R ă d u l e s c u , 1974).

In the *al-alk* diagram (Fig. 8) the values are projected in the field of rock poor in alkalies, character more remarkable in case of augite andesites. The sample of the Văcarul summit placed in the field of rocks rich in alkalies is mentioned as an exception. In case of this representation the resulted domains are in juxtaposition with the maximum frequency intervals determined by R ă d u l e s c u (1974) for the Gutîi—Călimani—Harghita volcanic chain.

The *QML* diagrams (Fig. 9) indicate the saturated type of magmas and are characterized by very restricted and similar domains wherein the values of all groups of rocks are projected. Thus, the relative homogeneous character of the chalco-alkaline andesite magmas is pointed out. The rock of the Văcarul summit constitutes again the only exception : due to the alkaline character, the projection of a domain specific to the basalt andesites of the Călimani Mts (P e l t z et al., 1974). The magmas corresponding

Institutul Geologic al României

to the Sarmatian pyroxene andesites from the SW part of the Gutîi Mts have also a similar homogeneous character (B o r c o ş et al., 1972 c). Compared to these characters, the volcanics of the East Carpathians occupy a much more extended field in the diagram, because of the extension and diversity of the volcanic activity in this area (P e l t z et al., 1974).

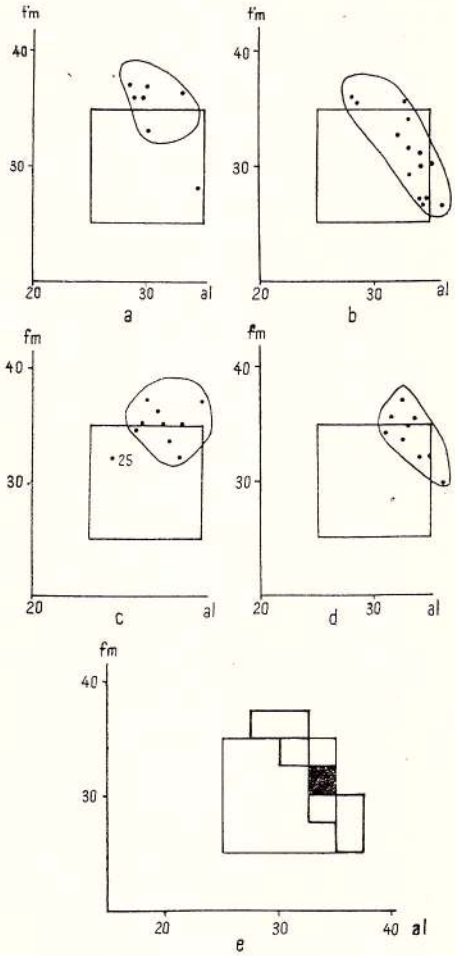


Fig. 7. — *al-fm* diagram.
a, Augite andesite; b, Subvolcanic bodies; c, Săpînţa pyroxene andesite; d, Mara pyroxene andesite; e, Neogene volcanics of the East Carpathians (acc. to R ă d u l e s c u, 1974).

The general aspect of the diagrams of the N i g g l i parameters variation, as well as the values and the variation intervals of the parameters point out the relative unitary and homogeneous character of the magmas which have supplied the volcanic activity developed in the northern part of the Gutîi Mts. The specific characters of the magmas in this region is reflected in the low value of the *alk* parameter — originating in the low contents of alkaline oxides, especially Na_2O — and the high value of the *c* parameter — especially in the rocks with a higher content of SiO_2.

Institutul Geologic al României

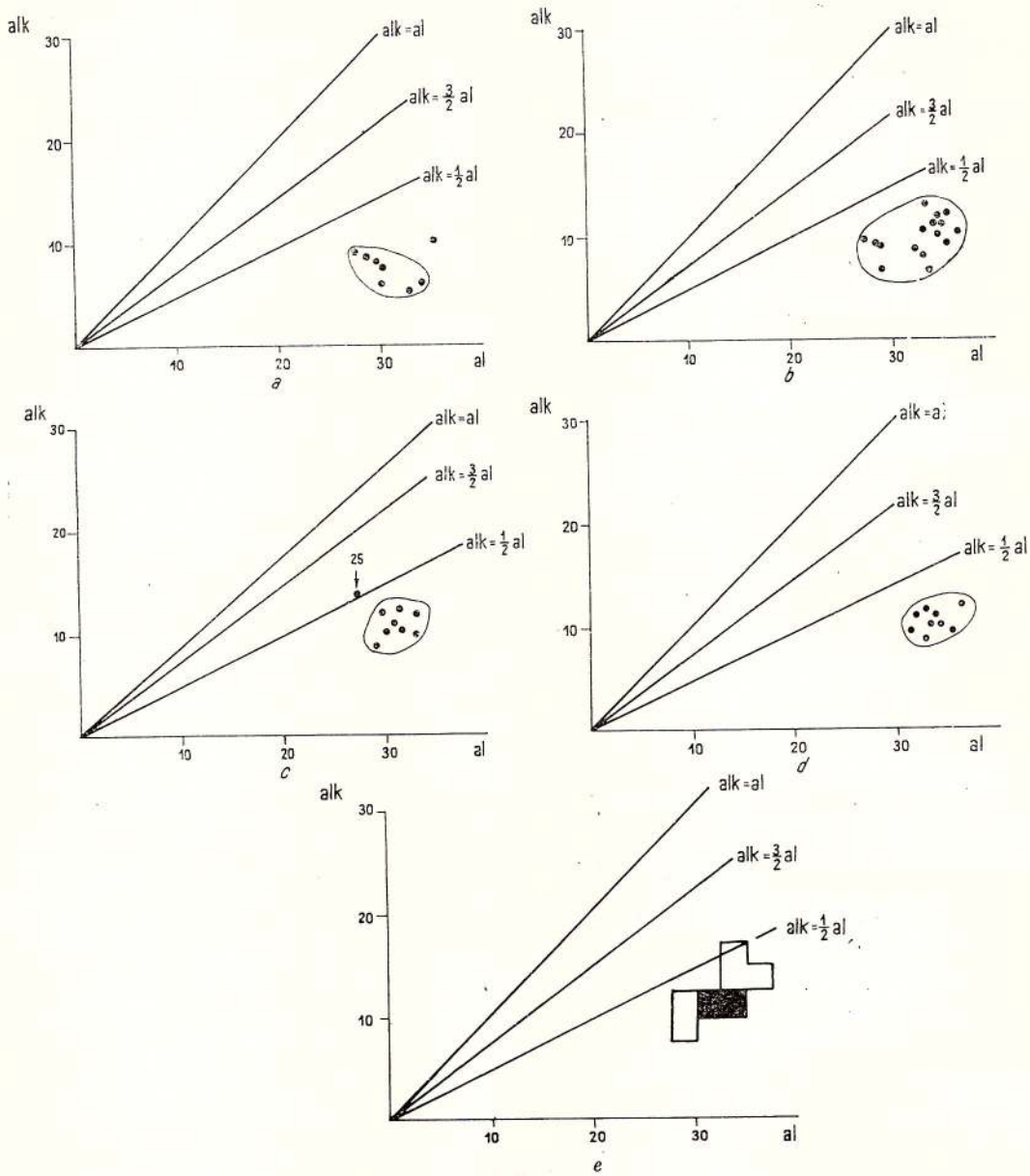


Fig. 8 — *al-alk* diagram.

a, Augite andesite; b, Subvolcanic bodies; c, Săpînța pyroxene andesite; d, Mara pyroxene andesite; e, Neogene volcanics of the East Carpathians (acc. to R ă d u l e s c u, 1974).

Institutul Geologic al României

The variation of these parameters also causes the differences between augite andesites and the Mara and Săpînța pyroxene andesites. The petrochemical characters of the rocks of the subvolcanic bodies present more marked variations but, on the whole, they are rather close to those of the augite andesites.

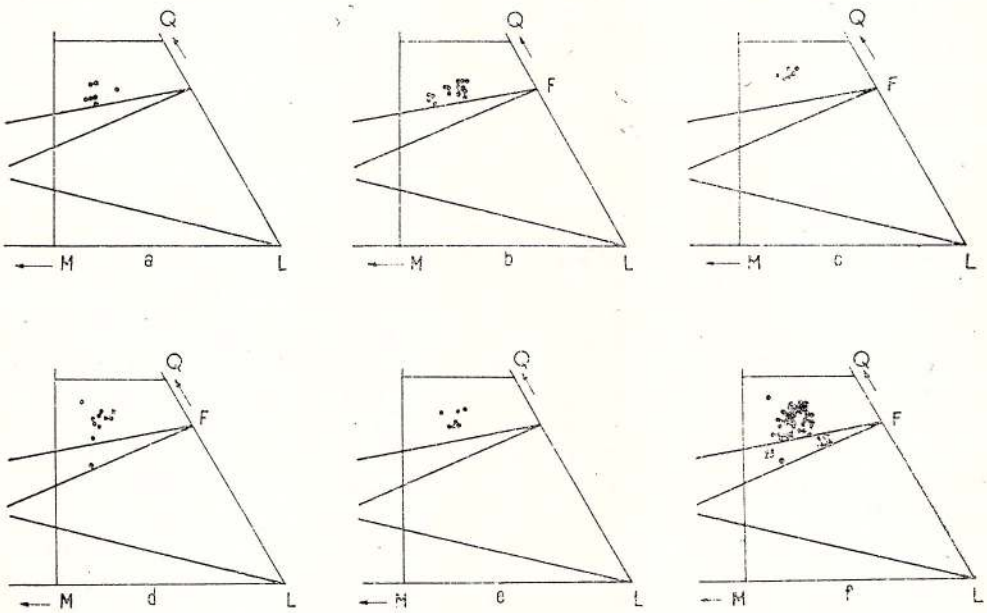


Fig. 9. — *QLM* diagram.

a, Augite andesite; b, Subvolcanic bodies; c, Săpînța pyroxene andesite; d, Mara piroxene andesite; e, Pyroxene andesite from volcano-sedimentary formation; f, All the analysed samples.

A comparative examination of these petrotypes may point to the fact that the magmas did not undergo outstanding differentiation processes during the time interval of the volcanic activity. Depending on the variation of the N i g g l i parameters and, to a less extent, the position in the diagrams, one may notice a slight tendency of magmatic differentiation in case of the Mara and Săpînța andesites as compared to the characters of the pyroxene andesites from the volcano-sedimentary formation. The pyroxene-augite andesites whose time position is well established — being more recent than the Mara and Săpînța andesites — represent a recurrence to the less different character of the magmas at the level of the volcano-sedimentary formation.

As compared to the plotting in the diagrams, the distribution of the rocks to leucogabbroic, dioritic and quartzdioritic magmas seems exaggerated. As it was mentioned , the distribution of numerous rocks to the

Institutul Geologic al României

leucogabbroic magma is unusual within the Neogene volcanic rocks. Such characters are found again — to a less extent — in case of the Sarmatian and Pontian pyroxene andesites of the cycle III of eruptions of the Gutîi Mts, probably constituting a characteristic feature of the magmas in this unit, as R ă d u l e s c u (1958) pointed out.

In this ensemble, we point out once more the particular position presented by the rock of the Văcarul summit which — by the characters of the chemical parameters — constitute a peculiar petrotype.

c) *Correlation between the Mineralogical and Chemical Composition. Topics of Classification and Nomenclature*

Trying to discuss comparatively the mineralogical and chemical composition of the investigated rocks, two observations are to be taken into account from the beginning: the first one concerns the uniform aspects of the mineralogical composition, and the second one the relative important variation of SiO_2 content which should be reflected in the mineralogical composition. It is obvious that there must be also differences as regards the mineralogical composition between a rock containing about 50% SiO_2 and another one wherein SiO_2 reaches 59%. If these differences are minimum at the level of phenocrysts, the different composition of the groundmass is the only possibility to explain the different content in silica. In this sense we mention the quartz presence in the matrix in some of the investigated rocks.

Among the other oxides, the fact that only CaO has a significant variation, closely correlated with SiO_2, must be pointed out. This variation may be noticed mineralogically by high-calcium composition of plagioclase, in the more basic rocks, and by higher participation of augite compared to the hypersthene in the same rocks. It is pointed out an interesting situation in the way that although there is an obvious inverse correlation between SiO_2 and CaO, the CaO variation is distinguished within the phenocrysts while SiO_2 variation is mainly pointed out in the matrix.

The calculus of the normative composition — CIPW (Table 13), which gives the permission to appreciate the virtual quantity of the unindividualized minerals of the groundmass, points out, however, the presence of quartz excess in all the investigated rock types whose values increase in the Mara and Săpînța andesites. As regards the CaO participation in the normative minerals one may notice, as a general characteristic, the high value of the *An* parameter — in all cases higher than 50% — this situation being caused not only by the relative high quantity of CaO but also by the the low contents of Na_2O. This aspect is reflected in the *or/ab/an* ternary diagram (Fig. 10) wherein the projected points are located in a domain similar to various types of andesites of the territory. Only the increase of the normative orthose values in correlation with those of normative albite could be noticed.

The values of normative *An* occur excessively high especially in comparison with *M* parameter (the colour index) which shows values

Institutul Geologic al României

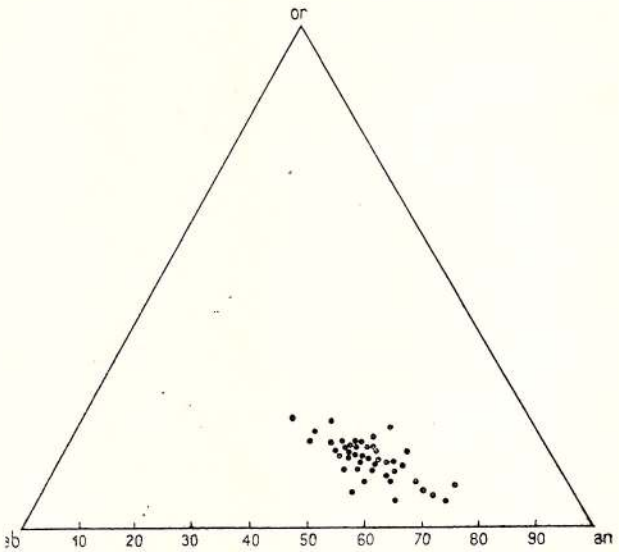


Fig. 10. — *or-ab-an* diagram.

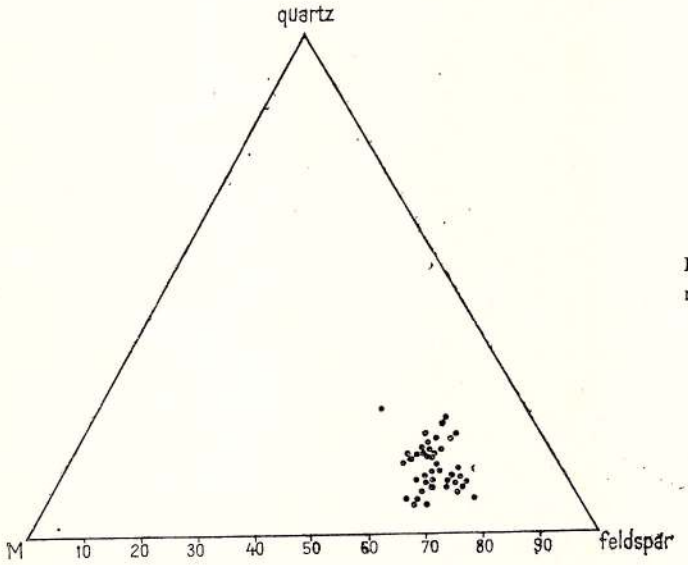


Fig. 11. — Diagram of normative quartz-*M*-feldspar.

ranging between 17—29. On the whole, the ratio M, normative quartz and normative feldspar (Fig. 11) points out the feldspathic character of the investigated rocks, aspect which is generally in agreement with the modal composition.

In numerous situations, which are relatively uniform distributed to all the groups of investigated rocks, the CaO content is higher as compared to Al_2O_3. This fact leads to the presence in the norm of diopside

Institutul Geologic al României

TABLE 13

C. I. P. W. Norm — Q, A, P, M, An.

No	*qu*	*or*	*ab*	*an*	*di*	*hy*	*c*	*ap*	*cc*	*mt*	*hm*	*il*	*Q*	*A*	*P*	*M*	*An*
Subvolcanic bodies																	
1	6.18	7.23	22.01	40.87	—	12.28	1.22	0.34	2.90	2.78	—	1.52	8.1	9.4	82.4	16.9	65.0
2	15.72	5.56	14.67	37.25	—	9.40	2.25	0.34	1.30	6.27	1.12	1.52	21.5	7.6	70.9	18.7	71.7
3	14.82	8.34	13.10	32.80	—	14.73	1.53	0.34	5.60	5.34	—	1.52	21.4	12.1	66.5	21.9	71.5
4	13.20	8.90	20.44	20.85	—	19.02	2.65	0.34	4.10	6.50	—	0.91	20.8	14.0	65.0	26.8	50.5
5	8.64	8.90	18.86	38.92	13.35	—	—	0.34	—	6.03	—	1.52	11.5	11.8	76.7	21.2	67.4
6	8.94	11.12	22.53	36.42	9.80	—	—	0.34	—	6.03	—	1.67	11.3	14.1	74.6	17.8	61.8
7	9.30	10.01	18.86	33.08	4.72	13.67	—	0.34	3.20	4.18	—	1.52	13.1	14.0	72.9	24.4	63.7
8	7.80	10.01	23.06	36.70	13.34	—	—	0.34	—	4.64	—	1.67	10.1	12.9	77.0	20.0	61.4
9	7.64	10.57	22.53	32.93	—	12.79	6.73	0.68	8.10	2.09	—	1.98	26.7	16.0	57.3	17.5	40.4
10	12.66	7.23	18.34	37.81	—	12.22	0.71	0.34	—	6.26	—	1.37	16.6	9.5	73.9	20.2	67.3
11	5.64	10.56	21.48	32.25	7.98	15.20	—	0.34	1.00	3.25	—	1.67	8.1	15.1	76.8	28.4	60.2
12	12.36	7.78	22.53	37.81	—	7.40	0.41	0.34	2.80	2.55	3.04	1.52	15.3	9.7	60.3	14.9	62.7
13	12.30	6.12	23.58	38.09	—	11.70	0.71	0.34	1.00	3.25	—	1.22	15.4	7.6	75.0	16.5	61.8
14	16.25	8.90	24.10	31.41	—	6.00	1.02	0.34	0.90	6.73	—	1.67	20.2	11.0	68.8	14.7	56.6
15	13.14	7.78	25.15	34.19	1.14	10.45	—	0.34	0.40	4.41	—	1.52	16.4	9.7	73.9	17.9	57.6
16	10.80	13.34	26.72	29.19	2.04	9.16	—	0.67	—	5.34	—	1.82	13.5	16.7	69.8	19.0	52.2
Augite andesites																	
17	5.94	8.34	18.34	38.36	3.18	15.50	—	0.34	1.50	5.34	—	1.23	8.4	11.7	79.9	25.7	67.7
18	7.50	3.89	15.72	43.92	20.73	—	—	0.34	1.00	4.18	—	1.37	10.6	5.5	83.9	26.6	73.7
19	10.98	7.78	17.29	38.92	5.40	6.40	—	0.34	1.40	8.35	0.32	1.06	14.6	10.4	75.0	21.9	69.2
20	16.38	2.78	13.62	41.98	—	10.46	1.32	0.67	—	7.89	—	1.22	21.9	3.7	74.4	20.2	75.5
21	9.30	8.34	19.39	34.47	2.26	13.98	—	0.34	2.90	5.34	—	2.13	13.0	11.7	75.3	24.0	64.0
22	9.36	10.57	21.48	38.36		11.64	0.10	0.34	1.20	3.94	—	1.06	11.7	13.3	75.0	17.0	64.1
23	6.72	10.56	18.86	33.36	10.45	11.17	—	0.34	—	5.57	—	1.67	9.7	15.2	75.1	29.2	63.9
24	14.58	3.89	15.70	40.03	—	15.83	2.45	0.67	—	4.87	—	1.37	19.6	5.2.	75.2	22.7	71.5

Institutul Geologic al României

Săpînța pyroxene andesites																	
25*	—	15.01	27.51	25.30	18.47	—	—	0.34	0.70	6.26	—	1.52	—	21.8	76.3	—	—
26	8.46	9.45	18.86	34.75	9.72	7.79	—	0.34	0.60	6.73	—	1.22	11.9	13.2	74.9	25.8	64.8
27	13.08	9.45	20.44	32.80	2.21	12.02	—	0.34	0.50	6.26	—	1.52	17.3	12.5	70.2	22.3	61.6
28	14.94	9.45	20.96	29.19	—	14.66	0.71	0.34	1.10	4.87	—	0.91	20.0	12.7	67.3	20.8	58.2
29	11.40	13.90	22.01	27.52	5.61	11.51	—	0.34	0.60	4.41	—	1.52	15.2	18.6	66.2	23.4	55.6
30	23.04	3.89	9.43	36.70	—	16.24	3.77	0.34	—	3.71	—	1.37	31.5	5.3	63.2	21.7	79.6
31	17.64	4.45	23.06	33.08	—	12.10	1.02	0.34	—	5.57	—	0.91	22.6	5.7	71.7	18.9	58.9
32	14.40	11.12	18.86	33.36	16.83	—	—	0.34	—	3.02	—	1.22	18.5	14.3	67.2	21.4	63.9
33	18.30	11.12	20.96	30.86	—	9.97	0.10	0.34	0.80	4.87	—	1.52	22.5	13.8	63.7	16.7	59.5
34	15.78	11.12	23.58	28.91	1.79	11.50	—	0.34	—	4.87	—	1.52	19.9	14.0	66.1	20.0	55.1
Mara pyroxene andesites																	
35	10.38	8.90	20.44	36.70	15.28	—	—	0.34	0.40	5.10	—	1.67	13.6	11.6	74.8	22.4	64.2
36	17.46	5.56	18.34	35.31	—	12.59	1.33	0.34	—	6.50	—	1.22	22.8	7.3	69.9	20.7	65.8
37	16.14	7.78	20.96	33.64	—	11.26	1.22	0.34	0.60	4.87	—	1.37	20.5	9.9	69.6	17.9	61.6
38	15.54	9.45	23.06	29.19	—	12.19	1.73	0.34	—	5.80	—	1.06	20.1	12.2	67.7	19.4	55.9
39	18.12	9.45	20.44	30.58	—	8.93	1.53	0.34	0.50	7.89	—	1.06	23.1	12.0	64.9	18.2	59.9
40	17.70	8.90	18.86	32.53	—	11.63	2.04	0.34	0.50	4.18	—	1.52	22.7	11.4	65.9	17.7	63.3
41	16.02	8.90	22.53	30.58	—	12.46	0.31	0.34	0.70	5.10	—	1.52	20.5	11.4	68.1	19.4	57.6
42	18.72	10.57	22.01	30.03	—	6.69	1.43	0.34	0.50	6.27	—	1.22	23.0	13.0	64.9	14.5	57.7
43	15.60	11.12	21.47	31.42	14.41	—	—	0.34	—	3.47	—	1.52	19.7	14.0	66.3	19.7	59.4
Volcano sedimentary formation (Rea Valley driling)																	
44	9.24	5.56	22.01	38.09	6.61	11.18	—	0.34	—	3.71	—	1.52	12.4	7.4	80.2	23.4	63.4
45	17.46	1.12	16.24	40.87	—	12.42	0.70	0.34	—	6.03	—	1.83	23.1	1.5	75.4	20.6	71.6
46	15.72	2.78	20.44	40.87	—	11.42	—	0.34	—	4.87	—	1.52	19.7	3.5	76.8	18.2	66.7
47	11.52	6.67	22.01	35.86	13.23	4.38	—	0.34	—	3.02	—	1.52	15.1	8.8	76.1	22.5	62.0
48	12.06	7.23	24.63	32.53	3.48	11.84	—	0.34	—	5.34	—	1.52	15.8	9.4	74.8	22.5	56.9
49	12.60	8.90	26.20	29.47	4.47	8.60	—	0.34	—	5.57	—	1.52	16.3	11.5	72.2	20.5	52.9
50	16.62	9.45	26.20	28.64	—	11.74	1.00	0.34	0.60	2.78	—	1.37	20.5	11.7	67.8	16.2	52.2

* $ol = 2.44$; $ne = 1.28$; $F = 1.9$

Institutul Geologic al României

beside or replacing hypersthene. The Mara andesites, due to their CaO contents which permit the presence in the norm of corundum, are an exception.

We may also mention the fact that although olivine has been mentioned sporadically in the modal composition, it does not ever occur in the norm, all the rocks being supersaturated in quartz.

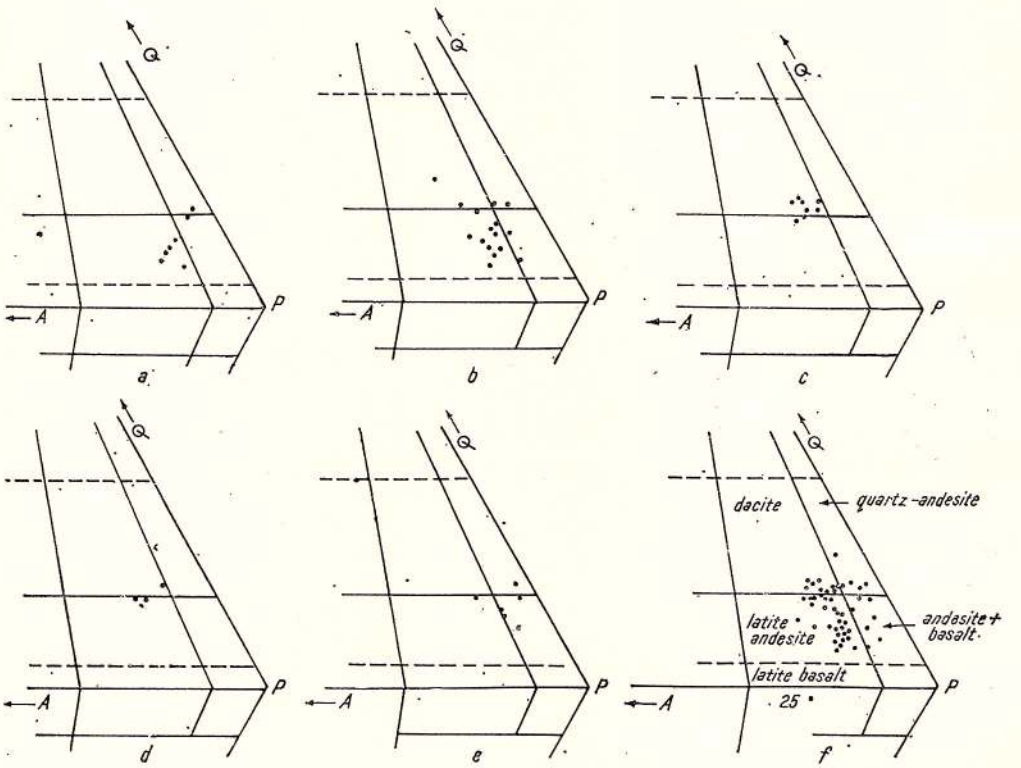


Fig. 12. — *QAP* diagram.

a, Augite andesite; b, Subvolcanic bodies; c, Săpînța pyroxene andesite; d, Mara pyroxene andesite; e, Pyroxene andesite from volcano-sedimentary formation; f, All the analysed samples.

The represetation of the *QAP* normative parameters (Fig. 12) points out characteristic fields for each group of andesite rocks of the territory. These fields may be restricted in case of the subvolcanic bodies and the Săpînța andesites. However, to a great extent, these fields are in juxtaposition and, on the whole, they outline a domain which — according to Streckeisen, 1967 — leads to the projection of the investigated rocks in the fields characteristic for andesites, latite-andesites, quartz andesites and dacites. The petrotype of the Văcarul summit, located in the domain of unsaturated rocks, nearby the *AP* line, is an exception.

Institutul Geologic al României

A more comprehensive discussion is necessary in connection with the appurtenance of rocks to the above mentioned different classes of volcanic rocks in the *QAP* triangle in connection with the classification and nomenclature of the investigated rocks.

So far, the rocks of the searched region have been termed pyroxene andesites, basaltic-like pyroxene andesites, basaltic-like andesites, the adopted criterium being the mineralogical composition similar to the andesites of the last cycle of eruptions occurring in the south-western part of the Gutîi Mts, and which have been termed basaltic-like andesites relying on petrochemical criteria (Rădulescu, 1958).

For a deeper discussion — referring to each group of delimited rocks — we are relying on both mineralogical data (mode) and petrochemical ones (chemical composition, type of magma, normative composition and other normative parameters). It is to be understood that the use of the petrochemical criteria beside the mineralogical composition is absolutely necessary for the characterization and classification of the volcanic rocks made up of an important cryptocrystalline glassy or matrix unapproachable for microscopic observations.

In order to get the most significant results concerning the classification of the investigated rocks we shall briefly discuss further the main mineralogical and petrochemical characters with their implications in nomenclature and classification for each situation.

(1). According to the modal composition, all the investigated rock types may be termed as pyroxene andesites (with hypersthene, hypersthene and augite, augite and hypersthene or augite).

(2). The chemical composition of the rocks displays as a main characteristic the large variation interval of SiO_2 (about 50–60%) and CaO (about 6—10%) and much more restricted intervals wherein the other oxides vary. Accordingly, the classification systems pointing to the first two oxides will impose the distribution of rocks to an increased number of classes while other systems referring especially to the other components will present the rocks unitary grouped.

(a) The establishing of the magma type according to the N i g g l i parameters would suggest the fact that the rocks of the territory originate in several magmas : quartz-dioritic and dioritic (the Mara and Săpînța andesites), dioritic and leucogabbroic (the subvolcanic bodies and the andesites of the volcano-sedimentary formation), leucogabbroic (augite andesites). This situation is due to the large variation of the *si* and *c* parameters as well as to the low and relative constant values of the *alk* parameter.

(b) The *QML* diagram exhibits an unitary and restricted domain wherein all the rocks are located ; it is due to the fact that beside the *si* and *c* parameters other parameters are playing an important part in the calculation of *QML* values.

(c) The low and constant alkali content in all groups of rocks places them almost entirely within the same calcic domain on the diagram of the series index $Na_2O + K_2O/SiO_2$ (Fig. 13).

Institutul Geologic al României

(d) The normative calculus points out an important contradiction between *M* and *An* parameters, whose variation intervals are shown in table 14. The values of the colour index may be considered characteristic of andesites — according to a recent statistics carried out on 1775 andesite samples from all over the world (C h a y e s, 1969) which presents *M* = 21.3 as an average value. The variation limits of this parameter are com-

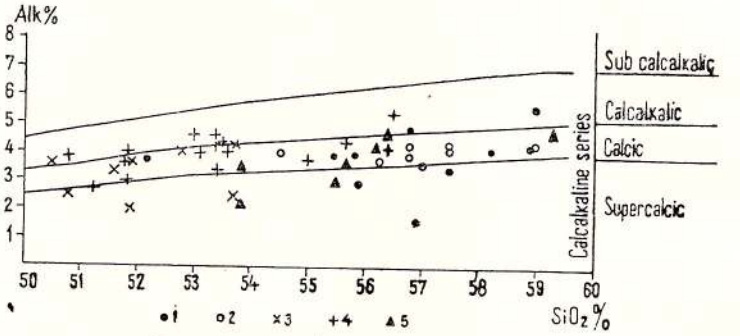


Fig. 13. — $Na_2O+K_2O - SiO_2$ diagram.

1, Săpînța pyroxene andesite; 2, Mara pyroxene andesite; 3, Augite andesite; 4, Subvolcanic bodies; 5, Pyroxene andesite from volcano-sedimentary formation.

TABLE 14

Variation intervals of M and An parameters

	M	An
pyroxene andesites from the volcano-sedimentary formation	16.2—23.4	52.2—71.6
Mara pyroxene andesites	14.5—22.4	57.6—65.8
Săpînța pyroxene andesites	16.7—25.8	51.1—79.6
augite andesites	17.0—29.2	64.0—75.5
subvolcanic bodies	16.5—28.4	40.4—71.7

parable for all groups of rocks, the presence of maximum values for the most basic petrotypes being noticed.

The *An* values are over 50, aspect characteristic of the chalco-alkaline andesites but the values higher than 60 corresponding to a basic labrador are specific to basalts. C h a y e s (1969) indicates 54.34 as the average value of the *An* parameter for andesites. There are only few cases for the frequency classes higher than An_{60} and no case is pointed out over An_{70}.

From the *M*/*An* diagram (Fig. 14), wherein the limits specific to andesites and basalts are taken into account according to S t r e c k e i s e n (1967), it results the peculiar situation which shows that the investigated rocks have a too high *An* to be considered andesites and a too low *M* to be basalts. This aspect is significant but it is specific not only to the

Institutul Geologic al României

rocks of the searched territory but also to the pyroxene andesites from the Călimani-Harghita Mts (P e l t z et al., 1974).

(e) The *QAP* diagram enclosing rocks according to the contents of SiO_2, CaO and alkaline oxides will impose the distribution of these rocks within large domains. Depending on the classification into classes proposed by S t r e c k e i s e n (1967) the rocks types are presented in table 15.

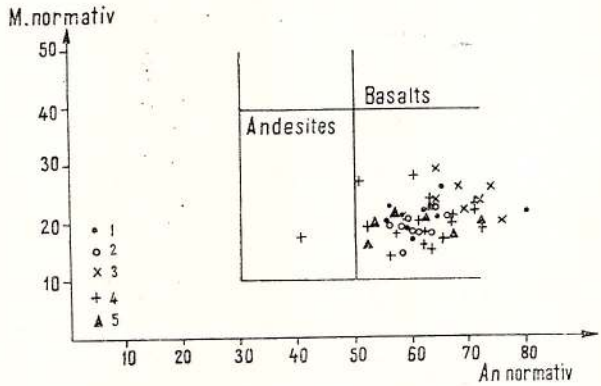


Fig. 14. — Diagram of normative $M-An$.
1, Săpînța pyroxene andesite; 2, Mara pyroxene andesite; 3, Augite andesite; 4, Subvolcanic bodies; 5, Pyroxene andesite from volcano-sedimentary formation.

The result is obviously in disagreement with the mode of rocks, on the one hand, and the values of M and An parameters normally calculated, on the other hand.

(f) Trying to discuss the values of some oxides with unimportant variations of the studied group of rocks, we present in table 16 the way in

TABLE 15

Classification of rocks according to S t r e c k e i s e n (1967)

	andesites	latite andesites	quartz andesites	dacites
pyroxene andesites from the volcano-sedimentary formation	4	2	1	—
Mara pyroxene andesites	—	3	—	6
Săpînța pyroxene andesites	—	6	2	1
augite pyroxene andesites	2	5	1	—
subvolcanic bodies	2	10	2	2

which the rocks are enclosed according to the K u n o (SI) index, important both for its genetical significance and — in our case — for the fact that does not use SiO_2 and CaO values. $SI = \frac{MgO}{FeO+Fe_2O_3+MgO+Na_2O+K_2O} = x\ 100$

Institutul Geologic al României

The integration of the rocks has been carried out depending on the variation intervals of K u n o's solidification index for the chalco-alkaline rocks of Japan, therefore it has an informative character. In this case, the rocks occur much more grouped, being integrated in the andesite

TABLE 16

Classification of rocks depending on the K u n o index (SI)

	basaltic andesite	andesite	dacite-andesite
pyroxene andesites from the volcano-sedimentary formation	—	4	3
Mara pyroxene andesites	—	8	1
Săpînţa pyroxene andesites	1	7	1
augite pyroxene andesites	—	7	1
subvolcanic bodies	1	9	6

group. It is interesting the comparison with the classification carried out relying on the *QAP* diagram : for instance, the samples originating in the volcano-sedimentary formation are among the most basic ones in Streckeisen classification and among the most acidic ones depending on K u n o index.

(g) Finally, a classification which is more used recently is achieved by T a y l o r (1969), who uses as criteria the SiO_2 and K_2O contents and refers only to the series of circumpacific chalco-alkaline rocks. According to the indicated limits (Fig. 15) the investigated rocks are placed in the domains presented in table 17. As one may notice, this kind of classification groups most of the samples into classes with an advanced basicity (high alumina basalts, basic andesites).

Summing up, the nomenclature and classification topics regarding the investigated rocks may be achieved not only adopting one or another existent system but also by considering the whole bulk of mineralogical and chemical characters ; the features of the analyzed rocks are not correctly integrated in any of the classification schemes adopted by different authors.

As compared to the petrochemical and mineralogical characters of the investigated rocks we consider that — apart from the low values of SiO_2 content in some cases and the values of normative *An* — their entire integration within the group of andesites is the most suitable to the reality. Thus, the addition of the main mineralogical character allows the maintainance of the term "pyroxene andesites", initially only relying on the mineralogical criteria.

The types with the most basic characters, such as augite pyroxene andesites and, partly, the andesites from the volcano-sedimentary formation and from the subvolcanic bodies rise the problem of their appurtenance

Institutul Geologic al României

to a more basic type with SiO_2 and CaO contents which would permit us to consider them as basaltic andesites. The bulk of petrochemical data, on the one hand, and their comparison with the basaltic andesites of the Călimani Mts (P e l t z et al., 1974), on the other hand, make us to consider that the most numerous features bring them near to the pyroxene andesites. In case of augite andesites which constitute a spatial and temporal well defined group, it is necessary to point out the more basic character, eventually using the term "basaltic-like", thus a correct correlation between

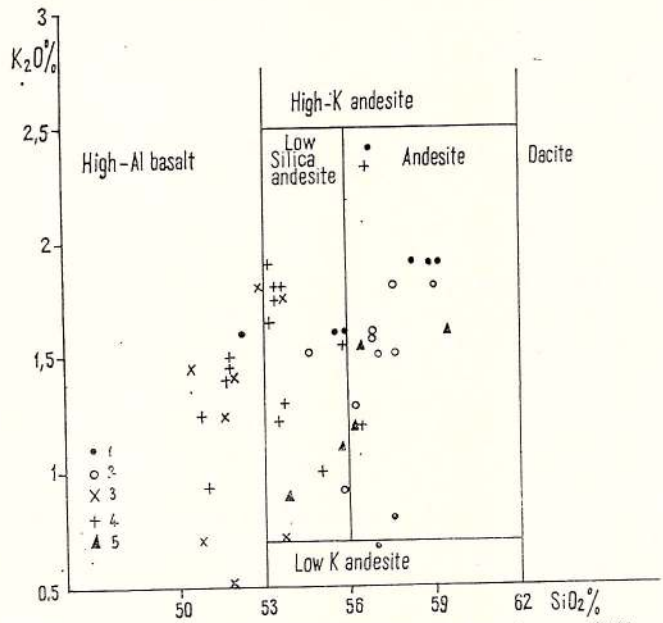


Fig. 15. — K_2O-SiO_2 diagram (acc. to T a y l o r, 1969). 1, Săpînța pyroxene andesite; 2, Mara pyroxene andesite; 3, Augite andesite; 4, Subvolcanic bodies; 5, Pyroxene andesite from volcano-sedimentary formation.

TABLE 17

Classification of rocks according to T a y l o r (1969)

	high alumina basalts	basic andesite	andesite poor in K	andesite
pyroxene andesites from the volcano-sedimentary formation	—	2	1	4
Mara pyroxene andesites	2	2	—	7
Săpînța pyroxene andesites	1	2	1	5
augite andesites	6	2	—	—
subvolcanic bodies	5	9	—	2

Institutul Geologic al României

these rocks and those belonging to the same volcanic sequence from the south-western part of the Gutîi Mts (Ilba pyroxene andesites) being likely.

Anticipating the results of the study of some trace elements distribution in rocks, one has to show that from this point of view the investigated rocks may be also integrated in the pyroxene andesite type.

A final observation should be made in connection with the petrographic type of the Văcarul summit. By its petrochemical characters, this rock is close to the basaltic andesite type so that this term may be conferend to it, as well. The identification of some basaltic andesites in the northern part of the Gutîi Mts is not, as a matter of fact, unexpected. However, one may mention that the consideration of this petrotype has been achieved relying on one chemical analysis.

2. Trace Elements Distribution

The study of the trace elements distribution in the investigated rocks refers to all groups of rocks, excepting the andesites from the volcano-sedimentary formation. The greatest number of samples (26) comes from the Săpînța pyroxene andesites, a petrographical type which occupies the largest surface of the investigated territory. The quantitative spectrographic analyses of the trace elements content were made in the laboratory of the Geological Institute. [5]. The samples have been also chemically and spectrographically analysed in order to have a more corect correlation.

In the sketch-map shown in figure 16 the prominences of the samples are presented ; the results can be seen in table 18.

The study of 64 samples — analysed for Pb, Zn, Cu, Ga, Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr, and partly for Sc — established the behaviour of these trace elements in their mutual relations or depending on some more major constituents in order to get a characterizaton of the groups of rocks from the searched region.

The lack of the outcrops especially in the high zone of the territory did not allow an uniform sampling of the whole investigated territory. Under these circumstances, the generalization of the observations from the whole investigated area is possible firstly due to the relative similar values presented by the contents of the trace elements. Thus, even if the number of the samples is not sufficient for a through characterization of each important volcanic structure, however, it is possible to obtain a general view of the distribution of the trace elements in the andesitic rocks and the identification of some differences between the groups of rocks separated relying on geological and petrochemical criteria.

[5] The samples have been registered at the grating spectrograph P.G.S. — 2, with a linear dispersion of about 7 Å/mm. There have been used standards with a composition very similar to the rock types of the territory. Both the samples and the standards have been registered threefold. The analytical data are the following: Pb—2833.069 Å; Cu—3273.962 Å; Zn—3345.020 Å; Ga—2943.637 Å; Co—3453.505 Å; Cr—4254.346 Å; V—3183.406 Å; Sc—4246.829 A; Ba—4934.086 Å; Sr—4607.331 Å.

Institutul Geologic al României

TABLE 18

Trace Element Content (in p. p. m.)

No	No of chem. analysis.	Location	Pb	Cu	Zn	Ga	Ni	Co	Cr	V	Ba	Sr	Sc
						Subvolcanic bodies							
1	16	Cireș Valley	18	25	70	21	6	13	5	57	500	500	
2		Cireș Valley	21	45	67	22	6.5	12	5	46	540	460	
3	15	Cireș Valley	16	28	82	17	8	17	5	56	400	450	
4		Cireș Valley				21	9	16	5	43	570	620	
5	14	Simbra Oilor Quarry	16	26	83	18	6.5	15	5	46	480	460	
6	7	Alba Valley	23	37	78	19	11	16	33	110	275	280	
7	11	Rea Valley	21	34	75	20	11	16	21	125	310	260	
8	3	Șugatagul Mic Valley	14	40	84	16	14	18	23	60	460	950	
9	5	Tereș Valley	11	16	60	21	18	23	41	108	400	500	27
10	6	Brad Valley	6	23	60	22	7	16	6	72	420	520	23
11	8	Brad Valley	10	18	55	21	8	16	6	70	330	470	25
12	2	Brad Valley	9	13	62	20	10	15	28	78	350	390	21
13		Brad Valley	18	75	75	18	7.5	15	18	110	360	420	
14	10	Cherec Hill	11	18	50	21	14	18	47	93	470	430	25
15	9	Cherec Hill				23	7	13	10	48	530	610	15
16	13	Săpînța Valley	14	28	76	19	8	17	6	90	420	430	
17		Săpînța Valley	22	49	63	21	9	19	7	110	560	570	
18		Agriș Hill	8	23	49	18	7	12	10	100	400	270	23
						Augite andesites							
19	23	Șugatagul Mare Valley	19	90	76	17	8	21	20	93	325	280	
20	22	Șugatagul Mare Valley	14	30	85	16	10	18	19	68	390	360	
21	17	Porc Valley	12	33	96	15	11	22	22	80	260	360	
22	21	Porc Valley	14	24	85	19	4	17	5	240	250	250	
23	19	Porc Valley	17	43	95	17	13	25	18	88	270	330	
24	18	Mara Valley	12	60	65	17	16	26	52	140	490	380	30
25	24	Piatra Corbului Peak	9	28	67	16	15	25	22	180	360	190	27
26	20	Mara Valley	6	35	60	14	11	21	17	170	380	245	28
						Săpînța pyroxene andesites							
27		Cireș Valley	22	70	68	20	6.5	15	5	67	350	380	
28	29	Mare Peak	21	26	60	19	6.5	17	10	105	400	430	
29		Cireș Valley	19	51	75	19	10	24	15	110	310	380	
30		Rea Valley	29	74	87	15	12	25	27	100	320	650	
31		Rea Valley	20	53	72	17	13	28	17	205	290	400	
32		Rea Valley	22	60	74	21	12	20	6	110	520	430	
33		Rea Valley	27	23	70	20	9	16	5	195	680	400	
34		Rotunda Summit	10	63	65	17	9	14	12	122	550	230	22
35	26	Tereș Valley	15	36	90	14	14	27	25	95	360	600	
36		Tereș Valley	13	8	62	18	10	21	14	180	390	470	28
37	30	Săpînța Valley	9	18	60	22	11	18	11	165	400	220	45
38	34	Piatra Săpînței	17	45	62	19	7.5	14	5	130	380	230	
39		Nadoșa Valley	15	37	63	18	13	27	6	200	440	270	
40		Nadoșa Valley	18	45	62	18	11	18	7.5	145	470	235	
41		Nadoșa Valley	17	58	58	19	7.5	18	9	135	570	280	
42		Nadoșa Valley	26	51	57	19	9	16	5	155	550	275	

Institutul Geologic al României

No	No of chem. analysis.	Location	Pb	Cu	Zn	Ga	Ni	Co	Cr	V	Ba	Sr	Sc
43		Nadoşa Valley	23	45	62	20	9	17	5	125	570	320	
44	33	Nadoşa Valley	16	100	77	17	6.5	12	7	120	660	370	
45	31	Runc Valley	12	34	72	16	10	18	10	142	380	210	
46		Paltin Stream	20	16	55	21	8	15	6	150	440	205	28
47		Între Săpînţi Valley	19	58	67	25	16	24	20	170	410	220	32
48		Între Săpînţi Valley	13	15	57	24	9	20	5	180	400	235	30
49	32	Între Săpînţi Valley	9	30	56	18	40	24		153	360	200	32
50	28	Între Săpînţi Valley	10	35	65	14	8.5	18	12	195	350	200	
51	27	Runc Valley	17	26	60	20	7	18	5	155	350	280	
52		Blidari Valley	11	38	63	16	5.5	12	5	142	250	185	
53*		Runc Valley	34	41	85	14	14	32	21	250	560	520	
54*	25	Văcarul Summit	7	26	52	17	11	18	20	140	360	220	31
		Mara pyroxene andesites											
55		Mara Valley	9	15	63	19	11	15	30	88	370	380	23
56		Mara Valley	10	14	60	20	9	19	6	200	400	230	29
57		Stedia Valley	14	26	65	24	7	13	10	53	460	440	15
58		Mara Valley	14	47	56	16	10	21	5	180	450	275	
59	40	Mara Valley	13	42	54	17	12	17	17	160	490	230	24
60	37	Mara Valley	9	39	57	18	10	19	15	160	390	195	7
61	42	Stedia Valley	6	15	44	14	9	16	12	122	470	185	20
62	36	Roşia Valley	12	23	62	18	10	13	13	125	450	215	21
63	43	Igniş Summit	9	23	60	18	12	17	11	150	500	225	22
64	35	„km 29" Quarry	6	31	58	58	9.5	15	4.5	84	360	240	22

Analysts: Viorica Mindroiu, Constanţa Udrescu
*Not used in the arithmetical means.
The limits of sensitivity were: Pb — 1; Cu — 1; Zn — 5; Ga — 1; Ni — 3; Co — 3; Cr — 3; V — 3; Ba — 100; Sr — 12; Sc — 5.

a) *Analitical Data*

In order to set a more suggestive image on the distribution of the investigated trace elements, in table 19 there are presented the variation intervals and averages in each group of rocks of the investigated region, as well as the averages of the Ni/Co, V/Ni, Cr/V, Ba/Sr ratios.

On the whole, the trace elements variations characteristic of the ferromagnesian minerals (Ni, Co, Cr, V, Sc), according to SiO_2 content in rocks, are presented in figure 17. The spots represent averages for the intervals of 1% SiO_2. In comparison with the increase of its value one may notice a normal tendency of decrease of Ni, Co, Cr,Sc contents parallely with the variation of $Fe_{(total)}$ and Mg of the rocks. As regards the vanadium, the difference between the variation domains and the average values characteristic of the andesitic lavas and the subvolcanic bodies is so obvious that in the diagram these values have been separately represented.

Institutul Geologic al României

TABLE 19

Variation domains and arithmetical means

	Săpînța pyroxene andesites			Mara pyroxene andesites			augite andesites			Subvolcanic bodies		
	Δ	x	n	Δ	x	n	Δ	x	n	Δ	x	n
Pb p. p. m.	7— 34	18	26	6— 14	10	10	6— 19	13	8	6— 23	15	16
Cu ,,	8—100	41	26	14— 47	27	10	24— 90	43	8	13— 75	31	16
Zn ,,	52— 90	64	26	44— 65	58	10	60— 96	79	8	49— 84	68	16
Ga ,,	14— 25	19	26	14— 24	18	10	14— 19	16	8	16— 23	20	18
Ni ,,	5.5— 40	11	26	7— 12	10	10	4— 16	11	8	6— 18	9	18
Co ,,	12— 28	19	26	13— 21	16	10	17— 26	22	8	12— 23	16	18
Cr ,,	5— 27	10	25	5— 30	12	10	5— 52	22	8	5— 47	15	18
V ,,	67—205	144	26	53—200	132	10	68—240	133	8	43—125	79	18
Sc ,,	22— 35	30	8	15— 29	22	9	27— 30	28	3	15— 27	21	7
Ba ,,	250—680	429	26	360—500	390	10	250—490	340	8	275—570	432	18
Sr ,,	185—650	301	26	185—440	260	10	190—380	312	8	270—950	477	18
Ni/Co		0.56			0.60			0.50			0.58	
V/Ni		13.4			13.2			12.0			8.55	
Cr/V		0.07			0.10			0.16			0.19	
Ba/Sr		1.42			1.50			1.09			0.90	

Δ — variation interval
x — arithmetical mean
n — number of analyses

Institutul Geologic al României

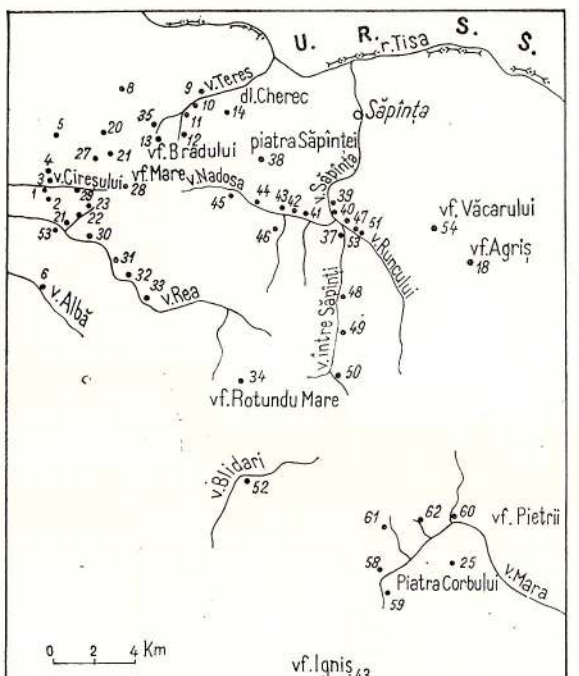


Fig. 16. — Sampling sketch-map (spectrographical analyses).

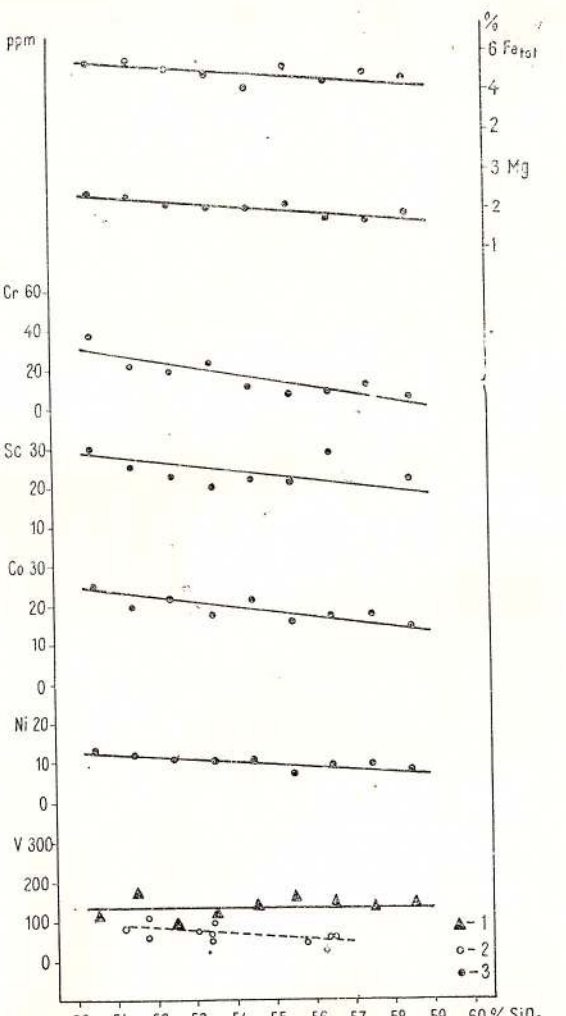


Fig. 17. — Variation diagram of the ferromagnesian elements depending on SiO_2.
1, Pyroxene andesites; 2, Subvolcanic bodies; 3, Pyroxene andesites and subvolcanic bodies (acc. to L a n g et al., 1973).

Institutul Geologic al României

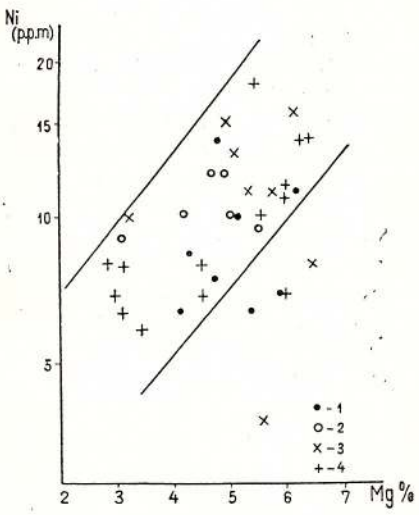


Fig. 18. — Ni—Mg correlation diagram.

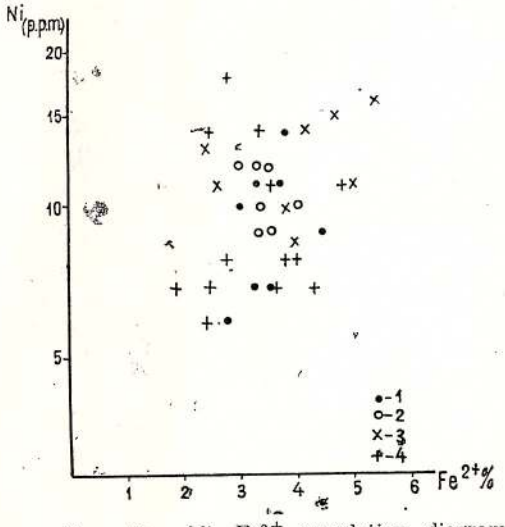


Fig. 19. — Ni—Fe^{2+} correlation diagram.

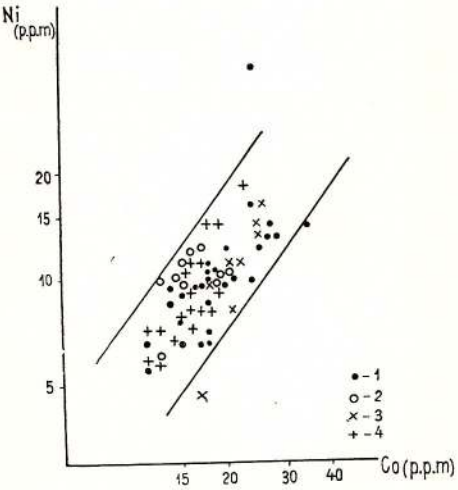


Fig. 20 — Ni—Co correlation diagram.

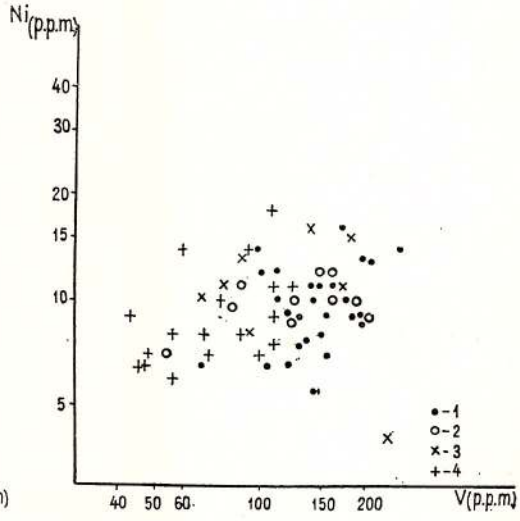


Fig. 21. — Ni—V correlation diagram.

1, Săpînța andesite; 2, Mara andesite; 3, Augite andesite; 4, Subvolcanic bodies.

Institutul Geologic al României

When comparing the average contents of these elements in the four groups of andesitic rocks one may notice close values for Ni, Co, Cr and Sc. In case of vanadium the very low average calculated for subvolcanic bodies is pointed out.

Ni and Co, quite siderophile elements show the tendency to preferential accumulation during early stages of differentiation, replacing Fe^{2+}, in the iron opaque minerals, also being accumulated within the lattices of the ferromagnesian minerals. R a n k a m a, S a h a m a (1970) mention that within pyroxenes (especially the orthorhombic ones) the contents vary parallely with the Mg contents. From the correlation diagrams Ni and Co compared to Mg and Fe^{2+} (Figs. 18, 19, 22, 23) the correlation tendencies of the two trace elements compared to Mg are more obvious. Among them, Ni and Co present an outstanding positive correlation (Fig. 20). The correlation diagram outlines some domains specific to each group of andesitic rocks with independent correlations tendencies. However, the average values of Ni/Co ratio are quite close, aspect which may point to the relationship between the petrotypes from the region.

The existence of distinct domains for each group of rocks is visible in almost all the correlation diagrams; the correlation tendencies among the elements taken into account are noticed either at the level of each group or considering the overall domains wherein the characteristic spots of the rocks groups are projected.

The Cr values are comprised within a large variation interval but, on the whole, the averages — as we mentioned above — are close in all groups of rocks. Cr^{3+} has the atomic radius quite similar to that of Fe^{3+} and their diadochy is quite high. In andesites, this element is very concentrated in the ferromagnesian minerals, especially pyroxenes (E w a r t, T a y l o r, 1969). R a n k a m a, S a h a m a show that the common augite may contain up to 1400 p. p. m. Cr. The preference of this element for augite lattice is pointed out in the investigated rocks by the highest average value of Cr in the augite andesites.

Among all the discussed elements, vanadium has the most interesting behaviour due to the quite important differences of its contents in the subvolcanic bodies compared to the other pyroxene andesites. The quite low average value, calculated for the subvolcanic bodies, is especially due to the low contents in the western slope bodies (Cireș Valley) as well as some sills from the N of the region. The vanadium behaviour also leads to the appearance of different values of V/Ni ratio, having the lowest value in the subvolcanic bodies.

As the other trace elements associated to the ferromagnesian minerals, vanadium occurs especially in the early stages of the magmatic evolution. The ionic radius of V^{3+} is quite similar to that of Fe^{3+} and, therefore, replaces it easily in the mineral lattice. It results that a high content of vanadium occurs within the opaque minerals (aspect proved by D u n c a n, T a y l o r, 1968). On the other hand, depending on its ionic potential, vanadium enters the lattices of some ferromagnesian minerals replacing Mg and Fe^{2+} (more in augite than in the hypersthene which

Institutul Geologic al României

are both in coexistence (E w a r t, T a y l o r, 1969). In the analysed rocks as in the case of nichel and cobalt — vanadium shows tendencies of positive correlation more evident with Mg. In the correlation diagram (Fig. 25) one may notice the distinct domains wherein the spots of different groups

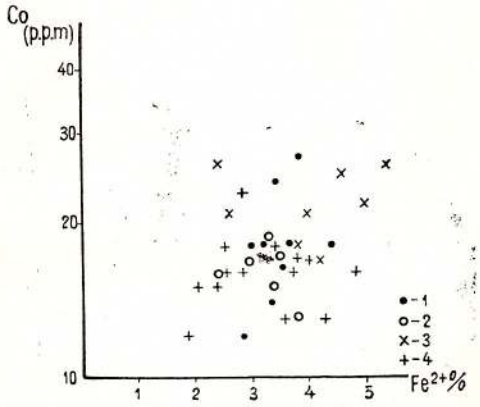


Fig. 22. — Co—Fe^{2+} correlation diagram.

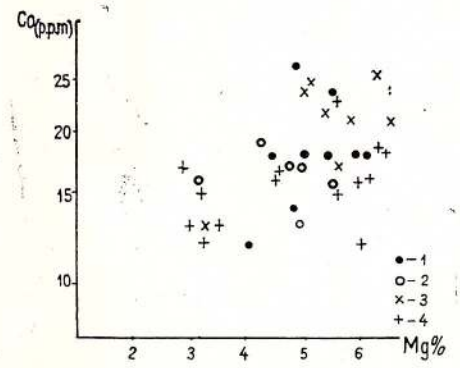


Fig. 23. — Co—Mg correlation diagram.

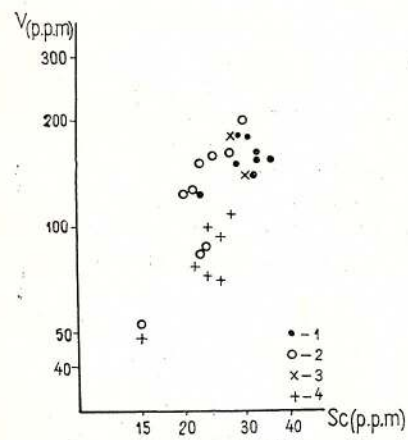


Fig. 24 — V—Sc correlation diagram.

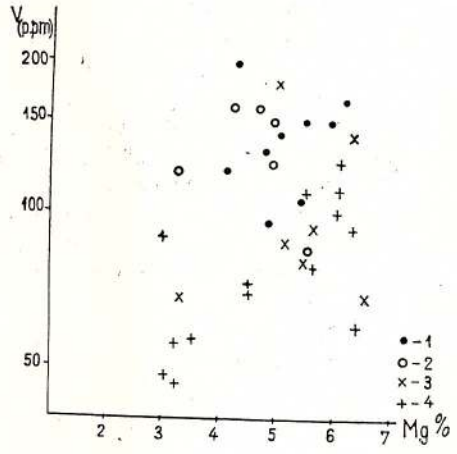


Fig. 25. — V—Mg correlation diagram.

1, Săpința andesite; 2, Mara andesite; 3, Augite andesite; 4, Subvolcanic bodies.

of rocks are placed; these domains show — except the Mara pyroxene andesites — independent correlations. These aspects presume that, at least partly, the low contents of V of the subvolcanic bodies are in relation with the relative minor participation of the opaque minerals in the modal composition, on the one hand, and with the lower contents of Mg pointed out by the chemical analysis, on the other hand.

Institutul Geologic al României

Compared to the other discussed elements, vanadium displays generally positive correlations , better pointed out as against Ni (Fig. 21) and, especially, against Sc (Fig. 24).

As regards the Sc contents, this element has a restricted variation interval in the analysed rocks. Compared to the tendency to become strongly concentrated in the ferromagnesian minerals, the average contents, relative close in all groups of rocks, may be considered as normal. However, one may mention the lower values determined in the subvolcanic bodies, in correlation with the low contents of V.

Ga contents maintain within relative limited and similar variation intervals, so that the average values are very close. The maximum value pointed out in case of the subvolcanic bodies — in correlation with the slightly increased Al_2O_3 contents — could be eventually taken into discussion.

Barium and strontium, elements with a strong lithophile character, are present with values which allow the evidence of some differences among the andesitic rocks of the territory. As compared to the determined contents, the quite close value of the Ba/Sr ratio content in the Mara and Săpînţa andesites (~ 1.5) may be firstly pointed out. The value of this ratio decreases to 1 in case of the basaltic-like pyroxene andesites and it becomes subunitary in case of the rocks forming the subvolcanic bodies. In the latter ones the highest absolute values both for Sr and Ba have been also pointed out. However, the inversion of the Ba/Sr ratio is due to the stronger increase of the Sr contents.

According to Rankama, Sahama (1970) and Goldschmidt (1954), the geochemistry of Ba and Sr is characterized by the relations of these two elements with potassium and calcium. Strontium constantly accompanies calcium in the minerals of the eruptive rocks, also replacing potassium, the diadochy Sr/K being more limited. On the other hand, barium replaces potasium easily than calcium. The causes of these particular behaviours of the two microelements as against Ca and K have to be explained by the sizes of the ionic radius as well as by the different ionic potential.

Among the minerals of the eruptive rocks, plagioclase contains preferably Sr, while Ba shows tendencies of accumulation within potassium feldspar (Sen, 1960). Generally, the Sr and Ba content in feldspars is higher than in the ferromagnesian minerals. Moreover, within the plagioclase, the Sr/Ca correlation is not simple, strontium showing a tendency of maximum concentration in plagioclases with An_{40} to An_{55} contents (Ewart, Taylor, 1969). In the sequences of chalc-alkaline rocks, where an inverse correlation between Ca and K may be noticed, this aspect may be also reflected in Sr/Ba ratios. Within the investigated rocks, the Ba/Ca correlation diagram (Fig. 26) points out an inverse correlation tendency more clearly expressed in case of the subvolcanic bodies and Mara pyroxene andesites. A slight tendency of positive correlation occurring in Ba/K diagram (Fig. 27) is also better expressed for the values characterizing the subvolcanic bodies and Mara pyroxene andesites.

Institutul Geologic al României

As regards strontium, the different contents pointed out determined the outlining of three distinct domains in the Sr/Ca correlation diagram (Fig. 28) the first one is characteristic of the subvolcanic bodies (with the highest contents of Sr); the second one wherein the values corresponding to the

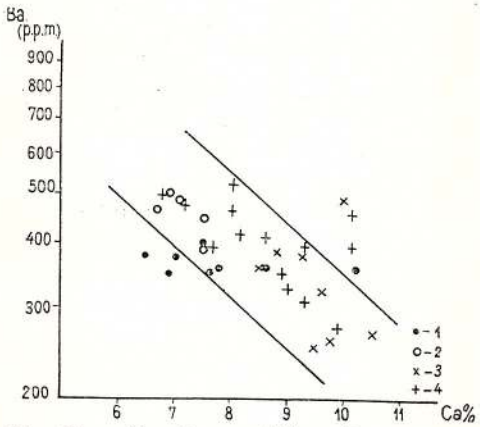


Fig. 26. — Ba—Ca correlation diagram.

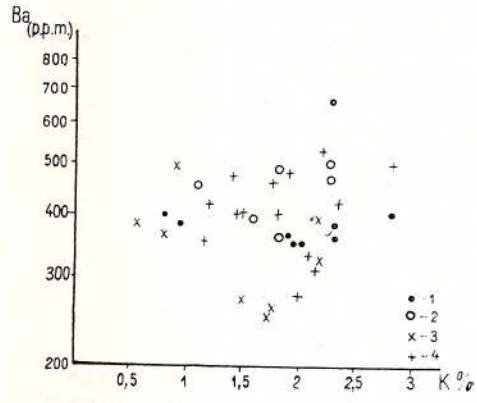


Fig. 27. — Ba—K correlation diagram.

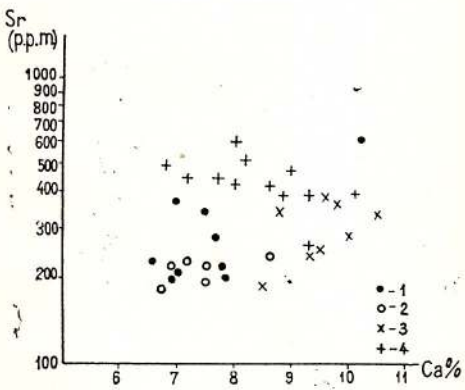


Fig. 28. — Sr—Ca correlation diagram.

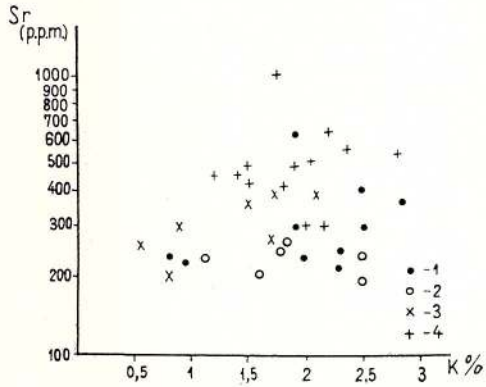


Fig. 29. — Sr—K correlation diagram.

1, Săpînța andesite; 2, Mara andesite; 3, Augite andesite; 4, Subvolcanic bodies.

Mara and Săpînța pyroxene andesites with the lowest Sr and Ca values are projected; the third one wherein the augite adesites (with the highest Ca values) are placed. Within these three domains, a positive correlation of the Sr and Ca contents occurs only in the basalt-like pyroxene andesites; it could presume the important participation of strontium in the augite lattice.

Institutul Geologic al României

A slight tendency of positive correlation evident especially in the basaltic-like andesites, may be also seen on the Sr/K diagram (Fig. 29).

Pb, Cu and Zn, the last group of analysed elements which have a main chalcophile behaviour, occur in the investigated rocks with relative wide variation intervals; this observation is obvious especially for copper, but the average values are close in all groups of rocks. In case of lead, the highest average content is pointed out in the Săpînța pyroxene andesites. The geochemical behaviour of this element depends on the potassium geochemistry due to the high similarity of their ionic radius, on the one hand, and to their chalcophilic character which may determine the lead occurrence in rocks as sulphide (G o l d s c h m i d t, 1954), on the other hand. In our case, the Pb/K diagram (Fig. 30) points out the existence of a positive correlation, better outlined in case of basaltic-like andesites and the subvolcanic bodies.

Copper, a strong chalcophile element, shows a tendency to concentration in the early phases of the magmatic processes. Cu^{2+} may replace Fe^{2+} and Mg in the ferromagnesian minerals (E l H i n n a w i, M a k s o u d, 1972). However, W e d e p o h l (1969) considers that the presence of disperse chalcopyrite in rocks leads to the occurrence of relative high contents of Cu. Nevertheless, from the Cu/Fe^{2+} correlation diagram (Fig. 32) it results the existence of a positive correlation between the two elements, especially due to the position, on the diagram, of the domains characteristic of each group of rocks.

Although both copper and lead are chalcophile elements — therefore with a tendency of maximum accumulation in the late magmatic stages — they have a different geochemical behaviour. S z a d e c z k i — K a r d o s s (1955) defines copper as a sulpho-chalcophile element with tendencies of preferential accumulation in the early magmatic stages, its concentration decreasing then in the more acidic rocks meanwhile lead is considered as a oxichalcophile element easily to be included in the oxidic minerals, therefore with a tendency of its accumulation within more acidic rocks.

Unlike Cu, Zn presents more limited variation intervals in the investigated rocks; as a matter of fact the averages are similar. The geochemical behaviour of this element, with an intermediary geochemical conduct between the behaviour of copper and lead, mainly depends on the similarity of its ionic radius compared to that of Fe^{2+} (G o l d s c h m i d t, 1954). During the late stages of the differentiation, the chalcophile character of zinc may determine the occurrence of disseminated sphalerite in the rock (S t i o p o l, 1963). As in case of copper, the Zn/Fe^{2+} correlation diagram (Fig. 33) points to a tendency of positive correlation between the two elements, fact suggesting the presence of zinc, as well as copper, more in the lattice of pyroxene than in its independent minerals. Nevertheless, there is an obvious tendency of positive correlation between Cu and Zn (Fig. 31).

Institutul Geologic al României

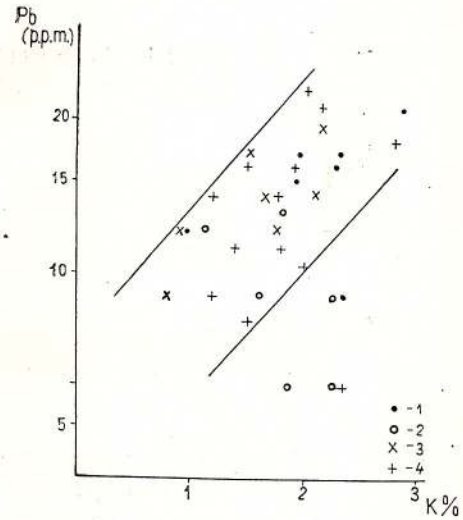


Fig. 30. — Pb—K correlation diagram.

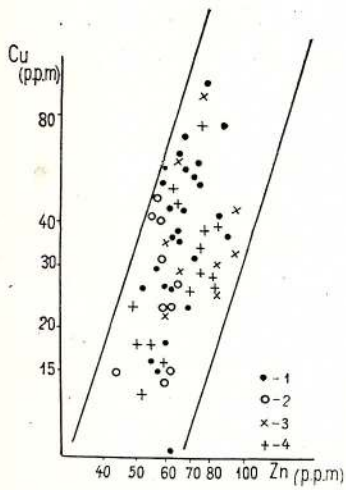


Fig. 31 — Cu—Zn correlation diagram.

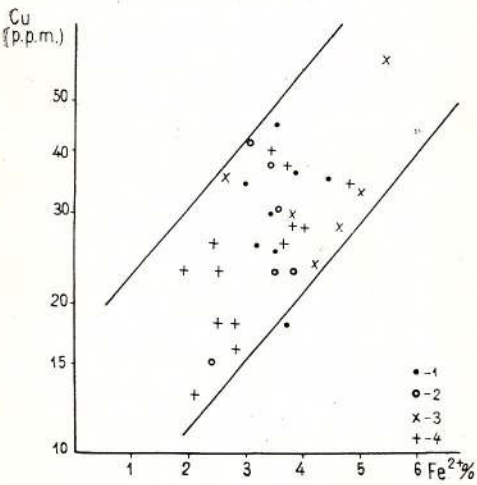


Fig. 32— Cu—Fe^{2+} correlation diagram.

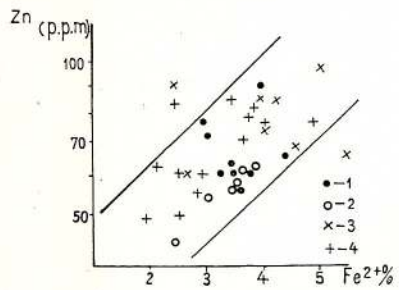


Fig. 33. — Zn—Fe^{2+} correlation diagram.

1, Săpința andesite; 2, Mara andesite; 3, Augite andesite; 4, Subvolcanic bodies.

Institutul Geologic al României

b) *Geochemical Comparative Considerations*

Considering the behaviour of the trace elements — as shown by the variation intervals and the averages — one may notice that the investigated rocks display firstly several common features which points not only to their parentage but also to their appurtenance to the petrographic family. Therefore starting from the observation that it is more important what link the rocks than what make them different, one must not neglect certain peculiarities of the trace elements distribution which characterizes each group of rocks separated according to other criteria and, consequently, constitute further more arguments to justify the achieved classification. These peculiarities are especially pointed out in the various correlation diagrams when quite often the domains specific to different groups of rocks are characteristic. The most important differences occur between the flows of pyroxene andesites and the marginal subvolcanic bodies. The relative low content of ferromagnesian elements — among which vanadium has a characteristic behaviour — and high in the lithophile elements (Ba, Sr) could point to a more advanced differentiation degree of the subvolcanic bodies as compared to the lavas. This observation agrees with the proposed evolutive scheme wherein the emplacement of the subvolcanic bodies constitutes the final moment of the magmatic activity in the region.

Within the groups of Mara, Săpînța and basaltic-like pyroxene andesites, the study of the results does not point to systematic variations of the contents in trace elements [6]. The more basic character of the last group is reflected only to a small extent in the higher average values of copper, zinc, cobalt and chromium and in the lowest average of barium. The fact that the trace elements distribution does not reflect the very

[6] In order to verify to what extent the variations of the trace elements content may be considered significant for the characterization of different types of rocks a test by systematic sampling from only one outcropping lava flow has been performed. The sampling was made in the Blidari quarry (Săpînța pyroxene andesite), the interval among the samples being of about 2 m. The results obtained are the following:

	Cu	Pb	Zn	Ga	Co	Cr	V	Sc	Sr	Ba
1	52	18	57	23	14	52	163	30	275	350
2	42	20	51	23	15	65	165	31	300	360
3	42	11	62	23	8	19	130	25	265	325
4	54	16	56	22	9	28	148	25	270	340
5	44	10	66	20	8	18	150	27	280	350
6	58	21	71	23	7	28	83	22	295	370
7	19	12	64	23	8	5	130	25	360	400
8	46	11	60	22	7	28	100	24	290	360
9	40	12	65	24	9	24	125	27	280	355
10	50	12	58	29	8	44	150	16	325	375
11	47	12	66	23	7	22	105	22	300	390
12	34	11	59	23	8	25	148	27	255	340
13	37	13	61	21	8	25	150	24	315	390

Analyst: Viorica Mîndroiu

Institutul Geologic al României

low contents of SiO_2 in these rocks constitutes an argument in favour of their denomination as andesites.

The content of trace elements of the samples from the Văcarul summit and Runc valley is comprised within the variation intervals corresponding to the Săpînța pyroxene andesites (only the 250 p. p. m. V content in the analysis from the Runc valley is pointed out); therefore, the classification based especially on the chemical analysis is not confirmed from this point of view.

In order to compare the investigated rocks from the view point of the trace elements contents with the andesites from other regions we included in table 20 the average values of some trace elements calculated for

TABLE 20

Average values of the trace elements contents

	1	2	3	4	5	6
Pb p. p. m.	12.5	6	14	6	11.5	10.2
Cu ,,	44.2	42.5	70	54.8	39.9	46.8
Zn ,,	74.3	58.7	65	68.8	61.9	63.4
Na ,,	20	21	19.5	16.4	20.6	19.8
Ni ,,	10.4	10.8	18	12.5	11.7	12.6
Co ,,	16.4	18.4	28	22.7	16.4	18.9
Cr ,,			43	19.1		33.8
V ,,	174	125	160	140.6	117	130.9
Sc ,,		22				
Ba ,,	446	294				
Sr ,,	231	223				
Ni/Co	0.63	0.58	0.64	0.55	0.71	0.66
V/Ni	16.7	1.5	8.8	11.2	10.0	10.3
Cr/V			0.26	0.13		0.25
Ba/Sr	1.93	1.30				

1 — Sarmatian pyroxene andesites (Gutîi Mts) acc. to Borcoș et al., 1973 c
2 — Pontian pyroxene andesites (Gutîi Mts) acc. to Borcoș et al., 1973, unpublished data.
3 — Pyroxene andesites. Călimani Mts. acc. to Peltz et al., 1974
4 — Pyroxene andesites (Gurg iu Mts) acc. to Peltz et al., 1974
5 — Pyroxene andesites (Harg ita Mts) acc. to Peltz et al., 1974
6 — Pyroxene andesites — total. East Carpathians (Călimani, Gurghiu, Hargh ita acc.to Peltz et al., 1974).

the Sarmatian and Pontian pyroxene andesites from the south of the Gutîi Mts (according to Borcoș et al., 1973 — unpublished data and Borcoș et al., 1973 c) and for the pyroxene andesites from the East Carpathians (according to Peltz et al., 1974). It is to be seen that the trace elements values are generally comprised within the same variation intervals. The high average contents of ferromagnesian and copper elements of the pyroxene andesites from the Călimani Mts are to be mentioned

Institutul Geologic al României

as an important exception. The Sr contents obviously higher than in the Sarmatian and Pontian pyroxene andesites are pointed out as a characteristic of the pyroxene andesites from the north of the Gutîi Mts. The Ni/Co, V/Ni and Ba/Sr ratios remain very close in all the units, this fact pointing out the existence of common genetic features for all the volcanic chain.

TABLE 21

Average contents (*T a y l o r* ,1969)

	High alumina basalts	basaltic andesites	andesites	dacites
SiO_2 %	51.7	54.9	59.5	56.1
Al_2O_3 %	16.9	17.5	17.2	65.1
FeO %	10.4	8.18	6.10	3.86
MgO %	6.5	4.71	3.42	1.48
CıO %	11.0	8.49	7.03	4.75
Na_2O %	3.1	3.43	3.68	4.60
K_2O %	0.4	1.10	1.60	2.05
TiO_2 %	—	0.82	0.70	0.51
Pb ppm	1.7	3.3	6.7	6.2
Cu ppm	35	60	54	22
Ga ppm	13	13	16	
Ni ppm	25	28	18	5
Co ppm	40	28	24	9
Cr ppm	40	84	56	13
V ppm	255	200	175	68
Sc ppm	40	31	30	11
Ba ppm		200	270	520
Sr ppm		430	385	460
Ni/Co		1	0.75	0.55
Cr/V		0.43	0.32	
Ba/Sr		0.47	0.70	1.13

The data published in the relevant literature give the possibility of the knowledge of the trace elements distribution in the sequences of chalc-alkaline rocks widespread within the circum-Pacific province. However, recently the papers published in Romania contain numerous comparative references between the andesite petrotypes from the Romanian territory and from the circum-Pacific province. These references concern particularly the synthesis data published by T a y l o r (1969) pointing out characteristics of the circum-Pacific chalc-alkaline rocks.

As far as we are concerned, we consider that the parallelization between the values of the Romanian chalc-alkaline rocks and those indicated by T a y l o r and especially the use of these comparisons in order to get some genetic conclusions have to be carried out carefully.

Table 21 shows the contents of the main oxides and of the analysed trace elements for the groups of rocks separated by T a y l o r (1969) and

Institutul Geologic al României

whose chemical composition is mainly close to the andesites of the searched region.

We consider important T a y l o r 's general characterization, nammely the fact that the chalc-alkaline rocks of the circum-Pacific type contain quantitatively low Ni (< 30 p. p. m.), subordinary Ni/Co ratio, high V content (> 150 p .p. m.), high Ni/V ratio (>8) and low and variable Cr contents. On the whole, these are also valid for the petrotypes of the investigated region, pointing out the chalc-alkaline character of the rocks. A comparison of the trace elements contents shows that the andesites of the investigated region have obviously lower contents of Cu, Ni, Co, Cr, and V, higher contents of Pb, Ga and Ba. Considering T a y l o r's classification it would results that — although depending on the SiO_2 content the rocks would have to be mostly considered basalt or basic andesites — the trace elements content, as well as the Ni/Co and Ba/Sr ratios are rather characteristic of dacites. Accepting a mechanism of formation common to all andesitic magmas of the chalc-alkaline suites, one must not neglect the existence of some genetic characteristics responsible for the occurrence of these differences.

3. Discussions on the Magmas Origin and the Magmatic Processes Evolution

In the present stage of knowledge, the new conception of the global tectonics outlined a general background wherein the development of the formation processes of magmatic melt should be accepted. The hypothesis of plate tectonics points to the mechanism and the conditions which allow the beginning and development of the magmatic phenomena. The occurrence mode of magmas which have generated the chalc-alkaline suites still constitutes a topic of various hypotheses, more or less confirmed by geological and geophysical data or by experiemental researches. Among these hypotheses three main groups may be differentiated :

a) the derivation of the andesites from basaltic magmas by fractional crystallization. It is the classical B o w e n's theory (1928) and adapted by O s b o r n (1959) who, by experimental studies, reached the conclusion that the magmatic differentiation in the orogenic regions developed under the conditions of a high and constant oxygen pressure which determined the iron to be kept in the early stages of the processes and subsequent magmatic evolution in the chalc-alkaline sense. This hypothesis has been also accepted by K u n o (1968) who considers the high alumina basalts as the parental melt of the chalc-alkaline andesitic rocks of the Japanese island arcs.

b) the derivation of the andesites by the hybridization or contamination of the basaltic magma with granitic crustal material, hypothesis invalidated both by the andesites occurrence within regions wherein the sialic crust does not appear (D i c k i n s o n 1962 ; W e y l, 1966; G o r s h k o v, 1969) and by the relative uniform composition of the chalc-

Institutul Geologic al României

alkaline andesites in the wide-world ; this aspect is hard to be accepted due do the fact that the same mixings have a more or less casual character.

c) the occurrence of a primary andesitic magma which in the Pacific island arcs is achieved by the partial melting caused by the temperature increasing along the subduction planes either of the subduced oceanic crust with or without sediments of the deep trenches or of the material of the upper mantle above the seismic plane, or of the material at the surface of the plate. In all these patterns an important part is played by the H_2O content beside the variation of temperature, pressure and the composition of the melted material (Oxburgh, Turcotte, 1968; Hatherton, Dickinson, 1969; Hamilton, 1969; Mc Birney, 1969; Green, Ringwood, 1963; O'Hara, 1965). În order to explain better the trace elements content of the chalc—alkaline andesites Taylor (1969) proposes a model of the magmatic processes development during two stages. The hypogene origin of the andesitic magmas has been also argued in Romania, relying on geochemical criteria, in several zones of the Neogene volcanism development (Borcoș et al., 1972; Borcoș et al., 1973 c; Rădulescu 1973; Peltz et al., 1974).

During the last period of time, several patterns regarding the genesis of the magmatism associated to the Carpathian Arc, according to the plate tectonics, have been proposed (Szádeczki — Kardoss, 1972; Rădulescu, Săndulescu, 1973; Boccaletti et al., 1973 Bleahu et al., 1973). Among these, the most logical arguments are presented by Rădulescu and Săndulescu who, starting from the presence of two linear basic and ultra-basic zones in the Carphatian chain, presume the temporal existence of two intracontinental basins with an oceanic crust, subduced after the development of the main Alpino-Carpathian orogenic movements. Szadeczky — Kardoss 'hypothesis, which presume that the subduction of the East Carpathian oceanic plate has been achieved especially by the pushing of the Transylvanian microcontinent eastwards and north-eastwards is also interesting.

As concerns us — without trying to discuss or to go deeply into the mechanism which caused the release of the Cainozoic-Carpathian magmatism — we consider very useful the enumeration of the consequences derived from this way of interpretation as regards the development of the volcanic activity of the investigated region. Thus, accepting that the formation of the andesitic magmas is a result of the subduction processes, the image of the existence of a unique magmatic basin, of large sizes, wherein more or less intense differentiation processes take place, must be changed. The existence of some magmatic chambers located within the upper mantle has been geophysically proved by seismic determinations in Kamciatka, at depths located between 40—70 km (Gorshkov, 1965). Chambers of smaller sizes, zonary disposed at the shallow depths, have been pointed out but esentially the formation process and, therefore, of magma accumulation along or above the subduction plane has a more or less dispersed intermittent character.

Institutul Geologic al României

The magmatism developed in the northern part of the Gutîi Mts during the cycle III of eruptions is characterized by a relative uniformity of the mineralogical and geochemical characters of the resulted rocks. Taking into account the existence of the important fracture — with a transcrustal character — which obviously constituted the main access way of the magmas, it is presumed that the assimilation processes during the uplift movements have been quite limited and the differentiation processes did not play an important part in the development of the volcanic activity. It means that most of the petrochemical characteristics noticed so far are determined by the properties of the magma itself, thus the differences as against the other volcanics belonging to the same cycle of the East Carpathians are explained as well.

So far, there is no information on the depth of magmas formation, especially that the depth of the paleo seismic zones cannot be determined [7].

As regards the evolution of the volcanic activity in the investigated area, several further observations could be made. First of all one may point out the unitary character of the processes, from the genetical point of view, and the unitary general characters of the magmas as a main result. The differences occur as a result of the volcanic activity manifestation within the limits determined by the tectonic conditions and the characteristics of the magmas. Thus, from the shown petrochemical and geochemical data one may presume that between the first stage — of the volcano-sedimentary formation building up — and the next one — effusive — there is a genetical continuity. The strongly explosive character of the volcanism in the first stage is inherent for the beginning of a cycle of andesitic volcanic activity. Concurrently with the gradual passing to an effusive character of the eruptions one may notice — if considering the chemical characters of the lavas horizons intercalated within the formation and intercepted in the Rea valley drilling — a gradual SiO_2 enrichment of the magmas up to the types with a maximum acidity of the Mara and Săpînța pyroxene andesites. Parallel with this process, the gradual paucity in CaO of the magmas is noticed as well. We remined that these variations are to a much less extent followed by the behaviour of the other oxides and, moreover, they are not noticed by the behaviour of the trace elements whose variation is mostly unsignificant from this point of view.

The fact that the excess of SiO_2 occurs only within the matrix meanwhile the excess of CaO mainly characterized the phenocrysts (plagioclase and augite) make us to consider that the hypothesis of some contamination processes cannot be taken into discussion. However, it is a matter

[7] We consider that the application of K_2O/SiO_2 diagram for the calculation of the magmas formation depth (D i c k i n s o n, H a r k e r, etc.) in other regions than in the circum-Pacific ones, where it has been conceived (depending on the depth of Benioff plan geophisically determined and with the SiO_2 and K_2O content of the active volcanoes), leads to incorrect results because initial contents of the two oxides do occur. This system of calculation may be used only as a relative index of the magmas formation of several volcanic regions supposed to be in connection with the same subduction zone.

Institutul Geologic al României

of development of some weak processes of magmatic differentiation which may have the following mechanism : the main cause at the beginning of the processes is represented by H_2O high content of the magmas. According to Hamilton, Burnham, Osborn (1964), the andesitic magma may dissolve up to 5% H_2O at 1,000 °C and 1 kb pressure. Under these conditions a quantity of alkalies (especially of Na_2O), Al_2O_3 and SiO_2 may pass into the solution. According to Kuno (1968), concurrently with the alkalies decrease in the magma there occurs an excess of Al_2O_3 which combines with CaO forming the anorthite molecule and causing a decrease of $CaSiO_3$ molecule within the pyroxenic component of a magma. This mechanism could be, on the one hand, one of the causes of plagioclase occurrence with a high content of An within more basic rocks and, on the other hand it could cause the occurrence of a more acidic plagioclase (microscopically identified) at the same time with the basic one and the enrichment in SiO_2 of the matrix during the later moments of the volcanic activity of this stage.

Such an evolution presumes that the volcanic activity which led to the emplacement of the basaltic-like pyroxene andesites and the subvolcanic bodies is the result of a new, deep supply of magmas, the volcanism developing in this stage under different structural conditions including the whole unit of the Gutîi Mts. The petrochemical similarities noticed so far, but especially those regarding the trace elements contents between the Mara and Săpînţa pyroxene andesites, on the one hand, and the basaltic-like andesites, on the other hand, lead us to the presumtion that the weak differentiation processes did not affect the initial character of the magmas from which all the petrographic types of the territory originated.

The slight differences regarding the distribution of some trace elements in the subvolcanic bodies as against the rest of the pyroxene andesites point out the final character of the emplacement of the former and, perhaps, they are due partly to the different genetic conditions.

ACKNOWLEDGEMENTS

I am deeply indebted to Professor Dan Rădulescu for his generous assistance and suggestions in the achievement of this work. I wish to express my thanks to Professor Dan Giuşcă, Professor Radu Dimitrescu and Professor Gratian Cioflica for critical reading of the manuscript. My thanks are also due to Mrs Cecilia Vasiliu, Viorica Mîndroiu and Constanţa Udrescu for making the chemical and spectrographical analyses . I express my appreciations to my colleagues whose discussions and comments have contributed to this paper.

Institutul Geologic al României

REFERENCES

Borcoş M., Bratosin Irina, Colios Elena, Ianc Rosette. (1972) Observaţii petrogenetice şi geochimice asupra vulcanitelor neogene din ciclul II de erupţie din Munţii Metaliferi, *D. S. Inst. Geol.* LVIII (1971), 107—142, Bucureşti.

— Lang B., Peltz S., Stan N. (1973 a) Evoluţia vulcanismului neogen în partea centrală a Munţilor Gutii (Băiţa—Certeze—Săpînţa—Baia Sprie), *Inst. Geol. Stud. tehn. — econ. ser.* I, 9, 7—34, Bucureşti.

— Lang B., Peltz S., Stan N. (1973 b) Volcanisme néogène des Monts Gutii, *Rev. Roum. géol. geophis. géogr. Série de géol.* 17, 1, 82—93, Bucureşti.

— Peltz S., Stan N., Udrescu Constanţa, Vasiliu Cecilia (1973c) Consideraţii petrochimice şi geochimice asupra vulcanitelor neogene din Munţii Gutii (I. Andezite piroxenice sarmaţiene), *Inst. Geol. Stud. tehn. — econ, ser,* I, 9, 36—57, Bucureşti.

Bleahu M., Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) Neogene Carpathian Arc : A Continental Arc Displaying the Features of an ,,Island Arc'', *Journ. Geophys. Res.* 78, 5025—5032, Washington.

Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) Evolution of the Upper Cretaceous and Cenozoic Magmatism in the Carpathian Arc : Geodynamic significance, *Mem. della Soc. Geol. Ital.* XII, 267—277, 1 isa.

Bowen N. L. (1928) The Evolution of the Igneous Rocks. *Princeton Univ. press.* Princeton.

Chayes F. (1969) The chemical composition of cenozoic andesite. Proc. Andesite Conference Oregon Dept. *Geol. Min. Res. Bull.* 65, 2—11, Oregon.

Cioflica G. (1956) Studiul geologic şi petrografic al formaţiunilor eruptive din reg. Băiţa (Baia Mare), *Anal. Univ. C. I. Parhon, Ser. St. Nat.* 11, 233—250, Bucureşti.

Dickinson W. R. (1962) Petrogenetic significance of geosynclinal andesitic volcanism along the Pacific margin of North America, *Geol. Soc Am. Bull.* 73, 1241—1256, New York.

Duncan A. R., Taylor S. R. (1968) Trace element Analyses of Magnetites from Andesitic and Dacitic lavas from Bay of Plenty, New Zealand, *Contr. Mineral. and Petrol.* 20, 30—33.

Edelstein O., Răduţ M., Bologa V., Cojocea C., Götz A., Weisz G., Dragu Valentina, Istvan D., Babucea Yvonne. (1974). Sillurile andezitice din versantul nordic al munţilor Gutii, *D. S. Inst. Geol.* LIX/1 (1972), 49—64, Bucureşti.

El—Hinnawi, Maksoud M. A. (1972) Geochemistry of Egyptian Cenozoic basaltic rocks. *Chemie der Erde* 31/1, 93—112, Jena.

Ewart A., Taylor S. R. (1969) Trace Element Geochemistry of the Rhyolitic Volcanic Rocks. Central North Island, New Zealand, *Contr. Mineral. and Petrol,* 22, 127—146.

Gavăt I., Airinei S., Botezatu R., Socolescu M. ,Stoenescu S., Vencov I. (1968) Harta structurii geologice profunde a Republicii Socialiste România, *An. Inst. Geol.* XXXVI, 201—214, Bucureşti.

Gheorghiţă I., Dofescu Margareta (1962) Cercetări geologice în regiunea Firiza—Isvoare—Crăceşti, *D. S. Com. Geol.* XLVI (1958—1959), 336—354, Bucureşti.

— (1964) Contribuţii la cunoaşterea eruptivului neogen din regiunea Remeţi—Săpînţa—Sărăsău (Maramureş), *D. S. Com. Geol.* L/2 (1963) 49—59, Bucureşti.

Giuşcă D. (1960) Evoluţia vulcanizma v raione Baia Mare, Materiali carpato-balcanskoi asoţiaţii, Kiev.

Institutul Geologic al României

Goldschmidt V. M. (1954) Geochemistry, Oxford.

Gorshkov G. S. (1965) On the relations of Volcanism and the Upper Mantle, *Bull. Volc.* XXVIII, 1—11, Napoli.

— (1969) Intraoceanic Islands, East Pacific Ridge, Islands Arcs: Volcanism and Upper Mantle, *Tectonophysics* 8, 213—221, Amsterdam.

Green D. H., Ringwood A. E. (1963) Mineral Assemblages in a Model Mantle Composition, *Journ. Geophys. Res.* 68, 937—945, Washington.

Hamilton D. L., Burnham C. W., Obsborn E. F. (1964) The Solubility of Water and effects of Oxygen Fugacity and Water Content on Crystallisation in Mafic Magmas, *Journ. Petrol.* 5, 21—39, London.

Hamilton W. (1969) Mesozoic California and the Underflow of Pacific Mantle, *Geol.Soc. Am. Bull.* 80, 2409—2430, New York.

Hatherton T., Dickinson W. R. (1969) The Relationship betwen Andesitic Volcanism and Seismicity in Indonesia and other Island Arcs, *Journ Geophys. Res.* 74, 5301—5310, Washington.

Ianovici V., Giuşcă D., Manilici V., Gherasi N., Jude R., Gheorghiţă I., Dimitrescu R., (1961) Ghidul Baia Mare, *Congr. Asoc. Carpato-Balc.* VI, G., Bucureşti.

Konečny V., Lexa J. (1973) Neovolcanics of Central Slovakia, *X Congr. Carp.-Balk. Geol. Ass. Guide to Excursion C.*, Bratislava.

Kuno H. (1968) Origin of Andesite and its Bearing on the Island Arc Structure, *Bull. Volc.* XXXII/1, 141—176, Napoli.

Lang B. (1972) Date noi privind chimismul andezitelor cu piroxeni din nordul munţilor Gutii, *Inst. Geol. St. tehn. — econ.* I, 6, Bucureşti.

— (1973) Formaţiunea vulcano-sedimentară ponţiană din partea nordică a Munţilor Gutii, *St. Cerc. geol., geofiz., geogr. Ser. geol.* 18, 2, 343—351, Bucureşti.

— Mindroiu Viorica, Udrescu Constanţa (1973) Distribuţia elementelor minore în andezitele piroxenice ponţiene din nordul Munţilor Gutii, *Inst. Geol. St. tehn. — econ. ser.* I, 9 ,Bucureşti.

Mc Birney A. R. (1969) Compositional variations in Cenozoic calc-alcaline suites of Central America, Proc. Andesite Conference Oregon *Dept. Geol. Min. Res. Bull.* 65, 185—189, Oregon.

O'Hara M. J. (1965) Primary Magmas and the Origin of Basalts, *Scott. Journ. Geol.* L, 1, 19—40, Edinburg.

Osborn E. F. (1959) Role of Oxigen Pressure in the Crystallisation of Basaltic Magma, *Am. Journ. Sci.* 257, 609—647, New Haven.

Oxburgh E. R., Turcotte D. L. (1968) Mid Ocean Ridges and Geotherm distribution during Mantle Convection, *Journ. Geophys. Res.* 73, 2643—2661, Washington.

Peltz S., Vasiliu Cecilia, Bratosin Irina (1972) Petrologia rocilor bazaltice plio-cuaternare din România, *An. Inst. Geol.* XXXIX, 111—170, Bucureşti.

— Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa, Vasilescu Al. (1974) Geochemistry of Volcanic Rocks from the Călimani, Gurghiu and Harghita Mountains (Major and Trace Elements), *An. Inst. Geol.* XLII, 339—393, Bucureşti.

Rankama K., Sahama Th. G. (1970) Geochimie, Bucureşti.

Rădulescu D. (1958) Studiul petrografic al formaţiunilor eruptive din regiunea Seini—Ilba—Nistru (Baia Mare), *An. Com. Geol.* XXXI, 151—294, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— (1973) Considerations on the Origin of Magmas of the Neozoic Subsequent Volcanism in the East Carpathians, *An. Inst. Geol.* XLI, 69—77, Bucureşti.
— (1974) Unele observaţii asupra magmatismului alpin din teritoriul carpatic, *D. S. Inst. Geol.* LX (1973), 105—117, Bucureşti.
— Săndulescu M. (1973) The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians, *Tectonophysics*, 16, 155—161, Amsterdam.
— Lang B. (1973) Sugestii privind interpretarea structurii geologice a părţii nordice a Munţilor Gutii, *D. S. Inst. Geol.* LIX/5, (1972), 47—57, Bucureşti.
Stan N., Bîrlea V. (1967) Puncte de vedere asupra vulcanismului neogen de la Racşa—Vama—Certeze, *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII/1, 215—234., Bucureşti.
Sen S. K. (1960) Some aspects of the distribution of barium, strontium, iron, and titanium in plagioclase feldspars, *Journ. Geol.* 68, 638—652, Chicago.
Slávik J., Tözser J. (1973) Geological structure of the Presovské Pohorie Mts. and its relation to the Boundary of the West and East Carpathians, *Geol. zbornik-Geologica Carpathica* XXIV, 1,23—52, Bratislava.
Stiopol Victoria (1963) Geochimie, Bucureşti.
Streckeisen A. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks, *N. Jb. Miner. Abh.* 107, 2, 143—250, Stuttgart.
Szádeczky—Kardoss E. (1955) Geokémia, Budapesta.
— (1972) A mediterrán tipusú szubdukció és a Kárpát—Pannon—Dinarid szerkezet modellje, *MtA X Osz. köz.* 5/1—2, 113—123, Budapesta.
Taylor S. R. (1969) Trace element chemistry of Andesites and associated Calc-alcaline rocks, Proc. Andesite Conference Oregon Dept. *Geol. Min. Res. Bull.* 65, 43—61, Oregon.
Wedepohl K. H. (1969) Handbook of Geochemistry, Berlin.
Weyl R. (1966) Tektonik, Magmatismus und Krustenbau in Mittelamerica und Westindien, *Geotekt. Forsch.* 23, 68—109, Stuttgart.

Institutul Geologic al României

10327

Institutul Geologic al României

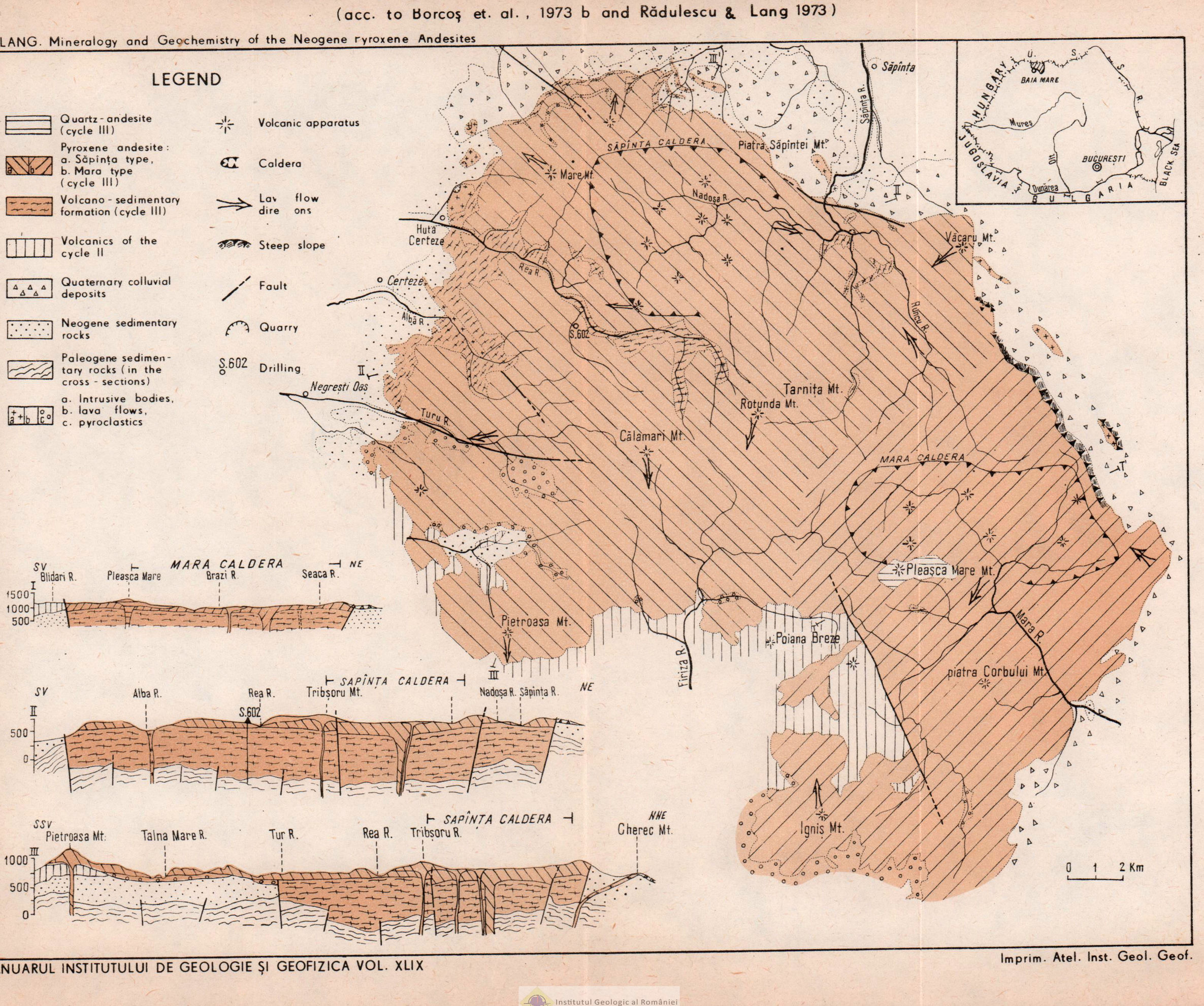
GEOLOGICAL SKETCH-MAP OF NORTHERN PART OF THE GUTÎI MTS

(acc. to Borcoş et. al., 1973 b and Rădulescu & Lang 1973)

B. LANG. Mineralogy and Geochemistry of the Neogene ryroxene Andesites

LEGEND

- Quartz-andesite (cycle III)
- Pyroxene andesite: a. Săpînța type, b. Mara type (cycle III)
- Volcano-sedimentary formation (cycle III)
- Volcanics of the cycle II
- Quaternary colluvial deposits
- Neogene sedimentary rocks
- Paleogene sedimentary rocks (in the cross-sections)
- a. Intrusive bodies, b. lava flows, c. pyroclastics
- Volcanic apparatus
- Caldera
- Lav flow dire ons
- Steep slope
- Fault
- Quarry
- S.602 Drilling



ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICA VOL. XLIX

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

Redactor : ALEXANDRA MĂRINESCU
Traducători : ADRIANA NĂSTASE, MONICA TOPOR
Ilustrația : V. NIȚU

Dat la cules : septembrie 1975. Bun de tipar : decembrie 1975. Tiraj : 950 ex. Hîrtie scris IA. Format 70 × 100/56 g. Coli de tipar : 13,5. Comanda 2407. Pentru biblioteci indicele de clasificare : 55(058)

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația". Str. Brezoianu nr. 23—25, București

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizica a purtat în decursul timpului următoarele denumiri:

Anuarul Institutului Geologic al României, t. I-XV (1908-1930)

Anuarul Institutului Geologic al României (Annuaire de l'Institut Géologique de Roumanie) t. XVI-XXII (1931-1943)

Anuarul Comitetului Geologic (Annuaire du Comité Géologique) t. XXIII-XXXIV (1950-1964)

Anuarul Comitetului de Stat al Geologiei (Annuaire du Comité d'Etat pour la Géologie) t. XXXV-XXXVII (1966-1969)

Anuarul Institutului Geologic (Annuaire de l'Institut Géologique) t. XXXVIII-XLII (1970-1974)

Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizică (Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique) de la t. XLIII-1975

Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

ANNUAIRE DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

TOME XLIX

Institutul Geologic al României