

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

MEMORII
VOL.VIII

H. SAVU
MASIVUL ERUPTIV DE LA BÎRZAVA
(MUNȚII DROCEA)

BUCUREȘTI 1965



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

**MEMORIILE
COMITETULUI GEOLOGIC**

Vol. VIII

MASIVUL ERUPTIV DE LA BÎRZAVA (MUNȚII DROCEA)

DE

H. SAVU

BUCUREȘTI
1965



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

C U P R I N S

	P a g .		P a g .
Introducere	5	CAPITOLUL III	
Așezarea geografică a regiunii, orografie și hidrografie	6	Tectonica complexului ofiolitic metamorfozat și a șisturilor cristaline	38
Istoricul cercetărilor	7	A) Elementele structurale	39
Poziția masivului eruptiv de la Bîrzava în ansamblul structurii geologice a munților Hîghiș—Drocea	8	a) Lineațiile	39
CAPITOLUL I		b) Foliațiile	40
Şisturile cristaline ale seriei de Păiușeni	10	c) Fisurile	40
A) Răspîndirea șisturilor cristaline	10	d) Clivajele	41
B) Petrografia șisturilor cristaline	11	B) Diagrame structurale	41
a) Grupa rocilor metapelitice	11	a) Zona structurii anticinale de la nord	41
b) Grupa rocilor metapsamitice	13	b) Zona masivului eruptiv	41
c) Grupa rocilor metapsefite	14	c) Diagramele pentru fisuri și clivaje	44
C) Considerații asupra mineralogiei șisturilor cristaline	15	C) Tectonica de ansamblu a rocilor bazice metamorfozate și a șisturilor cristaline	44
D) Condițiiile de metamorfism ale șisturilor cristaline	16	CAPITOLUL IV	
E) Geneza seriei sedimentare metamorfozate	17	Rocile intrusive	46
CAPITOLUL II		A) Răspîndirea rocilor intrusive	46
Complexul ofiolitic metamorfozat	17	B) Tectonica intruziunilor	47
A) Petrografia complexului ofiolitic metamorfozat	20	a) Contactele	48
a) Șisturile verzi tufogene	20	b) Structura internă a intruziunilor	48
b) Metabazalte	21	Structurile de curgere	48
c) Metadoleritele	21	Foliațiile	49
d) Metagabbrourele	23	Lineațiile	50
e) Metagabbrodioritele și metadioritele	25	Fisurile	51
f) Porfiroidele	26	Date de petrotectonică	54
g) Jaspilitele	26	Concluzii asupra tectonicii intruziunilor	55
B) Considerații asupra mineralogiei complexului ofiolitic metamorfozat	27	C) Petrografia rocilor intrusive	57
C) Condițiiile de metamorfism ale complexului ofiolitic metamorfozat	28	1. Petrografia rocilor dioritice	57
D) Chimismul complexului ofiolitic metamorfozat	29	a) Dioritele	57
E) Geochimia elementelor minore	32	b) Meladioritele	58
F) Caracterele de ofiolite ale rocilor bazice metamorfozate din regiunea Bîrzava	33	c) Dioritele porfirice	60
G) Petrogenza complexului ofiolitic	35	d) Micropegmatitele dioritice și sienodioritice	61
		e) Porfirele dioritice cu albit	62
		2. Petrografia rocilor sienitice (alcaline)	63
		a) Sienodioritele cu albit	63
		Sienodioritele cu piroxen	63
		Sienodioritele cu hornblendă	65
		Sienodioritele cuarțifere pegmatoide	66
		b) Sienitele alcaline	66
		Sienitele cu egirin	67
		Sienitele cu afiboli sodici	68
		c) Granofirele cu egirin	71
		3. Petrografia rocilor granitoide	71



	Pag.		Pag.
a) Dioritele cuartifere cu albit	71	B) Produsele metamorfismului de contact	108
b) Sienitele cuartifere	72	a) Metamorfismul rocilor pelitice	108
Sienitele cuartifere cu hornblendă	72	b) Metamorfismul cuartitelor	109
Sienitele cuartifere cu biotit	73	c) Metamorfismul rocilor bazice	110
c) Granitele alcaline	74	C) Considerații asupra mineralogiei aureolei de contact	111
d) Faciesul contaminat al granitoidelor	75	D) Condițiiile de metamorfism în aureola de contact	111
e) Micropegmatitele	76	E) Procesele de injecție și filoanele hidrotermale	113
Micropegmatitele cu hornblendă și biotit	76	a) Injecțiile paralele, lenticulare și oculare	113
Micropegmatitele cu biotit	77	b) Injecțiile reticulare și agmatitele	116
f) Aplitele	78	c) Filoanele de feldspat	117
g) Granofirele	78	d) Filoanele de epidozite	118
h) Luxullianitele	79	e) Filoanele de hornblendă azbestiformă	119
4. Unele probleme privitoare la clasificarea rocilor granitoide	79	f) Lentilele și filoanele concordante de albit, carbonați și oligist	120
5. Produse hidrotermale	81	g) Filoanele de cloritite	120
6. Efecte dinamice în rocile intrusive	82	F) Efectele metasomatozei alcaline asupra rocilor metamorfozate ale masivului	120
a) Rocile granitoide șistoase	82	a) Aspecte petrografice	121
b) Rocile blastomilonitice	82	b) Considerații asupra chimismului proceselor metasomatice	123
c) Rocile cataclastice	83		
D) Geologie și petrografia intruziunilor minore	83		
a) Porfirele sferulitice	84		
b) Porfirele sienitice	84		
c) Porfirele granitice	85		
d) Porfirele cuartifere	86		
E) Considerații asupra mineralogiei rocilor intrusive	86		
F) Chimismul rocilor intrusive	89		
G) Geochimia rocilor intrusive	93		
H) Petrogeniza rocilor intrusive	97		
I) Fenomenele de autometamorfism	102		
		CAPITOLUL VI	
Petrologia produselor de contact ale rocilor intrusive	105	Formațiuni mezozoice și neogene	125
A) Răspândirea șisturilor de contact și structura aureolei de contact	106	A) Depozite sedimentare cretacic-superioare	125
		B) Formațiuni neogene	126
		CAPITOLUL VII	
		Evoluția geologică a regiunii și vîrsta formațiunilor	126
		Bibliografia	129

CAPITOLUL V

- Petrologia produselor de contact ale rocilor intrusive
 A) Răspândirea șisturilor de contact și structura aureolei de contact

105
106



MASIVUL ERUPTIV DE LA BÎRZAVA (MUNTII DROCEA)¹⁾
DE
H. SAVU²⁾

ABSTRACT

The eruptive Bîrzava Massif (Drocea Mountains). The paleozoic massif is build up from blastodetrital schists, metamorphosed ophiolitic rocks and alkaline and acid intrusive rocks. The blastodetrital schists proceeded from a flysch series being made up from metapelitic meta-psammitic and meta-psephitic rocks. The basic complex, metamorphosed in the green schist facies, has resulted from an ophiolitic series. The initial magma had a tholeiitic feature and was derived from an subbasaltic magma. Structural elements show that the tectonics of crystalline schists and of metamorphosed ophiolitic rocks consists of a hemian anticline, where the pluton of intrusive rocks is inscribed. The axis of the hemanticline plunges towards SSE following a 20° angle. This complex pluton is shaped like a harpolite and belongs to

the latekinematic magnatism. The intrusions took place from SSE to NNW under an angle of 57°. The intrusive rocks of the pluton are ranged in two petrographic series: one with diorites, syenodiorites and alkaline syenites; the other with diorites, quartzsyenites and alkaline granites. The first series was derived from a more basic magma mobilized from depth, and the second has resulted from the sial melting. The chemical composition and the rock geochemistry show a mixed petrographic region. The rocks around the intrusions were submitted to a contact metamorphism with addition of substances from the magma. In the conditions of injection and metasomatic processes, carried out at a temperature range of 600–300°C, an alkaline front with Na, K, and Si is recorded. Another one with Mg, Fe, and Ca shifts in front of it.

INTRODUCERE

Zona de șisturi cristaline din munții Drocea de care ne ocupăm în lucrarea de față, a făcut obiectul observațiilor noastre încă din deceniul trecut. Astfel, cu ocazia unor scurte profile efectuate în anii 1953 și 1954, am făcut cunoștință cu șisturile cristaline și cu rocile eruptive din această regiune.

În anul 1956, ca geolog în cadrul Întreprinderii de Prospecționi și Laboratoare, am cartat zona de est a Cristalinului munților Drocea³⁾,

¹⁾ Teză de doctorat susținută în anul 1964, la Universitatea București.

²⁾ Institutul Geologic, Șos. Kiseleff, nr. 55. București.

³⁾ H. Savu, Raport asupra cercetărilor geologice din partea centrală și de nord a masivului Drocea. Arh. Com. Geol. București, 1956.

iar rezultatele obținute le-am comunicat în anul următor (H. Savu, 1962 a). Cercetările noastre s-au continuat apoi în anul 1958⁴⁾, cind, în vedere alcăturii hărții 1 : 100.000 foaia Drocea, am cercetat zona de șisturi cristaline cuprinsă între Tăuți, Chisindia, Groși și Bîrzava, cartind la scara 1 : 20.000 și întregul masiv de roci eruptive. Ulterior, prin cercetările întreprinse pentru teză am cartat la scara 1 : 10.000 întregul masiv eruptiv și porțiunile de șisturi cristaline limitrofe. Aceste cercetări, începute în anul

⁴⁾ H. Savu, Raport geologic asupra bazinului Zarandului și a părții de nord și nord-vest a masivului Drocea. Arh. Com. Geol. București, 1958.



1959¹⁾), le-am continuat în anii 1961²⁾ și 1962 în cadrul Institutului Geologic.

Cercetările de laborator și toate lucrările privind alcătuirea acestui studiu le-am efectuat în laboratoarele Institutului Geologic. Pentru buna lor desfășurare mulțumim călduros Prof. V. Ianoaici și Prof. D. Giușcă, de al căror ajutor ne-am bucurat în tot timpul acestor lucrări. Mulțumim de asemenea, conducerii Comitetului Geologic și Institutului Geologic, care ne-au pus la dispoziție mijloacele necesare atât în cercetările de teren, cât și în cele de laborator.

Pentru analizele chimice folosite la documentarea lucrării sătem recunoscători colegilor Al. Dănciulescu, C. Vasiliu și Gh. La hovary care ni le-au efectuat, iar pentru analizele spectrale colegilor O. Maxim și C. Udrescu.

De asemenea, rămînem îndatorați tuturor acelora care, în măsură mai mare sau mai mică, ne-au ajutat în decursul lucrărilor întreprinse de noi pe teren sau în laborator, pentru alcătuirea prezentului studiu.

Așezarea geografică a regiunii, orografie și hidrografie

Regiunea Bîrzava face parte din munții Highiș—Drocea, denumire ce le-a fost dată de J. Hunfalvy (fide Lóczy, 1890). Această catenă se situează în partea de sud-vest a munților Apuseni pl. XII), fiind cuprinsă între Mureș la sud și Crișul Alb la nord; ea formează culmea despărțitoare a bazinului hidrografic al acestor ape.

Din punct de vedere morfologic, aşa cum a fost deja semnalat (V. Papu, 1953), munții Highiș—Drocea depășesc doar în câteva cazuri altitudinea limită a dealurilor. Astfel, în munții Highiș există vîrful cu același nume, avînd o altitudine de 800 m, iar în partea de est vîrful Drocea cu înălțimea de 837 m. Datorită acestei configurații, catena pare a fi alcătuită din două masive muntoase mai importante și anume, masivul Drocea la est și cel al Highișului la vest. Între ele se situează masivul eruptiv de la Bîrzava, care are înălțimi mai mici și prezintă în

¹⁾ H. Savu, Raport geologic asupra lucrărilor din masivul Drocea. Arh. Com. Geol. București, 1959.

²⁾ H. Savu, Studiul fazelor de erupțiuni din munții Drocea. Arh. Inst. Geol. București, 1962.

partea de vest, spre munții Highiș, o zonă cu altitudini mai reduse și cu caracter depresionar, observată și de L. Lóczy (1890).

În general, masivul eruptiv și zonele înconjurătoare au altitudini mai mici de 800 m. Altitudinile cele mai mari din masiv se întâlnesc în partea de nord-est, unde se găsește vîrful Piatra Păcurarului de 627 m și în partea de sud, alcătuită din roci intrusive, pe care se află Cioaca Untului de 489 m. Partea de vest a masivului, alcătuită din roci bazice metamorfozate, prezintă altitudini mai reduse. În zonele din jurul masivului, altitudinile cele mai mari se găsesc pe formațiunile alcătuite din cuarțite, iar cele mai reduse apar pe filite.

La NW și la SE de creasta principală, cu excepția zonei de intruziuni acide de la sud, altitudinile scad treptat, astfel că vîrfurile cele mai înalte din aceste porțiuni oscilează între 250 și 400 m. Cîteva excepții se ivesc și în partea de NW a regiunii, cum sănăvîrful Pustacea (614 m) și dealul Ghițari (614 m), ultimul fiind alcătuit din roci vulcanice neogene.

Principalele vîrfuri din regiune se află pe creasta despărțitoare a apelor Mureșului și Crișului Alb, a cărei direcție generală este E—W, dar care suferă o inflexiune în regiunea dintre Bîrzava și Nadaș și se orientează aproximativ pe direcția NE—SW. Acest fenomen se explică prin avansarea pîrului Bîrzava mult spre NE și a afluenților vestici ai pîrului Cigher spre SW, astfel că văile lor devin la un moment dat aproape paralele. Orientarea văilor principale din masiv în direcțiile menționate a fost determinată atât de tendința apelor de a curge perpendicular pe axul structurii geologice, cât și de rezistența variată a diferitelor roci la eroziune.

Rețeaua hidrografică urmărește relieful regiunii și este tributară la cele două cursuri de apă mai importante din această parte a Munților Apuseni, Mureșul și Crișul Alb. Ca afluenți mai mari ai Mureșului menționăm pîrul Monorăștia și pîrul Bîrzava, ale căror bazine acoperă toată partea de sud a masivului.

Partea de nord a regiunii este străbătută de pîrul Cigherului, tributar al Crișului Alb și de afluenții săi. În partea de est a masivului, foarte variată petrografic, apele au un curs destul de neregulat, în timp ce pîrul Cilodia și pîrul Slătina, afluenți ai Cigherului, care străbat brațul stîng al masivului cu o compoziție petrografică mai uniformă, au un curs mai regulat. Între



apele din această parte a masivului și cele de la sud, se pare că au avut loc și fenomene de captare.

Istoricul cercetărilor

Printre primele observații geologice asupra părții de sud-vest a Munților Apuseni cităm pe cele ale lui F. Beudant (1822), care arată că la alcătuirea munților Aradului participă „micasisturi și roci cristaline“.

Mai târziu, Lill Lilienbach (1833) face o excursie în această regiune și pe baza observațiilor culese de el este întocmită de către Ami Boué (1831) prima hartă geologică, pe care sănt indicate șisturile cristaline din munții Milovei.

Abia mai târziu își începe cercetările geologice în această regiune L. Lóczy, care acordă o parte din activitatea sa cunoașterii structurii munților Hîghiș—Drocea. Cercetările lui se pot împărți în două etape și anume, una cuprinsă între anii 1875—1877 și a doua între 1887 și 1888. Astfel, el arată cu ajutorul mai multor profile, că filitele care alcătuiesc munții Hîghiș—Drocea formează un monoclin, iar în anul 1877 descrie o serie de minerale din această regiune, unele și din masivul de la Bîrzava.

Mai târziu, el revine asupra regiunii și în anul 1887 descrie șisturile cristaline și rocile eruptive, printre care deosebește diorite și granite, diorit-porfirite, porfire cuarțifere și andezite neogenie. Menționează de asemenea, șisturi nodulare și șisturi pătate. El arată că șisturile străpunse de masa eruptivă, că are forma de „V“ deschis spre NW, înclinație în toate sensurile, ceea ce ar indica, după acest autor, că între ele și masa eruptivă nu sunt raporturi normale; el consideră că masele eruptive dintre Nadaș și Bîrzava sunt legate de o zonă de prăbușire, situată între cratinalul Hîghișului și cel al Drocei.

Într-o altă lucrare el consideră că munții cuprinși între Mureș și Crișul Alb alcătuiesc un horst diagonal. Tot aici el își exprimă părerea că „dass man die Kristalinischen Schiefer des Hegyes und nun des Drócsa mit den sogenannten Taunus-Schiefern mit Recht vergleichen“ (L. Lóczy, 1890, pag. 41) și pot să aparțină sistemului paleozoic.

După primele cercetări întreprinse de L. Lóczy, A. Koch (1878) descrie o serie de roci din regiune, ca granit cu biotit și hornblendă,

porfire cuarțifere, diorite, filoane de pistăț și diorite cloritoase, care apar și în zona Bîrzava.

J. Pethö (1887) arată că regiunea cuprinsă între Nadaș—Cigher și Milova—Bîrzava este alcătuită din filite, șisturi verzi și conglomerate cuarțoase cu intercalații de roci cu aspect de arcoze.

Dintre autori care s-au ocupat în ultimul timp de regiunea ce formează obiectul lucrării noastre, cităm mai întâi pe M. Socolescu (1940), care menționează în această parte a munților Drocea filite, cuarțite și sernifite.

Mai târziu, V. Papiu (1953) publică o lucrare mai amplă asupra munților Drocea în ansamblu, cu care ocazie se ocupă și de partea sudică a regiunii cercetate de noi; harta geologică apare abia în anul 1960 (V. Papiu, 1960). Șisturile cristaline din această regiune sunt descrise de autor ca roci tipic sedimentogene, cu structură blastopelitică (filite, șisturi sericitoase, șisturi cloritoase, șisturi talcoase, filite calcaroase), blastopsamitică (cuarțite) și blastopsefitică (conglomerate metamorfozate). El citează de asemenea calcare cristaline, roci porfirogene și roci tufragene. Șisturile cristaline din regiunea Bîrzava, ca și cele din vestul munților Drocea, se aseamănă cu cele din munții Hîghiș și din Codru-Moma. V. Papiu consideră că rocile eruptive sunt reprezentate, în cea mai mare parte, prin diorite care alcătuiesc masa eruptivă de la Bîrzava. Pe marginile ei dioritele trec la faciesuri sistoase. Corpul de diorite este străbătut de injectii de granite și aplite, porfire și pegmatite. În anumite zone din regiune autorul menționează corneene. În ceea ce privește tectonica regiunii, el consideră că șisturile cristaline au fost cutate și metamorfozate în timpul fazelor de orogeneză hercinice, luând formă unei structuri anticlinale.

Partea de nord a masivului a fost cartată în anul 1954 de A. Aldea și T. Bodin¹⁾. Autorii descriu în această zonă șisturile cristaline epizonale și susțin existența unei tranziții de la diorite la ortoșisturi dioritice. Consideră, de asemenea, că șisturile cristaline s-au metamorfozat în timpul cutărilor hercinice, cind au fost puse în loc masivele de diorite, granodiorite și granite.

¹⁾ A. Aldea, T. Bodin, Raport geologic asupra lucrărilor de teren din campania anului 1954 — masivul Hîghiș—Drocea. Arh. Com. Geol. București, 1954.

Colțul de SE al masivului eruptiv a fost cartat în anul 1958 de către H. Kräutner și F. I. Kräutner¹⁾. Autorii deosebesc între rocile eruptive granite, granodiorite, diorite cuartifere și diorite vechi metamorfozate, afectate de procese de autometamorfism. Ei menționează de asemenea, corneene și milonite. Din punct de vedere tectonic consideră că regiunea este străbătută de două linii de fractură, care o separă în trei blocuri; odată cu ridicarea blocului central a fost adus spre suprafață și corpul intruziunii din partea de sud a masivului. Ei mai susțin că în timpul sedimentării rocilor premetamorfice erupeau roci acide și cinerite, iar în timpul metamorfismului sănt puse în loc dioritele și grantele.

Ca o concluzie generală asupra acestor lucrări putem arăta că ele au adus o serie de date importante, care au pus în evidență existența în această zonă a unui complex de roci eruptive. Aceste lucrări s-au referit însă, deobicei, numai la o parte din formațiunile masivului și aveau un caracter mai mult descriptiv. Ele nu au fost susținute de analize chimice și prin urmare, nu s-a putut discuta petrogeneza rocilor eruptive. Din cauză că lucrările se refereau la anumite părți ale masivului, structura sa nu a putut fi abordată cu succes.

Cercetările întreprinse de noi în anii 1956—1962, au scos în evidență faptul că șisturile cristaline din munții Drocea aparțin la două serii diferite ca vîrstă de sedimentare și de metamorfism (H. Savu, 1962 a) și că petrografia, mineralogia și structura masivului eruptiv de la Bîrzava sănt de o complexitate rar întâlnită la alte masive eruptive. Aceste rezultate vor fi expuse în cuprinsul lucrării.

Pozitia masivului eruptiv de la Bîrzava în ansamblul structurii geologice a muntilor Highiș—Drocea

Pentru o înțelegere cît mai completă a structurii masivului de la Bîrzava, credem că este necesară o expunere succintă a geologiei munților Highiș—Drocea pe baza datelor din literatura existentă. Munții Highiș—Drocea sănt alcătuși din șisturi cristaline, care suportă în partea de

nord depozite permo-triasice, iar spre est și sud-est depozite sedimentare și roci eruptive mezozoice. În partea de nord se dezvoltă bazinul neogen al Zarandului, alcătuit din depozite sedimentare și roci vulcanice, iar la sud bazinul Lipovei, format din depozite sedimentare neogene (fig. 1).

Șisturile cristaline din munții Drocea au fost considerate de autorii anteriori L. Lóczy (1890), M. Socolescu (1940), V. Papiu (1953), că alcătuiesc o singură stivă de roci cristaline, în care distingeau un facies mai intens metamorfozat, situat în zona Slatina de Mureș — Mădrizești. Acest facies se consideră că ar fi determinat de metamorfismul de contact al granitelor din această zonă, sau că ar reprezenta un facies de metamorfism regional mai avansat, mezozonal. V. Papiu (1953) a descris acest facies sub numele de seria de Mădrizești. Toate șisturile se considerau a fi de vîrstă paleozoică superioară, aşa cum a arătat și M. Păucă (1937) în zona Siria.

În anul 1956²⁾, autorul prezentei lucrări constată că cele două faciesuri de șisturi cristaline din munții Drocea reprezentă de fapt, două serii metamorfice (H. Savu, 1962 a) și anume, seria de Mădrizești, mezozonală, de vîrstă precambriană și seria de Păiușeni, epizonală, de vîrstă paleozoică. Fiecare serie reprezintă rezultatul evoluției a două geosinclinale deosebite ca vîrstă, fiecare dintre serii fiindu-i asociat și un ciclu magmatic aproape complet, determinat de evoluția geosinclinalului respectiv. O împărțire asemănătoare a fost adoptată ulterior și pentru șisturile cristaline din partea de est a Munților Apuseni de către M. Bleahu și R. Dimitrescu (1957).

Seria de Mădrizești care a fost metamorfozată în condițiile faciesului amfibolitelor, este alcătuită din paragnaise cu biotit și almandin, paragnaise cu muscovit, cuarțite cu biotit, cuarțite cu muscovit, calcare cu tremolit, dolomite cristaline și ortoamfibolite, uneori și serpentinite. Toate formațiunile sănt străbătute de granodiorite și granite cu muscovit și biotit, care ar reprezenta magmatismul sinogen vechi (H. Savu, 1962 a). La contactul cu seria de Păiușeni pe care o suportă ca formăjune transgresivă, seria de Mădrizești a fost retromorfozată în timpul metamorfismului celei dintii.

¹⁾ Florentina Kräutner, H. Kräutner, Raport geologic asupra regiunii de la NE de comuna Bîrzava, 1958, Arh. Com. Geol. București, 1958.

²⁾ H. Savu, 1956, Op. cit.



După cum se vede pe harta din fig. 1, seria de Mădrizești apare de sub seria de Păiușeni pe ramele de nord și de sud ale munților Highiș—Drocea. Pe rama de sud ea se iveste în zona Mădrizești—Slatina de Mureș și la WSW de Bîr-

D. Giușcă încă din anul 1946³⁾ și descrisă ca o „serie de șisturi detritogene“ deosebită ca vîrstă de seria de Biharia (D. Giușcă, 1957, 1962). Ea este alcătuită din șisturi blastopelitice, uneori cu intercalări de roci blastopsamitice,

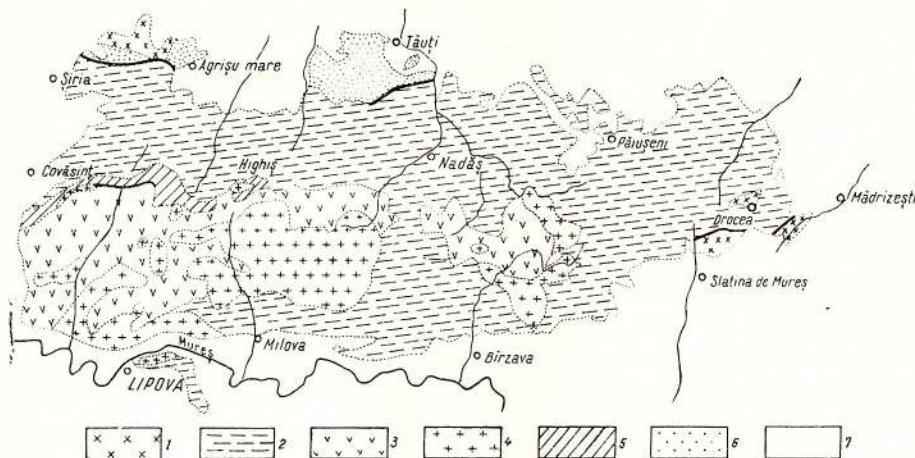


Fig. 1. — Harta geologică a munților Highiș — Drocea, după harta 1 : 500.000 a Comitetului Geologic, completată de autor.

1, seria de Mădrizești; 2, seria de Păiușeni; 3, roci bazice metamorfozate; 4, roci intrusiv; 5, Carbo-nifere; 6, depozite permo -triasice; 7, formațiuni post -triasice.

Carte géologique des Monts Highiș — Drocea, d'après la carte 1 : 500.000 du Comité Géologique, complétée par l'auteur.

1, série de Mădrizești; 2, série de Păiușeni; 3, roches basiques métamorphisées; 4, roches intrusives; 5, Carbo-nifère 6, dépôts permo -triasiques; 7, formations post -triasiques.

zava. Pe rama de nord seria de Mădrizești este reprezentată prin ivirile de gnais și granite de la Șiria, descrise de M. Paucă (1937) și R. Dimitrescu (1962). Tot pe rama de nord se mai întâlnesc granite cu muscovit și biotit aparținând seriei de Mădrizești, la E de comuna Tăută, unde apar ca roci laminate ce ies în solzi de sub depozitele permo-verjeniene¹⁾.

Seria de Păiușeni are o extindere mai largă, ea alcătuind întregul masiv cristalin al munților Highiș—Drocea. De asemenea, ea apare în partea de sud a munților Bihor (R. Dimitrescu, 1958; C. Ionescu, 1962) și se extinde spre NW în munții Codru-Moma, unde este acoperită de depozitele permo-verjeniene și cele neogene ale bazinului Beiușului. Această serie este alcătuită în munții Drocea din filite, cuarțite, conglomerate metamorfozate, roci eruptive bazice metamorfozate, și roci intrusiv acide sau alcaline (H. Savu, 1962)²⁾.

În munții Highiș, seria aceasta de șisturi cristaline slab metamorfozate a fost cercetată de

calcare cristaline sau de șisturi verzi reprezentând tufuri bazice metamorfozate, care se asociază cu metabazalte, metadolerite și metagabbrouri, mai rar cu roci porfiroide. Aceleași formațiuni se întâlnesc și în munții Drocea, cu deosebirea că aici apar în cantitate mai mare conglomeratele metamorfozate și șisturi cu cloritoid.

Rocile bazice metamorfozate care ar reprezenta un ciclu ofiolitic (D. Giușcă, 1957), respectiv un magmatism inițial (H. Savu, 1962 a), au o dezvoltare mai redusă în munții Drocea și sunt mai răspândite în munții Highiș. Aici ele sunt străbătute de corpuri importante de granite și în mică măsură de diorite cuarțifere. Granitele sunt sinorogene și au uneori structuri orientate, iar la contactul lor s-au format roci de contact cu textură șistoasă, generate în condiții de stres.

În partea de nord a masei de roci bazice metamorfozate din Highiș apar formațiuni carboni-

³⁾ D. Giușcă. Raport preliminar asupra zăcămintelor metalifere din regiunea Munților Highiș. Arh. Com. Geol. București, 1946.

¹⁾ H. Savu, 1958, Op. cit.

²⁾ H. Savu, 1956, Op. cit.

fere sau permo-carbonifere, prinse într-un sinclinal și metamorfozate de unele intruzioni granitice mai tinere. Intruziunile, care metamorfozează aceste depozite în roci de contact din faciesul corneenelor cu piroxen, sunt reprezentate prin mici corpuri și filoane de granite, granite cu turmalin, micropegmatite, microgranite porfirice și porfire cuarțifere (D. Giușcă, 1962).

Tot Cristalinul se caracterizează prin cufe orientate aproape ENE—WSW.

Pe rama de nord a munților Highiș—Drocea, în zona Siria—Tăuți, apar depozite permo-verniene care repauzează peste gnaisele și granitile din seria de Mădrizești, uneori și peste șisturile seriei slab metamorfozate. Ele sunt reprezentate prin conglomerate și gresii cu care se asociază dolerite (M. Paucă, 1937; R. Dimitrescu, 1962). Toți autorii care au cercetat această zonă consideră că șisturile seriei de Păiușeni încalcă tectonic depozitele permo-triasice pe un plan de falie inversă, înclinat spre sud. Raporturi tectonice între seria de Păiușeni și fundamentul său, seria de Mădrizești, există și pe rama de sud a Cristalinului.

Partea estică a munților Drocea este alcătuită din formațiunile unui geosinclinal mezozoic, reprezentate prin ofiolite și depozite sedimentare jurasicice sau cretacice, toate străbătute de intruzioni banatitice. Depozitele cretacice superioare formează, în mare parte, rama de sud a Cristalinului Highiș—Drocea (V. Papiu, 1953; H. Savu, 1962 a).

Cele două bazine sedimentare neogene de la nord și de la sud de catena Highiș—Drocea au luat naștere prin scufundare, după un sistem de fracturi orientate pe direcțiile NW și NE. Observând relațiile dintre șisturile cristaline cu direcția aproximativ ENE—WSW și cele două bazine sedimentare neogene ale căror limite sunt orientate aproape E—W, L. Lóczy (1890) a considerat tot masivul Highiș—Drocea ca un „horst diagonal”.

În ansamblul acestei structuri geologice complicate, masivul eruptiv de la Bîrzava se situează aproximativ la limita dintre munții Drocea și munții Highiș. De aceea, în această regiune se întâlnesc același formațiuni cristaline ca și în celelalte două, totodată formațiunile specifice lor găsindu-se aci împreună. Astfel, masivul eruptiv se aseamănă în multe privințe cu masele de roci eruptive din munții Highiș, dar față de ele pre-

zintă, după cum vom vedea, multe deosebiri.

După cum este redat pe hartă, regiunea de la nord de Bîrzava, în care se află masivul eruptiv, este alcătuită din șisturile cristaline epimetamorfice ale seriei de Păiușeni, în care se intercalează un complex de roci ofiolitice metamorfozate. Toate acestea sunt străbătute de roci intruzive foarte variate din punct de vedere petrografic, care produc fenomene de contact asupra șisturilor cristaline și asupra rocilor bazice metamorfozate; ele sunt însotite de fenomene migmatice.

În partea de sud a regiunii apar depozite sedimentare cretacic-superioare, iar în partea de NE și peste masivul eruptiv se observă câteva pete de depozite sedimentare și produse vulcanice neogene. Formațiunile menționate, oa și tectonica șisturilor cristaline, vor fi tratate în capitole separate.

CAPITOLUL I

ȘISTURILE CRISTALINE ALE SERIEI DE PĂIUȘENI

După cum am arătat și cu altă ocazie (H. Savu, 1962 a), formațiunile metamorfozate ale seriei de Păiușeni se pot separa, din punct de vedere stratigrafic și petrografic, în două complexe de șisturi blastodetrítice, cărora li se asociază un complex ofiolitic metamorfozat.

A) RASPINDIREA ȘISTURILOR CRISTALINE

Șisturile blastodetrítice ale seriei de Păiușeni reprezintă o serie de depozite sedimentare, foarte variate din punct de vedere al compozitiei mineralogice și al granulației rocilor inițiale, care au fost metamorfozate în condițiile foarte slabe de metamorfism ale faciesului de șisturi verzi. Ele sunt alcătuite din alternanțe de filite sericitoase-cloritoase, cuarțite și mai rar conglomerate metamorfozate (sernifite), care alcătuiesc astfel formațiunile în care este localizat masivul eruptiv de la Bîrzava.

În șisturile cristaline din jurul masivului se întâlnesc, din loc în loc, mici intercalări de roci bazice metamorfozate, mai rar de porfiroide, roci ce aparțin complexului ofiolitic. De asemenea, se întâlnesc și filite sau cuarțite intercalate între rocile complexului ofiolitic metamorfozat, ca depunerii primare de sedimente între curgerile și tufurile de roci bazice inițiale.



După cum se vede pe hartă (pl. XII) și în regiunea Bîrzava se pot separa două complexe de șisturi cristaline epimetamorfice. Un complex preponderent cuartitic, cu intercalații de filite și mai rar de conglomerate metamorfozate, răspândit în partea de nord și un complex preponderent filitos, în care apar și intercalații de cuarțite, dar în care lipsesc conglomeratele metamorfozate.

Din punct de vedere stratigrafic, faciesul de la nord, mai cuartitic, reprezintă un complex inferior al seriei de Păiușeni, el fiind mai dezvoltat în zona centrală a masivului cristalin al Drocei, aşa cum am arătat în 1957 (H. Savu, 1962 a). Cu cît se merge spre vest, spre limita apuseană a hărții, și acest complex devine din ce în ce mai filitos. În această zonă cuarțitele se dezvoltă mai larg în jurul vîrfului Pustacea, de unde se extind spre ENE sub forma unei fîșii, ce trece prin valea Cilodia și ajunge la pîrîul Cigherului și affluentul său, pîrîul Bușina.

Urmărind succesiv formațiunile de la NW spre SE, în sensul în care ele se afundă, se poate constata că în bazinul văilor Slatina și Cilodia apar alternanțe dese de strate cuarțitice și de filite, ale căror grosimi variază foarte mult între limitele de cîțiva metri și 150 metri. Această situație se menține și în bazinul pîrîului Cigher, dar cu cît avansăm spre SE și spre E, către Piatra Păcurarului, vîrful Bogdanova și bazinul pîrîului Tomii affluent al văii Bîrzava, cuarțitele devin elementul preponderent al complexului inferior.

În partea de est a regiunii, creasta principală este alcătuită în special din cuarțite cu mici intercalații de șisturi, conglomerate și de roci bazice metamorfozate. Conglomerate se mai întîlnesc și în șisturile cristaline de pe valea Cilodia, situate în deschizătura brațelor masivului în formă de „V“.

Complexul preponderent filitic se dezvoltă în partea de sud a regiunii și reprezintă un nivel superior al seriei de Păiușeni, alcătuind astfel acoperișul complexului ofiolitic metamorfozat, situat între cele două complexe de șisturi cristaline. El apare pe văile Monorăștea, Bîrzava și pe afluenții vestici ai acestia din urmă, pînă spre izvoarele pîrîului Cilodia și pîrîului Pustacea. Din loc în loc, acest complex conține și intercalații de cuarțite, mai larg dezvoltate în colțul de SW al regiunii, unde alcătuiesc culmea pe care se situază Cioaca Popii și vîrful Izvorului.

B) PETROGRAFIA ȘISTURILOR CRISTALINE

Șisturile cristaline din regiunea Bîrzava se asemănă foarte mult, fiind aproape identice, cu rocile cristaline descrise de noi anterior în partea de est a Cristalinului munților Drocea. Ele se pot separa în următoarele grupe mari de roci : a) grupa rocilor metapelitice ; b) grupa rocilor metapsamitice și c) grupa rocilor metapsefitice.

După cum am mai arătat (H. Savu, 1962 a), folosim termenii compuși pentru a sublinia modificările slabe ce au intervenit în structura rocilor seriei de Păiușeni, afectată de un metamorfism de grad scăzut. Astfel, în structura rocilor se păstrează foarte bine structura sedimentară relictă (P. Eskola, 1939) a rocilor — pelitică, psamitică sau psefitică — sub forma unui palimpsest (J. Sederholm, 1899) sau ca un element proterogen (F. Becke, 1903), peste care s-au suprapus efectele unui proces metamorfic, ce se trădează printr-o blasteză incompletă a mineralelor rocilor premetamorfice, cu unele excepții pe care le vom semnala mai departe. În această acceptiune, o astfel de roca se poate numi de exemplu, un metapelit cu structură blastopelitică în sensul lui P. Eskola (1939).

a) Grupa rocilor metapelitice

În această grupă de roci intră filitele, care au o răspîndire mai mare în partea de sud a regiunii. În funcție de componită lor, ele se pot separa în șisturi sericitoase-cloritoase, șisturi sericitoase și șisturi carbonatice.

Șisturile sericitoase-cloritoase

Șisturile sericitoase-cloritoase sunt roci de culoare verzui-argintie, adesea cenușie, cu structură blastopelitică și textură șistoasă, paralelă sau slab ondulată, uneori slab rubanată redată de alternanțele de benzi sericitoase-cloritoase mai late, cu benzi mai înguste alcătuite din cuarț, albit și în cantitate mai redusă din foișe de sericit (muscovit) și clorit.

Muscovitul participă în roca sub formă de foișe alungite și paralele cu foliația acestia. Ele sunt fine și prezintă pe planul de clivaj mici granule de grafit și de oligist, uneori lamele mici de clorit intercalate. Cloritul apare de asemenea în foișe fine cînd se asociază cu sericitul, dar este mai larg dezvoltat în benzile de cuarț și albit, în care de obicei muscovitul lipsește ; în aceste



cazuri, dimensiunile foițelor variază între 0,30 și 0,5 mm. Cloritul prezintă următoarele proprietăți optice :

$$\begin{aligned} N_g - N_m &= \text{verde} \\ N_p &= \text{gălbui-verzui} \\ N_g - N_p &= 0,007 \\ (+) 2V &= \text{foarte mic, aproape } 0^\circ \end{aligned}$$

Aceste constante indică un mineral din grupa prochloritelor.

Cuarțul se întâlnește de obicei în mici benzi sau lentile împreună cu albit și clorit ; forma sa este de granule cu contur neregulat și cu extincție onduloasă. Sub formă de cristaloblaste fine, ca și granulele de cuarț (0,01—0,08 mm), se observă albitul (An 6—7). El are conture neregulate și prezintă macle polisintetice după legea albitului, de obicei slab dezvoltate. De regulă, albitul este proaspăt și limpede.

Ca minerale accesori se întâlnesc în aceste șisturi turmalină, zircon, oligist și grafit. Turmalina formează cristale alungite după axul *c*, colorate în verde și bruniu. În cantitate mai mare se întâlnește uneori oligistul care apare sub formă de granule cu contur neregulat sau de cristale idiomorfe.

Prezentăm aci analiza chimică a unui astfel de șist de pe valea Monorăștia.

	SiO ₂	TiO ₂	0,20	Valorile A C F
Al ₂ O ₃	23,00	P ₂ O ₅	0,22	A 46,4
Fe ₂ O ₃	7,36	S	lipsă	C 8,4
FeO	2,76	CO ₂	urme	F 45,2
MnO	0,12	H ₂ O + 105°	2,62	
MgO	5,25	H ₂ O - 105°	0,21	100,0
CaO	1,95	BO ₂	urme	
Na ₂ O	1,95	Total :	99,32	
K ₂ O	1,90			

Analist : A. I. Dănciulescu.

Alăturat am calculat valorile ACF după metoda preconizată de P. Eskola (1939).

Șisturile sericitoase

Șisturile sericitoase sunt roci de culoare albă, care se întâlnesc mai rar în această zonă a munților Highiș—Drocea. De obicei, ele apar ca intercalații înguste în șisturile de mai sus, sau între cuarțite și prezintă adesea tranziții spre acestea din urmă. Ele sunt alcătuite din cuarț și sericit, minerale care formează de obicei benzi în care predomină unul sau altul. Mai rar se întâlnesc în aceste roci carbonați sub formă de

cristaloblaste independente sau de mici lentile, uneori apare zircon.

Rocile ce fac tranziția între șisturile sericitoase sau sericitoase-cloritoase și cuarțite sunt mai bogate în cuarț, care crește în detrimentul minerealelor micacee. Materialul cuarțos, competent, formează benzi paralele, iar cel micaceu incompetent situat între ele, este slab microcutat.

Unele roci din această grupă conțin elemente remaniate din granitele sau granitele pegmatoide ale seriei de Mădrizești, fundamentul seriei de Păiușeni. Un astfel de element este alcătuit din cuarț cu extincție puternic onduloasă, concrescut cu un cristal de plagioclaz maclat polisintetic, ce s-a păstrat în timpul transportului său (fig. 2).

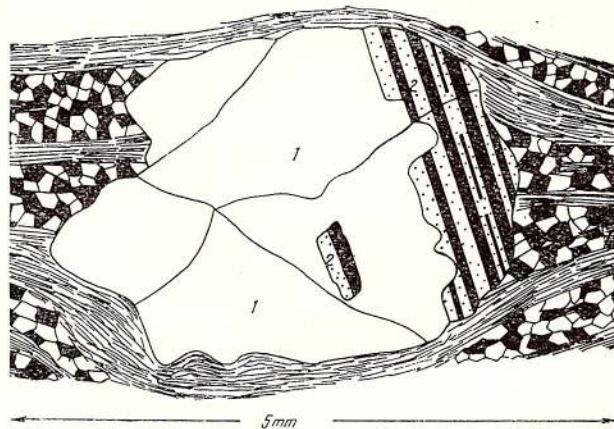


Fig. 2. — Granul de cuarț (1) cu feldspat plagioclaz (2) remaniat în șisturile cuarțoase.
Grain de quartz (1) à feldspath plagioclase (2)
remanié en schistes quartzeux.

Cu toate că a fost probabil slab albitizat în timpul metamorfismului de grad scăzut al faciesului de șisturi verzi, el indică o compozitie mai bazică, aşa cum este cea a plagioclazului din granitele seriei de Mădrizești. Plagioclazul din restul rocii, format în timpul metamorfismului, are compozitie de albit (An 7—8), corespunzînd astfel faciesului de șist verde.

Șisturile carbonatice

Șisturile carbonatice sunt roci de culoare cenușie cu structură blastopelitică, uneori blastopsamito-pelitică și textură șistoasă sau rubanată. În roca apar benzi mai bogate în sericit și clorit, care alternează cu benzi mai bogate în cuarț, carbonați și albit, uneori și clorit ; în toată roca se observă granule fine de oligist. Astfel de roci se întâlnesc mai ales spre izvoarele pîrîului Cigherului.

Granoblastele de cuarț au dimensiuni reduse și tot sub această formă apare și albitul maclat polisintetic. Mineralele din benzile micacee — sericitul și cloritul — au de asemenea dimensiuni reduse și sunt orientate în planul sistoziției rocii.

Carboataii din aceste roci apar fie sub formă de cristale romboedrice, în unele cazuri mai larg dezvoltate și având tendința de a forma porfiroblast care includ granule de cuarț peste care au crescut, fie sub formă de cuiburi, alcătuite din cristaloblaste cu contur neregulat; uneori, carbonatul se asociază cu cuarț, mai rar cu albit și formează mici lentile intercalate în masa sericitoasă—cloritoasă—carbonatică a rocii.

În unele roci carboataii sunt reprezentați prin calcit, dar în altele apar ankeritul, uneori chiar sideroză. Calcitul formează cristaloblaste cu contur neregulat, iar carboataii feriferi apar adesea sub formă de romboedri de 0,03—10 mm lungime, care au indici de refracție mai ridicați. Adesea, carboataii feruginoși se alterează parțial sau total în limonit, care poate fi spălat la suprafața rocii și în locul lui rămân goluri caracteristice. În astfel de cazuri toată roca se colorează în galben-roșcat.

b) Grupa rocilor metapsamitice

În această grupă cuprindem rocile cartate drept cuarțite și care sunt mai răspândite în partea de nord a regiunii, alcătuind complexul inferior. Compoziția lor este foarte variabilă și în funcție de ea, rocile se pot separa în : cuarțite cloritoase-sericitoase, cuarțite sericitoase, cuarțite feldspatice și cuarțite carbonatice.

Cuarțitele cloritoase-sericitoase

Aceste roci au o culoare slab verzuie sau cenușie, structură blastopsamitică și textură sistoasă. În compoziția lor participă : cuarț, clorit, sericit, plagioclaz și minerale accesori.

Mineralul predominant este cuarțul care se găsește sub formă de granoblaste cu diametru de 0,11-0,64 mm. Unele dintre aceste granule mai mari, cu conturul rotunjit în timpul transportului, au o extincție puternic onduloasă, alte granule, care au suferit mai intens acest fenomen de cataclază, au recristalizat într-un mortar fin.

Interstițiile granoblastelor de cuarț sunt ocupate de foite de clorit, sericit, uneori carboatai, feldspat și alte minerale accesori. Cloritul este de obicei un proclorit, dar se întâlnește, uneori și penin sub formă de foite, adesea orientate în planul foliației rocii.

Feldspatul participă în cantitate redusă și apare de obicei sub formă de granoblaste maclate polisintetic și cu compoziția de albit (An 6-7). Dimen-

sioniile cristaloblastelor variază de la 0,16 pînă la 0,5 mm ; ele sunt uneori îndoite, sparte și cimentate cu calcit pe fisurile formate.

Mineralele accesori din aceste roci sunt reprezentate prin carboatai, zircon remaniat, apatit și mici granule sau plăci de oligist.

Cuarțitele sericitoase

Cuarțitele cu sericit au culoare albă și se întâlnesc sub formă de mici intercalații în celealte cuarțite sau între rocile bazice metamorfozate. Ele sunt alcătuite din cuarț, sericit și minerale accesori.

Cuarțul alcătuiește un agregat fin, în care granulele variază între 0,005 și 0,08 mm. Acest agregat cuartos este întesat cu foite fine de sericit (0,01 mm), uneori mai mari, alungite și orientate în planul foliației rocii. Într-o intercalație de cuarțite din rocile bazice metamorfozate de pe valea Birzava, foilele de mică au un slab pleocroism, ele fiind brunii pal după Ng și Nm și incolori după Np ; aceste proprietăți indică un muscovit ferifer.

În afară de mineralele principale, în cuarțitele sericitoase se mai întâlnesc minerale accesori ca, granule opace de magnetit sau de oligist, uneori cristale idiomorfe de pirită transformată în hematit roșu sau în limonit galben-roșcat.

Cuarțitele feldspatice

Cuarțitele feldspatice se întâlnesc mai rar în această regiune, el apărând mai ales în zona de la N de Piatra Păcurarului și la vîrful Pustacea, unde se găsesc sub formă de intercalații în celealte cuarțite. Ele mai apar intercalate și între rocile bazice metamorfozate din zona pîrului Pustacea și vîrful Tomii. Astfel de roci au fost descrise de autor mai înainte în partea de est a Cristalinului Drocei (H. Savu, 1962 a).

Cuarțitele feldspatice au culoare alb-rozie și structură blastodetritică evidentă : textura lor este slab sistoasă. În compoziția acestor roci participă cuarț și feldspati cu o granulație ce oscilează între 0,03 și 0,65 mm.

Cuarțul participă în cantitate apreciabilă în aceste roci, prezentându-se sub formă de granoblaste cu contur neregulat. Feldspatul este reprezentat mai ales prin plagioclaz, care apare și el sub formă de granoblaste cu contur neregulat. Uneori, ele sunt mai alungite și orientate slab în sensul lineației rocii, indicând astfel o blasă a plagioclazului în timpul metamorfismului. Unele granule, deși



au păstrat formele pe care le aveau în timpul sedimentării, au în jurul lor o aureolă de albă nemaclat suprapus peste maclele vechi. Maclele frecvente la granoblastele de plagioclaz sunt cele după legea albitului, mai rar după legea periclinului. Compoziția plagioclazului este de albă (An 7-8). În general, el este tulbure, fiind înțesat cu fiole de sericit sau de caolinit. Unele granoblaste de plagioclaz sunt îndoite sau sparte.

Feldspatul potasic se întâlnesc mai rar și se prezintă tot în granoblaste cu contur neregulat. De obicei, el este înlocuit cu albă fin maclat.

În afară de acești compoziții, cuarțitele feldspatici mai conțin ca minerale accesori mici cristale remaniate de zircon, mai rar turmalină, fiole de sericit și granule de oxizi de fier. Acestea din urmă apar uneori în cantitate mai mare, astfel că roca are o culoare slab cenușie.

După compoziția lor, aceste roci reprezintă grauwacke sau arcoze metamorfozate în condițiile faciesului de șisturi verzi.

Cuarțitele carbonatice

Cuarțitele carbonatice sunt roci de culoare cenușie sau roșcată atunci când carbonații feriferi din compoziția lor s-au alterat la suprafață. Ele se întâlnesc sub formă de intercalații între cuarțite complexului inferior, fiind mai frecvente pe valea Cilodia și în cuarțitele de pe vîrful Bogdanova și Piatra Păcurarului. Cuarțitele cu carbonați pot proveni din oricare tip de cuarțit descris mai sus, la căruia paragenează se adaugă carbonații în cantitate mai mare. Aceștia din urmă sunt reprezentați, de obicei, printr-un ankerit și mai rar prin calcit.

În multe din aceste roci carbonații alcătuiesc cimentul granoblastelor de cuarț și de feldspat. Ei prezintă mai rar macle după (0112). Cantitatea în care pot să participe carbonații în astfel de cuarțite oscilează între 15 și 25%.

Alte cuarțite conțin carbonați în cantitate mai redusă și în acest caz ei nu mai apar ca plaje sau ca ciment al rocii, ci sub formă de cristale idiomorfe, romboedri fini, care s-au format independent în masa rocii; mai rar se întâlnesc și cuiburi de cristale romboedrice sau mici plaje de carbonat cu contur neregulat, ale căror dimensiuni pot ajunge pînă la 1 mm. Romboedrii de ankerit oscilează ca dimensiuni între 0,03 și 0,32 mm. Ei au de obicei o structură poikiloblastică, fiind ciuruiți de granule de cuarț incluse în timpul creșterii. De obicei, aceste cristale sunt alternate pe margine, uneori și în interior în mod neregulat, astfel că pe seama lor se formează limonit.

c) Grupa rocilor metapsefitice

Sub această denumire includem o serie de conglomerate metamorfozate (sernifite) ce se întâlnesc intraformațional în seria de Păiușeni, fiind mai frecvente în complexul inferior. În regiunea Bîrzava ele au însă răspîndire mai redusă. Aceste roci remaniază elemente de cuarț hidrotermal și feldspați din seria de Mădrizești precambriană, care alcătuiesc fundamental seria de Păiușeni. Apar de asemenea elemente de cuarțite negre (H. Savu, 1962 a).

Elementele din conglomeratele metamorfozate au dimensiuni variabile, ele măsurînd de la 5 mm pînă la 15 cm lungime și sunt prinse într-un ciment șistos de compoziție variabilă. În funcție de cimentul lor, conglomeratele metamorfozate se pot separa și ele, ca și cuarțite, în conglomerate cuarțoase, conglomerate sericitoase-cloritoase și conglomerate carbonatice. Aceste tipuri de roci se asociază în intercalații de pe vîrful Bogdanova, pîrul Sindilei, pîrul Trifului, dealul Teușanului și de pe pîrul Crivaciului afluent al văii Pustacea.

Conglomerate cuarțoase

Conglomeratele cuarțoase sunt roci de culoare albă, uneori slab cenușie, cu structură blastopsefitică și textură orientată. Ele sunt alcătuite de obicei dintr-o masă fundamentală cuarțitică cu granulație de 0,05 mm în medie, formată din granule de cuarț cu contur neregulat și cu extincție ondulosă, uneori și mici fiole de muscovit. În această masă șistoasă se găsesc elemente de cuarț, de dimensiuni mai mari, cu contur rotunjite sau slab colțuroase, adesea sparte și recristalizate pe margine. În unele cazuri, elementele mai mici sunt în întregime sparte și recristalizate într-o masă de granule de cuarț cu aspectul structurii de mortar (P. Eskola, 1939). Uneori, elementele de cuarț alb din conglomerate au pe margini o culoare violacee. În secțiune subțire se observă că, aureola violacee corespunde unei recristalizări fine a cuarțului. După cercetările lui V. E. Tînzerling (1961), culoarea violacee este determinată de felul de maclate a cuarțului recristalizat și de apariția unor elemente chimice în compoziția lui.

Cele mai multe elemente de cuarț mai mari sunt alungite în sensul lineației (E. Cloos, 1946), (H. Fairbairn, 1949); la altele, acest fenomen nu este așa evident. Ca și elemen-



tele mai mici din masa fundamentală, unele sunt sparte, altele au suferit recristalizări numai pe margine; alte elemente prezintă plane de forfecare neregulate. Pe aceste plane și pe fisurile care străbat elementele, cuarțul s-a transformat într-un mortar fin cristalizat.

Unele elemente de cuarț mai mici au fost rotite în timpul metamorfismului, astfel că axul lor mai lung (*b*) formează adesea un unghi oarecare cu foliația, alteleori el stă perpendicular pe aceasta; cele mai multe însă, sunt orientate paralel cu elementele mai mari între care apar. În toate cazurile masa fundamentală a conglomeratelor este orientată și ondulată în jurul elementelor mari de cuarț, pe care le înconjoară și le mulează.

Mai rar se întâlnesc conglomerate, în a căror masă apar și granule remaniate de feldspați, de regulă albit, mai rar de feldspat potasic. În unele cazuri, feldspați remaniati au forma și structura pertitică a fenocristalelor din porfiroidele pe care le vom descrie mai departe. Rezultă că unele conglomerate se depuneau sincron cu sedimentarea unor tufuri acide, ale căror cristale le remaniau.

Conglomeratele sericitoase-cloritoase

Acste roci au o masă fundamentală șistoasă alcăutuită din granoblaste de cuarț, în medie de 0,06 mm diametru, care alternează cu foișe sau benzi alcătuite uneori numai din muscovit (0,5 mm), alteleori din muscovit și clorit. Acest ciment șistos este ondulat în jurul elementelor de cuarț sau intens microcrotat în porțiunile cuprinse între două elemente mai mari. În unele cazuri, rocile sunt străbătute de plane de clivaj, în lungul cărora foișele de mică sunt îndoite. Si în aceste conglomerate, elementele mai mari au suferit fenomene de alungire și de recristalizare parțială.

Unele elemente de cuarț au crescut puțin în timpul metamorfismului, dezvoltându-se datorită aportului de siliciu colectat din mediul înconjurător. Această creștere sinmetamorfică se face în porțiunile în care stresul este mai slab, de obicei în direcția axului *b*, paralel cu lineația și cu alungirea elementului. În aceste zone s-a depus cuarț de neoformătie, fapt evidențiat printr-o creștere a elementului — de exemplu într-un caz cu 0,15 mm — peste cimentul șistos al rocii format din cuarț și foișe de muscovit. Cuarțul din cimentul rocii a format corp comun, recristalizat

ând, cu masa elementului și nu se mai recunosc limitele granulelor, în timp ce foișele de mică se păstrează ca o continuare a cimentului șistos în elementul de cuarț. Se realizează în această porțiune îngustă, nou crescută a elementului, o structură helicitică.

Conglomeratele carbonatice

Conglomeratele carbonatice au fost întâlnite în zona de la sud de pîrul Sindilei. Ele sunt roci ce aparțin din punct de vedere al cimentului metamorfozat, conglomeratelor cuarțoase, cu sau fără feldspați, la care se adaugă carbonații sub formă de plaje sau de romboedri din masa fundamentală. În unele conglomerate, carbonații ocupă interstițiile granulelor și reprezintă cimentul fostului conglomerat premetamorfic. Romboedrii cînd apar au, ca și la cuarțite, o structură poikiloblastică, incluzind în ele granule de cuarț.

În condiții de suprafață, conglomeratele carbonatice se alternează și capătă o culoare galbenă roșcată sau brun roșcată, din cauza separării oxidilor de fier din carbonații ankeritici. Procesul de alterare a carbonațiilor se produce treptat. Astfel, plajele de carbonat ferifer încep să se transforme pe margine în limonit, alterația pătrunzînd apoi treptat în interiorul lor, pînă la înlocuirea completă cu oxizi de fier. În alte cazuri, procesul merge mai departe și pe pereții fostelor cuburi de carbonați începe să se formeze limonit colomorf, depus radiar în zone succesive, după care urmează în interior o zonă de calcit mai lată; partea centrală a fostului cub de carbonați poate fi liberă sau căpușită cu mici cristale de calcit și granule fine de limonit.

C) CONSIDERĂȚII ASUPRA MINERALOGIEI ȘISTURILOR CRISTALINE

Mineralogia șisturilor cristaline este destul de simplă. În compoziția rocilor care le alcătuiesc participă minerale relicte provenite din rocile sedimentare premetamorfice și minerale nou formate în timpul metamorfismului.

Mineralele relicte sunt reprezentate prin granule de cuarț în cuarțite, sau prin elemente mai mari în conglomerate. Tot ca mineral relict apare uneori și plagioclazul care, atunci cînd nu a fost complet albitizat, are compozitia de oligoclaz ce contrastează cu albitul din restul rocii. Feldspatul potasic remaniat este de obicei albitizat. Alte minerale remaniate sunt granule de zircon și unele cristale de turmalină.



Mineralele de neoformație sunt reprezentate prin clorit, muscovit (sericit), albit, cuarț, carbonați și oxizi de fier. Cea mai frecventă varietate de clorit este reprezentată printr-un proclorit bogat în magneziu, aşa cum arată și C. Hutton (1940). Epinorma calculată (tabelul 1) din analiza chimică a șistului sericitos-cloritos de mai sus după C. Burr (1959), susține acest punct de vedere. De altfel, F. Turner și J. Verhogen (1960) au arătat că procloritul este mineralul comun în faciesul de șisturi verzi.

TABELUL 1

Epinorma șistului sericitos-cloritos de pe valea Monorăștia

Q	Ab	Ms	Zo	Ant	Ot	Mg. Ot	Hm	Ru	Sumă
16,1	19,4	15,8	9,8	6,6	10,7	16,8	5,7	0,1	100,0

Totuși, uneori se întâlnește și o varietate de pe-nin, observată în cuartitele cloritoase.

Un alt mineral frecvent în șisturile filitice și în cimentul celorlalte roci, este o mică albă fină și anume muscovitul, considerat de obicei ca „sericit“. În rocile silico-aluminoase el este reprezentat de regulă prin mica albă obișnuită, dar în șisturile intercalate între metabazite apare o mică cu caracter fengitic.

Plagioclazul este reprezentat aici printr-un albit (An 6—8), care apare sub formă de cristaloblaste fine. El este varietatea de plagioclaz stabilă în condițiile faciesului de șisturi verzi. Carbonați aparțin mai ales grupei ferifere de tipul ankeritului; adesea se întâlnește însă calcitul și sideritul. Carbonații sunt stabili în rocile faciesului de șisturi verzi în condițiile în care P_{CO_2} nu este prea mare (T. Barth, 1952; W. Fyfe et al. 1959). Compoziția lor nu indică neapărat, un grad de metamorfism, ci compoziția chimică a sedimentelor premetamorfice.

O mare cantitate de fier a cristalizat sub formă de oxizi, încorporându-se în rețeaua oligistului, mai rar a magnetitului, aşa cum arată și epinorma rocii de mai sus.

D) CONDIȚIILE DE METAMORFISM ALE ȘISTURILOR CRISTALINE

Prin enumerarea de mai sus a mineralelor de neoformație din șisturile cristaline constatăm că, ele aparțin în general paragenezelor caracteristice pentru faciesul de șisturi verzi, aşa cum a fost stabilit de P. Eskola (1939).

Privită în ansamblu, această asociatie de minerale corespunde zonei cu clorit a autorilor englezi (G. Barron, 1912); (A. Harker, 1960); (C. Tilley, 1926) în care sunt caracteristice filitele sericitoase-cloritoase. În concepția clasificării lui Semenenko (1960), filitele din această regiune se plasează în seria izochimică, la rocile alumosilicata și aparțin gradului A de metamorfism, reprezentând șisturi aspidice sericitoase-cloritoase.

Paragenezele cele mai caracteristice întâlnite în șisturile cristaline din regiunea Bîrzava sunt:

(1) cuarț-muscovit-clorit-albit (\pm carbonați, turmalină).

(2) cuarț-albit-muscovit (\pm clorit, carbonați).

Prima parageneză este caracteristică în șisturile pelitice iar a doua în cuartite. Ele se încadrează în subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit din faciesul de șisturi verzi (F. Turner, J. Verhogen, 1960).

Pentru a întări această concluzie, am proiectat pe diagrama ACF (fig. 3) valorile calculate din analiza chimică a șistului sericitos-cloritos (A) de pe valea Monorăștia. După cum se vede, roca se proiectează pe diagramă în cîmpul din colțul A, aproape de locul cloritoidului, corespunzînd astfel paragenezei celei mai constante din șisturile pelitice din regiunea Bîrzava, aşa cum am arătat mai înainte (H. Savu, 1962 a). Mai menționăm că în zona de la est de regiunea noastră apare și cloritoidul în aceleași șisturi pelitice.

După T. Barth (1952), faciesul de șisturi verzi se formează între temperatura de 100° și cea de $250^{\circ}C$, iar după A. Zavaritski și

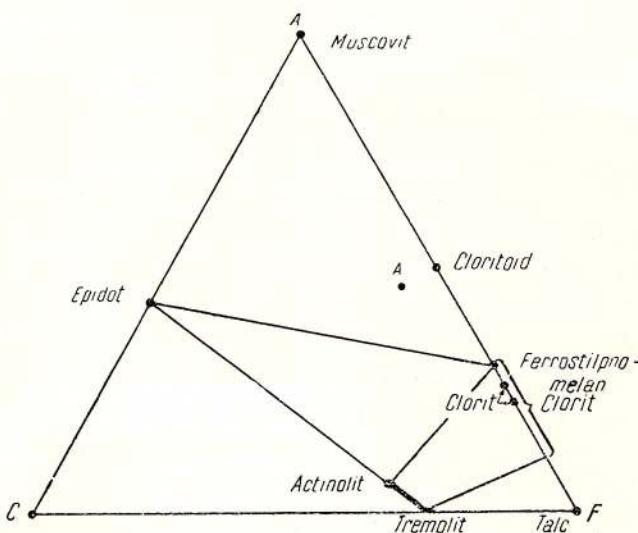


Fig. 3. — Diagrama ACF.
Diagramme ACF.

V. Sobolev (1961), metamorfismul epizonei lui Grubenmann s-ar realiza între 400 și 600°C aşa cum rezulta din experiențele lui W. Nelson și R. Roy (1958). F. Turner și J. Verhoogen (1960) au apreciat că metamorfismul aceleiași serii de roci se produce în jurul temperaturii de 300°C.

În lumina acestor date rezultă că șisturile cristaline din regiunea Bîrzava, care aparțin subfației cuarț-albit-muscovit-clorit, ca și întreaga serie de Păiușeni, au fost metamorfozate la o temperatură situată către limita inferioară a intervalului de temperaturi de mai sus, probabil sub 300°C. În apropierea masivului și în interiorul limitelor sale, după cum vom vedea mai departe, gradul de metamorfism crește treptat.

E) GENEZA SERIEI SEDIMENTARE METAMORFOZATE

Din cele arătate mai sus, se poate considera că șisturile cristaline ale seriei de Păiușeni provin dintr-un pachet gros de depozite sedimentare, care s-au depus și au fost metamorfozate într-un geosinclinal, ce evoluă în timpul Paleozoicului pe amplasamentul actual al munților Hîgheș-Drocea, Codru-Moma și Bihor. Deoarece ea este transgresivă peste seria de Mădrizești, rezultă că geosinclinalul paleozoic se instalează pe un fundament cutat, metamorfozat și erodat, rezultat al evoluției unui geosinclinal mai vechi, precambrian, între cele două serii existând o discordanță stratigrafică (H. Savu, 1962 a). Această situație corespunde noțiunii de regenerare a unui ortogeosinclinal (H. Stille, 1951), peste ruinele (A. Knopf, 1960) altui geosinclinal. Noi considerăm o astfel de discordanță între formațiunile metamorfozate ale celor două ortogeosinclinale ca o discordanță de ordinul I, spre deosebire de alte momente de discontinuitate, care eventual apar între formațiunile metamorfice ale aceluiași geosinclinal, în decursul evoluției sale.

După caracterele rocilor slab metamorfozate rezultă că ele au provenit dintr-o serie sedimentară și în mare parte de tip fliș. Cu toate că nu cunoaștem formațiunile cele mai adânci ale geosinclinalului, putem spune totuși, că această serie a început în bază cu un complex gros de depozite grezo-conglomeratice, cu alternanțe de formațiuni pelitice, ceea ce în regiunea Bîrzava corespunde complexului inferior, preponderent cuarțitic, în care, cu cît se merge spre vest, conglomeratele se întâlnesc mai rar.

Aceste alternanțe dese de formațiuni sedimentare, cu structură și compoziție diferită, au fost determinate de mișcări sincrone ale geosinclinalului, care apar în faza de subsidență. Datorită acestor mișcări, mai mult sau mai puțin continue, în stiva de depozite sedimentare se produc variații de facies, atât pe orizontală, cât și pe verticală, procesul de sedimentare fiind recurrent. Ivirile de roci arcoziene sau de grauwacke, între formațiunile sedimentare, arată că pe continent existau condiții speciale de climă aridă, care nu permiteau o alterare prea intensă a produselor rezultate din dezagregarea gnaiselor și granitelor seriei de Mădrizești.

Sincron cu această sedimentare ritmică începe să se manifeste magmatismul bazic inițial după concepția lui H. Stille (1940), care culminează cu formarea complexului ofiolitic metamorfozat, pe care-l vom descrie mai departe.

În continuare, se ajunge treptat la formarea celui de al doilea complex sedimentar, prepondere pelitic, cu alternanțe de cuarțite. Cu timpul se trece spre faza de „inversiune“ a geosinclinalului, în care mișcările precursoare orogenezei principale influențează caracterul depozitelor, aspectul de fliș fiind evident, iar alternanțele și recuranțele de sedimentare, cum și variațiile de facies în lungul și în latul albiei geosinclinale sunt o caracteristică generală (V. Belousov, 1954). Existența unor intercalări de roci cuarțitice sau conglomeratice în seria de Păiușeni îndreptăște aceste considerante.

Grosimea totală a seriei de Păiușeni nu se cunoaște, deoarece astăzi vedem numai o parte din ea, restul fiind erodat.

CAPITOLUL II

COMPLEXUL OFIOLITIC METAMORFOZAT

Sub denumirea de complex ofiolitic metamorfozat înțelegem masa de roci bazice, intercalată între șisturile cristaline ale seriei de Păiușeni, care ia parte la alcătuirea masivului eruptiv de la Bîrzava.

În modul de răspîndire al rocilor ofiolitice metamorfozate din regiunea Bîrzava trebuie să deosebim de la început două aspecte importante ale aceluiași magmatism inițial și anume, iviri de roci bazice și acide metamorfozate răspîndite îci și colo în toată seria de Păiușeni și marea masă



de ofiolite metamorfozate, cuprinsă în interiorul limitelor masivului eruptiv.

Astfel, atât în munții Highiș, cât și în munții Drocea, apar în șisturile cristaline mici intercalări concordante de roci bazice metamorfozate. Aceleiași roci bazice se întâlnesc și în șisturile cristaline din regiunea Bîrzava. Ele reprezintă bazalte (diabaze) și tufuri bazice metamorfozate. Mai rar se găsesc asociate cu ele și mici lentile de porfiroide, care reprezintă roci acide (keratofire cuarțifere) metamorfozate.

Intercalațiile de roci bazice metamorfozate, concordante șisturilor cristaline, au grosimi de la 30—40 cm, pînă la cîțiva metri și lungimi de la cîțiva zeci de metri, pînă la cîteva sute de metri. Deși se ivesc în toată regiunea, cele mai multe gravitează în jurul masivului eruptiv, numărul lor crescînd în apropierea acestuia, astfel că în unele porțiuni (valea Cilodia, pîrîul Colibii) se observă adevărate alternațe de roci bazice cu filite, uneori și cu cuarțite.

Din punct de vedere stratigrafic, rocile bazice ca intercalații subțiri se întâlnesc, atât în complexul inferior de șisturi cristaline, cât și în cel superior, filitos, dar sănătă răspîndite în ultimul, așa cum rezultă și din hartă (pl. XII).

Rocile porfiroide formează de obicei, intercalații cu grosimi reduse (0,5—1,5 m) și lungimi care ating uneori cîteva sute de metri. Ca și rocile bazice, ele se găsesc în ambele complexe. În partea de nord a regiunii, ele apar pe valea Slatinei și în jurul vîrfului Aria situat între cele două brațe ale masivului. În complexul filitos superior se întâlnesc porfiroide pe vîrful Oglan, pe pîrîul Binișului și pe un affluent drept al pîrîului Omornii, ca și pe valea Bîrzava, mai la sud de contactul cu granitoidele. Ele apar de asemenea, pe pîrîul de la vest de pîrîul Movilei, iar la est de masivul eruptiv, pe pîrîul Danovița.

Marea masă de roci bazice metamorfozate din interiorul limitelor masivului eruptiv alcătuiește principala parte a complexului ofiolitic. Ea este mai mult sau mai puțin unitară și se intercalează ca o mare pînză, cu grosimi de la 300 la 700 m, între șisturile seriei de Păiușeni, la nivelul dintre cele două complexe cristaline. Aspectul său cartografic este așa cum a remarcat și L. Lóczy (1890), acela al literei V asimetric. Această formă prezintă două brațe, unul estic sau drept și altul vestic sau stîng.

În privința dimensiunilor diferitelor părți ale structurii putem da următoarele date: lățimea

maximă a brațului drept este de 3,3 km, iar lungimea măsurată între valea Monorăștia și valea Cigher este de 9,4 km; la brațul stîng lățimea este de 2,8 km, iar lungimea maximă, stabilită între marginea de pe valea Pustacea și valea Monorăștia este de 5,3 km. Deschizătura între cele două brațe ale masivului este de cca 5 km. Suprafața generală a rocilor bazice metamorfozate, inclusiv a rocilor intrusive care le străbat și sănătă cuprinse în interiorul acestei structuri, este de cca 70 km².

Brațul drept al masivului are terminația nordică situată în lungul pîrîului Cigher, între confluența lui cu pîrîul Irișorului și bifurcația de la Corlat, unde rocile bazice stau peste șisturile de contact ce se afundă sub ele, așa cum rezultă din profilele geologice I și VI (pl. XIII). Rocile bazice din această zonă sănătă reprezentate prin metadolerite, metagabbouri și metadiorite. Aceleiași caracter petrografic îl au rocile bazice și spre sud, în lungul acestui braț pe pîrîul Irișorului; mai la sud, în bazinul văii Bîrzava și afluenții săi, pîrîul lui Șandor și pîrîul Babina, rocile bazice metamorfozate se afundă din ce în ce mai mult spre SSE, astfel că deasupra lor apare acoperișul format din șisturile preponderent filitoase ale complexului cristalin superior, străbătute de roci intrusive. Dacă pe rama estică a masivului rocile bazice ale brațului drept se afundă împreună cu acoperișul lor spre SSE, pe rama vestică a acestui braț se observă clar că șisturile de contact, ca și restul cristalinului din complexul inferior, se afundă în aceeași direcție, pe sub rocile bazice metamorfozate, dînd astfel posibilitatea de a se stabili poziția rocilor bazice în stîva de șisturi cristaline ale seriei de Păiușeni (profilele I și II din pl. XIII).

În zona pîraielor Babina, Bîlvănuș, Crivacea și cu cît mergem spre sud, în zona în care brațul drept al structurii se unește cu cel stîng, ca și în tot bazinul văii Bîrzava și mai la sud în partea superioară a bazinului pîrîului Strîmna, predominantă metadoleritele, ce alternează cu metabazalte și șisturi verzi în care se intercalează, încolo, lentile sau benzi de șisturi cristaline, în general filite sericitoase-cloritoase. Mai rar apar în această zonă și metagabbouri. Cu cît se merge mai la sud, în lungul brațului drept, se înmulțesc și rocile intrusive, iar colțul cel mai sudic al masivului este ocupat de intruzioni granitoide, în care rocile bazice nu mai apar decît sub formă



de xenoliți scoși din adâncime, de sub acoperișul de șisturi.

Mergînd acum în lungul brațului stîng al structurii, de la SE spre NW, constatăm că rocile bazice metamorfozate se păstrează cu aceleași caractere, fiind reprezentate mai ales prin metadolerite și metabazalte cu intercalații de șisturi

cuarțite feldspatice, metabazalte și porfiroide. Rezultă din aceste date că brațul stîng este mai afundat și că în el au participat în cantitate mai mică rocile intrusve de tipul gabbroilor.

În privința poziției stivei de roci bazice care alcătuiește brațul stîng al structurii, constatăm că ea se afundă invers celei din brațul drept. Astfel,



Fig. 4. — Metadolerite și metabazalte cu intercalații de șisturi sericitoase-cloritoase pe valea Cilodia.

Métadolérites et métabasaltes à intercalations de schistes sériciteux-chloriteux dans la vallée Cilodia.

verzi tufogene și de șisturi sericitoase-cloritoase (fig. 4). Și aici apar uneori intruziuni de gabbro-uri metamorfozate, cum sănt cele de pe valea Bîrzava, pîrîul Crivaciului și de pe pîrîul Cilodia. Mai departe spre NW, terminația brațului stîng al structurii este alcătuită din roci mai fine, ca metadolerite, metabazalte și șisturi verzi tufogene, în care se intercalează atît șisturi sericitoase-cloritoase, cît și cuarțite feldspatice. Asociate cu metabazaltele, șisturile verzi tufogene și cuarțitele feldspatice din această zonă, apar spre partea superioară a stivei de roci bazice metamorfozate două intercalații de jaspilite, situate la est de cota 416 m, pe dealul ce coboară din vîrful Pustacea spre pîrîul cu același nume (fig. 5).

În această zonă terminală a brațului stîng al structurii, pe creasta dintre valea Cilodia și valea Pustacea, s-a păstrat la SW de vîrful Oanii, acoperișul rocilor bazice. Acesta este alcătuit din șisturi sericitoase-cloritoase, care alternează cu

în extremitatea nord-vestică a brațului stîng, pe pîrîul Pustacea și pe affluentul acestuia, pîrîul Crivaciului, șisturile sericitoase-cloritoase și cuarțitele se afundă sub rocile bazice. Aceiași poziție se constată pe toată rama de nord-vest a brațului, pînă în zona unde se unește cu brațul drept. Pe rama de sud-vest a brațului, rocile bazice se afundă, ca și cele din brațul drept, sub șisturile cristaline filitoase ale complexului superior, aşa cum se constată spre izvoarele pîrîului Pustacea, pîrîului Cilodia și pe pîrîul Binișului. Poziția ro-

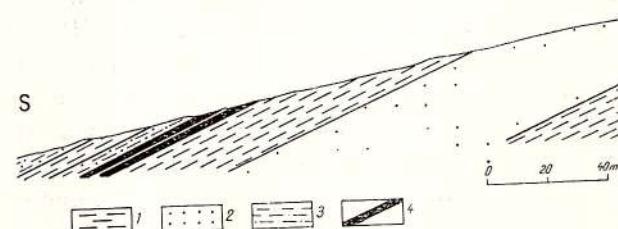


Fig. 5. — Profil geologic la vest de pîrîul Pustacea.

1, metabazalte; 2, cuarțite feldspatice; 3, șisturi; 4, jaspilite.
Coupe géologique à l'W du ruisseau Pustacea.
1, métabasaltes; 2, quartzes feldspathiques; 3, schistes; 4, jaspillites.

cilor bazice din brațul stâng se poate observa bine în profilul VIII (pl. XIII).

Din cauza efectelor de metamorfism, este greu să deosebim pe teren toate tipurile de roci bazice metamorfozate care intră în alcătuirea masei de roci ofiolitice, mai ales că ele se prezintă sub formă de alternanțe. De aceea, noi am separat pe hartă rocile inițial mai grăunțoase, ca metadoleritele, metagabbrourile și metadioritele care alcătuiesc masa principală de roci bazice și în care se intercalează metabazalte, șisturi verzi tufogene, șisturi metapelitice și cuarțite.

A) PETROGRAFIA COMPLEXULUI OFIOLITIC METAMORFOZAT

Din punct de vedere petrografic, roci bazice metamorfozate din regiunea Bîrzava se pot separa, cu oarecare greutate, în metabazalte, șisturi verzi tufogene, metadolerite, metagabbrouri, metagabbrodiorite și metadiorite. Greutatea de a separa aceste roci constă în faptul că, peste structura inițială a rocilor eruptive bazice s-au suprapus efectele metamorfismului regional, modificând-o, astfel că aspectul ei inițial se mai păstrează ca relict. Datorită acestui efect, structura va fi indicată printr-un termen compus format din cuvântul „blast“ și termenul care indică structura primară, ofitică, hipidiomorfă, etc., cum a propus P. Eskola (1959). De asemenea, efectele metamorfismului au influențat și compoziția mineralogică a rocilor bazice, aşa cum a fost arătat de A. Harker (1960).

Tot aici am inclus și rociile porfiroide, ca produse ale aceluiși magmatism de geosinclinal, cum și jaspilitele, roci sedimentare metamorfozate formate în legătură cu rocile eruptive.

Pentru separarea acestor roci am folosit indiciile de structură relictă, textură, compoziția mineralogică actuală ca un indiciu al celei vechi și datele analizelor chimice. Nomenclatura folosită pentru a indica diferențele tipuri de roci eruptive metamorfozate este cea care se întrebunează astăzi. Astfel, H. Williams et al. (1955) au descris metagabbrouri în zona Manapauri din Noua Zeelandă unde, ca și aici, s-au suprapus și efecte de contact ale granitelor. H. Väyrynen (1954) arată că în zona Karelidelor din Finlanda se întâlnesc diabaze transformate, care se numesc metadiabaze sau metabazite; structura lor este blastoofitică, fiind numai parțial recristalizată. În munții Highiș, D. Giușcă (1957) a descris mai înainte metabazalte și metagabbrouri, iar

autorul prezentei lucrări a arătat că, roci bazice metamorfozate din seria de Păiușeni sunt reprezentate prin metadiabaze și metadiorite (H. Savu, 1962a).

a) Șisturile verzi tufogene

Am inclus sub numele de șisturi verzi tufogene, roci provenite din metamorfozarea tufurilor și a tufitelor bazice, bazaltice, sincrone cu erupțiunile care au alcătuit marea masă de metabazite de la nord de Bîrzava. Ele apar fie ca intercalații în șisturile cristaline din afara masivului eruptiv, ca și unele metabazalte, fie se asociază cu acestea în interiorul masivului, unde apar ca intercalații în metabazalte sau în șisturile din acooperișul acestora din urmă.

Șisturile verzi tufogene au structură blasto-cristaloclastică și mai ales granolepidoblastică, fiind în mare măsură recristalizate, în special cind se găsesc în interiorul masei de roci bazice (pl. II, fig. 1). Textura rocii este de obicei șistoasă, uneori rubanată în care benzile alternante sunt alcătuite, unele din albit și clorit, iar altele din albit, cuarț, clorit și sericit.

Albitul este răspândit în toată roca, apărând fie sub formă de cristaloblaste izometrice, fie în cristale mai alungite ($0,016-0,32 : 0,08$ mm); în ambele cazuri are compozitia de albit (An 7-8). Uneori se întâlnesc albit cu tendință de a forma porfiroblaste. De obicei, albitul prezintă macle polisintetice.

În unele șisturi tufogene din interiorul masivului se întâlnesc cristaloblaste sau fibre de hornblendă actinolitică, iar în cele intercalate în șisturile cristaline apar cuiburi de clorit și de pistătit indicind, probabil, pseudomorfoze după o hornblendă secundară, respectiv după un piroxen preexistent în tufuri. Cristaloblastele de hornblendă, ca și cele de albit mai alungite, sunt orientate de regulă în sensul liniei rocii, mai rar perpendicular pe aceasta, iar masa șistoasă este ondulată în jurul lor. În procesul de mișcare, cristaloblastele de plagioclaz au fost îndoite sau sparte în unele cazuri.

Pistașul se întâlneste în toată roca, dar predominant în benzile cu hornblendă, clorit și albit, unde apare sub formă de granule fine sau cuiburi, ce pot ajunge pînă la $0,05$ mm diametru. Cuarțul participă de obicei în cantitate redusă și este mai frecvent în benzile cu aport terigen din metatufite. Se prezintă de regulă în granule izometrice ($0,03-0,04$) și are extincție onduloasă.



În benzile cu material terigen apar foițe de sericit (0,01—0,11 mm), alungite și orientate în planul foliației rocii.

În rocă se mai întâlnesc și mici cristale de magnetit, adesea idiomorfe, ale căror dimensiuni variază între 0,008 și 0,11 mm.

b) Metabazaltele

Sub această denumire includem rocile rezultate din metamorfismul produselor efusive din regiune, atât cele intercalate între șisturile cristaline, cât și cele care apar, mai ales, în partea superioară a masei de roci bazice metamorfozate din interiorul masivului.

Ele au culoarea verde, verde închis, structură blastoofitică, uneori blastoporfirică și textură în general slab orientată, șistozitatea fiind mai mult sau mai puțin avansată. În compoziția rocilor din afara masivului participă albă, clorit și pistațit, iar în cele din interiorul masivului și biotitul; ca mineral accesoriu se întâlnește oligist; în unele roci există magnetit și pirită (tabelul 2).

TABELUL 2

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Albit	58,8	0,04 — 0,64
Cuarț	4,4	0,016 — 0,08
Clorit		0,018 — 1,28
Biotit	26,8	0,016 — 0,12
Epidot	4,4	0,008 — 0,016
Magnetit		0,016 — 0,8
Leucoxen	5,6	0,12 — 0,28
Calcit		0,03 — 0,32

Albitul (An 5—6) apare sub formă de cristale relicte alungite, reprezentând plagioclazul bazaltului inițial. El prezintă macle polisintetice după legea albitului, uneori albit-Karlsbad și are marginile zimțuite. El conține uneori incluziuni de clorit sau epidot și mici granule opace; în general, el este tulbure, din cauza unui praf fin care-l impregnează. În metabazaltele cu fenocristale de plagioclaz, acestea păstrează uneori urmele coroziunii magmatice.

Cloritul este răspândit în toată roca, dar formează concentrări mai deosebite în unele interstiții ale plagioclazului indicând piroxenul înlo-

cuit. El este un penin, care se prezintă sub formă de foițe fine:

$$\begin{aligned} N_g &= \text{verde} \\ N_m &= \text{verde gălbui} \\ N_p &= \text{gălbui, gălbui-verzui} \\ N_g - N_p &= 0,004 \\ (-) 2 V &= \text{f. mic} \\ I &= (+)^1 \end{aligned}$$

Epidotul apare ici colo sub formă de granule cu contur neregulat, puternic pleocroice în culorile galben-citron și gălbui-verzui, caracteristice pistațitului. De obicei, granulele formează cuiburi, în care se dezvoltă uneori un granul mai mare și mai puțin pleocroic. În cantitate mică se întâlnește în metabazaltele din interiorul masivului și biotitul verde, uneori cu tonuri brunii; el lipsește în metabazaltele din afara masivului sau apare accidental.

În cantități mici se găsesc în aceste roci granule fine de cuarț și cristale de magnetit cu aureola de leucoxen.

Unele metabazalte, situate pe affluentul stîng al pîrului Cilodia, la sud de Dealul cel Lat, au suferit fenomene de hidrotermalizare însotite de piritizare. În acest caz, compoziția obișnuită a rocii prezentate mai sus este modificată prin apariția calcitului, a titanului și a piritei în cantitate mai mare. Calcitul apare în aceste roci sub formă de cristale sau de plaje dezvoltate în interstițiile cristalelor de plagioclaz; uneori, el apare ca filonașe. Titanul formează mici cristale colorate în brun. Pirita însă alcătuiește cristale idiomorfe, ce pot ajunge pînă la 2—3 mm diametru. În unele cazuri, se dezvoltă în jurul cristalelor de pirită un clorit din grupa turingitului, pe seamă căruia apar mici foițe de biotit brun.

c) Metadoleritele

Metadoleritele alcătuiesc cea mai mare parte a masei de roci ofiolitice metamorfozate din masivul Bîrzava. Ele sunt roci de culoare verde, verde închis, cu o granulație mai mare decît a metabazaltelor, apropiată de a metagabbroilor, dar cu structură evident blastoofitică. Textura lor este de obicei orientată în funcție de gradul de șistozitate al rocii.

În compoziția acestor roci participă mineralele din tabelul 3.

Plagioclazul se prezintă de obicei sub formă de cristale mai alungite, iar interstițiile lor sunt

¹⁾ Alungirea.



TABELUL 3
Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Albit	50	0,08–2,0 : 0,30
Hornblendă		0,08–0,8 : 0,25
Clorit și biotit	32,8	0,01–0,16
Epidot	10,2	0,03–0,40
Cuarț	3,2	0,01–0,11
Apatit		0,5 : 0,02–1,0 :
Magnetit și leucoxen	7,0	0,03 0,03–0,8

ocupate de mineralele melanocrate. Cristalele de plagioclaz prezintă macle după legea albitului, de multe ori formate numai din doi indivizi. În cazurile cînd cristalele sînt mai scurte și mai groase (0,9 : 0,5 mm), maclele polisintetice sînt formate din mai mulți indivizi. Mai rar se întîlnesc și macle după legea albit-Karlsbad sau periclin. Compoziția lui este de albit (An 5–8). Uneori, apar în metadolerite cristale de albit (An 9–10) mai mari, cu aspect de fenocristale relicte.

De obicei, plagioclazul este încăsat cu granule de epidot și în unele cazuri se observă și cristale îndoite sau sparte.

Hornblenda este o varietate slab colorată în verzui, care apare sub formă de cristaloblaste alungite, formate pe seama piroxenilor preexistenți. Acestea sînt terminate de obicei prin fibre alungite mult, care pătrund în plagioclazul din jur. Uneori, ea are o structură poikiloblastică; un singur cristal mare ocupă interstițiile dintre cristalele de plagioclaz, care rămîn incluse în hornblendă, așa cum se observă și la augitele din unele dolerite nemetamorfozate. Hornblenda este o varietate actinolitică-uralitică, cu următoarele caractere optice :

- N_g — verzui-albăstrui
- N_m — verde-bruniu pal
- N_p — slab galbui, incolor
- $N_g - N_p = 0,024$
- $cN_g = 15^\circ - 17^\circ$

Ea se transformă adesea, mai ales pe margini, în clorit și biotit. Ca incluziuni prezintă granule de epidot (pistațit), mai rar și zoizit; de asemenea, apar incluziuni de minerale opace sub formă de granule.

Epidotul are contur neregulat, el apărînd în granule de diferite dimensiuni, care reprezintă

un pistațit intens pleocroic în cele mai multe cazuri. Uneori, apar însă și cristale de clinozoit slab colorat. La unele cristaloblaste mai mari se observă o colorație capricioasă, astfel că anumite porțiuni și mai ales partea lor internă, sînt mai intens colorate în galben-verzui. Cristalele mai puțin colorate au unghiul de extincție $cNp = 17^\circ$, ceea ce indică un clinozoit. Se poate deduce de aici, că la început a cristalizat un epidot mai ferifer. De multe ori epidotul se concentrează sub formă de cuburi, care au în centru cîteva granule mai mari, iar în jurul lor cristale radiare de pistațit. La unele metadolerite, cu o foliație mai evidentă, s-au întîlnit și filonașe de epidot formate pe fisuri *ac*. Tot aici apar și cristale de plagioclaz alungite și înlocuite cu pistațit.

Cloritul se formează pe seama hornblendei. El se dezvoltă sub formă de foite colorate în verde și cu culori de birefringență anomală. La rocile cu o sistozitate mai avansată, foitele de clorit sînt orientate în planul acesteia. În unele cazuri însă, foitele de clorit stau perpendicular pe pereții fisurilor pe care le ocupă. Asociat cu cloritul sau independent, se formează în unele roci, tot pe seama amfibolului, biotit verde, care poate la rîndul său să se transforme în penin. Si foitele de biotit sînt orientate în sensul foliației rocii; chiar în zonele în care plagioclazul mai păstrează structura ofitică relictă, foitele de biotit ca și cele de clorit dintre baghete, au de regulă tendința de a se orienta pe o direcție unică.

În cantitate redusă se întîlnesc în aceste roci granoblaste de cuarț cu extincție onduloasă, cristale de apatit, granule de magnetit înconjurate de leucoxen și uneori cristale de titanit. Unele roci conțin cristale de turmalină, care indică un aport de bor în timpul metamorfismului.

Analiza chimică a unui metadolerit de pe valea Bîrzava, situat în apropierea intruziunilor de granitoide și metamorfozat la contact de acestea, este redată în tabelul 7 (analiza nr. 5). Roca conține pînă la 52,48% SiO_2 asemănător doleritelor cuarțifere din alte regiuni. Parametrii Niggli calculați în tabelul 10 arată $si = 164$, iar $alk = 13,5$. După clasificarea lui P. Niggli și P. Beger (1923) roca se încadrează la o magmă normal dioritică, cu mg mai mic, ea fiind foarte apropiată de un diorit.

Caracterul mai acid al rocii este pus în evidență și de parametrii A. Zavaritski (1950) (tabelul 8), după care roca satisfac relația $3a + 2c + b = S$ caracteristică familiei dio-



ritelor ; relația $2c > a$ pe care o satisface de asemenea, este caracteristica gabbrourilor, de unde rezultă că este totuși o rocă ceva mai bazică decât dioritele în general.

Valorile normei C.I.P.W. (tabelul 9), raportate la clasificarea lui E. Tröger (1935), arată că roca se apropie de un diorit de la Lavia—Finlanda. Ea are $ab > an$ și $or = 10,56$.

d) Metagabbrouri

Metagabbrourile sunt roci de culoare verde închis sau cenușie, cu granulație mai mare decât a celorlalte roci bazice metamorfozate. Structura lor este blastohipidiomorfă și textura orientată, fiind mai mult sau mai puțin șistoasă. În roca se observă o masă verde închis, alcătuită din minerale melanocrate, masă care încorajoară cristalele relicte de plagioclaz, ale căror dimensiuni variază între 3 și 4 mm. Metagabbrourile sunt alcătuite din următoarele minerale (tabelul 4) :

TABELUL 4

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	33,7	0,09—4
Hornblendă, biotit și clorit	40,9	0,005—3,5
Epidot	20,6	0,01—0,5
Apatit	0,8	0,2—0,4
Titanit	0,8	0,005—0,5
Magnetit	3,2	0,003—0,7

Cristaloblastele de plagioclaz (An 8—9) au contur neregulat, dar de obicei sunt alungite. Ele sunt înțesate cu granule de epidot. Maclele frecvente sunt cele după legea albitului ; mai rar se întâlnesc macla periclinului. În alte roci, plagioclazul conține și incluziuni aciculare de hornblendă, foișe de biotit verde și toată masa lui este presărată cu un praf fin caolinos. Uneori, plagioclazul a fost torsionat, spart și rulat în timpul mișcării orogene (pl. II, fig. 2). În alte roci, plagioclazul a fost înlocuit în cea mai mare parte cu granule de epidot, printre care coexistă o masă de albit, de obicei și ea înțesată cu granule fine de epidot.

Din cauza proceselor pe care le-a suferit plagioclazul sub acțiunea metamorfismului, el nu mai păstrează limitele clare și formele ce le avea înainte. Totuși, în cele mai multe metagabbrouri

se poate recunoaște că primul mineral cristalizat în rocile premetamorfice a fost plagioclazul, urmat de piroxen. Acest caracter este specific la multe gabbrouri.

Unele roci au avut inițial o structură porfirică, pentru că în ele se întâlnesc și fenocristale relicte ; acestea sunt îndoite și includ granule de pistățit.

Hornblenda este de obicei o varietate verzuie, slab albăstruie. Ea prezintă conture cu totul ne-regulate, din cauză că a provenit dintr-un piroxen xenomorf și a suferit în plus fenomene de reacție în timpul metamorfismului. Astfel, se întâlnesc cristaloblaste mai alungite, altele ca o pată neregulată, iar altele mai fibroase și îndoite pe după plagioclaz. Ea conține incluziuni de epidot, mai rar de minerale opace. Pe seama ei se formează uneori foișe de biotit verde și clorit ; transformarea hornblendei în epidot, biotit și clorit este neregulată, aceste minerale găsindu-se asociate. În multe cazuri, hornblenda mai bine dezvoltată prezintă prelungiri fibroase, care pătrund în plagioclaz, dând astă numita structură dendritică după P. Eskola (1939). În zonele în care soluțiile apoase au circulat mai intens, din hornblendă nu mai rămîne decât un cub de epidot, biotit, clorit, cu sau fără fibre de hornblendă.

Hornblenda obișnuită în metagabbrouri, formată pe seama diopsidului primar, are următoarele proprietăți optice :

$$\begin{aligned} N_g &= \text{verzui-albăstrui} \\ N_m &= \text{verde-gălbui} \\ N_p &= \text{incolor — slab gălbui} \\ N_g - N_p &= 0,025 \\ cN_g &= 16^\circ \end{aligned}$$

În funcție de valoarea birefrigenței se poate aprecia după A. Winchell (1951), că ea corespunde unui amfibol cu cca 40% molecule de ferrotremolit, ceea ce indică o hornblendă actinolitică.

Hornblenda fibroasă care apare la capetele cristaloblastelor mari cu caracterele de mai sus, este mult alungită după axul c și fără incluziuni de epidot. Ea are unghiul de extincție $cN_g = 15^\circ$, iar culoarea după N_g este mai albăstruie și corespunde de asemenea unui actinolit. Această hornblendă poate să treacă mai departe în biotit (fig. 6). Un amfibol fibros asemănător se formează și în restul roci, fără să fie în legătură cu hornblendă mai veche, unde se asociază cu foișe de biotit sau de clorit. Este probabil că prima hornblendă s-a format în timpul



metamorfismului regional din piroxen, iar a două și biotitul au depins în mare măsură de acțiunea soluțiilor reziduale, care au însorit metamorfismul și a căror

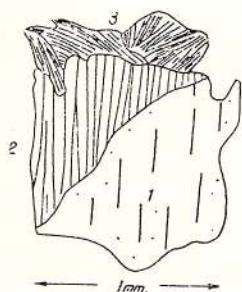


Fig. 6. — Diferite stadii de transformare a hornblendei.

1. hornblenda I; 2. hornblenda fibroasă; 3. biotit verde.

Divers stades de transformation de la hornblende.

1. hornblenda I; 2. hornblenda fibreuse; 3. biotite vert.

terenii cristaloblastelor de plagioclaz. El este de obicei pleocroic în culorile pistățitului.

N_g	— galben citron
N_m	— verzui-gălbui
N_p	— incolor
$N_g - N_p$	= 0,038 — 0,037
cN_p	= 6 — 7°
(—) 2 V	= 75° ¹⁾

În unele granule se înălțează o colorație zonară, astfel că nucleul lor este mai slab colorat și are caractere de clinozoit, iar marginile sunt mai pleocroice și au caractere de pistățit. Rezultă în acest fel că primul epidot cristalizat a fost mai calcic, spre deosebire de situația în care a cristalizat mai întâi un epidot mai ferifer, aşa cum s-a arătat la rocile anterioare.

Biotitul apare sub formă de foițe cu contur neregulat și orientate în planul foliației rocii. În unele roci apare numai pe anumite zone, iar în altele el este răspândit uniform. De obicei, se formează pe marginea hornblendei sau apare sub formă de cuiburi în aceasta. Pleocroismul său este: $N_g - N_m$ = verde, verde închis, verde bruniu; N_p = verzui-gălbui, gălbui. Caracterele sale indică un biotit bogat în FeO. Foarte rar se întâlnește și un biotit cu culorile de pleocroism în brun și gălbui.

¹⁾ Determinările unghiurilor 2V s-au făcut la măsuța Feodorov.

Biotitul se asociază uneori cu foițe de clorit și epidot, alteori cu granule de oxizi de fier; în acest din urmă caz biotitul este colorat în verde închis oliv.

Cloritul se dezvoltă sub formă de foițe orientate pe direcția foliației rocii. El se acumulează uneori sub formă de cuiburi, alteori sub formă de grupări semiradiare. Cloritul este reprezentat printr-un clinoclor sau penin. Cuarțul se întâlnește în cantitate redusă și nu în toate rocile. El apare sub formă de granule fine, grupate uneori în cuiburi. Mai rar se găsește și calcit. Asociate cu epidotul, se pot vedea cristale prismatice fine de apatit cu marginile zimțuite.

Oxizii de fier opaci din metagabbrouri apar sub formă de granule sau de cuiburi de granule. Uneori se întâlnește asociația din fig. 7, în care se distinge un cristal de magnetit înconjurat de

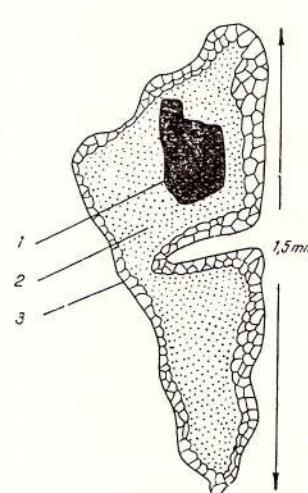


Fig. 7. — Cristal de magnetit (1) înconjurat de leucoxen (2) care are pe margini titanit (3).

Cristal de magnétite (1) entouré de leucoxène (2) ayant sur les bords du titanite (3).

Pe valea Cigherului am întâlnit metagabbrouri cu un conținut mai mare de magnetit; acesta ajunge pînă la 7—8%.

În tabelul 7 prezentăm două analize chimice de metagabbrouri de pe valea Crivaciului (analizele nr. 1 și 2), în care se observă că SiO_2 ajunge la 48,51—48,70%. Parametrii Niggli calculați pentru ambele roci (tabelul 10) indică o magmă normal gabbroidă, una din roci apropiindu-se foarte mult de un gabbro cu olivină, iar cealaltă de un norit de la Elisabethtown. Caracterul de gabbro este indicat și de parametrii Za-

varițki (tabelul 8). Astfel, se constată că ambele roci satisfac relația $3a + 2c + b > S$, caracteristică la rocile gabbroice; c este mai mic puțin, probabil în urma migrării calciului în timpul metamorfismului și introducerii unei cantități de sodiu. Aceeași situație se constată și în privința raportului ce există între diferenții componenți ai rocii, determinați prin calcularea normei C.I.P.W. La ambele roci, compozenții plagioclazului sunt în relația $ab > an$, făcând ca ele să se abată puțin de la gabroul tip stabilit de E. Tröger (1935), iar valoarea lui or este ceva mai mare, fenomen ce s-a realizat de asemenea ca efect al unui aport de alcalii.

e) Metagabbrdioritele și metadioritele

Rocile din această grupă nu se pot deosebi pe teren de metagabbrouriile cu care sunt asociate sau chiar de dolerite, toate fiind afectate de procese de metamorfism. Deosebiri prea mari nu se constată nici în urma studiului microscopic. În tabelul 5 de mai jos prezentăm compoziția modală a unui metagabbrdiorit de pe pîrîul Irișorului.

TABELUL 5

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Albit	49,0	0,11 – 3 : 1
Hornblendă	38,2	0,16 – 0,88
Biotit		0,008 – 0,16
Epidot	8,6	0,01 – 0,4
Cuarț	0,4	0,03 – 0,3
Titanit și leucoxen	0,9	0,03 – 0,2
Magnetit	2,9	0,04 – 0,3

Plagioclazul se dezvoltă uneori și tabular, dar are de obicei contur neregulat și este puternic înțesat de granule de epidot, foițe de biotit, sericit și un praf fin caolinos. El prezintă macle polisintetice și are compoziția de albit (An 5–6).

Hornblenda este o varietate actinolitică de felul celei din metagabbrouri; ea ocupă interstițiile cristalelor de plagioclaz. Pe marginile sale, uneori pe seama întregului cristal, se formează biotit verde. Se pare că ea nu s-a format numai pe seama unui piroxen, căci în rocă a existat înainte de metamorfism și o hornblendă primară, din care se mai păstrează unele relicte. Aceasta este o hornblendă brun-verzui cu următoarele constante optice.

$$\begin{aligned} N_g &= \text{verde-bruniu} \\ N_m &= \text{brun-verzui} \\ N_p &= \text{galben-verzui} \\ N_g - N_p &= 0,022 \\ cN_g &= 20^\circ \\ i &= (+) \end{aligned}$$

Biotitul care se formează pe seama hornblendei, are adesea o orientare preferențială, determinată de forțele de stres. Asociat cu biotitul în interstițiile cristalelor de plagioclaz, se întâlnește cuarțul sub formă de cristaloblaste cu contur neregulat și cu extincție onduloasă. El poate ajunge în unele metadiorite pînă la 4,4%. Epidotul se întâlnește sub formă de granule cu contur neregulat, reprezentând un pistaș mai slab pleocroic. Ca minerale accesori mai apar în aceste roci cristale de titanit, magnetit înconjurat de leucoxen și mai rar apatit. În unele foițe de biotit se întâlnesc mici cristale de zircon cu aureole pleocroice. Unele roci conțin cristale de turmalină neagră.

În tabelul 7 sunt redate analizele chimice a două roci din această grupă și anume, analiza 4 care reprezintă un metagabbrdiorit de pe valea Irișorului și analiza 3, un diorit de pe valea Bîrzava, colectat din apropierea injectiilor acide paralele, ce se vor discuta mai departe.

Parametrii magmatici Niggli (tabelul 10) calculați pentru analiza 4, arată că roca corespunde magmelor gabbrodioritice (harzitice) și se apropie de un gabbrodiorit din Banat (P. Niggli și P. J. Begeer, 1923). Apartenența rocii la magme bazice este demonstrată și de parametrii Zavaritkii (tabelul 8), căci ea satisfac relația $3a + 2c + b > S$, iar c este mult mai mic, dar îndeplinește totuși relația $2c > a$. Pentru aceeași analiză a fost calculată și norma C.I.P.W. (tabelul 9), a cărei transpunere pe tabelele lui E. Tröger arată că roca se apropie de compoziția belugitului după Spurr, dar prezintă $ab > an$.

Analiza 3, ai cărei parametrii magmatici Niggli au fost calculați în tabelul 10, deși are $\text{SiO}_2 = 50,4\%$ apropiat de al metagabbrdioritului, indică o magmă normal dioritică cu c mai mic și alk mai mare. Caracterul mai puțin bazic al rocii este demonstrat și de parametrii Zavaritkii (tabelul 8), după care roca, deși satisfac relația $3a + 2c + b > S$, are valoarea pentru c foarte mică, astfel că $2c < a$, fiind caracteristic pentru diorite. Din norma C.I.P.W. (tabelul 9) constatăm că $ab > an$, că valoarea lui or este mai mare și că în normă apar mole-



cule de nefelin. Roca 3 se deosebește și în alte privințe de seria de roci ofiolitice, așa cum vom vedea mai departe, deoarece ea a suferit fenomene de metasomatoză alcalină mai intensă.

f) *Porfiroidele*

După cum am arătat, rocile porfiroide se asociază cu metabazaltele și predomină mai ales în complexul superior de sisturi pelitice. Porfiroidele sănt roci de culoare albă sau verzuie, cu structură blastoporfirică și textură orientată și stoasă. În compoziția lor participă fenocristale relicte de cuarț, plagioclaz și de feldspat potasic, prinse în pasta și stoasă.

Fenocristalele relicte de cuarț au dimensiuni cuprinse între 1 și 0,5 mm. Adesea, prezintă urme de coroziune magmatică sub formă de pungi, în care pătrunde pasta cuarțofeldspatică. Ele sănt afectate de efectele stresului, astfel că au totdeauna o extincție puternic onduloasă. Într-un prim stadiu de deformare ele încep să se alungească treptat în sensul liniației rocii, ca într-un stadiu următor să se transforme într-o lentilă de cuarț fin cristalizat cu structura de mortar. În unele porfiroide se observă o aglomerare de fenocristale de cuarț relicte, care dau o structură blastoglömerofirică.

Feldspatul potasic, sub formă de fenocristale relicte, are dimensiuni între 3 și 0,3 mm. Ele sănt uneori idiomorfe, dar conturul lor a fost rotunjit în urma coroziunii magmatice. De multe ori, păstrează macle de Karlsbad. Fenocristalele sănt tulburi, fiind înțesate cu un pigment opac, reprezentat prin cristale foarte fine de oligist, uneori și caolinit. Structura fenocristalelor este cea pertitică, peste care s-a suprapus o structură fină de tipul microclinului. Ele sănt străbătute de fisuri pe care se separă albit și de mici filonașe de cuarț. În unele fenocristale apar incluziuni de clorit provenit din transformarea unui biotit primar.

Fenocristalele de plagioclaz (1–0,3 mm lungime) se întâlnesc mai rar și au macle după legea albitului. Uneori, la capetele lor se produce o invazie de cuarț, care ia forma mirmekitului. Adesea, ele sănt îndoite.

Mineralele melanocrate sănt reprezentate printr-un penin, format pe seama biotitului care se întâlnesc foarte rar ca relict în clorit.

Pasta porfiroidelor este fin grăunțoasă și alcătuitoră din cuarț, feldspat plagioclaz și feldspat

potasic, la care se adaugă foițe de sericit și de clorit. Ea este și stoasă și ondulată în jurul fenocristalelor relicte. Ca minerale accesori se întâlnesc în pasta cristale de apatit, magnetit și cristale fine bipiramidale de zircon.

În tabelul 7 prezentăm analiza chimică (nr. 6) a unui porfiroid de pe valea Binișului. După cum se vede, ea este foarte bogată în SiO_2 , Na_2O și fier, dar este săracă în Al_2O_3 și CaO , corespunzând astfel compoziției chimice a unui keratofir cuarțifer din Oregon, prezentat de F. Turner și J. Verhogen (1960) după J. G. Illuly. Parametrii Niggli (tabelul 10) indică o magmă alcaligranitică și se apropie foarte mult de un keratofir cuarțifer de la Epidaurus, Grecia. Roca se apropie în oarecare măsură și de rocile verzi porfirogene descrise de A. I. Codarcea (1930) în Banat, pe care le consideră că provin din metamorfoza unor roci porfirice acide, foarte apropiate de keratofire.

g) *Jaspilitele*

Jaspilitele sănt roci cuarțoase de culoare roșcată și cu textură rubanată (pl. II, fig. 3), redată de alternanțe de benzi mai cuarțoase cu benzi feruginoase înguste. În compoziția lor participă cuarțul, care formează cea mai mare parte a rocii și oxizi de fier. Cuarțul se prezintă sub formă de granule cu contur neregulat. Benzile alcătuite mai ales din cuarț, conțin din loc în loc și cristaloblaste de albit (0,2–1 mm lungime), uneori și granule mai mari de cuarț (0,8 mm diametru), care contrastează cu masa cuarțoasă fin cristalină (0,03 mm) din jurul lor. Granulele mai mari de cuarț sănt subrotunde, altele în diferite stadii de alungire și recristalizare într-o masă fină de cuarț. Unele granule conțin incluziuni de cristale fine de albit.

Benzile cu oxizi ce alternează cu cele cuarțoase, sănt mai înguste și alcătuite din granule de cuarț și foarte multe cristale idiomorfe de magnetit cu diametrul de 0,08 mm. Granulele de cuarț și de magnetit sănt cimentate cu un material fin, format tot din oxizi de fier. Uneori apar și mici benzi compacte de oxizi cu grosimi de la 0,5 pînă la 3 mm. Adesea, în benzile cu oxizi de fier se întâlnesc, din loc în loc, mici cristale sau cuiburi de ortit brun care face ca roca să aibă, după determinările efectuate de Maria Lemne, o radioactivitate de 0,0008% unități echivalente.



Jaspilitele sănt străbătute de fisuri perpendiculare pe foliația lor, pe care s-au format oxizi de fier depuși din restul rocii.

Din cele arătate rezultă că jaspilitele au provenit dintr-un gel silicios, cu benzi feruginoase, care se depunea sincron cu erupțiunile bazice. Cristalele de albit și granulele de quart mai mari pot să reprezinte în parte, un aport terigen și în parte, cristaloclaste provenite din exploziile de roci acide din care au rezultat porfiroidele. Formații jaspoide cu elemente de roci vulcanice au fost descrise de H. Savu (1962b), iar N. Satski (1954) arată că formațiunea svioniană, cu zăcăminte de fier, ar proveni din metamorfozarea unor produse vulcanice acide.

B) CONSIDERATII ASUPRA MINERALOGIEI COMPLEXULUI OFIOLITIC METAMORFOZAT

Mineralogia complexului ofiolitic metamorfozat este mai complexă. În general, mineralele care intră în compoziția rocilor acestui complex sănt provenite din transformarea mineralelor primare din rocile eruptive bazice, în condițiile metamorfismului faciesului de șisturi verzi, la care se adaugă influențe concomitente ale soluțiilor provenite din magmele granitoide.

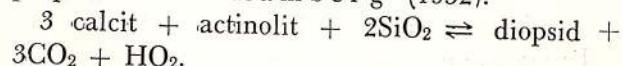
Cuarțul este un mineral accesoriu, provenit în parte din reacția de transformare a diopsidului în hornblendă, în parte de la soluțiile acide care au străbătut prin rocile bazice metamorfozate, iar în unele roci ca metadioritele, el a putut preexista ca mineral primar.

Feldspati sănt reprezentanți de obicei printr-un albit, a cărei compoziție variază de la An₅ la An₉ și care apare în parageneză cu epidotul. În cele mai multe roci se observă că, cristaloblastele de albit reprezintă vechile cristale de labrador, poate andezin, ale rocilor primare, care au fost albitezate în timpul metamorfismului. Astfel, H. Rambert (1952) arată că la o anumită temperatură, 400°C, după T. Barth (1952), un plagioclaz cu conținut de anortit, în funcție de TP și apă, fiind în parageneză cu feldspatul potasic, reacționează și produce epidot, plagioclaz acid și muscovit. Menționăm însă că, zoizitul nu a putut fi încă sintetizat nici la temperatura de 470°C (Schlaepfer și Niggli, 1914) și după cum a arătat Ehlers mai recent, nici la cea de 370°C (fiind H. Rambert, 1952). În parte, albitul a fost de la soluțiile acide, situație pe care o vom discuta mai departe.

Epidotul rezultat din transformarea plagioclazului variază în compoziție de la clinozoit pînă la pistătit, ultima formă fiind cea obișnuită. Formarea epidotului este favorizată de creșterea raportului Fe³⁺ : Al³⁺ în roca (H. Rambert, 1952), care în cazul rocilor de la Bîrzava se explică ușor, dacă ținem seama de faptul că în timpul transformării plagioclazului, piroxenul primar era alterat și el în actinolit, clorit și biotit, punind în libertate și o cantitate oarecare de fier.

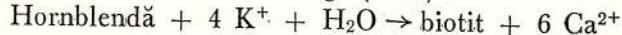
Mai sus, am remarcat că în unele roci s-a format mai întîi un clinozoit, ceea ce arată că plagioclazul a precedat uneori în transformare piroxenului și că îmbogățirea în fier a mediului a crescut succesiv, formîndu-se mai tîrziu epidot mai ferifer.

Hornblendele întîlnite în rocile bazice sănt secundare și aparțin grupei actinolitului. Ele s-au format din transformarea diopsidului și a hornblendei brune în timpul metamorfismului, într-un mediu încărcat cu CO₂ și apă, conform reacției propuse de H. Rambert (1952).



Foarte rar se întâlnesc resturile netransformate ale unei hornblende comune primare, dar niciodată nu am observat relicte de piroxen.

În multe roci bazice metamorfozate se întâlnește biotit, care se formează fie pe seama hornblendei actinolitice, fie pe seama cloritului, în condițiile unui metamorfism mai ridicat decît cel din șisturile cristaline din afara masivului eruptiv. În ambele cazuri, potasiul necesar este adus de soluțiile acide, cu care venind în contact, hornblenda se transformă conform reacției date de H. Rambert (1952) :



Biotitul este în general o varietate verde, verde oliv, aşa cum este descris și în munții Highiș (D. Giuşcă, 1962). După caracterele sale, el face parte din miclele bogate în FeO.

Cloritul se formează în timpul metamorfismului pe seama hornblendei actinolitice, pe care o poate înlocui complet împreună cu biotitul ; la rîndul lui, el poate fi înlocuit cu biotit în zonele de contact ale granitelor. Cloritul aparține clino-clorului sau penitului și numai în unele cazuri rare se întâlnește și turingitul.

În unele roci am remarcat existența turmalinei, varietatea feriferă — schörl — după A. Winchell (1951). Existența ei în rocile bazice pro-



bează evidența unui aport de bor din soluțiile acide pneumato litice (Williams, Gilbert, Turner, 1955).

De asemenea, se remarcă existența apatitului primar, a zirconului ca mineral de neoformare și prezența magnetitului cu leucoxen sau titanit, minerale provenite din transformarea fie a unui ilmenit, fie a unui magnetit titanifer.

C) CONDIȚIILE DE METAMORFISM ALE COMPLEXULUI OFIOLITIC METAMORFOZAT

După cum s-a văzut mai sus, mineralele care participă la alcătuirea rocilor bazice metamorfozate sunt reprezentate prin albit, actinolit, epidot, biotit, clorit, etc. Aceste minerale sunt caracteristice faciesului de șisturi verzi (P. Eskola, 1939; W. Fyfe et al. 1959; F. Turner, 1948). Paragenezele cele mai des întâlnite în rocile bazice sunt următoarele:

- (1) Albit ± epidot — clorit — sfen (— cuart)
- (2) Epidot — albit — clorit (— cuart — biotit — sfen)
- (3) Actinolit — epidot — albit — clorit — sfen (— cuart — biotit).

Prima parageneză este caracteristică în metabazalte și șisturile verzi tufogene intercalate între șisturile cristaline externe și mai rar la rocile asemănătoare din interiorul masivului. Ultimile două parageneze sunt predominante în rocile bazice din interiorul masivului de la Bîrzava.

După cum se vede, prima parageneză aparține subfaciesului cuart-albit-muscovit-clorit din faciesul de șisturi verzi (F. Turner, J. Verhogen, 1960). Rocile bazice intercalate între șisturile cristaline s-au adaptat acelorași condiții slabe de metaforism. Paragenezele (2) și (3) reprezintă un grad de metamorfism mai ridicat, ele încadrindu-se după F. Turner și J. Verhogen (1960) la subfaciesul cuart-albit-epidot-biotit din faciesul de șisturi verzi. Rezultă de aci că gradul de metamorfism crește în interiorul masivului și în jurul lui. O situație asemănătoare se observă în munții Highiș (D. Giușcă, 1962).

Gradul de metamorfism ceva mai ridicat în interiorul masivului se datorează intruziunilor de roci granitoide și soluțiilor acide care au migrat din magmă și au circulat sincinematic prin rocile bazice sau pelitice. Din acest punct de vedere, rocile bazice, ca și cele metapelitice din interiorul masivului, pot fi considerate în oarecare măsură și ca șisturi de contact. Cum însă fenomenele de

contact sunt mai intense în apropierea intruziunilor și în zonele cu injectii granitice, vom considera restul formațiunilor ca fiind afectate de un metamorfism regional mai avansat, influențat în oarecare măsură de intruziuni.

Pentru susținerea acestor concluzii am calculat valorile ACF din analizele de roci bazice metamorfozate din tabelul 7, pe care le redăm în tabelul alăturat (tabelul 6).

TABELUL 6
Valorile ACF ale rocilor bazice metamorfozate

Nr.	Roci	A	C	F
1	Metagabbro	23,2	34,1	42,7
2	Metagabbro	27,2	28,3	44,5
3	Metadiorit	32,4	17,4	50,2
4	Metagabbrodiorit	28,5	32,4	39,1
5	Metadolerit	35,6	16,6	47,8

Acste valori, proiectate pe diagrama din fig. 8, arată că rocile se repartizează la următoarele parageneze: două roci (3 și 5) corespund întocmai paragenezei (2) de mai sus, iar restul de trei roci corespund întocmai paragenezei (3), fapt care susține cele stabilite mai înainte.

După noua clasificare a faciesurilor metamorfice stabilită de F. Turner și J. Verhogen (1960), subfaciesul cuart — albit — epidot — biotit trebuie să se formeze la o temperatură mai ridicată, decât subfaciesul în care au fost metamorfozate șisturile cristaline din afara masivului, despre care am arătat că s-au format a-

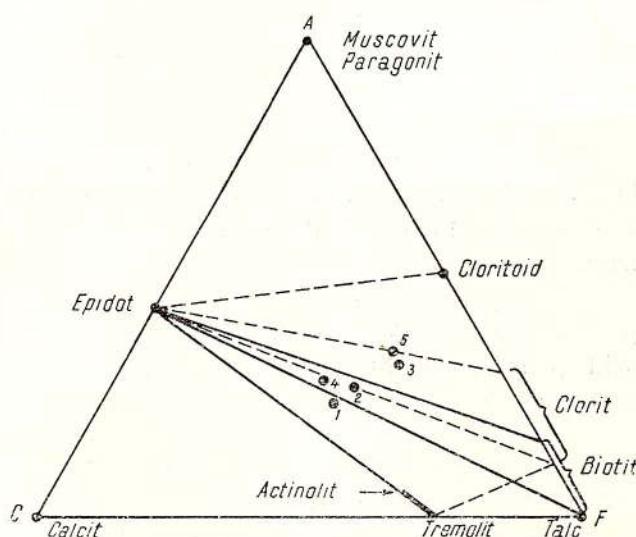


Fig. 8. — Diagrama ACF pentru rocile bazice.
Diagramme ACF pour les roches basiques,

proximativ la o temperatură apropiată de 300°C. Subfaciesul cuarț — albit — epidot — biotit ar face tranziția spre fostul facies albit — epidot — amfibolitic (T. Barth, 1952), (H. Rambert, 1952), a cărui limită superioară de temperatură se poate aprecia după T. Barth (1952) din condițiile reacției.

400°

Oligoclaz \rightleftharpoons epidot

De aceea, temperatura lui de metamorfism ar trebui să se găsească sub această valoare și anume, între temperatura de 250°C indicată de T. Barth (1952) ca limită superioară a temperaturii necesară metamorfismului în faciesul de șist verde, în concepția sa și un grad de temperatură mai ridicat de 300°C, valoare indicată de

D) CHIMISMUL COMPLEXULUI OFIOLITIC METAMORFOZAT

Caracterele chimice ale rocilor bazice metamorfozate din regiunea Bîrzava nu au fost studiate în trecut, ele fiind considerate în ansamblu ca diorite, în parte metamorfozate (V. Papiu, 1953). Rocii bazice metamorfozate asemănătoare cu acestea au fost studiate chimic de D. Giuşcă et al. (1964) în masivul Highiș, situat la vest de regiunea Bîrzava; unele din aceste date au fost folosite și de noi în anumite considerații asupra rocilor din masivul Bîrzava.

Pentru discutarea chimismului rocilor din complexul ofiolitic de la Bîrzava ne-au fost executate cîteva analize chimice, ale căror rezultate le prezentăm în tabelul 7.

TABELUL 7

Analizele chimice ale rocilor ofiolitice metamorfozate din masivul Bîrzava

Nr. crt.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	TiO ₂	P ₂ O ₅	Suma	Obs.
1	48,51	16,35	7,05	2,54	0,17	7,65	10,00	3,73	1,26	0,05	1,15	0,85	0,23	99,57	CO ₂ urme
2	48,70	15,57	7,49	2,36	0,17	7,43	9,59	3,09	1,03	0,09	1,19	1,36	0,12	99,52	
3	50,40	17,58	8,16	3,98	0,19	3,90	3,50	6,59	2,09	0,15	0,75	1,63	0,27	100,05	S 0,90
4	50,70	16,85	7,78	4,60	0,40	4,70	8,38	3,92	0,95	0,21	1,08	0,20	0,24	100,02	S urme
5	52,48	16,70	6,90	8,20	0,32	2,30	4,85	3,30	1,80	0,24	1,30	0,30	1,20	99,89	CO ₂ urme
6	76,72	11,25	1,65	1,10	0,10	0,27	0,61	7,00	0,70	0,08	0,70	0,42	urme	100,18	S urme

1. Metagabbro pîrul Crivaciului. Analist : Gh. Lahovary.

2. Metagabbro, pîrul Crivaciului. Analist : Gh. Lahovary.

3. Metadiorit, valea Bîrzava. Analist : A. I. Dănciulescu.

4. Metagabbrodiorit, pîrul Irisorului. Analist : A. I. Dănciulescu.

5. Metadolerit, valea Bîrzava. Analist : A. I. Dănciulescu.

6. Porfiroid, pîrul Binișului. Analist : A. I. Dănciulescu.

F. Turner și J. Verhoogen (1960) ca temperatură în jurul căreia se realizează faciesul de șist verde.

Din cele arătate mai sus, rezultă că în apropiere și spre interiorul masivului metamorfismul crește de la subfaciesul cuarț — muscovit — albit — clorit la subfaciesul cuarț — albit — epidot — biotit. Gradul mai ridicat de metamorfism se datorează temperaturii intruziunilor și soluțiilor migrate din magma acidă, care au influențat metamorfismul regional. Acest efect, deși general în interiorul masivului, lipsește totuși în anumite zone, unde rocile nu au fost afectate în aceeași măsură, astfel că găsim intercalații de șist sericitos-cloritos alături de metabazalte cu actinolit — epidot — albit și clorit.

Valorile oxizilor din tabelul 7, afară de cele ale porfiroidului, le-am reprezentat pe diagrama Tyrell din fig. 9. Diagrama indică o creștere accentuată a FeO, care variază de la 2,36% în metagabbro, pînă la 8,20% în metadolerite și o scădere evidentă a conținutului de MgO, de la 7,65% pînă la 2,30%. Oxidul de calciu, deși prezintă unele oscilații, el scade puternic în seria de roci bazice metamorfozate, ca și magneziul, variind între 10,00 și 4,85%. O creștere slabă a cantității de Al₂O₃, Na₂O și K₂O este evidentă, iar curbele lor sunt oarecum paralele. În această serie de roci conținutul de Fe₂O₃ este aproape constant.



Se constată astfel, o diferențiere a seriei de roci bazice de la rocile cu caracter de gabbrouri spre roci ceva mai acide. O perturbație a mersului general al curbelor este evidentă în cazul

dioritică, dar la realizarea ei au concurat procesele metamorfice și soluțiile acide, căci cantitatea de albit este totdeauna mai mare decât cea de anortit.

TABELUL 8

Parametrii Zavarițki ai rocilor ofiolitice metamorfozate

Nr. crt.	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n
1	10,3	5,9	27,4	56,4	—	31,4	47,8	20,6	81
2	8,5	6,4	27,4	57,7	—	39,9	46,9	20,1	81,9
3	17,9	3,3	17,9	60,9	—	58,4	38,8	6,8	82,8
4	10,0	6,3	25,3	58,4	—	45,7	31,8	15,8	86,3
5	10,3	6,3	19,8	63,6	4,7	74,7	20,8	—	73,6
6	14,3	1,2	2,0	82,5	—	50	18,7	34,3	93,6

rocii 3, în care valorile Al_2O_3 , Na_2O și K_2O cresc mai mult, în timp ce ale FeO , MgO și mai ales valoarea CaO , scad în raport cu restul seriei ofiolitice. Această perturbație este determinată de fenomene de metasomatiză alcalină, ce se vor discuta în alte capitole.

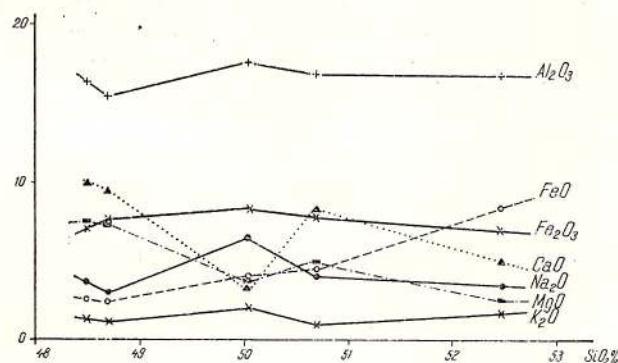


Fig. 9. — Diagrama de variație a oxizilor.
Diagramme de variation des oxydes.

Pentru toată seria de roci am calculat parametri Zavarițki (1950), pe care îi redăm în tabelul 8. Ei arată caracterul de roci bazice pentru toată seria, afară de porfiroid, acest caracter menținându-se chiar dacă în evoluția magmei initiale s-a produs o oarecare diferențiere. Astfel, în aceste roci suma $3a + 2c + b$ este totdeauna mai mare ca S , relație caracteristică a gabbrourilor și numai la una din roci ajunge să fie egală cu S . Dar și în acest caz, există relația generală $2c > a$, care este de asemenea, o caracteristică a gabbrourilor. Deci, în toată seria se menține caracterul gabbroic. Se mai constată însă, că totdeauna $c < a$, relație ce indică o tendință

Valorile din tabelul 7 le-am folosit pentru a proiecta rociile pe diagrama Zavarițki din fig. 10, care ne arată următoarele caracteristici :

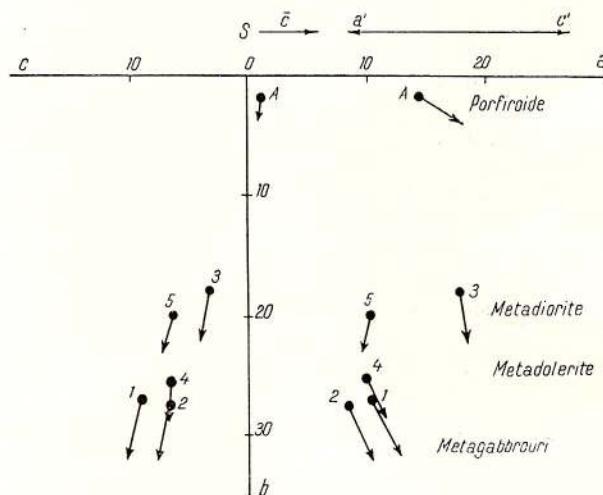


Fig. 10. — Diagrama Zavarițki.
Diagramme Zavarițki.

Rocile se proiectează pe diagramă între valoare 17,9 și 27,4 pentru b , astfel că ele cad în cîmpul rocilor bazice și în parte în cîmpul celor intermediare. După cum arată vectorii din jumătatea dreaptă a diagramei, această serie de roci este bogată în femice și mai săracă în alumosilicați ; în general, rociile sunt sărăce în anortit și bogate în albit, aşa cum se va vedea și din normă C.I.P.W. Oxid de calciu cristalizat sub formă de carbonat este aproape inexistent.

Vectorii din partea stîngă a diagramei arată că rociile sunt mai bogate în Na_2O și mai sărăce în K_2O .

Pe această diagramă porfiroidul (A) se detasează net de restul rocilor bazice, el situându-se în cîmpul rocilor cele mai acide și alcaline, între el și restul ofiolitelor neexistând termeni intermediari de diferențiere. După cum se vede, el este bogat în SiO_2 și fier; raportul $\text{FeO} : \text{MgO} = 4$. De asemenea, este suprasaturat în alcalii (\bar{e}), în special Na_2O . Aceste caractere au o mare importanță pentru explicarea genezei rocii.

Pentru toate rocile din tabelul 7 am calculat norma C.I.P.W. (tabelul 9). O primă caracteristică importantă ce se desprinde din aceste valori, este relația $ab > an$ în toate rocile, albitul variind între 26,20 și 39,0 părți din rocă. Remarcăm, de asemenea, o cantitate ceva mai mare de ortoză, în comparație cu alte roci bazice. În afară de metagabbrodiorit și metadiorit, în normă nu apare cuarț liber, din care cauză în rocile 1 și 3 rezultă prin calcul nefelin. Toate rocile sunt feromagneziene, iar mafitele apar în normă sub formă de diopsid și hipersten. Oxizii de fier sunt reprezentate mai ales prin ilmenit și în parte, prin magnetit sau hematit. Într-o singură rocă apare puțin carbonat de calciu.

De asemenea, am calculat pentru toate rocile parametrii magmatici Niggli (P. Niggli și P. J. Beger, 1923) pe care-i prezentăm în tabelul 10.

Din acest tabel rezultă următoarele variații pentru diferenții parametri: Qz variază de la -18 pînă la -46 și numai în roca 5 el devine pozitiv, ajungînd la valoarea +10; $si = 112-164$; $al = 21,5-30,8$; $fm = 39,7-45$; $c = 10,5-24,5$; $alk = 8,6-13,5$; $k = 0,13-0,26$; $mg = 0,27-0,66$. Magmele la care aparțin diferențele roci din tabel sunt gabbroidă, gabbrodioritică, dioritică și normal dioritică. Astfel de magme sunt caracteristice unei provincii calcoalcaline și reprezintă diferențiatele unei magme bazice, tholeiitice. Un chimism deosebit de această serie are keratofirul cuarțifer.

Rocile analizate de D. Giușcă et al. (1964) în munții Highiș sunt ceva mai bazice și corespund, una magmelor calcigabbroide și alta magmelor gabroide fiind apropiată de metagabbroale din regiunea Bîrzava, care corespund noritelor, respectiv gabbrourilor cu olivină. O a treia rocă analizată în munții Highiș corespunde magmelor gabbrodioritice și are parametrii aproape identici cu cei ai metagabbrodioritelor din tabelul de mai sus. Rezultă de aci, o asemănare frapantă între chimismul rocilor din cele două regiuni.

Urmărind chimismul rocilor ofiolitice metamorfozate din masivul Bîrzava, am proiectat parametrii magmatici pe diferențe diagrame. Astfel,

TABELUL 9
Norma CIPW a rocilor ofiolitice metamorfozate

Nr. crt.	Q	or	ab	an	ne	di	hy	c	ap	mt	il	hm	cc
1	-	12,23	36,50	12,51	10,40	2,56	13,57	-	0,67	-	3,04	7,90	-
2	-	6,12	26,20	25,58	-	13,70	13,93	-	0,34	-	4,10	7,52	1,70
3	-	12,23	39,0	12,51	9,0	2,56	8,42	-	0,67	4,87	3,04	4,80	-
4	2,28	3,56	33,01	25,58	-	12,76	6,90	-	0,34	11,37	0,46	-	-
5	11,40	10,56	27,77	17,24	-	-	13,07	3,06	2,69	9,98	0,61	-	-

TABELUL 10
Parametrii magmatici Niggli pentru rocile ofiolitice metamorfozate

Nr. crt.	Qz	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ
1	-28	112	22	43	24,5	10	.18	.60	26	40	34	.37	.22
2	-18	116	21,5	45	24,5	8,6	.18	.58	28,6	36,7	34,7	.43	.20
3	-46	138	28,5	40	10,5	21	.17	.66	25,8	51,7	22,5	.14	.06
4	-18	125,5	24,5	42,5	22,5	10,5	.13	.41	30	40	30	.38	.16
5	10	164	30,8	39,7	16	13,5	.26	.27	33,5	44,5	22	.37	0
6	193	452	38,9	14,8	3,9	42,4	.05	.14	57,5	36,5	6,0	.0	.20



diagrama *al : alk* (fig. 11) arată că majoritatea rocilor se proiectează într-un cîmp restrîns, situat în porțiunea săracă în alcalii a diagramei, către cîmpul cu alcalii intermediare, evidențiind astfel caracterul de roci bazice calcoalcaline. Pentru

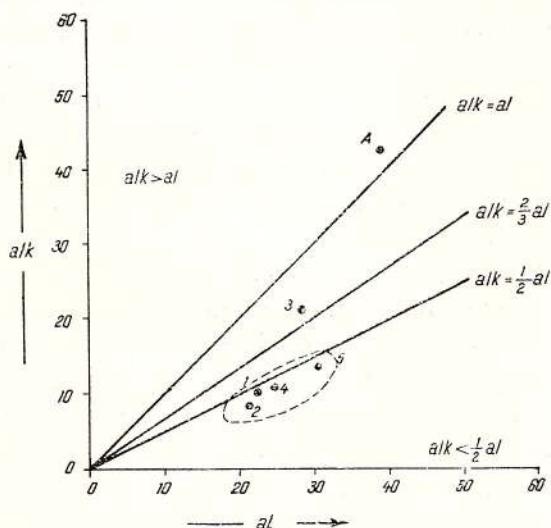


Fig. 11. — Diagramma *al* : *alk.*
Diagramme *al* : *alk.*

roca 3 se subliniază efectul metasomatozei alcaline, prin deplasarea ei în cîmpul bogat în alcali. Ca un produs sincron magmatismului ofiolitic se diferențiază de toate celelalte roci keratofirul cuartifer (porfiroidul), care se situează în cîmpul peralcalic.

Caracterul de roci bazice aparținând unei provincii calcoalcaline este demonstrat și de diagrama $k : mg$ din fig. 12. Zona în care se proiectează ele pe diagramă, corespunde cîmpului de diferențiere al seriilor calcoalcaline, în care se situează și alte roci ofiolitice, de exemplu ofiolitele mezozoice din munții Drocea (H. Savu, 1962 c). Ele sînt roci sărace în potasiu și bogate în magneziu. Roca 3 este cea mai bogată în magneziu, iar keratofirul are un conținut scăzut în ambele elemente. Un conținut mai ridicat de potasiu apare în roca 5.

Diferențierea pe care a suferit-o magma din care a provenit seria de roci bazice metamorfozate este slabă, astfel că pe diagrama *al : fm* din fig. 13, diferenții termeni din regiune se proiectează într-un cîmp restrîns, ca și pe alte diagrame. Acest cîmp este puțin alungit în sensul femic-izofalic, fără ca vreo rocă să cadă în cîmpul izofalic, deși rocile sunt foarte apropriate de el. Din contră, metakeratofirul se proiectează dincolo de cîmpul izofalic, avînd o poziție interme-

diară între salic și subfenic. Remarcăm și aci absența termenilor intermediari de diferențiere între keratofirul cuartifer și cîmpul rocilor bazice, ceea ce pare să excludă proveniența lui dintr-un astfel de proces de diferențiere.

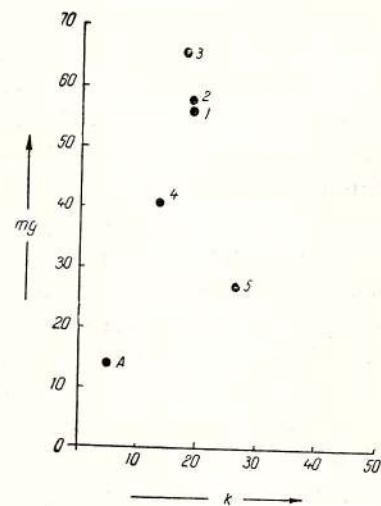


Fig. 12. — Diagramma $k : mg$.
Diagramme $k : mg$.

În concluzie, se poate spune că rocile ofiolitice metamorfozate au provenit din diferențierea unei magne bazice, tholeiitice și aparțin unei provincii calcoalcaline.

E) GEOCHIMIA ELEMENTELOR MINORE

Pentru a face o caracterizare cît mai completă a chimismului rocilor ofiolitice metamorfozate din regiunea Bîrzava, prezentăm mai jos două analize spectrale de roci bazice efectuate de

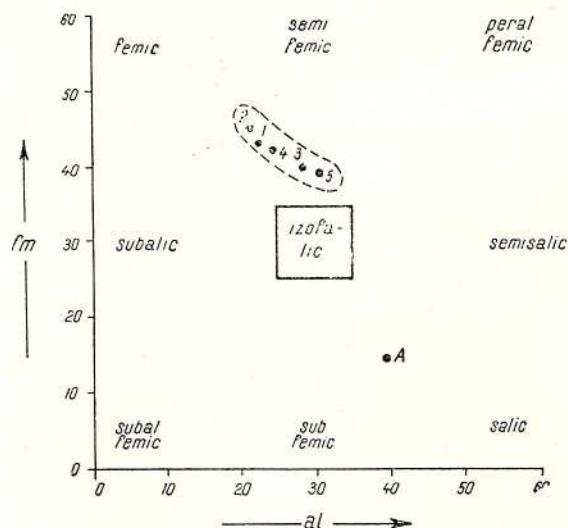


Fig. 13. — Diagramma *al*: *fm*.
Diagramme *al*: *fm*.

TABELUL 11

Analize spectrale de roci bazice metamorfozate de la Bîrzava

Nr.	Ga %	Sn %	Pb %	Ti %	Mn %	Co %	Zr %	Ni %	V %	Ba %	Be %
1	0,0020	<0,0010	0,0026	<0,8	0,195	0,0018	0,019	>0,0010	0,0255	0,010	0,00025
2	0,0026	<0,0010	0,0010	>0,8	>0,2	0,0016	0,016	>0,0010	0,0131	0,011	0,0002
Media	0,0023	—	—	>0,8	0,197	0,0017	0,0175	—	0,0193	0,0105	0,00022

1, metagabbro, pîrful Irișorului.

2, metagabbro, pîrful Babina.

C. U drescu (tabelul 11), în care au fost urmărite cîteva elemente minore.

Rocile bazice metamorfozate din munții Hîgliș au fost, de asemenea, cercetate din acest punct de vedere de D. Giușcă et al. (1963), care au urmărit elementele Ni, Co, Cr, și V. De aceea, vom căuta să facem o comparație între conținuturile de elemente minore ale rocilor din cele două regiuni. În rocile de la Bîrzava, Co participă în medie cu 0,0017%, conținut foarte apropiat de media conținutului de Co din rocile din Hîgliș, care este 0,0016%. Remarcăm că, în rocile metabazaltice din această regiune valoarea medie a cobaltului este aproape dublă (0,0031%) față de cea a rocilor metagabbroice.

Vanadiul există în rocile de la Bîrzava în proporție medie de 0,0193%, valoare care este mai ridicată decît în cele din Hîgliș. Din contră, nichelul apare în cantitate mult mai mică. De altfel și în rocile intrusive din Hîgliș el participă în medie < 0,0010% Ni. Ca și cobaltul, Ni se găsește în cantitate mai mare în rocile efusive metamorfozate, de unde rezultă caracterul de magme reziduale pentru cele din care au provenit metagabbrourile. Astfel, metabazaltele sunt mai bogate în Ni și Co decît metagabbrourile de la Bîrzava, iar acestea din urmă au tendința de a se îmbogăți în vanadiu. S. Nockolds și R. Allen (1958) au găsit că seria tholeiitică Hakone, bogată în fier, este săracă în Cr și Ni, dar se îmbogătește în V în termenii bazici; ca și în rocile de la Bîrzava, acolo există relația Co > Ni constant. G. Cioflica și H. Savu (1960) au arătat că în gabbrourile mezozoice din munții Drocea, vanadiul se concentreză împreună cu fierul și titanul, pe măsura diferențierii magmei gabroice.

În afară de elementele de mai sus, au mai fost determinate în rocile de la Bîrzava Ti și Mn, ale

cărora medii sunt 0,8% Ti, respectiv 0,197% Mn. Alte elemente minore determinate în rocile bazice metamorfozate din această regiune sunt: Ga 0,0023%, Ba 0,0105%, Be 0,00022% și Zr 0,0175% în valoare medie. Bariul, galiul și beriliul intră de obicei în rețeaua mineralelor leucocratic, unde înlocuiesc K, Al respectiv Si (J. J. E. d. w. a. b., 1953). După cum am menționat la descrierea microscopică, unele lamele de biotit din rocile bazice conțin incluziuni de mici cristale de zircon. De aceea, se poate suspecta și un aport de Zr din magmele acide, proces care pare să nu fie străin, în parte, nici de conținutul de Ga, Ba și Be din aceste roci.

F) CARACTERELE DE OFIOLITE ALE ROCILOR BAZICE METAMORFOZATE DIN REGIUNEA BÎRZAVA

După cum am văzut mai sus, rocile bazice metamorfozate din regiunea Bîrzava aparțin, ca chimism, magmelor de la gabbroidă pînă la normal-dioritică. Ele reprezintă o suiată bazică ce a provenit dintr-o magmă tholeiitică puțin diferențiată. Condițiile în care au fost puse în loc rocile bazice premetamorfice, sincron cu depozitele de geosinclinal ale seriei de Păiușeni, arată că ele reprezintă un magmatism inițial al geosinclinalului în sensul lui H. Stille (1940). Produsele unor activități magmatice bazice, inițiale, se găsesc în diferite serii de șisturi cristaline, unde sunt reprezentate prin șisturi verzi, metabazalte, metagabbrouri cum sunt cele din regiunea Hîgliș-Drocea și alte regiuni din lume (P. Geis, 1961), sau prin amfibolite, uneori asociate cu zăcăminte de mangan metamorfozate (H. Savu, 1962 d), atunci cînd metamorfismul a avut loc în condițiile faciesului amfibolitic.

Rocile bazice, produse ale magmatismului inițial al geosinclinalului mezozoic situat pe amplasamentul catenei alpine, au fost considerate



încă mai de mult ca ofiolite. Chimismul lor a fost studiat de C. Burri și P. Niggli (1945), care au pus în evidență o serie de caracteristici importante ale rocilor bazice. Concluziile acestor cercetări au fost aplicate și la studiul ofiolitelor mezozoice din partea de SE a munților Drocea (G. Ciolfica, 1962; H. Savu, 1962 c), arătându-se că ele sănt foarte apropiate ca chimism de ofiolitele catenei alpine.

În cele ce urmează, vom încerca să comparăm chimismul rocilor bazice metamorfozate din masivul Bîrzava cu cel al ofiolitelor mezozoice din munții Drocea, folosind rezultatele obținute de noi (H. Savu, 1962 c). În acest scop am folosit parametrii Niggli Q , L , M , π și γ din tabelul 10, cu ajutorul cărora am proiectat rocile pe diagramele de mai jos.

Diagrama QLM (fig. 14) arată că rocile bazice metamorfozate se înscriu în cîmpul de proiecție al ofiolitelor din Alpi, în care se proiectează și ofiolitele mezozoice din munții Drocea, aproape toate fiind situate în spațiul PFM; nu apar în această serie termeni cu tendință ultrabazică. Roca 3 se proiectează sub linia FM și pune în evidență efectul metasomatozei alcaline asupra ei. Metakeratofirul apare pe diagramă cu totul izolat de cîmpul de proiecție al celorlalte roci sincrone, el situîndu-se în cîmpul celor ultra-acide, fără o legătură oarecare cu rocile bazice.

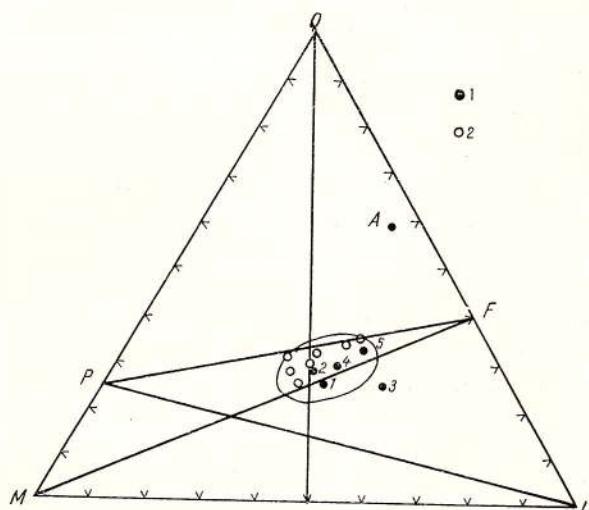


Fig. 14. — Diagrama QLM.

1, ofiolite metamorfozate de la Bîrzava; 2, ofiolite mezozoice — Drocea
Diagramme QLM.
1, ophiolites métamorphisées de Bîrzava; 2, ophiolites mésozoïques — Drocea.

Acceași concluzie este pusă în evidență și cu ajutorul diagramei $\pi : k$ (fig. 15). Pe această diagramă, rocile metamorfozate de la Bîrzava se

înscriu în cîmpul de proiecție al rocilor ofiolitice mezozoice din munții Drocea. Se remarcă, în cadrul acestui cîmp, o diferențiere mai accentuată

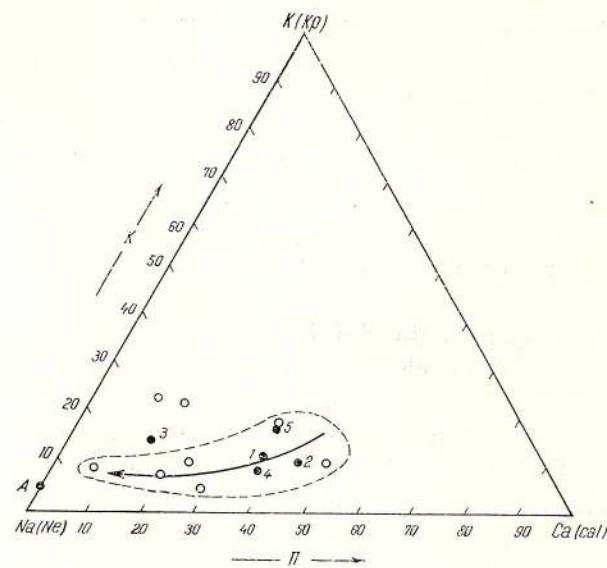


Fig. 15. — Diagrama $\pi : K$.
1, ofiolite metamorfozate de la Bîrzava; 2, ofiolite mezozoice — Drocea.
Diagramme $\pi : K$.
1, ophiolites métamorphisées de Bîrzava; 2, ophiolites mésozoïques — Drocea.

a ofiolitelor mezozoice, pusă în evidență de deplasarea rocilor din ce în ce mai acide spre colțul Na (Ne). Din acest punct de vedere, suita de la Bîrzava nu manifestă o astfel de tendință, rocile gravitînd în jurul punctului de proiecție al magmelor gabbroide. Roca 3iese și aici în afara cîmpului rocilor comagmatice, iar keratofirul (porfiroidul) se deplasează foarte mult față de acest cîmp, ajungînd pe latura Ne — K.

Caracterul de magme ofiolitice este arătat foarte bine și de diagrama $\gamma : mg$ (fig. 16). Pe această diagramă rocile de la Bîrzava ocupă un cîmp comun de proiecție, împreună cu ofiolitele mezozoice din munții Drocea și cu cele din Alpi. Este pusă în evidență pentru toate ofiolitele și mai ales pentru cele de la Bîrzava, o diferențiere accentuată în privința raportului dintre elementele Mg, Ca, Fe. Astfel, rocile 1 și 2, reprezentînd metagabbrouri, se situează aproximativ în centrul diagramei, iar rocile 4 și 5 se deplasează spre stînga și spre colțul Fe, roca 5 ajungînd pe latura Fe—Mg.

Din observațiile făcute mai sus, ieș destul de clar în evidență caracterul ofiolitic al magmelor din care au provenit rocile bazice metamorfozate din seria de Păiușeni, respectiv din complexul bazic al masivului de la Bîrzava. De aceea,

este justificată denumirea de ofiolite pe care a atribuit-o D. Giușcă (1957) rocilor din Hîghiș și de produse ale magmatismului inițial al

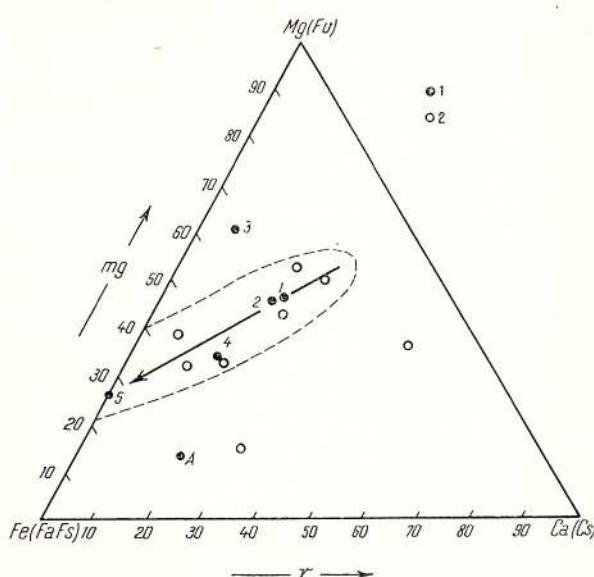


Fig. 16. — Diagramma γ : mg.

1, ofiolite metamorfozate de la Birzava; 2, ofiolite mezozoice — Drocea.

Diagramme γ : mg.

1, ophiolites métamorphisées de Birzava ; 2, ophiolites mésozoïques — Drocea.

geosinclinalului paleozoic, așa cum a considerat autorul în 1957 (H. Săvu, 1962 a) rocile bazice metamorfozate din munții Drocea.

De asemenea, se remarcă o diferențiere între raporturile elementelor ce intră în compoziția mineralelor mafice, în timp ce elementele celor salice par să fie indiferente din acest punct de vedere ; în cazul unor procese de metasomatoză alcalină, rocile sănt dispersate din cîmpul de proiecție al seriei comagmatice. Rocile keratofirice asociate magmatismului ofiolitic se proiectează în cîmpuri izolate de cel al rocilor bazice.

G) PETROGENEZA COMPLEXULUI OFIOLITIC

Complexul ofiolitic metamorfozat, am arătat că se prezintă sub formă unei mari mase de roci bazice, situată între cele două complexe de șisturi cristaline și o mulțime de iviri mici de roci bazice și tufuri metamorfozate, răspândite printre șisturile cristaline ale seriei de Păiușeni.

Acste două forme de prezentare ale rocilor ofiolitice ne determină să considerăm că, magmatismul ofiolitic a început odată cu formarea albiei geosinclinale și a continuat în tot timpul umplerii geosinclinalului cu depozite sedimentare, pînă la faza de orogeneză, cînd se manifestă magmatismul plutonic. În toată stiva de sedi-

mente premetamorfice se produceau, din cînd în cînd, curgeri de lave bazaltice sau se depuneau strate subțiri de tufuri bazice. Deși nu s-au întîlnit forme relicte de pilow-lava, interstratificația cu șisturile cristaline susține părerea că aceste curgeri se făceau submarin (fig. 5). Uneori pătrundea, ici colo în masa de sedimente și silluri de dolerite.

În această albie geosinclinală, cu o sedimentare intensă și un vulcanism ofiolitic mai mult sau mai puțin uniform, au apărut cîteva zone cu o mobilitate mai activă, în care magmatismul a fost mai puternic, așa cum ar fi cea din munții Hîghiș și zona pe care o prezentăm. În ambele zone, eruptionsile bazice au fost apoi urmate și de intruziuni acide sinorogene.

Masa de roci bazice metamorfozate de la Bîrzava, cu forma sa de „V“, apare într-o poziție discordantă față de orientarea generală a albiei geosinclinale, care, după cum se vede pe schița din fig. 17, avea în zona Bîrzava—Tăuți o orientare aproximativ ENE—WSW, direcție care pare să fie urmată și de rocile eruptive din munții Hîghiș (fig. 1). Orientarea neobișnuită a masivului de la Bîrzava pare a fi rezultatul unor procese geologice mai îndelungate și mai vechi, care s-au terminat cu magmatismul sinorogen.

Așa cum am arătat în fig. 17, este probabil ca magmele să fi venit în sus pe un sistem de plane de slabă rezistență din fundamentul precambrian al geosinclinalului. Aceste fracturi erau

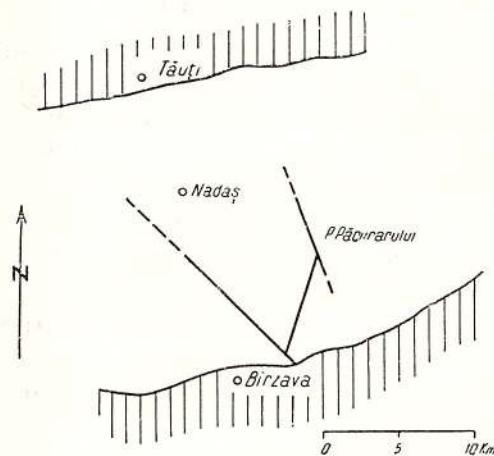


Fig. 17. — Sistemul de fracturi din fundametnul geosinclinalului paleozoic.

Système de fractures de sousbasement du géosynclinal paléozoïque.

orientate pe două direcții principale, una NW—SE și alta NE—SW. Acest sistem de fracturi s-a format în fundametnul seriei de Păiușeni încă din

timpul Precambrianului, sau cel mult în momentul formării geosinclinalului paleozoic, ca un sistem de fracturi adânci în scoarță. În timpul scufundării treptate a geosinclinalului, această zonă devine mobilă și pe fracturi se ridică magmele bazice generate în substratul scoarței, ca urmare a mișcărilor de scufundare a eugeosinclinalului (H. Stille, 1940, I. Kuznetsov, 1960, A. Knopf, 1960, A. Peive, 1961). Observăm că erupțiunile au avut loc mai ales pe rama sudică a geosinclinalului, în apropierea contactului cu fundimentul reprezentat, de asemenea, printr-o linie de fractură care a jucat un rol important în dezvoltarea magmatismului paleozoic al albiei geosinclinale.

În această zonă labilă încep să vină pe fundul geosinclinalului, ca și în restul albiei, bazalte, care curgeau sub formă de lave. Din cînd în cînd, aveau loc și erupții cu caracter exploziv, care au produs tufuri bazice. Aceste produse eruptive alternau la început cu sedimentele pelitice, care se găsesc actualmente în baza masei de roci bazice metamorfozate sub formă de șisturi sau șisturi de contact, situate deasupra complexului prepondendent cuarțitic. Uneori se depuneau între curgerile de lave și arcoze sau grauwacke. Cu timpul, în stiva de roci efusive bazaltice, cu intercalării de sedimete sincrone, încep să se insinueze din ce în ce mai multe silluri de dolerite și de gabbouri, mărind astfel masa de roci bazice, aproape orizontală, a cărei formă se deosebea în plan, probabil prea puțin de cea actuală.

Gabbourile încep să ia caracterul de intruziuni, care tăiau discordant stiva de curgeri și de roci sedimentare din geosinchinal. Astfel de intruziuni predominau în partea de sud și în lungul laturii drepte a ariei eruptive. Venirile de magme se produceau în cantități mici, căci niciodată nu au ajuns să formeze pînze intrusive sau corpuri de gabbouri mai mari, care ar fi putut să se diferențieze „*in situ*“. Aceste veniri succese și alternative sînt determinate de mișcările izostatice ale fundului geosinclinalului în condiții de subsidență.

Magma inițială din care au provenit toate aceste produse bazice a fost o magmă bazaltică cu olivină în sensul lui P. Niggli. O astfel de magmă, larg răspîndită în scoarță, a fost considerată de acest cercetător ca o magmă subbazaltică, deosebită de magma bazaltelor oceanice. Produsele directe slab diferențiate ale acestei magme sînt metabazalte din Highiș și pro-

babil unele metabazalte din regiunea Bîrzava. De altfel, unul din metagabbrouri din tabelul 7 corespunde gabbrourilor cu olivină.

După cum se vede din analizele chimice, rocile din masivul de la Bîrzava sînt mai acide

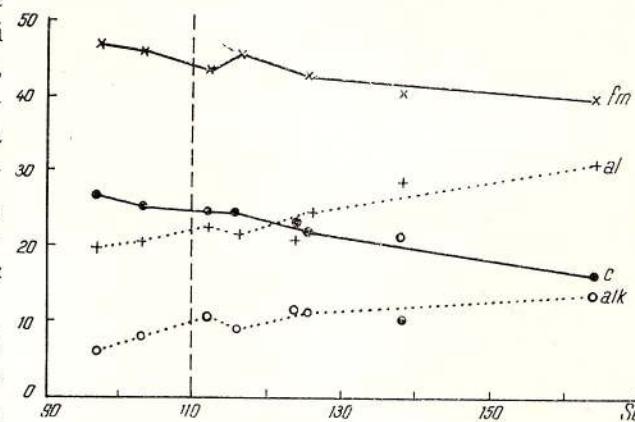


Fig. 18. — Diagrama de diferențiere a rocilor ofiolitice metamorfozate din munții Highiș-Drocea.

Diagramme de différenciation des roches ophiolitiques métamorphisées des Monts Highiș-Drocea.

decît metabazaltele din munții Highiș. Astfel de magme sînt larg răspîndite în provincia Thule și studiul lor a arătat că ele provin din diferențierea magmelor subbazaltice (C. Burrini și P. Niggli, 1945).

În diagrama de diferențiere din fig. 18, am proiectat cele două analize de metabazalte din Highiș menționate mai sus și cele cinci analize de roci bazice metamorfozate din masivul Bîrzava. Cele două metabazalte mai bazice se proiectează în jurul valorii $si = 100$. Rocile din masivul Bîrzava, ceva mai acide, se proiectează între valorile 110—170 pentru si .

Diagrama demonstrează foarte bine un proces de diferențiere a rocilor bazice metamorfozate din masivul Bîrzava dintr-o magmă subbazaltică, ce a dat deoparte magme calcigabbroide (Highiș) și de alta magme gabbroide, gabrodiortice și diortice, în general tholeiitice (Bîrzava). Astfel, curbele pentru fm și c scad treptat cu creșterea valorii lui si , iar curbele lui al și alk cresc în această direcție. Se observă egalitatea $al = c$ în dreptul valorii $si = 120$.

Acest proces de diferențiere se poate imagina ca un proces complimentar, determinat de acumularea minerealelor cafemice în magma gabroïdă, rezultînd magma calcigabbroidă și magma tholeiitică. El s-ar putea reprezenta prin relația $\leftarrow C \rightarrow B$ sau $C - A = B$, în care C este magma subbazaltică, A magma complimentară

calcigabbroidă, iar B magma tholeiitică, ceea ce indică un proces substractiv (N. Kropotkin, 1953). În acest fel se subliniază caracterul rezidual al celor mai multe roci bazice din masivul Bîrzava, ele evidențind caractere de produse ale unei magme tholeiitice, sau tipul de magmă baztică saturată (F. Walker, 1953), răspândită mai ales în substratul continentelor (F. Turner și J. Verhoogen, 1960).

În acest proces de diferențiere, magmele tholeiitice manifestă tendință accentuată de a concentra fierul în produsele lor reziduale. Exemple tipice în acest sens sunt diferite corpuri de gabrouri studiate (W. Kennedy, 1933; C. Fenner, 1937; A. Edwards, 1942; L. Wager și R. Mitchell, 1951; F. Walker, 1953; G. Cioclica, H. Savu, 1960; H. Hess 1960). Posibilitatea de concentrare a fierului și împreună cu el a titanului și vanadiului, este controlată de fenomenul de oxido-reducere, care la rîndul său este influențat de presiunea parțială a oxigenului (W. Kennedy, 1933).

Cercetările efectuate în această direcție s-au referit în general la corpuri unitare de magmă, supracrustale, ca silluri, lapolite, etc., care s-au diferențiat *in situ*. După cum era cunoscut și autorul a arătat acest lucru la magmele ofiolitice mezozoice (H. Savu, 1962 c), un proces similar se produce și în bazinul magmatic subcrustal, astfel că venirile succesive de magmă ofiolitică dintr-un geosinclinal devin cu timpul din ce în ce mai diferențiate.

Un astfel de caz îl prezintă și rocile bazice metamorfozate de la Bîrzava, unde nu apar intruziuni mai mari care să indice o diferențiere *in situ*. Pentru a urmări procesul de diferențiere al magmei din care au provenit rocile premetamorfice și a-1 compara cu diferențierea care a avut loc într-un corp intrusiv de magmă tholeiitică, am proiectat pe diagrama din fig. 19 rociile analizate. Din această diagramă, se constată un paralelism perfect între linia de diferențiere a corpului de la Palisade (F. Walker, 1953) și seria de roci bazice metamorfozate de la Bîrzava. Ambele linii de diferențiere sunt paralele cu latura $MgO - FeO + Fe_2O_3$, iar diferențierile mai acide sunt și cele mai bogate în fier. O deosebire între cele două linii constă în faptul că, linia rocilor de la Bîrzava a suferit o mișcare de translacție spre colțul *Alk*, care, în raport cu

suma $Alk + Fe$ total + $MgO = 100$, are valoarea 6. Aceasta se explică printr-un aport de Na_2O în timpul metamorfismului și al proceselor de metasomatoză sodică, introdus în plagioclaz pentru a compensa CaO scos și transportat,

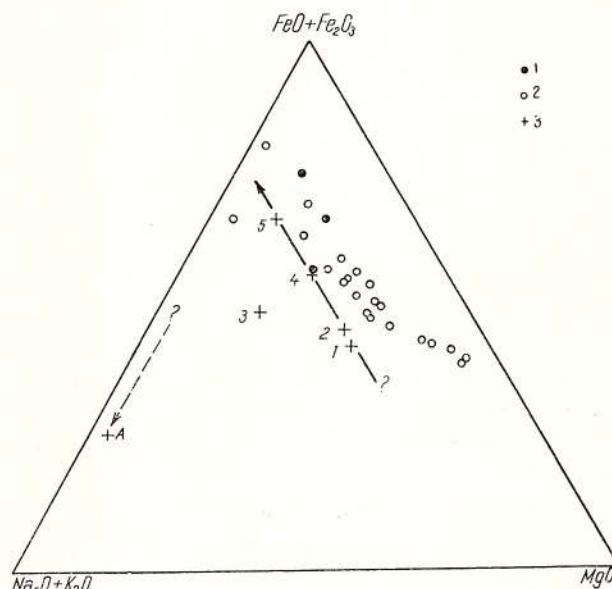


Fig. 19. — Diagrama $(FeO + Fe_2O_3) - MgO - (Na_2O + K_2O)$.

1, pegmatite — Palisade; 2, dolerite normale — Palisade; 3, metababbrouri și metadolerite — Bîrzava; 3A porfiroide — Bîrzava.

Diagramme $(FeO + Fe_2O_3) - MgO - (Na_2O + K_2O)$.

1, pegmatites — Palisade; 2, dolérites normales — Palisade; 3, métababbrours et métadolérites — Bîrzava; 3A porphyroïdes — Bîrzava.

așa cum se va arăta în alt capitol. Faptul important este însă că magma ofiolitică a suferit un proces de diferențiere asemănător și H. Hess (1960) a arătat că un astfel de proces a controlat evoluția magmelor din multe corpuri bazice cunoscute. Linia de diferențiere a magmelor tholeiitice, a arătat acest autor, se deosebește de linia de diferențiere a seriilor calcoalcaline obișnuite, stabilită de R. Daly.

În corporile de roci bazice mezozoice nemetamorfozate din munții Drocea, o dată cu fierul se concentreză și titanul (G. Cioclica, H. Savu, 1960). După cum se vede pe diagramă

$$t = \frac{TiO_2}{TiO_2 + FeO + Fe_2O_3} \times 100 \text{ mol\% : } f = \\ = \frac{FeO + Fe_2O_3}{MgO + FeO + Fe_2O_3} \times 100 \text{ mol\%}$$

(fig. 20), punctele pentru roci bazice metamorfozate sunt foarte disperse. Aceasta nu infirmă cele de mai sus, ci arată că titanul a fost scos din rețeaua magnetitului și ilmenitului și antrenat

pentru a forma leucoxen și titanit împreună cu calciul. În acest proces, celălalt element care se concentrează odată cu fierul, vanadiul, se pare că nu este prea mult influențat de procesele de

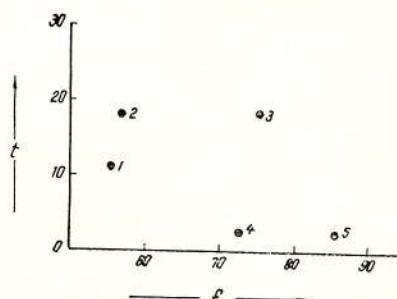


Fig. 20. — Diagrama $t: f$.
Diagramme $t: f$.

metamorfism și de circulații de soluții, pentru că, așa cum am arătat, el prezintă tendința de a avea o valoare mai mare în rocile mai diferențiate ale seriei.

În concluzie, se poate spune că magmele tholeiitice din care au provenit rocile bazice metamorfozate din masivul de la Bîrzava, au avut o evoluție asemănătoare cu cea a magmei dintr-un corp intrus bazic.

Problema privind geneza magmelor din care au provenit porfiroidele este mai dificilă. Chimismul lor arată că ele au rezultat din metamorfozarea unor keratofire cuarțifere, fiind bogate în SiO_2 , Na_2O și fier și sărare în CaO și Al_2O_3 . Prin aceste caractere, ele se aseamănă și cu diferențialele pegmatoide foarte acide ale magmelor tholeiitice, care pot ajunge pînă la 75,4% SiO_2 (W. Hamilton, 1960). Dar, la discuția asupra chimismului ofiolitelor metamorfozate am arătat că pe toate diagramele, keratofirul cuarțifer se proiectează foarte departe de cîmpul celorlalte roci ale seriei și că, între ele nu există termeni de tranziție. Același lucru îl sugerează și diagrama din fig. 10, pe care roca se proiectează în apropierea laturii $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, spre colțul alcaliilor.

J. H. Rosler (1960) a arătat că porfirele cuarțifere și keratofirele cuarțifere asociate cu diabaze și roci spilitice în Turingia, ar fi produsul diferențierii unei magme sintectice, hibride după A. Rittmann (1958), sau ca rezultatul unui aport de topituri anatectice din sial, posibilitate pe care nu o exclud nici F. Turner și J. Verhoogen (1960). De asemenea, noi am arătat (H. Savu, 1962 e) că seria de roci bazice, spilitice, alcaline și acide cu care se în-

cheie magmatismul ofiolitic mezozoic din munții Drocea, reprezintă produsul de reacție al magmei bazaltice cu topituri din sial. Demonstrația făcută de W. Hamilton (1960) este justă din acest punct de vedere, chiar dacă rocile acide s-au diferențiat din lopolit, dacă ținem seama de faptul că magma lapolitului în momentul intruziunii putea să reprezinte ea însăși un produs mai mult sau mai puțin contaminat și care, prin diferențiere *in situ*, a putut separa roci acide.

Reamintim că metabazaltele răspîndite în seria de Păiușeni, în afara masivului de la Bîrzava, conțin de obicei parageneza albă — clorit — cuarț — magnetit, uneori cu puțin epidot. Cantitatea mică de minerale de calciu ne conduce la ideea, că ele ar fi putut să provină din metamorfoza unor roci care au avut de la început un conținut scăzut de calciu, cum sunt spilitele. Asociația lor cu keratofire cuarțifere demonstrează că sănem în prezență unui complex de roci vulcanice asemănător formațiunii spilit-keratofirice, discutată pe larg de F. Turner și J. Verhoogen (1960).

După I. Kuznetov (1960), formațiunea spilit-keratofirică apare în geosinclinal după faza de inversiune, în faza de postgeosinclinal. În conformitate cu ideile acestui autor, marea masă de roci bazice metamorfozate de la Bîrzava ar reprezenta magmatismul bazic, inițial, sincron fazei de eugeosinclinal, iar asociația de spilite și keratofire, mai frecventă în complexul superior de sisturi cristaline, ar reprezenta formațiunea spilit-keratofirică.

Ca o concluzie, putem spune că în faza premergătoare orogenezei principale magmatismul ofiolitic se încheia prin venirea de roci bazice, spilitice și keratofirice, ca rezultat al proceselor aditive după A. Holmes, ce aveau loc din sial în magma ofiolitică. Este probabil, că aceste procese începuseră încă din primul stadiu de evoluție al magmei ofiolitice (H. Savu, 1962 c).

CAPITOLUL III

TECTONICA COMPLEXULUI OFIOLITIC METAMORFOZAT ȘI A ȘISTURILOR CRISTALINE

De la prima privire aruncată pe harta regiunii Bîrzava ne apar clare două aspecte tectonice importante (pl. XII). Unul din ele este orientarea aproximativ ENE—WSW a șisturilor cristaline din partea de nord a regiunii, iar al doi-

lea aspect tectonic important este forma de „V“ a masivului eruptiv cu deschiderea brațelor spre nord-vest.

Pentru explicarea acestei structuri complicate a regiunii, am măsurat pe teren o serie de elemente structurale ca liniații, foliații, fisuri și clivaje, pe care le vom prezenta în continuare.

A) ELEMENTELE STRUCTURALE

În această parte a lucrării vom descrie forma în care apar pe teren diferitele elemente structurale. Această descriere o vom completa cu unele observații microscopice.

a) Liniații

Elementele lineare apar evidente la filite și la conglomerate, dar sunt mai puțin clare la rocile bazice metamorfozate și la quartite. La aceste roci competente și cu granulație uniformă, deși există o structură lineară, ea se observă mai greu, în afară de cazurile cînd au în ele intercalări de șisturi metapelitice.

Filitele în general, prezintă următoarele elemente lineare: microcute și orientarea în direcția axului tehtonice a lentilelor de quart, albit, carbonați și a cuiburilor de clorit. Microcutele sunt foarte fine și nu sunt vizibile permanente pe teren, ele apărînd mai clar numai în anumite zone. La microscop, se constată că majoritatea filitelor prezintă o tendință de ondulare, la unele mai accentuată, la altele abia incipientă. Textura lineară formată de striații fine și de orientarea diferitelor minerale, sau asociații lenticulare de minerale, în direcția axului *b* este redată în fig. 21.

Secțiunile subțiri, executate perpendicular pe direcția liniaților, au arătat orientări preferențiale ale mineralelor. Astfel, în lentilele mici de clorite (fig. 22, a), foilele fine stau orientate de obicei, paralel cu planul *bc*, sau formează un unghi mic față de acest plan, în funcție de curbura microcutelelor. Ele apar astfel perpendicular pe planul *ab*, care este planul de stratificație primară și totodată planul de șistozitate al rocii. În cazul cînd cloritul apare în lentile mai mari, asociat cu granule de quart, albit și carbonați, lamelele sale pot avea și orientări diferite (fig. 22 b).

Micile lentile de minerale au alungirea în direcția axului *b* și sunt mai puțin alungite în direcția lui *a*, iar dimensiunea a treia este cea mai scurtă; raportul *a:c* este de obicei 3:1.

Rezultă de aici, că această structură este simetromorfică. În apropierea masivului apar uneori lentile mari de albit (valea Monorăștia) formate

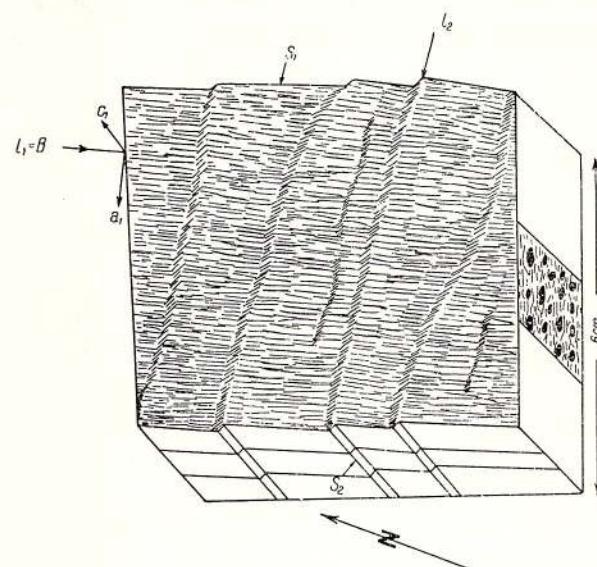


Fig. 21. — Bloc-diagramm „printr-un“ șist sericito-cloritos cu foliația primară S_1 , lineația l_1 orientată în direcția axului b , planele de clivaj S_2 și lineația l_2 .

Bloc-diagramme à travers un schiste séricito-chloriteux à foliation primaire S_1 , la linéation l_1 orientée en direction de l'axe b , les plans de clivage S_2 et la linéation l_2 .

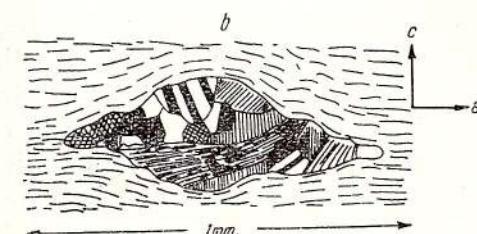
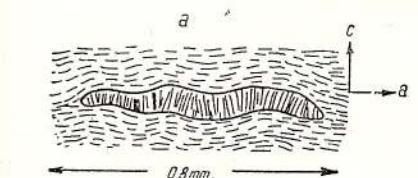


Fig. 22. — Orientarea foilelor de clorit (a) și a lentilelor de minerale (b) în șisturile sericito-cloritoase.

Orientierung der Lamellen von Chlorit (a) und der Lentillen von Mineralen (b) in den Schistoseren sericito-chloriteux.

prin metasomatoză. Aceste lentile au aceeași orientare, demonstrînd că ele s-au format în timpul cînd se realiza structura cutată a masivului.

Structura lineară a conglomeratelor este redată de orientarea elementelor de cuarț în timpul metamorfismului (fig. 23). Acestea au alungirea cea mai mare după axul b al structurii. Din măsurătorilor asupra dimensiunilor elementelor de

b) *Foliațiile*

Foliația S_1 a șisturilor din regiunea Bîrzava este paralelă cu stratificația primară a acestora. Astfel, la diferite tipuri de filite ea coincide cu

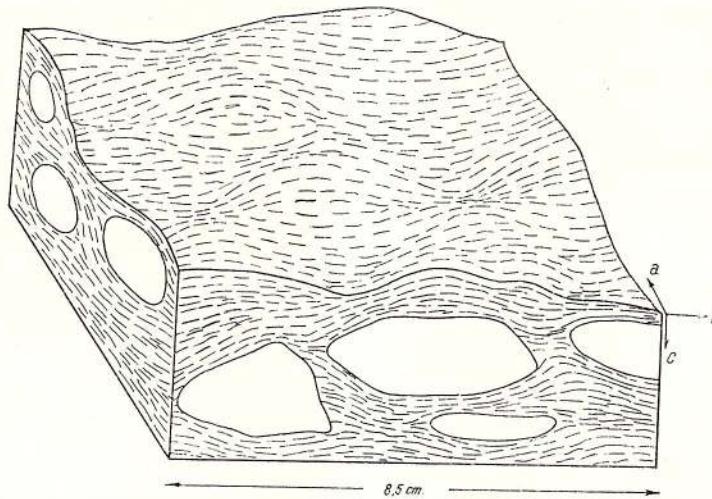


Fig. 23. — Bloc-diagram printr-un conglomerat metamorfozat din vîrful Bogdanova.

Bloc-diagramme d'un conglomerat métamorphisé du sommet de Bogdanova.

cuarț din conglomerate rezultă următoarele relații: raportul $b:c = 7:1 - 2,7:1$, iar raportul $b:a = 2,5:1 - 1,8:1$. Gradul de deformare a elementelor din conglomerate depinde, evident de intensitatea forțelor care le laminează. În această privință, H. Fairbairn (1949) menționează, după diferiți autori, raporturi variabile între axele $b:a:c$ întâlnite în unele conglomerate.

La unele elemente de cuarț, care au moștenit în momentul remanierii incluziuni fine dispuse în șiraguri sau benzi, se constată că acestea au căpătat datorită efectelor de stres și de rulare sinmetamorfică, forme curbe de tipul S_1 , de obicei în poziții diferite față de planul foliației. În unele cazuri însă, ondulațiile acestor șiruri de incluziuni coincid cu cele ale cimentului (Se) microcroat din jurul elementelor.

Elementele lineare din rocile bazice sunt mai puțin evidente, pentru că ele păstrează de obicei o structură blastoofitică sau blastohipidiomorfă. Pe teren, ca și la microscop, structura lineară se trădează numai prin orientarea foișelor de biotit sau de clorit, care alcătuiesc striații fine. În cazul rocilor mai intens șistoase, aceste orientări lineare sunt mai evidente.

planul de contact dintre alternanțele de șisturi și cuarțite sau conglomerate. În rocile competente, cum sunt cuarțitele și conglomeratele, planul foliației este mai puțin pregnant. În plus, la conglomerate planul ab este ondulat în jurul elementelor remaniate (fig. 23).

În rocile bazice metamorfozate mai masive, cum sunt metagabbrourile, se distinge mai greu un plan de foliație, el devenind mai evident doar la rocile a căror șistozitate este mai avansată. De aceea, gradul de foliere al flasergabbrourilor sau al metadoleritelor variază de la un loc la altul. Totuși, cînd există intercalăriile de filite între fostele curgeri de metabazalte și tufurile bazice se constată că foliația, mai mult sau mai puțin vizibilă, a rocilor bazice este paralelă cu planul de stratificație inițială.

c) *Fisurile*

În șisturile cristaline din regiune se întâlnesc de obicei fisuri. Ele s-au format perpendicular pe direcția lineațiilor și sunt orientate pe direcția ENE—WSW. Aceeași direcție o au și fisurile din rocile ofiolitice metamorfozate. În unele zone, cum este cea situată între valea Cilodia și va-

lea Pustacea, apar fisuri orientate pe două direcții aproape perpendiculare una pe alta.

Fisurile din șisturile cristaline și din conglomerate sănt de obicei fine și nu au minerale de neoformație pe ele. În cazul unor roci bazice metamorfozate, fisurile care le străbat conțin depunerile de epidot, clorit, uneori de hornblendă azbestiformă verde. Ele sănt tot fisuri *ac* perpendiculare pe axul *b*, ca și cele de mai sus, dar depunerile de minerale sănt determinate de procesele tîrziu magmatische sau hidrotermale ale intruziunilor de magme acide.

Fisuri perpendiculare pe primul sistem apar și pe valea Cigher, unde au direcția NNW—SSE și conțin, de asemenea, minerale depuse din soluții magmatische. Acestea stau în legătură cu un sistem de fracturi orientat pe această direcție.

d) Clivajele

Aproximativ paralel cu fisurile *ac*, apare în șisturile cristaline din jurul masivului eruptiv, ca și în rocile bazice metamorfozate, un sistem de clivaje, a cărui orientare este NE—SW, așa cum se vede pe fig. 21. Acest sistem de clivaje nu există pretutindeni, ci se întâlnește numai în anumite zone de pe valea Bîrzava, valea Bavna, valea Binișului și la nord pe pîrîul Cilodia.

Clivajele se trădează printr-o îndoire a suprafeței S_1 a rocilor după un plan aproape perpendicular pe ea. Ele alcătuiesc astfel un plan de foliație secundar (S_2) și reprezentă un clivaj de alunecare (L. Sitter, 1956).

În secțiunile subțiri perpendiculare pe planele S_2 , se observă diferite stadii de dezvoltare a clivajului. În unele din ele apar numai îndoiri incipiente ale benzilor din rocă pe planul S_2 , apoi în alt stadiu îndoarea este mai accentuată și în acest caz benzile filitice încep să se efileze în apropierea planului de clivaj. În aceste două cazuri ele formează pe suprafața S_1 a filitelor o liniație secundară (l_2) după E. Cloos (1946). În stadiul final de dezvoltare a clivajului se produce forfecarea completă a benzilor de minerale micacee din rocă și laminarea, cu îndoarea capetelor lor pe planul de forfecare.

B) DIAGRAME STRUCTURALE

Elementele structurale măsurate în regiunea Bîrzava au fost proiectate pe diferite diagrame după metoda expusă de M. Billings (1942), H. Fairbairn (1949), B. Engels (1959) etc.

Diagramele construite conțin elementele structurale măsurate în cele două zone tectonice importante care apar în regiune. Una este zona din partea de nord a masivului eruptiv, care cuprinde axul anticlinal orientat pe direcția ENE—WSW, iar a doua este zona masivului eruptiv propriu-zis și a șisturilor cristaline înconjurătoare, care alcătuiesc de asemenea o structură anticlinală, al cărei ax este orientat aproape perpendicular pe primul, așa cum se poate vedea pe hartă.

a) Zona structurii anticlinale de la nord

Pentru zona nordică, alcătuită numai din șisturi cristaline, am construit diagrama foliațiilor (fig. 24). Pe diagramă apar două maxime. Unul din maxime reprezintă polii foliațiilor măsurate pe flancul de sud al structurii anticlinale, a căror direcție generală este N56°E și căderile de 25° spre SSE. Celălalt maxim indică polii foliațiilor de pe flancul de nord al structurii, care au direcția generală N65°E și căderi de 22° spre NNW. Polul π al planului celor două maxime se proiectează pe direcția N58°E, indicând o afundare de 2—3° a structurii în acest sens.

Diagrama demonstrează astfel, existența în această zonă a unei structuri anticlinale orientată pe direcția axială a șisturilor cristaline din munți Highiș—Drocea.

b) Zona masivului eruptiv

Zona care cuprinde masivul eruptiv am împărțit-o în trei sectoare: *a* — sectorul alcătuit din șisturile cristaline situate între cele două brațe ale masivului eruptiv, *b* — sectorul alcătuit din masa de roci bazice metamorfozate și *c* — sectorul format din șisturile cristaline din exteriorul masivului eruptiv, respectiv șisturile complexului superior filitic, situate deasupra masei de roci bazice metamorfozate. Pentru fiecare sector am construit o diagramă structurală.

Pe diagrama din fig. 25 sunt proiectați polii foliațiilor și liniaților din sectorul *a*. Polii foliațiilor descriu pe diagramă două maxime, unul reprezentând foliațiile din partea de est a sectorului, pînă la contactul cu rocile bazice, în care direcția generală a foliațiilor este de N12°E și căderea medie de 40° spre ESE, iar al doilea indică orientarea foliațiilor din partea de vest a sectorului, a căror direcție generală este N62°W



și înclinarea de 22° spre SW. Apare astfel evidentă o structură anticlinală asimetrică, cu flancul estic orientat pe direcția N 12° E și mai puternic înclinat, iar cel vestic pe direcția N 62° W și mai slab înclinat.

Polul π construit pe diagramă se proiectează pe direcția S 10° E și indică o înclinare de 18° în acest sens. Aceasta este direcția de afundare a structurii anticlinale, din care rezultă afundarea șisturilor cristaline de la nord sub masa de roci bazice metamorfozate.

Lineațiile măsurate în acest sector au fost proiectate pe aceeași diagramă. Ele se plasează într-un cîmp apropiat de polul π (S 30° E) și indică aproximativ aceeași afundare a structurii (cca 20°). Din această relație a lineațiilor cu foliațiile rezultă că, structura este primară și s-a format în timpul metamorfismului.

Polii foliațiilor din sectorul *b*, reprezentând rocile bazice metamorfozate, au fost proiectați pe diagrama din fig. 26, pe care apar de asemenea, două maxime. Astfel, polii foliațiilor măsurate pe toată suprafața brațului drept al masivului se proiectează într-un maxim, care indică o direcție generală de N 32° E și cădere de $25-26^\circ$ spre SE. Foliațiile măsurate în rocile bazice din brațul stîng al masivului alcătuiesc pe diagramă un maxim, din care rezultă direcția de N 70° E și căderea de $25-26^\circ$ spre SW. Se observă că diagrama se aseamănă cu cea din sectorul *a*.

Polul π construit se plasează pe direcția S 18° E și indică o afundare de 21° a masei de roci bazice în această direcție. Lineațiile măsurate în acest sector au fost de asemenea proiectate pe diagramă și se constată că polul π se situează în centrul cîmpului în care se proiectează lineațiile, indicind astfel legătura genetică ce există între acestea din urmă și foliații și de asemenea că, direcția și gradul de afundare a structurii în sectorul rocilor bazice sunt aproape identice cu cele stabilite în șisturile cristaline din sectorul *a*.

Foliațiile și lineațiile măsurate în sectorul *c*, care reprezintă șisturile cristaline din exteriorul masivului eruptiv, au fost proiectate pe diagrama din fig. 27.

Astfel, polii foliațiilor alcătuiesc un maxim evident, rezultat din proiectarea măsurătorilor efectuate în partea de vest a șisturilor cristaline din acest sector. Direcția lor generală este N $49-50^\circ$ W, iar căderea de 26° spre SW. Foliațiile

din partea de est a sectorului, puține ca număr, nu mai alcătuiesc un maxim tot atât de important, ci formează în cîmpul cuprins între izoli-

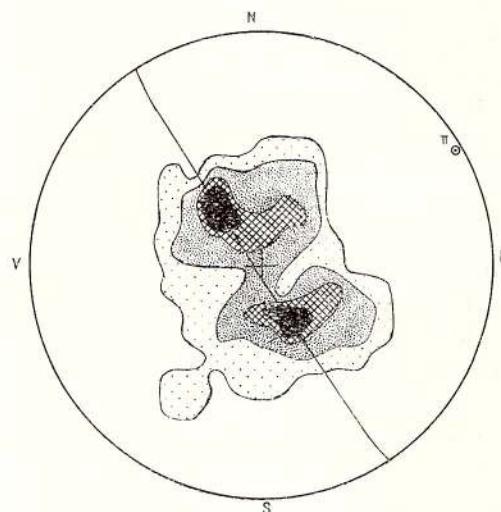


Fig. 24. — Diagramma de foliații din zona nordică a regiunii.
Izolinii : 0,5-2-4-5 %.
Diagramme de foliations de la zone N de la région. Iso-lignes : 0,5-2-4-5 %.

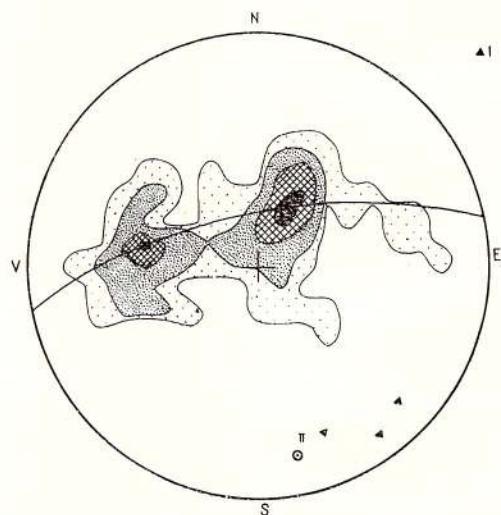


Fig. 25. — Diagramma de foliații și lineații pentru sectorul *a* din masivului eruptiv. Izolinii : 0,5-2-4-5-7 % ; 1, lineații.
Diagramme de foliations et linéations pour le secteur *a* du massif éruptif. Isolignes : 0,5-2-4-5-7 % ; 1, linéations.

niile de 2 și 4% un punct, cu o densitate egală cu cea a maximului polilor din partea vestică a sectorului. Foliațiile proiectate în acest punct indică, pentru șisturile de pe flancul estic, o direcție de N 28° E și o cădere generală de 36° spre SE. Aceasta demonstrează aceeași structură anticlinală, care se menține și în partea de sud a regiunii.

Polul π al planului ce unește cele două maxime din diagramă, se proiectează pe direcția S7°E și indică o afundare de 22° a structurii în

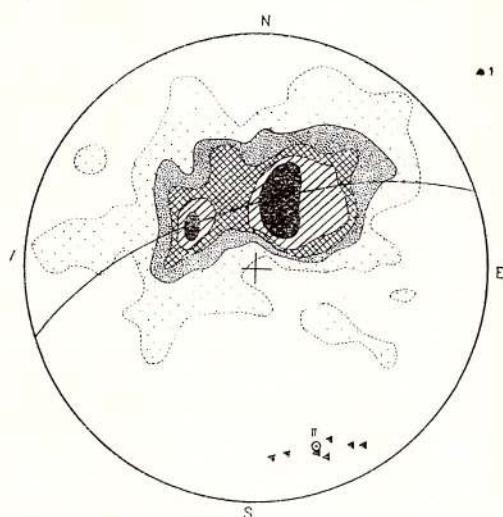


Fig. 26. — Diagrama de foliații și lineații pentru sectorul b (rocile bazice metamorfozate) din zona masivului eruptiv.

Izolinii : 0,5—2—3,5—5—7%; 1, lineații.

Diagramme de foliations et linéations pour le secteur b (roches basiques métamorphisées) de la zone du massif éruptif.

Isolignes : 0,5—2—3,5—5—7%; 1, linéations.

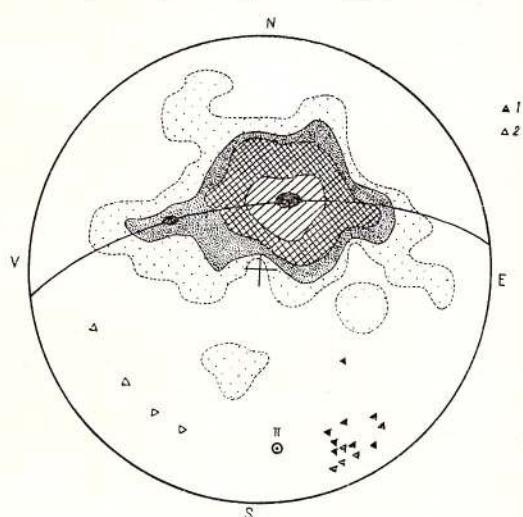


Fig. 27. — Diagrama de foliații și lineații pentru sectorul c din zona masivului eruptiv.

Izolinii : 0,5—2—4—9—16%; 1, lineații; 2, clivaje (l_2).

Diagramme de foliations et linéations pour le secteur c de la zone du massif éruptif.

Isolignes : 0,5—2—4—9—16%; 1. linéations, 2. clivages (l_2).

această direcție. Lineațiile măsurate în acest sector se proiectează pe diagramă într-un maxim care arată că direcția axului B al structurii anticlinale este N28°W—S28°E și că el se afundă în direcția S28°E cu o valoare foarte apropiată (18°) de cea indicată de polul π .

Privind datele furnizate de diagramele structurale din cele trei sectoare ale masivului erup-

tiv, putem constata acum că aspectul cartografic de „V“ remarcat mai de mult pentru masa de roci eruptive din regiune (L. Lóczy, 1890), este determinat de o structură anticinală asymmetrică, cu direcția generală N19°W—S19°E, structură care se afundă spre SSE cu 20°; axul ei a fost trasat pe hartă. Se mai constată că pozițiile diferite ale șisturilor cristaline din partea de sud a regiunii, orientate spre NW și NE, nu sunt determinate de un sistem de fracturi cum au crezut unii autori (L. Lóczy, 1890). Ele reprezintă flancurile unei boltiri anticlinale.

În afară de asemănarea frapantă a diagramelor din cele trei sectoare ale zonei masivului eruptiv, putem observa și unele particularități.

Pe toate diagramele, polii foliațiilor de pe flancul vestic al structurii se grupează, formând maxime bine conturate, în timp ce polii foliațiilor de pe flancul estic sunt mai dispersați, iar maximele lor sunt mai slabe.

Se constată de asemenea, că pe diagramele din șisturile cristaline ale sectoarelor a — culcușul rocilor bazice — și c — acoperișul rocilor bazice — punctele de proiecție ale polilor π (axe B) și maximele în care se proiectează lineațiile, prezintă între ele mici deviații. Astfel, polii π se proiectează puțin mai la vest de maximul de proiecție al lineațiilor. Pe diagrama din sectorul b, referitoare la rocile bazice metamorfozate, cele două elemente coincid ca punct de proiecție.

O mică deosebire există și în ceea ce privește afundarea diferențelor formațiuni în cadrul aceleiași structuri anticlinale. Astfel, șisturile cristaline de sub rocile bazice și cele de deasupra acestora din urmă (sectoarele a și c) indică o afundare de 19—20°, iar rocile bazice o afundare de 21°.

Rezultă din aceste deosebiri, că rocile bazice și șisturile cristaline antrenate în aceeași mișcare în timpul cutării și metamorfismului, s-au comportat într-un mod puțin deosebit, deși au căpătat în ansamblu aceeași structură anticinală. De aici au rezultat o serie de consecințe. Astfel, rocile bazice au alcătuit o masă competentă mai omogenă, care și-a păstrat o structură mai unitară, în timp ce în șisturile cristaline neomogene s-au creat și mișcări diferențiale, care au făcut ca în structura lor să apară aceste particularități. Din cauza deosebirilor de comportare a celor două mase de roci, apar între ele zone de fricție sau de laminare, fenomen la care concură

după cum vom vedea mai departe și procesele de punere în loc a rocilor intrusive sinorogene și tîrziu orogene.

c) Diagramele pentru fisuri și clivaje

Pentru fisurile din porțiunea situată spre extremitatea nord-estică a brațului stîng al masei de roci bazice dintre valea Pustacea și valea Cilodia, porțiune în care se păstrează acoperișul de șisturi cristaline al rocilor bazice, am construit diagrama din fig. 28. În această porțiune, foliațiile sănt aproape orizontale astfel că se proiectează în centrul diagramei. Lineațiile au aceeași direcție, ca și cele măsurate în structura anticlinială principală a masivului, dar prezintă căderi de $1-2^{\circ}$ în direcția N $22^{\circ}W$, contrar celor măsurate în sectoarele *a*, *b*, și *c*.

Polii fisurilor măsurate în această zonă au înclinări mari și se proiectează în patru maxime, care sănt perechi, două cîte două, indicînd două sisteme de fisuri. Sistemul cel mai important determină pe diagramă două maxime, unul la NNW coincizînd cu proiecția lineațiilor din această parte a masivului și altul la SSE, unde se suprapune peste punctul de proiecție al polului π și peste cîmpul de proiecție al lineațiilor

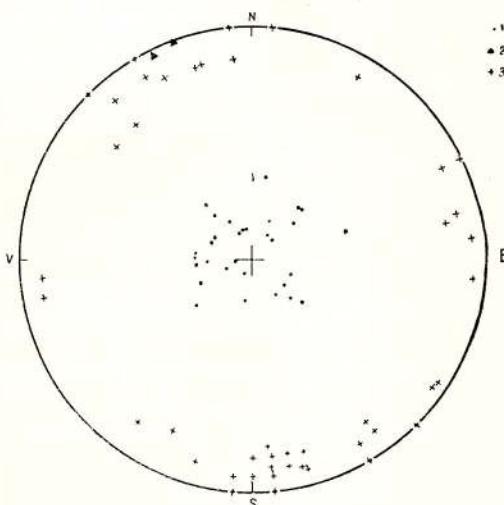


Fig. 28. — Diagrama pentru porțiunea V. Cilodia – V. Pustacea.

1. foliații 2. lineați, 3. fisuri.

Diagramme pour la portion V. Cilodia – V. Pustacea.
1. foliations; 2. linéations; 3. fissures.

măsurate în sectoarele *a*, *b*, *c*. Rezultă că acest sistem de fisuri are direcția generală N $75^{\circ}E$, fiind astfel perpendicular pe axul structurii principale a masivului. Ele se comportă pentru axul

masivului ca fisuri *ac*, respectiv ca fisuri paralele cu axul direcțional al șisturilor cristaline din munții Highiș—Drocea demonstrat în diagrama din fig. 24.

Celălalt sistem de fisuri, proiectat pe diagramă, indică maxime în sectoarele ENE și WSW ale acesteia. Acest al doilea sistem este deci, orientat pe direcția N $12^{\circ}W$ —S $12^{\circ}E$, fiind astfel aproximativ paralel cu axul structural al masivului eruptiv și perpendicular pe direcția axului direcțional al cristalinului Highiș—Drocea.

Lineațiile *l₂* rezultate din intersecția planelor de clivaj cu planul de foliație *S₁*, pe care le-am măsurat mai ales în șisturile cristaline de la sud de masivul eruptiv, se proiectează într-un cîmp destul de larg (fig. 27), cuprins între S $60^{\circ}W$ și S $16^{\circ}W$, fiind deci orientate aproximativ pe direcția generală N $52^{\circ}E$ —S $52^{\circ}W$. Deci, acest sistem de clivaje este aproximativ perpendicular pe axul structural al masivului eruptiv și aproape paralel cu sistemul de fisuri *ac* al masivului. Mai remarcăm că, sistemul de clivaje este aproape paralel cu direcția axială a cristalinului Highiș—Drocea și deci foarte puțin deviat de la direcția structurii anticliniale trasate în partea de nord a hărții.

c) TECTONICA DE ANSAMBLU A ROCILOR BAZICE METAMORFOZATE ȘI A ȘISTURILOR CRISTALINE

În explicarea tectonicii regiunii Bîrzava, autori anteriori menționau că în această zonă se dezvoltă un monoclin (L. Lóczy, 1890; V. Papiu, 1953), situat pe flancul sudic al unui vast anticlinoriu (V. Papiu, 1953; H. Savu, 1962 a). Unii autori au remarcat mai de mult că șisturile cristaline dintre masivul eruptiv și Mureș au direcții variabile, dar Lóczy (1890) sugera o situație anormală de falie, iar F. Kräutner și H. Kräutner¹⁾ considerau a fi determinate de două fracturi majore.

Din cercetările noastre prezentate mai sus, rezultă că în regiune există două elemente tectonice importante. *a)* Un anticlinoriu al cărui ax este orientat pe direcția generală ENE—WSW a șisturilor cristaline din munții Highiș—Drocea; axul acestui anticlinoriu trebuie să corespundă aproximativ cu axul structurii anticliniale, stabilit în șisturile cristaline din zona de la nord de masivul eruptiv. *b)* Pe acest anticlinoriu se grefează un hemianticlinial, în care se înscrie masi-

¹⁾ F. Kräutner, H. Kräutner, 1958, Op. cit.

vul de la Bîrzava. Axul acestui hemianticlinial este aproape perpendicular pe axul general al anticlinoriului, aşa cum se vede pe hartă și cum am demonstrat cu ajutorul diagramelor de mai sus.

Aceste două structuri, perpendicularare una pe alta, au determinat și poziția diferitelor formațiuni. Astfel, în partea de la nord de masivul eruptiv, în bazinul văii Cigherului, pe valea Cilodia și valea Slatina, alternanțele de cuarțite și filite au direcția generală a axului anticlinoriului și căderi mici spre NNW și spre SSE (fig. 24). Axul anticlinoriului privit în ansamblu este aproape orizontal; în zona prezentată de noi el se afundă cu 2–3° spre ENE.

Spre sud de axul anticlinoriului, formațiunile înclină în general spre SSE și treptat încep să îmbrace formă de hemianticlinial, descriind o flexură din ce în ce mai accentuată, cu cît se avansează mai spre SSE în direcția axului acestuia. Așa, se observă cum șisturile cristaline ale complexului inferior, începând din capătul nordic al brațului drept al masivului, se curbează treptat în jurul lui spre sud-vest, în zona pîrului Bușina și pe la confluența văii Cigher cu pîrul Irișorului, devenind aproape concordante cu masa de roci bazice metamorfozate. Această direcție se menține pînă în zona axului hemianticlinialului, situat în sectorul *a*, pe linia vîrful Coliba – vîrful Aria.

De la axul hemianticlinialului spre vest, formațiunile se întorc spre nord-vest prin bazinul văii Cilodia și apoi spre vest, ocolind astfel brațul stîng al masivului eruptiv și mai departe prin bazinul văii Pustacea, ele se orientează din nou pe direcția generală a anticlinoriului, adică spre WSW. Această dispoziție a șisturilor cristaline ale complexului inferior din baza rocilor ofiolitice metamorfozate este bine ilustrată de diagrama de sector din fig. 25 și profilul geologic II (pl. XIII).

Masa de roci bazice metamorfozate cu forma de V, situată deasupra acestui complex, îmbracă întocmai structura schițată, care aici devine mai bine conturată, aşa cum demonstrează diagrama din fig. 26 și profilele geologice din planșa XIII.

Spre SSE și lateral, masa de roci bazice se afundă treptat sub acoperișul său format din șisturile cristaline filitice ale complexului superior. Deoarece masa de roci bazice apare în axul hemianticlinialului și este intercalată concordant între cele două complexe de șisturi cristaline, ea

îmbracă formă unui facolit, deși nu este vorba aci tocmai de un astfel de corp, care ar fi trebuit să fie pus în loc ca o intruziune sinorogenă (R. Daly, 1933). În orice caz, rezultă clar că forma de V asimetric se afundă în direcția SSE, aşa cum au arătat diagramele din fig. 25–27 și profilele geologice orientate N–S (pl. XIII).

Acoperișul de șisturi cristaline al rocilor bazice, format din complexul superior, îmbracă și el structura hemianticlinială, afundîndu-se în aceeași direcție. Mai la sud, structura este acoperită de depozitele Cretacicului superior transgresiv.

Din cele expuse, rezultă clar că în zona Bîrzava nu este vorba de un simplu flanc sudic al unui anticlinoriu, ci că, acesta este complicat prin formarea unei structuri hemianticlinale, orientată perpendicular pe direcția axială a șisturilor cristaline, structură în care se înscrie masivul de la Bîrzava. Formarea ei trebuie să fi fost determinată de mișcarea orogenică diferită a fundamentului precambrian făiat (fig. 17) în sensul lui E. Wemann (1935) și influențată apoi de intruziuni.

Datorită unor fenomene sincrone cutării și metamorfismului, cum și din cauza altora care au survenit mai tîrziu, relațiile masivului cu șisturile cristaline înconjurătoare au fost în oarecare măsură modificate. Astfel, în timpul mișcărilor orogene masă de roci bazice, prin poziția sa discordantă față de albia geosinclinalului, a avut două tendințe de mișcare și anume, să-și apropie cele două brațe în lungul axului hemianticlinialului și să se depleteze spre NNW, către axul anticlinoriului.

După cum am mai arătat, rocile bazice s-au așternut peste un culcuș de formațiuni pelitice, cu care ele au alternat în bază. Aceste șisturi transformate uneori în șisturi de contact din cauza influenței intruziunilor granitoide, apar pe toată rama de nord-vest a masivului. Datorită diferenței de competență dintre șisturile cristaline și rocile bazice apar, în timpul cutării și deci al metamorfismului, mișcări diferențiale influențate și de injectiile acide sincrone.

De aceea, în șisturile de pe rama internă a masivului eruptiv s-au format uneori cute secundare mai largi, cum este cea de pe pîrul Crivaciului și microcute, uneori laminate, paralele cu axul hemianticlinialului și deversate către el, aşa cum rezultă și din profilele II și III (pl. XIII).

Tot în timpul acestor mișcări, au luat naștere liniațiile descrise mai sus, care sănt paralele cu axul hemianticlinalului și deci primare.

Uneori, structura a fost afectată de plane de laminare orientate aproximativ în sensul axului hemianticlinalului. Asemenea plane de laminare se observă pe rama vestică a brațului drept de pe pîrîul Irișorului, în unghiul dintre cele două brațe ale masivului și pe valea Cilodia. În ultimul caz, pe o astfel de falie rocile bazice de la vest de ea se scufundă împreună cu acoperișul lor, aşa cum se vede în profilul II (pl. XIII).

Datorită mișcărilor paralele cu axul anticlinorului, structura hemianticlinalului se îmbină în partea de nord-vest a brațului stîng al masivului, cu cîte slabe orientate ENE—WSW, aşa cum se vede în profilul VIII (pl. XIII). În această zonă apar foliații orizontale, două sisteme de fisuri și liniații înclinate spre NNW, care indică cele două direcții de cutare, aşa cum am arătat în diagrama din fig. 28.

Către sfîrșitul mișcărilor orogene care au fost puse în loc intruziunile acide și alcaline care, după cum vom vedea, au contribuit și ele la formarea tectonică a masivului.

Mai tîrziu, în cadrul aceleasi faze geotectonice, mișcările sănt reluate, căci în anumite zone apar clivajele orientate pe direcția ENE—WSW, pe care le-am proiectat pe diagrama din fig. 27. Este probabil, că aceste mișcări coincind cu momentul când la nord de Hîghiș au fost prinse în cristalin formațiunile carbonifere descrise de D. Giușcă (1962). Tot acum au apărut probabil și fracturile din partea superioară a bazinului văii Bîrzava.

CAPITOLUL IV ROCILE INTRUSIVE

În acest capitol vom descrie rocile intrusive în general, intermediere, alcaline și acide, cum și rocile filoniene care urmează acestora.

A) RĂSPINDIREA ROCILOR INTRUSIVE

Rocile intrusive sănt răspîndite mai ales pe rama externă a masivului, alcătuind astfel corpuri de diferite dimensiuni, care străbat rocile ofiolitice metamorfozate, adesea și șisturile cristaline de deasupra lor. Ele au început cu intruziuni de roci dioritice și s-au continuat cu intruziuni de roci alcaline și granitoide.

Din punct de vedere al repartiției, se constată că rocile dioritice și cele alcaline se asociază pe teren, fiind răspîndite mai ales pe rama de nord-est a brațului drept al masivului, uneori și în in-

teriorul acestuia, în timp ce intruziunile granitoide care alcătuiesc o altă serie eruptivă, apar și în această zonă, dar predomină pe rama de sud-vest și în axul hemianticlinalului descris mai sus.

Intruziunile dioritice sănt reduse la un corp mai important situat în zona confluenței văii Bîrzava cu pîrîul Lupoaia și cîteva apofize ale sale, care apar pe pîrîul Velica Mare, pîrîul Boctăreștilor și Pîrîul lui Șandor. Alte cîteva intruziuni mai mici apar și pe pîrîul Cigherului, pîrîul Irișorului și pe pîrîul Babina. Legate strîns de diorite prin mineralogia lor, sănt dioritele porfirice de pe valea Cigherului, situate mai jos de Corlat.

Atât în zonele amintite la diorite, dar mai ales pe rama de nord-est a brațului stîng al masivului, între pîrîul Crivaciului și valea Cilodia, se întîlnesc pegmatite dioritice și sienodioritice, iar filoane de porfirite dioritice sănt răspîndite, ici colo, în tot masivul.

Rocile alcaline au început cu sienodiorite cu piroxen sau cu hornblendă, care alcătuiesc un corp cu mai multe apofize, ce străbat dioritele mai vechi. După cum se vede pe hartă, ele aflorează în jurul vîrfului Radevița, dealul lui Șandor, la izvoarele pîrîului lui Șandor și pe pîrîul Velica Mare. Alte iviri de sienodiorite mai apar la vest de pîrîul Băsculeștilor, pe vîrful Horiești și sub dealul Costeștilor.

În aceeași zonă a intruziunilor de diorite și de sienodiorite, apar și cîteva corpuri de sienite alcaline. Acestea se însiruie în lungul unei zone orientată paralel cu contactul de nord-est al masivului, dar mai interioară puțin decît zona intruziunilor precedente. La izvoarele văii Monorâștia, între valea Bîrzava și satul Radului, apar două intruziuni alcaline. Intruziunea estică este alcătuitură din sienite cu egirin și sienite cu arfvedsonit, iar cea vestică din sienite cu hastingsit. Tot în această zonă apare o mică apofiză de granofir cu egirin — augit.

Între pîrîul Lupoaia și pîrîul Velica Mare se găsește un alt corp alcalin, alcătuit din sienite cu egirin și sienite cu arfvedsonit. Un alt corp mai mic de sienite cu arfvedsonit mai apare și pe pîrîul Boctăreștilor. Un corp de roci alcaline, însotit de o apofiză a sa, este cel situat între Dealul lui Șandor și pîrîul Irișorului, la cîrui alcătuire participă sienite cu hastingsit, arfvedsonit, uneori și cu egirin.

Intruziunile de roci granitoide sănt reprezentate prin diorite cuarțifere cu albit, sienite cuar-



țifere și granite alcaline. Masa cea mai importantă de roci granitoide din masiv este cea care apare în axul hemianticlinalului, în partea de sud a regiunii. Ea alcătuiește un stock cu dimensiunile de 4 : 4,6 km, situat între valea Monorăștia, vîrful Grănișca, dealul Costeștilor, valea Bîrzava și pîrul Omornii. În partea de nord a intruziunii, apare un facies mai melanocrat, de compoziție dioritică, care pare să fi precedat intruziunea, căci roci asemănătoare injectează metagabbrourile pe valea Bîrzava, la vest de dealul Untului.

Restul masei intruse este alcătuit dintr-un sienit cuarțifer cu biotit, mai rar cu hornblendă, de la care se produc tranziții gradate spre roci de compoziția granitelor alcaline, sau spre faciesul contaminat al rocilor granitoide. Granitele alcaline apar pe vîrful Untului, valea Bavna, pe valea Bîrzava și în multe alte puncte.

În interiorul corpului granitoid „plutesc“ numeroși xenoliți de dimensiuni variabile, prinși din acoperiș în timpul intruziunii magmei, iar în jurul acestora, ca și pe contactele intruziunii, se dezvoltă faciesul contaminat de compoziție granodioritică al sienitelor cuarțifere. Din loc în loc, se întâlnesc faciesuri pegmatoide sau mici filonașe de micropegmatite.

Pe rama de sud-est a masivului se mai întâlnesc cîteva intruziuni mai mici, dintre care, una apare în bazinul văii Omornii și pe dealul Omornii, iar alte cîteva mici apofize sănt situate la izvoarele pîrului Binișului, pe Cioaca Mutului și pe vîrful Conciești ; pe valea Binișului apar în sienitele cuarțifere și granite alcaline. Toate aceste intruziuni se afundă spre SSE sub contactul cu șisturile cristaline. Mai departe spre NW, în lungul brațului stîng al masivului, se întâlnesc des filoane și injecții de roci granitoide, reprezentate prin sienite cuarțifere și granite alcaline, uneori cu faciesuri contaminate.

În lungul brațului drept al masivului se întâlnesc de asemenea, mai multe intruziuni de dimensiuni variabile, concentrate de obicei către rama externă a lui. Astfel, o intruziune de sienit cuarțifer străbate ca o lamă îngustă și alungită în direcția E—W, rocile bazice metamorfozate și șisturile de deasupra lor, în zona de la nord de satul Radului. Spre est, pe pîrul Tiganului, apar de sub șisturile cristaline sienite cuarțifere, în mare parte laminate în lungul contactului.

Mai la nord, pe valea Bîrzava apare între vîrful Polomu, pîrul Boctăreștilor și dealul Măru-

lui o altă intruziune granitoidă, a cărei formă destul de neregulată se alungește mult spre NNW în lungul contactului dintre șisturi și metabazite. Ea este alcătuită din diorite cuarțifere și sienite cuarțifere cu separații și filonașe pegmatoide. În corpul intruziunii se întâlnesc numeroși xenoliți de roci bazice și de șisturi parțial digerate.

Două intruziuni mai importante apar pe pîrul Irișorului și în bazinul văii Cigherului. Astfel, în partea superioară a bazinului pîrului Irișorului și în jurul cupolei de sienodiorite din vîrful Radevița, se dezvoltă o intruziune de sienite cuarțifere cu hornblendă, care se afundă spre SSE pe sub sienodiorite și sub contactul cu șisturile cristaline. În partea estică a intruziunii, pe pîrul Irișorului, se dezvoltă un facies de granite alcaline. Intruziunea conține de asemenea xenoliți de roci bazice metamorfozate. O altă intruziune mai mare din această parte a masivului, este cea de pe valea Cigherului, la nord de pîrul Băsculeștilor. Ea este orientată pe direcția N—S și străbate, atât rocile bazice, cât și șisturile de contact din această zonă.

În jurul acestor intruziuni, ca și în tot brațul drept al masivului, se observă injecții de roci acide la orice pas și multe dintre ele s-au însinuat și în șisturile de contact ca injecții concordante, mai rar discordante. De asemenea, apar uneori mici intruziuni și injecții situate în afara limitelor masivului, ca intruziuni satelite ale celor principale din interiorul acestuia. Așa sănt unele intruziuni mici care apar în unghiul celor două brațe ale masivului, filoanele de pe pîrul Lupoaia și valea Bîrzava, cum și intruziunea mai mare de pe pîrul Movilei, situată la exteriorul masivului. Aceasta din urmă străbate șisturile din acoperișul masivului și scoate și ea din adîncime xenoliți de roci bazice metamorfozate.

Legate de rocile acide apar uneori granofire. Acestea formează, între pîrul Crivaciului și vîrful Horiești, un corp mai important și cîteva filoane care apar în jurul lui, aşa cum se vede pe valea Cilodia și la sud de acest corp.

B) TECTONICA INTRUZIUNILOR

Mai sus am arătat că masivul eruptiv de la Bîrzava se comportă, din punct de vedere tectonic, ca un hemianticlinal care este orientat pe direcția NNW și se afundă spre SSE cu cca 20°.



Din această cauză, el are forma unui pseudofacolit cu două brațe. Corpurile de roci intrusive, care au fost puse în loc sincron cu formarea acestei structuri, se înscriu tectonic în ea și se dezvoltă mai ales pe rama externă a masivului. Prin ridicarea lor în timpul orogenezei, străbătînd masa de roci bazice și acoperișul de șisturi al acestuia, intruziunile au contribuit și la ridicarea masivului în ansamblu, astfel că, pe contactele sale externe apar în zonele cu intruziuni, plane de laminare.

a) Contactele

Contactele intruziunilor de pe rama externă a masivului sunt în general disconforme și după cum se observă din profilele geologice, acesta este caracterul și pentru contactele din interiorul masivului. Contactul sud-vestic este aproape paralel cu direcția șisturilor cristaline, în timp ce contactul de sud-est manifestă o oarecare discordanță față de acestea. Caracterul discordant este evident în cazul contactului de pe rama externă de NE a masivului.

În toate cazurile se observă că prin ridicarea lor, intruziunile au boltit în sus și lateral șisturile din acoperiș și din pereți, ceea ce face să rezolve problema spațiului în care s-a produs intruderea magmei (M. Walton, 1955; J. N ob le, 1952). Această domare a acoperișului se observă după unghiul de înclinare mai mare pe care îl au șisturile, cu cât ne apropiem de contactul cu rocile intrusive, aşa cum rezultă din profilele geologice. La stockul de la Bîrzava, înclinat spre SSE, se constată că pe contactul de nord rocile bazice metamorfozate și șisturile cristaline din acoperișul lor se afundă sub pluton, aşa cum demonstrează bine profilul IV (pl. XIII). Această afundare a rocilor de contact sub intruziune este determinată de împingerea lor laterală și în jos, de către intruziunea ce avea loc de la SSE spre NNW și în sus (H. C lo o s, 1934).

Împingerea acoperișului de șisturi în sus și a rocilor din pereți, lateral, dovedește o intruziune forțată a magmei (J. N ob le, 1952).

Asemenea situație se întâlnește și la alte intruziuni, mai ales cum sunt cele mai mari din brațul drept al masivului. În această zonă, după cum se vede pe hartă și în profile, șisturile de pe contactul extern al masivului, care aveau direcția generală NE—SW și căderi sudice, au fost împinsă în sus și lateral, în timpul intruziunilor tîrziu orogene. Astfel, pe o zonă lată de câteva

sute de metri și paralelă cu contactul, șisturile cristaline au căpătat și ele o direcție paralelă cu aceasta și s-au orientat pe direcția NNW—SSE. Căderile lor sunt acum spre ENE și au valori din ce în ce mai mari în apropierea contactului, unde pot ajunge uneori pînă la verticală, aşa ca pe pîrîul Velica Mare. În adîncime, stratelor rămîn totuși disconforme.

Torsionarea stratelor se datorează ridicării masivului eruptiv prin împingerea în sus a magmei intruse, care alunecă pe contact împreună cu șisturile de contact ce formau un fel de înveliș al intruziunii. Datorită acestei mișcări, atît în rocile intrusive, cît și în șisturile cristaline apar adesea fenomene de laminare.

În concluzie, rezultă că contactele exterioare ale masivului sunt determinate de intruziunile care s-au ridicat dinspre SSE, pe plane de străpungere înclinate puternic spre exteriorul masivului și că prin ridicare, acestea au produs împingerea în sus și lateral a rocilor bazice și a acoperișului de șisturi cristaline, domîndu-le ca un diapir (D. R ey nold s, 1958).

b) Structura internă a intruziunilor

Pentru lămurirea structurii intruziunilor granitoide am urmărit structurile de curgere, foliația, elementele lineare, fisurile și am făcut cîteva analize petrotectonice. Aceste observații s-au referit în general la toate intruziunile, dar au fost urmărite în mod special la stockul din partea de sud a masivului.

Toate rocile intrusive granitoide și alcaline din masivul Bîrzava au granulație medie sau fină și prezintă uneori goluri miarolitice.

În unele faciesuri se întâlnesc structuri pegmatoidă, în altele porfirice, dar cu fenocristale mici, care nu pot fi măsurate pe teren. Unele forme cu structură micropegmatitică prezintă o orientare trahitoidă a feldspațiilor. În funcție de aceste caracteristici, intruziunile din regiune par a fi în cea mai mare parte izotrope.

Structurile de curgere

Structurile primare de curgere s-au format în stadiul în care magma începușe să se răcească, dar era încă în stare plastică (H. C lo o s, 1936; R. Balk, 1936; N. Martin, 1953). Astfel de structuri nu sunt evidente peste tot, ci se întâlnesc uneori pe marginile intruziunilor. Ele apar pe contactul nordic al stockului de la Bîr-



zava, și se pot vedea în cariera din malul drept al văii Bîrzava.

Structura este pusă în evidență de orientarea foilelor de biotit, a cuiburilor de mică și a xenoliștilor bazici paralel cu peretele de metabazite al intruziunii. Xenoliștii își pierd structura primară, sunt alungiți și capătă o formă elipsoidală a cărei axă mare este paralelă cu contactul, care înclina spre sud. Asemenea structuri au mai fost întâlnite pe pîrul Omornii și pe pîrul Strîmna, în zona în care o mare lamă de roci bazice se adâncește mult în corpul intruziunii. Structuri de curgere primară am mai întîlnit și pe marginile altor intruziuni din masiv, cum este de exemplu cea de pe valea Cigherului. În toate cazurile, o asemenea structură nu este vizibilă spre interiorul corpurilor intruse.

Foliații

Foliații evidente apar mai ales pe contactele externe ale intruziunilor situate pe ramele de SW și SE ale masivului și sunt absente în interiorul lui, sau apar numai în anumite zone ale corpurilor intruse. La contactele de pe marginile externe ale masivului, dezvoltarea foliației apare numai acolo unde roca granitoidă a venit direct în contact cu șisturile cristaline din exteriorul masivului. În zonele în care, între intruziune și șisturile cristaline au existat șisturi de contact cu care granitoidul s-a ridicat în sus, o foliație secundară se dezvoltă în șisturile de contact și lipsește în intruziune.

Din aceste observații, ca și din analiza petrotectonică, am considerat că foliația care apare pe contactele masivului în rocile intrusive reprezintă efectele ridicării masivului încă și după ce magma se consolidase aproape complet în partea superioară a intruziunilor. De aceea, foliația formată se suprapune uneori și peste structura primară de curgere, acolo unde ea a existat, continuând-o pînă la formarea, în unele cazuri, a milonitelor.

O astfel de foliație apare pe contactul rocilor granitoide de pe rama de SW a masivului, începînd de la valea Cilodia și pînă în valea Monorăștia, în axul structurii hemianticlinale. De asemenea, se întâlnesc roci intrusive cu textură orientată și pe rama de sud-est a masivului, în pîrul Danovița și pîrul Strîmna. Spre NE, intruziunile de diorite, sienite alcaline și de sienite cuarțifere prezintă, de asemenea, fenomene de

laminare pe contactul cu șisturile cristaline, așa cum se constată la corpul de la izvoarele văii Monorăștia; aceste fenomene sunt larg dezvoltate în sienitele de la confluența pîrului Tiganului cu pîrul Tomii. Mai departe spre NNW, rocile in-

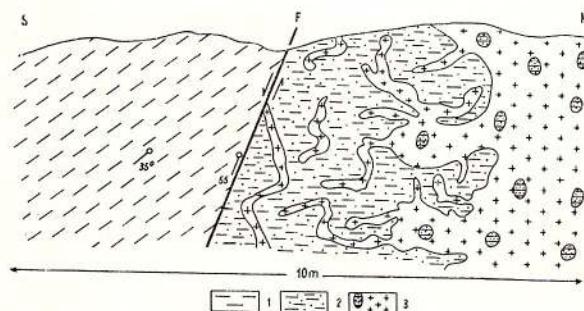


Fig. 29. — Rocă de contact (2) injectate de material intrusiv (3) pe contactul cu șisturile cristaline (1) de pe pîrul Velica Mare.

Roches de contact (2) injectées de matériel intrusif (3) sur le contact avec les schistes cristallins (1). Ruisseau Velica Mare.

trusive nu au mai venit direct în contact cu șisturile cristaline, această funcție fiind îndeplinită de rocile injectate și metamorfozate la contact, așa cum se vede în fig. 29 și în profilele geologice II și III (pl. XIII). Corpul de diorite și meladiorite de la izvoarele văii Bîrzava prezintă adesea laminări avansate în anumite zone, uneori și pe contactul vestic. Unele zone de laminare par să datora și unor mișcări mai tîrziu, fiind probabil sincrone cu clivajele din șisturile cristaline.

Planele de foliație din rocile granitoide se pot vedea bine la stockul de la Bîrzava. În cariera de pe valea Bîrzava, apar în granitoidele masive de la contactul cu șisturile cristaline, plane de sistozitate ale căror direcții sunt paralele cu contactul și înclina spre SW cu 40°. Aceeași este situația și pe un afluent stîng al pîrului Peii. La contactul din valea Monorăștia, în granitul slab orientat — megascopic aproape masiv — apar zone groase de 20—50 cm, în care se distinge o sistozitate foarte pronunțată, roca avînd un caracter mai mult gnaisic (fig. 30). Pe aceste plane de foliație apar în toate punctele amintite filonașe concordante și lentile de cuarț hidrotermal.

Zone cu texturi șistoase se întâlnesc și în granitoidele din interiorul stockului de la Bîrzava, ca și în sienitele alcaline de la izvoarele văii Monorăștia. În interiorul intruziunii de la sud

apar granitoide șistoase la sud de dealul Movilei și pe pîrul Strîmna, unde sînt prinse și pene de șisturi, uneori cornificate. O altă zonă apare mai sus, pe pîrul Strîmna ; aceasta are direcția N40—50°W și căderi de 65°—70° spre SW.

20° în direcția S20°E. Ele constituie astfel un element linear.

În afară de aceste elemente lineare, informații prețioase ne-au fost date și de enclave. Acestea se pot separa din punct de vedere genetic (E.

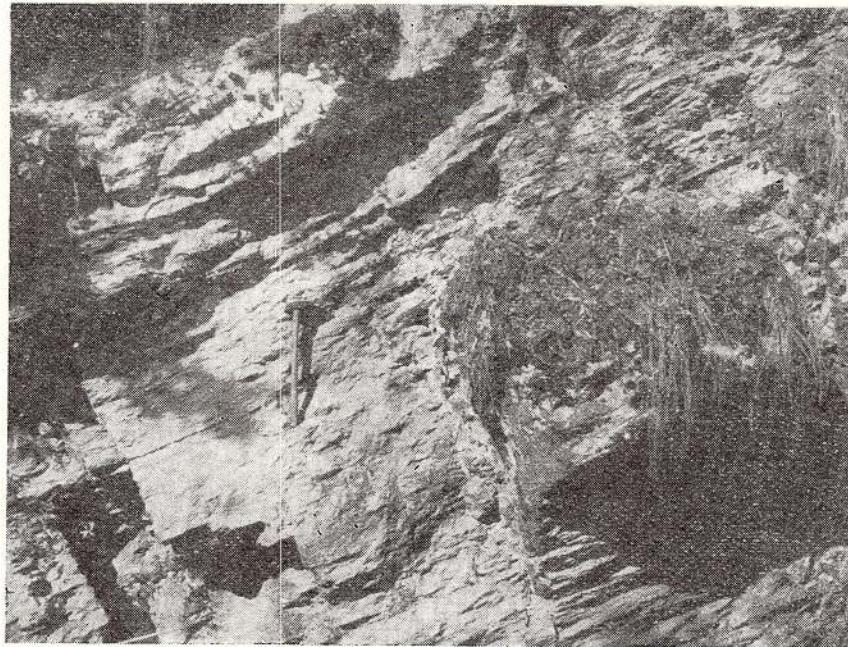


Fig. 30. — Granitoide cu textură orientată la contactul de pe valea Monorăștia
Granitoïdes à texture orientée au contact sur la vallée de Monorăștia.

Aici, pe planele de foliație ale rocilor au pătruns, ca și pe valea Monorăștia, filoane hidrotermale cu pirită.

Toate aceste zone de foliere intrusive sunt paralele cu contactul de SW al masivului, iar produsele hidrotermale depuse pe ele arată legătura lor cu evoluția intruziunii (R. Balk, 1936). Zonele de laminare din sienitele de la izvoarele văii Monorăștia și văii Bîrzava, după cum se vede pe hartă, urmăresc și ele contactele din apropiere.

Lineațiile

Indicii asupra structurilor lineare ale intruziunilor, mai evidente la stockul de la Bîrzava, neau fost furnizate pe teren de striațiile care apar pe planele de foliație din granitoide și de enclave.

Pe planele de foliație de pe contactele intruziunilor cu șisturile cristaline din afara masivului apar striații formate printr-o ondulare a mineralelor micacee. Aceste ondulații fine sunt orientate pe direcția N20°W și indică o adâncime de 15—

20°, 1936; E. Larsen, 1948; M. Martin, 1953) în xenoliți și separații melanocrate sau autolite.

Xenoliții sunt reprezentați prin enclave, de obicei cu forme neregulate, de roci bazice metamorfozate și de șisturi cristaline ; nu au fost întîlnite enclave de cuarțite, conglomerate sau din gnaisele fundamentului precambrian. Xenoliții se întâlnesc în toate intruziunile, indiferent de forma, grosimea sau tipul de rocă intrusivă din care sunt alcătuite. Cei mai mulți și mai mari apar în stockul de la Bîrzava.

În acest corp ei au forme neregulate și dimensiuni de la cîțiva centimetri pînă la 350 m, așa cum sunt xenoliți mari de pe valea Strîmna și pîrul Bavna. Cei mai mulți sunt însă mici (fig. 31) și abundă în apropierea contactelor, la intruziunile mari ca și la cele mici, sau gravitează în jurul xenoliților mai mari din intruziunile principale. Xenoliții cei mai numeroși și-au păstrat în general structura primară și corespund astfel la grupele I și II stabilite de M. R. Martin (1953).

Dată fiind forma neregulată a xenoliștilor din cea mai mare parte a intruziunii, aceasta nu a putut fi folosită pentru măsurători de elemente

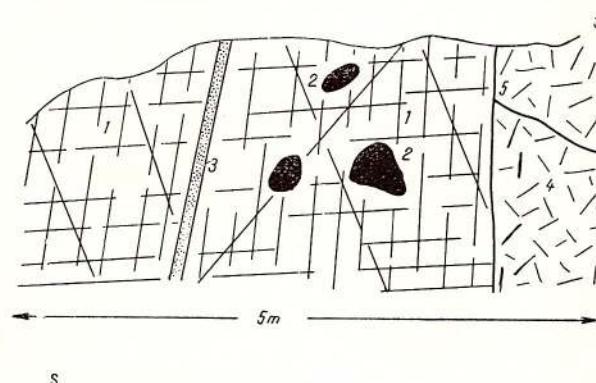


Fig. 31. — Sienite cuarțifere (1) cu xenoliți de roci bazice (2) și diverse sisteme de fisuri pe valea Bârnava ; 3, filon aplitic ; 4, brecii ; 5, fracturi.

Syénites quartzifères (1) à xénolites de roches basiques (2) et divers systèmes de fissures dans la vallée Bârnava ; 3, filon aplítique ; 4, brèches ; 5, fractures.

lineare. Informatii mai prețioase ne-a dat foliația lor primară, determinată de metamorfismul regional. După cum se vede pe hartă, xenoliști mari din interiorul stockului prezintă foliații, care sunt aproximativ paralele cu contactele și cu șisturile cristaline din exteriorul intruziunii. Xenoliști situați la vest de o linie imaginată care ar indica axul hemianticinalului, au direcția NW și căderi spre sud-vest, iar pozițiile măsurate în întrîndul de roci bazice metamorfozate de pe pîrîul Strîmna, la est de axul hemianticinalului, indică o întoarcere a șisturilor cristaline și a xenoliștilor adiacenți spre NE, manifestând tendința de a deveni paralele cu contactul de SE și cu șisturile cristaline de pe flancul sud-estic al masivului, aşa cum rezultă și din profilul V (pl. XIII) ; uneori apar însă și poziții diferite, mai ales pe valea Strîmna.

Această poziție a xenoliștilor arată că în timpul intruziunii magmei, structura hemianticinalului începuse să se schițeze deja ; xenoliști mari nu au fost deranjați din poziția lor sau s-au mișcat prea puțin în timpul intruziunii magmei, ceea ce arată că ei reprezintă pene din acoperișul erodat ; xenoliști mici au fost rupti din aceste pene și atrainați de magmă, schimbîndu-le poziția inițială. Mai rezultă din aceste date că magma, în timpul ridicării sale, a căutat să se înscrie în structura anticinală pe cale de formare.

O altă observație asupra xenoliștilor mari din interiorul intruziunii este aceea că, dacă în ce-

privește direcția foliațiilor aceasta urmărește flancurile hemianticinalului, căderea este ceva mai mare decât a șisturilor cristaline din jurul masivului, variind între 40° și 50° .

Separatiile melanocrate nu se întâlnesc peste tot, atât pentru faptul că ele s-au format numai în anumite zone ale intruziunilor, cît și din cauza lipsei de deschideri adecvate. Ele apar uneori la un loc cu xenoliști și sunt alcătuite din concentrări mai deosebite de minerale melanocrate formate inițial în magmă (R. Hutchinson, 1956). Dimensiunile lor sunt reduse. De obicei, ele au o formă alungită de elipsoid, a cărui axă mare variază ca lungime între 1 și 9 cm. În general, s-au întâlnit puține cazuri bune pentru măsurarea orientării lor. Într-o intruziune mică de pe valea Bîrzava ele înclină spre SSE cu cca $30-50^{\circ}$, aşa cum se vede în fig. 32.

Fisurile

Rocile intrusive din masivul de la Bîrzava sunt străbătute de diferite sisteme de fisuri, care s-au format în urma răcirei magmei (E. Cloos, 1936 ; R. Balk, 1936). Înțînd seama de faptul că masivul este alcătuit din numeroase corpuri intrusive, pentru studiul fisurilor am ales două grupe de intruziuni mai importante. Astfel, am măsurat fisurile din stockul de la Bîrzava și fisurile din intruziunile dioritice, alcaline și acide situate în partea de NE a masivului.

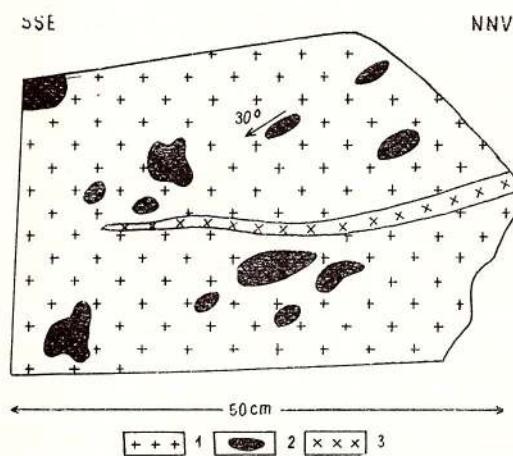


Fig. 32. — Sienite cuarțifere (1) cu separații melanocrate (2) pe valea Bîrzava ; 3, filon aplitic.

Syénites quartzifères (1) à séparations mélanocrates (2) dans la vallée Bîrzava ; 3, filon aplítique.

În stockul de la Bîrzava se întâlnesc trei sisteme de fisuri importante, aşa cum se poate constata și pe schița din fig. 31. Două din sistemele

de fisuri sunt orientate pe direcția NE—SW, iar altul pe direcția NW—SE; un al patrulea, este un sistem mai puțin important, ale cărui fisuri au înclinări foarte mici. Asemenea sisteme de fisuri au fost descrise și în masivul Pricopan (M. Savul și I. Barbu, 1961). Pe teren noi am măsurat, mai ales, fisurile din primele trei sisteme.

Toate fisurile măsurate în stockul de la Bîrzava le-am proiectat pe diagrama din fig. 33, pe care au rezultat patru maxime mai importante, corespondente două cîte două. Maximul din partea de SE a diagramei corespunde unui prim sistem de fisuri orientat pe direcția N50—60°E, cu căderi spre NW, care oscilează între 60° și 90°. Pe acest sistem de fisuri apar, ici și colo, filoanele de cuarț sau de quart, carbonați și oligist, care străbat corpul granitoid.

Acest sistem de fisuri, raportat la structura hemianticlinalului în al cărui ax se înscrie intruziunea, se constată că este aproximativ perpendicular pe direcția lui. De asemenea, el este paralel cu sistemul de fisuri *ac* din fig. 28, măsurat în rocile bazice metamorfozate și în șisturile din acooperișul lor. Din această cauză, cum și prin faptul că pe acest sistem de fisuri apar și filoane de cuarț hidrotermal, este evident că el reprezintă pentru intruziunea granitoidă fisurile *Q* — transversale — din sistemul lui H. Cloos (1922). Aceste fisuri s-au format primele după răcirea magmei și în ele au pătruns soluții reziduale.

Maximul din partea de NW a diagramei ar corespunde, în parte, sistemului de fisuri *L* care este aproximativ paralel cu planul de curgere primară.

Al doilea grup de maxime, situate în partea de NE și de SW a diagramei, corespunde celui de al treilea sistem de fisuri măsurat, a cărui direcție generală este N35°W, iar căderile oscilează în jur de 40—60° spre NE, mai puțin spre SW. Acest sistem de fisuri apare, în raport cu structura hemianticlinalului, orientat aproximativ paralel cu direcția lui, respectiv ca un sistem *hol* sau *bc*. Pe aceste fisuri se întâlnesc uneori mici filoane de oligist fără cuarț. Pentru aceste considerante, credem că acest sistem de fisuri corespunde fisurilor *S* — longitudinale — din clasificarea lui H. Cloos (1922) și R. Balk (1936).

Pe aceeași diagramă mai apar maximele slabă ale unor fisuri mai puțin inclinate, care ar corespunde celui de al patrulea sistem de fisuri

din granitoide. Se mai observă, de asemenea, două maxime slabe situate în apropierea punctelor N și S, corespunzînd unor fisuri orientate

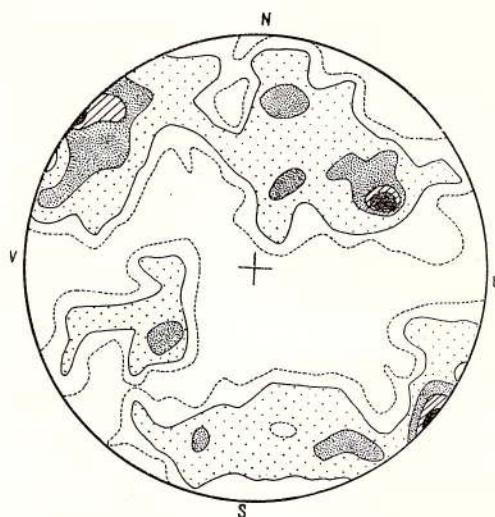


Fig. 33. — Diagrama de fisuri pentru stockul de la Bîrzava.
Izolinii : 0,5—1—2—3—4 %.
Diagramme de fissures pour le stock de Bîrzava. Isolignes :
0,5—1—2—3—4 %.

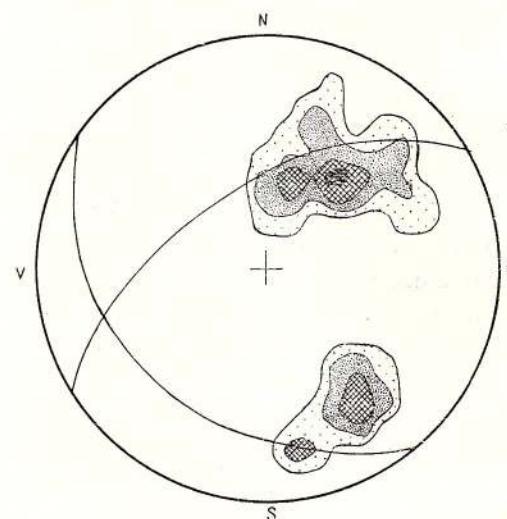


Fig. 34. — Diagrama foliațiilor și fisurilor asociate în stockul Bîrzava. Izolinii : 0,5—2—4—7 %.
Diagramme des foliations et des fissures associées dans le stock de Bîrzava. Isolignes : 0,5—2—4—7 %.

aproape E—W. Acestea ar putea reprezenta fisuri diagonale sau fisuri formate mai tîrziu.

Pe diagrama din fig. 34 au fost proiecțați polii planelor de foliație care apar pe contactul de SW al intruziunii de la Bîrzava, polii planelor de foliație din zonele de granitoide sistoase și piritizate din interiorul intruziunii (valea Strîmna) și fisurile măsurate pe contactele foliate sau lamineate din valea Bîrzava, pîrîul Peii și valea Mono-

răștia. Comparând-o cu diagrama din fig. 33, constatăm că fisurile ce corespund maximului din partea de SSE a diagramei sunt paralele apro-

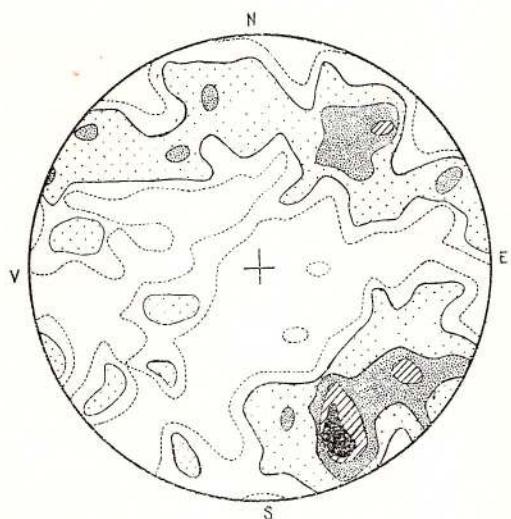


Fig. 35. — Diagrama de fisuri pentru intruziunile alcaline din partea de NE a masivului. Izolinii : 0,5—1—2—3—4 %.
Diagramme des fissures pour les intrusions alcalines de la partie NE du massif. Isolignes : 0,5—1—2—3—4 %.

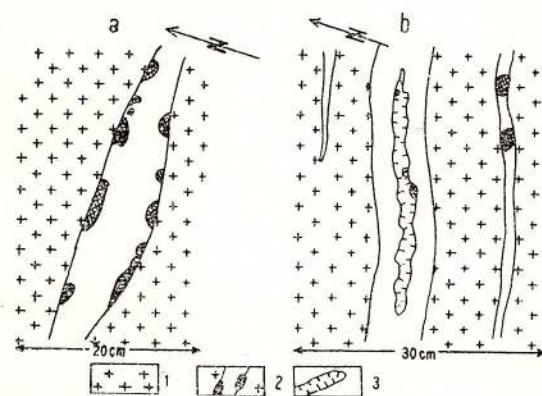


Fig. 36. — Sienite alcaline (1) cu filoane de cuarț și carbonați (2) în care apar geode (3) cu cuarț idiomorf.
Syénites alcalines (1) à filons de quartz et carbonates (2) dans lesquels apparaissent des géodes (3) à quartz idiomorphe.

ximativ cu fisurile Q din interiorul masivului. De fapt, în acest cîmp se proiectează și toate liniațile măsurate atât în șisturile cristaline ale structurii hemianticlinale, cât și cele măsurate pe planele de foliație de pe contactul de SW al corpului de granitoide (fig. 25, 26, 27), ceea ce demonstrează origina lor comună.

Planele de foliație de pe contactul de SW și din zonele interne ale masivului, chiar și cele piritizate, se proiectează împreună într-un cîmp

cu un maxim situat în partea de NE a diagramei, unde se suprapune perfect peste maximul principal al fisurilor S din masiv (fig. 33).

Pentru a doua zonă de intruziuni, cea din partea de NE a masivului, în care s-au făcut măsurători de fisuri, am alcătuit diagrama din fig. 35. După cum se vede pe diagramă, în această zonă a masivului există în rocile intrusive două sisteme de fisuri bine dezvoltate, dar care, spre deosebire de cele din stockul Bîrzava, sunt mult mai unitare. Polii unuia din cele două sisteme de fisuri alcătuiesc un maxim important în partea de SSE a diagramei, care se suprapune aproximativ peste maximul fisurilor Q din stockul de la Bîrzava. Acest sistem de fisuri are direcția N65°E și căderi de 45°—90° spre NW. Pe aceste fisuri s-au format filoane de cuarț cu carbonați, așa cum se vede în fig. 36. Majoritatea filoanelor de cuarț din intruziunile acestei zone se proiectează în maximul din partea de SSE a diagramei, iar o mică parte cade în jurul maximelor din partea de NNW. Deci, acest sistem de fisuri reprezintă fisurile Q pentru intruziunile alcaline din zona de NE a masivului și este paralel cu sistemul de fisuri Q din stockul de la Bîrzava ; el este, de asemenea, paralel cu planul ac al structurii hemianticlinale, pe al cărui flanc estic se situează intruziunile.

Corespunzătoare fisurilor L sunt cele cîteva maxime, foarte slabe, din partea de NW a diagramei. Pe acest sistem de fisuri apar rar filoane de cuarț.

Al doilea sistem important de fisuri din aceste intruziuni formează pe diagramă un maxim în partea de NE. Acesta arată că fisurile au direcția generală N46°W și căderi de 45—90° mai ales spre SW ; un număr mic de fisuri are căderi inverse. Maximele polilor acestor fisuri se suprapun peste maximele fisurilor S din intruziunea de la Bîrzava, reprezentînd astfel același sistem și pentru intruziunile alcaline ; pe aceste fisuri nu s-au întîlnit filoane de cuarț sau de alte minerale. Si pe această diagramă apar maxime ale unor fisuri mai slab inclinate.

Dezvoltarea preferențiată a celor două sisteme de fisuri — Q și S — este impusă probabil de faptul că, corporile s-au intrus dinspre SSE spre NNW și au urmat aproximativ structura flancului estic, mai puternic înclinat al hemianticlinalului.

Din aceste date rezultă o asemănare frapantă a structurii intruziunilor de diorite, sienite alca-

line și sienite cuartifere din partea de sud a sa. De aceea, trebuie să tragem concluzia că toate aceste intruziuni au fost puse în loc, deși succesiiv, în timpul aceleiași mișcări orogenice și că ele s-au adaptat structurii anticlinale în care se înscriu.

Date de petrotectonica

Pentru a lămuri tectonica magmei din care a rezultat stockul de granitoide de la Bîrzava, am executat cinci analize petrotectonice, dintre care, una pentru faciesul cu structură primară de curgere de pe contactul din valea Bîrzava, trei din interiorul intruziunii și a cincea din faciesul șistos al granitoidului de la confluența văii Monorăștia cu pârâul Strîmna (fig. 30). Din cauză că granitoidul apare megascopic masiv, primele patru secțiuni au fost executate pe suprafețe orizontale, raportate inițial la direcția N—S. Pentru toate s-a măsurat poziția axelor cuartului.

Măsurările efectuate pe secțiunea din granitoidul cu structură primară de curgere, paralelă cu contactul orientat pe direcția ENE, au fost proiectate pe diagrama din fig. 37. Pe ea se schițează o centură cu un maxim puternic în planul foliației primare de curgere și un maxim

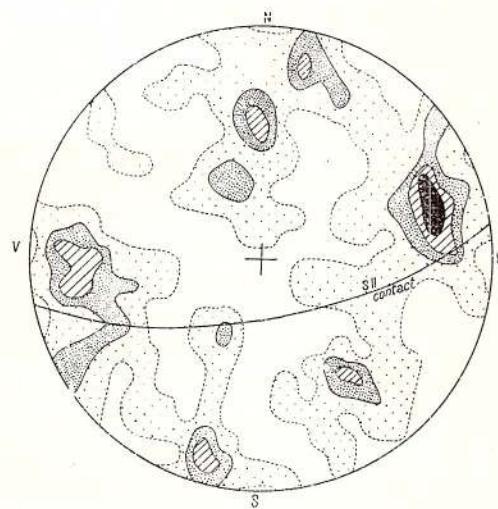


Fig. 37. — Diagrama pentru 100 axe de cuarț. Valea Bîrzava. Izolinii : 0,5-2-3-4 %.
Diagramme pour 100 axes de quartz. Vallée de Bîrzava.
Isolignes : 0,5-2-3-4 %.

mai slab situat într-o poziție perpendiculară pe centură. Axul centurii, deși mai greu de construit, este evident că se proiectează în direcția S12°E și arată o înclinare mare, el fiind astfel

paralel cu contactul care înclina cu 70° în aceeași direcție și cu xenoliții din granitoid. O astfel de diagramă a fost construită și de E. Cloos

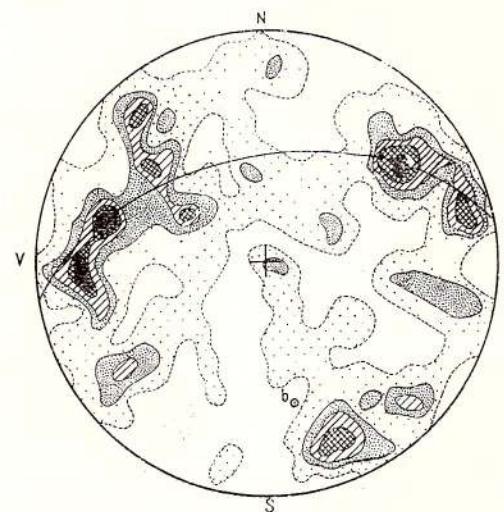


Fig. 38. — Diagrama pentru 125 axe de cuarț. Valea Bavna. Izolinii : 0,5-2-3-4-5 %.
Diagramme pour 125 axes de quartz. Vallée de Bavna.
Isolignes : 0,5-2-3-4-5 %.

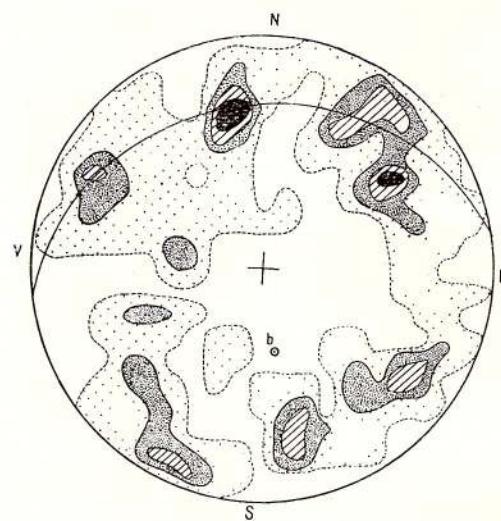


Fig. 39. — Diagrama pentru 100 axe de cuarț. Pîrul Strîmna. Izolinii : 0,5-2-3-4 %.
Diagramme pour 100 axes de quartz. Ruisseau de Strimna.
Isolignes : 0,5-2-3-4 %.

(1947) pentru un granit cu foliație evidentă de la contactul plutonului Maryland.

Diagramele din fig. 38, 39 și 40 indică măsurările de axe de cuarț din probele colectate de pe valea Bavna, pârâul Strîmna și pârâul Danovița. Astfel, diagrama pentru proba colectată de pe valea Bavna (fig. 38), în zona centrală a intruziunii, pune în evidență foarte bine o centură cu un maxim puternic, al cărei ax se pro-

iectează pe direcția S 10° E și indică o înclinare de 40° . Perpendicular pe această centură se observă o a doua, mai puțin evidentă.

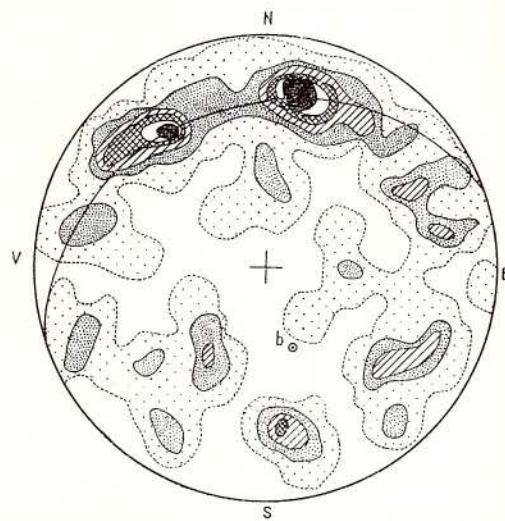


Fig. 40. — Diagrama pentru 125 axe de cuarț. Pârâul Danovița. Izolinii : 0,5—2—3—4—5—6%.

Diagramme pour 125 axes de quartz. Ruisseau de Danovița.
Isolignes : 0,5—2—3—4—5—6%.

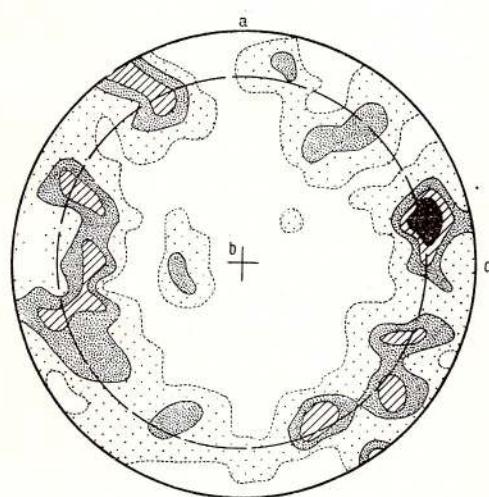


Fig. 41. — Diagrama pentru 100 axe de cuarț. Valea Monorăștia. Izolinii : 0,5—2—3—4%.

Diagramme pour 100 axes de quartz. Vallée de Monorăștia.
Isolignes : 0,5—2—3—4%.

Diagrama axelor de cuarț măsurate pe proba de pe pârâul Strîmna, în partea de sud a intruziunii (fig. 39), arată de asemenea, o centură al cărui ax se afundă în direcția S 6° E sub un unghi de 60° . Indicii ale unei centuri slabe perpendicular pe aceasta apar și aci.

Diagrama din fig. 40, reprezentând analiza unei probe de pe pârâul Danovița, în apropierea contactului de SE al intruziunii, scoate în relief o

centură al cărei ax *b* se proiectează pe direcția S 20° E, indicând o înclinare de 60° . Centura prezintă două maxime puternice în direcția NNW.

Concluzia care rezultă din datele furnizate de cele patru diagrame de mai sus este că, ele pun în evidență centuri cu planele înclinate spre NNW, ale căror axe se proiectează în direcția generală S 12° E, marcând o înclinare medie de 57° în acest sens, ceea ce corespunde cu direcția de curgere a magmei.

Faciesul cu foliație evidentă de pe contactul de SW al intruziunii a fost analizat, de asemenea, și rezultatele le-am proiectat pe diagrama din fig. 41. Secțiunea s-a executat perpendicular pe orientarea lineației, care are direcția N 20° W și înclinarea de 20° spre SSE, orientare paralelă cu cea a lineaților măsurate în sisturile cristaline din afara masivului. Diagrama arată o centură „cleft” (F. Turner, L. Weiss 1963), dispusă pe un cerc mic situat la 68° de *b*, asemănător unor roci filonitice (B. Sanderson, 1930). Axul său se găsește în *b* și este paralel cu direcția lineației și deci cu axul B al structurii. Aceasta demonstrează formarea rocii granitoide în timpul mișcărilor orogene, cind s-a produs și metamorfismul sistemelor cristaline ale seriei de Păiușeni.

Centura prezintă un maxim puternic în *c*, deosebindu-se astfel de milonite care au asemenea maxime puternice în *a* (H. Fairbairn, 1949). Toate maximele sunt rotite cu un număr mic de grade față de planele de referință, în sensul opus acelor unui ceasornic. Diagrama indică un tectonit B (B. Sanderson, 1930).

Concluzii asupra tectonicii intruziunilor

Mai sus, am arătat că structura masivului corespunde unui hemianticinal format din roci bazice metamorfozate și din sisturile cristaline, în care se înscriu tectonic și intruziunile de roci alcaline și acide. Astfel, intruziunea principală de la sud, pentru care avem cele mai multe date structurale, apare ca un stock cu formă aproape prismatică, intrus în axul hemianticinalului. Prin ridicarea în timpul intruziunii, el boltește sisturile din acoperiș și împinge în lături și în jos roci bazice de pe contactul din partea de nord.

După cum arată diagramele din fig. 37—40, ascensiunea magmei s-a realizat de la S 12° E spre N 12° W, sub un unghi general de 57° . Această presupunere se bazează pe fapte stabilite de E.

Cloos (1947), că direcția de curgere a magmei este perpendiculară pe planul în care se orientează axele cuarțului pentru a da o centură, iar axul centurii formate este paralel cu direcția de curgere a magmei.

Toate rezultatele se coreleză perfect cu observația că xenolișii mari, reprezentând pene din acoperișul intruziunii prinse în magmă, prezintă și ei înclinări între 40° și 50° , de unde deducem că aceste pene au fost forțate de injecția magmei să încline mai mult decât șisturile din afara stockului și să se orienteze aproximativ pe direcția de curgere. Aceasta arată că intruziunea granitoidă este anizotropă și prezintă o direcție de curgere primară. Această structură mai puțin evidentă megascopic în interiorul stockului, este clară pe contactele dinspre interiorul masivului.

Stockul intrus în axul hemianticlinalului înclină în aceeași direcție, în care se afundă și axul acestuia. Dar direcția de curgere a magmei, ca și măsurările efectuate pe contactele lui, arată că el se afundă sub un unghi de cca 60° , valoare care este mult mai mare decât unghiul de 20° sub care se afundă axul structurii anticlinale. Am văzut însă, că faciesul șistos al granitoidului de pe contactul de SW al masivului prezintă elemente structurale asemănătoare cu ale șisturilor cristaline din exterior, având liniații paralele. Diagrama din fig. 41, ca și condițiile de teren, arată că acest facies nu prezintă milonite formate ulterior, ci sunt roci care au luat naștere încă înainte de răcirea completă a intruziunii.

Aceste observații arată că magma s-a intrus într-o perioadă când, mișările orogenice în care se metamorfozau șisturile cristaline și rocile bazice începuseră, iar structura hemianticlinală începuse să se schițeze. Magma a influențat astfel, atât gradul de metamorfism, cât și dezvoltarea tectonică masivului. Pentru că masa de roci bazice metamorfozate împreună cu intruziunile alcătuite și acide formau un tot unitar, ce se ridică treptat în sus, intruziunile au fost afectate de mișările orogenice numai pe contactele exterioare. Acest efect s-a impus sub forma faciesului orientat sau numai ca plane de șistozitate în granitoid.

Faciesul orientat al granitului se dezvoltă însă numai pe cîțiva metri, fapt care arată că mișările orogenice au influențat prea puțin structura de curgere a intruziunii. El s-a format odată cu ridicarea treptată a intruziunii, când magma era în partea superioară a intruziunii aproape

consolidată, iar din adâncime se ridicau încă soluții reziduale. Această presupunere este susținută și de datele lui E. Larsen (1948), care a calculat că o intruziune de magmă situată la 3 km adâncime se poate răci în 250.000 de ani. De aceea, se poate presupune că în timpul răcirii, care începe de sus în jos, intruziunea poate continua să se miște în sus.

Observații de teren pe contactele de sud-vest și de nord-est ale masivului arată că, din momentul în care magma intruziunii se răcise în partea de sus și nu mai putea să afecteze șisturile la contact, corpul s-a mai ridicat în timpul orogenezei cu încă 200—300 m, astfel că, în partea superioară granitul apare ca un corp străin, fără fenomene de contact.

Punerea în loc a intruziunii, în timpul mișărilor orogenice, este susținută și de relația fisurilor stockului cu structura hemianticlinală, în al cărui ax se situează. Astfel, fisurile Q ale intruziunii coincid cu fisurile *ac* ale structurii, iar fisurile S sunt orientate aproximativ în același sens ca fracturile longitudinale ale structurii.

Planele de laminare din interiorul stockului sunt paralele cu fisurile S și arată că pe această direcție s-au produs mișări de forfecare în perioada când magma se răcise, dar soluțiile reziduale ce se ridicau din adâncime produceau, pe aceste plane, mineralizări de sulfuri. Aceste plane coincid și cu fracturile direcționale ale structurii hemianticlinale. Ele se produceau în perioada finală de ridicare a masivului pe cale de consolidare și aproximativ în aceeași perioadă au fost puse în loc și intruziunile minore de porfire din regiune.

Celelalte intruziuni de pe rama de SW a masivului arată, de asemenea, o afundare în direcția SSE, așa cum reiese din profilele geologice. Ele împănează flancul sud-estic al hemianticlinalului.

Intruziunile din lungul brațului drept al masivului, însăruite de asemenea în lungul contactului, se afundă în aceeași direcție generală și capătușesc astfel flancul sud-estic al masivului, după cum reiese din profilele I—IV (pl. XIII).

Diagrama din fig. 35 a arătat că fisurile Q din această zonă corespund, de asemenea, cu fisurile *ac* ale structurii hemianticlinale, ca și cele din stockul Bîrzava.

Datele prezentate pînă aci credem că sunt destul de concluziente, pentru a admite că toate intruziunile din masivul Bîrzava reprezintă apo-



fizele unui singur pluton compus (A. Anderson, 1952), situat în adâncime. Venirile succesive de magmă dioritică, alcalină și acidă au urmat același canal de acces ca și rocile bazice metamorfozate, insinuându-se pe aceleași linii de slabă rezistență din fundiment, schițate pe fig. 17. Succesiunea de intruziuni, care pornește de la contactele externe bine delimitate și se continuă către interiorul masivului, în direcția ridicării axului hemianticlinalului, amintește structura unui harpolit (H. Cloos, 1923; R. Daly, 1933). Chiar dacă ceea ce vedem azi din pluton nu imită întocmai desenul lui H. Cloos, cel puțin mecanismul de formare considerăm că este același și acest fapt este susținut în special de seria de intruziuni de pe rama de NE a masivului, unde se succed de la contact spre interior, intruziuni dioritice, sienitice și granitice.

Considerind afundarea harpolitului în direcția axului structurii hemianticlinale cu 60° , rezultă că la o anumită adâncime, plutonul a cărui apofiză mai importantă este stockul de la Bîrzava, situat în colțul cel mai sudic al masivului, ar trebui să ajungă pe planul de contact sudic dintre formațiunile geosinclinalului paleozoic și fundimentul său, plan situat pe linia Bîrzava—Slatina de Mureș (fig. 1, 17). În funcție de elementele geometrice de care dispunem, se poate aprecia că aceasta s-ar realiza la o adâncime de cca 3—4 km, adâncime la care se găsește probabil și fundimentul precambrian al seriei de Păiușeni în această zonă.

Am menționat mai sus absența xenoliștilor din fundimentul seriei de Păiușeni. Această observație pare să vină în sprijinul concluziei noastre, pentru că aceasta se poate explica prin faptul că, magma străbătând fundimentul pe un canal de alimentare îngust, a circulat pe el compactă, sub presiune, fără să antreneze xenoliți. După ce a scăpat din acest canal și cu cât s-a apropiat de suprafață, străbătând seria de Păiușeni, magma a putut să învingă presiunea litostatică a stratelor de deasupra și să le bombeze în sus, astfel că ele au devenit mai puțin compacte și au permis despărțirea lor și avansarea magmei, care se ridică acum sub forma mai multor apofize ce se uneau în adâncime. În felul acesta, magma a prins în ea penele de rocă bazice metamorfozate sau de sisturi cristaline și mulțimea de xenoliți, pe care i-a antrenat cu ea.

Atât din cauza eliberării de sub presiunea din canalul îngust din fundiment prin care circula,

cât și din cauza scăderii presiunii litostaticice, dar mai ales că în seria de Păiușeni magma întâlneste structura hemianticlinală pe cale de formare, ea este obligată să se adapteze acestei structuri și să se insinueze aproximativ în direcția ei de ridicare, spre NNW.

Din cauză că intruziunile s-au produs după cum rezultă, către sfîrșitul mișcărilor orogenice, noi trebuie să considerăm că reprezentă, în cea mai mare parte, magmatismul spătorogen (H. Stille, 1924) al geosinclinalului sau intruziuni tîrziu cinematice (P. Eskola, 1961; (V. Marano, 1962). Pentru aceleași motive, intruziunile au fost puțin afectate de mișcările orogenice, efectele acestora limitându-se numai la zonele marginale, aşa cum s-a arătat mai sus; dioritele care au precedat intruziunile au suferit acest fenomen ceva mai intens.

În funcție de structura rocilor intrusive, medie sau fincristalină, se poate aprecia după E. Larsen (1948), că nivelul actual al intruziunilor se găsea la o adâncime de cca 3—5 km de la suprafață stivei de sisturi cristaline a seriei de Păiușeni, ulterior erodată.

C) PETROGRAFIA ROCILOR INTRUSIVE

Deși corporile de roci intrusive au fost puse în loc în timpul acelorași mișcări orogenice, ele au venit succesiv și după cum am arătat la răspîndirea lor, ele formează asociații cu un chimism foarte apropiat. Astfel, primele intruziuni au avut un caracter dioritic, și cu toate că apar în tot masivul, ele sunt mai dezvoltate în partea de NE a lui. Tot în partea de NE a masivului se află o serie de intruziuni sienitice, alcaline, în timp ce intruziunile de roci granitoide care străbat întregul masiv, sunt mai frecvente pe rama de sud a acestuia. De aceea, vom prezenta petrografia rocilor în ordinea expusă aici.

I. Petrografia rocilor dioritice

În această grupă de roci includem diorite, meladiorite, diorite porfirice, micropegmatite dioritice sau sienodioritice și porfire dioritice.

a) Dioritele

Dioritele au fost menționate sau descrise în reuniune de A. Koch (1878), L. Lóczy (1887), S. Szentpétery (1916) și de V. Papu (1953). Ele alcătuiesc cea mai mare parte a in-



truziunii dioritice de la izvoarele văii Bîrzava. Dioritele sînt roci de culoare cenușie, cu structură hipidiomorf-grăunțoasă și textură masivă, iar în zonele marginale ale intruziunii și pe anumite plane de laminare, textura lor este șistoasă. În plus, aceste roci au suferit fenomene de autometamorfism, astfel că plagioclazul a fost albitezat, iar hornblendă transformată.

În compoziția dioritelor participă mineralele din tabelul 12.

TABELUL 12

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	71,4—62,7	0,2 — 3 : 0,6
Hornblendă verde	26,6—12,7	0,2 — 3,5 : 0,8
Biotit și clorit	3,2 — 5,4	0,08 — 1,3 : 0,8
Cuarț	2,0 — 0	0,005—0,5
Minerale accesoria	8,5—5,3	0,01 — 0,25

Plagioclazul (An 8) este larg dezvoltat și prezintă macle polisintetice după legile albitului, albit-Karlsbad și după legea periclinului. De obicei, el este slab impregnat cu foițe fine de sericit sau de caolinit, granule opace și cristale de epidot. Unele cristale, deși albitizate, pun în evidență o structură zonară veche, în care nucleul are compoziție de oligoclaz (An 15) și este mai puternic întesat cu cristale de epidot, în timp ce zona externă este de albit, mai limpede și are pe margini o aureolă de albit fin maclat.

Hornblendă, o varietate comună, formează cristalele cu contur neregulat, care includ adesea criatale de plagioclaz. Ea prezintă următoarele caractere optice :

- N_g — verde-albăstrui
- N_m — verde-bruniu — gălbui
- N_p — gălbui, aproape incolor
- $cN_g = 21^\circ - 24^\circ$

Acest amfibol s-a format pe seama unei hornblende brune, care se mai păstrează uneori ca resturi în hornblendă verde. Adesea, ea trece pe margini într-o hornblendă actinolitică, ce poate să înlocuiască în unele cazuri tot cristalul de hornblendă verde, formând pseudomorfoze în care fibrele actinolitice se pot dezvolta radiar. Acestea din urmă prezintă macle după față (100).

Hornblendă se transformă uneori în foițe de biotit verde, adesea asociat cu epidot. În unele roci, biotitul se dezvoltă și sub formă de foițe

mai mari, care se transformă pe margini în clorit, separând totodată și acicule de rutil, adesea ca sagenit; pleocroismul biotitului este verde închis-gălbui. În biotit apar uneori incluziuni de cristale fine, idiomorfe de apatit, sau granule de minerale opace.

În unele diorite se întâlnesc cuarț în cantități extrem de mici. Aceasta este xenomorf și ocupă de obicei interstițiile celorlalte minerale; el are extincție onduloasă. Tot în cantitate redusă se întâlnesc și epidotul, varietatea pistătit, care apare sub formă de cristale scurt prismatice (0,01—0,25 mm) sau sub formă de granule, adesea asociate în cuiburi și concreșteri radiare. Alte minerale accesoria în diorite sînt magnetitul înconjurat uneori de leucoxen și cristale izolate de titanit.

În tabelul 35 prezentăm analiza chimică (numărul 2) a unui diorit de pe valea Bîrzava, iar în tabelul 38 parametrii magmatici Niggli calculați din analiză. Parametrii magmatici arată că roca corespunde unei magme dioritice, dar are k foarte mic. Parametrii Zavaritski (tabelul 36) indică o rocă foarte apropiată de diorite, ea avînd caracteristică relația $3a + 2c + b < S$, iar $2c < a$. Norma CIPW (tabelul 37), raportată la tabelele lui E. Tröger, indică un diorit cu $ab > an$.

În funcție de aceste date, putem considera că roca corespunde unui diorit albitizat sau „soda-clase-diorite” după A. Johansen (1937).

b) Meladioritele

Meladioritele se întâlnesc ca separații în corpul de diorite de la izvoarele văii Bîrzava, pe pîrul Lupoaia, pîrul Velica Mare și pe valea Cigherului. Ele sînt roci de culoare neagră-verzuie cu structură hipidiomorf-grăunțoasă, uneori cu tendință subofitică și cu textură masivă. În compoziția meladioritelor participă mineralele din tabelul 13.

Plagioclazul (An 10—12) este reprezentat prin cristale de obicei alungite și cu macle polisintetice după legea albitului. Ca și plagioclazul din diorite, el a suferit fenomene de autometamorfism, din care cauză este tulbure, fiind întesat cu minerale secundare; uneori apar în el mici cuiburi de epidot și biotit verde.

Piroxenul lipsește în cele mai multe roci, dar în unele apare însă, sub formă de reliete netransformate în hornblendă. El aparține unei varietăți



TABELUL 13

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Cont. %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	36,1	0,2 – 1,3 : 0,3
Piroxen	4,0	0,05 – 0,5
Hornblendă brună	30,5	0,08 – 3,2
Hornblendă verde	6,5	0,3 – 1,5 : 0,5
Actinolit, biotit și clorit	8,6	0,03 – 0,4
Epidot	12,0	0,02 – 0,3
Minerale accesoria	2,3	0,01 – 0,8

slab pleocroice în culorile roșcat-violaceu, ceea ce indică un augit ferifer. Piroxenul a cristalizat aproximativ în același timp cu plagioclazul.

Hornblendă brună primară are deobicei conură xenomorfă și prezintă adesea o structură poikilitică; ea include cristale alungite de plagioclaz orientate divergent. Constantele optice sunt următoarele :

$$\begin{aligned} N_g &= \text{brun închis} \\ N_m &= \text{brun} \\ N_p &= \text{galben-bruniu} \\ N_g - N_p &= 0,017 \\ cN_g &= 15^\circ \\ (-) 2V &= 64^\circ \end{aligned}$$

După aceste caracteristici ea reprezintă o hornblendă brună apropiată de tipul barkevikitului.

În unele meladiorite, asociate cu dioritul porfiric de pe valea Cigherului, hornblendă brună

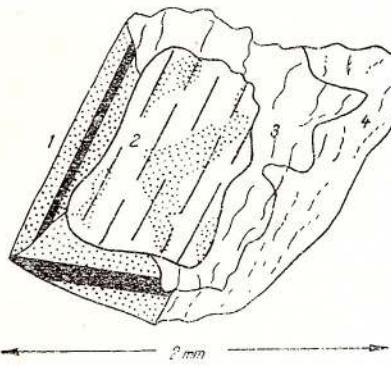


Fig. 42. — Piroxen transformat în hornblendă.

1. plagioclaz; 2. piroxen; 3. hastingsit; 4. hornblendă verde.

Pyroxène transformé en hornblende.

1. plagioclase; 2. pyroxène; 3. hastingsite;
4. hornblende verte.

înlocuiește piroxenul violaceu (fig. 42). Atât hornblendă brună care înlocuiește piroxenul, cât și cea dezvoltată independent, se transformă

uneori într-o hornblendă hastingsitică și apoi într-o hornblendă verde comună de tipul celei descrise în diorite, mineral care are unghiul de extincție $cN_g = 19^\circ$.

Hornblendă verde se găsește uneori și fără relicte de hornblendă brună, fiind situată în interstițiile celorlalte cristale, dar nu este sigur dacă nu s-a format și în acest caz, tot pe seama hornblendei brune sau a piroxenului, mai ales că acesta din urmă apare adesea relict în ea. S-au întîlnit și incluziuni de zircon cu aureole pleocroice în hornblendă verde. În unele cazuri, ea se transformă în clinoclor, epidot și oxizi de fier; alteori se formează pe seama ei cuburi de actinolit, clorit, adesea și biotit verde, datorită acelorași procese autometamorfice. Mai rar apare între aceste minerale secundare și un ortit brun, care produce aureole pleocroice în biotitul sau în cloritul din jurul său.

Epidotul este de obicei un pistătit pleocroic, care apare și independent sub formă de granule cu contur neregulat, alteori sub formă de cristale fine aşezate perpendicular pe fețele granulelor de magnetit. Titanitul este pleocroic: N_g — bruniu-roșcat, N_p — incolor. Tot un mineral accesoriu este și apatitul, care se întâlnește sub formă de cristale idiomorfe ($1 : 0,3$ mm).

În rocă există multe granule de ilmenit sau de magnetit, care au pe margine aureole de leucoxen. Uneori, ele se asociază în cuburi împreună cu titanitul. Pe marginile cristalelor de magnetit, sau printre acestea, cînd sunt mai multe, se formează foișe de biotit verde-bruniu, care poate să se transforme într-un penin. Într-o singură rocă s-a întîlnit un clorit de culoare albastră-verzuie, care apare sub formă de foișe cu conură idiomorfă; el este probabil un dafnit, cu unghiul axelor optice mic.

În tabelul 35 prezentăm analiza chimică (numărul 1) a unui meladiorit de pe valea Lupoia. Parametrii magmatici Niggli (tabelul 38) indică o magmă gabbrodioritică, roca fiind apropiată de un gabbrodiorit din Engadin, dar prezintă c , k și mg mai mici, iar alk mai mare decît acesta. Parametrii Zavaritski (tabelul 36) indică relația $3a + 2c + b > S$ caracteristică la gabbouri, iar raportul $2c < a$, imprimîndu-i astfel un caracter dioritic, fapt care confirmă diagnosticul de mai sus. Pentru stabilirea tipului de rocă am comparat norma CIPW (tabelul 37) cu tabelele sta-

bilitate de E. Tröger. Și în această clasificare, roca se apropie de gabbrodiorite, dar are $ab > an$, arătând că și aici este vorba de o rocă albitizată.

c) Dioritele porfirice

Dioritele porfirice apar pe valea Cigherului, unde au fost menționate mai înainte și de L. Lóczy (1887). Ele alcătuiesc o intruziune care străbate metagabbrourile și metabazaltele și este constituită din diorite porfirice și diorite cu turmalină. Ea trece pe margine la diorite și meladiorite de tipul celor descrise mai sus. Dioritele porfirice sunt roci de culoare cenușie, cu structură holocristalină-porfirică redată de fenocristale de feldspat larg dezvoltate (1–2,5 cm). Aceste cristale au contur neregulat și pe suprafețele lustruite de apă apar sub formă de pete mari (Pl. III, fig. 1). Textura este masivă.

În compoziția acestor diorite participă următoarele minerale (tabelul 14) :

TABELUL 14

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Pseudomorfoze după feldspat	33,4	0,5 – 25,0
{ Sericit + Zoizit	32,6	
Hornblendă brună	5,3	0,3 – 8,0
Hornblendă verde	25,3	0,2 – 6,0
Apatit	1,3	0,5 – 4,0
Minerale accesoria	2,1	0,02 – 0,5

Fenocristalele mari, ca și întreg feldspatul din roca, au fost înlocuite cu o țesătură fină de sericit (0,01–0,08 mm) sub influența soluțiilor reziduale, astfel că nu se mai poate spune dacă în roca a existat numai plagioclaz sau și feldspat potasic. În masa sericitoasă înlocuitoare apar cristale idiomorfe de zoizit (0,03–0,2 mm), de obicei asociate în cuiburi; mai rar ele se găsesc pe fisurile care străbat pseudomorfoza de sericit. Uneori, masa de zoizit devine așa de densă, că zone întregi din pseudomorfoza sunt alcătuite numai din acest mineral. Zoizitul este incolor și prezintă culori anomale de birefringență.

Hornblendă are o dezvoltare poikilitică și ocupă spațiile dintre pseudomorfozele după feldspați, care păstrează formele plagioclazului idiomorf. Ea este o hornblendă brună de tipul celei

din meladiorite, dar cu unghiul de extincție $cN_g = 10^\circ$. Atât în hornblenda proaspătă, cât și în produsele sale de alterare, se întâlnesc cristale de zircon incluse, care au aureole pleocroice.

Hornblenda brună se transformă într-o hornblendă verde și mai departe în actinolit. Actinolitul se dezvoltă uneori sub formă de cuiburi și se asociază, în acest caz, cu epidot, de obicei pistătit. De asemenea, se întâlnesc cristale idiomorfe de apatit și de ilmenit cu contur neregulat, care au pe margine o aureolă de titanit.

În aceeași intruziune, dioritele larg porfirice de tipul celor de mai sus conțin în anumite zone cristale mari sau cuiburi de turmalină (pl. III, fig. 2). Turmalina se dezvoltă de obicei sub formă de cristale mari (1–1,5 cm) cu contur neregulat și cu structură zonară. O astfel de turmalină prezintă următoarele zone :

nucleul — 0,4 mm : N_e — albastru închis-violet ;
 N_o — negru
zona I — 0,09 mm : N_e — cenușiu, N_o — cenușiu închis-albastru
zona II — 0,08 mm : N_e — brun-verzui, N_o — brun
zona III — 0,11 mm : N_e — brun-gălbui deschis, N_o — brun-verzui
zona IV — 0,03 mm : N_e — brun-verzui, N_o — brun

Se constată astfel că nucleul turmalinei este de tipul schörl-ferifer, iar zonele ulterioare devin din ce în ce mai bogate în magneziu. În această succesiune apar uneori recurențe, astfel că zona IV este asemănătoare cu zona II.

Mai jos prezentăm analiza chimică a unui diorit porfiric cu turmalină.

SiO_2	46,35	CaO	9,13	MnO	0,18
Al_2O_3	23,58	Na_2O	5,80	S	0,12
Fe_2O_3	7,97	K_2O	2,20	CO_2	urme
FeO	1,85	TiO_2	0,48	$H_2O^{+105^\circ C}$	2,00
MgO	0,16	P_2O_5	0,24	$H_2O^{-105^\circ C}$	0,10
				B	0,04
				Suma	100,20

Analist : A. L. Dănciulescu

După cum se vede, SiO_2 este foarte scăzut, iar oxidul de potasiu ajunge la 2,20%, ultimul participând în sericitul din pseudomorfozele după feldspat. Parametrii Niggli, Zavaritski și norma CIPW au dat valori anormale, ce nu corespund vreunei roci proaspete, astfel că nu i-am redat aici. Transformările suferite de aceste diorite vor fi discutate mai departe.



d) *Micropegmatitele dioritice și sienodioritice*

Rocile din această grupă se întâlnesc sub formă de filoane în câteva puncte din regiune și sunt mai dezvoltate pe contactul de NE al brațului stâng al masivului, între pîrul Crivaciului și valea Cilodia. Ele apar și sub formă de șlire în dioritele porfirice de pe valea Cigherului. Din punct de vedere al compozitiei, ele oscilează în aceleasi intruziuni de la roci cu compozitie dioritelor, pînă la roci ce se apropie de sienodiorite și prezintă adesea tranziții spre dioritele cu albit.

Caracterul de micropegmatite le este imprimat de structura lor caracteristică. Astfel, aceste roci de culoare albă, cenușie sau verzuie, au structură divergentă, redată de cristale de plagioclaz prismatice, mult alungite după axul *c*, care ajung pînă la 2—3 cm lungime. Ele sunt asemănătoare ca structură cu pegmatitele din rocile bazice (F. Walker, 1953; H. Savu, 1962 c) și au textură masivă. În compozitie unor micropegmatite de pe valea Cilodia participă următoarele minerale (tabelul 15):

TABELUL 15

Compozitie modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Feldspat	76,5	0,5 — 30,0
Hornblendă + epidot	9,4	0,5 — 4,0 0,03 — 0,2
Granat	5,6	0,6 — 1,0
Apatit	0,7	0,05 — 3,5
Calcit	3,2	0,002 — 0,3
Minerale opace	4,6	0,001 — 0,6

Plagioclazul (An 6—7) larg dezvoltat, prezintă macle polisintetice după legea albitului, albit-Karlsbad, uneori și periclin. El este tulbure, fiind impregnat cu un praf fin alcătuit din caolinit și acicule de hematit; foile fine de sericit și cristale de apatit, mai rar de epidot, apar ca incluziuni în el.

Pe margini, plagioclazul prezintă o aureolă de albit de înlocuire. Acesta este fin maclat după sistemul de maclare Schachbrettalbit; dar în care plăcuțele fine din macle au lungimea mult mai mare în raport cu grosimea. Astfel de macle au fost descrise de A. V. Serebrjakov (1961). Macla plăcuțelor de albit din această aureolă se face după față (010), fiind paralelă cu macla

după legea albitului, larg dezvoltată în interiorul cristalului. Mai rar apar și macle după (001) și în acest caz ele sunt aproape perpendicular pe planul de maclă albit. Uneori, albitul de înlocuire fin maclat se găsește și sub formă de cuiburi în cristalul mare, iar în alte cazuri el ocupă pereții fisurilor care s-au format în acesta. În interstițiile dintre cristale mari se găsește adesea acest tip de albit, deobicei singur, mai rar concrescut cu quart, cînd acesta din urmă este prezent în rocă.

În unele roci există și puțin feldspat potasic, situat în interstițiile plagioclazului și care nu a fost înlocuit complet de albitul cu structură fină. Dacă este albitizat, el se trădează prin apariția unor pseudomorfoze de albit fin maclat, ale căruia macle sunt aproape perpendiculară pe planul maclei Karlsbad a cristalului preexistent albitizării. Resturile de feldspat sodopotasic neînlocuit au structură microclinului slab dezvoltată.

Hornblenda este reprezentată de obicei, printr-o varietate secundară, actinolitică. În șlirele de pe valea Cigherului apare primar hornblenda brună barkevikitică din dioritele porfirice, iar în alte roci o hornblendă verde albăstruie cu capetele fibroase. De obicei, amfibolul a fost înlocuit de albitul care s-a dezvoltat în locul lui și numai aciculele de actinolit mai indică locul ocupat de el. Acestea se dezvoltă uneori în concreșteri radiare, incluse în albit și asociate cu granule de pistătit și de oxizi de fier.

Granatul, care a fost înfălnit numai în rocile de pe malul drept al văii Cilodia, este o varietate brun-gălbui de melanit, cu contur neregulat, ce se găsește în interstițiile cristalelor de albit. Pe fisurile care-l străbat s-au format granule fine de oxizi opaci. El se asociază cu epidot, ilmenit și uneori cu acicule de actinolit; mai rar apare și ca incluziuni în aureola de albit fin maclat din jurul cristalelor de plagioclaz.

Apatitul participă în aceste roci în cantitate mai mare decât în altele. El apare sub formă de cristale subțiri și foarte mult alungite, incluse uneori în plagioclazul primar, dar mai ales se dezvoltă în interstițiile umplute cu albit fin maclat. În rocile de pe valea Cigher, apatitul conține în centru incluziuni opace paralele cu axul de alungire.

Calcitul formează cuiburi ce ocupă interstițiile cristalelor de albit, unde se asociază cu alte minerale sau apare sub formă de mici plaje în cris-



talele mari de plagioclaz. În cantitate redusă, se mai întâlnesc în unele roci cuarț intersticial și cristale de ilmenit sau de magnetit încunjurate de titanit, uneori titanit sub formă de cristale fine independente și mai rar cristale fine, idiomorfe de zircon. Rocile de pe valea Cigherului, ca și dioritele porfirice în care apar, au fost turmalinizate, în ele dezvoltându-se o turmalină cu structură poikilitică și cu pleocroismul în culorile negru și brun-roșcat.

În tabelul 35 este prezentată analiza chimică (nr. 4) a micropegmatitului cu granat de pe valea Cilodia. Parametrii Niggli (tabelul 38) arată că roca corespunde unei magme cuarț-dioritice, iar după parametrii Zavaritski (tabelul 36) ea se apropie oarecum de grupa sienitelor alcaline. În legătură cu această rocă și cu dioritele cu albă menționăm că, A. Zavaritski (1956) consideră că asemenea roci ar trebui să aparțină mai repede gnupei sienitelor. Norma CIPW (tabelul 37) arată că raportul $ab : an = 5,5$, iar cuarțul ajunge pînă la 12,48 părți din compoziția rocii. Sub numele de „leucodiorite-pegmatite“ A. Johnson (1941) descrie, după G. Linck, o rocă foarte apropiată de micropegmatitele cu granați prezentate de noi.

e) Porfirele dioritice cu albă

Aceste roci, care pe hartă le-am trecut la roci filoniene, trebuie să aparțină de asemenea la grupa dioritelor, fapt demonstrat atît prin compoziția lor mineralogică și chimică, cît și prin aceea că un astfel de filon de pe afluentul drept al văii Cigherului prezintă indiciile metamorfismului de contact al intruziunilor acide. Ele apar ca filoane concordante sau discordante de 0,5—2 m grosime, aşa cum sunt cele din bazinul văii Slatina, de pe valea Cigherului, pîrâm Pești și pîrâm Strîmna.

Porfirele dioritice sunt roci de culoare verzuie sau cenușie, cu structură subofitică sau porfirică și textură masivă sau orientată, ultima apărînd mai ales pe marginile filoanelor. Pasta holocristalină conține adesea fenocristale idiomorfe de plagioclaz.

În compoziția porfirelor dioritice participă mineralele din tabelul 16.

Fenocristalele de plagioclaz sunt uneori idiomorfe, alteori au fost corodate puternic de magma. Ele sunt de obicei tulburi și au compoziția de albă (An 7—8), dar nu se poate spune dacă

TABELUL 16
Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Cont. %	Dimensiuni mm
P a s t a	Fenocristale de plagioclaz	8,5
	{ Plagioclaz	71,6
	Hornblendă	0,1 — 1,1 : 0,3
	Biotit	0,06 — 0,5
	Clorit	0,03 — 0,2
	Cuarț	0,02 — 0,2
Minerale accesoria	2,2	0,01 — 0,15
	9,5	0,03 — 0,3

au fost mai bazice inițial, deoarece nu prezintă urmele unei structuri zonare vechi.

Interiorul fenocristalului poate să fie alcătuit din albă cu macle după (010) și conține cuburi de Schachbrettalbit. În toate cazurile, ele prezintă pe margine o aureolă de albă de înlocuire fin maclat, care ar indica preexistența unei aureole de feldspat sodopotasic, aşa cum arată A. V. Serebryakov (1961). Uneori, apar în fenocristale incluziuni de cristale idiomorfe de zircon, ce pot ajunge pînă la 0,15 mm lungime.

Feldspatul din pastă se prezintă sub formă de cristale alungite, aşezate divergent, care au aceeași compoziție ca și a fenocristalelor. El este maclat polisintetic după legea albă sau periclin, uneori și albă — Karlsbad și, ca și fenocristalele, este tulbure. În apropierea fenocristalelor, cristalele din pastă prezintă tendința de a se orienta fluidal.

În unele roci se întâlnesc o hornblendă comună, care poate forma și fenocristale de dimensiuni reduse. Ea prezintă următoarele constante :

- N_g — verde pal
- N_m — verzui-bruniu
- N_p — gălbui
- $cN_g = 21^\circ$

Hornblenda conține incluziuni de magnetit și se transformă pe margine sau pe fisuri în biotit verde; alteori, trece într-o hornblendă fibroasă, uralitică și mai departe în actinolit. În unele roci mai leucocrate de pe valea Cilodia, mineralele melanocrate au trecut complet în clorit și granule de oxizi de fier.

În cele mai multe porfire dioritice se întâlnesc ca mineral melanocrat un biotit verde, sau brun-verde, care apare sub formă de lamele fine, asociate cu granule de epidot și de oxizi de fier. Epidotul și oxizii de fier pot să se găsească și ca incluziuni în biotit. Mai rar apar incluziuni



de zircon cu aureole pleocroice. Asociate cu biotit se mai întâlnesc uneori și foile de muscovit secundar, format în procesul de autometamorfism.

Unele roci conțin o cantitate redusă de cuarț intersticial sau sub formă de filonașe. Alte minerale accesoriei sunt reprezentate prin granat, epidot, calcit, magnetit și pirită. Granatul apare sub formă de granule mici (0,03—0,3 mm), mai rar idiomorfe, răspândite în interstițiile cristalelor de plagioclaz. Epidotul este un pistațit care se prezintă sub formă de granule fine (0,016 mm), asociate în cuiburi împreună cu alte minerale. Tot în interstițiile cristalelor de plagioclaz se întâlnesc cristale de apatit și granule de magnetit sau cristale idiomorfe de pirită. În unele roci am întâlnit calcit sub formă de plaje fine.

Pe valea Pustacea apare un filon de porfirit microdioritic, puțin diferit de cele descrise mai sus. Roca are o culoare cenușie, structură porfirică și textură orientată de curgere. Pasta ei este fin cristalină (0,08—0,06 mm) și conține fenocristale de plagioclaz.

Fenocristalele de plagioclaz (An 5—6) sunt de obicei idiomorfe și orientate în sensul curgerii pastei. Ele au dimensiuni ce variază între 1 : 0,2 și 0,08—0,15 mm și prezintă macle după legea albitului sau albit-Karlsbad. Uneori, fenocristalele sunt limpezi, alteori sunt întesate cu pistațit, care ajunge să le înlocuiască complet, formând pseudomorfoze perfecte după ele. Pistațitul apare însă și sub formă de filonașe. După felul cum se aglomerează fenocristalele de plagioclaz și pseudomorfozele de epidot, se vede că roca a avut o structură glomerofirică (Goodspeed, 1959).

Unele pseudomorfoze de epidot care au pe marginea granule de magnetit, reprezintă probabil fenocristale de hornblendă înlocuită. În porfiriele de pe dealul Sărăturii, hornblenda verde de tipul celei din porfirele dioritice de mai sus se întâlneste ca fenocristale ce se asociază cu cele de plagioclaz. Uneori apar în pasta acestor roci cristale mai mari de apatit (0,11—0,64 mm) care, în raport cu masa mai fin cristalină din jurul lor, se comportă ca fenocristale.

Pasta acestor roci este microcristalină, fiind alcătuită din granule fine de albit și de magnetit. Aceasta din urmă este foarte fin (0,008 mm). Din cauza curgerii magmei în filon, s-au format în pastă benzi paralele mai bogate în oxizi de fier.

În jurul filoanelor cu epidot pasta este aproape incoloră, din cauza spălării fierului din ea.

Analiza chimică a unui porfir dioritic mai leucocratic de pe affluentul drept al văii Cigher este redată în tabelul 35 (analiza nr. 5). După parametrii Niggli (tabelul 38) roca corespunde unei magme cuarțdioritice, cu *c,k* și *mg* mai mici. După parametrii Zavaritski (tabelul 36) ea倾de să se apropie de grupa sienitelor calcoalcaline, caracter impus de fenomenul de albitizare. În norma CIPW (tabelul 37) apare o cantitate mai mare de cuarț, iar cantitatea de albit este mult mai mare decât cea de anortit. Pe baza acestor caracteristici, credem că rocile descrise mai sus trebuie considerate porfire dioritice albitizate, ele având aproximativ aceeași compozitie mineralogică ca și cea a dioritelor.

2. Petrografia rocilor sienitice (alcaline)

În această parte a lucrării vom descrie rocile dezvoltate mai ales pe rama de NE a masivului, între care am menționat sienodiorite, sienite alcaline și granofire cu egirin. Rocile alcaline au fost descoperite de autor în anul 1958.¹⁾

a) Sienodioritele cu albit

Sienodioritele formează o intruziune mai importantă situată între pîrîul Velica Mare și vîrful Radevița, precum și alte cîteva mici iviri în aceeași zonă a masivului. După compozitie și structura lor, sienodioritele se pot împărți în: sienodiorite cu piroxen, sienodiorite cu hornblendă și sienodiorite pegmatoide. Toate rocile menționate au deobicei culoarea alb-cenușie, structură hipidiomorf grăunțoasă, adesea cu tendință porfirică și textură masivă.

Sienodioritele cu piroxen

Aceste roci se întâlnesc pe vîrful Radevița. Ele sunt alcătuite din mineralele din tabelul 17.

Feldspații sunt reprezentați prin albit și feldspat potasic, mai mult sau mai puțin albitizat. Plagioclazul se prezintă sub formă de cristale de regulă idiomorfe, adesea alungite după axul *c* și uneori cu tendință de a forma fenocristale. El este tulbure, dar se recunosc bine maclele polisintetice, pe baza cărora s-a putut determina compozitia de albit (An 5—6). Dispoziția inclu-

¹⁾ H. Savu, 1958. Op. cit.

TABELUL 17

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Cont. %	Dimensiuni mm
Feldspați	78,1	1,0 : 0,4 – 3,4 : 1,1
Augit ± egirin	7,8	0,04 – 1,12 : 0,24
Hornblendă	7,0	0,03 – 0,80
Cuarț	1,8	0,01 – 0,30
Minerale accesorii	5,3	0,04 – 0,32

ziunilor din unele cristale (fig. 43) indică o structură zonară inițială, căci se observă un nucleu înțesat cu foioane de sericit, care ocupă cca $\frac{2}{3}$ din cristal și o zonă externă mai clară, impregnată numai cu caolinit și oligist. Așezarea foioanelor de sericit în nucleul cristalelor se face paralel atât cu fața (001), cât și cu fața (010). Pe margini apare de regulă o aureolă de albit de înlocuire fin maclat.

Feldspatul potasic apare mai rar, de obicei sub formă de cristale cu contur neregulat. El este tulbure și albitizat în cea mai mare parte. Plăcuțele de albit nou formate sănătate paralele cu (001) și păstrează planul maclei Karlsbad care se recunoaște adesea. El ocupă interstițiile plagioclazului și a format în jurul acestuia o aureolă care a fost apoi și ea albitizată.

Augitul se dezvoltă în cristale, de regulă, idiomorf și alungite după axul c ; se pare că el a cristalizat primul, sau cel puțin odată cu primele cristale de plagioclaz. El este slab pleocroic în culori violacee și prezintă următoarele constante care arată că este vorba de un augit bogat în fier (A. Poldervaaart și H. Hess, 1951) :

$$\begin{aligned} N_g - N_p &= 0,025 \\ cN_g &= 46^\circ \\ (+) 2V &= 67^\circ \end{aligned}$$

El s-a alterat în două etape și anume, una deuterică și alta mai tîrzie.

Procesele din prima etapă constau în înlocuirea piroxenului cu egirin sau cu hornblendă. Astfel, în unele roci de pe vîrful Radevița augitul este înlocuit treptat, mai ales la capetele cristalelor de egirin sau de egirin-augit cu unghiul de extincție $cN_g = 30^\circ$ (fig. 44). Acest fenomen de egirinizare a fost observat și de P. A. Lebedev (1962) în unele gabbouri pegmatoidi. Egirinul apare însă și independent în interstițiile feldspațiilor, sub formă de cristale idiomorf și alungite după axul c (0,08–0,32 mm). De ase-

menea, se întâlnesc cuiburi de egirin în care cristalele foarte fine ale piroxenului sodic se asociază cu granule de oxizi de fier, separate probabil la înlocuirea augitului. Egirinul are unghiul de extincție $cN_g = 1–2^\circ$; $N_g - N_p = 0,050$.

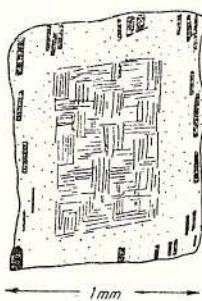


Fig. 43. — Cristal de plagioclaz alterat din sienodiorite cu piroxen. Vf. Radevița.

Cristal de plagioclase altérées des syénodiorites à pyroxène. Sommet Radevița.

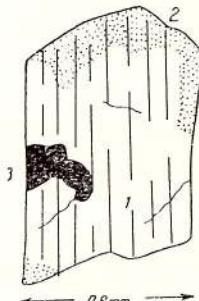


Fig. 44. — Cristal de augit (1) înlocuit parțial de egirin — augit (2); 3, inclusiune de magnetit. Vf. Radevița.

Cristal d'augite (1) partiellement remplacé par l'aegyrine — augite (2); 3, inclusion de magnétite. Sommet de Radevița.

O altă transformare ce o suferă piroxenul în sienodiorite, este înlocuirea lui cu o hornblendă din seria barkevikit-hastingsit. Transformarea se face gradat, astfel că în apropierea piroxenului se formează mai întîi o hornblendă verde brunie cu unghiul de extincție $cN_g = 20^\circ$, care trece spre margini la o hornblendă verde cu caracterul de hastingsit; aceasta din urmă se pare că se formează și independent. În unele roci ea se transformă mai departe într-o hornblendă fibroasă actinolitică, dar în acelea care conțin și egirin, hornblendă barkevikit-hastingsitică trece uneori și în arfvedsonit pleocroic în culorile albăstrui și violet pal. În unele cazuri, se formează și puțin clorit verde-albăstrui.

O a doua etapă de transformare a augitului este alterarea lui în hematit sau limonit. În acest proces el este opacitizat pe margini, iar în interiorul lui se formează, încolo, cuiburi de limonit. Uneori, această transformare ajunge pînă la înlocuirea lui completă cu oxizi de fier.

În unele roci se întâlnesc puțin cuarț interstitial, cu extincție onduloasă. Alte minerale accesoria care apar în sienodiorite sunt: granat, zircon, apatit și minerale opace.

Granatul se întâlneste sub formă de granule (0,02–0,4 mm) cu contur neregulat, colorate în

brun-gălbui și dezvoltate în interstițiile dintre cristalele de feldspați. El este izotrop, dar în unele cazuri prezintă pe margine o zonă anizotropă cu culoarea de birefringență scăzută; într-un granat anizotrop s-a întîlnit macla sectorială. Zirconul apare sub formă de cristale idiomorfe, care produc aureole pleocroice în hornblendă. Tot sub formă de cristale idiomorfe apar și apatitul, cu dimensiuni de 0,04—0,35 mm. Uneori se întâlnesc și cristale cu contur neregulat de titanit pleocroic în culorile brun-roșcat și gălbui. Apar de asemenea, granule de magnetit, adesea cu leucoxen în jurul lor.

În aceste sienodiorite se întâlnesc uneori separații melanocrate alungite, care sănt alcătuite din aceleași minerale ca și restul rocii, dar în proporții puțin diferite: feldspați 72,1%, augit 7,8%, hornblendă 6,7%, minerale accesoriai, mai ales magnetit și ilmenit, 13,4%. După cum se vede, mineralele opace participă în cantitate apreciabilă. Separatiile melanocrate au o granulație mai fină și o culoare mai închisă decât roca din jur. Si aici se produce albitezarea feldspațiilor și reacțiile de transformare a piroxenului.

În tabelul 35 prezentăm analiza chimică (nr. 3) a unei roci de pe vîrful Radevița, ai cărei parametri Niggli (tabelul 38) arată o magmă sienitică sodică, apropiată de tipul principal (P. Niggli, 1931). Parametrii Zavaritski (tabelul 36) indică un sienit calcoalcalin, iar după clasificarea lui E. Töger roca se apropie de asemenea de o varietate de sienit. După cum vedem din norma CIPW (tabelul 37) $ab > an$, iar cantitatea de plagioclaz este mai mare decât cea de ortoclaz astfel că, după clasificarea lui A. Johnson (1941) roca s-ar apropia mai mult de „sodaclase-sienodiorite“. Este probabil că înainte de albitezare, roca a avut compoziția de sienodiorit sau poate de monzonit. Același este caracterul și pentru restul rocilor din această grupă.

Sienodioritele cu hornblendă

Acste roci se aseamănă cu cele de mai sus, de care diferă însă prin predominanța amfibolilor ca minerale melanocrate și prin structura lor, care este foarte variată, prezintând adesea separații mai fin cristaline și mai melanocrate. Sienodioritele cu hornblendă ocupă părțile mai inferioare ale intruziunilor și sănt alcătuite din următoarele minerale (tabelul 18):

TABELUL 18

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Feldspat	76,6	0,16—3,04 : 1,36
Hornblendă	15,2	0,3—3,50 : 0,5
Piroxen relict	1,3	0,02—0,5
Minerale accesoriai	6,9	0,02—0,3

În sienodioritele cu hornblendă, plagioclazul este de asemenea tulbure și se dezvoltă uneori pînă la fenocristale de 5 mm lungime. El este un albit (An 7—8) și prezintă uneori o dispoziție zonară a produselor de alterare, aşa cum am văzut și la rocile de mai sus. Aici, nucleul înțesat cu sericit este presărat și cu granule fine de epidot, fapt care arată că el a suferit la început un fenomen de saussuritizare și apoi a fost albitezat în întregime. El prezintă macle după legea albitezului și mai rar după albit-Karlsbad sau periclin. Si în aceste roci feldspatul potasic, ce apare în cantitate redusă, a fost albitezat și prezintă uneori o structură pătată de înlocuire.

Piroxenul nu se mai păstrează în aceste roci și foarte rar mai apare ca resturi în interiorul unor cristale de hornblendă. În unele cazuri, prezența lui anterioară este indicată de un cub de limonit, înconjurat de hornblendă, formată pe seama sa. În cazuile cînd se păstrează, el trece și aici într-o hornblendă hastingsitică sau într-o hornblendă verde albăstru, fibroasă, care se dezvoltă în cuiburi. Aceasta prezintă uneori macle polisintetice după față (100) și are culori vii de birefringență; constantele sale optice sănt următoarele:

- N_g — albastru deschis
- N_m — verzui-albăstrui
- N_p — incolor — slab gălbui
- $N_g - N_p = 0,023$
- $cN_g = 19 - 20^\circ$

Hornblenda hastingsitică se dezvoltă mai ales independent sub formă de cristale prismatice, care trec și ele pe margine în hornblendă de mai sus. Colorația sa nu este uniformă, deoarece pe fondul verde închis al hornblendei apar uneori pete de culoare brunie. Ea prezintă unghiul de extincție $cN_g = 22 - 23^\circ$, iar unghiul axelor optice $(-2V) = 25^\circ$.

Pe seama hornblendelor se formează uneori și puțin biotit brun sau clorit. În afara de aceste minerale, în roca se mai întâlnesc cuiburi de pis-



taț galben, asociat cu granule de oxizi de fier. De asemenea, se întâlnesc uneori în cantitate redusă și cuarț intersticial. Sunt frecvente cristale de titanit xenomorf, cristale idiomorfe sau xenomorfe de zircon, care pot ajunge pînă la 0,6 mm lungime și cristale alungite de apatit.

Separăriile mai fin cristalizate și mai închise la culoare din sienodioritele cu hornblendă au dimensiuni care oscilează între 5 mm și cîțiva centimetri. Ele au o structură subofitică, fiind alcătuite din baghete fine de plagioclaz albitezat (0,03—0,24 mm), ale căror interstiții sunt ocupate de aceleași minerale, ca și cele din restul rocii. Pe marginile separărilor cristalinitatea crește, trecînd treptat la roca înconjurătoare, ceea ce arată caracterul lor de autolite. Apar de asemenea, în aceste roci și xenoliți de roci bazice metamorfozate, pe care îi vom descrie în alt capitol.

Sienodioritele cuarțifere pegmatoide

Acestea sunt roci care se întâlnesc sub formă de separării în masa sienodioritelor și predomină în zona de la nord de vîrful Radevița, spre masa de sienite cuarțifere din bazinele văii Irișorului. Ele nu conțin decît rar piroxen, dar au cuarț care formează concreșteri micropegmatitice cu feldspatul potasic. De aceea, sunt mai leucocrate, fiind alcătuite din următoarele minerale (tabelul 19) :

TABELUL 19

Compoziția modală a sienodioritelor pegmatoide

Minerale	Conținut %
Feldspați	75,8 — 76,0
Hornblenda	9,9 — 10,2
Cuarț	7,7 — 10,0
Minerale accesoria	3,8 — 6,5

După această compoziție, ele s-ar apropia mai mult de sienitele cuarțifere, dar sunt mai melanocrate decît acestea.

Feldspații sunt reprezentați prin plagioclaz și feldspat potasic. Plagioclazul este albitezat și prezintă și aici un nucleu mai intens înțesat sau sericit, iar pe margini are o aureolă de albă de înlocuire care concrește cu cuarțul, acesta din urmă prezentându-se sub o formă apropiată de cea a mirmekitului. Plagioclazul include uneori foile de biotit și acicule de actinolit.

Cea mai mare parte a feldspatului potasic dezvoltat în interstiții a fost albitezat, el recunoscindu-se numai după prezența maclei de Karlsbad și structura pertitică de înlocuire perpendiculară aproximativ pe acest plan; uneori apare și structura pătată. În multe roci, feldspatul potasic parțial albitezat prezintă pe alocuri structură în grătar a microclinului, dar destul de slab dezvoltată. El este tulbure și include hornblendă fibroasă și plagioclaz, indicînd astfel că s-a format mai tîrziu.

Ca mineral melanocrat participă în aceste roci hornblendă hastingsitică de mai sus, care prezintă adesea un nucleu alcătuit dintr-un cub de hematit și limonit, minerale ce s-au format pe seama piroxenului, uneori chiar resturi de augit. În unele roci ea a fost alterată, trecînd într-o hornblendă fibroasă, actinolitică, dezvoltată în cuiburi sau snopi. Uneori, se formează pe seama ei un biotit galben: $N_g - N_m$ = galben; N_p = incolor, ($-$) $2V$ = foarte mic; în alte cazuri, este înlocuită de clorit și granule de oxizi de fier.

Caracterul special al acestor roci este redat de concreșterile dintre cuarț și feldspați. Acestea sunt dezvoltate mai ales în interstițiiile cristalelor din rocă și sunt adesea delimitate precis de fețele plagioclazului. Uneori, structura grafică pătrunde și în aureola cu albă de înlocuire a plagioclazului, indicînd astfel preexistența feldspatului potasic. Se poate afirma că, cuarțul a început să concrească cu feldspatul încă din timpul formării aureolei de feldspat potasic din jurul plagioclazului ulterior albitezat și s-a dezvoltat mai larg în interstiții.

Mineralele accesoria sunt cele obișnuite în celelalte sienodiorite și anume, zircon, titanit, apatit și ilmenit, care se găsesc de obicei, în interstițiiile celorlalte minerale, unde formează mici aglomerări.

b) *Sienitele alcaline*

Sienitele alcaline formează intruziunile de diferite dimensiuni din partea de NE a masivului, în zona cu diorite și sienodiorite. Rocile din această grupă au culoare albă, slab cenușie, uneori albăstrui și structură adesea suturată (mozaicată) după A. J ohannsen (1941), mai rar porfirică și textură de obicei masivă. După compoziția mineralologică, ele se pot separa în sienite



cu egirin, sienite cu amfiboli sodici și granofire cu egirin-augit, toate tipurile asociindu-se pe teren.

Sienitele cu egirin

Sienitele cu egirin apar mai ales pe vîrful de 482 m, situat între izvoarele văii Monorăștia și valea Bîrzava, în corpul de sienite alcaline de pe valea Velica și pe valea Babina. Structura este hipidiomorf grăunțoasă (pl. III, fig. 3) la unele roci, iar la altele trece la structura mozaicată, panallotriomorfă, rezultată din creșterea feldspațiilor prin procesul de autometasomatoză sodică; mai rar apar forme pegmatoide.

Pentru a se vedea compoziția acestor roci, prezentăm mai jos un tabel de analize modale și dimensiunile mineralelor (tabelul 20).

TABELUL 20

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	1	2	3	4	5	6	Dimensiuni mm
Cuarț	1,4	0,9	—	—	—	4,2	0,09 — 0,64
Feldspați	81,8	83,5	81,4	85,0	77,2	83,2	0,16 — 2,5
Egirin	9,8	13,8	15,5	12,6	20,0	8,0	0,05 — 1,5
Hornblendă	3,5	0,4	1,0	1,3	1,3	0,4	0,11 — 0,64
Minerale accesori	3,5	1,4	2,1	1,1	1,3	4,2	0,05 — 0,4

Dintre feldspați, principalul mineral este un albit (An 3—5). El se dezvoltă tabular după (010), uneori alungit după prismă, dar de obicei cu conture neregulate. Pe margine este înțesat cu acicule extrem de fine de egirin (0,007—0,05 mm) orientate adesea paralel cu fața (010), iar în interior cu granule fine de oxizi de fier. Maclele frecvente sunt cele polisintetice după legea albitului, mai rar albit-Karlsbad și uneori periclin. Pe margini el prezintă de obicei, o auricolă de albit de înlocuire fin maclat, care pătrunde treptat și în interiorul cristalului. La rocile cu structură suturată care au suferit o albitezare mai intensă, aproape tot feldspatul este maclat fin și în acest caz se observă în albit roiuri de acicule de arfvedsonit, formate probabil pe seama unor cristale de egirin preexistente. În unele roci se depune în interstițiile celorlalte minerale un albit proaspăt, maclat polisintetic, care este evident că s-a format mai pe urmă din soluții tîrziu magmatice sau postmagmatice.

Feldspatul potasic a fost albitezat aproape în întregime, fiind înlocuit cu forma de albit fin maclat. Aceste pseudomorfoze arată că el a fost xenomorf și maclat după legea Karlsbad, al cărui plan se mai păstrează. El prezintă de asemenea, incluziuni de acicule fine de egirin.

Egirinul se formează în două generații. Prima generație se dezvoltă deobicei sub formă de cristale xenomorfe, mai rar idiomorfe, care ocupă interstițiile feldspațiilor împreună cu hornblenda și mineralele accesori, unde în unele cazuri, include cuarțul. Culoarea sa este verde și este pleocroic. În unele roci, tonurile culorii variază pe aceeași direcție, de la verde de iarbă la verde pal, aproape incolor. Unele cristale de egirin dezvoltăte prismatic, prezintă o structură zonară (pl. III, fig. 4), în care se deosebește un nucleu

și o zonă marginală, ambele colorate în verde-bruniu și cu unghiul de extincție $cN_p = 7,0^\circ$; între ele apare o zonă intermediară, colorată în verde și cu unghiul $cN_p = 1^\circ$. Asemenea cristale de egirin zonate au fost descrise de W. Brögger (1894) și de P. Sabine (1960). Constantele egirinului sunt:

$$\begin{aligned} N_p & \text{ — verde de iarbă} \\ N_m & \text{ — verde gălbui} \\ N_g & \text{ — galben verzui} \\ \text{Absorbția } N_p & > N_m > N_g \\ N_g - N_p & = 0,050 \\ cN_p & = 1-7^\circ \\ (-) 2V & = 69^\circ \\ I & = (-) \end{aligned}$$

Pe seama egirinului se formează o hornblendă aciculară arfvedsonitică, care crește la capetele cristalelor sau înlocuiește complet cristalele de egirin; în acest caz, se separă oxizi de fier în jurul hornblendei formate. Mai rar apare un biotit galben și acmit pleocroic în culorile brun-verzui și gălbui.



O altă transformare a egirinului este oxidarea pe margini, proces care duce, în unele cazuri, la înlocuirea completă a cristalelor cu oxizi de fier.

A doua generație este reprezentată prin egirinul format secundar pe seama hastingsitului,

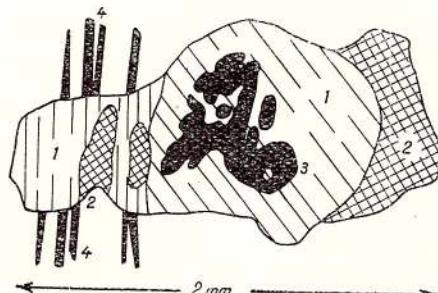


Fig. 45. — Formarea egirinului (2) pe seama hastingsitului (1) și a arfvedsonitului (4) pe seama ambelor minerale; 3, magnetit.

Formation de l'aegyrine (2) aux dépens du hastingsite (1) et de l'arfvedsonite (4) aux dépens des deux minéraux; 3, magnétite.

cind acesta este prezent în rocă, cum se vede în fig. 45. Egirinizarea kataforitului a fost descrisă mai înainte de W. Brögger (1894). În astfel de cazuri, el se dezvoltă pe marginile hornblendei sau pe planele de clivaj, înlocuind-o treptat; adesea, restul de hornblendă trece în arfvedsonit. Alte roci indică o dezvoltare secundară a egirinului sub formă de cuiburi, adesea cu concreșteri radiare, aşa cum apare și în regiunea Oslo. Aceste cuiburi de acicule de egirin au în interiorul lor granule de magnetit, pe seama cărora s-a dezvoltat piroxenul alcalin.

Arfvedsonitul participă de asemenea în cantitate redusă și apare sub formă aciculară (0,03—0,40 mm) fiind dezvoltat pe seama mineralelor melanocrate de mai sus. Cind se formează pe seama egirinului, fibrele lui se dezvoltă în special la capetele cristalelor, axul *c* al hornblendei coincizind cu cel al piroxenului.

În astfel de cazuri, culorile sale sunt mai intense în apropierea egirinului și scad spre exterior. Arfvedsonit secundar se formează și pe unele granule de magnetit, în jurul cărora alcătuiește o aureolă continuă de fibre dezvoltate radiar.

Pe lîngă mineralele de mai sus, în sienitele cu egirin se mai întâlnesc rar o hornblendă albăstră pal, cu macle după (100) și cu terminații fibroase. Uneori, ea participă la înlocuirea cristalelor de hastingsit, împreună cu granule de oxizi

de fier și cu acicule de arfvedsonit. Constantele sale sunt următoarele :

N_g	— albastru pal
N_m	— albastru cenușiu
N_p	— incolor — slab gălbui
$N_g - N_p$	= 0,009
cN_g	= 20°

Cuarțul apare în cantitate redusă în interstiții sau lipsește. Alte minerale accesori sunt : titanit, zircon, thorit și oxizi de fier. Titanitul se dezvoltă sub formă de granule cu contur neregulat, uneori concrescute aproape radiar. Zirconul apare mai rar idiomorf și se asociază cu alte minerale în interstiții feldspațiilor. El este slab gălbui și prezintă birefringență $N_g - N_p = 0,045$. Uneori, este oxidat pe marginea și pe fisurile care-l străbat, trecând într-un material opac. Mai rar se întâlnesc în aceste sienite și mici cristale de culoare brună, uneori alterate și izotrope, care ar putea să reprezinte thoritul sau perovskitul. Oxizi de fier sunt reprezentați prin ilmenit și magnetit care apar fie în cristale idiomorfe, fie în granule cu contur neregulat.

În tabelul 35 prezentăm analiza chimică a unui astfel de sienit de pe valea Babina (analiza nr. 9). Parametrii Niggli (tabelul 38) arată o magmă sienitică sodică, iar după parametri Zavaritski roca se încadrează la sienite având *b* și *s* apropiate de ale sienitelor alcaline. În tabelul 37 este redată norma CIPW, care încadrează roca în clasificarea lui E. Tröger la „natronsienite” cu egirin. După cum se vede din normă $ab > or$, roca fiind foarte bogată în albit. Un sienit cu egirin aproape identic din punct de vedere chimic, a fost descris de J. Morozewicz (1930) în regiunea Mariupol, încadrindu-l la sienite alcaline. P. Niggli (1931) este de părere, că această rocă ar trebui denumită sienit albitic cu egirin.

Sienitele cu amfiboli sodici

Sienitele cu amfiboli, rocile cele mai răspândite în intruziunile de sienite alcaline, aparțin la două varietăți și anume, sienite cu hastingsit și sienite cu arfvedsonit.

Sienitele cu hastingsit alcătuiesc o intruziune mai mică, situată între Satul Radului și valea Bîrzava și orientată aproape ENE-WSW. Ea are pe margini sienite cu hastingsit, iar spre interior sienite cu egirin. Sienite cu hastingsit mai apar și pe marginile celorlalte intruziuni de sienite alcaline. În compoziția sienitelor cu hastingsit participă mineralele următoare (tabelul 21).

TABELUL 21
Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Cuarț	2,7	0,06–0,5
Feldspat potasic	76,6	0,32–1,25 : 0,4
Plagioclaz		0,5 – 1,30
Hornblendă	12,0	1,6 – 2,25
Egirin	3,2	0,02–0,3
Minerale accesoria	5,5	0,01–0,64

Cuarțul apare intersticial și are extincție onduloasă. Tot intersticial se dezvoltă și feldspatul potasic, maclat Karlsbad și în mare parte albitezat. Trecerea de la porțiunile înlocuite cu albit fin maclat, la cele nealbitizate cu structură perititică, se face printr-o zonă cu structură „pătată” (J. G i l l u l y, 1933).

Plagioclazul este mai larg dezvoltat și prezintă pe margine o aureolă de albit de înlocuire fin maclat, ale căruia macle sunt paralele cu cele după legea albitului din interiorul cristalului. El este tulbure și înțesat la interior cu cristale fine de hematit sau de oligist și un praf fin caolinos, iar în aureola de albit de înlocuire cu acicule de egirin; uneori, include granule de magnetit. Compoziția sa este de albit (An 6–7). Albitul fin maclat care înlocuiește feldspatul potasic și

zinte astrofilitul. Hornblenda are următoarele constante optice :

- N_g — verde închis
- N_m — brun gălbui pînă la brun-oliv închis
- N_g — verzu gălbui
- N_p — $N_p = 0,016$
- cN_g pe gață (010) = 21°
- Pl. axelor optice || (010)
- (-) 2 V = 27°
- 1 = (+)

Sub acțiunea soluțiilor deuterice ea se transformă în alte minerale. Procesul începe prin înlocuirea marginilor și a capetelor fibroase cu o hornblendă albastră de tipul celei descrise în sienitele cu egirin, care trece la rîndul său mai departe în arfvedsonit. În timpul acestei transformări se separă granule de oxizi de fier, uneori cu aureole de leucoxen.

Egirinul apare în cantitate redusă sub formă de cristale fine, crescute în interstițiile feldspațiilor sau incluse în acestea; uneori, ele cresc pe granule fine de magnetit. Alte minerale accesoria sunt: titanit, zircon, monazit, apatit inclus în feldspați și granule de titanit sau de magnetit.

Sienitele cu arfvedsonit sunt cele mai răspîndite, ele asociindu-se cu sienitele cu egirin. Acestea sunt roci leucocrate, adesea au o tentă albăstruie din cauza amfibolului. În compoziția lor participă următoarele minerale (tabelul 22) :

TABELUL 22
Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	1	2	3	4	5	6	7	Dimensiuni mm
Cuarț	—	—	—	1,0	3,5	—	—	0,07– 0,4
Feldspați	75,3	80,1	76,0	76,8	79,2	83,5	75,8	0,32– 1,12 : 0,4
Hornblendă	21,5	13,3	19,0	18,8	10,4	8,8	19,8	0,06 : 0,008– 1,5 : 0,11
Egirin	—	2,5	—	—	1,7	2,2	—	0,001– 0,2
Min. accesoria	3,2	4,1	5,0	3,4	5,2	5,5	4,4	0,03– 0,5

formează aureola din jurul plagioclazului, se dezvoltă adesea și peste capetele hornblendei și uneori înglobează în creșterea sa și granule de cuarț.

Hornblenda primară din rocă este un hastingsit, care ocupă interstițiile feldspațiilor. Ea se dezvoltă uneori prismatic, dar capetele sale sunt terminate cu fibre. Adesea, prezintă macle după (100) și este corodată uneori de albitul care se dezvoltă peste ea. În unele cazuri, s-au format pe seama hornblendei lamelele foarte fine ale unui mineral galben auriu, care pare să repre-

Cuarțul cu extincție ondulatorie se dezvoltă intersticial. Dintre feldspați, plagioclazul este predominant, uneori aproape singurul mineral, astfel că în aceste cazuri roca apare ca o masă de albit înțesată cu acicule și cristale fibroase de arfedsonit.

Ca și în alte roci, se pot deosebi și aici două generații de albit. Albitul primar se dezvoltă sub formă de cristale xenomorfe, care dă structura suturată. La ele se observă adesea dezvoltări tabulare după (010), altele cristale alungite după axul c. Maclele sunt după legea albitului sau



albit-Karlsabad. De obicei, albitul este tulbure, fiind înțesat cu foițe caolinoase, hematit sau oligist și cu acicule de egirin și foițe fine de biotit galben. Aceste cristale prezintă o aureolă de albit fin maclat de înlocuire.

Feldspatul potasic, preexistent metasomatozei sodice, a fost complet albitizat cu același albit de înlocuire fin maclat, care a înlocuit feldspatul potasic din aureola plagioclazului, ale cărui plăcuțe fine sunt paralele cu (001), deci paralele cu planul structurii pertitice vechi.

Atât în albitul de înlocuire din jurul plagioclazului, cât și în cristalele de feldspat potasic albitizat, se găsesc acicule sau fibre fine de arfvedsonit și granule de oxizi de fier.

Amfibolul sodic este reprezentat prin două varietăți și anume, prin hastingsit și arfvedsonit în unele roci și numai prin arfvedsonit în altele. Hastingsitul care a apărut ca mineral primar, se mai păstrează doar ca resturi netransformate în interiorul cristalelor de arfvedsonit care l-au înlocuit.

Arfvedsonitul format pe seama hastingsitului este mai ales fibros, sau apare sub formă de cristale alungite, care se termină la capete cu numeroase fibre lungi și subțiri, ce pătrund și în feldspații din jur. În aceeași rocă el apare și independent, iar în altele este singura hornblendă ce se întâlnește.

Uneori, se observă și cristale mai fine, aproape idiomorfe, care formează agregate dezvoltate radial. Acestea cresc fie pe un rest de hastingsit, fie pe granule de magnetit; în toate cazurile aceste agregate sunt asociate cu granule de oxizi de fier. Cristalele mari includ aceste granule de magnetit, iar pe margini și pe planele de clivaj ele se transformă în limonit.

Arfvedsonitul are următoarele constante:

N_g	— gălbui-slab bruniu
N_m	— violet — pînă la violet închis
N_p	— albastru-verzui
$N_g - N_p$	= 0,005—0,014 puternic anomal
cN_p	= 9 — 14°
(—) 2 V	= mare
1	= (—)

Culoarea de birefringență a arfvedsonitului este anomală, astfel că la o rotire de 90° a mineralului din poziția N_p , paralel cu analizorul, ea se schimbă astfel: cenușiu-albăstrui — roșcat — gălbui — cenușiu.

Ca minerale accesori apar în aceste roci mici cristale de egirin și cristale bipiramidate sau

xenomorfe de zircon, rareori cu structura slab zonară. De asemenea, mai apar cristale xenomorfe sau idiomorfe de titanit cu unghiul (+) 2 V = 25°, uneori slab oxidate pe margine. În unele roci afectate mai intens de fenomene autometamorfe, mineralele melanocrate au fost înlocuite aproape în întregime cu granule fine de oxizi de fier opaci.

Sienitele cu arfvedsonit conțin uneori goluri miarolitice (pl. IV, fig. 1), în care apar acicule de arfvedsonit, uneori de egirin și sunt umplute cu un praf de culoare roșie sau brună de oxizi de fier, cu structuri ce indică o depunere colomorfă.

În aceste sienite s-au întâlnit separații melanocrate (pl. IV, fig. 1), al căror diametru variază între 0,5 și 2 cm. Ele sunt de culoare închisă și mai fin cristalizate. O astfel de separație melanocrată de pe valea Monorăștia este alcătuită din următoarele minerale (tabelul 23):

TABELUL 23

Compoziția modală a unei separații melanocrate, valea Monorăștia

Minerale	Conținut %
Feldspat	35,8
Arfvedsonit	52,8
Minerale opace	11,4

Structura acestor separații este reprezentată printr-o țesătură de fibre de arfvedsonit orientate după modelul structurii ofitice ca în tinguaiete (pl. IV, fig. 2), printre care apar granule de magnetit și peste care a crescut feldspatul, inclusivându-le. Cristalele de plagioclaz au compozitia de albit și sunt și ele mai alungite; uneori apar și fenocristale de albit, în care fibrele de hornblendă nu mai pătrund decât pe margine. Feldspatul este maclat albit și numai pe alocuri apare și structura de albit de înlocuire, ce ar indica și preexistența feldspatului potasic.

În afară de aceste minerale, separațiile melanocrate mai conțin granule de magnetit, adesea cu aureolă de leucoxen. Acestea s-au acumulat pe marginile separației în cantitate mult mai mare decât în interior.

După compozitia lor, aceste separații melanocrate s-ar apropia foarte multe de lusitanite (A. Johansen, 1941).



c) Granofirele cu egirin

Aceste roci alcătuesc un filon situat pe marginea nord-vestică a intruziunii de sienite alcaline, localizată între izvoarele văii Monorăștia și văii Bîrzava, la vest de cota 482 m. Filonul este constituit în interior din granofir, ce trece spre margine la o varietate de sienit porfiric, asemănător cu cel de pe valea Babina. Roca marginală prezintă o masă fundamentală holocristalină, cu structură divergentă, care spre interiorul filonului devine granofirică. În ambele cazuri, rocile sănt alcătuite din plagioclaz, feldspat potasic, cuarț, egirin, hornblendă și minerale accesoria.

Plagioclazul (An 5) apare adesea sub formă de fenocristale idioforme, mai alungite, care pot ajunge pînă la 2,44 mm lungime și prezintă macle polisintetice. Ca și în alte roci, el este tulbure și prezintă un nucleu mai puternic înțesat cu sericit, caolinit și oxizi de fier, uneori și epidot, iar pe margini o zonă de albit mai clară; între nucleu și zona externă mai pot apărea și alte zone cu sericit. Peste zona externă se suprapune o aureolă de feldspat potasic, care concrește de obicei micrografic cu cuarțul, concreșterea dezvoltîndu-se mai larg în interstițiile cristalelor de feldspati.

Feldspatul potasic se dezvoltă și sub formă de cristale independente, maclate Karlsbad, care concresc cu cuarțul spre margine. În ambele cazuri, feldspatul potasic este micropertitic și conține uneori incluziuni de hornblendă albastră.

Egirinul se află în interstițiile mineralelor, în porțiunile cu concreștere grafică, unde apare sub formă de cristale fine (0,03–0,08 mm) sau de acicule care se asociază cu granule de oxizi de fier. Pe margine și pe fisuri, el se alterează în limonit care-l colorează în brun sau brun roșcat. Egirinul are unghiul de extincție $cN_p = 4^\circ$. În unele cazuri, se formează pe seama lui un amfibol albastru pal de tipul celui descris în sienite. Această hornblendă se întîlnește însă și independent, fiind și ea slab opacitizată pe margine. Ca mineral accesoriu, în afară de oxizii opaci, se mai întîlnește zirconul.

În roca marginală a filonului cu caracter de sienit porfiric, piroxenul are constante care-l apropiate de egirin-augite, după datele lui Tröger (1952):

N_p — verde deschis
 N_m — verde deschis
 N_g — gălbui-verzui
 $cN_p = 10^\circ$

Mineralele accesoriai sănt reprezentate prin zircon, apatit, titanit și minerale opace. Zirconul este adesea alungit, dar conturul său apare ne-regulat; cristalele mai fine sănt idiomorfe și se găsesc adesea incluse în fenocristalele de plagioclaz. Tot sub formă de cristale idiomorfe se prezintă și apatitul, uneori și titanitul.

3. Petrografia rocilor granitoide

În această grupă de roci deosebim următoarele tipuri petrografice: diorite cuartifere cu albit, sienite cuartifere, granite alcaline, faciesul contaminat al granitoidelor, micropegmatite, granofire și luxullianite.

a) Dioritele cuartifere cu albit

Dioritele cuartifere cu albit apar ca facies lateral al intruziunilor granitoide în două zone mai importante ale masivului și anume, la izvoarele văii Bavna în stockul de la Bîrzava și pe pîrul Boctăreștilor; în ambele cazuri sănt asociate cu sienite cuartifere. Ele sănt roci de culoare albă cenușie, au structură divergentă și textură masivă. În compoziția acestor roci participă mineralele din tabelul 24.

TABELUL 24
Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minreală	Conținut %	Dimensiuni mm
Cuarț	3,2	0,02–0,2
Plagioclaz	80,0	0,2–1,5 : 0,5
Hornblendă	13,6	0,08–1,2
Min. accesoriai	3,2	0,01–0,2

Plagioclazul (An 5–6) deși este alungit, prezintă macle polisintetice cu doi indivizi; el este tulbure și albitizat. Structura de albit fin maclat de înlocuire se întîlnește foarte rar, pe marginile unor cristale de plagioclaz. În cantitate redusă apare aici cuarțul interstițional, care are extincție ondulatorie.

Hornblenda este o varietate comună, colorată în verde și pleocroică în tonuri slabe de verzui albăstrui-gălbui; unghiul său de extincție $cNg = 22^\circ$. Ea are capetele cristalelor terminate ne-regulat printr-o hornblendă fibroasă, actinolitică și prezintă adesea macle după (100). Pe pîrul Boctăreștilor, unde rocile sănt hidrotermalizate, hornblenda trece în clorit.

Ca minerale accesoriai se întîlnesc cristale de apatit, titanit și granule opace cu aureole de



leucoxe. Uneori, apar filonașe de cuarț, albit și epidot care străbat roca.

Dioritele conțin și ele separații melanocrate, alcătuite din aceleași minerale ca și cele din roca gazdă. O astfel de separație conține 70,4% plagioclaz albitic și 29,6% hornblendă și minerale accesoriai.

După compoziția lor, dioritele cuartifere cu albit s-ar încadra în clasificarea lui A. Johnson (1941) la „soadaclase diorite“, cu deosebirea că ele conțin o cantitate mai mare de hornblendă, în timp ce în rocile menționate de acest autor mafitele au fost alterate.

b) Sienitele cuartifere

Sienitele cuartifere alcătuiesc împreună cu granitele alcaline, majoritatea intruziunilor grani-toide și a diferitelor filoane injectate din masivul Bîrzava. Compoziția lor petrografică este foarte variată, deoarece între diferitele varietăți de sienite cuartifere, granite alcaline și faciesul contaminat al acestora există tranziții gradate și schimbări de compoziție de la un pas la altul. Variații nelimitate se constată și în privința structurii, care poate fi hipidomorf-grăunțoasă, divergentă, porfirică sau pegmatoidă.

Din punct de vedere al compoziției lor, sienitele cuartifere se pot separa în sienite cu hornblendă și sienite cu biotit.

Sienitele cuartifere cu hornblendă

Sienitele cu hornblendă alcătuiesc cea mai mare parte din intruziunea de la izvoarele pîrului Irișorului și o mică parte din stockul de la Bîrzava; ele mai apar izolat și în diferite corpuri mai mici sau filoane din masiv. În stockul de la Bîrzava, ele se găsesc spre izvoarele pîrului Strîmna și pe pîrul Danovița.

Aceste sienite sunt roci de culoare albă sau slab rozie, cu structură grăunțoasă, adesea cu tendință subofitică și cu textură în general masivă. În compoziția lor participă mineralele din tabelul 25.

Primul mineral cristalizat în roca este plagioclazul. El apare sub formă de cristale izometrice sau alungite după axul *c*, adesea cu tendință de idiomorfism, dar marginile lui nu sunt niciodată limitate de fețe plane, ele fiind neregulate. Maclele frecvente sunt după legea albitului (pl. IV, fig. 3) și albit-Karlsbad, mai rar periclin. Pe margini, plagioclazul prezintă o aureolă de feld-

TABELUL 25

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Cuarț	6,5–10,2	0,02–0,8
Feldspati	79,7–81,6	0,32–2,5 : 0,5
Hornblendă	10,1–5,1	0,08–0,9
Min. accesoriai	3,7–3,1	0,01–0,16

spat potasic pertitic, sau înlocuit cu albit fin maclat (fig. 46). Compoziția plagioclazului este de albit (An 8–9), iar aureola externă devine cevă

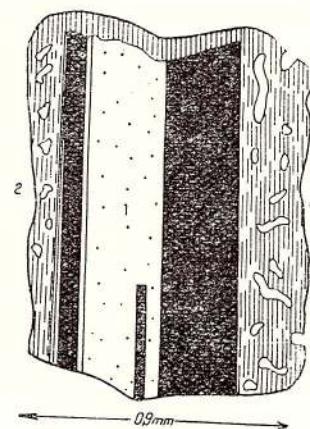


Fig. 46. — Cristal de plagioclaz (1) cu aureolă de albit de înlocuire care prezintă incluziuni de cuarț myrmekitic (2).
Cristal de plagioclase (1) à auréole d'albite de remplacement présentant des inclusions de quartz myrmékitique (2).

mai acidă. În aureola de albit de înlocuire, sau de feldspat pertitic, apar incluziuni de cuarț cu structură de mirmekit sau micrografică (fig. 46), formate mai ales în porțiunile vecine cu interstițiile ocupate de cuarț și feldspat potasic. În general, plagioclazul este tulbure ca și în alte roci; uneori el este spart și cimentat pe fisuri cu albit.

Feldspatul potasic ocupă, împreună cu cuarțul și cristale fine de albit, interstițiile plagioclazului. El are dimensiuni mai mici (0,64–2,0 mm) și este xenomorf. Structura sa este, după indicațiile lui O. Tuttle (1952), micropertitică, dar în intruziunea de pe pîrul Irișorului s-au întîlnit și structuri antiperțice (pl. V, fig. 1). Adesea, se observă macla de Karlsbad. În aceste cazuri cristalele sunt mult alungite în direcția axului acestei macle, apărînd astfel structuri de tipul

celor din nordmarkite, prezentate de A. Johnson (1941) (pl. V, fig. 2). Rar s-a observat tendința de a se forma structura microclinului. Feldspatul pertitic sau antipertitic este uneori nealbitizat, alteleori parțial înlocuit cu albit. Procesul de înlocuire, care se face treptat, se realizează prin stadiile de structură pătată, pertite de înlocuire, iar în stadiul final întreg cristalul este înlocuit cu albit fin maclat. Feldspatul potasic este și el tulbure și înțesat cu cristale fine de hematit și cu un praf caolinos, uneori cu fiole de sericit.

Cuartul xenomorf și cu extincție onduloasă se întâlnește de obicei în interstiții, unde formează uneori concreșteri cu pertitul.

Mineralul melanocrat este o hornblendă verzuie cu următoarele caracteristici :

N_g — verde deschis
 N_m — verzui-gălbui
 N_p — gălbui
 $cN_g = 19-21^\circ$
 $(-) 2V = 66^\circ$

Hornblenda are caractere de amfibol secundar, fiind adesea fibroasă și cu multe incluziuni de granule de oxizi de fier; uneori apar în ea resturile unei hornblende primare, colorată în verde închis-bruniu. Ea prezintă macle după (100) și conține, în unele cazuri, incluziuni de zircon cu aureole pleocroice. Deși apare și sub formă de incluziuni în feldspați, ea se găsește de obicei în interstițiiile acestora, la un loc cu mineralele accesori. Rar se observă transformări ale hornblendei în biotit verde, care o înlocuiește treptat, separând granule de oxizi de fier.

Ca minerale accesori se întâlnesc în aceste roci cristale de titanit, zircon, granat, apatit, uneori epidot și granule de ilmenit sau de magnetit, toate situate în interstițiiile mineralelor principale. Titanitul este de regulă xenomorf și pe fisuri sau pe margini este oxidat. Uneori apar cristale prismatice, bipyramide, de zircon și tot idiomorf se întâlnește apatitul. Granatul este o varietate slab brunie, care apare în sienitele cu hornblendă de pe valea Irișorului sub formă de granule (0,08 mm diametrul) cu contur neregulat. Aceste granule formează cuiburi, în care se asociază cu titanit și ilmenit.

Separatiile melanocrate din sienitele cuartifere au o granulație în jur de 0,25 mm și sunt alcătuite din aceleași minerale ca și restul rocii, dar cele melanocrate sunt proporțional mai numeroase.

În tabelul 35 prezentăm analiza chimică a unui sienit cuartifer cu hornblendă de pe pîrul

Strîmna. Parametrii Niggli (tabelul 38) indică o magmă cuarț-sienitică-sodică, iar parametrii Zavaritski arată că roca se apropie de sienitele calco-alcaline. Din norma CIPW (tabelul 37) rezultă 4,38 părți cuarț, valori mari pentru albit și apariția moleculelor de acmit, ceea ce indică și în acest caz fenomene de albitizare, ca și în restul rocilor din regiune. După valorile normative expuse de P. Niggli (1931), roca se apropie de unele faciesuri ale nordmarkitelor.

Sienitele cuartifere cu biotit

Aceste roci se găsesc în cantitate redusă în intruзиunea de pe pîrul Irișorului, dar participă în cantitate mai mare în corpul de pe valea Ciugherului și în stockul de la Bîrzava, cum și în multe intruзиuni mai mici din restul regiunii. Ele sunt roci de culoare albă sau slab rozie, cu structură hipidiomorf-grăunțoasă, adesea slab divergentă sau porfirică, uneori pegmatoidă și cu textură masivă. În unele zone apar faciesuri mediu grăunțoase, în altele mai fin cristalizate.

În compozitia acestor roci participă mineralele din tabelul 26.

TABELUL 26
Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Cuarț	8,6—14,1	0,08—1,0
Feldspați	86,3—81,6	0,5—3,5 : 1,3
Biotit	3,0—1,6	0,06—0,2
Min. accesori	2,1—2,7	0,03—0,1

Și în aceste sienite cuartifere, primul mineral ce a cristalizat a fost tot plagioclazul, care prezintă uneori tendința de a forma fenocristale de 3—4 mm lungime. Acestea apar în faciesurile porfirice ale sienitelor de pe pîrul Danovița, în stockul de la Bîrzava sau pe marginile unor fișoane din restul masivului. Uneori, fenocristalele au fost slab corodate de magmă.

În restul sienitelor cuartifere, plagioclazul (An 6—9) nu diferă de cel din sienitele cuartifere cu hornblendă, fiind și aici tulbure. Pe margini prezintă, de asemenea, o aureolă pertitică sau de albit fin maclat care a înlocuit pertitul. În unele cazuri, această aureolă pătrunde neregulat și în interiorul plagioclazului, alteleori limita dintre ea și restul cristalului urmărește perfect conturele



vechiului cristal de feldspat aproape idiomorf. Uneori, atât în plagioclazul albitic din sienitele cuarțifere cu biotit, cât și în cel din sienitele cu hornblendă, apar indicile unor zone preexistente, reprezentate prin granule foarte fine de epidot incluse într-un nucleu și în două-trei zone mai exterioare acestuia, după care totul este îmbrăcat de aureola menționată mai sus.

Mai rar se întâlnesc și cazuri, în care cristalele feldspașilor sunt cimentate cu albit depus ulterior, împreună cu cuarțul.

Feldspatul potasic este de obicei xenomorf, are structură micropertitică și prezintă macla Karlsbad. El este tulbure, fiind parțial sau total albitezat, proces în urma căruia apar diferite structuri de înlocuire; mai rar apare și structura microclinului slab dezvoltată.

În unele roci cu structură divergentă și feldspatul potasic este mult alungit după axul *c*, astfel că în secțiunile perpendiculare pe planul de macla Karlsbad raportul lungime : grosime este 1,3 : 0,15 mm. Interstițiile acestui tip de structură sunt ocupate, în acest caz, de cuarț care concrește micrografic cu feldspatul și de celelalte minerale.

Cuarțul apare în unele roci sub formă de granule xenomorfe, uneori parțial recristalizate pe margine și cu extincție onduloasă. În unele roci, el concrește cu feldspatul potasic și prezintă, de obicei, incluziuni fine opace, gazoase sau lichide.

Biotitul este dezvoltat în interstițiile feldspașilor, unde apare sub formă de foițe fine cu contur neregulat, care au următorul pleocroism : Ng—Nm = verde bruniu-brun, Np = gălbui. Uneori, se pare că a înlocuit un alt mineral melanocrat, căci foițele sale se grupează în cuiburi, unde se asociază cu granule de minerale opace, sau alte minerale accesori. El se transformă uneori în clorit.

Mineralele accesori sunt reprezentate prin titanit, pistațit care formează mici cuiburi împreună cu biotitul și zircon, mai rar apatit. Zircoul apare uneori corodat pe margini; cînd este inclus în biotit, el produce aureole pleocroice.

Separatiile melanocrate care apar în sienitele cuarțifere cu biotit, au culoarea mai închisă decît a rocii din jur și cristalinitatea mai fină (0,03—0,20 mm). Ele sunt alcătuite din aceleasi minerale ca și roca-gazdă, dar în proporții diferite. Astfel, o separație de pe pîrul Danovița este alcătuită din mineralele din tabelul 27.

După cum rezultă din tabel, în separatiile melanocrate s-a produs o acumulare mai mare de

TABELUL 27
Compoziția modală a unei separații melanocrate

Minerale	Conținut %
Cuarț	7,6
Feldspați	75,2
Biotit	9,6
Minerale accesori	7,6

minerale melanocrate, biotit și magnetit sau ilmenit.

În tabelul 35 prezentăm analiza chimică (nr. 6) a unui sienit cuarțifer mai acid și cu structură porfirică de pe pîrul Stoi. După cum rezultă din tabelul 38, parametrii Niggli încadrează roca la o magmă cuarț-sienitică-sodică cu tendință granitică. Aceeași concluzie se obține și pe baza parametrilor Zavaritski (tabelul 36), din care se vede că *a* și *c* au valori apropiate de ale granitelor, iar *b* și *S* posedă valorile caracteristice sienitelor. Caracterul ceva mai acid al roci reiese și din norma CIPW (tabelul 37), în care *q* = 15,12. Ca și în celelalte roci din această serie, există relația *ab* > *or* > *an*, care indică procese de albitezare. În clasificarea lui T r ö g e r, roca apare ca o varietate a „natronsienitului“ și ar reprezenta mai repede un sienogranit.

În ansamblul lor, sienitele cuarțifere din masivul Bîrzava se apropie, din punct de vedere chimic, mai mult de rocile din „Plauensche Grund“ de la Drezda, menționate de A. J o h a n n s e n (1941).

c) Granitele alcaline

În masivul de la Bîrzava au fost menționate sau descrise pe scurt mai înainte granitite (L. L ó c z y, 1887; A. K o c h, 1878) și granite (V. P a p i u, 1953). Granitele alcaline¹⁾ participă la alcătuirea intruziunii de la izvoarele pîrului Irișor, în corporile de pe pîrul Binișului și în stockul de la Bîrzava. În toate punctele indicate, ca și în alte intruziuni mai reduse, granitele formează separații mai mari sau mai mici, cu tranziții gradate spre sienitele cuarțifere.

Granitele alcaline sunt roci de culoare rozie, cu structură hipidiomorf-grăunțoasă, mai rar pegmatoidă sau porfirică și textură masivă.

¹⁾ H. S a v u, 1959. Op. cit.

În compoziția lor participă următoarele minerale (tabelul 28) :

TABELUL 28

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Cuarț	18,0 — 20,2	0,02—1,2
Pertit	52,1	
Albit	25,0 } — 72,5	0,64 : 0,24—2,0 : 0,8
Biotit și min. accesori	4,7 — 7,3	0,02—0,16

Și în granite se pare că primul mineral cristalizat a fost tot plagioclazul (An 5), care apare sub formă de cristale alungite și înconjurate de o aureolă pertitică. De obicei, el este maclat polisintetic și, ca și în alte roci, este tulbure din cauza unui praf fin caolinitic sau a foitelor de sericit și a cristalelor fine de hematit care-l impregnează, astfel că la microscop, el ne apare ca un nucleu ce contrastează cu aureola pertitică și ea parțial albitezată, dar care nu conține sericit.

Uneori, plagioclazul conține incluziuni de foite fine de biotit, mineral care apare și pe unele fisuri care-l străbat; mai rar se întâlnesc incluziuni de minerale opace. În faciesurile porfirice ale granitului din intruziunea de pe valea Cigherului, plagioclazul albitic se dezvoltă ca fenocristale, ce pot ajunge la dimensiuni de 4 : 2 mm. Și aceste fenocristale sunt înconjurate de aureola pertitică parțial înlocuită cu albit fin maclat.

Feldspatul potasic are structură pertitică și se prezintă, atât ca aureolă în jurul plagioclazului, cît și sub formă de cristale xenomorfe, de obicei maclate după legea Karlsbad.

În general, el este parțial înlocuit cu albit fin maclat de temperatură scăzută, astfel că apare adesea structura pătată de înlocuire.

Cuarțul se găsește, fie sub formă de cristale xenomorfe cu extincție onduloasă, fie, mai rar, sub formă de concreșteri micropegmatitice cu feldspatul potasic. El este puțin tulbure și are incluziuni de hematit în interior sau pe fisuri. Apar, de asemenea, incluziuni gazoase sau lichide și uneori de cristale fine de zircon.

Biotitul participă în cantitate foarte redusă și se prezintă sub formă de foite fine cu următorul pleocroism :

N_g — N_m — verde, brun verzu sau galben bruniu
N_p — gălbui — aproape incolor

El ocupă, împreună cu mineralele accesori, interstițiile feldspaților. Alte minerale accesori sunt reprezentate prin zircon, titanit, apatit, ilmenit și magnetit.

Analiza chimică nr. 10 a granitului alcalin de pe pîrul Irisorului este redată în tabelul 35. Parametrii Niggli (tabelul 38) indică o magmă alcaligranitică cu tendință engadinitică. Roca se apropie de granitul cu amfibol de la Mariupol (J. Morozevici, 1930), despre care P. Niggli (1931) a afirmat că trebuie să se numească alcaligranit cu albit. Parametrii Zavaritski (tabelul 36) arată că roca se încadrează între valorile granitelor alcaline și calcoalcaline publicate de R. Daly (1933). În clasificarea lui E. Tröger, roca de la Bîrzava se apropie de o varietate a alcaligranitelor, reprezentată printr-un granit cu biotit. Norma CIPW indică aceeași relație — ab > or > an — ca și în alte roci granitoide din masiv.

d) Faciesul contaminat al granitoidelor

În toate corporile intrusive acide din masivul Bîrzava se întâlnesc xenoliți de roci bazice, mai rar de sisturi cristaline. Această caracteristică este foarte bine ilustrată în stockul de la Bîrzava. În jurul xenoliștilor mai mari, în apropierea contactelor și a penelor din acoperiș, rocile granițoide abundă în xenoliți mai mici, în separații melanocrate și sunt mai bogate în minerale colo rate pe zone destul de întinse și neregulate, așa cum este redat și pe hartă (pl. XII). Între acest facies și celelalte roci granitoide există tranzitii gradate.

Granulația, structura și textura rocilor din acest facies nu diferă de cele ale celorlalte roci din intruziunile contaminate. Mai jos, prezentăm un tabel de analize modale, din care rezultă compoziția mineralologică a rocilor contaminate (tabelul 29) :

TABELUL 29
Compoziția modală a unor roci hibride

Minerale	1	2	3
Cuarț	14,3	10,6	14,2
Feldspați	68,1	69,3	66,4
Biotit	16,8	18,3	17,7
Minerale accesori	0,8	1,8	1,7



Plagioclazul, principalul mineral din rocă, se dezvoltă în cristale mai mari decât restul mineralelor, el având dimensiuni între 0,16 și 1,6 : 0,8 mm. El este hipidiomorf și apare uneori îndoit sau spart. Maclele frecvente sunt cele după legea albitului sau albit-Karlsbad. De regulă, este tot aşa de tulbure, ca și plagioclazul din celelalte roci și conține numeroase incluziuni de biotit, sericit și granule de epidot, care au uneori tendință de a se dispune în zone. În unele roci, plagioclazul prezintă un nucleu albitic tulbure, peste care urmează o pătură cu sericit, deasupra căreia se suprapune o aureolă subțire de albit fin maclat, sau de pertit albitizat în mare măsură. Compoziția sa este variabilă, oscilând în diferite roci între An 5 și An 10.

Feldspatul potasic apare în cantitate redusă și în rocile mai puțin contaminate, se prezintă sub formă de cristale xenomorfe care ocupă interstițiile plagioclazilor împreună cu biotitul, cuarțul și celelalte minerale. Structura sa este pertitică, dar a fost în mare parte albitizat. La rocile mai puternic contaminate, el se limitează numai la aureole în jurul cristalelor de plagioclaz, aureole înlocuite de obicei cu albit fin maclat.

Cuarțul apare în interstiții, unde este reprezentat prin granule cu contur neregulat, grupate în cuiburi. Uneori, el formează mici concreșteri mirmekitice cu plagioclaz sau concreștele micrografic cu feldspatul potasic albitizat. Granulele de cuarț se asociază cu foișele de biotit în interstițiile cristalelor de plagioclaz, pe care le cimentează ca un mortar, astfel că în unele cazuri, se pare că s-au depus din soluțiile care circula prin rețea de cristale feldspatice, ce se formase.

Biotitul este o varietate verde măslinie, ca și cea din metagabbrouri, cu următorul pleocroism :

$N_g - N_m -$ verde-bruniu — verde închis
 $N_p -$ gălbui

El formează foișe fine care se grupează în cuiburi, uneori la un loc cu granule de pistățit, sau se formează în jurul granulelor de magnetit cu care reacționează; mai rar se întâlnesc și ca foișe mai mari, izolate, care includ cristale de zircon cu aureole pleocroice. De asemenea, apare în filonașele de cuarț care străbat roca. Adesea, foișele de biotit sunt înglobate de albitul care crește peste ele. Biotitul se transformă în unele cazuri în penin.

În rocile contaminate de pe pîrul Omornii, la contactul intruziunii, care au o textură primară

de curgere, foișele de biotit prezintă o orientare preferențială, tinzind să se aşeze cu fața (001) paralel cu foliația rocii.

Alte minerale întâlnite în aceste roci sunt : epidotul, varietatea pistățit pleocroic, cristale de zircon idiomorfe sau cu contur neregulat și cristale de titanit. De asemenea, apar cristale opace de oxizi de fier, care au în jurul lor o aureolă de leucoxen.

Aceste roci au în compoziția lor aceleași minerale ca și sienitele cuartifere, dar diferă de ele prin conținutul foarte scăzut de feldspat potasic. De aceea, ele s-ar apropiă mai mult de dioritele cu albit, dar diferă și de acestea prin conținutul mai ridicat de cuarț și prin prezența constantă a biotitului în locul hornblendei. Multe faciesuri se apropiu mai ales de granodioritele cu albit. De aci reiese că prin procesul de asimilație rezultă roci cu o compoziție foarte deosebită, în general apropiate mai mult de granodioritele cu albit descrise de A. Johansen (1941), după Eckermann și de E. J. Maynard (1934).

c) Micropegmatite

Micropegmatitele sunt roci filoniene de 0,5—1,5 m grosime, care străbat metagabbrourile de pe valea Bîrzava în jurul intruziunilor acide, sau apar ca filoane și separații pegmatitice, mai ales în masa stock-ului de la Bîrzava, unde se găsesc pe valea Bavna și pe dealul Usoi. Ele se pot separa în micropegmatite cu hornblendă și biotit și micropegmatite cu biotit.

Din punct de vedere structural, ele se caracterizează printr-o dispoziție divergentă specifică, atât a cristalelor de plagioclaz, cât și a celor de hornblendă biotitizată, sau a foișelor de biotit primar. Aceste cristale sunt subțiri și foarte alungite, ajungînd pînă la 2,5 cm lungime. La micropegmatitele cu biotit de pe valea Bavna este evidentă o textură trahitoidă (pl. V, fig. 3), redată de orientarea cristalelor de feldspati foarte alungite. Culorarea micropegmatitelor este cenușie, albă sau rozie.

Micropegmatitele cu hornblendă și biotit

Acste micropegmatite au fost întâlnite mai ales ca filoane care străbat metagabbrourile pe valea Bîrzava și pe un affluent al acesteia, la nord de satul Radului. În compoziția lor participă plagioclaz, feldspat potasic, cuarț, hornblendă, biotit și minerale accesoria.



Cristalele foarte alungite de plagioclaz au un nucleu mai tulbure de albit (An 5—7) și pe margini o aureolă de albit fin maclat. În aceasta din urmă se observă uneori relicte ale structurii pertitice de înlocuire. Feldspatul potasic albitizat apare și în cristale alungite și maclate după legea Karlsbad, uneori cu tendință de a forma slab macla în grătar a microclinului. El formează concreșteri micropegmatitice cu cuartul, dezvoltate mai ales în interstițiile cristalelor de feldspați; mai rar se extind aceste structuri și în aureola plagioclazului. În afară de cuartul grafic, în rocă se mai găsește și cuart xenomorf, cu extincție onduloasă.

Mineralele melanocrate sunt reprezentate printr-un biotit verde-oliv, care formează pseudodomorfoze după cristalele subțiri și alungite de hornblendă. În acestea, biotitul se prezintă ca foișe fine (0,10 mm) diferit orientate, printre care apar relicte dintr-o hornblendă verde, parțial alterate și ele în limonit. Această hornblendă are următoarele constante optice:

N_g — verde
 N_m — verde-bruniu
 N_p — gălbui
 $cN_g = 20^\circ$

Prin transformarea hornblendei în biotit se separă granule de oxizi de fier și leucoxen.

Tot ca accesori, în aceste micropegmatite apar cristale subțiri și foarte alungite de apatit și mai rar cristale de zircon.

Tabelul 35 conține analiza chimică nr. 7 a micropegmatitului de pe afluentul stâng al văii Birzava, la nord de satul Radului. După parametrii Niggli (tabelul 38), roca corespunde unei magme normal granitice cu tendință spre o magmă cuart-sienitică-sodică, iar după parametrii Zavaritski (tabelul 36), ea se încadrează mai mult în grupa sienitelor, apropiindu-se foarte mult de akerite. Norma CIPW indică un conținut de 16,44% cuart și relația $ab > an > or$. Toate aceste caracteristici demonstrează apartenența lor la rocile granitoide.

Micropegmatitele cu biotit

Micropegmatitele cu biotit sunt roci mai acide decât rocile descrise mai sus, de care diferă prin absența hornblendei și prin cantitatea mai mare de concreșteri grafice.

Și aici, plagioclazul se dezvoltă în cristale subțiri și foarte alungite, maclate polisintetic; în aceste macle nu participă însă decât câțiva indiviși, mai rar maclați și după tipul de maclă albit-

Karlsbad. El este, de asemenea, tulbure și prezintă pe margine o aureolă de antipertit, de perlit parțial albitizat, sau de albit fin maclat.

Feldspatul potasic este reprezentat printr-un antipertit ce se dezvoltă în cristale foarte alungite și maclate Karlsbad. În rocile cu textură trahitoidă, ambii feldspați sunt orientați pe o singură direcție. Feldspatul potasic concrește grafic cu cuartul și aceeași structură grafică invadă antipertitul din aureola plagioclazului; în ultimul caz, concreșterea grafică se oprește brusc la limita dintre aureola pertitică și plagioclazul din interior (pl. V, fig. 4). Aceasta dovedește că structura grafică s-a format dintr-un eutectic, care a îmbrăcat cristalele de plagioclaz și a umplut interstițiile acestora. Cristalele de feldspat pertitic sunt invadate de concreșterea grafică, atât perpendicular pe planul de maclă Karlsbad, cît mai ales de la capete, în direcția acestui plan. Formele de structură grafică sunt cuneiformă și penată.

Uneori, se constată tendință de a se forma concreșteri mirmekitice între cuart și plagioclaz, mai ales la capetele acestuia din urmă.

Biotitul este o varietate brună, uneori verde, ale cărei foișe mai mari, orientate divergent, au fost înlocuite în parte cu granule de oxizi de fier cu contur neregulat și lamele fine de biotit secundar. Transformarea lui s-a produs în timpul formării eutecticului în magmă, căci lamele de biotit din a doua generație apar ca incluziuni în feldspatul interstițional.

Rocile cu structură trahitoidă pun în evidență raporturi structurale foarte interesante. Astfel, foișele de biotit și cristalele de apatit foarte subțiri și alungite, care apar în aceste roci, au o dispoziție divergentă, străbătând în toate sensurile feldspați orientați paralel și concreșterea micrografică ce cimentează acest agregat. Această structură arată că biotitul și apatitul au cristalizat primele, după care, magma s-a consolidat sub presiune, ceea ce a determinat formarea orientată a feldspațiilor.

În micropegmatitele de pe Cioaca Untului, situate ceva mai la sud de zona cu luxullianite, biotitul a fost înlocuit cu turmalină neagră, ale cărei acicule stau perpendicular pe pereții fostelor foișe lungi de biotit; în aceeași rocă apare și turmalină dezvoltată radiar.

Ca minerale accesori apar mai rar cristale de zircon și de titanit. În unele micropegmatite se



întîlnesc cristale de pirită înlocuite complet cu hematit roșu, mineral care se asociază și cu granulele de oxizi de fier opaci, rezultați din transformarea biotitului.

Acste micropegmatite sunt roci mai acide și se apropic mai mult de compoziția granitelor alcaline.

f) Aplitele

Aplitele se întâlnesc rar în masivul Bîrzava și apar mai ales ca filoane foarte subțiri care străbat rocile granitoide (fig. 32). Ele se deosebesc prin caracterul lor mai leucocrat și prin granulația fină (1 mm) și izometrică. Structura aplitelor este aproape panallotrimorfă, iar textura masivă. În compoziția lor participă mineralele din tabelul de mai jos (tabelul 30).

TABELUL 30
Compoziția modală a aplitelor

Minerale	Conținut %
Cuarț	9,5
Feldspați	91,9
Biotit	5,2
Min. accesori	1,4

Cuarțul este xenomorf, are extincție onduloasă și formează uneori concreșteri micrografice cu feldspatul potasic. Acesta din urmă are structură micropertitică, este tulbure și pe alocuri a fost înlocuit cu albit fin maclat. Plagioclazul (An 7–10) care este foarte frecvent în rocă, apare xenomorf, mai rar hipidiomorf. El este tulbure și prezintă uneori o extincție neregulată, indicând porțiuni cu grad diferit de înlocuire a ionilor Ca^{+2} cu Na^+ . De obicei, este maclat polisintetic. Uneori, apar grăunți cu tendință de a forma fenocristale, care au în jurul lor o aureolă pertitică sau de albit de înlocuire, aureolă care lipsește adesea, sau este slabă la cristalele mai mici.

Ca minerale melanocrate și accesori se întâlnesc foite de biotit verde, asociate uneori cu granule de pistățit intens pleocroic; de asemenea, apar cristale idiomorfe de titanit brun și granule de magnetit înconjurate de lamele fine de biotit. Cu epidotul se asociază uneori cristale roșii de hematit.

După compoziția lor, aplitele corespund sienitelor cuarțifere cu biotit.

g) Granofirele

Granofirele apar ca o intruziune mai mare pe vîrful Horiești și o serie de filoane pe valea Cilodia și pe un affluent drept al pîrîului Crivaciului, la sud de vîrful Horiești. Mai înainte au fost menționate de autor (H. Savu, 1962 a) în partea de est a regiunii.

Ele sunt roci hololeucocrate, cu structură granofirică și textură masivă. În compoziția lor participă cuarț, feldspați, clorit și oxizi de fier. În rocă, pe fondul structurii caracteristice apar uneori cristale individualizate de albit (An 3) tulbure, cu aspect de fenocristale (0,5 mm), care prezintă macle după legea albitului. Celelalte două minerale importante din rocă se întâlnesc și ele ca fenocristale. Astfel, cuarțul formează fenocristale de 1,3 mm lungime, iar feldspatul potasic albitizat apare și el în cristale mai mari, cu contur neregulat, structură pertitică și macle după legea Karlsbad. Uneori, în cristalele mai mari apar granule de cuarț sau incluziuni de feldspat plagioclaz. Pe alocuri, ele sunt înlocuite cu albit fin maclat.

Ceea ce este caracteristic la aceste roci, este concreșterea micrografică sau granofirică (pl. VI, fig. 1), ce se dezvoltă în jurul fenocristalelor amintite. Aceasta se realizează între cuarț și feldspatul potasic, umplind spațiile dintre fenocristale. De regulă, cuarțul micrografic cu dimensiuni cuprinse între 0,01 și 0,3 mm nu se unește cu fenocristalele de cuarț. Structura granofirică din jurul fenocristalelor de plagioclaz este de obicei mai fină în apropierea lor și se dezvoltă mai larg spre exterior. Structurile frecvente sunt în formă de raze, uneori ca petalele unei flori sau ca penile; în interstiții, structura are aspect apropiat mai mult de cea grafică. Ele se asemănă cu formele descrise de J. Gilluly (1933), dar noi credem că nu reprezintă produse strict metasomaticice. Mai rar se întâlnesc și结构uri mirmekitice între albit și cuarț.

Pe valea Cilodia se află roci cu structură foarte variată, astfel că, în aceeași secțiune apar porțiuni cu structură micropegmatitică, în jurul căror se dezvoltă structura granofirică tipică.

În cele mai multe granofire, mineralul melanocrat este reprezentat prin clorit format pe seama unui biotit brun, care se mai păstrează uneori sub formă de lamele fine. Alături de clorit apar uneori și mici granule de oxizi de fier. Unele roci conțin cristale fine de zircon, care produc aureole pleocroice în clorit.



Granofirele de pe valea Cilodia și cel de pe pîrîul Crivaciului au suferit fenomene de zdrobire sau de laminare.

h) *Luxullianitele*

Luxullianitele apar pe Cioaca Untului, la contactul dintre granite și sienitele cuarțifere. Ele sănt roci de culoare cenușie, uneori aproape neagră și reprezintă granite alcaline pegmatoide transformate. Acest proces merge de la granite cu turmalină, pînă la roci intens turmalinizate; în rocile în care procesul este incipient, se observă rozete de turmalină cu diametrul de 2—4 mm. Compoziția unei astfel de roci este redată în tabelul alăturat (tabelul 31):

TABELUL 31
Compoziția modală a luxullianitului

Minerale	Conținut %
Cuarț	26,2
Plagioclaz	35,3
Turmalină	21,3
Epidot	16,0
Min. accesorii	1,2

Din analiza modală se constată absența feldspatului potasic, ce a fost înlocuit de turmalină și creșterea cantității de cuarț. Plagioclazul formează cristale hipidiomorfe mai larg cristalizate (0,35—3,5 : 0,8 mm) și maclate polisintetic. El are compoziția de albit (An 8), este mai limpede și păstrează aureola de albit fin maclat. În rocile mai intens turmalinizate plagioclazul rămîne doar ca relicte.

Cuarțul are contur neregulat și extincție ondulată, iar dimensiunile sale variază între 0,016 și 1,12 mm. El se dezvoltă adesea în cuiburi mari, unde se asociază cu epidot și turmalină, pe care le include uneori. De asemenea, el ocupă interstițiile plagiocazilor.

Turmalina se dezvoltă sub formă de cristale mult alungite și grupate sub formă de rozete, snopi sau jerbe, aşa cum sănt descrise și de M. K. Wells (1946); mai rar se întlnesc și cristale idiomorfe izolate. Pleocroismul său este următorul:

N_o — negru, negru-brun, uneori cu margini albastre
N_e — slab bruniu.

În dezvoltarea sa, turmalina înlocuiește de obicei feldspații, mai întîi pe cel potasic.

Epidotul este reprezentat prin pistațit puternic pleocroic în culorile galben—galben verzui. Acesta formează granule, de regulă grupate în cuiburi; uneori, ele ocupă spațiile dintre razele rozetelor de turmalină. Afără de aceste minerale mai apar în rocă titanit, cristale idiomorfe de zircon și de apatit, cum și granule de oxizi de fier.

Compoziția chimică a unei roci din zona vîrfului Untului este redată alături :

SiO ₂	57,92	TiO ₂	0,40
Al ₂ O ₃	17,00	P ₂ O ₅	0,33
Fe ₂ O ₃	10,20	MnO	0,13
FeO	0,36	S	urme
MgO	6,00	Co ₂	lipsă
CaO	3,00	B	8,18
Na ₂ O	2,18	F	0,58
K ₂ O	1,11	Sn	urme
		H ₂ O + 100°C	0,20
		H ₂ O - 100°C	0,89
		Total	100,48

Analist : A. I. Dănciulescu

După cum se observă, analiza arată un conținut scăzut de Na₂O și K₂O și prezintă indicații de F și Sn.

Unele probleme privitoare la clasificarea rocilor granitoide

Problema clasificării rocilor intrusive alcaline și acide din masivul Bîrzava este, după cum s-a văzut, destul de dificilă, fapt determinat de caracterele lor specifice.

În primul rînd, clasificarea este îngreunată de faptul că în masiv există toate tranzitiiile de la un tip de rocă la altul și în al doilea rînd, de procesele de autometamorfism, în special albitezarea, care s-au suprapus peste asociația mineralogică primară a rocilor, modificînd compoziția mineralelor, aşa cum rezultă din descrierea petrografică și din analizele chimice. Din acest punct de vedere, masivul de la Bîrzava constituie o impresionantă asociație de roci cu albit. În general, aci se găsesc roci cu albit descrise sau presupuse în clasificările lor de către A. Johnson (1941), P. Niggli (1931) și alții autori.

Dacă la seria de roci alcaline, cu tot acest val de albit prin care trebuie să privim și să deosebim diferențele tipuri de roci preexistente, este mai ușor să indicăm un tip de rocă mai unitar, aceasta devine mai dificil la rocile granitoide, unde au intervenit și procese inițiale de contaminare.

În scopul discutării poziției rocilor granitoide descrise mai sus, am proiectat pe diagrama Q —



Fp — Fm din fig. 47, analizele modale ale mai multor roci din masiv. Acest model de diagramă (P. Niggli, 1931; F. Chayes, 1952) are avantajul că nu ține seamă neapărat de compoziția feldspațiilor.

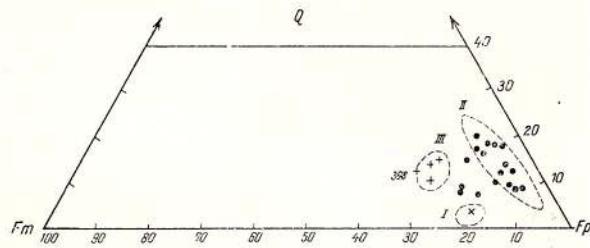


Fig. 47. — Diagramma Q — Fp — Fm.
Diagramme Q — Fp — Fm.

ziția feldspațiilor, care în masivul Bîrzava au fost toți albitizați mai mult sau mai puțin, influențând astfel raporturile dintre alcalii pe deosebire și dintre alcalii și CaO pe de altă, așa cum rezultă din normă. Se are aci în vedere pentru clasificarea rocilor, conținutul de quart, mineralele femice și feldspații, al căror volum cu toată albitizarea suferită, nu a fost schimbat sau s-a modificat prea puțin.

Pe diagramă, rocile se repartizează în trei cîmpuri importante și anume, unul (II) în zona sienite aplitice — granosienite — alcaligranite din seria rocilor alcaline, iar celelalte două (I și III) în zona diorite leucocrate — diorite cuarțifere — granodiorite din seria rocilor calcoalcaline. Apare așa dar, de la început, caracterul de dualitate al compoziției petrografice a intruziunilor granitoide. Pentru această asociatie de roci de filiație alcalină și calcoalcalină, privită în ansamblu, am propune denumirea de *drocite*, fără a înțelege prin ea un anume tip de rocă, ci întregul grup de roci granitoide asociate, care are caracterele sale deosebite de ale altor asociatii de roci acide.

În interiorul cîmpului II, în care se proiectează rocile cele mai leucocrate, se separă două arii, una în partea de jos a cîmpului reprezentînd rocile mai sărace în quart și alta în partea de sus cu roci mai bogate în acest mineral. Rocile mai sărace în quart reprezintă ceea ce noi am descris ca sienite cuarțifere și am arătat că au un conținut de quart, ce variază între 6,5 și 14,1%. Varietățile cu conținutul cel mai scăzut de quart, cum sunt sienitele cuarțifere cu hornblendă, se apropie de nordmarkite (P. Niggli, 1931) și corespund astfel sienitelor și în sensul lui A. Johannsen (1941).

Rocile considerate de noi sienite cuarțifere cu biotit, au un conținut din ce în ce mai ridicat de quart, care ajunge pînă la 14%, ceea ce în clasificarea lui Johannsen reprezintă domeniul granitelor cu amfiboli. Rocile de la Bîrzava conțin însă biotit, dar nu corespund granitelor cu biotit ale lui Johannsen, care au pînă la 71% SiO₂. Există însă rocile de la „Plauensche Grund” lîngă Drezda, descrise de A. Werner în 1788 și denumite sienite. Aceste roci conțin pînă la 12% quart, valoare care este ceva mai mare decît media conținutului de quart din sienitele cuarțifere de la Bîrzava. Cum aceste roci continuă să fie denumite de mulți autori (P. Niggli, 1931; E. Tröger, 1935; E. Hatch et al., 1961) sienite cuarțifere, considerăm justificată denumirea și pentru sienitele cuarțifere cu biotit de la Bîrzava.

În acestea din urmă însă, apare tendința de a se îmbogăți în quart și este probabil că există și termeni care fac legătura cu granitele alcaline, roci care au 18—20% quart și se proiectează pe diagramă în aria mai bogată în acest mineral. După cum se vede pe diagrama de mai sus, rocile cu 14% quart se proiectează în parte și către zona dintre granite și sienite, indicînd astfel, că în cadrul sienitelor cuarțifere se formează termeni cu compoziția sienogranitelor, al căror conținut normativ de quart ajunge pînă la 15,12% din rocă.

Toată gama de roci intrusive din masivul Bîrzava se proiectează pe diagrama Q—Or—Ab (fig. 48), după P. Escola (1961), mai aproape de latura Q—Ab și spre colțul albitului, indicînd fenomene de albitizare, dar și un conținut de quart mai scăzut. În acest fel și rocile granitoide se îndepărtează de cîmpul de temperatură joasă (cca 660°C după O. Tuttle și N. Bowen, 1958), în care a găsit S. Nockolds (1947) că se proiectează majoritatea granitelor obișnuite.

Variatii există și în privința conținutului de feldspat sodo-potasic, pertitic sau antipertitic și de plagioclaz din sienitele cuarțifere, în care cantitatea de quart variază prea puțin, așa cum rezultă din tabelul 32.

Se observă că roca nr. 2 conține cantități egale de pertit și de plagioclaz albitic, în timp ce prima conține 52,2% antipertit și numai 33,6% plagioclaz; ambele roci corespund sienitelor cuarțifere. Roca nr. 3 din contră, are numai 21,4% pertit, iar conținutul de quart este ceva mai

TABELUL 32
Compoziția modală a trei sienite cuarțifere de pe pârâul Irișorului

Minerale	1	2	3
Cuarț	8,4	8,6	10,2
Pertit sau antipertit	52,2	43,1	21,4
Plagioclaz (albit)	33,6	43,2	60,2
Hornblendă și biotit	3,3	3,0	5,1
Min. accesori	2,5	2,1	3,1
Raportul pertit : albit	Pert. > albit	Pert. = albit	Pert. < albit

mare decât în celelalte două, astfel că în ea apare tendința de a se îmbogăți în cuarț pe deoarece și în plagioclaz pe de alta, fapt care com-

sienodiorite și dioritele normale din seria calcoalcalină.

În cîmpul III din diagramă se proiectează rocile descrise ca facies contaminat al intruziunilor de granitoide. Ele tind să se apropie de cîmpul de proiecție al granodioritelor seriei calcoalcaline. După cum se vede, ele sunt roci mai bogate în cuarț decât sienitele cuarțifere, dar mai bogate și în mafite și anume în biotit. Între acest cîmp și celelalte apar cîteva puncte, care indică termeni de tranziție.

În concluzie, putem constata că în corporile granitoide apar roci dioritice albitizate, sienite cuarțifere, granite alcaline și un facies contaminat al acestora apropiat de granodiorite cu albit. Toate varietățile se găsesc într-o intimă asociatie genetică cu caractere specifice.

5. Produse hidrotermale

Rocile intrusive au fost transformate pe fisuri și în unele zone de zdrobire, de soluții hidrotermale de temperatură scăzută. Din aceste soluții au rezultat filoane de cuarț hidrotermal, adesea cu carbonați de obicei ankerit și oligist, aşa cum am arătat în fig. 36. Astfel de filoane străbat sienitele cuarțifere și granitele alcaline pe fisuri Q.

Sienitele alcaline de la izvoarele văii Babina sunt străbătute, uneori, de filoane de cuarț cu oligist, mai rar și cu azbest arfvedsonitic. Această hornblendă se prezintă sub formă de fibre foarte subțiri, dispuse perpendicular pe pereții filonașului de cuarț. Ele au crescut uneori dintr-un cristal de hastingsit, care s-a găsit pe contactul filonașului. Fibrele de azbest au lungimea de 3–4 mm și grosimi foarte reduse, de la cîțiva

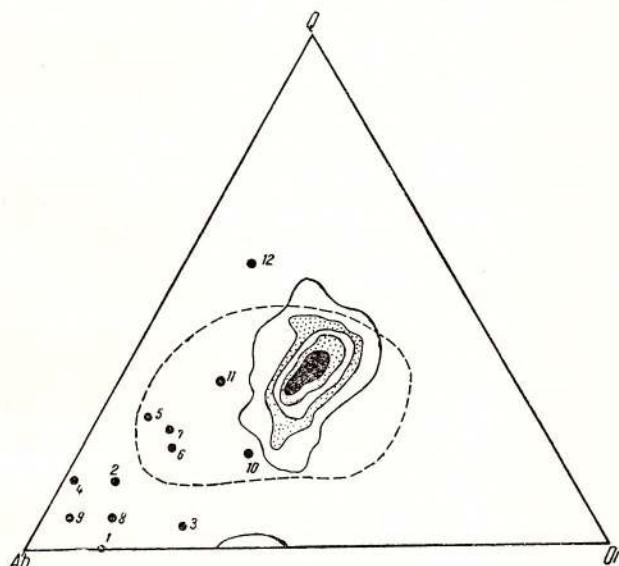


Fig. 48. — Diagrama Q — Or — Ab după Eskola (1961) pentru 571 granite. Izolinii : 1—2—3—4—5 %. 1—12 rocile din masivul Bîrzava.

Diagramme Q-Or-Ab d'après Eskola (1961) pour 571 granites. Isolignes : 1—2—3—4—5 %. 1—12 les roches du massif de Bîrzava.

plică și mai mult clasificarea acestor roci. Ultima roca manifestă tendința de a se apropia de granodioritele cu albit.

Cum toate rocile sienitice și granitice sunt intim asociate pe teren, le vom considera în ansamblu ca atare, admisind că între cele două grupe există termeni de tranziție, cum sunt sienogranitele, precum și tendința spre diorite cuarțifere cu albit și spre faciesul contaminat.

Dioritele cuarțifere cu albit se proiectează pe diagramă în cîmpul I, situat către limita dintre

microni pînă la 0,02 mm. Pleocroismul este evident la fibrele mai groase.

N_p — albastru-verzui
 N_m — violet
 N_g — gălbui
 $N_g - N_p =$ scăzut, cu culori anormale
 $cN_p = 9^\circ$
 $I = (-)$

Azbest arfvedsonitic a fost descris mai de mult de E. Wahlstrom (1940) în monzonite.

În zonele de laminare, rocile granitoide au fost uneori impregnate cu pirită, aşa cum este cazul pe pîrul Strîmna. Odată cu acest fenomen, rocile din jur au suferit și unele transformări mai intense. Feldspații sunt în întregime înlocuiți cu albit (An 3-4), iar mineralele melanocrate încep să dispară pînă la înlocuirea lor completă cu carbonați ankeritici. Carbonații apar și pe fisurile care străbat roca. La rîndul lor, ei se alterează în limonit, produs ce împregnează roca din jur, dîndu-i o culoare roșcată.

Porțiunile limitrofe zonei de hidrotermalizare conțin pe fisuri biotit și foișe mai mari de sericit (muscovit) format secundar. Aștă biotitul format obișnuit în aceste roci, cît și cel crescut pe fisuri se transformă în clorit.

În unele zone breciate de pe pîrul lui Șandor și uneori pe fisuri (valea Bîrzava), se dezvoltă numai oligist sub formă de plăci, într-o creștere foarte complicată.

6. Efecte dinamice în rocile intrusive

Mai sus am menționat existența în cadrul masivului de la Bîrzava, a unor roci afectate de procese dinamice. După datele lui P. Eskola (1939), A. Harker (1960), N. A. Eliseev (1959), H. Williams et al. (1955) aceste roci se pot separa din punct de vedere genetic, în următoarele tipuri: roci granitoide șistoase, roci blastomilonitice și roci cataclastice.

a) Rocile granitoide șistoase

La această grupă de roci avem în vedere faciesul șistos, orientat, al granitoidelor de peramele externe ale masivului, pe care l-am prezentat mai sus. Rocile de pe valea Monorăștiau structură granolepidoblastică cu tendință blastomilonitică — cimentată și textură slab orientată sau șistoasă. Granulele de cuarț au recristalizat sub forma unui mortar fin. Feldspații sunt de asemenea sparți și în parte recristalizați și cimentați cu granule fine de cuarț și de albit. De ase-

menea, s-au format foișe lungi de biotit, de obicei asociate în mici lentile orientate în planul foliației rocii. Aceste lentile mai micacee alternează cu benzi cuarțo-feldspatice mai puțin foliate, dar cu biotit orientat.

Biotitul din benzile mai masive ale rocii este o varietate verde, caracteristică în sienitele cuarțifere, iar biotitul din lentile fine mai micacee, este reprezentat printr-o mică brună-închis. Acesta a cristalizat în timpul formării foliației rocii și este asemănător cu biotitul din sisturile de contact din apropiere. Tot în lentilele micacee fine se dezvoltă și foișe mai mari de sericit (muscovit). Mai rar se întâlnesc în aceste roci mici lentile formate dintr-un mozaic de cuarț, uneori cu biotit brun.

Este evident că foliația rocii se forma în timpul ridicării masivului, astfel că mineralele rocii aproape complet consolidate erau orientate pe anumite plane, uneori și zdrobite. În același timp, din masa intruziunii se degajau soluții, care au cimentat cu albit și cuarț fisurile din mineralele sparte. Tot sub acțiunea acestor soluții se formau lentile de biotit și de cuarț, indicând astfel un fenomen de metasomatoză, care acționa și asupra rocilor din apropierea contactului, aşa cum vom vedea mai departe.

Perpendicular pe foliația acestor roci apar fisurile *ac* care se observă și în afloriment (fig. 30). În lungul acestor fisuri, foișele de biotit sunt foarte rar torsionate. Pe ele se depun în continuare, cuiburi de carbonați ankeritici, care reprezentau produsele ultimelor soluții hidrotermale ce au mai circulat în roca.

b) Rocile blastomilonitice

La capitolul tectonica rocilor intrusive am menționat faciesuri șistoase în diorite, sienite alcaline și în sienitele cuarțifere, zone însotite uneori de piritizări sau alte fenomene hidrotermale. Ca tip de rocă vom descrie blastomilonitul din sienitele alcaline de la izvoarele văii Monorăștia.

Roca are textura orientată și este transformată în mici lentile, separate între ele prin plane puternic șistoase. La microscop se constată că ea a suferit un fenomen de forfecare. În interiorul micilor lentile formate, cristalele de feldspat, reprezentat acum numai prin albit fin maclat, au fost torsionate, fisurate și mișcate unul față de altul. Între ele și pe fisurile care le străbat, s-a format un mortar de granoblaste fine de albit, provenit din recristalizarea feldspaților. Acest



mortar albitic este înțesat cu foițe de clorit, rezultate din minerale melanocrate.

Pe planele de laminare cu șistozitate mai avansată, care separă lentile, transformările sunt mai puternice. Astfel, în lungul acestor zone s-au format benzi de foițe sericitice paralele cu planele de laminare. Mineralele melanocrate s-au transformat în clorit, iar cristalele de zircon, mai rezistente, au fost sparte și mai intens oxidate. Pe planele de șistozitate a fost introdus uneori cuarț și depus sub formă de lentile mici, alungite în sensul lineației rocii.

În aceeași zonă apar roci, în care acest fenomen este abia incipient. Rocile sunt breciate și pe fisurile formate s-au depus cuarț, carbonați, pirită sau oligist, iar mineralele melanocrate au fost înlocuite cu clorit. Astfel de efecte apar și în stock-ul de la Bîrzava, ca și în alte intruziuni din masiv. Ele s-au format către sfîrșitul mișcărilor orogenice și coincid cu formarea fracturilor direcționale din masiv. În sienitele cuarțifere, mineralele sunt adesea puternic îndoite sau sparte, transformări puse în evidență mai ales de maclele polisintetice ale plagioclazilor. Pe fisurile apărute în rocă s-a format un mortar de cuarț și feldspați, în care s-a depus uneori cuarț secundar fibros.

c) Rocile cataclastice

Acestea sunt roci a căror transformare s-a produs într-un stadiu mult mai târziu. Ele apar în sienitele cuarțifere de pe pîrîul Omornii și pe creasta de la nord de vîrful Movilei.

Rocile au structură porfiroclastică, fiind alcătuite dintr-o masă aproape izotropă de culoare neagră, înțesată cu mici granule de cuarț, în care plutesc, ici și colo, fragmente de rocă alterată cu dimensiuni diferite (0,2–5 mm). Aceste fragmente sunt alcătuite din cuarț puternic cataclazat și din feldspați. Granulele de feldspați sunt înlocuite parțial cu un material fin, sericitos. Toată masa este impregnată cu un pigment opac; uneori apar și granule opace mai mari, ale căror conture sunt neregulate. Unele granule par să fie de pirită înlocuită cu hematit.

D) GEOLOGIA ȘI PETROGRAFIA INTRUZIUNILOR MINORE

Înțelegem sub denumirea de intruziuni minore suita de roci filoniene acide în general, care încheie activitatea magmatismului geosininalu-

lui paleozoic în zona masivului de la Bîrzava. Ele străbat atât șisturile cristaline și rocile bazice metamorfozate, cît și rocile intrusive acide, aşa cum se vede în partea de sud a masivului (pl. XII).

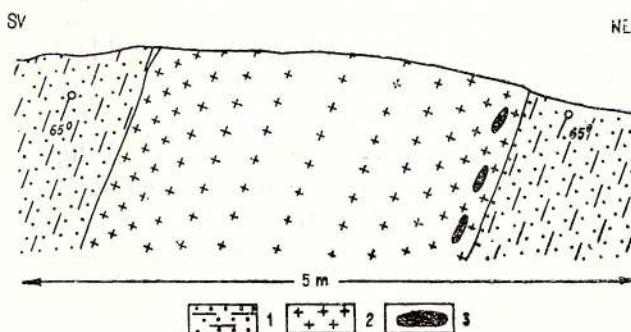


Fig. 49. — Filon de porfir granitic la gura pîrîului Mateșul.

Filon de porphyre granitique à l'embouchure du ruisseau Mateșul.

1, schistes de contact; 2, porphyre granitique; 3, séparations mélanoocrates.

Forma de zăcămînt a acestor intruziuni este mai ales cea de filon, cu grosimi reduse, ce variază între 1 și 5 m. De obicei roca are o textură masivă în tot filonul. În cîteva cazuri însă, aşa cum este filonul de la gura pîrîului Mateșul și cel de pe afluentul stîng al văii Bîrzava, la nord de satul Radului, rocile au o textură orientată, evidentă mai ales pe marginile filoanelor, aşa cum rezultă din fig. 49, în care semnele mai dese indică faciesul mai bine orientat.

La unele filoane, textura orientată reprezintă o orientare de curgere primară, dar în cazul filoanelor de mai sus ea a fost determinată și de mișcări mecanice, filoanele fiind situate tocmai în zone care s-au mișcat în timpul punerii lor în loc. Așa, filonul de la gura pîrîului Mateșul, situat în aureola de șisturi de contact a masivului, este aproape paralel cu planul de contact dintre rocile bazice metamorfozate și șisturile de contact, aşa cum se demonstrează în profilul II (pl. XIII). În timpul ridicării masivului, mișcare ce avea loc și în stadiul final de consolidare, zona aceasta de contact a suferit presiuni laterale, care au influențat și textura filonului.

Acest amănunt arată că filoanele au fost puse în loc în timpul cînd consolidarea intruziunilor tîrziu cimentate era terminată. Faptul că cele mai multe au direcția NNW–SSE, aşa cum se constată pe valea Slatina, arată că ele au venit

pe fracturile direcționale ale structurii hemianticlinale, respectiv pe fracturile transversale ale structurii anticlinoriului, care se formează pînă în momentul punerii în loc a filoanelor. De aceea, putem conchide că ele sunt intruziuni postorogene sau filioanele cele mai tîrziu ale magmatismului tîrziu cinematic și reprezintă magmele reziduale, care au mai fost puse în loc în ansamblul petrografic al masivului.

Din punct de vedere al compozitiei lor și după structura pe care o au, rocile filoniene se pot separa în porfire sferulitice, porfire sienitice, porfire granitice și porfire cuarțifere.

a) *Porfirele sferulitice*

Porfirele sferulitice au fost întîlnite sub forma unui filon ce străbate aureola de contact pe creasta dintre valea Cigher și pîrul Irișorului, aproape de confluența lor. Aceste porfire sunt roci holocrastaline de culoare albă, cu structură sferulitică (pl. VI, fig. 2) și textură masivă. În compozitia lor participă, în cea mai mare parte, feldspati, alături de care mai apar cuarț, biotit și minerale opace.

Feldspatul se dezvoltă sub formă de baghete subțiri și alungite (0,48—1,12 mm), grupate în rozete și cristale independente răspândite printre aceste concreșteri radiare. Ele sunt tulburi și au compozitie de albit (An 4—5). În masa rocii apar, îci și colo, concreșteri micrografice între cuarț și feldspatul potasic și el albitizat; concreșterile se dezvoltă de obicei în spațiile dintre baghetele de albit. Atât feldspatul potasic, cât și cuarțul, apar și independent sub formă de cristale xenomorfe. Uneori se întîlnesc concreșteri myrmekitice între albit și cuarț.

Ca mineral melanocrat participă în cantitate extrem de mică un biotit verde-bruniu, în formă de foișe foarte fine dispuse în șiraguri, ceea ce indică posibilitatea înlocuirii unui mineral preexistent. Cu foișele de biotit se asociază, uneori, granule fine de ilmenit sau de magnetit. În afară de mineralele de mai sus, în rocă se mai întîlnesc cristale de ortit brun sau de zircon. Ambele minerale produc aureole pleocroice în biotit.

b) *Porfirele sienitice*

Aceste porfire apar ca filoane în partea de NW a regiunii și pe pîrul Omornii, în apropiere de vîrsarea sa în pîrul Bîrzava. Ele sunt roci

de culoare albă, galbenă sau rozie, au structură holocrastalin-porfirică și textură masivă, adesea trahitoidă, ultima fiind mai frecventă pe marginile filoanelor.

În compozitia lor participă mineralele din tabelul 33.

TABELUL 33
Compoziția modală a porfirelor sienitice

Minerale	Conținut %
Fenocristale de feldspat potasic	20,4
Fenocristale de plagioclaz	2,4
Pasta	75,2
Minerale accesoria	2,0

Fenocristalele de feldspat potasic ajung pînă la 1—3 mm lungime și sunt idiomorfe, uneori corodate de magmă. Ele apar mai rar izolate; de obicei formează aglomerări de cristale împreună cu cele de plagioclaz, realizînd structura glomerofirică (G. Goodspeed, 1959). De regulă sunt tulburi, cu structură pertitică și sunt maclate după legea Karlsbad. În unele cazuri, au fost înlocuite cu albit fin maclat, ale căruia macle se orientează paralel cu (001) și cu (010).

Plagioclazul (An 6—8) sub formă de fenocristale, ale căror dimensiuni se apropie de ale feldspatului potasic, prezintă macle după legea albitului sau albit-Karlsbad. El este de asemenea tulbure și în unele cazuri apare invadat de calcit.

Mineralele melanocrate lipsesc complet în unele roci, deoarece au fost îndepărtate, astfel că în locul lor mai apare doar un cub de granule de oxizi de fier, uneori cu un cristal de ortit brun în interior. În unele roci apar foișe de biotit verde, care a fost înlocuit de o mică incoloră, iar în altele de penin, granule de titanit și de oxizi de fier.

Într-un bloc de porfir găsit pe valea Binișului apar fenocristale de hornblendă verde, cu unghiul de extincție $cN_g = 22^\circ$. Aceasta include magnetit și se transformă pe margine în actinolit și titanit.

Ca mineral accesoriu se mai întîlnesc adesea zirconul sub formă de cristale idiomorfe, bipiramida și orientată paralel cu structura de curgere a rocii. El este slab pleocroic în gălbui și într-un caz s-a întîlnit macla după fața (111). Mai rar apar și cristale de apatit sau de ilmenit



Pasta rocii, masivă sau trahitoidă, este alcătuită din cristale fine de albit și de feldspat potasic albitizat. Marginile cristalelor sunt neregulate. Cuarțul din pasta apare în cristale fine xenomorfe, prinse între microcristalele de feldspați. Deși pasta are o textură orientată, se observă totuși în unele cazuri, la o mărire mai puternică, cum feldspații sunt concrescuți cu cuarțul după forma de structură micrografică sau microgranofirică extrem de fină. În pasta unora dintre aceste porfire apar mici rozete de turmalină.

În interiorul filonului pasta este aproape masivă, structura de curgere fiind mai evidentă în jurul fenocristalelor pe care curgerea le-a ocolit.

c) *Porfirele granitice*

Porfirele granitice sunt mai des întâlnite în filoanele care străbat rocile granitoide din partea de sud a regiunii și în cîteva filoane de pe valea Slatina. Ele au culoare rozie, structura holocrystalin-porfirică și textură masivă, mai rar orientată de curgere. În compoziția lor participă fenocristalele de cuarț, feldspat potasic și de plagioclaz, prinse în pasta holocrystalină.

Fenocristalele de cuarț, care ajung uneori pînă la 1,2 mm lungime, sunt de obicei corodate și au extincție slab onduloasă. În jurul lor apare o aureolă alcătuită dintr-un amestec de albit și de cuarț, ultimul avînd aceeași orientare ca și cel din fenocristal.

În filonul de la nord de satul Radului, a cărui pasta este mai orientată și în care participă și foișe de biotit, apare o structură caracteristică cu pete mai deschise la culoare, răspîndite în pasta mai cenușie. Aceste pete sunt alcătuite dintr-un fenocristal de cuarț corodat, situat în interior și avînd în jur o aureolă lată de albit. Albitul din această aureolă se comportă ca un singur cristal, ce ar include pe cel de cuarț și care prezintă macle după legea albitului. Această aureolă de albit crește peste foișele de biotit orientate din pasta rocii, înlăciind probabil numai cuarțul și feldspații dintre ele. S-a format astfel o structură helicitică rezultată din cea orientată a pastei și din creșterea albitului din jurul cuarțului peste aceasta. Ambele structuri s-au format în timpul cristalizării rocii în condiții de stres slab.

Fenocristalele de feldspat potasic au dimensiuni mai mari (2—3 mm lungime). Ele sunt idiomorfice sau sparte și corodate de magmă; de obi-

cei prezintă macla Karlsbad și au structură pertitică. În unele cazuri, ele sunt înlocuite cu albit în mod neregulat, proces ce se dezvoltă de la pete de Schachbrettalbit incluse în masa feldspatului, pînă la formarea de cuiburi mai mari, alcătuite din baghete independente de albit cu doi indivizi maclati. Fenocristalele de feldspat potasic, din porfirul de la gura pîrîului Mateșului, au la capetele lor o aureolă subțire de microclin separat din feldspatul pertitic.

Fenocristalele menționate mai sus, formează în unele porfire aglomerări, care dau frumoase structuri glomerofinice vizibile și cu ochiul liber. În pasta fin cristalizată a porfirului de la SW de Cioaca Uîntului se întâlnesc, afară de fenocristale de cuarț și de feldspat potasic și elemente străine, reprezentate prin mici fragmente de micropegmatit trahitoid, cu diametrul de 3—5 mm sau de granite pegmatoide. Acestea sunt uneori colțuroase, alteleori rotunjite de magmă.

În unele roci, cum este porfirul de la gura pîrîului Mateșului, se întâlnesc cristale destul de mari (0,5 mm) de ortit brun, idiomorf, uneori cu marginile neregulate. Constantele sale optice sunt :

N_g	— brun închis — roșcat
N_m	— brun
N_p	— brun deschis-gălbui
$cN_p = 34^\circ$	

El este înconjurat de obicei, de granule opace de oxizi de fier și de foișe de biotit verde, asupra căror produce aureole pleocroice; uneori, conține incluziuni de granule de feldspat. De asemenea, mai apar în rocă fenocristale de biotit brun, în parte înlocuit de un cuib de lamele fine de biotit verde sau gălbui și de oxizi de fier. La un loc cu lamelele de biotit, mai apar cristale idiomorfice sau slab corodate de zircon și granule de titanit.

Pasta rocii este alcătuită din cristale fine (0,1—0,3 mm) de feldspați și cuarț. În pasta porfirului de la gura pîrîului Mateșului apar separații melanocrate (fig. 49). Acestea au forma de disc cu diametrul de 2—3 cm și sunt paralele cu pereții filonului. Ele sunt alcătuite dintr-o masă de albit și de biotit brun, în care apar uneori și fenocristale de cuarț corodate, care au reacționat cu masa din jurul lor.

În tabelul 35 prezentăm analiza chimică (nr. 11) a porfirului de la gura pîrîului Mateșului, ai cărui parametri Niggli (tabelul 38) arată că el corespunde unei magme alcaligranitice și se



aprobie de granitele alcaline din regiune. Aceeași caracter este indicat și de parametrii Zavaritki (tabelul 36), ca și de norma CIPW (tabelul 37).

d) *Porfirele cuarțifere*

Porfirele cuarțifere apar mai ales în bazinul pîrîului Omornii și pe pîrîul Binișului. Ele sunt roci de culoare rozie, cu structură de obicei orientată de curgere. În compoziția lor participă următoarele minerale (tabelul 34) :

TABELUL 34
Compoziția modală a porfirelor cuarțifere

Minerale	Conținut %
Fenocristale de cuarț	10,2
Fenocristale de feldspat potasic	1,7
Minerale accesoria	2,5
Pasta	85,6

Fenocristalele de cuarț cu diametrul de 2—3 mm, sunt aproape singurele care apar. Ele au extincție onduloasă și sunt corodate de magmă. Planele de extincție neregulată (Boehm) sunt orientate diferit în raport cu planul de orientare al pastei, ceea ce arată că fenocristalele au fost rotite față de el. Ele includ uneori cristale de feldspat sau concresc cu acesta din urmă. Feldspatul potasic este și aici înlocuit, în parte, de un cuib de baghete fine de albit (pl. VI, fig. 3).

Pasta rocii este alcătuită din cuarț și feldspați și anume, albit (An 2—3) și feldspat potasic albitezat. Mai rar se observă foițe mai mari de biotit, în parte alterate, cristale fine de ortit brun și de magnetit. Uneori apar în pastă structuri fine granofirice.

Analiza chimică a unui astfel de profir de pe valea Binișului este redată în tabelul 35 (analiza nr. 12). Fa indică valori mari pentru SiO_2 și Na_2O , dar scăzute pentru CaO și Al_2O_3 . Roci hipabisice cu un conținut de 5,05% Al_2O_3 sunt citate și de E. Tröger (1935). Din acest punct de vedere, porfirele cuarțifere au oarecare asemănări cu keratofirele cuarțifere, respectiv cu porfiroidele descrise la începutul lucrării. Acest caracter este determinat probabil și de un fenomen de silificiere secundară.

Diferiții parametrii calculați în tabelul 36 și 38 indică tot o magmă alcaligranitică, cum am văzut și la porfirele granitice. Cantitatea mare

de acmit din normă este rezultată din oxizii de fier din rocă și din deficitul de Al_2O_3 , deoarece mineralul nu există ca atare.

E) CONSIDERATII ASUPRA MINERALOGIEI ROCILOR INTRUSIVE

Mineralogia rocilor intrusive este destul de variată, acest caracter fiind evident mai ales la grupa rocilor alcaline. În rocile granitoide varietățile de minerale sunt mai puțin numeroase.

După cum s-a văzut în decursul descrierii petrografice, feldspații sunt în general albitezati, dar sub efectele acestui proces se mai disting particularitățile lor primare. Astfel, feldspatul potasic care are caracter de pertit sau de microclinpertit se întâlnește sub două forme de prezentare. O primă formă, caracteristică la rocile intrusive, este cea de cristale xenomorfe dezvoltate în interstițiile cristalelor de plagioclaz care, la majoritatea rocilor, au cristalizat primele. În rocile porfirice, feldspatul potasic a format fenocristale idiomorfe. Macla de Karlsbad este caracteristică atât la cristalele xenomorfe, cât și la fenocristale (pl. V, fig. 2).

O a doua formă de prezentare a feldspatului potasic a fost cea de aureolă în jurul plagioclazului, dezvoltată după tipul de structură anterapakivi (D. Stewart și E. Roseboom, 1962).

În toate cazurile amintite ele sunt sau au avut structură pertitică sau micropertitică, determinată după mărimea lamelelor de exoluție, așa cum preconizează O. Tuttle (1952); la unele roci însă, se întâlnește și structura antiperitică. Aceste structuri arată că în primul caz a cristalizat inițial un feldspat cu compoziția de ortoză sodică, iar în al doilea, unul cu compoziția de anortoclaz (N. Bowen și O. Tuttle, 1950), care prin fenomenul de inversiune (O. Tuttle, 1952) au trecut, sub temperatura de 660°C, la formele actuale demonstrând astfel originea magmatică a rocilor (O. Tuttle și N. Bowen, 1958).

Este posibil că la această transformare au contribuit în mare măsură, pe lîngă scăderea temperaturii magmei și efectele mișcărilor orogenice (A. Buddington, 1939) și după cum am văzut, modificarea a mers mai departe, astfel că, în unele porfire a apărut în jurul feldspatului pertitic o aureolă de feldspat cu structură tipică a microclinului din rocile care au fost supuse streșului. De altfel, structura în grătar abia incipientă am semnalat-o și la alte roci din masiv,



Rocile cu feldspat sodopotasic cu structură antipertitică au mai puține cristale de plagioclaz, aşa cum arată analiza modală nr. 1 a sienitului cuartifer din tabelul 32. Această observație corespunde cu cele stabilite de E. L a r s e n și colaboratorii (1938) în regiunea San Juan.

Feldspatul potasic concrește cu cuartul în stadiul pegmatitic și formează diferite structuri, fie în interstițiile feldspațiilor din rocile obișnuite, fie în micropegmatite și mai ales în granofire.

În stadiul tîrziu magmatic, feldspatul potasic a fost albitizat în mare măsură. Procesele de înlăturare succesivă se trădează prin diferențele tipuri de structuri stabilite de J. Gilluly (1933): structura pertitică de înlăturare → structura pătăță → albit cu pete de pertit → albit de înlăturare fin maclat. Aceste transformări se produc, aşa cum arată A. V. Serebryakov (1961), prin introducerea Na^{1+} în structură și îndepărțarea K^{1+} și Ca^{2+} în mod succesiv. Albitizarea se produce de obicei paralel cu planul (001), stadiul final și cel mai răspîndit fiind forma de albit de înlăturare fin maclat de temperatură joasă (Serebryakov, 1961), care se suprapune peste structura inițială a feldspatului.

Această structură înlăturăște, în unele cazuri, tot feldspatul potasic, a cărui preexistență se recunoaște prin faptul că maclele fine și alungite ale acestei forme de albit, fiind paralele cu fața (001), păstrează și vechiul plan de maclă Karlsbad, de unde rezultă că cei doi feldspați au același orientare. Asemenea cazuri de înlăturare completă a feldspatului potasic se întâlnesc adesea în sienitele alcaline, unde rezultă roci alcătuite aproape numai din albit și minerale melanocrate.

Plagioclazul este de obicei mineralul care a cristalizat primul sau după piroxen, atunci cînd acesta există în rocă, aşa cum este cazul dioritelor sau sienodioritelor. În aceste roci, ca și în altele, apar indicii că el a avut inițial o structură zonară, pusă în evidență de un nucleu mai puternic impregnat cu produse secundare și una sau două zone cu sericit, care alternează cu zone mai limpezi; în majoritatea rocilor, el este înconjurat de o aureolă de pertit sau de albit fin maclat.

Structura zonară a plagioclazilor este explicată de D. Stewart și E. Roseboom (1962), ca fiind determinată de dezechilibrul ce se creiază între plagioclaz și soluția reziduală din siste-

mul Pl — Or — Lichid. În legătură cu aceasta menționăm însă, că fenocristalele de plagioclaz din porfirele dioritice au fost uneori resorbite în parte.

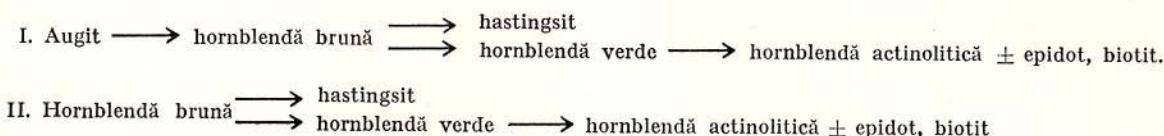
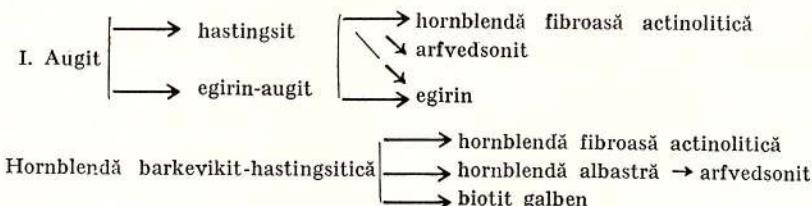
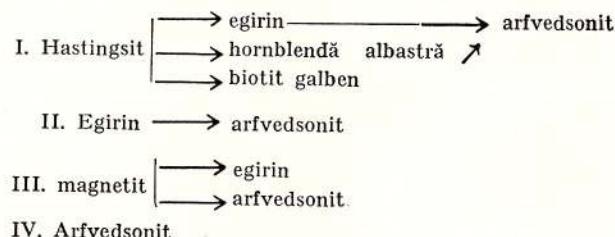
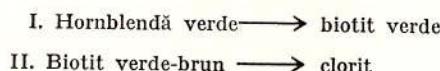
Feldspatul plagioclaz a fost, de asemenea, albitezat, aceasta producîndu-se atît în masa cristalului, cît și în aureola formată inițial din feldspat potasic, astfel că, compoziția lui actuală variază de la An4 la An10. Albitezarea s-a produs cu păstrarea structurii primare a plagioclazului, menținîndu-se sistemele de maclare după legea albitului, albit-Karlsbad și periclin. În sienitele alcaline se depune albit secundar și sub formă de cristale fine xenomorfe, ce se dezvoltă în interstițiile celorlați feldspați albitizați în întregime.

Atît plagioclazul, cît și feldspatul potasic, sănătățează de obicei cu foițe de minerale argiloase fine și mici cristale de hematit sau de oligist. Feldspați din dioritele porfirice au fost complet transformați într-o masă de sericit și zoizit, sincron cu turmalinizarea.

Mineralele melanocrate din rocile intrusive pun în evidență o serie de roci alcaline care conțin: augit-barkevikit-hastingsit-egirin-arfvedsonit; în rocile granitoide apare o hornblendă verde și biotit. Sub acțiunea proceselor deuterice se produc transformări importante și în seria de minerale melanocrate, astfel că, în unele roci alcaline mai bazice începe să se repete seria de minerale de mai sus, ca și cum am avea în față seria de reacție a lui N. Bowen (1928). Aceasta indică procese de autometasomatoză sodică sau de fenitizare, determinate do soluții reziduale care au fost din ce în ce mai alcaline. Fenomenele de înlăturare cele mai caracteristice sănătățează de reprezentate mai jos.

După cum se vede, în rocile mai bazice cum sănătățează dioritele și sienodioritele, ca și în unele sienite cuartifere, mineralele melanocrate primare au fost de tipul celor care au în moleculă Mg, Ca, Fe cum este piroxenul, respectiv Na, Ca, Mg, Fe ca în seria amfibolilor barkevikit-hastingsit. Sub acțiunea soluțiilor alcaline sodice, ele s-au transformat și au luat naștere minerale în care au intrat elementele Ca și Mg, cum sănătățează hornblendele fibroase actinolitice și minerale în care s-au concentrat Na și Fe. Asemenea transformări în seria mineralelor alcaline au mai fost semnalate



Diorite și meladioriteSienodioriteSienite alcalineSienite cuarțifere

anterior de W. Brögger (1894), J. Barakdala (1937) și alții.

Gradul de alcalinitate al mineralelor femice primare variază în funcție de alcalinitatea rocii, în care au luat naștere. De acest factor și de alcalinitatea soluțiilor reziduale a depins și caracterul produselor secundare de transformare a mineralelor primare. Așa, în sienitele alcaline, atât mineralele primare, cât și cele deuterice sunt minerale prin esență alcaline.

Mineralele formate secundar au luat naștere, fie prin înlocuirea metasomatică a Ca cu Na pe marginile aceluiași cristal, așa cum s-a format egirin-augitul pe seama augitului sau arfvedsonitul pe seama hornblendei albastre, fie prin dezvoltarea pe seama mineralelor primare a unor minerale secundare, prin distrugerea celui primar, așa cum au luat naștere cele mai multe minerale secundare. Ambele procese s-au realizat însă, sub acțiunea acelorași soluții tîrziu magmaticice.

De obicei, aceste transformări s-au produs cu separare de oxizi de fier, și probabil de titan,

care se găsesc acum în apropierea mineralului înlocuit și sunt uneori incluși în cel înlocuitor. Aspectul acesta este general și apare mai evident în cazul înlocuirii hornblendei hastingsitice din sienitele alcaline. Aceste observații corespund cu cele stabilite mai înainte și de V. Kušev (1960).

Transformările ce se produc în sienitele cuarțifere sunt mai simple. Aici se întâlnesc înlocuirile obișnuite ale hornblendei comune cu biotit, de obicei, verde-brun și cu clorit. În acest caz, apar, de asemenea, oxizi de fier separați la transformarea mineralelor și de multe ori se formează aici și pistașul.

Alte minerale care apar în seria de roci intrusive sunt: zircon, titanit, granat, apatit, monazit, thorit, ilmenit, magnetit, turmalină, carbonați și pirită. Mai semnalăm apariția frecventă — caracteristică — a ortitului brun, uneori și a turmalinei, în porfirele cu care se încheie activitatea magmatică.

Fig. 1 DIAGRAMA DE DIFERENȚIERE A ROCILOR INTRUSIVE DIN MASIVUL BÎRZAVA

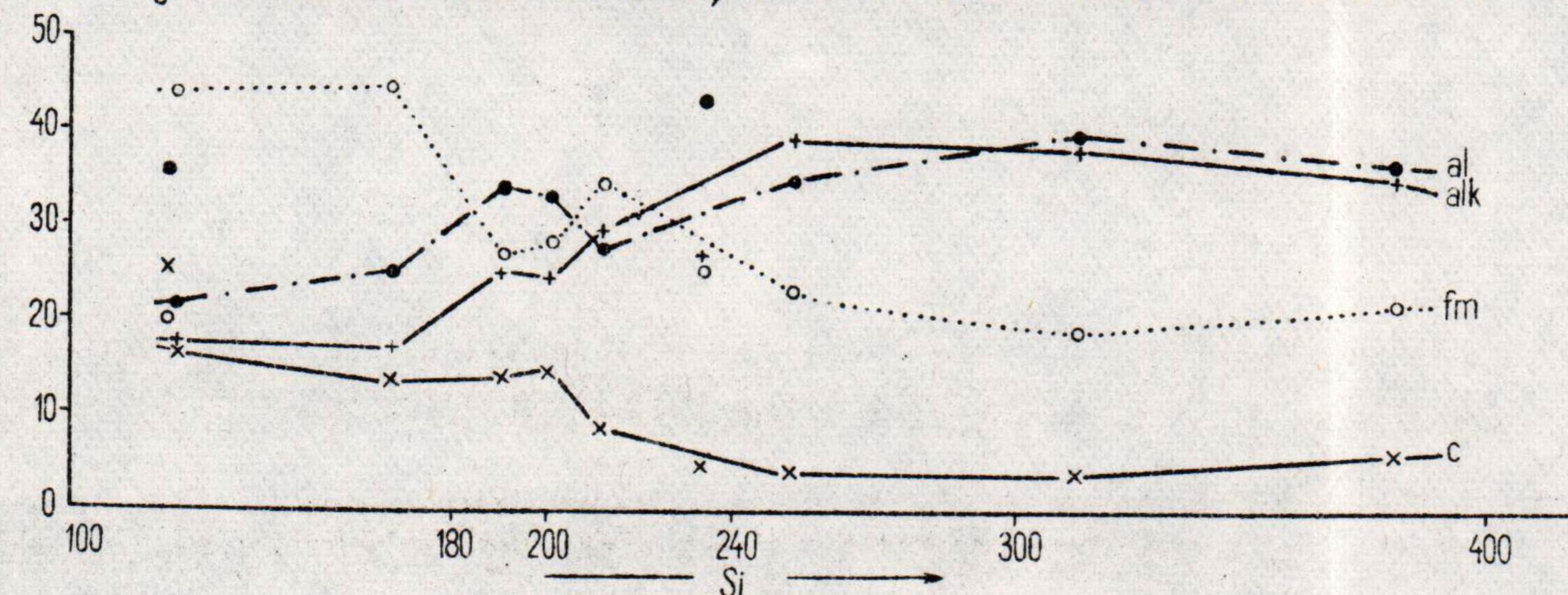
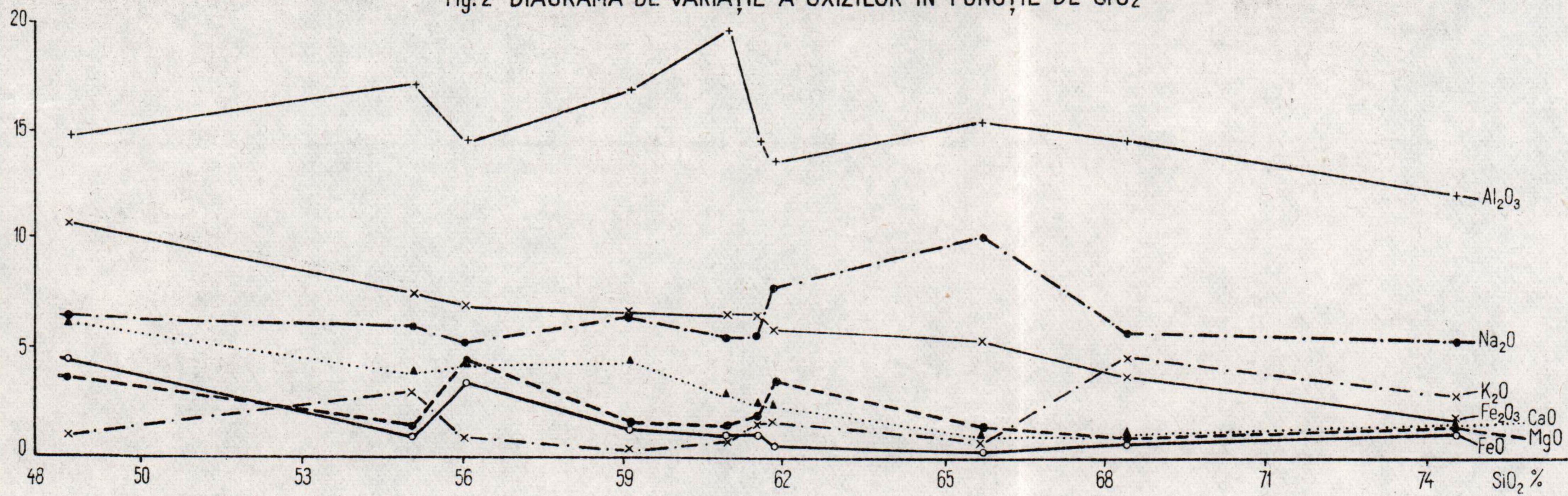


Fig. 2 DIAGRAMA DE VARIATIE A OXIZILOR ÎN FUNCȚIE DE SiO₂



F) CHIMISMUL ROCILOR INTRUSIVE

Înainte de începerea cercetărilor noastre, rocile intrusive din masivul Bîrzava nu au fost analizate chimic. În scopul discutării chimismului acestei serii de roci intrusive, prezentăm mai jos analizele chimice ale principalelor roci din regiune (tabelul 35).

rație a rocilor apare uneori sulful în cantități mici; alteori se observă urme de CO₂. În cantitate redusă participă și apa. Porfirul cuarțifer, care a suferit și unele fenomene de hidrotermalizare, este foarte bogat în SiO₂, din care cauză el nu va fi luat în considerație pe anumite diagrame.

TABELUL 35

Analizele chimice ale rocilor intrusive din masivul Bîrzava

Nr. crt.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	TiO ₂	P ₂ O ₅	Suma	Observ.
1	48,53	14,87	10,78	4,40	0,31	3,70	6,15	6,45	1,00	0,20	0,71	1,80	0,44	99,58	S 0,24
2	55,95	14,50	6,91	3,37	0,25	4,45	4,20	5,24	0,80	0,21	0,80	1,70	0,40	99,58	S 0,80
3	57,08	17,23	7,52	0,84	0,14	1,47	3,82	5,97	3,03	0,40	0,57	1,36	0,32	99,75	S urme
4	59,20	16,91	6,69	1,42	0,17	1,47	4,24	6,59	0,20	0,09	0,27	1,13	0,25	99,57	CO ₂ 0,94
5	60,91	19,58	6,65	0,98	0,20	1,30	2,83	5,45	0,91	0,22	0,06	0,75	0,20	100,04	S urme
6	61,10	19,22	2,70	2,90	0,10	1,44	1,20	5,80	1,90	0,18	0,48	1,25	0,20	99,77	S 1,30
7	61,45	15,19	6,60	1,00	0,18	1,80	2,40	5,42	1,60	0,12	0,60	2,50	0,25	100,08	S 0,97
8	61,75	13,63	5,80	0,45	0,08	3,50	2,37	7,76	1,56	0,40	1,02	1,00	0,54	99,86	
9	65,64	15,35	5,25	0,07	1,10	1,26	0,90	10,10	0,60	0,13	0,50	0,37	0,13	100,40	S urme
10	68,33	14,69	3,66	0,51	0,05	0,66	0,74	5,57	4,47	0,23	0,52	0,59	0,12	100,14	
11	74,50	12,00	1,50	1,10	0,16	1,50	1,20	5,14	2,64	0,22	0,64	urme	urme	100,67	S 0,07 CO ₂ urme
12	76,97	6,25	6,57	0,39	urme	1,00	1,00	5,32	1,33	0,56	0,12	0,80	0,05	100,36	

1. Meladiorit, pîrul Lupoaia.

Analist : A. I. Dănciulescu

2. Diorit, valea Bîrzava.

Analist : A. I. Dănciulescu

3. Sienodiorit, vîrful Radevița.

Analist : G. H. Lahovary

4. Micropegmatit cu granat, valea Cilodia.

Analist : G. H. Lahovary

5. Porfir dioritic, valea Cigher.

Analist : A. I. Dănciulescu

6. Sienit cuarțifer porfiric, pîrul Stoii.

Analist : A. I. Dănciulescu

7. Micropegmatit, valea Bîrzava.

Analist : A. I. Dănciulescu

8. Sienit cuarțifer cu hornblendă, pîrul Strîmna.

Analist : A. I. Dănciulescu

9. Sienit cu egirin, pîrul Babina.

Analist : A. I. Dănciulescu

10. Granit alcalin, pîrul Irîșorului.

Analist : C. Vasiliu

11. Porfir granitic, pîrul Mateșului.

Analist : A. I. Dănciulescu

12. Porfir cuarțifer, pîrul Binișului.

Analist : A. I. Dănciulescu

După cum se vede din tabel, conținutul de SiO₂ variază în seria de roci prezentată de la 48,53%, pînă la 76,97%, iar Na₂O între 5,14% și 10,10%, indicînd astfel roci puternic diferențiate și bogate în alcalii. Dintre elementele care indică o alte-

Variația oxizilor din diferitele roci ale seriei, în funcție de SiO₂, reiese foarte bine din diagramă după G. Tyrrell (pl. I, fig. 2). Astfel, se constată o scădere constantă a conținutului de Fe₂O₃, FeO, MgO și CaO și o creștere relativ mică a conținutului de alcalii și de Al₂O₃. Oscilații mai mari ale acestora din urmă apar în porțiunea 55—66% SiO₂ a diagramei, aceasta fiind zona în care se proiecteză rocile alcaline. În porțiunea cuprinsă între 48 și 55% SiO₂, în care se proiecteză dioritele, ca și în zona rocilor acide situate între 66 și 74,50% SiO₂, curbele sănt foarte liniștite.

Valorile oxizilor din analizele de mai sus le-am folosit pentru calcularea parametrilor Zavaritki, pe care-i prezentăm în tabelul 36.

Valorile acestor parametri, proiectate pe diagrama abcs din fig. 50, arată că rocile de la Bîrzava se repartizează în domeniul rocilor intermediare, alcaline și acide.

Se poate constata din această diagramă, că cele mai multe roci și mai ales cele sienitice, sănt bogate în alumosilicati; excepție face porfirul cuarțifer. În general, ele sănt toate sărace în anortit și bogate în albît. Dioritele și unele sie-



TABELUL 36

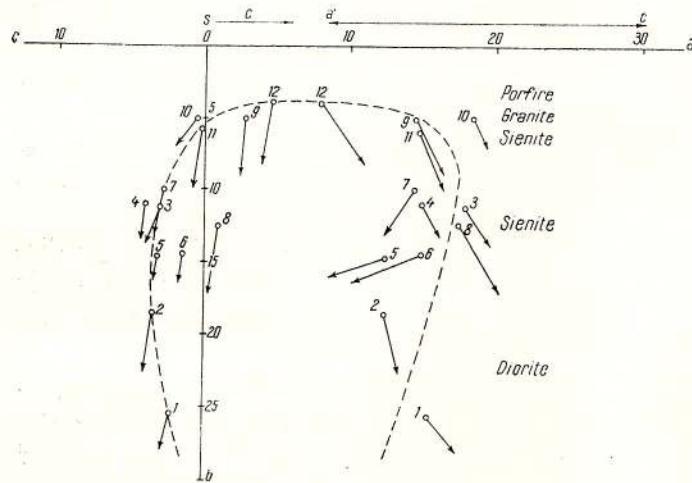
Parametri Zavarițki ai rocilor intrusive din masivul Birzava

Nr. crt.	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>
1	15,7	2,2	25,4	56,7	—	54,2	24,4	21,3	90,4
2	12,6	3,4	18,6	65,4	—	50	40,4	9,5	90,3
3	17,9	2,9	11,3	67,9	—	60,6	22,5	16,8	75,0
4	15,1	4,1	11,1	69,7	—	66	22,6	11,3	99,0
5	12,5	3,5	14,7	69,3	39,6	45,6	14,7	—	89,7
6	15,2	1,5	14,5	68,8	48,8	34,5	16,5	—	82,4
7	14,4	2,9	10,2	72,5	2,9	66,8	30,4	—	83,6
8	17,5	1,1	12,7	68,6	—	32,6	45,3	21,8	87,3
9	19,4	2,7	5,2	72,7	—	38,9	40,2	20,7	96
10	18,3	0,4	5,1	76,2	—	69,7	21,0	9,2	65,2
11	14,8	0,3	5,8	79,1	—	38,8	41	20	75
12	8,1	4,7	3,6	83,6	—	24,5	43,8	31,5	77,4

TABELUL 37

Norma CIPW a rocilor intrusive din masivul Birzava

Nr. crt.	<i>Q</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>ne</i>	<i>di</i>	<i>hy</i>	<i>ac</i>	<i>ol</i>	<i>c</i>	<i>ap</i>	<i>mt</i>	<i>il</i>	<i>hm</i>	<i>cc</i>
1	—	6,12	41,92	8,62	6,82	15,12	—	—	3,90	—	1,01	8,82	3,50	4,80	—
2	7,32	5,00	44,01	13,62	—	5,91	10,49	—	—	—	1,01	—	3,19	6,88	—
3	2,64	17,79	50,30	11,40	—	4,88	1,16	—	—	—	0,67	—	2,58	6,40	—
4	12,48	1,11	55,56	10,01	—	3,48	2,78	—	—	4,90	0,34	—	2,13	6,72	2,20
5	17,70	5,56	46,11	13,34	—	—	3,20	—	—	4,69	0,34	1,86	1,37	5,28	—
6	15,12	11,12	49,25	5,00	—	—	4,79	—	—	5,71	1,01	3,94	2,28	—	—
7	16,44	9,45	45,59	11,12	—	—	4,50	—	—	0,51	0,34	—	4,71	6,24	—
8	4,38	9,45	65,05	—	—	6,96	5,22	3,70	—	—	1,34	—	1,98	4,00	—
9	4,38	3,34	75,45	—	—	3,02	1,59	8,78	—	—	0,34	—	0,76	2,0	—
10	16,62	26,69	47,16	1,67	—	0,98	1,14	—	—	—	0,34	—	1,22	3,68	—
11	28,86	15,57	45,59	0,83	—	2,67	2,67	—	—	—	—	2,09	—	—	—
12	43,26	7,78	25,15	—	—	4,24	—	17,09	—	—	0,34	—	1,52	0,32	—

Fig. 50. — Diagrama Zavarițki.
Diagramme Zavarițki.

nite sănt suprasaturate în Al_2O_3 , iar raportul $\text{FeO} : \text{MgO}$ este aproximativ egal, sau diferă puțin. Foarte puține roci indică o mică cantitate de calciu care nu intră în compoziția feldspaților, cum de altfel, rezultă și din conținutul scăzut de CO_2 din analize. Sienitele și unul din porfire sănt roci suprasaturate în alcalii, ele avînd c negativ.

După cum arată vectorii din proiecția csb , rocile sănt în general mai bogate în Na_2O decît în K_2O . Aspectul curbei de diferențiere ce se desenează pe diagramă, amintește pe cel al vulcanitelor din insula Pantelleria (A. Zavarițki, 1950), care indică o serie alcalină.

Unele caracteristici ale chimismului rocilor intrusiv de la Bîrzava rezultă și din norma CIPW calculată și prezentată în tabelul 37.

k 0,01—0,34, mg 0,03—0,52. Tipurile de magmă cele mai caracteristice la care corespund rocile din masivul Bîrzava în funcție de acești parametri:

TABELUL 38

Parametrii magmatici Niggli ai rocilor intrusive din masivul Birzava

Nr. crt.	Qz	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ	$\frac{Na_2O}{CaO}$	$\frac{SiO_2}{MgO}$
1	-47	122	22	44	16,5	17,5	.09	.31	22,5	45	32,5	.11	.27	1,04	13,11
2	0,7	167,5	25,5	44	13,5	17	.09	.44	36,5	39	24,5	.28	.09	1,24	12,57
3	-12	191	34	26,7	13,6	25,7	.25	.27	35,5	51	13,5	.13	.16	1,56	38,82
4	5	201	33	28	15	24	.01	.25	38	48	14	.15	.17	1,55	40,27
5	32	215	40,7	27,7	10,8	20,8	.10	.24	43,6	41,7	14,7	.20	0	1,92	46,85
6	29	234	43,4	25,5	4,5	26,5	.17	.32	43,5	42,5	14	.08	0	4,83	42,43
7	38	232	33,8	32,8	9,7	23,7	.16	.31	43,5	44	12,5	.16	0	2,25	34,13
8	0	212	27,7	34,5	8,5	29,5	.11	.52	36	45	19	0	.20	3,27	17,64
9	9	252	34,5	23	3,5	39	.03	.31	39	49	12	0	.13	11,22	52,01
10	60	312	39,5	19	3,5	38	.34	.23	47	47	6	.01	.09	7,52	103,53
11	140	380	36,5	22	6	35,5	.24	.51	53,5	39	7,5	.01	.07	4,28	49,66
12	240	438	21,5	38,5	6	34	.14	.22	60,7	21,6	17,7	0	.13	5,32	76,97

Valorile din acest tabel indică variații de la 2,64 pînă la 28,86 părți cuarț și o concentrare excesiv de mare a acestui component în porfirul cuarțifer. Cantitatea de feldspat potasic, în comparație cu cea a albitului, este în general mult mai scăzută și numai la granitale alcălaine el poate ajunge la 26,69 părți, în timp ce la sienitele cu egirin scade la 3,34 părți din rocă; se constată de asemenea, o cantitate foarte scăzută de anortit în toată seria de roci. În diorite, care au hornblendă, se observă un deficit de siliciu și aluminiu, astfel că rezultă și cîteva molecule de nefelin.

Dintre mafite, sănătate prezente în normă diopsidul și hiperstenul sau numai ultimul, iar în sienite se remarcă prezența acmitului. Apariția lui în cantitate mare în norma porfirului cuarțifer nu este justificată, decât printr-un deficit de Al_2O_3 ce se observă în analiză și prin existența oligistului, biotitului și a ortitului în această rocă.

Din analizele chimice de mai sus am calculat parametrii magmatici Niggli, pe care-i redăm în tabelul alăturat (tabelul 38).

După cum rezultă din tabel, valoarea lui Qz este aproape totdeauna pozitivă și crește mult la granită și porfire granitice; ea este excesiv de mare la porfirul cuarțifer. Ceilalți parametri variază între următoarele limite: si 122—438, al 22—43,4, fm 19—44, c 3,5—16,5, alk 17—35,5,

tri sănătă, așa cum am arătat la descrierea petrografică, următoarele: gabbrodioritică, normal-dioritică, cuarțdioritică, sienitică, cuarț-sienitică-sodică, normal granitică și alcaligranitică. Aceste tipuri de magmă corespund atît unei provincii calcoalcăline, cît și unei provincii alcălaine sodice.

În ceea ce privește chimismul rocilor intrusivi din acest masiv, trebuie să distingem caracterele lui prin vălul de sodiu care s-a suprapus între rocile primare și cele actuale, din care cauză apare totdeauna o valoare ridicată pentru Na_2O , respectiv pentru albit sau pentru alk și în consecință, valori mici pentru K_2O și CaO , respectiv pentru parametrii determinați de acești oxizi.

După cum se observă pe diagrama $fm—al$ (fig. 51), cîteva roci intrusive sănătă izofale, dioritele și porfirul cuarțifer cu mulți oxizi de fier tind spre cîmpul femic, iar cele mai multe roci, mai ales sienitele, se proiectează în cîmpul semi-salic-salic.

Diagrama $alk—al$ (fig. 52) arată că rocile dioritice și unele dintre cele izofale se proiectează în cîmpul cu alcalinitate intermediară și în cel bogat în alcălii. Sienitele, granitul și porfirele gravitează în lungul liniei $alk=al$, fiind roci bogate în alcălii sau peralcalice, ceea ce confirmă cele stabilite mai sus.

Diagrama $mg—k$ din fig. 53 arată că, afară de trei roci pentru care mg este mai mare, toate celelalte se proiectează în lungul unei linii si-



tuită între $0,30 \text{ mg}$ și $0,23 \text{ mg}/0,34 \text{ k}$. Apare evident faptul că cu cât crește k , scade mg în această serie petrografică. Această tendință de diferențiere este caracteristică totuși seriei de roci calcoalcaline; deplasarea cîmpului de proiecție al-

tiere. Astfel, parametrii al și alk cresc treptat în această serie și sunt aproape egali, în timp ce parametrii fm și c , foarte diferiți ca valoare, descresc cu creșterea lui si^1). În decursul acestei diferențieri raporturile $al : alk$ și $fm : c$ se păs-

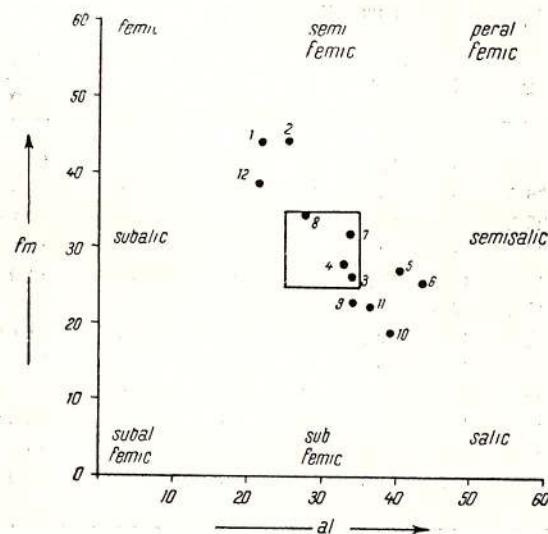


Fig. 51. — Diagrama $fm : al$.
Diagramme $fm : al$.

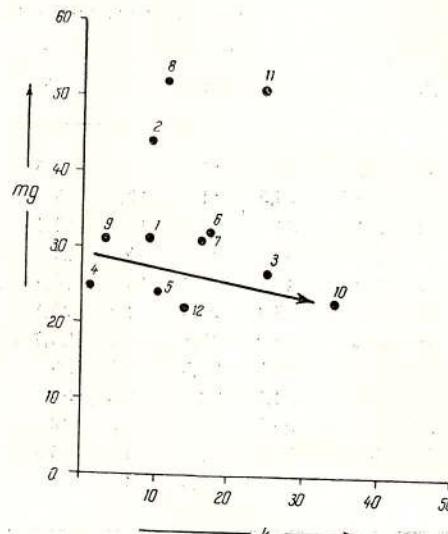


Fig. 53. — Diagrama $mg : k$.
Diagramme $mg : k$.

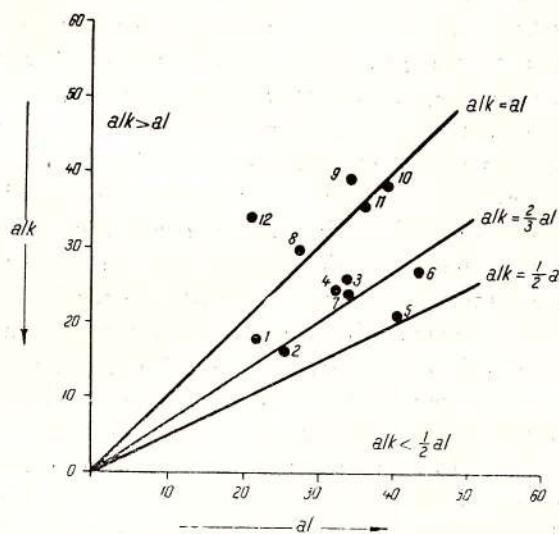


Fig. 52. — Diagrama $alk : al$.
Diagramme $alk : al$.

rocilor spre latura mg se datorează, în parte, proceselor de albitezare, care au micșorat conținutul de K_2O din rocă. Tendința de deplasare a sienitului cuarțifer și a porfirului granitic în direcția NE a diagramei trădează însă caracterul alcalin.

În fig. 1 din planșa I am prezentat diagrama de variație a parametrilor al , fm , c , alk în funcție de si , care arată evidente raporturi de diferen-

țire. Astfel, parametrii al și alk cresc treptat în această serie și sunt aproape egali, în timp ce parametrii fm și c , foarte diferiți ca valoare, descresc cu creșterea lui si^1). În decursul acestei diferențieri raporturile $al : alk$ și $fm : c$ se păs-

trează aproximativ constante. Curbele celor patru parametrii sunt liniștite în cîmpul dioritelor ($si = 120-170$), după care urmează o zonă de oscilații a valorilor, în porțiunea cuprinsă între $si = 170$ și $si = 220$, zonă în care se proiectează majoritatea rocilor analizate. În partea dreaptă a diagramei, cuprinsă între $si = 220$ și $si = 380$, unde se proiectează sienitele alcaline, granițele alcaline și porfirul granitic, curbele devin din ce în ce mai liniștite.

Zona cu oscilații puternice ale valorilor parametrilor este și zona în care se produce izofalia seriei de diferențiere, aceasta realizîndu-se în jurul valorilor $si = 200/30$. În funcție de punctul unde se produce izofalia, se poate constata că seria de roci intrusive, considerată în ansamblu, este o serie subalcalină cu tendință alcalină pronunțată.

Diagrama QLM (fig. 54) pune în evidență unele caractere speciale ale seriei de roci intrusive din masivul Bîrzava. Astfel, ea arată că rocile intrusive mai bazice — meladioritele și dioritele — se proiectează pe marginile cîmpului de proiecție al rocilor bazice metamorfozate, meladioritul avînd tendința de a se deplasa spre cîmpul rocilor alcaline bazice. Celealte roci se

¹⁾ Pe diagramă nu s-a proiectat porfirul cuarțifer,

deplasează în direcția creșterii valorii lui Q și se proiectează în cîmpul sienitelor și al granitelor, iar porfirele în cîmpul rocilor foarte acide. Aceasta arată că linia de diferențiere pornește

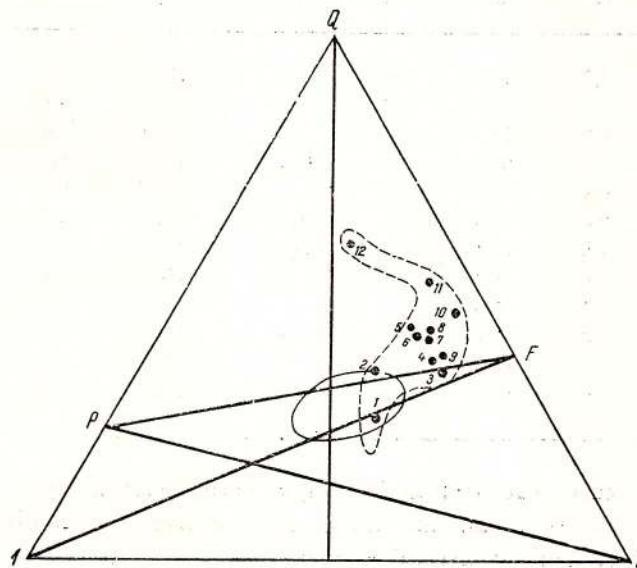


Fig. 54. — Diagramma QLM.
Diagramme QLM.

de la termeni dioritici mai bazici, așa cum vom vedea mai departe.

Ca o concluzie la cele arătate mai sus, se poate afirma că în seria intrusivă din masivul Bîrzava participă roci care aparțin magmelor calcoalcaline sau subalcaline și celor alcătuite din producție a două serii magmatice deosebite, ne con-

duce la ideia unei provincii magmatice mixte în sensul lui T. Barth (1939), așa cum este asociația petrografică a provinciei Thule, în care apar roci calcoalcaline și granite alcătuite (P. Sabine, 1960) și cum sunt erupțiunile kimmerice noi din munții Drocea, (H. Savu, 1962 a). De altfel și V. Marumo (1962) descrie o serie cu monzonite, sienite și granite cu albit, care aparțin intruziunilor tîrziu cinematice (= late-kinematic) din Africa și care după cum se vede, se asemănă cu seria de intruziuni din masivul Bîrzava. Geneza acestei asociații de roci mai puțin obișnuită, vom căuta să o explicăm în cele următoare.

G) GEOCHIMIA ROCILOR INTRUSIVE

Pentru studiul geochimic al rocilor intrusive din masivul Bîrzava prezentăm mai jos (tabelul 39), analizele spectrale a cinci roci, efectuate de C. Udrăescu, în care au fost urmărite cîteva elemente minore (urme).

Pentru urmărirea variației acestor elemente în diferitele roci analizate ne-am condus după diagramele stabilite de S. Nockolds și R. Allen (1958), dar în locul funcției $(\frac{1}{3} \text{Si} + \text{K}) - (\text{Ca} + \text{Mg})$ folosită de acești autori pe abscisă, noi am întrebuințat valoarea $Q = S - 3a + 2c + b$ dedusă din parametri Zavaritski și propune Lebedev-Zinoviev.

TABELUL 39

Analizele spectrale ale rocilor intrusive din masivul Bîrzava

Roci	Ga %	Ti %	Mn %	V %	Co %	Ni %	Ba %	Zr %	Be %	Pb %	Sn %
1	0,0025	>0,800	>0,200	0,020	0,0032	0,0010	0,016	0,019	0,0002	0,0023	n.d.
2	0,0030	>0,800	>0,200	0,0050	0,0012	n. d.	0,044	0,039	0,0003	0,0018	0,0010
3	0,0022	0,560	0,060	0,0024	0,0010	0,0010	0,045	0,040	0,0003	0,0012	n.d.
4	0,0031	0,540	0,078	0,0020	0,0010	0,0010	0,010	0,043	0,0004	n.d.	0,0011
5	0,0016	0,127	<0,010	0,0011	n.d. ¹⁾	0,0010	0,067	0,031	<0,0001	0,0013	0,0010
Media	0,0024	0,564	0,108	0,006	0,0016	0,0010	0,036	0,034	0,0002	0,0016	0,0010

1) Nedeterminabil

1. Meladiorit, valea Bîrzava.
2. Sienodiorit cu augit, vîrful Radevița.
3. Sienit cuarțifer cu biotit, valea Bîrzava.
4. Sienit alcalin, pîrul Boctăreștilor
5. Porfir granitic, pîrul Mateșului.

Pe ordonata diagramelor sunt luate elementele minore, care au fost multiplicate astfel: $\text{Be} = \text{R} \times 10.000$, iar pentru celelalte s-a luat valoarea $\text{R} \times 1.000$.

TABELUL 40

Celula standard a rocilor intrusive din masivul Birzava

Nr. crt.	K	Na	Ca	Mg	Fe	Al	Ti	Si	P	S, C	[O + (OH)]
1	0,6	6,1	6,5	5,4	12,1	17,4	1,3	48,5	0,1	—	155,5 4,5
2	0,8	9,4	4,1	6,1	7,4	15,9	—	52,3	0,2	—	155,2 4,8
3	3,5	10,7	3,7	1,9	5,6	18,9	0,8	53,1	—	—	156,6 4,4
4	1,9	11,6	4,1	1,9	5,6	18,3	0,6	54,2	—	C _{1,6}	158,5 1,5
5	0,9	9,4	2,6	1,6	5,1	20,9	0,4	55,1	—	—	159,5 0,5
6	2,1	9,9	1,0	1,9	3,8	20,1	0,8	54,3	—	S _{1,0}	157,3 2,7
7	1,8	9,5	2,3	2,4	5,1	16,2	1,6	55,8	—	S _{0,7}	156,5 3,5
8	1,6	13,6	2,2	4,7	3,9	14,6	0,6	56,1	0,2	—	154,1 5,9
9	0,6	17,4	0,7	1,5	3,6	16,1	0,1	58,4	—	—	157,0 3,0
10	5,0	9,6	0,6	0,7	2,6	15,3	0,3	60,9	—	—	156,9 3,1
11	2,8	8,5	1,0	1,8	0,9	12,2	—	64,4	—	—	156,2 3,8
12	1,4	9,0	0,9	1,2	4,4	6,3	0,4	67,5	—	—	159,2 0,8

Elementele majore din diagramele sunt luate cu valorile pe care le au în tabelul 40, în care sunt redatate celulele standard ale rocilor calculate după metoda T. Barth (1948), din analizele din tabelul 35. Menționăm că analizele chimice și spectrale, deși reprezintă aceeași rocă, nu sunt făcute totdeauna pe aceeași probă.

Diagrama din fig. 55 arată variația Ga și Al în seria de roci cercetate; Ga³⁺ cu R = 0,62 este izomorf cu Al pe care-l înlocuiește în coordonată 6, uneori 4 (J. J ed w a b, 1953); mai rar el înlocuiește Fe³⁺ și Cr³⁺ (E. Sandell, 1949). După cum se vede pe diagramă, între cele două elemente există un paralelism evident. Conținutul lor crește de la diorite spre sienodiorite și sienite, scăzând apoi în porfirele granitice. Curba Al prezintă un maxim mai accentuat în sienodiorite, apropiindu-se astfel de aspectul curbei aluminiului din seriile alcaline (S. N o c k o l d s și R. Allen, 1958).

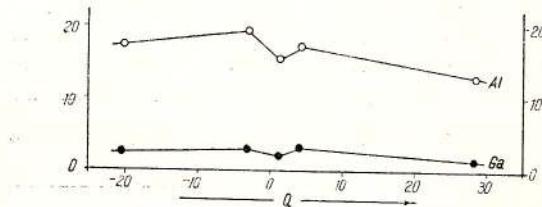


Fig. 55. — Diagramme de variation de Al et Ga.
Diagramme de variation de Al et Ga.

Pe diagrama din fig. 56 sunt prezentate comparativ elementele majore Fe, Mg și elementele Ti, Mn, V și Co. Fierul și magneziul au curbe

care scad treptat în lungul seriei. Curba fierului se asemănă, după acest aspect, mai mult cu curbele acestui element din seriile calcoalcaline. Magneziul nu este concludent în această privință, el având în toate seriile magmatische aproximativ aceeași tendință.

O scădere puternică a conținutului de Ti în această serie o dată cu creșterea lui Q este evidentă. El are valori aproape constante în meladiorite și în sienodiorite și scade apoi brusc în sienite și din ce în ce mai mult în porfirele granitice. Această comportare este determinată de

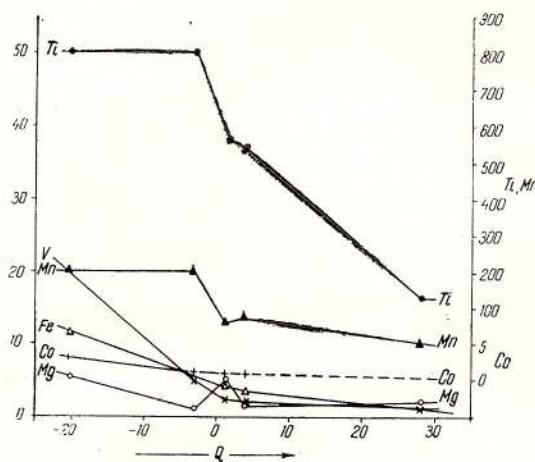


Fig. 56. — Diagramme de variation du Fe, Mg, Ti, Mn, V et Co.
Diagramme de variation du Fe, Mg, Ti, Mn, V et Co.

faptul că Ti cu R = 0,64 participă în leucoxen, titanit și poate înlocui Fe³⁺, Mg²⁺ și Al³⁺ din mineralele femice (V. Goldschmidt, 1933 ;

K. Vlasov et al., 1959), al căror conținut scade în termenii alcalini și acizi ai seriei. După W. Kunitz (1928) și D. P. Serdiucenco (1948) el poate să înlocuiască și siliciul.

Valori constante în diorite și în sienodiorite are și manganul, care scade apoi brusc în sienite și rămîne constant pînă la porfirele granitice. Și în acest caz, el depinde de conținutul de minerale melanocrate, în care Mn^{2+} cu $R = 0,91$ înlocuiește Fe^{2+} și Mg ; curba lui urmărește curbele acestor două elemente. Uneori el poate înlocui și Ca din apatite (H. Otto, 1936; K. Vlasov și colab., 1959).

Vanadiul prezintă valori foarte ridicate în meladiorite și scade brusc în sienodiorite, după care descreșterea lui este foarte slabă. Curba acestui element are o foarte mare asemănare cu curba vanadiului din seria de roci alcaline din insula Paștelui, care merge de la bazalt la riolit alcalin (S. Nockolds și R. Allen, 1958). În această serie, curbele titanului și vanadiului au caracter analoage, prezintând un maxim și apoi o cădere rapidă, așa cum reiese și din curbele acestor elemente determinate în masivul de la Bîrzava. O oarecare asemănare prezintă curba vanadiului din rocile de la Bîrzava și cu curba vanadiului din intruziunea de roci hibride de la Satakunta, studiată de S. Nockolds și R. Allen (1958).

Această comportare a vanadiului este determinată de faptul că, conținutul său scade pe măsura diferențierii magmatice, deci pe măsura micșorării cantității de minerale melanocrate, în care V^{4+} cu $R = 0,61$ înlocuiește Ti^{4+} din ilmenit și titanomagnetit, Fe^{3+} sau Al^{3+} din biotit; V^{5+} înlocuiește P^{5+} în apatite. K. Vlasov et al. (1959) au arătat că geochemia vanadiului este legată, în rocile alcaline de cea a Fe^{3+} , care intră în compoziția piroxenilor și amfibolilor sodici.

În concluzie, putem spune că curba vanadiului din rocile intrusive de la Bîrzava s-ar apropia de cea a seriilor alcaline sau de a rocilor hibride.

Cobaltul are valori ceva mai ridicate (0,0032%) în meladiorite și scade treptat în sienodiorite și în sienite, iar în porfirele granitice conținutul este mai mic de 0,0010%, ceea ce corespunde celor stabilite de R. Young (1957) care a arătat că, conținutul acestui element scade de la rocile bazice spre cele acide. S. Nockolds și R. Allen (1958) au stabilit că în rocile calcoalcaline raportul Co : Mg are tendința să se mă-

rească cu micșorarea conținutului de magneziu și aceasta pare să fie situația în rocile de la Bîrzava, dar ei au arătat că, în diferențierile seriilor alcaline raportul ce se stabilește între cobalt și nichel este $Co > Ni$, același raport fiind caracteristic și pentru intruziunea contaminată de la Satakunta și pentru rocile intermediare și alcaline de la Bîrzava. Aici, raportul se schimbă de la $Co > Ni$ în diorite și sienodiorite, pînă la $Co = Ni$ în sienitele alcaline și în porfirul cuarțifer.

Variațiile conținutului de cobalt în seria de roci intrusive sunt determinate de modificarea conținutului de silicati de fier și magneziu, în care Co^2 cu $R = 0,82$ înlocuește diferite elemente, raza lui ionică fiind apropiată de cea a Cu^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} , Mg^{2+} , Ni^{2+} și Zn^{2+} .

Rezultă din aceste date, că în rocile de la Bîrzava raportul Co : Ni se comportă ca în serile alcaline sau hibride. Din contră, raportul Co : Mg și Co : Fe începe să crească cu aciditatea seriei, ca în rocile calcoalcaline.

Este interesant faptul că Ni apare în rocile de la Bîrzava în cantități reduse, care nu depășesc nici o dată valoarea 0,0010%. Valori mai mult sau mai puțin constante ale conținutului de Ni au găsit Nockolds și Allen (1958) în rocile din Siera Nevada centrală și în cele din Antilele Mici, ambele din seria calcoalcalină.

Pe diagrama din fig. 57 sunt proiectate elementele majore Na, K, Ca și elementul minor Ba. După cum se vede, Na crește de la diorite la

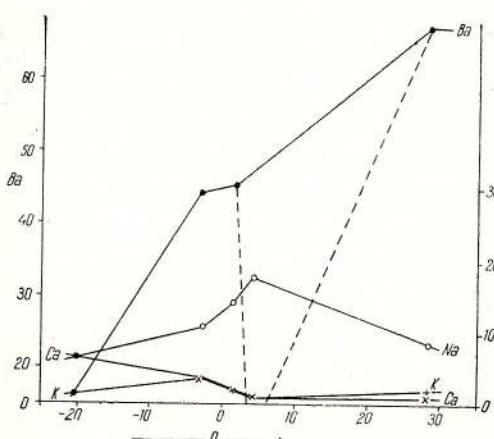


Fig. 57. — Diagrama de variație a Na, K, Ca și Ba.
Diagramme de variation du Na, K, Ca et Ba.

sienite, unde prezintă un maxim ca în unele serii alcaline și apoi scade treptat. Din contră, Ca descrește continuu în această serie. Potasiul are va-

lori mici în diorite și apoi prezintă un maxim în sienodiorite și în sienitele cuarțifere, după care scade pînă la un minim în sienitele alcaline cu albit; după aceasta, el începe din nou să crească puțin spre porfirele granitice.

Curba bariului este puternic ascendentă în direcția îmbogățirii rocilor în SiO_2 . Un filonaș de microclinit sodic, pe care-l vom descrie mai departe, conține 0,10% Ba, dovedind astfel că Ba se concentrează din ce în ce mai mult în rocile mai intens diferențiate. Mai remarcăm că în sienitul alcalin, în care K_2O este 0,60% și Ba scade pînă la 0,01%, așa cum arată și curba punctată, de unde se poate deduce că în procesul de înlocuire a K cu Na, a fost înlocuit și Ba.

După cum arată S. Nockolds și R. Allen (1958), în toate seriile de roci curba Ba este ascendentă pînă la un maxim accentuat, pe care-l atinge în domeniul rocilor mai intens diferențiate, după care ea scade rapid, acest aspect fiind mai caracteristic la seriile alcaline. În cazul nostru ne lipsește însă determinarea bariului în ultimul diferențiat al seriei, porfirul cuarțifer, care are probabil un conținut foarte mic în acest element.

În toate seriile raportul Ba : K se modifică slab, iar în seria terțiară a Scoției acest raport trece prin un maxim, după care se micșorează în diferențiatele extreme. În rocile de la Bîrzava raportul Ba : K crește treptat cu unele oscilații.

Geochimia Ba este legată de cea a potasiului pe care-l înlocuiește în feldspați și în mice, pe baza razelor ionice apropriate ($\text{Ba} = 1,38 \text{ \AA}$; $\text{K} = 1,33 \text{ \AA}$). K. Vlasov et al., (1959) au arătat că Ba se concentrează în mineralele de K, Sr, Ca, Na și de Mn. În magmele alcaline se formează feldspați de K și Ba ca hialofanul și celsianul. Așa cum vom arăta mai departe, feldspatul din filonașele de pe valea Cigherului conține în formula sa celsian în proporție de 0,34%.

Pe diagrama din fig. 58 am proiectat elementele Zr, Be și Pb. După cum se vede, curba zirconului crește puternic de la diorite spre rocile alcaline, atingînd un maxim în sienitele alcaline cu egirin, după care scade puțin spre porfirele granitice. Acest aspect al curbei corespunde celor stabilite de A. Poldervaart (1956), care a arătat că conținutul de zircon crește în rocile alcaline. S. Nockolds și R. Allen (1958) găsesc că Zr crește continuu în seriile alcaline, după care rămîne mai mult sau mai puțin constant, iar în seriile calcoalcaline el crește pînă la un maxim după care descrește. În cazul seriei

de roci de la Bîrzava, curba zirconului este caracteristică mai mult pentru seriile alcaline, deși în partea terminală a sa are o oarecare tendință spre cele calcoalcaline.

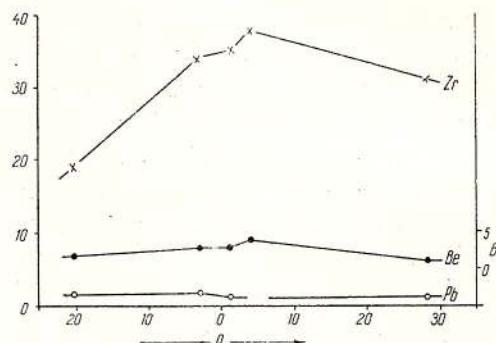


Fig. 58. — Diagrama de variație a Zr, Be, și Pb.
Diagramme de variation du Zr, Be et Pb.

După J. Jedwab (1953), K. Vlasov et al. (1959), zirconul se concentrează prin diferențierea magmei și formează mineralul zircon, caracteristic în granite și în rocile alcaline, așa cum este cazul în rocile de la Bîrzava. Zirconul cu $R = 0,87$ mai poate intra în minerale de Ti, Nb, TR în care ocupă coordonată 6 sau în silicăii cu fier, ex. egirin. După K. Vlasov et al. (1959) el poate să apară în cantități reduse și în alumosilicati (albit, ortoză), în care înlocuiește cationii mari (Na, K, Ca).

Beriliul participă în cantități reduse în rocile de la Bîrzava și nu formează minerale proprii. Curba lui prezintă un maxim în dreptul sienitelor alcaline; în celelalte roci valorile conținutului de beriliu sunt foarte puțin diferențiate. Be^{2+} cu $R = 0,34$ poate să înlocuiască Si în coordonată 4, astfel că are posibilitatea să apară în silicăii (K. Rankama și T. H. Sahama, 1952), uneori și în egirin (I. Tolmacev și A. Filippov, 1934). După K. Vlasov et al. (1959) Be poate să înlocuiască și Al în unele mice. În rocile de la Bîrzava, curba lui este paralelă cu cea a aluminiului.

Pe aceeași diagramă am proiectat și valorile obținute la determinarea plumbului. El are valori puțin mai ridicate în diorite și în sienodiorite, după care ele scad în sienite și în porfirele granitice. Rezultă astfel, că el scade treptat cu diferențierea seriei de roci și se poate observa că, curba lui este paralelă cu curba Ca din diagrama din fig. 57. Această simpatie se explică prin faptul că Pb^{2+} cu $R = 1,32$ înlocuiește izomorf Ca, în special în plagioclaz și în apatite.

Un alt element care a fost determinat în rocile din masivul Bîrzava este staniul, care, după cum se vede în tabelul 39, are valori scăzute ce oscilează în jur de 0,0010 și 0,0011 procente. După J. J ed w a b (1953), el se concentrează în procesul de diferențiere și înlocuiește izomorf Fe^{2+} , Ti^{4+} , Sc^{3+} și W^{4+} . Uneori poate să apară în feldspați, unde înlocuiește Ca sau în egrin, rutil etc., minerale în care el înlocuiește Fe, Ti și Nb.

O comparație între conținutul de elemente minore al rocilor de la Bîrzava și cel al granitelor din Hîgliș (D. Giușcă et al., 1964) din același ciclu de intruziuni, arată că acestea din urmă au conținuturi asemănătoare de Sn și Ni cu cele din porfirul granitic de la Bîrzava. Celelalte elemente au valori foarte variate, ajungând uneori pînă la conținuturi asemănătoare cu cele din sienitele de la Bîrzava.

La descrierea petrografică a rocilor am menționat existența unor goluri miarolitice în sienite, goluri care sunt căptușite cu acicule de arfvedsonit și un praf fin de oxizi de fier. O analiză spectrală calitativă efectuată de O. M a x i m pe materialul din gurile miarolitice ale sienitelor cu arfvedsonit de la izvoarele văii Monorăstia, a pus în evidență elementele din tabelul 41, redate în ordinea probabilă a concentrației lor.

scoate mai bine în evidență caracterul alcalin al seriei și semnalează totodată indicile unor procese de contaminare.

H) PETROGENEZA ROCILOR INTRUSIVE

Problema rocilor alcalini a fost mult dezbatută în ultimul timp și pentru a le explica s-au emis diferite ipoteze. Astfel, se consideră că o magmă alcalină poate proveni din diferențierea magmelor ultrabazice și bazice (W. L i n d g r e e n, 1933; C. T i l l e y, 1958; D. K o r j i n s k i, 1960; R. G r e e n w o o d, 1951; I. S e i n - m a n n, 1960), din diferențierea rocilor acide (R. E m m o n s, 1953), prin topirea sau resorbirea mineralelor melanocrate (N. B o w e n, 1928), prin asimilație de roci carbonatace (R. D a l y, 1933). S-a arătat, de asemenea, că unele masive alcaline au putut lua naștere prin procese metasomatiche (H. E c k e r m a n n, 1948; A l. C o d a r c e a, M. D e s s i l a - C o d a r c e a, V. I a n o v i c i, 1957; J. G i t t i n s, 1961).

În privința magmelor granitice, se admite că o cantitate redusă poate rezulta din diferențierea magmelor bazaltice, dar cea mai mare parte a maselor granitice sinorogene sau subsecvente se presupune că provine din topirea sialului (P. E s k o l a, 1961; E. R a g u i n, 1957; H. R e a d,

TABELUL 41
Analiza spectrală calitativă

Elemente principale	Fe	Ti	Si	Mg	Ca	Ba	Al
Elemente secundare	Cr	Mn	Na	Pb			
Elemente minore	Cu	V	Ni	Sr	Be	Nb	Ga
Elemente urme	Co						

După cum se vede din tabel, în gurile miarolitice apar, în afară de elementele minore prezentate mai sus și Nb, Sc, Tm, Hf. Pentru comparație au fost analizate calitativ și roca din jurul miarolitelor cum și separațiile melanocrate din același eșantion, separații descrise la pag. 70. Analiza calitativă a sienitului a pus în evidență Ba, V, Sr și Ga, iar cea a separației melanocrate Cr, Ba, V, Sr și Ga. Rezultă din aceste date că, concentrarea Ni, Nb, Sc, Tm și Hf a fost favorizată de soluțiile reziduale care se adunau în aceste goluri, în fază de răcire a magmei.

Ca o concluzie generală asupra geochimiei elementelor minore din rocile masivului Bîrzava se poate afirma că variația conținutului lor

1957; P. N. K r o p o t k i n, 1953; R. H u t c h i n s o n, 1956).

Masivul de la Bîrzava este alcătuit din ambele tipuri de roci intrusive: o serie de roci sienitice și o serie de roci granitoide. Cum rocile granitoide apar în cantitate mare, nu se poate presupune că ele au provenit din diferențierea unor magme bazaltice și nici că rocile alcaline ar proveni din diferențierea magmei acide, deoarece există asociate cu ele și intruziuni dioritice mai bazice. Contra unei atari presupunerii este și faptul că rocile alcaline nu sunt răspîndite în tot masivul, aşa cum sunt granitoidele.

De aceea, credem a fi mai plauzibilă posibilitatea ca magma din care au rezultat cele două



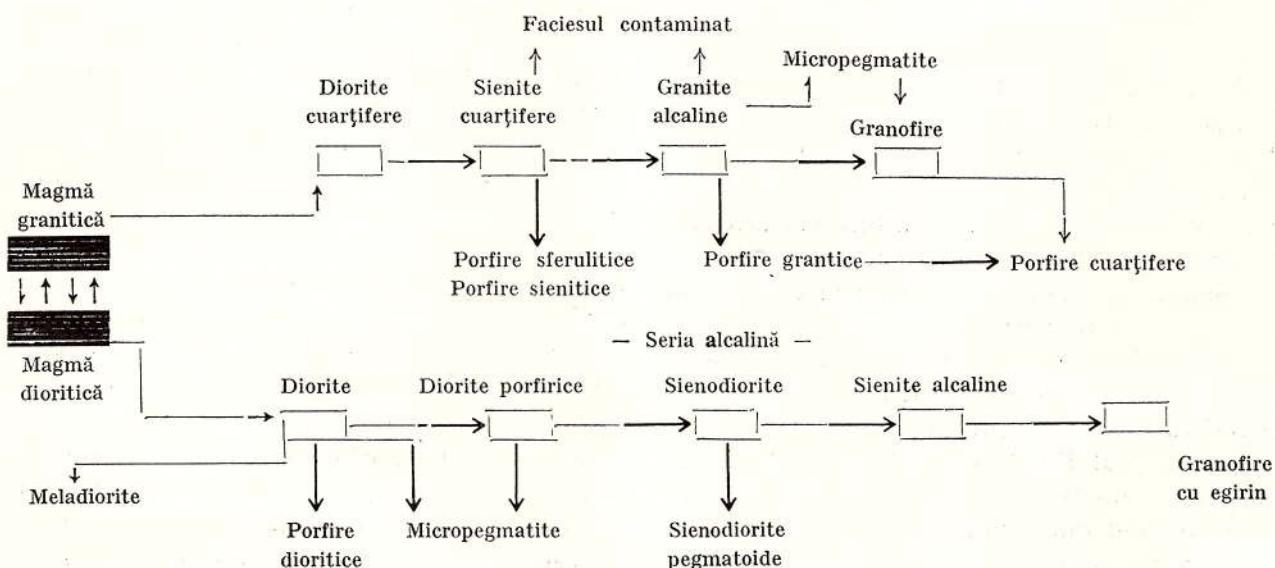
serii de roci să fi fost generată de două surse deosebite, dar printr-un proces comun, rocile rezultate formând o asociație unitară. Astfel, în timpul mișcărilor orogenice este mobilizată pro-

Murgoci, 1957; S. Tomkeieff, 1942), fie fenomenul de licuație prin termodifuziune (B. Zlobin, 1960), care au condus treptat la magme din ce în ce mai alcaline.

TABELUL 42

Rocile intrusive din masivul Bîrzava.

— Seria subalcalină —



babil din adâncime o magmă mai bazică cu caracter slab alcalin, din care au provenit intruziunile dioritice cu albăt, ce conțin adesea o hornblendă brună barkevikitică. Aceste intruziuni de dimensiuni reduse s-au produs pe planul de slabă rezistență din fundament, situat în partea de NE a masivului, pe care au venit anterior și magmele ofiolitice. Această magmă trebuie să se fi diferențiat din magma subbazaltică, din care a provenit și magma tholeiitică, dar mai tîrziu.

Intruziunile cu caracter dioritic se pare că au alcătuit o primă etapă de manifestare a magmatismului sinorogen, căci ele sunt mai intens afecțate de orogeneză și se încheie cu porfire dioritice, diorite porfirice și forme pegmatoide. După cum am văzut, aceste ultime produse ale magmei dioritice au un caracter din ce în ce mai alcalin, fapt pus în evidență mai ales de dioritele porfirice și de micropagmatitele cu granați.

În timpul mișcărilor orogenice slabe ale geosinclinalului, această magmă continuă să se diferențieze în adâncime și să se îmbogătească în alcalii și în fier, la aceasta contribuind în condițiile de temperatură înaltă din bazinul magmatic, fie acțiunea gazelor (G. Munteanu-

Sincron cu aceste procese, din cauza mișcărilor orogenice (H. Stillle, 1940; P. Kropotkin, 1953; A. Peive, 1962), cum și din cauza acțiunii magmei alcaline asupra părții inferioare a sialului (D. Korjinski, 1960), ia naștere o magmă acidă prin topirea unei părți a păturii granitice din substratul scoarței. În felul acesta, apar cele două magme de origini diferite, din care au rezultat rocile cu caractere petrografice și chimice diferite, pe care le-am descris mai sus.

Cele două magme nu evoluează însă independent. Între ele au loc schimburi de substanță astfel că, se produce o alcalinizare evidentă a magmei granitice sialice prin transfer de alcalii din magma alcalină și o slabă silicifiere a magmei alcaline prin transfer de siliciu din magma acidă, astfel că în produsele magmei alcaline nu se poate forma nefelinul. Aceste procese de schimb de substanță pot să fie, în sensul lui Korjinski, și cauza că rocile alcaline apar mai rar în ariile geosinclinale, unde se asociază de obicei cu intruziuni granitice (D. Korjinski, 1960), ele fiind răspîndite mai ales în zonele stable de platformă (C. Tilley, 1958; O. Vo-

robieva, 1960; I. Seimann, 1960). De aci mai departe, intruziunile care se produc, se comportă ca două serii apropiate, una alcalină — sienitică — și alta subalcalină — granitoidă — ambele păstrând caracterul primar alcalin res-

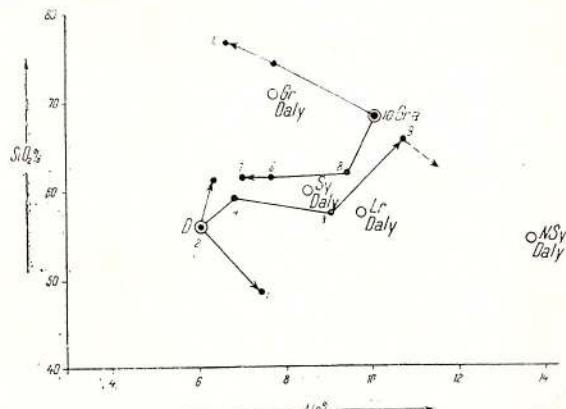


Fig. 59. — Diagramma SiO_2 : Alc.
Diagramme SiO_2 : Alc.

pectiv calcoalcalin, dar fiecare având întipărît în ea amprenta influenței celeilalte.

Rocile intrusive care au rezultat, sunt prezente în tabelul alăturat (tabelul 42). După cum se vede din tabel, dacă nu ținem seamă de monzo-sienitele cu nefelin, care apar în seria alcalină de la Oslo (T. Barth, 1952), asociația de roci intrusive de la Bîrzava se asemănă foarte mult cu aceasta, deși la Oslo intruziunile par a fi postorogene. Această evoluție este justificată și de repartiția rocilor în cadrul masivului, în care seria de roci alcaline se menține numai pe rama de NE, în timp ce suita granitoidă este răspîndită în tot masivul.

Cele două suite de roci ies foarte bine în evidență pe diagrama SiO_2 — Alc din fig. 59, după R. Emmons (1953). Astfel, seria alcalină cu diorite (D), micropegmatite, sienodiorite și sienite alcaline este reprezentată printr-o linie de diferențiere situată sub punctul de proiecție al „sienitului Daly“, iar suita granitoidă (Gr.a.) formează o linie situată deasupra acestui punct, linie care este paralelă cu prima; porfirele se plasează pe această linie mai sus de „granitul Daly“.

În afară de aceasta, se remarcă și o oarecare îmbogățire în alcalii a rocilor din suita granitoidă, care sunt răspîndite în brațul drept al masivului, în timp ce rocile din brațul stîng păstrează un caracter mai calcoalcalin. De aceea, între sienodioritele cu augit și sienitele cuartifere cu hornblendă din bazinul văii Irișorului nu

se poate stabili un contact brusc. Între rocile din brațul drept al masivului apar și roci de tranziție între cele două serii, aşa cum sunt granofirile cu egirin sau egirin-augit și sienitele alcaline cu un conținut mai ridicat de quart.

În drumul ei prin scoarță și mai ales în timpul când străbătea seria de Păiușeni, magma se contaminează cu material bazic din rocile ofiolitice, sau cu material silico-aluminos din șisturi. Acest fenomen este mai accentuat la magma granitoidă, care este mai activă. În urma acestui proces apar faciesurile mai bazice ale granitoidelor, aşa cum sunt dioritele cuartifere cu albit și granodioritele cu albit. Asemenea procese de contaminare au fost descrise și de alți autori (A. Jhingran, 1943; V. Maslenicov, 1960).

Fenomenul de asimilare a xenolitilor de roci bazice nu se face prin simplă topire, ci prin procesul de asimilare mineralologică (N. Bowen, 1928). Xenolitii mai mari sunt injectați de magmă ca în fig. 60 și desfăcuți în bucăți mai mici. Acestea suferă la rîndul lor fenomene de feldspatizare și de transformare a mineralelor melanocrate (S. Nockolds, 1933; K. Smulikowski, 1958), aşa cum se observă la unii xenoliți din rocile granitoide. În ei apar următoarele transformări: hornblendă → biotit + oxizi de fier; plagioclaz → albit + epidot.

Mineralele rezultate din aceste reacții sunt în echilibru cu magma și se păstrează ca atare în

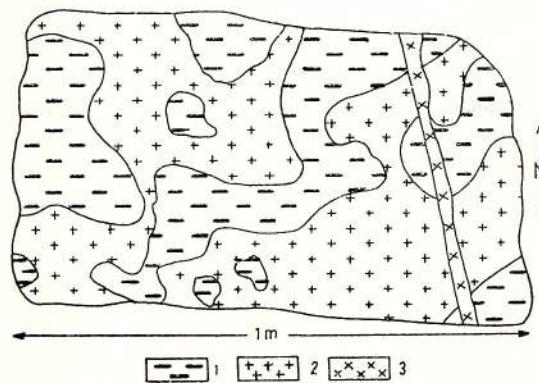


Fig. 60. — Xenolit (1) injectat cu sienit cuartifer (2) și aplit (3) pe pîriul Strîmna.
Xénolite (1) injecté de syénite quartzifère (2) et d'aplite (3).
Ruisseau Strîmna.

ea. În unii xenoliți se formează fenoblaste de albit introdus din magmă, uneori și aureole de albit fin maclat în jurul plagioclazilor, aşa cum vom vedea și la rocile din zonele externe de feldspatizare. În xenoliți din sienodiorite se for-

mează de asemenea, oligoclaz acid și uneori fenoblaste de hornblendă hastingsitică.

Acest proces se poate demonstra și din punct de vedere geochemical. Astfel, o analiză spectrală cantitativă efectuată de C. Udrăescu pe un xenolit de metagabbro, a pus în evidență elementele din tabelul 43.

au îmbogățit-o în biotit, mineral care am văzut că este mai abundant în faciesul contaminat al granitoidelor.

Procesul de contaminare se poate demonstra și geochemical. O analiză spectrală cantitativă, executată de C. Udrăescu pe o probă de granodiorit cu albit din faciesul contaminat al grani-

TABELUL 43
Analiză spectrală a xenolitului de metagabbro

Elemente	Ga	Sn	Pb	Ti	Mn	Co	Zr	Ni	V	Ba	Be
%	0,0025	urme	urme	>0,8	>0,2	0,0014	0,0315	urme	0,015	0,010	0,0005

Din acest tabel rezultă că în xenolit s-a produs o concentrație mai mare de Zr și de Be, în comparație cu celelalte roci bazice, elementele fiind introduse odată cu cele care au format mineralele invadatoare.

Xenoliții sănt astfel dezagregati și mineralele lor se împrăștie în magmă, unde pot fi digerate. Considerând că în momentul enclavării xenoliților în magmă, aceștia erau metamorfozați în condițiile faciesului de șisturi verzi, am calculat alături epinorma metagabbrodioritului analizat în tabelul 7 (tabelul 44).

toidelor de pe pîrîul Bavna, a dat rezultatele din tabelul 45.

După cum se vede din tabel, roca contaminată prezintă conținuturi mai ridicate de Ti, Mn, Co și V în comparație cu celelalte roci granitoide. Așa cum arată și V. Koptev-Dvornicov et al. (1960), concentrarea acestor elemente în magmele acide hibride probează contaminarea lor cu roci bazice. Deci, în procesul de asimilație se produce și un transfer de elemente minore din xenolitul bazic în magmă.

TABELUL 44
Epinorma metagabbrodioritului de pe pîrîul Irișorului

Minerale	Q	Ab	Ms	Zo	Gram	Fe-Ant.	Hm	Ru	Cp	Suma
%	1,9	35,7	7,8	22,2	19,6	6,6	5,6	0,1	0,5	100,0

TABELUL 45
Analiza spectrală a granodioritului cu albit

Elemente	Ga	Sn	Pb	Ti	Mn	Co	Ni	V	Zr	Ba	Be
%	0,0026	urme	0,0016	>0,8	0,160	0,0019	0,0010	0,0078	0,025	0,035	0,0004

Prin această metodă, folosită și de N. Snelling (1960), se poate arăta că prin asimilarea xenolitului, magma s-a putut îmbogăti mult în albit, epidot, hornblendă și clorit. Ultimele două minerale, ca și hematitul, reacționând cu magma

Xenoliții de șisturi metapelitice sănt de asemenea, asimilați prin procese asemănătoare. Epinorma șistului cloritos-sericitos de pe valea Monorăștia (tabelul 1) arată că prin asimilarea lui, magma a putut să se îmbogătească în cuarț, albit



și în cantitate mai redusă în mică, minerale care pot fi mai ușor „topite” (H. Winkler, 1962) și extrase din xenolit, în timp ce o mare parte din mice, mai ales biotitul, tend să se păstreze în xenolit (N. Snelling, 1960). Într-adevăr, în rocile acide și alcaline de pe pîrîul Boctăreștilor și pîrîul Babina se întîlnesc xenoliți de sisturi metapelitice, alcătuși actualmente numai din clorit format pe seama biotitului, ceilalți componente fiind asimilați de magma.

Din asimilarea xenoliștilor pelitici va rezulta de asemenea o contaminare a magmei, care se traduce printr-o slabă bazificare a sa, căci acest lucru au arătat P. Wyllie și O. Tuttle (1961), prin topirea argilelor se ajunge la o topitură de compoziție granodioritică.

Pe baza celor arătate mai sus, putem considera, aşa cum a presupus și S. Nockolds (1933), că xenoliștii suferă un proces de granitizare, iar materialul eliminat formează reversul acestui proces, contaminarea magmei. În acest fel, a luat naștere o magmă sintectică în sensul lui Lewinson-Lessing (Y. Ustiyev, 1961) și al lui A. Rittmann (1958).

Caracterul de roci diferențiate din magme care s-au amestecat între ele și care au suferit apoi procese de asimilație, este bine pus în evidență de diagrama ABC din fig. 61. Pe această diagramă, rocile intrusive din masivul Bîrzava se proiectează într-o asemenea dispoziție, că liniiile XX' și YY' sunt aproape paralele cu latura BC. Prin acest mod de comportare ele se asemănă cu rocile din intruziunile caledoniene din nordul Cazahstanului, serie pe care P. Kropotkin (1953) o consideră ca un exemplu tipic de asimilație.

Este probabil, că procesul de asimilație a influențat în măsură mai mare și raportul $\text{SiO}_2 : \text{MgO}$, care oscilează foarte mult la diferitele grupe de roci.

Prin procesul de diferențiere a magmei rezultă cele două serii de roci, ai căror termeni arată că indicele de diferențiere, (I. D. după C. Thornton și O. Tuttle, 1960), variază de la 54,86 în meladiorite pînă la 90,47 în granitale alcaline. Ambele serii de roci se îmbogățesc în alcalii pe măsură ce crește cantitatea de SiO_2 . Această tendință este demonstrată de diagrama $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ din fig. 62.

În afară de aceasta, diagrama mai scoate în evidență și cele două linii de diferențiere. Ast-

fel, se observă o linie de diferențiere care pornește de la meladiorite și trece prin dionite, sie-nodiorite și sienite alcaline, ajungînd la granite. Ea merge paralel cu linia de diferențiere a seriei alcaline din Hawai (HH), unele roci ajun-

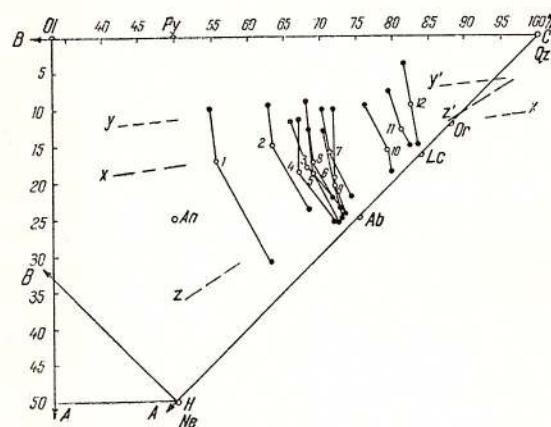


Fig. 61. — Diagrama compoziției chimice a rocilor intrusive.
Diagramme de la composition chimique des roches intrusives.

gînd pe linia de diferențiere a seriei cu bazalte — mugearite — trahite din Hebride (P.P.) descrisă de I. Muir și C. Tilley (1961). O a doua linie trece prin sienite cuarțifere (8) și ajunge la porfire granitice (11). Această linie este aproape paralelă cu linia de diferențiere a

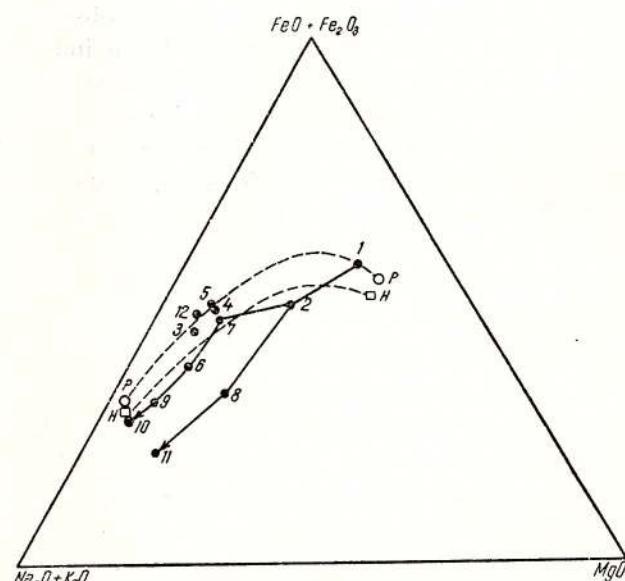


Fig. 62. — Diagramma $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. PP — seria alcalină din Hebride. HH — seria alcalină din Hawaii. 1—12 rocile din masivul Birzava.
 Diagramme $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.
 PP — série alcaline des Hébrides. HH — série alcaline du Hawaii. 1—12 les roches du massif Birzava.

seriilor calcoalcaline stabilită de Daly (F. Hatch et al., 1961).

Diagrama de variație din fig. 63 după S. Nockolds și R. Allen (1958), ne permite să stabilim sensul în care se face îmbogățirea în alcaliu a celor două serii de roci, care au fost

Rocile situate pe linia de îmbogățire în potasiu conțin de obicei biotit, unele și hornblendă verde înlocuită în parte cu mică.

Micropegmatitul cu granat (4) este foarte sărac în potasiu. Apariția granatului în această rocă este determinată de îmbogățirea magmei în Mn

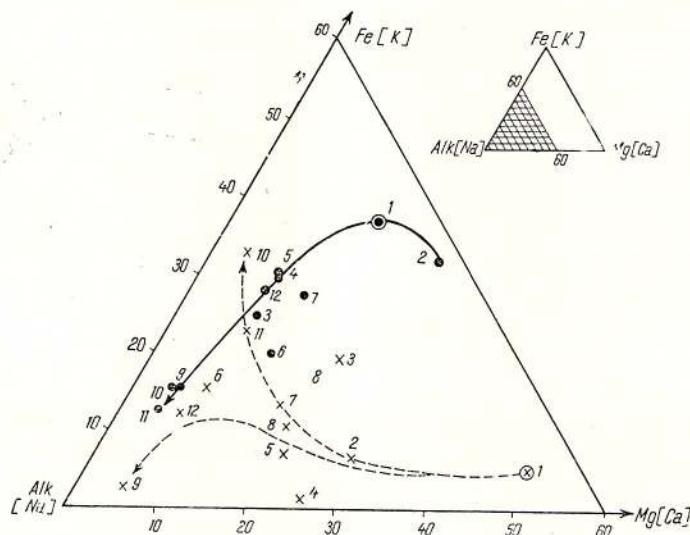


Fig. 63. — Diagramma Fe [K] — Mg [Ca] — Alc [Na].
Diagramme Fe [K] — Mg [Ca] — Alc [Na].

proiectate pe diagramă cu ajutorul valorilor elementelor rezultate din calculul celulei standard (tabelul 40). Ele se concentrează către colțul alcaliilor, la stînga liniei de 60% Na. Se observă clar o linie de diferențiere care indică o îmbogățire treptată în K, al cărei termen final este reprezentat de granitele alcaline. Această linie este caracteristică pentru unele magme calcoalcaline sau subalcaline. O a doua linie, este cea care pleacă de la diorite (1) și ajunge la sienite alcaline (9). Ea indică îmbogățirea în Na a seriei cu sienite și este caracteristică pentru provinciile alcălaine.

Acest mod de diferențiere a magmei a influențat diferit și asupra asociațiilor de minerale formate în cursul cristalizării celor două serii de roci. Rocile mai bogate în Na, cum sunt mela-dioritele, sienodioritele și sienitele alcălaine, au favorizat formarea mineralelor melanocrate de sodiu (B. Zlobin, 1960). Acestea cristalizează de obicei în interstițiile feldspațiilor împreună cu mineralele accesori, ceea ce indică modul de cristalizare agpaitic (E. Necișeva, 1960). O excepție face sienitul cuarțifer porfiric (6), care se proiectează printre rocile bogate în sodiu, dar care conține biotit ca mineral melanocrat.

(I. Krîlov, 1960) și Ti, precum și de deficitul de siliciu. După unii autori, el poate să se formeze fie din magma primară, fie datorită proceselor de asimilație, cum este cazul de față.

I) FENOMENELE DE AUTOMETAMORFISM

În continuarea procesului de cristalizare a magmei pe care l-am prezentat mai sus, în corpurile intrusive se dezvoltă fenomene de autometamorfism, determinate de soluțiile reziduale derivate din magmă.

Mai sus am descris transformările mineralogice, care apar în rocile intrusive sub acțiunea acestor soluții, asupra cărora nu mai insistăm. Aci am vrea să discutăm pe scurt aspectul petrologic al acestor fenomene în lumina datelor mai recente.

Bazat pe rezultatele obținute din studiul sistemului $K_2O - Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$, O. Tuttle (1961) a arătat că între stadiul magmatic și cel hidrotermal nu există un hiatus, aşa cum s-a presupus, ci că în timpul cristalizării magmelor granitice trebuie să se treacă neîntrerupt de la topurile de silicati apoase, la soluții hidrotermale. Aceste soluții se pot împărți, după ordinea în care se separă și după transformările

care le produc, în soluții tîrziu magmatice, post-magmatice și hidrotermale (F. Chayes, 1950).

În rocile intrusive din masivul Bîrzava au o dezvoltare impresionantă fenomenele de metasomatoză alcalină, determinate de soluțiile tîrziu magmatice. După cum am văzut mai sus, efectele unei metasomatoze potasice nu sunt prea evidente, astfel că, în afară de aureola de feldspat potasic din jurul plagioclazului, formată încă din stadiul magmatic, alte fenomene nu apar. În schimb, efectele metasomatozei sodice sunt generale; ele afectează atât feldspații pe care-i albiteză, cît și mineralele melanocrate, modificînd paragenezele formate în stadiul magmatic.

Fenomenele de albitezare pe care le suferă rocile, aparțin după datele lui A. V. Serebryakov (1961), metasomatozei de temperatură scăzută. Ele produc schimbări în compoziția mineralelor asemănătoare celor descrise de acest autor, de J. Gilluly (1933) și de E. Neciavea (1960). În afară de transformările care se produc în interiorul intruziunilor, ca albitezarea plagioclazului și înlocuirea feldspatului potasic cu albit fin maclat, aceste soluții apoase încărcate cu alcalii produc și fenomene de metasomatoză asupra rocilor din jur, aşa cum vom vedea mai departe.

J. Gilluly (1933) și G. Leedal (1952) au descris fenomene de albitezare în rocile intrusive, determinate de soluții încărcate cu sodiu, care au circulat în zonele cu fisuri. Observăm însă, că în masivul Bîrzava procesul de albitezare este general. De aceea, este mai sigur că aici soluțiile au circulat încă din stadiul tîrziu magmatic prin rețeaua de cristale formate și au continuat apoi să se scurgă prin porii pînă la răcirea completă a magmei; în stadiul final, cînd au apărut fisuri în rocile intrusive, soluțiile cele mai tîrzii au folosit aceste căi de acces, depunînd acum și carbonați sau oligist.

A. Beus et al. (1962), ca și A. V. Serebryakov (1961), au descris fenomene de albitezare dezvoltate pe zone largi, mai ales în părțile superioare ale corpurilor granitode intruse, în cupolele intruziunilor și au arătat cazuri în care, în funcție de concentrația Na în soluții, pot să apară roci cu riebeckit în granitele cu biotit. În lumina acestor observații, intruziunile de la Bîrzava ar reprezenta părțile superioare ale harpolitului, în care s-au concentrat soluțiile reziduale.

Transformările care se produc în rocile din seria alcalină, aşa cum sunt sienitele alcaline

alcătuite inițial din patru minerale componente — feldspat potasic, plagioclaz, cuarț, hastingsit — conduc uneori la roci cu trei minerale componente și anume, albit — cuarț — arfvedsonit, parageneză ce corespunde relației componenților inertii $Ki = 2$, stabilită de D. Korjinski (1953). În alte cazuri, mai rare, se ajunge la roci alcătuite din doi componenți ca albit — arfvedsonit sau albit — egirin. Aceste transformări se asemănă cu cele descrise de A. Beus et al. (1962) în diferite apogranite cu minerale melanocrate sodice, unde au fost determinate de soluții, în care concentrația ionilor de Na a crescut.

În afară de aceste parageneze, trebuie să semnalăm și modificări mai complicate, în care se trece de la roci cu patru componenți, ca feldspat potasic — plagioclaz — cuarț — hastingsit (augit), la roci cu cinci sau mai mulți componente, ca de exemplu, albit — cuarț — hastingsit — egirin — arfvedsonit și alte parageneze descrise mai sus. Acestea sunt însă stadii intermediare de transformare.

Rocile granitoide a căror compoziție este alcătuită tot din patru componenți, ca feldspat potasic — plagioclaz — cuarț — biotit (hornblenda) suferă și ele transformări, ajungînd la roci cu trei componenți: albit — cuarț — biotit — corespunzătoare asociației (C) după A. Beus et al. (1962); mai rar se ajunge la parageneza albit — cuarț și chiar la „albitite”, iar în cazul unor filonașe de feldspat potasic bogat în sodiu de pe valea Cigher am putea vorbi de „microclinite”.

Din punct de vedere chimic, fenomenele de autometasomatoză sodică au fost puse în evidență prin conținutul mai ridicat de Na_2O , în raport cu cel de K_2O și CaO din rocile intrusive. S-a văzut de asemenea, că norma CIPW indică pentru toate rocile relația $ab > or + an$. De aceea, pe diferitele diagrame triunghiulare în care am proiectat rocile, acestea se situează totdeauna spre colțul albitului, cînd acesta este luat în considerație la construirea diagramei, respectiv spre colțul $Na_2O + K_2O$.

Cu toate acestea, în majoritatea rocilor procesul de albitezare a afectat de obicei feldspații și nu s-a ajuns la înlocuiri mai avansate, în care să dispară mineralele melanocrate, decît în cazuri foarte rare. În acest sens, diagrama $Na_2O : CaO - SiO_2$ din fig. 64 arată că variația raportului $Na_2O : CaO$ descrie o curbă, care în porțiunea 45—55% SiO_2 este aproape paralelă cu



abscisa, după care începe să crească brusc, tînzînd ca între 60 și 70% SiO_2 să devină aproape paralelă cu ordonata. Termenii cei mai bogăți în Na_2O și mai săraci în CaO sunt sienitele alcaline și granitele alcaline. În cazul porfirelor, roci mai bogate în SiO_2 , se constată o abatere de la

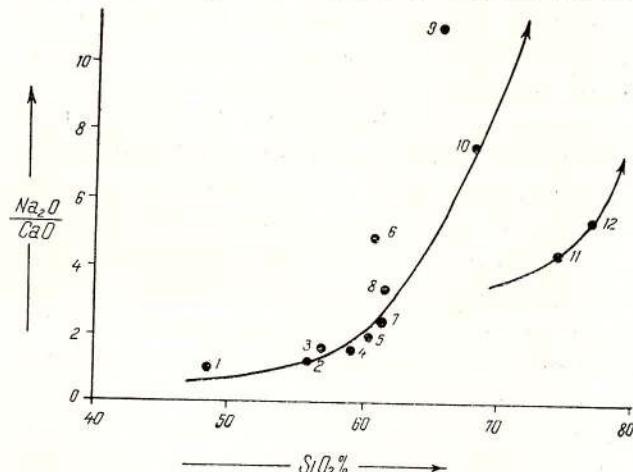


Fig. 64. — Diagramma $\text{Na}_2\text{O} : \text{CaO} - \text{SiO}_2$.
Diagramme $\text{Na}_2\text{O} : \text{CaO} - \text{SiO}_2$.

această curbă de variație. Rezultă deci, că procesul de albitezare s-a dezvoltat în limitele raportului inițial dintre feldspați, mineralele melanocrate și cuarț.

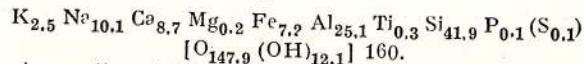
În privința originii albitalui care intervine în procesele de autometasomatoză din corporile granitoide, s-au emis diferite păreri. După unii autori, el ar proveni din diferențierea magmatică (F. Chayes, 1950; J. Rogers, 1961; O. Tuttle, 1961); după alții ar fi scos din feldspatul potasic în stadiile tîrziile de cristalizare (R. Emmons, 1953); o a treia părere presupune că ar rezulta în urma fenomenelor de înlocuire a plagioclazului cu microclin, eliberîndu-se albit (A. Beus et al., 1962). Este probabil însă, ca în unele cazuri să acționeze toți acești factori, iar în altele să predomine unul din ei. Astfel, în masivul Bîrzava, unde procesele de microclinizare nu sunt dezvoltate, pare mai ușor să presupunem că sodiu este adus de soluțiile reziduale apoase derivate din cristalizarea magmei.

Un alt proces autometamorfic este sericitizarea asociată cu epidotizarea parțială a plagioclazului, aşa cum am arătat la descrierea sienodioritelor. După F. Chayes (1950) acest proces ar fi determinat tot de soluțiile tîrziu magmatische. În dioritele porfirice procesul este foarte avansat și apare însotit uneori de turmalinizare, ultimul fenomen producîndu-se printr-un

proces de pneumatoliză ceva mai tîrziu decît stadiul tîrziu magmatic.

În acest caz, feldspați trec în sericit (muscovit) și zoizit, iar roca este invadată de turmalină (pl. III, fig. 2). Pentru a vedea schimburile chimice care s-au produs la transformarea rocii dioritice, prezentăm mai jos celula standard (T. Barth, 1948) a rocii transformate.

Diorit porfiric sericitizat și turmalinizat, valea Cigherului.



Această celulă standard, comparată cu cea a dioritului nealterat din tabelul 35 (analiza 2), dă următoarele diferențe de ioni :

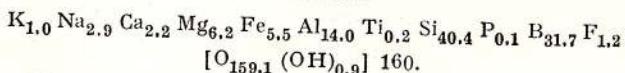
Introdus	Îndepărtat
K 1,7	Mg 5,9
Na 0,7	Si 10,4
Ca 4,6	<hr/>
Al 9,2	16,3 cationi
16,2 cationi și	
7,3 ioni (OH)	

Rezultă că în procesul de autometamorfism al dioritului s-a păstrat o mare cantitate de calciu, care a intrat în compoziția zoizitului și s-au introdus cationi de K, Na și Al, îndepărându-se cantități echivalente de Mg și Si.

În alte zone ale rocilor intrusive, mai ales în cele acide, ca și în rocile de contact, s-au produs fenomene de turmalinizare (pl. III, fig. 2) în stadiul pneumatolitic postmagmatic (A. Dolar, 1941; N. Eliseev, 1959). În rocile granitoide am arătat că turmalinizarea, care afectează anumite zone, conduce uneori la formarea de luxullante. În acest proces, feldspați nu mai sunt transformati în minerale micacee, ci sunt albitezati și înlocuiți treptat de turmalină.

Schimburile chimice care intervin în acest proces rezultă din diferența de cationi dintre celula standard a luxullianitului, pe care o prezentăm mai jos și cea a granitului alcalin din tabelul 40 (nr. 10).

Luxullianit



Rezultă următoarele diferențe :

Introdus	Îndepărtat
Fe 2,9	Si 20,5
Mg 5,5	Al 1,3
Ca 1,6	Na 6,7
10,0 cationi	K 4,0
31,7 ioni B și	Ti 0,1
1,2 ioni F.	<hr/>
32,6 cationi și	
2,5 ioni (OH)	

Se constată din aceste diferențe, că au fost eliminate elementele care intră în compoziția feldspațiilor și au fost introduse în cantitate mai mare ioni de Fe, Mg, B și F.

Uneori, se întâlnesc în rocile intrusive filoane de carbonați feriferi sau de calcit cu oligist, mai rar și cu albit, minerale care impregnează și roca din jurul lor. În unele cazuri, acestea sunt însotite de fenomene de piritizare a rocilor. O analiză spectrală cantitativă pentru elemente minore, efectuată de C. Udreescu pe o probă de sienit cuartifer piritizat, a dat rezultatele din tabelul 46.

manifestat, atât prin ridarea gradului de metamorfism regional al rocilor din interiorul masivului, în raport cu cele din afara lui, cât și printr-un metamorfism de contact termic mai avansat al rocilor din apropierea intruziunilor și prin fenomene migmatice larg răspândite. Aceste ultime două aspecte vom căuta să le tratăm separat, deși ele sunt intim asociate.

Metamorfismul de contact s-a realizat în timpul, sau către sfîrșitul mișcărilor orogenice și corespunde ca facies, metamorfismului regional sincron, din care cauză el se deosebește foarte mult de metamorfismul de contact al intruziunii.

TABELUL 46

Aanliza spectrală a sienitului piritizat

Elemente	Ti	Mn	V	Co	Ni	Ba	Zr	Be
%	>0,8	0,033	0,0013	0,0010	0,0010	0,0112	0,019	0,0002

Tabelul arată că din punct de vedere geochemical, procesul de alterare hidrotermală a sienitelor cuartifere se trădează prin îndepărțarea unei cantități variabile de Mn, V, Zr, Ba și Be din rocă.

Autorul a arătat că, în alte părți ale cristalinului munților Drocea se întâlnesc și filoane de carbonați cu oligist, uneori și cu puțin cuarț (H. Savu, 1962 a). Ele provin din soluții hidrotermale mai tîrzii, care s-au degajat din magma în timpul răcirei acesteia (P. Wyllie și O. Tuttle, 1960).

În general, filoanele de carbonați din rocile intrusive sunt rare și nu ajung să se dezvolte pînă la carbonatitele legate de rocile alcpine cu nefelin (J. Gard, 1960; S. Shand, 1947).

În perioadele mai tîrzii de manifestare a proceselor hidrotermale, cînd soluțiile nu mai conțin S și CO₂, se depune pe fisurile din rocile intrusive oligist.

lor postorogene (A. Harker, 1960; N. Eliseev, 1959). Astfel, el nu s-a produs aproape niciodată ca metamorfism izochimic, iar paragenezele sale au fost influențate totodată și de stres. Datorită acestor influențe specifice, el nu s-a manifestat peste tot cu aceeași intensitate.

Rocile bazice metamorfozate ceva mai intens la contact, se deosebesc mai greu de restul metabazitelor descrise la capitolul II, din cauză că, paragenezele lor nu diferă sau se deosebesc prea puțin unele de altele, astfel că, limita dintre ele este practic extrem de greu de stabilit. De aceea, noi nu le-am mai delimitat pe harta.

Mai sensibile la influențele de contact au fost șisturile metapelitice, care, dacă sunt influențate de acesta, se deosebesc net de șisturile cristaline din restul regiunii sau din interiorul masivului prin structură, culoare și prin paragenezele de minerale formate. Dar nici ele nu au suferit, de fapt, un metamorfism izochimic în înțelesul strict al acestei noțiuni. De aceea, separarea produselor de contact care am făcut-o, nu trebuie considerată că se referă la fenomene net deosebite, ci că reprezintă aspecte deosebite ale acelaiași fenomen general și anume metamorfismul de contact realizat în condiții sincinematice, fiind adesea însotit de aport de substanță. Din aceste motive, rocile metamorfozate trebuie să se numească „șisturi de contact” în sensul lui W. Pitcher și H. Read (1960). Rocă care ar

CAPITOLUL V

PETROLOGIA PRODUSELOR DE CONTACT ALE ROCILOR INTRUSIVE

După cum am menționat în cuprinsul lucrării, intruziunile au influențat la contact rocile bazice metamorfozate și șisturile cristaline din interiorul masivului. Influența acestui contact s-a



putea fi considerate corneene *s.str.* se întâlnesc mai rar.

O clasificare generală a tipurilor de metamorfism pe zone, în raport cu masivul de la Bîrzava și a produselor lor, încercăm să o prezintăm în tabelul alăturat (tabelul 47).

rului, au fost mai intens influențate de intruziunile care le străbat. Aici, metamorfismul de contact se oprește aproape brusc pe planul de contact de la NE, astfel că, șisturile de contact și intruziunile vin în relații directe cu roci de compoziție diferită, de unde rezultă că ele s-au me-

TABELUL 47

Zonele de metamorfism din masivul Bîrzava

Zona în raport cu masivul	Faciesul și subfaciesul de metamorfism	Metamorfismul	
		dominant	adiacent
externă	facies de șist verde, subfacies. cuarț-albit-muscovit-clorit.	regional	—
internă	facies de șist verde, subfacies. cuarț-albit-epidot-biotit.	regional	contact
Zona de contact cu injecții, soluții, etc.	facies de corneene albit — epidotice	contact	regional

A) RĂSPÎNDIREA ȘISTURILOR DE CONTACT ȘI STRUCTURA AUREOLEI DE CONTACT

În ceea ce privește răspîndirea rocilor care au suferit, pe lîngă metamorfismul regional și influențe de contact sincrone, constatăm că ele apar mai ales în jurul intruziunilor, în zone în care s-au produs injecții de tipul migmatitelor și în zone în care au circulat soluții magmatische. De aceea, și șisturile de contact sunt răspîndite mai ales în interiorul brațului drept al masivului, unde sunt, după cum am văzut, mai numeroase și intruziunile. Ele lipsesc sau sunt foarte slab reprezentate în partea de sud a masivului, ca și pe rama de NE, sau oriunde acesta a continuat să se ridice încă și după ce se consolidase în mare măsură.

În partea de sud a masivului, la exteriorul planului de contact, apar pe firul văilor roci injectate și cu un grad de metamorfism mai ridicat. Un metamorfism mai avansat au suferit și xenolitii din stock-ul de la Bîrzava. Pe rama de SE a masivului, aceste fenomene se fac mai puțin simțite, astfel că, șisturile din acoperișul masivului, situate între izvoarele văii Monorăști, dealul Costeștilor și valea Bîrzava, nu sunt afectate de influențe de contact.

Șisturile cristaline situate în zona cuprinsă între valea Bîrzava, pîrul Babina și pîrul Irișo-

tamorfozat la un nivel ceva mai adînc și au fost purtate în sus împreună cu corporile intrusive.

O situație asemănătoare este pusă în evidență și pe rama de nord a brațului drept al masivului, unde contactul dintre șisturile cristaline și șisturile de contact injectate este dat de un plan de laminare (fig. 65) astfel că, șisturile de contact din baza masei de roci bazice apar cartografic ca o aureolă a acesteia.

O dezvoltare mai largă au avut fenomenele de contact pe rama internă a masivului, situată în deschizătura celor două brațe ale sale (pl. VII, fig. 1). În această zonă, cu toate că între șisturile cristaline și masa de roci bazice s-au creat mișcări diferențiale în timpul orogenezei, sincron metamorfismului, se poate vedea totuși că contactul dintre cele două mari categorii de formațiuni este aproape concordant (pl. XII).

După cum reiese din hartă, în această zonă rocile intrusive sunt mai puțin răspîndite, din care cauză dezvoltarea mai mare a șisturilor de contact aci ne apare la prima vedere cu totul ciudată. Dar șisturile de contact din această zonă prezintă cele mai evidente indicii, că prin ele au circulat intens soluții reziduale; uneori apar și injecții acide concordante. Aceasta se poate explica ușor, dacă ținem seama de faptul că, so-



lujiile care veneau din adâncime, de la sursa magmatică, au întlnit în drumul lor masa de roci bazice cu structura de folosit, care s-a comportat ca un ecran ce permitea mai greu circu-

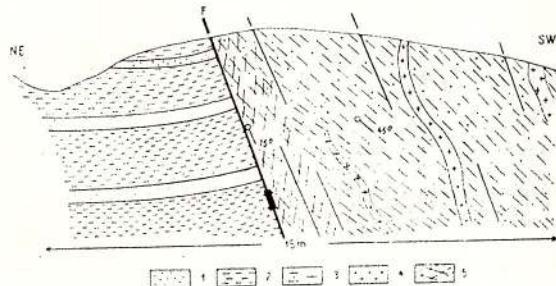


Fig. 65. — Relațiile dintre șisturile de contact injectate și șisturile cristaline din afara masivului. Valea Cigherului. 1, quartite; 2, șisturi sericitoase - cloritoase; 3, șisturi de contact; 4, injectii granitoide; 5, plan de laminare.

Les rapports entre les schistes de contact injectés et les schistes cristallins extérieurs au massif. Vallée Cigherul. 1, quartzites; 2, schistes sériciteux - chloriteux; 3, schistes de contact; 4, injections granitoïdes; 5, plan de lamination.

lația soluțiilor prin ea și le canaliza, astfel, să se ridice pe planul care reprezintă culcul său și care, după cum rezultă din profilele geologice, se ridică treptat spre interiorul brațelor structurii (pl. XIII).

În această zonă au avut o oarecare influență de contact și intruziunile mai mici, care apar în axul structurii hemianticlinale, cum sunt corpurile de sienite cuarțifere și de granofire.

Mai spre vest, în lungul brațului stâng al masivului, unde intruziunile sunt mai slabe, influențele de contact scad în intensitate, pînă ce șisturile și rociile bazice rămîn la gradul de metamorfism regional caracteristic în interiorul masivului. O mică zonă de șisturi de contact cu epidot mai apare pe valea Slatina, în jurul filoanelor de porfire dioritice și de porfire granitice.

Tinînd seamă de felul cum sunt răspîndite șisturile de contact în jumătatea de est a masivului, mai ales pe marginile sale, s-ar putea trage concluzia că și metabazitele din tot brațul drept al masivului au suferit același metamorfism. Dacă observăm însă harta, constatăm că în interiorul masei de roci bazice apar șisturi cristaline sericitoase-cloritoase obișnuite, fără influențe speciale de contact. De aceea, concluzia generală asupra metamorfismului de contact este că, el s-a produs în apropierea maselor de roci intrusive, în zonele cu injectii de magmă și în zonele

pe care au circulat soluții fierbinți, mai ales pe contactele masivului.

Din punct de vedere structural, rocile influențate la contact și-au schimbat prea puțin textura lor primară, numai în unele cazuri ea a suferit modificări mai importante.

Rocile bazice metamorfozate la contact au aproximativ aceeași structură blastoofitică sau blastohipidiomorfă și textură slab orientată.

Șisturile metapelitice din aureola de contact au suferit transformări mai importante. Ele au o foliație mai puțin evidentă decît cea a șisturilor cristaline din afara masivului, uneori prezentând tendință de a deveni compacte, cu spărtură aşchieasă, cum sunt corneenele, dar acestea sunt cazuri mai rare, întlnite mai ales la unii xenoliti și la unele roci din imediata apropiere a intruziunilor. La cele care prezintă încă o foliație, aceasta corespunde stratificației primare a rocii și deci și șistozitatii inițiale. De aceea, injectiile de magmă care au loc în ele se fac adesea paralel cu planul de șistozitate (fig. 66).

Elementele lineare din șisturile de contact sunt reprezentate prin striații, orientări de minerale în benzi lineare și prin microcute, ca și la șisturile cristaline. Direcția și căderea elementelor lineare corespund cu cele ale șisturilor cristaline din masiv, ele fiind formate în același timp și în cîmpul acelorași forțe orogene. Cutile și microcutele sunt mai caracteristice în aureola situată în deschiderea brațelor masivului, pe pîrîul Iri-

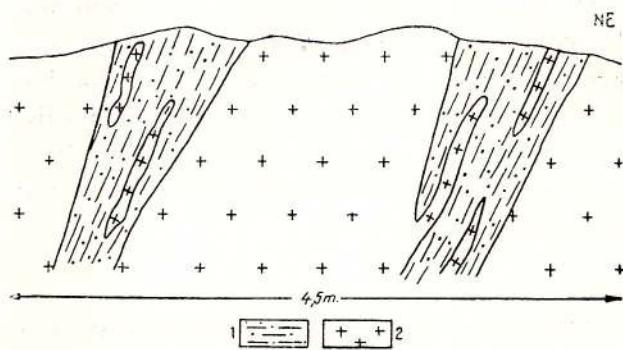


Fig. 66. — Șisturi de contact (1) prinse în sienite cuarțifere și injectate paralel cu foliația (2). Pîrîul Cigherului. Schistes de contact (1) inclus dans des syénites quartzifères et injectés parallèlement à la foliation (2). Ruisseau Cigherul.

șorului și pe pîrîul Cîrvaciului, așa cum sunt prezentate pe profilele I și II (pl. XIII).

După cum se vede pe profilul II, cutile s-au transformat uneori în clivaje de curgere, para-

lele cu axul cutelor, ajungînd în unele cazuri pînă la plane de laminare. La microscop, se constată că și la scară mică apar în multe zone microcute, care se transformă în clivaje, aşa cum se poate constata în fig. 67. Pe planele

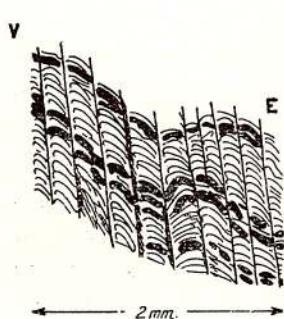


Fig. 67. — Clivaje în șisturile de contact de pe pîrul Irișorului.

Clivages dans les schistes de contact sur le ruisseau Irișorul.

sînt sincrone formării și diferă de clivajul care a apărut mai tîrziu și pe care l-am descris în capitolul III.

Alte elemente lineare caracteristice aureolei de contact din deschiderea brațelor masivului sînt formele lenticulare, elipsoidale de epidot și albit provenite din aporturi metasomatice, pe care le vom descrie mai departe. Acestea au de asemenea axul mare orientat pe direcția axului structurii hemianticlinale.

Cu toate că aceste procese ale metamorfismului de contact sincinematic se îmbină între ele, pentru o expunere sistematică a produselor lor, noi le vom împărți în : produse ale metamorfismului de contact termic realizat în condiții dinamice și produse ale fenomenelor de injectie și de metasomatoză.

B) PRODUSELE METAMORFISMULUI DE CONTACT

În această parte a lucrării vom trata rocile metamorfozate la contact, în a căror compoziție nu sînt evidente aporturi străine — șisturile de contact metamorfozate aproximativ izochimic. Rocile care au suferit un astfel de metamorfism sînt șisturile pelitice, cuarțitele și rocile bazice. Ele se aseamănă cu șisturile de contact din munții Highiș (D. Giușcă, 1962).

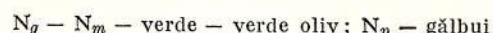
a) Metamorfismul rocilor pelitice

Metamorfismul rocilor pelitice este mai intens în apropierea intruziunilor de pe valea Cigher și la xenoliști prinși în rocile intrusive și scade treptat spre exteriorul cauzei metamorfozante. Cu toate acestea, paragenezele de minerale se schimbă prea puțin, iar variațiile care apar între diferențele tipuri de roci se remarcă mai ales în structura lor, care poate fi compactă la rocile din apropierea contactului și mai șistoasă la cele situate la o distanță mai mare de intruziune. Culorarea rocilor se schimbă de asemenea, ea fiind neagră la rocile mai compacte și neagră-verzue sau verde la șisturile de contact mai îndepărtate de intruziuni.

Rocile mai intens metamorfozate au caractere apropiate de ale corneenelor cu structură decusată și textură aproape masivă (pl. VI, fig. 4). Ele sînt alcătuite dintr-o țesătură de foițe de mică albă sau de biotit, de regulă fără o orientare preferențială astfel că, o șistozitate nu mai este așa evidentă. Printre foițele de mică apar granule de cuarț, albit și de epidot sau de minerale opace. La cele mai multe șisturi de contact din regiune însă, structura este de obicei lepidogranoblastică, iar textura șistoasă, cu o foliație evidentă. În aceste roci, mineralele micacee sînt orientate în planul foliației. O astfel de succesiune de șisturi de contact a fost descrisă de W. Pitcher și H. Read (1960) în aureola de stres din Donegal.

În funcție de paragenezele mai caracteristice, rocile de contact s-ar putea separa în roci de contact micacee, roci de contact micacee cu albit și roci de contact micacee cu epidot.

Biotitul se prezintă sub formă de lamele fine, ale căror dimensiuni variază între 0,007 și 0,14 mm. Uneori, ele se dezvoltă sub formă de porfiroblaste, ce pot să ajungă la un diametru de 0,56 mm. Conturul lor este de obicei neregulat, dar în unele cazuri se întâlnesc și forme hexagonale. Biotitul este o varietate cu următorul pleocroism :



După aceste caracteristici el corespunde variației în care raportul $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3 = 2 : 1$ (A. Winchell și H. Winchell, 1951). În unele cazuri însă, mai ales la xenoliști, culorile biotitului trec la tonuri de verde bruniu sau chiar brun deschis. Biotitul este răspândit în rocă de

obicei uniform, dar în alte cazuri formează aglomerări de porfiroblaste, ajungînd să se realizeze structuri glomeroblastice (G. Goodspeed, 1959). Uneori, el prezintă incluzuni de albit, sau de albit și foite de muscovit care-i dau o structură poikiloblastică. În unele roci, biotitul conține separații reticulare de sagenit.

În concluzie, se poate spune că în xenoliți și în apropierea nemijlocită a intruziunilor, biotitul are culori brune sau brun-verzui și cu cât ne îndepărțăm de contact, el devine verde.

Muscovitul participă de obicei în masa fundamentală a rocilor și nu formează porfiroblaste. El are dimensiuni cuprinse între 0,008 și 0,20 mm. În unele roci se observă o acumulare de foite de muscovit cristalizate mai larg decât în restul rocii, cuiburi care au uneori pe margine foite de biotit, iar în interior cîteva granule de pistațit. S-ar părea că ele au înlocuit un silicat de aluminiu ca andaluzitul, mai ales că structura lor diferă de cea a pinitului și deci nu se poate suspecta și cordieritul.

În aceași rocă, muscovitul umple unele filoase groase de 0,11 mm, care o străbat și în care foitele stau perpendicular pe pereți, iar mineralele melanocrate din apropiere au fost spălate, căci masa rocii din jur este formată numai din muscovit, albit și cuarț.

Aceste roci de contact au un caracter mai micaceu și sunt alcătuite în cea mai mare parte, din muscovit, biotit, cuarț și magnetit. Ele au provenit din metamorfismul filitelor sericitoase-cloritoase cele mai pure.

Unele sisturi de contact, care au provenit din pelite impure, conțin albit și epidot în cantitate mai mare. Albitul din aceste roci se prezintă sub formă de xenoblante cu dimensiuni reduse (0,004—0,08 mm), care se pot acumula uneori mai multe la un loc. În dezvoltarea lui, albitul include adesea foite de muscovit. Alte ori, cristaloblastele de albit au și ele tendința de a forma porfiroblaste de dimensiuni mai reduse, ce pot atinge 0,30 mm lungime. Tot sub formă de granoblaste apare și cuarțul, dar acesta participă în cantitate redusă și are dimensiuni mai mici.

Pistațitul apare în rocile de contact micacee cu epidot. El se prezintă sub formă de cristaloblaste mai rar izolate, de obicei acumulate sub formă de cuiburi (pl. VII, fig. 2). În unele cazuri se formează cumuloblaste alcătuite din epidot, albit, și biotit uneori cu magnetit și pirită,

sau cuiburi de epidot și muscovit. El este un pistațit pleocroic în culorile galben-citron și galben-verzui. Uneori, aceste roci sunt străbătute și de filonașe cu epidot pe margine și pirită în interior. Aceste filonașe sunt orientate adesea după două direcții, care fac între ele un unghi de aproape 90°.

Alte minerale care se întâlnesc în rocile de contact pelitice sunt magnetit, apatit, zircon și grafit. Magnetitul care apare uneori în cantitate mai mare, se prezintă de obicei sub formă de idioblastă, ale căror fețe sunt însă zgrunțuroase. Cristaloblastele de apatit și zircon sunt și ele de obicei idiomorfe, în timp ce grafitul se prezintă ca un praf fin.

Se poate presupune că sisturile de contact cu epidot au provenit din sisturi pelitice carbonatice.

Unii xenoliți de roci pelitice inclusi în grani-toidele de pe pîrîul Strîmna și de pe valea Cigherului, au fost transformați în corneene cu structură decusată, porfiroblastică și textură masivă; culoarea lor este neagră mată. Ei sunt alcătuși din muscovit, biotit, albit, epidot, magnetit și alte minerale accesori. Muscovitul formează masa fundamentală a rocii și alcătuiește uneori cuiburi aproape monominerale, adesea cu puțin epidot, aşa cum am văzut mai sus. Biotitul este varietatea cu tonuri brune sau verde bruniu și se dezvoltă de obicei sub formă de porfiroblaste mai mari, cu structură poikiloblastică, ce includ albit și muscovit sau cuarț. Uneori, apar și cuiburi de turmalină, ca în sisturile de contact afectate de fenomene metasomaticice.

b) Metamorfismul cuarțitelor

Cuarțite care au suferit fenomene de contact se întâlnesc la gura pîrîului Omornii și la NW de Corlat. Aceste roci au o culoare cenușie, structură blastopsamitică și textură slab orientată. Ele sunt alcătuite din cuarț, feldspati, biotit, clorit și minerale accesori.

Cuarțul participă în cantitate foarte mare (cca. 60%) și se prezintă sub formă de granoblaste cu contur neregulat și cu extincție ondulată; unele granule au recristalizat complet, iar altele au crescut numai pe margini. Feldspatul (An 6—7) care a recristalizat în măsură mai mare, alcătuiește de asemenea xenoblante care au macle după legea albitului, de regulă slab dezvoltate. El este întesat, în porțiunile recristalizate, cu cristale foarte fine aciculare de hematit gălbui.

Cimentul fostei gresii a recristalizat și este reprezentat acum prin foițe fine de biotit verde, care se transformă uneori în clorit. În afară de aceste minerale, mai apar în interstițiile granoblastelor de cuarț și feldspat, cristale de magnetit sau limonit, titanit sau leucoxen și turmalină. Aceasta din urmă străbate roca sub formă de filonașe sau formează cuiburi în ea.

c) Metamorfismul rocilor bazice

Metamorfismul de contact al rocilor bazice s-a produs în aceeași condiție de stres și a fost însotit, mai mult sau mai puțin, de soluții ce porneau din magma intrusă. De aceea, transformările produse s-au realizat de obicei cu păstrarea structurii relicte, modificările afectând mai ales mineralele melanocrate. Modificări mai importante au suferit rocile din apropierea nemijlocită a contactului și enclavele de roci bazice incluse în rocile acide.

Procesul de metamorfozare incipientă se observă la unele metadolerite de pe valea Cigherului. Aceste roci au structură blastoofitică și păstrează încă stinghiile de plagioclaz, care au însă marginile neregulate. Hornblenda cuprinsă între ele a trecut într-un agregat fin de biotit, epidot, granule de magnetit, păstrându-se pe alocuri relicte din ea, care arată că este o hornblendă slab verzue.

Metadolenele, ca și metagabbrourile mai apropiate de contactul cu intruziunea de pe valea Cigherului, au suferit fenomene mai avansate de recristalizare. Structura lor este mai complicată, în sensul că peste structura blastoofitică s-a suprapus un proces de recristalizare a mineralelor, inclusiv a feldspatului, tinzîndu-se spre o structură granoblastică cu porțiuni relicte din cea blastoofitică.

Plagioclazul cu compoziția albitului (An 7—8), care înainte se găsea sub formă de cristale mai larg dezvoltate ($0,32 : 1,44$ mm), a recristalizat într-un agregat albitic mai fin (0,05 mm). Acesta înlocuiește parțial sau total vechiul plagioclaz, procesul dezvoltîndu-se cu totul neregulat; el atacă mai întîi marginile cristalelor. Granulele de plagioclaz nou format prezintă rar macle și atunci cînd apar, ele sănt cu totul neclare. Restul de plagioclaz, care nu a recristalizat, este înțesat cu cristale fine de clinozoizit sau de pistătit.

Toată masa de feldspat este înțesată cu minerale melanocrate reprezentate prin foițe de biotit, hornblendă verzue și magnetit, peste care a crescut albitul în recristalizarea sa. Hornblenda este o varietate pal verzue, cu dimensiuni cu prinse între 0,05 și 0,75 mm. Ea prezintă:

N_g	— verzui-albăstrui
N_m	— verde-bruniu
N_p	— gălbui-slab verzui
cN_g	= 18°

Biotitul este o varietate verde-brunie, dezvoltată în foițe fine (0,016—0,16 mm). În țesătura de minerale melanocrate se întâlnesc uneori și foițe de mică mai largi, care au aspecte de porfiroblaste, ce pot ajunge pînă la 0,5 mm diametru. În foițele mai mari, apar adesea forme de saganit și incluziuni de epidot, granule de oxizi de fier, magnetit înconjurat uneori de leucoxen, iar pe planele de clivaj se observă un praf fin, opac.

În rocă se formează ici și colo, cuiburi de cuarț, albit și biotit, în care ultimul se dezvoltă în foițe mai mari. Albitul din aceste cuiburi este mai proaspăt decît cel din restul rocii. Mai rar apar și cristale de turmalină. Aceste cuiburi indică și un aport de substanță sincron cu metamorfismul de contact.

Metamorfismul șisturilor verzi tufogene este vizibil în apropierea intruziunilor. În unele roci apare parageneza cu albit-hornblendă-epidot-biotit descrisă și la ortorocile de mai sus.

În altele însă, întâlnite la contactul cu stock-ul de la Bîrzava, se trece la parageneza alcătuită din albit-epidot-biotit cu cuarț, magnetit și titanit. Plagioclazul, cu compoziția de albit (An 7), este tulbure și prezintă incluziuni numeroase de biotit și de epidot. Marginile sale sănt neregulate și cresc peste mineralele din jur.

Mineralul melanocrat este reprezentat printr-un biotit verde, care este orientat paralel cu foliația și trece pe margini la penin. Datorită foliației și compoziției mineralogice, aceste roci de contact se asemănă ca un gnais biotic. În benzile fine de biotit, apar granule de pistătit și de magnetit. Între granule de epidot se ivesc uneori și granule mai mari de clinozoizit.

Peste șistozitatea primară a rocii s-a suprapus un clivaj, care formează un unghi foarte mic cu planul foliației. Pe aceste plane de clivaj, care s-au format sub presiunea laterală a masei de granitoid ce se ridica, s-au dezvoltat foițe de biotit verde.



Un metamorfism mai avansat se observă la xenoliții de rooi bazice incluși în sienodiorite. Astfel, un xenolit de pe valea Lupoiaia (pl. VII, fig. 3) are structură granonematoblastică și textură slab orientată moștenită de la metagabbrouri. Peste textura orientată, ce abia se mai recunoaște, s-a suprapus recristalizarea în condițiile existente în interiorul magmei. Astfel, plagioclazul care alcătuiește masa fundamentală a rocii, a crescut peste o țesătură alcăută din hornblendă fibroasă, granule de epidot, titanit și forme vermiculare de magnetit (pl. VIII, fig. 1) dezvoltate simplectitic cu hornblenda.

Plagioclazul a crescut uneori sub formă de fenoblaste, ce pot ajunge pînă la 4—5 mm diametru; el poate forma glomeroblaste, în jurul căroror apar unele granule de magnetit, pe care le-a împins în lături plagioclazul în dezvoltarea sa (G. Goodspeed, 1959).

Xenolitul este străbătut de filonașe cu albit, cuart, epidot, biotit verde și ilmenit. În aceste filonașe s-au format uneori fenoblaste de hornblendă hastingsitică de tipul celei din sienodioritul gazdă. Acestea indică fenomene de metasomatiză, pe care le vom discuta mai departe.

C) CONSIDERAȚII ASUPRA MINERALOGIEI AUREOLEI DE CONTACT

Paragenezele de minerale din rocile bazice metamorfozate la contact nu diferă prea mult de cele descrise la metamorfismul regional din interiorul masivului. Recristalizările pe care le suferă plagioclazul și transformările mineralelor melanocrate arată totuși, că procesele metamorfice au fost mai intense.

Mai importante sunt transformările care apar în șisturile pelitice, în care am arătat că mineralul caracteristic este un biotit verde bogat în FeO, care, în apropierea contactului și în xenoliți, trece la o varietate brună sau brun-verzuie. W. Pitcher și R. Sinha (1958) au arătat de asemenea, că în aureola Ardara biotitul din apropierea contactului este puternic pleocroic în roșu și prezintă un conținut ridicat de Fe și Ti, iar în aureola mai externă este mai bogat în Mg și K. Aceste date par să ateste cele stabilite de noi, dacă ținem seama de faptul că biotitul brun din apropierea contactului conține separații de sagenit, ce indică eliminarea titanului din rețea, după ce mica a cristalizat. Pentru aceeași considerente, se poate presupune că biotitul este mai bogat și în fier, aşa cum a sugerat C. Tille y

(1926) că, creșterea conținutului de fier ar depinde de creșterea gradului de metamorfism.

O problemă mai puțin clară este absența silicătilor de aluminiu din această aureolă. În pri-vința cordieritului, W. Pitcher și H. Read (1960) sugerează că nu s-ar putea forma într-o aureolă de stres, ci numai într-o statică. Ei admit totuși, posibilitatea de formare într-o astfel de aureolă a andaluzitului. Formarea acestuia ar fi posibilă în roci bogate în ioni bivalenți ca Fe^{2+} și Mg^{2+} , iar după D. M. Roy (1954) ionii de Mg^{2+} și Ca^{2+} ar favoriza de asemenea, formarea andaluzitului.

În aureola de contact de la Bîrzava, andaluzitul lipsește, dar mai sus am arătat că în xenoliții de roci pelitice și în șisturile de la contact apar cuiburi de foile de muscovit, care înlătăre poate un andaluzit, ce s-ar fi format ceva mai înainte. W. Pitcher și R. Sinha (1958) au semnalat formarea foilelor de muscovit după mineralele de aluminiu, transformare pe care o pun pe seama unui aport de potasiu din magma. Existența unei metasomatoze alcaline în aureola de la Bîrzava, pe care o vom discuta mai departe, ar justifica acest punct de vedere. În munții Highiș, D. Giuşcă (1962) a descris cordierit înlătărit de lamele de mică la contactul granitelor mai tîrziu și mai active.

D) CONDIȚIILE DE METAMORFISM ÎN AUREOLA DE CONTACT

Possibilitatea stabilirii condițiilor de metamorfism în aureola Bîrzava, este puțin umbrită de procesele metasomaticice care au acționat concomitent asupra rocilor. Totuși, asociațiile de minerale s-au păstrat în cea mai mare parte.

După cum am văzut din descrierea petrografică, paragenezele caracteristice în aceste roci depind de compoziția materialului inițial. Șisturile de contact metapelitice pun în evidență parageneze destul de constante, atât în exteriorul aureolei cât și în xenoliți. Acestea sunt:

- (1) cuart (\pm albit) — muscovit — biotit
- (2) cuart — albit — epidot — muscovit — biotit

Cuartitele metamorfozate conțin parageneza:

- (3) cuart — albit — biotit

În rocile bazice metamorfozate la contact apar următoarele parageneze:

- (4) albit — epidot — actinolit — biotit (\pm cuart)

(5) albit — epidot — biotit — cuart
Numai xenoliții de roci bazice din sienodiorite conțin parageneza :

(6) albit — hornblendă

Această ultimă parageneză, dacă nu ținem seama de feldspatul care a fost albitizat odată cu cel din roca gazdă, ea trebuie să fi apărținut inițial faciesului de corneene amfibolice.

Paragenezele (1) — (5) aparțin fostului facies de corneene epidot — amfibolice și corespund intensității metamorfismului de contact din munții Highiș (D. Giușcă, 1962). Acest facies a fost denumit în ultimul timp faciesul de corneene albit — epidotice (W. Fyfe et al., 1959), (F. Turner și J. Verhoogen, 1960) și este caracteristic în aureolele externe, sau ca facies singur în aureolele slab dezvoltate, așa cum este cea de la Bîrzava. Aici, cu toate că există unele gradații ale intensității de metamorfism de la exterior spre rocile intrusive, faciesul albit — epidotic este general. Numai enclavele din sienodiorite, unde magma a avut o temperatură mai ridicată, au trecut la corneene amfibolice, dar acestea au o importanță mai mică.

Mai jos, prezentăm analizele chimice a două șisturi de contact din aureola Bîrzava.

Șist de contact cu muscovit și biotit,
valea Cigherului (B)

%

SiO ₂	51,85	51,43
Al ₂ O ₃	23,57	19,60
Fe ₂ O ₃	4,48	4,72
FeO	4,44	4,50
MgO	0,90	3,00
CaO	2,35	7,80
Na ₂ O	7,80	5,36
K ₂ O	1,80	1,72
TiO ₂	0,40	0,24
P ₂ O ₅	0,12	0,17
MnO	0,22	0,32
S	0,12	urme
CO ₂	urme	0,80
H ₂ O + 105°C	2,01	0,19
H ₂ O - 105°C	0,18	0,11
B	0,11	—
Suma :	100,35	99,96

Analist : A.I. Dânciulescu

Proba B este colectată în zona cu injecții magmatische paralele de pe valea Cigherului, unde s-a manifestat și un aport de sodiu, iar proba C reprezintă un șist de contact din zona cu aport de epidot și albit de pe pîrîul Bîlvanului.

În tabelul alăturat (tabelul 48) prezentăm valorile ACF ale celor două roci de mai sus.

TABELUL 48
Valorile ACF ale șisturilor de contact

Roca	A	C	F
B	31,1	21,3	47,6
C	31,2	31,3	37,5

Valorile calculate au fost proiectate pe diagrama ACF din fig. 68. Pe aceeași diagramă a fost proiectat și șistul sericitos-cloritos (A) de pe valea Monorăștia, discutat în capitolul I (tabelul 1); tot pe această diagramă am proiectat un epidozit filonian ce străbate metagabbrourile (punctul 42).

După cum se vede, cele două analize se proiectează pe diagramă în cîmpul epidot-biotit (clorit) și corespund astfel faciesului de corneene cu epidot. Din cauza aportului de substanță din soluții, ele se deplasează din cîmpul de proiecție al șistului sericitos-cloritos mai pur (A).

Din aceste date rezultă că aureola de stres de la Bîrzava s-a format la o adîncime mică, unde a fost caracteristică o presiune scăzută, o presiune a vaporilor de apă moderată, iar

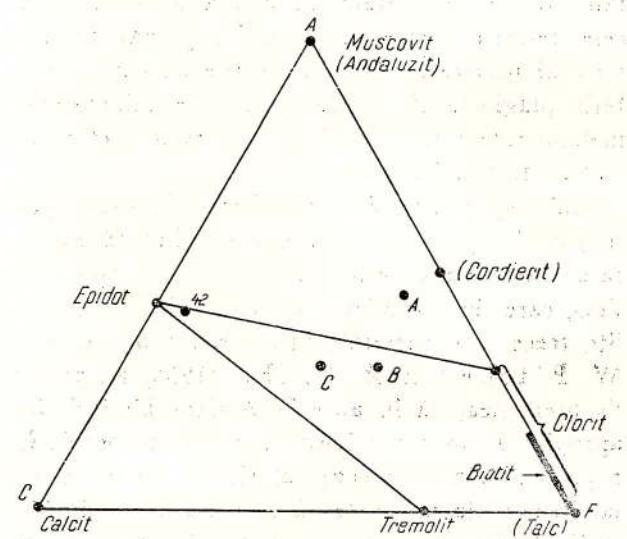


Fig. 68. — Diagrama ACF pentru șisturile de contact.
Diagramme ACF pour les schistes de contact.

temperatura a fost minimă. Din cauza mișcărilor orogene, paragenezele sale diferă de ale altor aureole de contact. Ea corespunde aureolei intruziunilor granitice în epizonă (A. Budini-

gton, 1959). Cu toate că intruziunile au fost determinante să-și adapteze nivelul de energie termică la nivelul energetic regional, ele s-au găsit în disarmonie (M. Walton, 1955) față de șisturile cristaline singenetice. Această diferență de temperatură s-a concretizat în aureola de contact.

În ceea ce privește temperatura la care s-au metamorfozat șisturile de contact, după cum arată paragenezele stabilite, ea trebuie să fi fost mai mare decât cea în care s-au metamorfozat rocile din interiorul masivului în subfaciesul cuart-albit—epidot—biotit din metamorfismul regional. Pe baza considerațiilor pe care le-am făcut în capitolul II asupra condițiilor în care se realizează acest subfacies, presupunem că temperatura de formare a aureolei de contact trebuie să fi fost cuprinsă între cea a subfaciesului cuart-albit—epidot—biotit și temperatura de formarea subfaciesului cuart—albit—epidot—almandin, adică, mai sus de 300°C, respectiv în condițiile subfaciesului epidot-amfibolitic (T. Barth, 1952). Ea corespunde astfel condițiilor în care s-au format șisturile de contact din munții Higheș (D. Giușcă, 1962).

E) PROCESELE DE INIECȚIE ȘI FILOANE HIDROTERMALE

Masa de roci din aureola de contact a fost injectată adesea cu magmă acidă, atât în jurul intruziunilor, cât și în zone mai îndepărtate. Din acest proces au rezultat roci mixte ce amintesc adesea structura migmatitelor arteritice, descrise de J. Sederholm (1923) și de N. Elisseev (1959) în regiuni cu grad de metamorfism mai ridicat. Fenomenul de iniecție se menține în interiorul limitelor masivului și demonstrează astfel, că este legat de intruziunile granitoide tîrziu cinematice. El însuși a început în timpul mișcărilor orogenice și s-a continuat pînă ce au încetat intruziunile.

Din punct de vedere structural, deci după forma și mărimea iniecțiilor, rocile injectate se pot separa în migmatite paralele (lit-par-lit), lenticulare și oculare, migmatite reticulare, migmatite cu iniecții difuze și agmatite.

Ca o caracteristică generală a acestor roci putem semnala faptul că, materialul injectat corespunde granitelor și sienitelor cuartifere, mai mult sau mai puțin contaminante. Injecțiile lenticulare și oculare apar, atât în aureola de șisturi de contact, cât și în rocile bazice metamorfozate,

iar cele reticulare s-au format numai în metabazite.

O. F. Tuttle (1951) a arătat mai de mult, că între stadiul magmatic și cel hidrotermal nu există un hiatus. Și într-adevăr, pe teren fenomenele de iniecție magmatică sunt intim asociate cu produse tîrziu magmatice și hidrotermale. Aceste ultime produse, cu caracter rezidual, au fost injectate în masa de roci înconjurătoare încă din timpul ultimelor mișcări orogenice. Așa au luat naștere lentilele de albit, cuart, carbonați și oligist din șisturile cristaline și filonașe de microclinite. Unele filoane hidrotermale, cele mai tîrzii, străbat rocile discordant pe fisurile care au apărut după mișcările orogenice.

Toate aceste procese s-au dezvoltat paralel cu evoluția magmei granitoide intruse, așa cum am descris-o mai sus, astfel că, fiecare stadiu al său a acționat asupra rocilor din jur într-un fel specific. O dată cu fenomenele de iniecție, s-au dezvoltat și procese de metasomatoză. Petrologia acestor iniecții și a fenomenelor conexe o vom discuta mai jos.

a) Injecțiile paralele, lenticulare și oculare

Astfel de iniecții, formate în rocile bazice metamorfozate, apar mai caracteristic pe malul drept al văii Cilodia și pe cursul inferior al văii Bîrzava, în apropierea contactului cu granitoidele, așa cum s-a arătat pe hartă (pl. XII).

Pe valea Cilodia, magma granitoidă injectează concordant paleosoma, alcătuită dintr-o alternanță de roci bazice metamorfozate și șisturi sericitoase cloritoase (fig. 69). Injecțiile au lungimi de cîțiva metri pînă la cîțiva centimetri; în unele cazuri, iau naștere forme oculare alungite, uneori aproape sféricice (10 cm diametrul), în jurul căror paleosoma este ondulată.

Materialul introdus în aceste migmatite este alcătuit din sienite cuartifere contaminate, care ajung pînă la granodiorite cu albit. El prezintă o foliație asemănătoare faciesului orientat al granitelor din stockul de la Bîrzava, cu aspect gnaisoid, în care lamelele de biotit se dispun în benzi ondulate, ce prind între ele mici lentile de feldspați și cuart. În roca se observă uneori cristale mari de plagioclaz cu structură tipică de Schachbrettalbit, grefată peste structura albitului fin maclat de înlocuire. Rocile din jur au suferit fenomene de metasomatoză.



Pe valea Bîrzava, injecțiile sunt mai mari și au tins uneori să devină reticulare, dar rămîn totuși orientate în direcția șistozității metagabbroului, uneori chiar paralele cu foliația acestuia, aşa cum

zuri îndoite (pl. VIII, fig. 2). Unele cristale sunt mai larg dezvoltate, au contururi neregulate și aspect de fenoblaste, care cresc peste cristalele mai mici de albit sau de alte minerale.

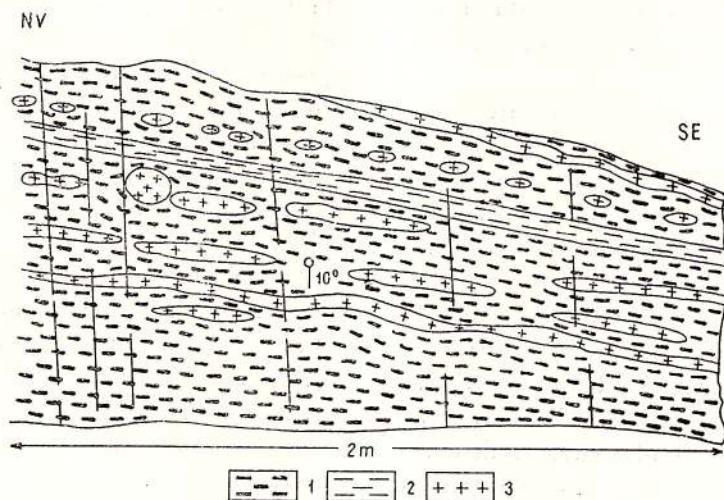


Fig. 69. — Injecții paralele, lenticulare și oculare pe valea Cilodia.

1, metabazite; 2, șisturi sericitoase - cloritoase; 3, injecții granitoide.

Injections parallèles, lenticulaires et oeillées sur la vallée Clodia.

1, métabasites; 2, schistes sériciteux-chloriteux; 3, injections granitoides.

se vede în fig. 70. Si aici apar forme oculare mai mici.

Injecțiile sunt alcătuite dintr-o rocă de tipul faciesului contaminat al granitoidelor, a cărei compoziție se apropie de cea a unui diorit cuarțifer cu albit. În ea apar xenoliți de rocă bazică ruptă din pereți. Culoarea rocii este cenușie, iar

Feldspatul potasic îmbracă albitul sau formează mici cristale înlăucite cu albit fin maclat. Ca minerale melanocrate apar o hornblendă verde și biotit verde în lamele orientate de obicei în planul foliației rocii. Xenolișii prinși în masa injecțiilor suferă un început de înlăucire metasomatică, ce se trădează prin formarea de fenoblaste de albit și transformarea mineralelor melanocrate în biotit.

TABELUL 49

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Cuarț	13,4	0,016—0,64
Plagioclaz		0,08—2,5
Feldspat potasic	64,3	0,05—0,16
Hornblendă și biotit	15,6	0,016—0,50
Epidot	5,5	0,01—0,30
Minerale accesoria	1,2	0,03—0,10

textura slab orientată. În compoziția ei intră mineralele din tabelul alăturat (tabelul 49).

Plagioclazul este un albit (An 6) maclat polisintetic, ce are pe margini adesea o aureolă de albit fin maclat. Cristalele mai lungite apar orientate pe o direcție de curgere plastică, în planul unei foliații evidente și sunt în multe ca-

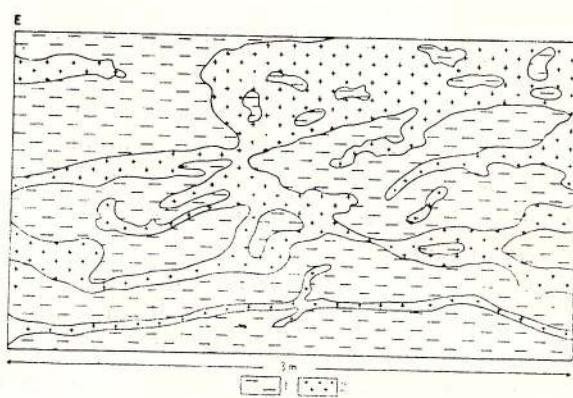


Fig. 70. — Rocă injectată pe valea Bîrzava.

1, metagabbro; 2, injecții de diorit cuarțifer cu albit.

Roches injectées sur la vallée Bîrzava.

1, métagabbro; 2, injections de diorite quartzifère à albite.

În aceeași zonă injectată se observă mici nodule sau oculi de 2—4 mm diametrul, alcătuși din material granitoid, care nu se leagă nemij-

locit cu vreun filon, ele apărînd izolate în masa metagabbroului.

Ele sînt formate dintr-o rocă hololeucocrată, alcătuită din cuart, plagioclaz, feldspat potasic albitizat și o infimă cantitate de pistașit. Ambii feldspați albitizați au structura de albit fin macleat, pertitică de înlocuire sau pătăță și formează concreșteri micropegmatitice, respectiv myrmekitice cu cuarțul. La albit se observă, în interior, macle polisintetice după (010), iar la feldspatul potasic se păstrează planul maclei de Karlsbad.

Geneza materialului injectat în aceste roci se poate explica prin aport de magmă granitoidă în masa de roci bazice, material care în drumul său a fost contaminat, astfel că rezultă roci cu compoziția apropiată de cea a unor faciesuri din interiorul intruziunilor mai mari. Feldspații îndoîni indică o cursă sincinematică a acestui material în stare plastică, iar textura orientată arată că el s-a consolidat sub influența stresului.

Totuși, aşa cum se poate vedea pe fig. 3 din planșa VIII, în continuarea lentilelor mai mari, concordante foliației metagabbrouilor se formează benzi, în care se dezvoltă cristaloblaste de albit mai mari. Ele sînt prinse într-o matrice cenușie, alcătuită spre exteriorul benzilor din cuart, albit, hornblendă relictă și biotit, care trece spre interior la roca mai leucocrată. În jurul acestor benzi se observă încă și colo, mici cristaloblaste sau fenoblaste de albit izolate în metagabbro. Toate acestea indică o acțiune metasomatică a materialului magmatic ce s-a infiltrat în metabazit (G. Goodspeed, 1959), (N. Sudovikov, 1954).

În privința nodulilor sau formelor oculare mici, alcătuite din rocă pegmatoidă, trebuie să admitem că ele s-au format din soluții încărcate cu ioni de Si, Na și K, care migrau din injecțiile magmatische, aşa cum sugerează A. Anderson (1934), D. Korjinski (1952) și V. M. Goldschmidt (1921).

Formele de injecții lenticulare și injecții mai mari, paralele cu șisturile de contact, apar mai ales în aureola de pe rama de nord a brațului drept al masivului, pe afluenții de pe partea dreaptă a văii Cigherului, aşa cum se vede în fig. 66. Asemenea injecții mai apar în zona dintre pîrul Trecătoarea și pîrul Irișorului, uneori și pe rama de est a masivului, pe pîrul Velica Mare și Velica Mică. De asemenea, apar la contactul de pe valea Bîrzava, unde sînt budinate prin ridicarea masivului.

În aceste zone se observă cum, de la injecțiile mai mari pleacă mici apofize sau ramuri aderente de injecții paralele cu injecția principală și concordante cu foliația rocii. Aceste benzi, lentele și filonașe se unesc și prind între ele șistul de contact puternic biotitizat, în mare parte feldspatizat și impregnat, uneori cu turmalină, magnetit și pirită (pl. IX, fig. 1). Structura în benzi a acestor migmatite arată că ele au luat naștere în timpul mișcărilor orogenice.

Materialul introdus este reprezentat prin sienite cuarțifere și produsele de contaminare ale acestora, granodioritele cu albit, a căror textură este paralelă cu pereții injecției. În compozitia lor participă plagioclaz albitic, care prezintă un nucleu mai tulbure și o aureolă albitică mai clară. Feldspatul potasic a fost albitizat, dar păstrează macula Karlsbad. Ca mineral opac apare biotitul în cantitate mai mare, prezentându-se sub formă de foițe orientate paralel cu textura rocii. Uneori, se mai întâlnescă o hornblendă verzuie și minerale accesoria, ca titanit și zircon.

În interiorul lentilelor de material eruptiv se găsesc fragmente de șisturi de contact (pl. IX, fig. 2), în parte digerate. Ele sînt alcătuite dintr-o țesătură fină de muscovit și biotit verde, în care pot să apară și fenoblaste de feldspat sau porfiroblaste de biotit verde. Limita dintre roca eruptivă și xenolit nu este netă, primul pătrunzînd treptat în ultimul, astfel că între ele există o zonă de tranziție, în care se amestecă cristale fine de feldspați și cuart cu material de xenolit (fig. 71). Zona de reacție înconjură xenolitul din

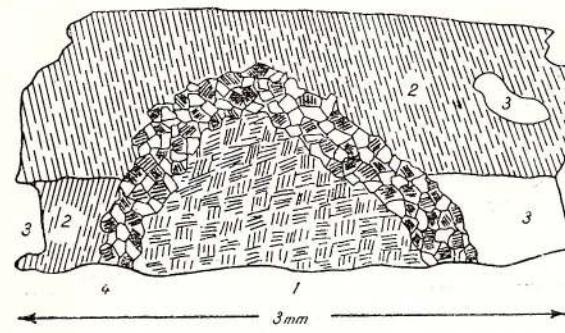


Fig. 71. — Xenolit de șist de contact parțial digerat
1, xenolit; 2, feldspat; 3, cuart; 4, zonă de reacție.
Xénolite de schistes de contact partiellement digérés.
1, xénolite; 2, feldspath; 3, quartz; 4, zone de réaction.

toate părțile și spre interior ea pătrunde ne-regulat.

Asemenea zone de reacție am găsit și în jurul xenoliștilor din dioritele cuarțifere cu albit de pe

pîrîul Boctăreștilor, unde fenomenele hidrotermale le-au transformat biotitul în clorit. Cînd transformările sunt mai avansate, xenoliții se mai recunosc doar ca skialite (G. Goodspeed, 1959).

În unele injecții acide se dezvoltă uneori multe cristale idiomorfe de turmalină, cu dimensiuni între 1 și 5 mm. Acestea au structură poikilitică și includ cristale fine de plagioclaz (0,01—0,11 mm), orientate în sensul curgerii injecției, astfel că apare o structură de tipul celei helicitice.

Mai rar se întâlnesc în zonele cu injecții paralele și filoane discordante față de foliația șisturilor de contact. Aceste injecții s-au produs pe plane de clivaje sau de laminare.

b) Injecțiile reticulare și agmatitele

Injecțiile reticulare se dezvoltă de obicei în rocile bazice și par să se fi format mai tîrziu decât cele descrise mai sus și anume, atunci cînd în masa rocilor masivului începuseră să se formeze zone mai intens fisurate, în parte brecificate. Cele mai caracteristice injecții reticulare se întâlnesc pe valea Cigherului, pe pîrîul Bîrzăvița și în alte cîteva puncte din partea de NE a masivului.

Pe valea Cigherului, injecțiile reticulare afecteză o zonă de metabazite la contact cu diorite.

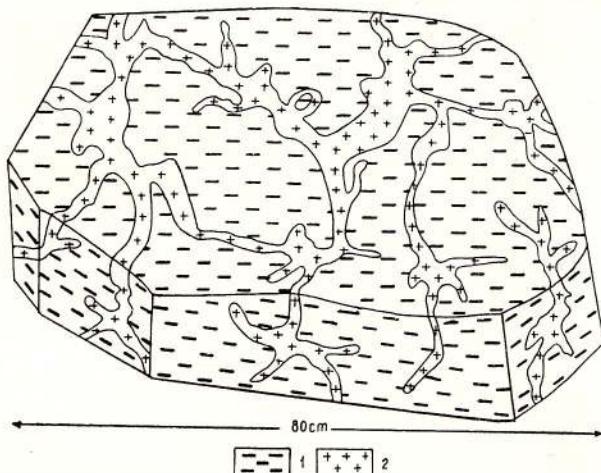


Fig. 72. — Bloc-diagramm prin rocile cu injecțiile reticulare de pe pîrîul Bîrzăvița.

1. metagabbro ; 2. injecții reticulare.

Bloc-diagramme à travers les roches à injections réticulaires sur le ruisseau Bîrzăvița.
1, métagabbro ; 2, injections réticulaires.

tele porfirice, care sunt de asemenea străbătute de ele (pl. X, fig. 1). Injecția se produce sub forma unei rețele de filoane, în ale cărei ochiuri

se păstrează rocile injectate. Ochiurile rețelei de filoane acide sunt neregulate și au dimensiuni cuprinse între 0,5 m și cîțiva centimetri (pl. X, fig. 2). În unele porțiuni de pe valea Cigherului, fragmentele de metagabbrouri sunt mici, iar materialul interstîțial granitoid devine preponderent. Fragmentele sunt antrenate în cursarea injecției rezultînd astfel, roci cu structura agmatitelor (Goodspeed, 1953), (pl. X, fig. 3).

Injecțiile reticulare de pe pîrîul Bîrzăvița au loc tot în metabazite, pe care le afecteză pe o distanță de cca 350 m lățime. În această zonă, rețeaua de filoane este cu totul neregulată (fig. 72), ele anastomozîndu-se în toate sensurile. La intersecția ramurilor se formează uneori îngroșări ale filoanelor. Din ele pleacă ramuri scurte în diferite direcții, sau iau naștere în jurul lor mici cuiburi de material granitoid. În interiorul filoanelor apar enclave de metagabbrouri, în parte digerate, aşa cum arată G. Goodspeed (1953).

La contactul cu șisturile cristaline din partea de NE a masivului, apar injecții reticulare care străbat roci metamorfozate la contact și afectate de metasomatoză (fig. 29). În această zonă, materialul injectat este mai bazic, fiind apropiat de compoziția dioritelor cuartifere, în care apar numeroase enclave de dimensiuni diferite (pl. XI, fig. 1).

Injecțiile din migmatitele de pe valea Cigherului sunt alcătuite din albit, feldspat potasic albitizat și quart, uneori cu puțin epidot sau turmalină, mai rar biotit sau hornblendă. Plagioclazul este un albit (An 5); el alcătuiește cristale cu contur neregulat, maclate polisintetic sau periclin. În interstîțile plagioclazului se întâlnesc feldspat potasic albitizat și cuiburi de pistătit. În asociație cu epidotul apare o hornblendă verzuie fibroasă, actinolitică, cu macle după (100) și unghiul de extincție $cNg = 16^\circ$. Uneori se asociază cu pistătitul și ortit brun, care apare, fie sub formă de granule independente, fie ca nucleu al cristalelor de epidot. Mineralele din grupa epidotului se pare că s-au format pe seama hornblendei (V. Marumo, 1962).

Uneori, se formează în aceste roci rozete de turmalină, aşa cum se poate vedea în fig. 73. Turmalina se dezvoltă în cristale lungi și subțiri, concrescute radiar. Aceste concreșteri se fixează, fie în centrul filonului, fie pe pereții lui, astfel că în ultimul caz apar forme hemiradiare sau snopi. Spațiiul dintre tijele de turmalină este

ocupat adesea de epidot, asociat cu granule de titanit. Turmalina este o varietate al cărui pleocroism este dat de culorile bruniu-roșcat și albăstru-albastru închis. Metagabbrourile din jurul filonașului sănt impregnate, de asemenea, cu turmalină.

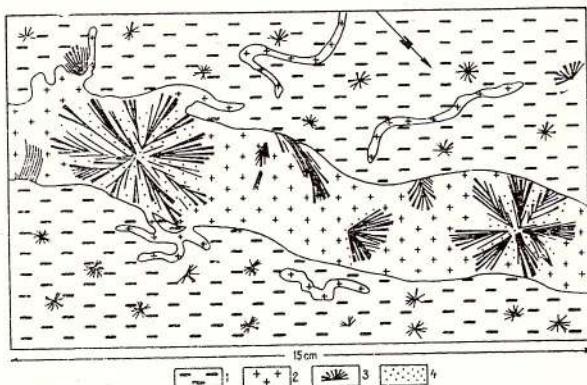


Fig. 73. — Filon granitoid cu turmalină din injecțiile reticulare de pe valea Cigherului.

1, metagabbro; 2, injecție acidă; 3, rozete de turmalină; 4, epidot.

Filon granitoid à tourmaline des injections réticulaires sur la vallée Cigherul.

1, métagabbro; 2, injection acide; 3, rosettes de tourmaline; 4, épidoite.

Materialul granitoid din migmatitele de pe pîriul Bîrzăvița are compoziția apropiată de a granodioritelor cu albit. El prezintă adesea o textură orientată de curgere și este alcătuit din cristale de albit (An₄), în ale căror interstiții apare feldspat potasic albitizat, cuarț, hornblendă verzuie, biotit, epidot, titanit și granule de magnetit. În această masă se observă uneori cristale de albit mai mari (1,5 mm lungime), aproape idiomorfe, ale căror margini cresc peste cristalele alungite de plagioclaz sau de hornblendă și peste foișele de biotit din jurul lor.

buri neregulate, alcătuite din albit și cuarț, care cresc peste plagioclazul, hornblenda și epidotul din metagabbro. Între aceste pungi de material introdus se mai păstrează paleosoma, care uneori a recristalizat cu totul neregulat, având aci o granulație mai fină, dincolo mai mare, după cum soluțiile au acționat mai slab sau mai puternic.

Din îmbinarea proceselor de injectare, metasomatoză și de recristalizare a materialului bazic metamorfozat, apar uneori migmatite cu injecții difuze, fără limite precise, dezvoltate pe zone mici în metagabbrourile de pe valea Cigherului (pl. X, fig. 4). Structuri asemănătoare se întâlnesc și în rocile de pe pîriul Velica Mare (pl. XI, fig. 1).

c) Filoanele de feldspat

În zona cu injecții reticulare de pe valea Cigherului apar uneori filonașe alcătuite numai din feldspat roz, uneori cu cuiburi de epidot sau foișe de biotit pe margine; grosimea acestor filonașe variază între 0,5 și 2,5 cm. Feldspatul din care sănt alcătuite filonașele se prezintă sub formă de cristale alungite, maclate după legea Karlsbad și orientate pe o singură direcție. Aceasta reprezintă un feldspat sodopotasic, care are pe margini porțiuni cu structura în grătar de microclin, iar în rest structura pertitică de înlocuire sau pătată, uneori structura de albit de înlocuire. El este înțesat, ca și toți feldspații din rocile intrusive ale masivului, cu cristale foarte fine de hematit sau oligist.

Mai jos prezentăm analiza chimică a acestui feldspat (tabelul 50).

TABELUL 50

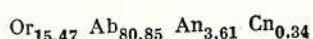
Analiza chimică a feldspatului de pe valea Cigherului

Oxizi	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	BaO	TiO ₂	Suma
%	63,45	20,22	1,43	10,03	2,74	0,79	0,10	absent	98,76

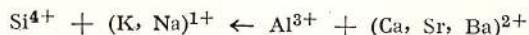
Analist: A.I. Dănciulescu

Metagabbroul este înlocuit treptat de materialul granitoid prin filonașe subțiri și cristale de feldspați acizi, ce se formează în jurul filoanelor. Fragmentele prinse în materialul granitoid sănt intim injectate, astfel că în ele se formează cui-

Analiza am recalculat-o la sută după ce am eliminat Fe₂O₃ și apoi am calculat compoziția feldspatului, a cărui formulă este :



După cum se vede, el este un feldspat sodopotasic, foarte bogat în component albitic. O. Tuttle (1952) a arătat că în rocile plutonice există feldspați potasici mai bogăți în sodiu, ei având doar 12% Or. Feldspatul conține, de asemenea, o cantitate apreciabilă de Ba, care, corelat și cu condițiile de teren, indică un feldspat rezidual. După cum arată K. Vlasov et al. (1959), feldspații de potasiu și bariu pot fi favorizați de deficitul de siliciu, care este suplinit de Al, iar structura cristalină electric neutră se realizează prin înlocuirea elementelor monovalente cu cele bivalente, după relația :



În mineral există, de asemenea, 1,43% Fe_2O_3 sub formă de hematit, care-i dă culoarea rozie, aşa cum a fost explicat de P. Niggli (1954). W. Hamilton (1959) explică apariția hematitului în feldspați, ca provenind din fierul captat în rețeaua lor sub formă de Fe^{3+} în poziția lui Al^{3+} . Analiza spectrală a pus în evidență și conținuturi slabe de titan și mangan, ca și de alte elemente (tabelul 51).

sînt alcătuite dintr-un mozaic de cristale de albit panallotriomorfe, cu rare macle polisintetice.

Feldspatul este un albit (An 5—6). El crește peste o hornblendă fibroasă ale cărei fibre stau perpendicular pe pereții filonului.

După A. Beus et al. (1962), filoanele de microclinite și de albitite reprezintă diferențiate extreme ale magmelor granitoide.

d) Filoanele de epidozite

Pe valea Pustacea, pe creasta de la est de ea, ca și în alte puncte din regiune, metagabbrouriile sînt străbătute de filoane de epidozite, ale căror grosimi sînt reduse la 7—8 cm; uneori apar cuiburi de epidozite.

Epidozitele sînt roci de culoare verzuie-gălbui constituite din mineralele din tab. 52.

Principalul mineral din aceste roci este epidotul, care poate ajunge uneori la 90—95% din compoziția lor. El formează mase compacte de cristale cu contur neregulat, uneori, cu cuiburi

TABELUL 51

Analiza spectrală a feldspatului

Elemente	Ti	Mn	Co	Zr	Ni	V	Ba	Be
%	<0,1	<0,001	n.d. ¹⁾	n.d.	n.d.	n.d.	>0,1	n.d.

1) Nedeterminabil

Analist : Constanța Udrescu

TABELUL 52
Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Conținut %	Dimensiuni mm
Epidot	64,9	0,01—1,3
Albit	22,8	0,05—1,0
Cuarț	4,9	0,03—2,0
Hornblendă	2,5	0,08—4,0
Rutil	2,9	0,5—1,6
Ilmenorutil	2,0	0,16—2,5
Monazit		0,10—0,88
Apatit		0,16—0,20

Un alt tip de filoane feldspatice sînt filonașe de albite, care străbat discordant metagabbrouriile. Ele au grosimi reduse (cca 1 mm) și

de cuarț și albit în ele. Mai rar apar și cristale idiomorfe cu următoarele constante optice :

N_g — slab verzui-gălbui

N_m — verde-gălbui

N_p — aproape incolor

Absorbția $N_p < N_g < N_m$

$cN_p = 5^\circ$

$(-)2 V = 70^\circ$

După cum se vede, el corespunde unui epidot cu cca 36% molecule de pistătit.

Hornblenda este o varietate fibroasă, care include granule de ortit galben sau de titanit; uneori se transformă în clinoclor și oxizi de fier.

Cuiburile de cuarț și albit care apar în rocă, conțin de obicei și epidot în ele. Adesea, se observă în aceste cuiburi concreșteri între feldspat și cuarț. Uneori se întâlnesc o turmalină care se



dezvoltă sub formă de sori. Ea este o varietate cu următorul pleocroism : Ne — roșcat, slab bruniu, No — verde, albastru violet, liliachiu. Rare apar cristale idiomorfe de apatit.

În unele epidozite se întâlnesc monazit, care se dezvoltă în cristale idiomorfe. În dezvoltarea lor, acestea includ granule de epidot și de cuart. El are următoarele caracteristici :

$N_g - N_p$	= 0,045
cN_g	= 2 – 3°
(+)2 V	= f. mic
I	= (+)

De asemenea, se întâlnesc rar în aceste roci cristale idiomorfe de ilmenorutil, în a căror structură apar separații opace de ilmenit după (110), între care se găsesc uneori incluziuni de titanit și mai rar de epidot, cuart și albit. În unele porțiuni ale cristalelor, totul este înlocuit de o masă de oxizi de fier și de leucoxen.

Alăturat prezentăm analiza chimică a unui epidozit de pe valea Pustacea :

Analiza chimică a epidozitului			Valorile ACF	
SiO ₂	43,88	TiO ₂	1,20	A — 41,7
Al ₂ O ₃	17,65	P ₂ O ₅	0,29	C — 51,7
Fe ₂ O ₃	14,60	MnO	0,23	F — 6,6
FeO	0,72	S	0,12	
MgO	0,90	CO ₂	urme	
CaO	16,07	H ₂ O ^{+105°}	0,17	
Na ₂ O	1,26	H ₂ —105°	1,90	
K ₂ O	1,38			
		Suma	100,37	

Analist : Al. Dănciulescu

Din această analiză am calculat valorile ACF, pe care le redăm mai sus și pe care le-am proiectat pe diagrama din fig. 68. După cum se vede, epidozitul se proiectează pe diagramă foarte aproape de punctul epidotului. Analiza spectrală calitativă a unui epidozit de pe valea Pustacea, efectuată de O. Maxim, a pus în evidență, în afară de elementele principale și Cu, Ni, V, B, Ce, Ga și Cr.

Observațiile de teren arată că aceste filoane au provenit din soluții fierbinți, reziduale, derive din pegmatite. Ele au fost bogate în gaze, Si, Na, K, B etc., și în drumul lor prin rocile bazice metamorfozate au antrenat Fe, Ca și Ti, din care au rezultat mineralele ce intră în compoziția epidozitului.

e) Filoanelle de hornblendă azbestiformă

În unele filoane, care străbat metagabbrourile pe valea Pustacea, se observă o hornblendă azbestiformă, ale cărei fibre stau perpendicular pe pereții lor, în timp ce partea internă a filoanelor este ocupată adesea de epidozit. În alte cazuri, ca pe pîrful Mateșului, se observă în metagabbrouri filoane sau cuiburi alcătuite numai din hornblendă fibroasă, ale cărei fibre lungi de 4–7 cm s-au dezvoltat de asemenea, aproape perpendicular pe pereții acestora.

Fibrele hornblendei sunt foarte fine, grosimea lor avînd doar cîțiva microni ; culoarea lor este verzuie dar sunt pătate de limonit rezultat din alterație. Aceleași fibre apar și în filoanele de albite descrise mai sus.

Hornblenda este slab pleocroică :

N_g	— albăstrui — aproape incolor
N_m	— verzu
N_p	— incolor
N_g	$N_p = 0,025$
cN_g	= 18°

Unele fibre sunt proaspete, dar cele mai multe au pe margine un început de alterare în limonit, care pătrunde spre interior. Cu toate încercările de a obține un material curat, aceasta nu s-a putut realiza și în analiza chimică a mineralului, pe care o prezentăm alături, apare mult Fe₂O₃.

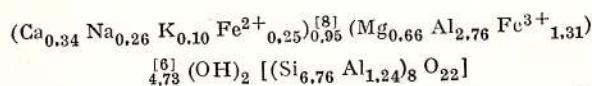
Analiza chimică a hornblendei azbestiforme

Si ₂ O	50,00	Na ₂ O	1,09
Al ₂ O ₃	25,29	K ₂ O	0,56
Fe ₂ O ₃	13,00	MgO	3,30
FeO	2,20	CaO	2,34
TiO ₂	urme	H ₂ O ^{+105°}	2,22

Suma : 100,00

Analist : Al. Dănciulescu

Din analiză am calculat formula chimică a mineralului, după indicațiile preconizate de H. Herisch (1955) și V. Kušev (1960). Aceasta este următoarea :



După cum rezultă din analiza chimică și din formulă, mineralul aparține grupei amfibolilor aluminoși. În clasificarea lui N. Sundius (1964) el se apropie de formula tschermakitului. Această hornblendă azbestiformă a luat naștere, ca și epidozitele, din acțiunea soluțiilor fierbinți



asupra metagabbrourilor prin care au circulat. Hornblende aluminoase formate în condiții similare au fost descrise de R. Harker (1962).

f) Lentilele și filoanele concordante de albit, carbonat și oligist

Am menționat mai sus existența unor lentile cu albit, carbonați și oligist, uneori și cu cuartă, în filitele de la contactul cu granitoidele de pe valea Monorăștia. Acestea apar într-o zonă biotitizată și înțesată cu fenoblaste sau cumuloblaste de albit și biotit.

Ele au fost depuse din soluții reziduale în timpul cînd se ridică masivul, astfel că datorită mișcărilor orogene tîrzii, ca și din cauza celor determinate de ridicarea stock-ului, ele s-au alungit și au luat forma de lentile, așa cum se vede în fig. 74. Pe valea Bîrzava, la est de pîrîul Velica, lentilele sunt mai mari, ajungînd uneori pînă la forme de mici filoane concordante sisturilor.

Cea mai mare parte a lentilelor este alcătuită din albit (An3), care se prezintă în cristale alungite (4—5 mm lungime), de obicei orientate paralel cu pereții lentilei. Cristalele sunt maclate după legea albitului și apar adesea îndoite, ceea ce indică mișcări în timpul formării lor. De obicei, sunt și ele impregnate cu cristale fine de

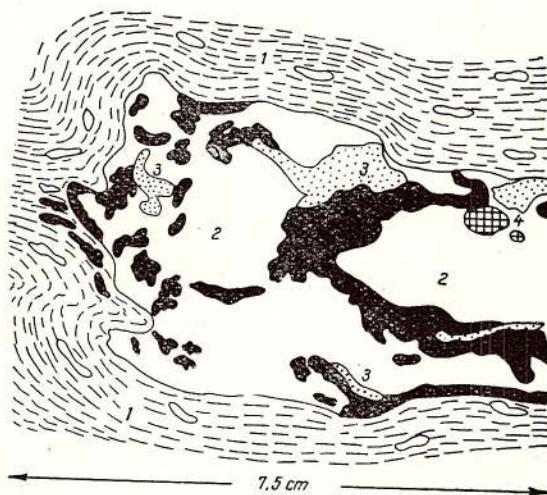


Fig. 74. — Lentilă de albit în sisturile de contact de pe valea Monorăștia.

1, sist de contact; 2, albit; 3, epidot; 4, carbonați; negru-oligist.
Lentille d'albite dans les schistes de contact de la vallée Monorăștia.
1, schiste de contact; 2, albite; 3, épidoze; 4, carbonates; noir-oligiste.

oligist, mai rar de hematit, așa cum am văzut și la alți feldspați. Epidotul apare în cuiburi și este evident că s-a format odată cu albitul care-l înconjoară.

În aceste lentile mai apar cristale idiomorfe de oligist și cuiburi de carbonați ankeritici, ca și cei din zonele hidrotermalizate ale intruziunilor. Pe marginile lentilelor, ca și în cuiburile de carbonați, apar adesea foite mari de biotit verde măsliniu, mineral care se dezvoltă și în sisturile de contact înconjurătoare.

Este evident că aceste lentile au luat naștere din soluțiile magmatische reziduale, ce se degajau din intruziunea granitoidă cu albit. Ele reprezintă produsele soluțiilor de tranziție spre stadiul final hidrotermal, soluții care erau încărcate cu Si, Na, Al, Fe, puțin calciu și CO₂. N. Sudovikov (1960), A. Beus et al. (1962) au descris fenomene de metasomatoză sodică la contactul granitelor cu albit, iar K. Jones (1961) a arătat că formarea porfiroblastelor de albit pe zone largi în sisturile cristaline, depinde tot de o sursă magmatică.

g) Filoanele de cloritite

În sisturile de contact de pe valea Cigherului se întîlnesc rar filoane de clorit. Ele sunt umplute cu clorit, care se prezintă sub formă de cristale idiomorfe. Acesta este un monoclorit cu următoarele constante optice :

$$\begin{aligned} N_g - N_m &= \text{verde-pal} \\ N_p &= \text{slab-gălbui, aproape incolor} \\ N_g - N_p &= 0,008 \\ (+)2V &= 20^\circ \end{aligned}$$

Filoanele de clorit conțin uneori cuiburi de zeoliți de tipul heulandit și mici granule de oxizi opaci.

F) EFECTELE METASOMATOZEI ALCALINE ASUPRA ROCILOR METAMORFOZATE ALE MASIVULUI

După cum am văzut, în timpul punerii în loc a intruziunilor granitoide activitatea magmatică a acționat asupra rocilor metamorfice din aria masivului și prin procese de injectare, care au luat naștere prin introducere de magmă, urmată de un întreg cortegiu de procese tîrziu magmatische și hidrotermale, ale căror produse corespundeau proceselor ce se succedau în însăși corpurile intrusive. Aceste procese de injecție au fost însoțite de fenomene de infiltrare a soluțiilor alcaline, atât în rocile bazice, cât și în sisturile cristaline înconjurătoare. La acestea s-au adăugat succesiv fenomene de transformare pneumatotitică și hidrotermală, determinate de soluțiile ce se degajau din magmă.

Toate aceste fenomene s-au dezvoltat mai intens în zonele de injecție, dar apar uneori și în zone mai îndepărtate de intruziuni, în care condițiile orogenice au permis o circulație mai intensă a soluțiilor. Asupra efectelor acestor fenomene am vrea să insistăm în partea finală a lucrării.

a) Aspecte petrografice

Metabazaltele afectate de soluțiile alcaline din apropierea zonelor de injecție, ca și xenoliști din rocile granitoide, au suferit o serie de transformări, dintre care, unele au fost semnalate mai sus. În ele s-au depus albă și cuarț, deobicei printre granulele de feldspat vechi al metagabbroului. Aceleași depuneri apar și pe planele de foliație, cind acestea există. Feldspatul adus este albă(An6), de regulă fin maclat; același albă se observă și în jurul cristalelor torsionate de plagioclaz mai vechi, a căror compoziție este tot de albă (An8). Astfel de „regenerări“ ale cristalelor de plagioclaz din metagabbroul se dezvoltă mai ales în direcția interstițiilor ocupate de minerale melanocrate, pe care albătul le îndepărtează, înlocuindu-le și inclusiv epidotul care se formează.

Cuarțul adus odată cu feldspatul ocupă și el interstițiile, înlocuind mineralele melanocrate care mai rămân uneori ca incluzuni în el. Uneori, el se dezvoltă mai larg în aceste interstiții și pătrunde și în feldspatul alăturat sub formă de lobi. În alte cazuri, el alcătuiește mici cuiburi formate din granule mai fine, asociate cu albă și foile de biotit rezultate din transformarea hornblendei. În unele cazuri, el concrește cu albătul fin maclat din aureola plagioclazului, formând structuri apropiate de cele myrmekitice. În metagabbrouile din apropierea injecțiilor, se observă uneori cristaloblaste mai mari de albă, străbătute de filonașe de cuarț cu biotit sau numai de biotit, filonașe ce se desprind din materialul intersticial, fără a străbate toată roca.

În aceste zone, mineralele melanocrate au fost transformate, astfel că hornblenda trece în biotit verde, uneori și în clorit. În unele cazuri, se mai păstrează o hornblendă fibroasă, actinolitică. De asemenea, se formează cristale de titanit și magnetit cu aureolă de leucoxen; mai rar apare și turmalină. Într-un metagabbro de pe pîrul Stoii, afectat de astfel de soluții, s-au format și cristale mari, idiomorfe, de monazit (pl. XI, fig. 2), ale cărui constante optice corespund ce-

lorale monazitului descris în epidozite. După felul în care se prezintă, se observă că el s-a format peste mineralele anterioare ale metagabbroului, căci include cuarț dispus paralel cu fețele cristalului; el produce aureole pleocroice în biotitul alăturat. Uneori apare în aceste roci și ortitul brun.

Din cele arătate mai sus, rezultă că soluțiile care au afectat roca, au circulat mai ales prin interstițiile cristaline de plagioclaz.

Sisturile de contact din jurul zonelor de injecții paralele și lenticulare de pe valea Cigherului, ca și cele de pe valea Monorăștia din zona cu lentile de albă, conțin în ele nodule cu forme neregulate, alcătuite din albă sau cuarț și albă uneori și cu turmalină. Contactele dintre nodulele cuarț-feldspatic și sist sunt neregulate, materialul nodulelor pătrunzînd treptat în sist. În jurul lor se dezvoltă adesea, lamele mai mari de biotit, de multe ori ca idioblaste ce pot ajunge pînă la 2,5 mm diametru. De fapt, procesele care au loc între aceste cuiburi și sistemul de contact din jur, sunt asemănătoare celor ce au loc între injecția de magmă și xenoliști, aşa cum am arătat mai sus.

Un alt proces la care sunt supuse rocile metamorfozate din anumite zone, este cel de epidotizare, dezvoltat atât în zonele cu injecții granitoide, cât și în portiuni unde nu se observă la suprafață intruziuni magmatice. În metagabbroul se formează cuiburi de epidot, varietatea pistățit, mai rar clinozoit, care înlocuiesc de obicei plagioclazul și păstrează între ele hornblenda verzuie. Aceasta din urmă trece uneori în biotit verde sau și în clorit, minerale asociate adesea cu granule de titanit și de magnetit cu aureolă de leucoxen.

Sisturile de contact din aureola situată în ungheul format de brațele masivului, mai ales în lungul brațului drept, suferă fenomene metasomatice interesante, prin care este introdus în ele mult epidot și puțin albă. După cum se vede în fig. 75, materialul introdus formează mici lentile alungite sau structuri oculare, întocmai felului în care se orînduiește materialul cuarț-feldspatic din migmatitele din zonele de metamorfism mai avansat ale altor regiuni (N. Eliseev, 1959), sau cum se prezintă lentilele de albă de pe valea Monorăștia.

Structura acestor depuneri arată că ele s-au format din soluții, care au circulat prin sisturile de contact, sincron cu formarea și cutarea lor.



Formele lenticulare sau oculare sunt alcătuite din epidot și albit, cu sau fără biotit, iar masa din jurul lor este un șist de contact cu foliație evidentă, format din muscovit și biotit verde, fără epidot. În lungul planelor mai des hașurate pe

apar foișe de biotit verde și granule de magnetit, uneori ortit brun. În unele cazuri, partea centrală a nodulelor este alcătuită numai din albit cu puține lamele de biotit, mai rar cu apatit, oligist și calcit. Pe planele care fac legătura între no-

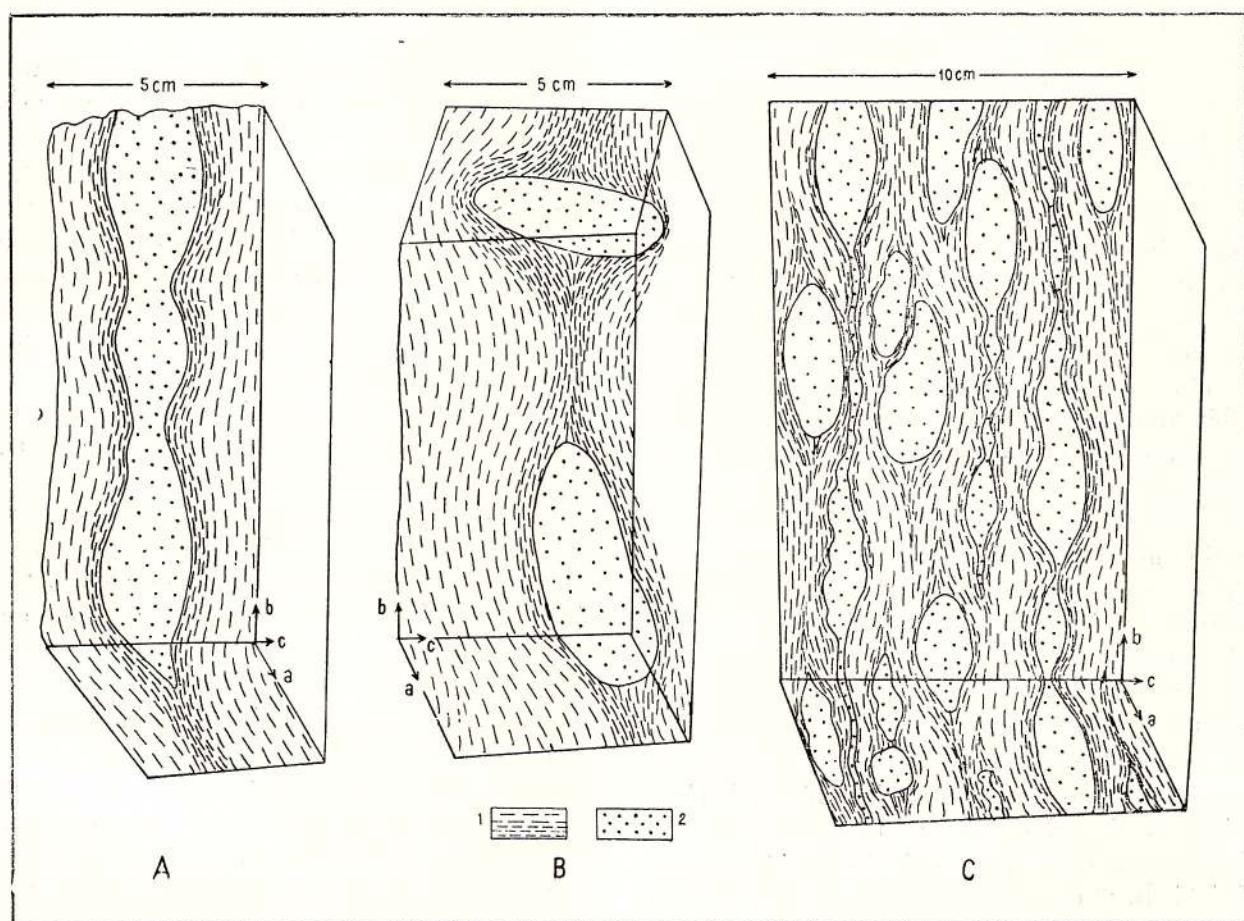


Fig. 75. — Șisturi de contact cu structuri lenticular (A), oculare (B) sau ambele (C) pe pîrul Bilvanului.

1. șist de contact biotitizat; 2. epidot și albit.

Schistes de contact à structures lenticulaires (A), œillées (B) ou les deux (C). Ruisseau Bilvanul.

1, schiste de contact biotitisé; 2, épidoïte et albite.

schită, pe care s-au format nodulele, șistul este impregnat cu epidot și albit, indicând astfel legătura dintre un nodul și altul. Aceasta arată că soluțiile au circulat pe aceste plane S , așa cum au stabilit R. Balk și T. Barth (1936), că circulația soluțiilor este favorizată în rocile metamorfice de astfel de plane preferențiate (H. Read, 1957).

Cea mai mare parte a lentilelor sau nodulelor este alcătuită din pistătit, printre ale căruia granule se formează cuiburi de albit, dezvoltat uneori poikiloblastic. El este slab maclat după legea albitului, alteori după cea a periclinului, formând în ultimul caz o structură în rețea aproape ca cea a microclinului. Printre aceste minerale mai

dule, se dezvoltă de obicei foișe de biotit mult mai mari decât cele din restul șistului de contact.

Cînd injectiile granitoide din rocile injectate conțin turmalină, șisturile de contact din jurul lor, ca și metagabbrourile, sunt și ele turmalinizate. În ele apar cristale idiomorfe de turmalină, adesea cu frumoase结构uri zonare (pl. XI, fig. 3).

Fenomene de turmalinizare suferă și cuarțitele metamorfozate la contact. Ele sunt străbătute de filonașe de turmalină sau conțin, îci și colo, cuiburi din acest mineral. Cele mai intense turmalinizări ale șisturilor de contact, ca și ale rocilor eruptive, se dezvoltă într-o zonă situată pe valea Cigherului și la nord de acest pîrîu,

b) Considerații asupra chimismului proceselor metasomatice

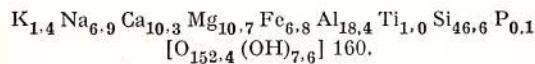
Din cele expuse mai sus asupra proceselor de metasomatoză, rezultă un aport de alcalii, ce migrează din magmă și feldspatizează rocile din apropierea intruziunilor sau din zonele în care soluțiile au circulat mai intens și depun epidot și albit în zone mai îndepărtate de sursa magmatică ; peste aceste efecte se suprapun fenomene de turmalinizare și alte procese mai tîrzii.

Procesul de feldspatizare a metagabbrourilor este demonstrat de diferența de oxizi și ioni, care există între un metagabbro neafectat de soluții și unul afectat de acestea. Mai jos prezentăm comparativ diferențele de compoziție chimică a două roci, una metagabbroul analizat la punctul nr. 1 din tabelul 7, iar cealaltă, „metadiorit“ afectat de soluții (anal. 3, tabelul 7), care am văzut că prezintă caracteristici deosebite de ale celorlalte roci din seria de ofiolite metamorfozate.

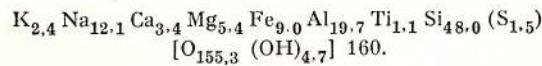
Diagrama din fig. 76 arată o scădere accentuată a CaO și MgO și o creștere a K₂O, Na₂O și Al₂O₃ în „metadiorit“, în raport cu metagabbroul ; o creștere oarecare indică și ceilalți oxizi.

Cantitativ, aceste diferențe se pot demonstra cu ajutorul celulei standard (T. Barth, 1948, 1955). În acest scop, prezentăm mai jos celula standard pentru ambele roci :

Metagabbro :



„Metadiorit“ :



Diferențele de ioni care au intervenit între cele două roci sunt următoarele :

	Introdus	Îndepărta
K	1,0	Ca 6,9
Na	5,2	Mg 5,3
Fe	2,2	
Al	1,3	si 12,2 cationi
Si	1,4	si 2,9 ioni (OH)
	si 11,1 cationi	
	si 1,5 ioni de S.	

Rezultă din aceste date, că în procesul de feldspatizare a metagabbroului a fost introdusă o cantitate apreciabilă de Na, K, Al și Si, înde-

părțindu-se ionii de Ca și de Mg. Apariția fierului ca ion introdus este legată probabil de formarea piritei indicată de S.

Feldspatizarea șisturilor de contact pelitice se poate demonstra, prin diferențele ce rezultă din

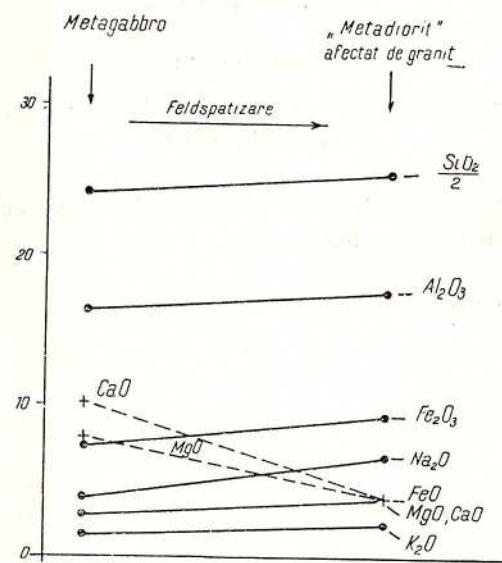


Fig. 76. — Diagrama de variație a oxizilor.
Diagramme de variation des oxydes.

analiza chimică a șistului sericitos-cloritos de pe valea Monorăștia (pag. 12) și cea a șistului cu biotit afectat de injecțiile migmatice de pe valea

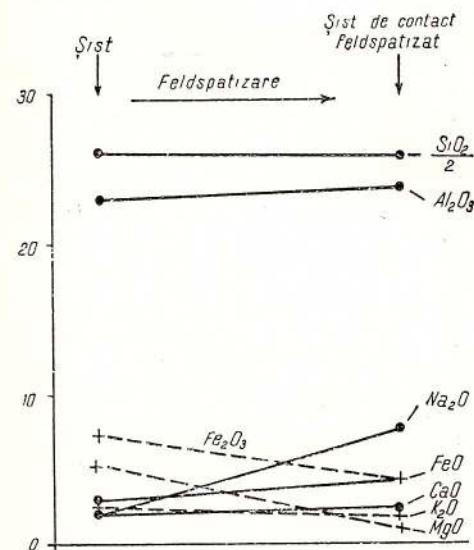
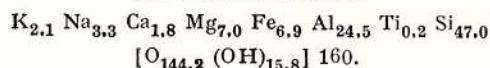


Fig. 77. — Diagrama de variație a oxizilor.
Diagramme de variation des oxydes.

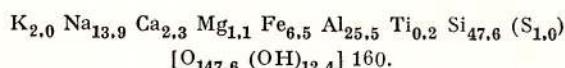
Cigherului (pag. 112, B). Astfel, diagrama din fig. 77 indică o creștere accentuată a Na₂O și o scădere a MgO și Fe₂O₃.

În același scop am calculat celula standard a ambelor roci, pe care o prezentăm mai jos :

Şist sericitos-cloritos :



Şist de contact :



Diferențele de ioni dintre cele două celule standard sănt următoarele :

	Introdus	Indepărtat	
Na	10.6	K	0,1
Ca	0,5	Mg	5,9
Al	1,0	Fe	0,4
Ti	0,1	Si	0,6
S	0,2		
		7,0 cationi	
	12,4 cationi	și 3,4 ioni (OH)	

După cum se constată, în procesul de feldspatizare a unui șist pelitic de tipul celui de pe valea Monorăștia, pe care-l considerăm ca fiind foarte apropiat de materialul inițial, este introdusă o cantitate mare de Na din magmă și se înălătură o cantitate apreciabilă de Mg.

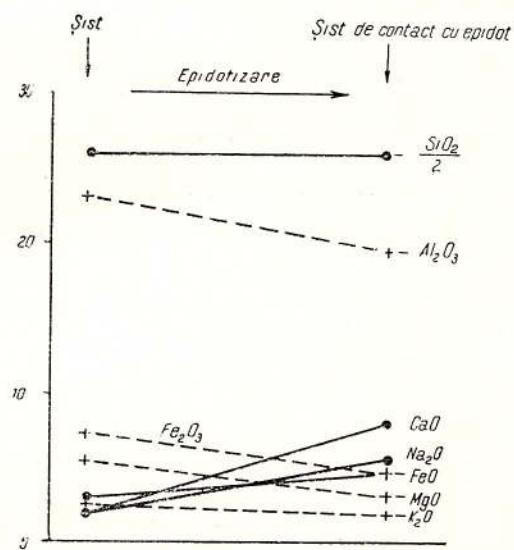


Fig. 78. — Diagrama de variație a oxizilor.
Diagramme de variation de oxydes.

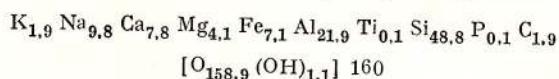
Din cele două cazuri analizate mai sus, rezultă că în apropierea injecțiilor rocile sănt feldspatizate datorită soluțiilor ce se degajă din magmă. În acest proces se elimină din metagab-

brouri Ca și Mg, iar din șisturi ioni de Mg. Aceste elemente îndepărtează din zona de feldspatizare, sănt antrenate probabil de soluții și depuse mai departe, calciul sub formă de epidot, iar magneziul în biotitul verde, mai sărac în fier din aureola de contact. Iau naștere în acest fel, șisturile de contact cu lentile și oculi de epidot și albit din partea externă a aureolei, sau metababbrourile epidotizate descrise mai sus.

Acest proces de epidotizare a șisturilor de contact se poate demonstra, de asemenea, prin diferențele ce apar în analiza chimică. Pentru aceasta vom lua comparativ analiza chimică a aceluiași șist sericitos-cloritos de pe valea Monorăștia și analiza chimică a șistului de contact de pe pîrîul Bîlvănuș de la pag. 112 (C). Proiectarea lor pe diagrama din fig. 78, ne ajută să putem constata o creștere a CaO, Na₂O și a FeO în șisturile cu epidot și o scădere a celorlalți oxizi; SiO₂ și K₂O rămîn aproape constanți.

Pentru a demonstra cantitativ acest proces, am calculat și pentru șistul de contact cu epidot celula standard, pe care o redăm mai jos.

Şist de contact cu epidot și albit :



Dacă facem diferența ionilor dintre această celulă standard și cea a șistului sericitos-cloritos de mai sus, rezultă că în procesul de epidotizare a șisturilor au loc următoarele schimburile :

	Introdus	Indepărtat	
Na	6,5	Mg	2,9
Ca	6,0	Al	2,6
Fe	0,1		
Si	1,8	5,5 cationi	
C	1,9	și 14,7 ioni (OH)	
		16,3 cationi	

Așa dar, în șist au fost introdusi ioni de Na, Ca, Fe și Si și au fost scoși ioni de Mg, Al și o mare cantitate de apă.

Ca o concluzie la cele expuse mai sus, se poate constata că procesele de metasomatoză s-au manifestat ca un front alcalin, ce emana din magmă sub formă de soluții apoase fierbinți, paralel cu fenomenele tîrziu magmatice care aveau loc în intruziuni. Acestea au afectat rocile din jurul injectiilor magmatice și al intruziunilor, introducînd în ele Na ± K și feldspatizîndu-le (K. Jones, 1961; W. Pitcher și R. Sinha, 1958; A. Anderson, 1934;

A. Beus et al., 1962) și antrenind cu ele mai departe Ca și Mg ± Fe. Aceste ultime elemente alcătuiau un fel de „front bazic” în sensul lui D. Reynolds (1946), care se deplasă în fața celui alcalin.

Aportul mai mare de Na decât cel de potasiu, corespunde observațiilor făcute de V. M. Goldschmidt (1921) în migmatitele din regiunea Stavanger, unde potasiul se deplasează în urma sodiului. Procesul s-a realizat după schema din tabelul 53.

TABELUL 53

Migrația ionilor în procesul de metasomatoză

Magmă	Metabazite feldspatizate	Șisturi de contact cu epidot
$Na \pm K$	$Na \pm K$	
	Albit ± feldspat K	Epidot Albit Biotit
	Biotit	
Magmă	Șisturi feldspatizate	Șisturi de contact biotitizate
$Na \pm K$	Na	
	Albit ± feldspat K	Mg + Fe + K
	Biotit	Biotit ± albit

În funcție de paragenezele mineralogice care intră în produsele fenomenelor de metasomatoză — albit — epidot — biotit — se poate trage concluzia că aci nu a acționat o metasomatoză de temperatură prea ridicată, de felul celei discutate de D. Reynolds (1958), P. Eskola (1961), H. Ramberg (1952), N. Sudovcov (1954), F. Turner și J. Verhoogen (1960), B. King (1943), D. Knill și J. Knill (1961) etc. Aici este vorba de un proces metasomatic ce s-a realizat cu ajutorul soluțiilor care se degajau din magmă. Injectiile din migmatite și primele soluții au avut desigur o temperatură ridicată, aşa cum presupune D. Korjinski (1952), dar ulterior au acționat soluții târziu magmatice și hidrotermale, ca mijloc de transport al elementelor, a căror temperatură trebuie să fi variat în timp de la 600° la $300^{\circ}C$.

Evidențe de teren și petrografice pentru circulația acestor soluții apoase pe plane S de foliație sau de laminare au fost menționate mai

sus, iar fenomenele de turmalinizare asociată zonelor de metasomatoză întăresc această presupunere. Acest proces a reprezentat o continuare a stadiului magmatic, în care s-au produs injectiile și intruziunile granitoide și s-a realizat către sfîrșitul mișcărilor orogene, atunci cînd intruziunile erau pe cale de răcire. Indicații asupra metasomatozei postmagmatische au fost semnalate de A. Beus et al. (1962).

CAPITOLUL VI

FORMATIUNI MEZOZOICE ȘI NEOGENE

Formațiunile de vîrstă mai recentă sunt puțin dezvoltate în zona masivului de la Bîrzava. Cele care apar, aparțin Cretacicului superior și Neogenului.

A) DEPOZITE SEDIMENTARE CRETACIC-SUPERIOARE

În partea de sud a regiunii Bîrzava, șisturile cristaline suportă depozitele Cretacicului superior transgresiv. Aceste depozite au fost studiate de V. Papiu (1953), din ale cărui cercetări, ca și din observațiile noastre, rezultă că ele sunt alcătuite, în bază, dintr-un orizont roșu grezoconglomeratic cu intercalații rare de calcare organogene, unele cu Hippuriti. Acest orizont trece în sus la un complex grezos-argilos cu *Acteonella*, care are în partea inferioară slabe intercalații de cărbuni.

V. Papiu (1953) consideră că depozitele Cretacicului superior ar apartine Turonianului și Senonianului. Cercetătorii mai noi ai faunei acestor depozite au stabilit, că ele aparțin numai Senonianului (Denisa Lupu și M. Lupu, 1960).

Direcția stratelor Cretacicului superior este în general NE—SW și cădere, ale cărei valori oscilează între 10° și 30° , se face spre SE. În cîteva locuri de la est de masivul eruptiv, formațiunile sunt deranjate de falii postcretacice.

B) FORMAȚIUNI NEOGENE

Formațiunile neogene sunt reprezentate prin produse vulcanice și slabe depozite sedimentare. În colțul de NE al regiunii cercetate apar roci vulcanice neogene, care străbat și repauzează peste șisturile cristaline. Ele reprezintă terminația sudică a produselor vulcanice alcătuite din aglomerate, brecii de explozie și tufuri andezitice, uneori cu intercalații de lave de andezite



cu piroxeni, larg dezvoltate la nord în bazinul Zarandului¹⁾ (H. Savu și G. Neacsu, 1962).

Erupțiunile care le-au dat naștere s-au manifestat de la sfîrșitul Tortonianului și au durat pînă în prima parte a Sarmațianului.

Aglomerate și tufuri de andezite piroxenice se întîlnesc și pe masivul eruptiv vechi, pe creasta dintre valea Cigherului și pîrîul Irișorului, precum și pe cea de la sud de acesta din urmă. Mai la sud, în punctul denumit Satul Radului, peste sienitele cuartifere și șisturile sericitoase repauzează de asemenea, tufuri de andezite cu piroxeni și hornblendă.

În toate oazurile prezentate, deasupra piroclastitelor amintite, stau pietrișuri și nisipuri nefosilifere, ce aparțin probabil Panonianului. Se poate trage astfel concluzia, că în timpul Sarmațianului masivul eruptiv era erodat și scos la zi aproape în forma în care se găsește astăzi și că deasupra lui se instalaseră lacuri, ale căror depozite se mai găsesc și astăzi în punctele amintite.

Pe ambele maluri ale pîrîului Bîrzava și ale pîrîului Babina se întîlnesc mici petece de pietrișuri, care indică existența unei terase vechi. Cum aceste iviri de pietrișuri se pare că au o legătură strînsă cu cele de depozite panoniene, apare posibilitatea ca la început, pîrîul Bîrzava să se fi alimentat din lacul situat în zona pîrîului Cigher — pîrîul Irișor. La fel, pîrîul Monorăștia a putut să se alimenteze din lacul ce se găsea în zona Satul Radului. Indiciile unei terase vechi mai apar și pe malul stîng al văii Cilodia.

Pe văile principale se întîlnesc aluvioni, care alcătuiesc adesea un șes aluvial, mai caracteristic pe valea Cigher, valea Bîrzava, și valea Monorăștia.

CAPITOLUL VII

EVOLUȚIA GEOLOGICĂ A REGIUNII ȘI VîRSTA FORMAȚIUNILOR

Pe baza datelor prezentate în această lucrare, putem expune pe scurt evoluția geologică a regiunii.

Înainte de instalarea geosinclinalului paleozoic, a existat în această zonă un fundament cristalin precambrian, cutat și erodat în parte, reprezentat prin șisturile cristaline ale seriei de Mădrizești. Peste acest fondament este

regenerat geosinclinalul paleozoic, în care iau naștere formațiunile seriei de Păiușeni. Acestea încep cu un complex grezo-conglomeratic, cu intercalări de depozite pelitice, din care rezultă primul complex de roci cristaline; după acest complex, în continuare, se depun formațiuni mai pelitice, din care va rezulta al doilea complex de șisturi preponderent filitice.

În timpul sedimentării acestor formațiuni cu caracter flișoid, începe să se manifeste magmatismul inițial, ofiolitic, reprezentat prin rocile bazice metamorfozate. În zona Bîrzava este pusă în loc mareea masă de roci bazice, pe care am descris-o sub denumirea de complexul ofiolitic. Către sfîrșitul evoluției sale, magmatismul ofiolitic se complică prin apariția în cadrul lui a keratofirelor cuartifere, din care au provenit porfiroidele actuale.

În faza de umplere a geosinclinalului încep să se facă simțite primele mișcări orogenice, iar caracterul flișoid al formațiunilor sedimentare devine mai evident. Începe acum metamorfozarea și cutarea seriei de Păiușeni și se schițează structura de anticlinoriu orientată în lungul albiei geosinclinale, pe care se grefează structura hemi-anticlinală, aproximativ perpendicular pe anticlinoriu. Aria acestei structuri, în care este localizată masa de roci ofiolitice, începe să devină sediul magmatismului plutonic, determinat de mișcările orogenice.

Astfel, încep să fie puse în loc intruziuni de diorite și meladiorite, însoțite de diferențiate pegmatoide și porfirice, după care vin intruziuni alcaline și acide reprezentând un magmatism spătorogen; se formează astfel, plutonul cu formă de harpolit, care se înscrie în structura hemi-anticlinală. Acest magmatism se încheie cu filoane de roci eruptive cu compoziție variabilă. În timpul manifestării magmatismului plutonic ia naștere zona de contact și se dezvoltă fenomenele de injecție și procesele de metasomatoză.

În ce privește vîrsta formațiunilor seriei de Păiușeni, noi am fost totdeauna de părere că ele sănt mai vechi decît depozitele permo-carbonifere nemetamorfozate din munții Codru Moma (H. Savu, 1962 a). Determinări de spori fosili executate mai recent în partea de est a Munților Apuseni, au stabilit existența în formațiuni apropriate de cele ale seriei de Păiușeni a formelor fosile de *Zonotrilites*, care ar indica vîrstă carbonifer-inferioară a acestor formații (V. Slavini, 1963). Determinări de vîrstă absolută efec-

¹⁾ H. Savu, 1958, Op. cit.



tuate de M. N. Filipescu (1963) pe gnaise retrometamorfozate din seria de Mădrizești, au indicat vîrstă de 260 milioane ani. Aceste date ne determină să presupunem că, în timpul mișcărilor hercinice au existat fenomenele de metamorfism regional, care au metamorfozat formațiunile seriei de Păiușeni și au retromorfozat pe cele ale seriei de Mădrizești din fundament.

Cum seria de Păiușeni remaniază elemente din seria de Mădrizești, dar și unele cuarțite negre de tipul celor din Poiana Rusă (H. Savu, 1962 a), despre care s-a afirmat că s-au sedimentat în timpul Rifeanului și au fost metamorfozate în mișcările orogene baicaliene (Marela Dessila-Codarea, 1964), rezultă că geosinclinalul paleozoic care a generat seria de Păiușeni, a evoluat în perioada de timp cuprinsă între mișcările baicaliene și cele hercinice. Asemenea serii de sisturi cristaline slab metamorfozate mai apar în Carpații meridionali, așa cum este seria de Tulișa de vîrstă carboniferă (L. Pavelescu, 1953) echivalată cu partea inferioară a formațiunii comprehensive de Schela, cu care am comparat și noi seria de Păiușeni (H. Savu, 1962 a); apar de asemenea formațiuni siluriene slab metamorfozate (Gr. Răileanu și L. Pavelescu, 1963). Mai la sud, în Balcani, se dezvoltă aşa zisă formațiune filit-diabazică, ce cuprinde Devonianul și Carboniferul inferior (B. Vrabljanski et al., 1961).

În lumina acestor date vom considera că geosinclinalul paleozoic a fost regenerat probabil la începutul Paleozoicului și că în seria de Păiușeni sunt cuprinse Devonianul și prima parte a Carboniferului inferior. O dovadă pentru existența Devonianului este susținută de prezența

Primit: ianuarie 1964.

formațiilor arcoziene, depuse în condițiile de climă aridă ale acestei perioade.

Cutarea și metamorfismul acestor formațiuni trebuie să se fi realizat în timpul mișcărilor hercinice (D. Giușcă, 1957, V. Pașiu, 1953), probabil în faza bretonă. Tot acum au fost puse în loc intruziunile spătorogene.

După aceasta a urmat sedimentarea unor depozite pelitice — arcoziene, carbonifere, de tipul celor din partea de nord a munților Hîghiș, care după D. Giușcă (1962) stau discordant peste sisturile seriei de Păiușeni, sau sunt probabil fals concordante cu acestea (R. Dimitrescu, 1962). Depozitele acestea au fost apoi slab metamorfozate în decursul altei mișcări hercinice următoare și de intruziunile granitice mai tîrziu din această zonă. Ele corespund probabil sisturilor în care s-au determinat forme de *Zonotrilites* în Munții Apuseni. Datorită acestei faze de mișcări orogene apar în sisturile cristaline clivaje S_2 și lineațiile l_2 . Tot acum sunt puse în loc, probabil și intruziunile minore din masivul Bîrzava.

După această a doua mișcare, se pare că cea mai mare parte a geosinclinalului este definitiv cutată sub formă de anticlinoriu, căci formațiunile paleozoice mai tinere și cele triasice asociate se deplasează spre nord în munții Codru—Moma, unde sunt asociate cu spilite și porfire.

Spre sfîrșitul Mezozoicului, sisturile cristaline sunt acoperite în partea de sud de depozite sedimentare cretacic-superioare și mai tîrziu, în timpul Neogenului, se depun peste masivul eruptiv erodat produsele vulcanice sarmațiene și depozitele panoniene, care sunt dezvoltate mai mult în bazinile neogene de la nord și de la sud.



BIBLIOGRAFIE

- A g a r d J. (1960) Les carbonatites et les roches à silicates et carbonates associés du massif de roches alcalines du Tazazert (Haut Atlas de Midelt, Maroc) et les problèmes de leur genèse. *Intern. Geol. Congr. Rep.*, 21st Sess. Norden. Part XIII.
- A n d e r s o n L. A. (1934) Contact phenomena associated with the Cassia — Batholith, Idaho. *Jour. Geol.*, vol. XLII, nr. 4
- A n d e r s o n L. A. (1952) Multiple emplacement of the Idaho Batholith. *Jour. Geol.*, vol. 60, Nr. 3
- B a l k R. (1936) Structural behaviour of igneous rocks. *Geol. Soc. America, Mem.* 5.
- B a l k R., B a r t h W. F. T. (1936) Structural and petrologic studies in Dutchess County, New York. Part. I. *Bull. Geol. Soc. America* nr. 97.
- B a r k d a l e D. J., (1937) The Shonkin Sag Iacolith. *Am. Jour. Sci.* nr. 197.
- B a r r o w G. (1912) On the geology of lower Dee-side and the southern Highland border. *Geol. Assoc. Proc.*, vol. XXIII.
- B a r t h W. F. T. (1948) Oxygen in rocks : a basis for petrographic calculations. *Jour. Geol.*, vol. 56, nr. 1.
- B a r t h W. F. T. (1952) Theoretical Petrology, J. Wiley. New York.
- B a r t h W. F. T. (1955) Presentation of rock analysis. *Jour. Geol.*, vol. 63, nr. 4.
- B a r t h W. F. T., C o r r e n s G. W., E s k o l a P. (1939) Entstehung der Gesteine. Springer. Berlin.
- B e c k e F. (1903) Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. *Denkschr. Akad. Wiss. Bd.* 75. Wien.
- B e l o u s o v V. V. (1954) Osnovniye voprosy geotektoniki. Moskva.
- B e u d a n t S. F. (1822) Voyage minéralogique en Hongrie pendant l'année 1812. Paris.
- B e u s A. A., S e v e r o v A. E., S i t n i n A. A., S u b - b o t i n D. K. (1962) Albitizirovannye i greizenizirovannye graniti (apograniti). A.N. SSSR. Moskva.
- B i l l i n g s P. M. (1942) Structural Geology. Prentice-Hall. New-York.
- B l e a h u M., D i m i t r e s c u R. (1957) Stratigrafia și tectonica Muntilor Apuseni. *An. Rom. Sov. Ser. Geol. Geogr.* Nr. 2. București.
- B o u é A. (1831) Coup d'oeil d'ensamble sur les Carpathes, le Marmarosch, la Transylvanie etc. rédigé en grande partie d'après les journaux des voyages de feu M. Lill de Lilienbach. *Mém. Soc. Géol. Fr. Iére Sér.* Tom. I. Paris.
- B o w e n N. L. (1928) The Evolution of the Igneous Rocks. Princeton.
- B o w e n N. L., T u t t l e O. F. (1950) The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAISi_3O_8 — H_2O . *Jour. Geol.* vol. 58.
- B r ö g e r W. C. (1894) Die Eruptivgesteine des Kristiania-gebietes, vol. I. Kristiania.
- B u d d i n g t o n A. F. (1939) Adirondack igneous rocks and their metamorphism. *Geol. Soc. America, Mem.* 7.
- B u d d i n g t o n A. F. (1959) Granite emplacement with special reference to North America. *Geol. Soc. America, Bull.* vol. 70, p. 671—748.
- B u r r i C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Basel und Stuttgart.
- B u r r i C., N i g g l i P. (1945) Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogen. Zürich.
- C h a y e s F. (1950) On a distinction between late-magmatic and post-magmatic replacement reactions. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 248, Nr. 1.
- C h a y e s F. (1952) The finer-grained calcoalkaline granites of New England. *Jour. Geol.*, vol. 60, Nr. 3.
- C i o f l i c a G. (1962) Studiu mineralologic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Căzănești-Ciungani (Munții Doreca). *An. Com. Geol.* XXXII. București.
- C i o f l i c a G., S a v u H. (1960) Posibilitățile de formare a titanomagnetitelor din Munții Doreca. *Stud. și cercet. geol.* V., Nr. 4. București.
- C l o o s E. (1934) The Loon Lake Pluton, Bancroft Area, Ontario, Canada. *Jour. Geol.*, vol. XLII, Nr. 4.
- C l o o s E. (1936) Der Sierra-Nevada-Pluton in Californien. *Neues Jahrb. 76 Beil. Bände. Abt. B Geol. u. Paläont.*
- C l o o s E. (1946) Lineation. *Geol. Soc. America, Mem.* 18.
- C l o o s E. (1947) Tectonic transport and fabric in a Maryland granite. *Comm. Géol. Finlande*, Nr. 140.
- C l o o s H. (1922) Über Ausbau und Anwendung der granittektonischen Methode. *Preuss. Geol. Landesanst., Abh. N. F.*, vol. 89.
- C l o o s H. (1923) Das Batholithenproblem. *Fortschr. Geol. u. Pal.*, N. 1. Berlin.
- C o d a r c e a A. I. (1930) Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocaña de Fier — Bocşa Montană. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XV. București.
- C o d a r c e a A. I., D e s s i l a - C o d a r c e a M a r c e l a, I a n o v i c i V. (1957) Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. *Bul. St. Ac. R.P.R.* nr. 3—4, Tom. II. București.
- C o d a r c e a - D e s s i l a M a r c e l a (1964) Considerații asupra stratigrafiei, genezei și structurii formațiunilor cristaloiliene din Carpații Meridionali Centrali — regiunea Răsinari Cisnădioara-Sadu. *An. Com. Geol.* XXXIV/1. București.
- D a l y R. A. (1933) Igneous rocks and the depths of the earth. Mc. Graw-Hill.
- D i m i t r e s c u R. (1958) Studiu geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa. *An. Com. Geol.* vol. XXXI. București.
- D i m i t r e s c u R. (1962) Cercetări geologice în regiunea Siria. *D. S. Com. Geol.* XLV (1957—1958). București.
- D o l l a r J. Th. A., (1941) Lundy complex : its petrology and tectonics. *Quart. Jour. Geol. Soc.* vol. XCVII, pt.I., Nr. 385.
- E c k e r m a n n H. (1948). The alkaline district of Alnö Island. *Sverig. geol. undersok.* Nr. 36.
- E d w a r d s A. B. (1942) Differentiation of the dolerites of Tasmania. *Jour. Geol.* vol. 50.
- E l i s e e v N. A. (1959) Metamorfism. Leningrad.
- E m m o n s C. R. (1953) Selected petrogenetic relationships of plagioclase. *Geol. Soc. America, Mem.* 52.
- E n g e l s B. (1959) Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutscher Paläozoikum. *Geot. Forsch.* H. 13. Stuttgart.



- E skola P. (1961) Geologiceskie i geohimiceskie oso-
benosti kristalicescogo fundamenta Finlandii. In
„Fizicochimiceskie problemy formirovania gornih porod
i rud., vol. I. Moskva.
- F airbairn H. W. (1949) Structural petrology of defor-
med rocks. Cambridge, Massachusetts.
- F enner C. N. (1937) A view of magmatic differentiation.
Jour. Geol., vol. 45.
- F ilipescu M. N., V incentiu J. (1963) O nouă me-
todă pentru extragerea argonului din roci, separarea și
determinarea lui prin cromatografie de gaze în vederea
stabilitării vîrstei absolute a rocilor. *Asoc. Geol. Carpa-
Balcanică, Congr. V-lea, Geologie Economică*, vol. 5.
București.
- F yfe S. W., T urner J. F., V erhoogen J. (1959)
Metamorphic reactions and metamorphic facies. Bal-
timore.
- G eis P. H. (1962) Zur Spilitbildung. *Geol. Rund.* 51/2,
(1961–1962).
- G illuly J. (1933) Replacement origin of the albite gra-
nite near Sparta, Oregon. *U. S. Geol. Surv. Profes.
Paper*, 175–C.
- G ittins J. (1961) Nephelinization in the Haliburton-
Bancraft District, Ontario, Canada. *Jour. Geol.* vol. 69,
nr. 3.
- G iușcă D. (1957) Observații asupra mineralizațiilor cu-
prifere din masivul Highiș (Reg. Arad). *An. Univ.
C. I. Parhon. Ser. St. Nat.* nr. 16. București.
- G iușcă D. (1962) Observații asupra sisturilor cristaline
și metamorfismului de contact al granitelor din masivul
Highiș. *Stud. și cercet. geol.* Tom. VII, Nr. 2. București.
- G iușcă D., I onescu J., U drescu C. (1964). Con-
tributions to the geochemical study of the Highiș
Mountains. *Receuil en l'honneur de l'académicien I. S.
Iovtchev.* Sofia (sub tipar).
- G lebova - K ulba h G. O. (1960) Tipi nijneproto-
zoischih gipabalsalnih grantoidov iujnoi Karelii.
Geol. i. petrol. Dok., Vip. 11, Moskva-Leningrad.
- G oldschmidt V. M. (1921) Über Injektionsmetamor-
phose im Stavangergebiete. *Vidensk. Skrift., Mat. Nat.
Kl.* Nr. 10.
- G oldschmidt V. M. (1933) Geochemie. *Handwörter-
buch der Naturwissenschaften* II. Aufl. Bd. IV. Jena.
- G ood speed G. E., (1953) Rheomorphic breccias. *Amer.
Jour. Sci.* vol. 251.
- G ood speed G. E. (1959) Some textural features of mag-
matic and metasomatic rocks. *Amer. Min.* vol. 44,
nr. 3–4.
- G reenwo o d R. (1951) Younger intrusive rocks of Plateau
Province, Nigeria, compared with the alkalic rocks of
New England. *Bull. Geol. Soc. America* vol. 62, Nr. 10.
- H amilton W. (1960) Silicie differentiation of lopoliths.
Intern. Geol. Congr. Rep. 21 st Sess. Norden. Part. XIII.
- H arker A. (1960) Metamorphism. Third ed. London.
- H arker J. R. (1962) The older ortho-gneises of Carn
Chuinneag and Inchboe. *Jour. Petrology*, vol. 3, Nr. 2.
- H atch H. F., W ellis K. A., W ellis K. M. (1961)
Petrology of the igneous rocks. 12th ed. London.
- H eritsch H. (1955) Bemerkungen zur Schreibung der
kristallchemischen Formel der Hornblende. *Tscherm.
Min. Petr. Mitt.*, Bd. V., H. 3.
- H ess H. H. (1960) Stillwater igneous complex, Montana.
Geol. Soc. America. Mem. 80.
- H utchinson M. R. (1956) Structure and petrology of
Enchanted Rock batholith, Llano and Gillespie coun-
ties, Texas. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 67, Nr. 6.
- Hutton C. O. (1940) Metamorphism in the Lake Wakatipu
region, New Zealand. *Dept. Sci. and. Industr. Res.,
Geol. Mem.* Nr. 5.
- I onescu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în
Cristalinul Munților Bihor (Biharia). *An. Com. Geol.*
vol. XXXII. București.
- J ohannsen A. (1941) A descriptive petrography of the
igneous rocks. Chicago.
- J ed w a b J. (1953) Étude des oligoéléments dans les miné-
raux des pegmatites. Labor. Geol. Appliq. In. „Peg-
matiti ţentralnoi Afriki”. 1958 Moskva.
- J hi gr an G. A. (1943) The cheviot granite. *Quart. Jour.
Geol. Soc.* vol. XCVIII, Nr. 391–92.
- J ones A. K. (1961) Origin of albite porphyroblasts in rocks
of the Ben More – Am-Binnein Area, Western Perths-
hire, Scotland. *Geol. Mag.* vol. XCVIII, Nr. 1.
- K ennedy W. Q. (1933) Trends of differentiation in ba-
saltic magmas. *Am. Jour. Sci.* 5 th ser., vol. 25.
- K ing C. B. (1943) The Cnoc nan Cuilean area of Ben Lo-
yal igneous complex. *Quart. Jour. Geol. Soc.* vol.
XCVIII, part. 3 a 4 Nr. 391–92.
- K nill C. D., K nill L. J. (1961) Time relations between
folding, metamorphism and the emplacement of
granite in Rosguill County Donegal. *Quart. Jour. Geol.
Soc.*, vol. CXVII, Nr. 467.
- K nopp A. (1960) Analysis of some recent geosynclinal
theory. *Am. Jour. Sci.* vol. 258–A.
- K och A. (1878) A Hegyes-Drócsa-Petrosza hegység kris-
talyos és tömeges közeteknek, valamint Erdély néhány
hasonló közéteink is petrografiai tanulmáoyásá.
Földt. Közl., VIII.
- K op tev - D vor nikov S. V., Gr igori ev F. Iu.,
D olo manova I. E., D mitriev V. L., Ne-
grei v. E., Polkovoi S. O., Rub G. M., Smor-
cic ov E. J., Sipulin K. F. (1960) Intruzivní
granitní formace malí glubin, povedené v ih poro-
dah elementov – primesei, i criterii genetickeskih svia-
zei rudoobrazovania s nimi *Magmatizm i sviaz s nim
poleznih iscopaemih*. Moskva.
- K orjinsk i S. D. (1952) Granitizația kak magmaticske
zamešcenie. *Izvestia AN SSSR, ser. geolog.*, Nr. 2.
- K orjinsk i S. D. (1953) Ocerv metasomaticeskih pro-
cesov. *Osnovnie problemi v uchenii o magmaticske
rudnih mestorojeniach*. AN. SSSR. Moskva.
- K orjinsk i S. D. (1960) Kislotnosti – ſcelocinosti kak
glavnejsii factor magmaticskeih i poslemagmaticskeih
procesov *Magmatizm i sviaz s nim poleznih iscopaemih*.
Moskva.
- K rilov I. N. (1960) Granitoidi saianskogo complexa
Gutaro-Agulinskogo raiona. *Geol. i. Petrolog. Dokembr.*,
vip. 11.
- K ropotkin P. N. (1953) Sovremennie geofizicseskie dan-
iya o stroenii Zemli i problem proishodenii bazaltovoi
i granitnoi magmi. *Izvestia AN. SSR, ser. geolog.* r. 1.
- K unitz W. (1928) Die Rolle des Ti in den Silikaten.
Centralbl. Min. Abt. A., p. 400–404.
- K uše v G. V. (1960) Scelocinie amfiboli Krivorojia. *Geol. i
Petrolog. Dokembr.*, vip. 11.
- K uznețov A. Iu. (1960) Osnovnie zaonomernosti
tectoniceskogo razmescenia i clasificatia magnatices-
kih formații. *Magmatizm i sviaz s nim poleznih isco-
paemih*. Moskva.
- L arsen E. S. (1948) Batholith and associated rocks of
Corona, Elsinore, and San Luis Rey Quadrangles
Southern California. *Geol. Soc. America, Mem.* 29.
- L arsen E. S., I rving I., G onyer F. A. (1938)
Petrologic results of a study of the minerals from ter-
tiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado.
Amer. Min., 23, Nr. 4.
- L ebedev P. A. (1962) Cinciskii gabbro-anortozitovii
pluton. *AN. SSSR*, vip. 80.
- L eedal Ph. G. (1952). The Cluanie igneous intrusion,
Inverness-Shire and Ross-Shire. *Quart. Jour. Geol. Soc.*,
vol. CVIII, Nr. 429.
- L ili enbach L ill (1833) Journal d'un voyage géolo-
gique fait à travers toute la chaîne des Karpathes en
Bukovine, en Transylvanie. *Mém. Soc. Géol. Fr. Sér.
I*, Tome II, Paris.
- L indgreen W. (1933) Differentiation and ore deposition
in Cordilleran Region of the United States. Ore depo-
sits of the Western States. *An. Inst. Mining. and Met.
Engrs.* New York.
- L óczy L. (1876) Jelentés a Hegyes-Drócsa hegységen tett
földtani kirándulásokról. Budapest.
- L óczy L. (1877) A Hegyes-Drócsa hegység ásvány lelhelyei.
Budapest.
- L óczy L. (1887) Bericht über die geologischen Detailauf-
nahmen des Jahres 1887. *Jahresb. k. u. geol. Anst.*
Budapest.

- Lóczy L. (1890) Das Kreidegebiet zwischen der Maros und der Fehér (Weissen)-Körös im Arader Komitate. *Jahresb. k.u. geol. Anst. f. 1888*. Budapest.
- Lupu Denisa, Lupu M. (1960) Contribuții la cunoașterea faunei de Rudiști din Senonianul Munților Apuseni. *Stud. și cercet. de Geol. Ac. R.P.R.* Nr. 4, Tom. V. București.
- Marmo V. (1962) On granites. *Comm. Géol. Finlande*. Nr. 201.
- Martin R. M. (1953) The structure of the granite massif of Flamanville, Manche, North-West France. *Quart. Jour. Geol. Soc.* vol. CVIII, Nr. 432.
- Maslenicov A. V. (1960) Fizicochimiceskie osobennosti protessa kristalizacji granitov. *Magmatizm i sviazi s nim poleznih iscopaemih*. Moskva.
- Maynard E. J. (1934) The petrographic re-examination of quartz-bearing plutonites from Vermont. *Jour. Geol.* vol. XLII, Nr. 2.
- Morozewicz J. (1930) Der Mariopolit und seine Blutsverwandten. *Min. Petr. Mitt.*, Band 40.
- Muir D. J., Tilleley E. C. (1961) Mugearites and their place in alkali igneous rock series. *Jour. Geol.*, vol. 69 Nr. 2.
- Munteanu - Murgoci Gh. (1957) Geneza riebeckitului și consolidarea rocilor cu riebeckit. „*Opere Alese*”, Ac. R.P.R. București.
- Neciaeva A. E. (1960) Scelocinie granitoidi Zabaikalia. *Magmatizm i sviazi s nim poleznih iscopaemih*. Moskva.
- Nelson B. W., Roy R. (1958) Synthesis of chlorites and their structural and chemical constitution. *Amer. Miner.* vol. 43, Nr. 7 and 8.
- Niggli P. (1931) Die quantitative mineralogische Klassification der Eruptivgesteine. Schweiz. *Min. Petr. Mitt.* vol. XI.
- Niggli P. (1954) Rocks and mineral deposits. W. H. Freeman. San Francisco.
- Niggli P., Beger P. J. (1923) Gesteins-und Mineralprovinzen I. Berlin.
- Noble J. A. (1952) Evaluation of criteria for the forcible intrusion of magma. *Jour. Geology* vol. 60.
- Nockolds R. S. (1933) Some theoretical aspects of contamination in acid magmas. *Jour. Geology*, vol. 41.
- Nockolds R. S. (1947) The granitic cotectic curve. *Geol. Mag.* vol. LXXXIV.
- Nockolds R. S. i Allen R. (1958) Geochemicalie nabliudenia. Moskva . (Trad. din *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 4, Nr. 3, 105–142 (1953); 5, Nr. 6, 245–285 (1954); 9, Nr. 1–2, 34–77 (1956).
- Otto H. (1936) Die Rolle des Mn in den Mineralien. *Tscherm. Min. Mitt.* Nr. 47.
- Papiu C. V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni). *Bul. St. Ac. R.P.R.*, V, Nr. 1. București.
- Papiu C. V. (1960) Recherches géologiques dans le massif de Drocea. *Ann. Com. Géol.* vol. XXVI–XXVIII (résumé). București.
- Paucă M. (1937) Recherches géologiques dans la région de Siria. *C. R. Inst. Geol. Roum. XXV*. București.
- Pavescu L. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de SE a munților Retezatului. *An. Com. Geol.* XXV. București.
- Peive A. V. (1962) Tectonics and magmatic phenomena. *Izv. Ak. Sci. USSR. Geol. Ser.* Nr. 3, 1961. *American Geol. Inst.*
- Pethö J. (1887) Geologische Studien in den nördlichen Ausläufern des Hegyes-Drócsa-Gebirges an dem linken Ufer der Weissen-Körös. *Jahresb. k.u. geol. Anst. f. 1887*.
- Pitcher S. W., Sinha G. R. (1958) The petrochemistry of the Ardara aureole. *Quart. Jour. Geol. Soc.* vol. CXIII, nr. 451.
- Pitcher S. W., Read H. H. (1960) The aureole of the Main Donegal Granite. *Quart. Jour. Geol. Soc.* vol. CXVI, pt. I.
- Poldervaart A. (1953) Metamorphism of basaltic rocks. *Geol. Soc. America. Bull.*, vol. 64.
- Poldervaart A. (1956) Zircon in rocks. 2. Igneous rocks. *Am. Jour. Sci.* vol. 254.
- Poldervaart A., Hess H. H. (1951) Piroxens in the cristallisation of basaltic magmas. *Jour. Geol.* vol. 59, Nr. 5.
- Raguen E., (1957) Géologie du Granite. Masson et Cie. Paris.
- Ramberg H. (1952) The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago-Press.
- Rankama Kalerwo, Sahama G. Th. (1952) Geochemistry. Chicago.
- Rădulescu Dan P. (1960) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistrul (Baia Mare). *An. Com. Geol.*, vol. XXXI. București.
- Răileanu Gr., Pavescu L. (1963) Considerații generale asupra vîrstei șișturilor cristaline din Autohtonul Carpaților Meridionali. *Asoc. Geol. Carpat-Balcanică. Congr. V.*, *Mineralogie-Petrografie*, vol. II. București.
- Read H. H. (1957) The Granite Controversy. Murby, London.
- Reynolds L. D. (1946) The sequence of geochemical changes leading to granitization. *Quart. Jour. Geol. Soc.*, vol. 102.
- Reynolds L. D. (1958) Granite: Some tectonic, petrological, and physico-chemical aspects. *Geol. Mag.*, vol. XCV, Nr. 5.
- Rittmann A. (1958) Physico-chemical interpretation of the terms magma, migma, crust and substratum. *Bull. Volcanique*, ser. 2, Nr. 19. Napoli.
- Rogers W. J. J. (1961) Origin of albite in granitic rocks. *Amer. Journ. Sci.* vol. 259.
- Rösler J. H. (1960) Bemerkungen zur Genese von Geosynklinalmagmatiten. *Intern. geol. Congr. Rept. 21 st Sess. Norden.* Part. XIII.
- Roy D. M. (1954) Hydrothermal synthesis of andalusite. *Amer. Miner.* vol. 39, Nr. 1–2.
- Sabine A. P. (1960) The geology of Rockall, North Atlantic. *Bul. Geol. Surv. Gr. Brit.*, Nr. 16.
- Sandell E. B. (1949) The Ga content of igneous rocks. *Amer. Jour. Sci.* Nr. 247.
- Sander B. (1930) Gefügekunde der Gesteine. Springer. Viena.
- Savu H. (1962a) Cercetări petrografice în Cristalinul Masivului Drocea. *D.S. Com. Geol.* vol. XLIV (1956–1957). București.
- Savu H. (1962b) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Troaș-Pirnești (Masivul Drocea). *D. S. Com. Geol.*, vol. XLIV (1956–1957). București.
- Savu H. (1962c) Corpul gabbroic de la Almășel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrogenezei ofiolitelor din masivul Drocea. *An. Com. Geol.*, vol. XXXII. București.
- Savu H. (1962d) Contribuții la cunoașterea zăcămintelor de mangan din regiunea Delinești (Munții Semenic). *D.S. Com. Geol.* vol. XLVI (1958–1959). București.
- Savu H. (1962e) Chimismul vulcanitelor jurasic-superioare – cretacic-inferioare din munții Drocea. *D.S. Com. Geol.* vol. XLVII (1959–1960). București.
- Savu H., Neacșu G. H. (1962) Vulcanismul neogen din bazinul Zarandului. *D. S. Com. Geol.*, vol. XLVII (1959–1960). București.
- Savul M., Barbu A. I. (1961) Cercetări de analiză structurală petrologică asupra Masivului eruptiv Princopan. *Studii și cercetări de Geologie*. 2. VI. București.
- Schlaepfer M., Niggli P. (1914) Neue Beiträge zur hydrothermalen Silicatbildung. *Ztschr. anorg. chem.*, 87, 52.
- Sederholm J. J. (1899) Über eine archaische Sedimentformation in süd-westlichen Finland. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, Nr. 6.
- Sederholm J. J. (1923) On migmatites and associated Precambrian rocks of Southwestern Finland, Part. I. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, nr. 58.
- Semenenko P. N. (1960) Geneticescaia clasificația metamorficeskikh porod i protesov. *Magmatizm i sviazi s nim poleznih iscopaemih*. Moskva.
- Serdienko D. P. (1948) O kristalohimiceskoi roli titana v sliudah. *DAN. SSSR.* 59, Nr. 4.

- Serebryakov A. V. (1961) Autometasomatic alteration of granitoids and association of tin mineralization with the zone of sodium-potassium metasomatism. *International Geology Review*, vol. 3, Nr. 2.
- Slavin V. N. (1963) Stratigrafia paleozoa vnutrenee iasti karpato-balcanского сооружения. *Asoc. Geol. Carpatho-Balc. Congr. V, 1961. Secf. II Stratigrafie*. vol. III/2 Bucureşti.
- Shand S. J., (1947) Eruptive rocks. London.
- Sitter U. L. (1956) Structural geology. Mc. Graw-Hill. New York.
- Smulikowski K. (1958) Problem of genetic classification of granitoids. *Studia Geologica Polonica*, vol. I. Warszawa.
- Snelling J. N. (1960) The geology and petrology of the Murumbidgee batholith, Australia. *Quart. Jour. Geol. Soc.* vol. CXVI, Nr. 462.
- Socolescu M. (1944) Les affleurements de minéraux de la région de Vaşa-Şoimuş-Buceava-Săvârşin-Zam. *C. R. Inst. Géol. Rom.* Tom. XXVIII (1939-1940) Bucureşti.
- Stewart B. D., Roseboom H. E. Jr. (1962) Lower temperature terminations of the three phase region plagioclase-alkalifeldspar-liquid. *Jour. Petrology*, vol 3, Nr. 2.
- Stillle H. (1924) Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin.
- Stillle H. (1940) Zur Frage der Herkunft der Magmen. Berlin.
- Stillle H. (1951) Die mitteleuropäische Gliederung der Erdgeschichte. *Preuss. Akad. Wiss. Abh. Naturw. Kl.* Nr. 11.
- Sudovikov N. G. (1954) Tektonika, metamorfizm, migmatizația și granitizația porod Ladojskoi formației. *Tr. Labor. geol. Dokembria AN. SSSR*, vtp. 4.
- Sudovikov N. G. (1960) Kontaktové porodit pitkiarantskogo rapakivi. *Geol. i Petrolog. Dokembria. AN. SSSR*, vtp. 11.
- Sundius N. (1946) The classification of the hornblendes and solid solution relations in the amphibole group. *Sveriges. geol. undersökk.*, Sec. C., Nr. 480, Arsbrook 40, Nr. 4.
- Szentpétery S. (1916) Die Eruptivgesteine der Drocsa und des siebenbürgischen Erzgebirges *Jahresb. k. ung. geol. Anst.*, f. 1916.
- Satski S. (1954) O margančenosnih formațiјah i o metallogenii marganča. *Izv. AN. SSSR. Ser. Geol.* Nr. 4.
- Seimann M. Iu. (1960) O sviazi ſcelocinfi, magmatičeskikh formațijs s krupnejsimi structurami matericov. *Magmatizm i sviaz s nim poleznih iscopaemih*. Moskva.
- Thornton P. C., Tuttle F. O. (1960) Chemistry of igneous rocks I. Differentiation index. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 258, Nr. 9.
- Tilley C. E. (1926) On some mineralogical transformations in crystalline schists. *Mineralog. Mag.*, vol. 21.
- Tilley C. E. (1958) Problems of alkali rock genesis. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. CXIII, Nr. 451.
- Tolmacev Iu., M., Filipov A. N. (1934) O nahodenii Rb, Be, Ga i Sr v nefelinah. *DAN [SSSR]*, 3, Nr. 5.
- Tomkeeff I. S. (1942) The tertiary lavas of Rum. *Geol. Mag.*, vol. 79.
- Tröger W. E. (1935) Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Ein Nomenklatur-Kompendium. Berlin.
- Tröger W. E. (1952) Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinbildenden Minerale. Stuttgart.
- Turner J. F. (1948) Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. *Geol. Soc. America Mem.* 30.
- Turner J. F., Verhoogen J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. Sec. ed. New York.
- Turner J. F., Weiss E. L. (1963) Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. Mc Graw Hill. New York.
- Tuttle O. F. (1952) Origin of contrasting mineralogy of extrusive and plutonic salic rocks. *Jour. Geology*, vol. 60, Nr. 2.
- Tuttle O. F. (1961) Ostatocinie rastvorl obrazuemie kristalizuiușceisisa vodnoi granitnoi jidkostiu. *Fizico-himice kie problemt formirovania gornih porod i rud. AN SSSR*. Moskva.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of Granite in the light of experimental studies in the system NaAl Si₃O₈ - KAl Si₃O₈ - $\frac{1}{2}$ SiO₂ - H₂O. *Geol. Soc. America Memoir* 74.
- Tinzerling V. E. (1961) Iscustvenoe dvoinicovanie cvarča. *AN. SSSR*. Moskva.
- Ustiyev K. Ye. (1962) Franz Yul'evich Loewinson-Lessing and some basic problems of modern petrography. *Izv. Ac. Sci. USSR. Geol. Ser.* Nr. 3, 1961. *Publ. Amer. Geol. Institut*.
- Väyrynen H. (1959) Kristalliceskii fundament Finlandii. Moskva (Trad. d. l. finlandeză).
- Vorobieva O. A. (1960) Alkali Rocks of the USSR. *Intern. Geol. Congr. Report of the Twenty First Session Norden. Copenhagen*. Part. XIII.
- Vlasov K. A., Kuzmenko M. B., Escova E. M. (1959) Lovozerskii ſcelocinii massiv. *AN. SSSR*. Moskva.
- Vrabljanski B., Valeva G., Graseva N., Kolceva K., Konstantinov D. Nedjalkova S. I., Jaranoft D. (1961) Diabaz filitoid-nata formația v zapadna Stara Planina. *Prinosi kim geologiala na Bulgaria*. Tom. I. Sofia.
- Wager L. R., Mitchell R. L. (1951) The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma - a further study of the Skaergaard intrusion, east Greenland. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, I, 3.
- Wahlstrom E. E. (1940) Ore deposits at Camp Albion, Boulder County, Colorado. *Econ. Geol.*, vol. XXXV, Nr. 4.
- Walker Fr. (1953) The pegmatitic differentiates of basic sheets. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 251.
- Walton M. (1955) The emplacement of „Granite”. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 253, Nr. 1.
- Weedon S. D. (1960) The Gars-Bheinn ultrabasic sill, isle of Skye. *Quart. Jour. Soc.*, vol. CXVI, Nr. 461.
- Wegmann E. (1935) Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundsch.*, Nr. 26.
- Wells K. M. (1946) A contribution to the study of luxulianite. *Mineral. Mag.*, vol. XXVII, Nr. 193.
- Williams H., Turner J. F., Gilbert C. M. (1955) Petrography. W. H. Freeman. San Francisco.
- Winchell A. N., Winchell H. (1951) Elements of optical Mineralogy. New York. (traducere în l. rusă).
- Winkler F. G. H. (1962) Genesen von Graniten und Migmatiten auf Grund neuer Experimente. *Geol. Rundsch.*, Band 51, 1961/1962.
- Wyllie P. J., Tuttle F. O. (1960) Experimental verification for the magmatic origin of carbonatites. *Intern. Geol. Congr. Rept. 21 st Sess. Norden*. Part. XIII.
- Wyllie P. J., Tuttle F. O. (1961) Hydrothermal melting of shales. *Geol. Mag.* vol. XCVIII, Nr. 1.
- Young S. R. (1957) The geochemistry of Cobalt. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 13, Nr. 1.
- Zavaritski N. A. (1950) Vvedenie v petrochimiui izverjenij gornih porod. *AN. SSSR*. Moskva.
- Zavaritski N. A. (1956) Izverjenje gornje porodi. *AN. SSSR*. Moskva.
- Zavaritski N. A., Sobolev C. V. (1961) Fizicohimiceskie osnovi petrografii izverjenij gornih porod. Moskva.
- Zlobin I. B. (1960) Necotorie voprosi diferențației ſcelocinii magmi na primere intruzii gor Sandik. *Magmatizm i sviaz s nim poleznih iscopaemih*. Moskva.

PLANŞA II



Institutul Geologic al României

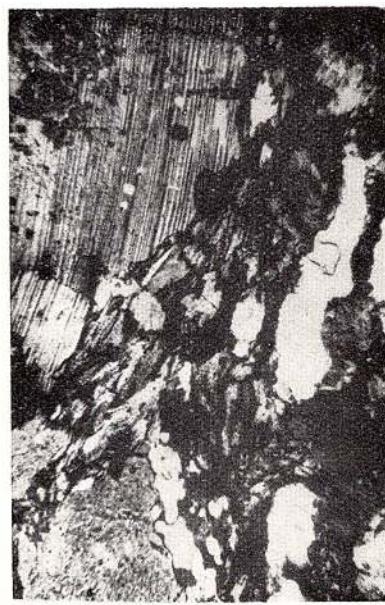
PLANŞA II

- Fig. 1. — Tuf bazic metamorfozat (şist verde), valea Cilodia. Nic. || ; $\times 25$.
Tuf basique métamorphisé (schiste vert), Vallée Cilodia. Nic. || ; $\times 25$.
- Fig. 2. — Metagabbro cu cristaloblaste de plagioclaz îndoite și sparte, valea Birzava.
Nic. + ; $\times 75$.
Métagabbro à cristalloblastes de plagioclase courbés et brisés, Vallée Birzava.
Nic. + ; $\times 75$.
- Fig. 3. — Jaspilit cu textură rubanată, pîriul Pustacea. Mărime naturală.
Jaspilite à texture rubanée, Ruisseau Pustacea. Grandeur naturelle.

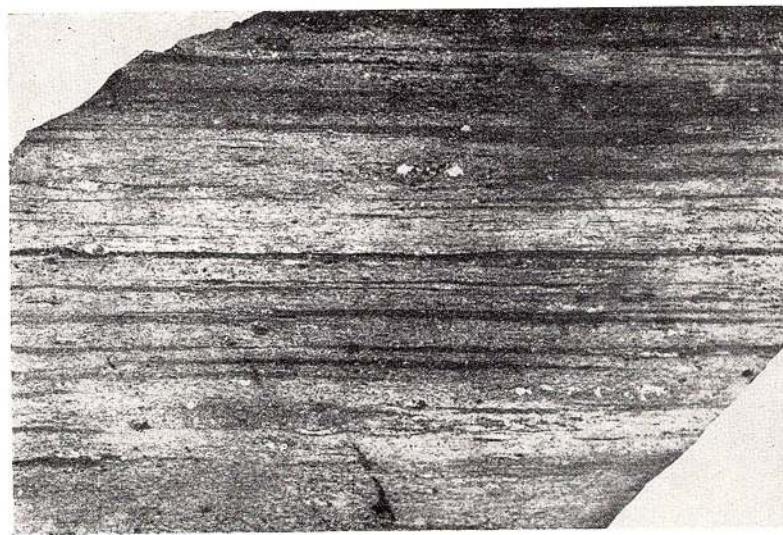




1



2



3



Institutul Geologic al României

PLANSĂ III

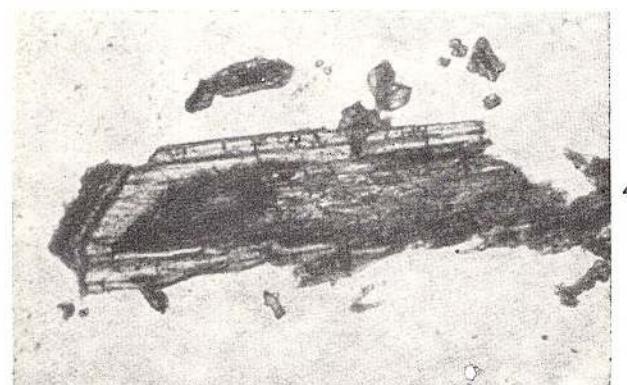


Institutul Geologic al României

PLANŞA III

- Fig. 1. — Diorit porfiric cu fenocristale mari de feldspați pe valea Cigherului, la vest de Corlat.
Diorite porphyrique à gros phénocristaux de feldpaths sur la vallée Cigherul, à l'W de Corlat.
- Fig. 2. — Același diorit porfiric turmalinizat. Punctele negre indică cristale sau cuiburi de cristale de turmalină, valea Cigherului.
Même diorite porphyrique tourmalinisé. Les points noirs indiquent des cristaux ou des nids de cristaux de tourmaline, Vallée Cigherul.
- Fig. 3. — Sienit alcalin cu egirin de pe pîrîul Satul Radului. Nic. + ; $\times 25$.
Syénite alcalin à aegyrine sur le ruisseau Satul Radului. Nic. + ; $\times 25$.
- Fig. 4. — Cristal de egirin cu structură zonară de pe valea Babina. Nic. || ; $\times 110$.
Cristal d'aegyrine à structure zonaire sur la vallée Babina. Nic. || ; $\times 110$.







Institutul Geologic al României

VI. AŞTEPTĂRI

În cadrul proiectului de cercetare "Problemele tehnologice și tehnicii de extracție a minereelor din depozitele de la Vărădia și Valea Sebeșului" au fost realizate următoarele rezultate:

1. Studiu geologic și hidrogeologic al depozitului de la Vărădia.

PLANSA IV

Planșa IV prezintă o secțiune transversală a depozitului de la Vărădia, care ilustră:

1. Profilul geologic și hidrogeologic al depozitului de la Vărădia.

2. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

3. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

4. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

5. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

6. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

7. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

8. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

9. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

10. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

11. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

12. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

13. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

14. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

15. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

16. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

17. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

18. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

19. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

20. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

21. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

22. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

23. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

24. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

25. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

26. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

27. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

28. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

29. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

30. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

31. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.

32. Situația și caracterul depozitului de la Vărădia în cadrul unui plan de deschidere.



PLANŞA IV

Fig. 1. — Sienit alcalin cu arfvedsonit de la izvoarele văii Monorăştia. Roca prezintă goluri microlitice (sus) și separații melanocrate (dreapta). Mărime naturală.

Syénite alcalin à arfvedsonite des sources de la vallée Monorăştia. La roche présente des vides miarolitiques (en haut) et des séparations mélanoocrates (droite).

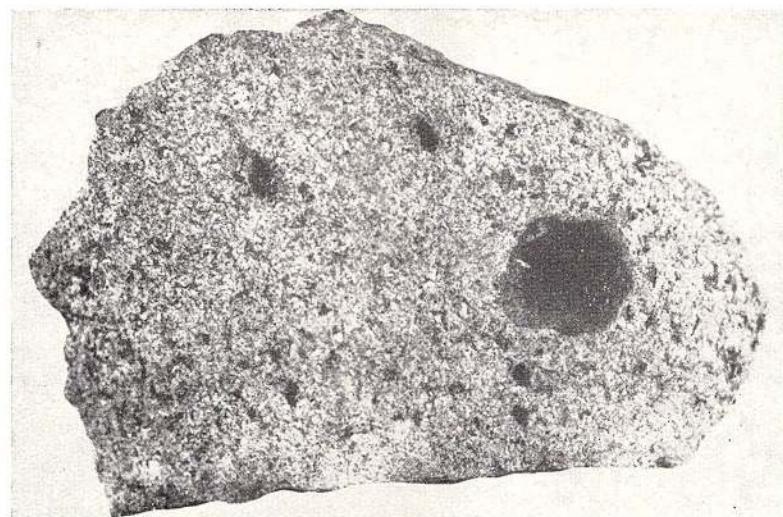
Fig. 2. — Structura divergentă a separației melanocrate din sienitul alcalin cu arfvedsonit. La contactul dintre separația melanocrată și sienitul alcalin (jos) s-au concentrat numeroase cristale de magnetit. Nic. || ; $\times 25$.

La structure divergente de la séparation mélanoocrate du syénite alcalin à arfvedsonite. Au contact entre le séparation mélanoocrate et le syénite alcalin (en bas) se sont concentrés nombre de cristaux de magnétite. Nic. || ; $\times 25$.

Fig. 3. — Structura sienitului cuartifer cu biotit de pe valea Bavna. Se observă cristale de plagioclaz albitic maclare după legea albitalui. Nic. + ; $\times 75$.

Structure du syénite quartzifère à biotite sur la vallée Bavna. On observe les cristaux de plagioclase albítique maclés selon la loi de l'albite Nic. + ; $\times 75$.

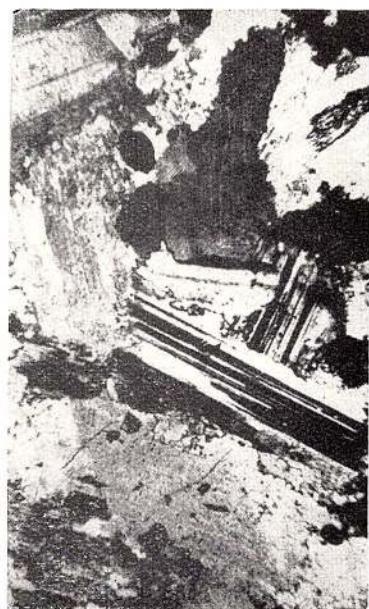




1



2



3



Institutul Geologic al României

PLANŞA V



Institutul Geologic al României

PLANŞA V

- Fig. 1. — Sienit cuarțifer cu hornblendă de pe valea Irișorului, în care se dezvoltă larg și în cantitate mare antiperhitul. Nic. + ; $\times 30$.
Syénite quartzifère à hornblende sur la vallée Irișorul, dans lequel se développe largement et abondamment l'antiperthite. Nic. + ; $\times 30$.
- Fig. 2. — Sienit cuarțifer cu biotit cu structură apropiată de cea a nordmarkitului, valca Strîmna. Nic. + ; $\times 25$.
Syénite quartzifère à biotite à structure rapprochée de celle du nordmarkite, vallée Strîmna. Nic. + ; $\times 25$.
- Fig. 3. — Structura orientală, trahitoidă, a micropegmatitului cu biotit de pe valea Bavna. Nic. + ; $\times 25$.
Structure orientée, trachytoïde, du miopegmatite à biotite sur la vallée Bavna, Nic. + ; $\times 25$.
- Fig. 4. — Structura micrografică dezvoltată în interstițiile cristalelor de feldspați din micropegmatitele de pe valea Bavna. Nic. + ; $\times 60$.
Structure micrographique développée dans les interstices des cristaux de feldspats dans les micropegmatites sur la vallée Bavna. Nic. + ; $\times 25$.

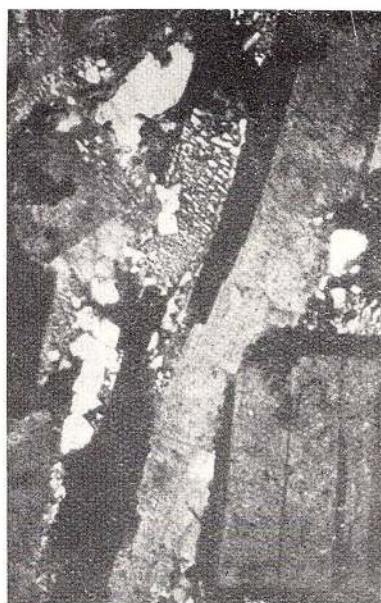




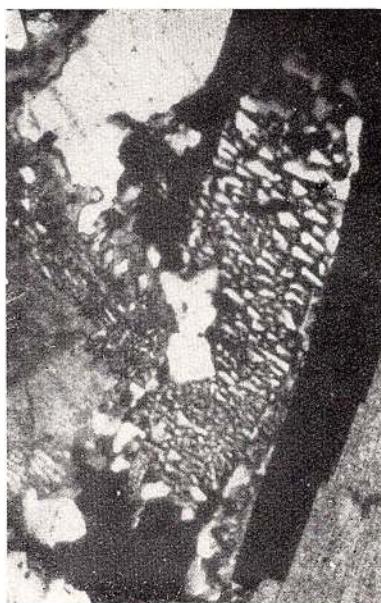
1



2



3



4



Institutul Geologic al României

PLANŞA VI



Institutul Geologic al României

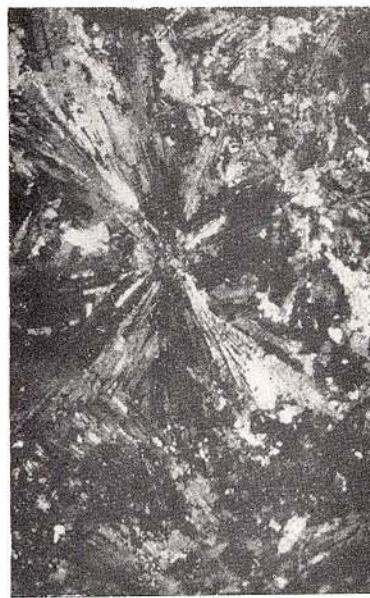
PLANŞA VI

- Fig. 1. — Structura granofirului de pe vîrful Horieşti, în care se observă concreşteri între cuarţ și feldspaţi. Nic. + ; $\times 25$.
Structure du granophyre sur le sommet Horieşti, on y observe des interpénétrations entre le quartz et les feldsaths. Nic. + ; $\times 25$.
- Fig. 2. — Structura sferulitică în porfirul sferulitic de pe valea Irişorului. Nic. + ; $\times 25$.
Structure sphérolitique dans le porphyre sphérolitique sur la vallée Irişorul. Nic. + ; $\times 25$.
- Fig. 3. — Porfir cuarțifer cu fenocristale de feldspat potasic înlocuit de cristale fine macleate de albite. Izvoarele pârâului Omornii. Nic. + ; $\times 25$.
Prophyre quartzifère à phénocristaux de feldspath potassique remplacé par de fins cristaux maclés d'albite. Sources du ruisseau Omornii. Nic. + ; $\times 25$.
- Fig. 4. — Corneană cu textură masivă, în care se observă porfiroblaste de biotit (negru) valea Cigherului. Nic. || ; $\times 25$.
Cornéenne à texture massive, dans laquelle on observe des porphyroblastes de biotite (noir). Vallée Cigherul. Nic. + ; $\times 25$.

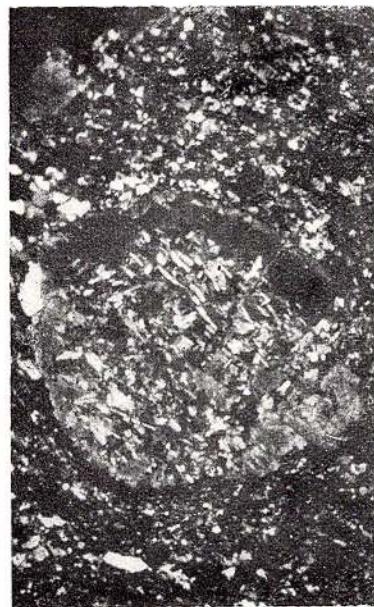




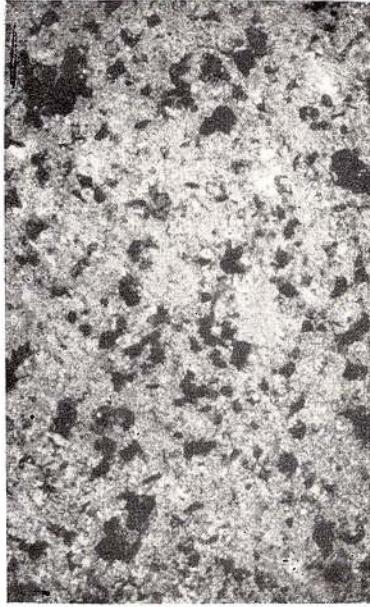
1



2



3



4



Institutul Geologic al României

PLANŞA VII

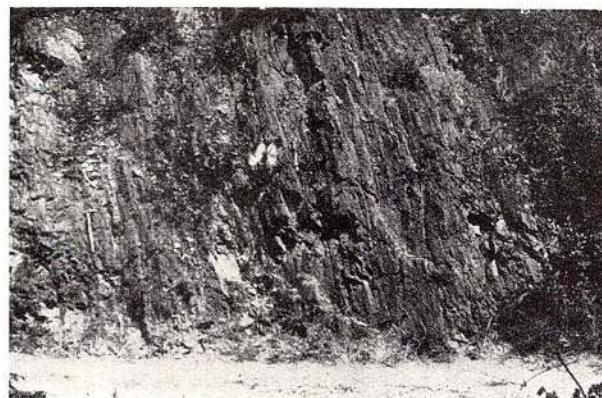


Institutul Geologic al României

PLANŞA VII

- Fig. 1. — Afloriment de şisturi de contact cu biotit şi epidot în malul drept al văii Cigherului.
Affleurement de schistes de contact à biotite et épidoite dans la rive droite de la vallée Cigherul.
- Fig. 2. — řist de contact cu foliație evidentă și nodule de epidot și albă de pe pîriul Bilvanului. Nic. + ; $\times 25$.
Schiste de contact avec la foliation évidente et nodules d'épidote et albite du ruisseau Bilvanul. Nic. + ; $\times 25$.
- Fig. 3. — Xenolit de metagabbro în sienodioritele cu hornmenda de pe valea Lupoaia. Xenolitul este străbătut de filonașe sienodioritice. Mărime naturală.
Xénolite de métagabbros dans les syénodiorites à hornblende sur la vallée Lupoaia. Le xénolite est parcouru par des filonets syénodioritiques. Grandeur naturelle.

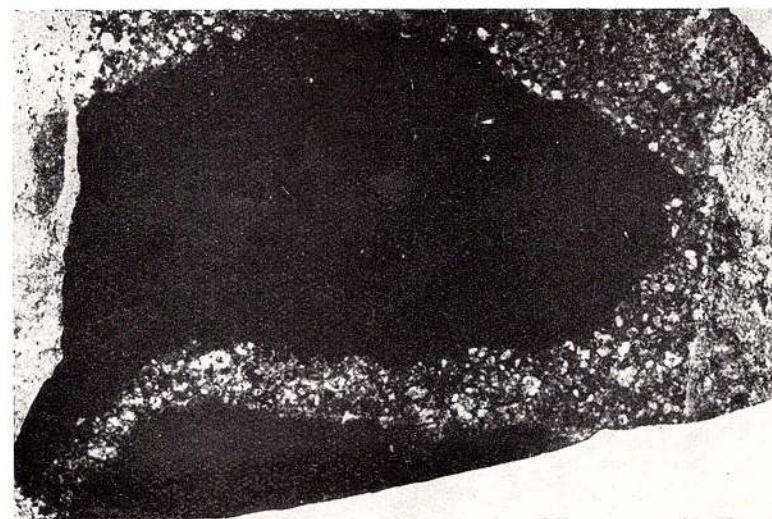




1



2



3



Institutul Geologic al României

PLANŞA VIII

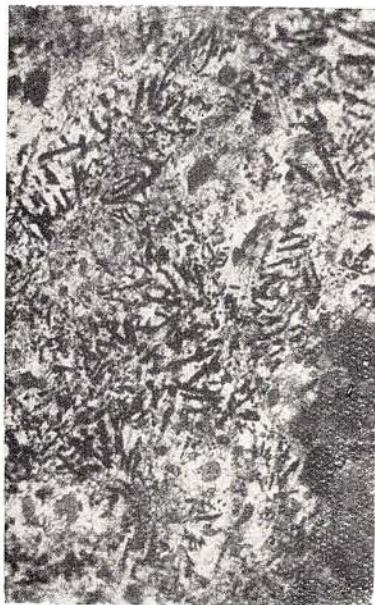


Institutul Geologic al României

PLANSĂ VIII

- Fig. 1. — Structura xenolitului de metagabbro din sienodioritele cu hornblendă de pe valea Lupoiaia. Se observă forme vermiculare de magnetit în concreștere cu celelalte minerale. Nic. || ; $\times 75$.
Structure du xénolite de métagabbro des syénodorites à hornblende sur la vallée Lupoiaia. On observe des formes vermiculaires de magnétite associées aux autres minéraux. Nic. || ; $\times 75$.
- Fig. 2. — Diorit cuartifer din injecțiile de pe valea Bîrzava, cu cristale de plagioclaz macleate după legea albă sau periclin și indoite.
Diorite quartzifère des injections sur la vallée Bîrzava, à cristaux de plagioclase maclés selon la loi de l'albite ou périclin et courbés.
- Fig. 3. — Injecții paralele (lit-par-lit) de material dioritic în metagabbrourile de pe valea Bîrzava. În jurul benzilor dioritice mai leucocrate se observă fenoblaste și cumuloblaste de albă dezvoltate în masa metagabbroului. Mărime naturală.
Injections parallèles (lit-par-lit) de matériel dioritique dans les méttagabbros de la vallée Bîrzava. On observe autour des bandes dioritiques plus leucocrates des phénoblastes et cummuloblastes d'albite développés dans la masse du méttagabbro. Grandeur naturelle.





1



2



3



Institutul Geologic al României

PLANŞA IX



Institutul Geologic al României

PLANŞA IX

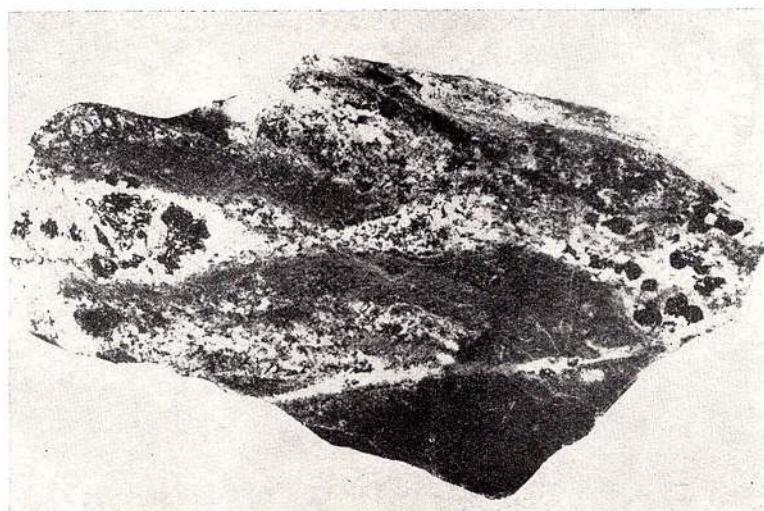
Fig. 1. — Injecții paralele (lit-par-lit) de sienit cuarțifer cu turmalină (cristale negre) concordante cu foliația șisturilor de contact (cenusu) de pe valea Cigherului. Mărime naturală.

Injections parallèles (lit-par-lit) de syénite quartzifère à tourmaline (cristaux noirs) concordant avec la foliation des schistes de contact (gris) de la vallée Cigherul. Grandeur naturelle.

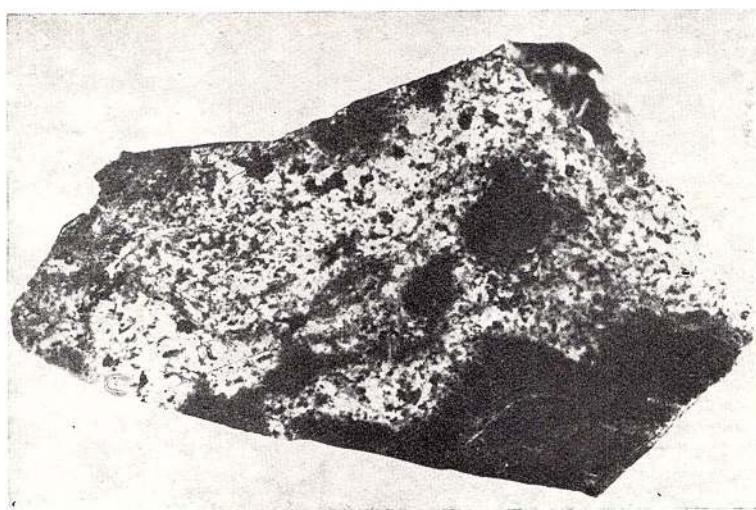
Fig. 2. — Xenoliți (negru) de șisturi de contact prinși în injecțiile de sienit și parțial digerați de magmă pe valea Cigherului. Mărime naturală.

Xénolites (noir) de schistes de contact pris dans les injections de syénite et partiellement digérés par le magma sur la vallée Cigherul. Grandeur naturelle.





1



2



Institutul Geologic al României

PLANŞA X



Institutul Geologic al României

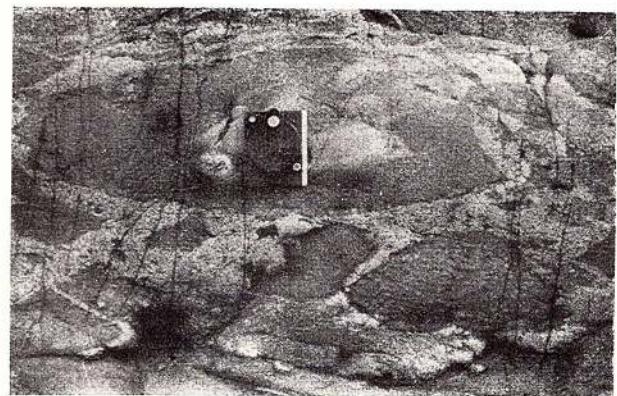
PLANŞA X

- Fig. 1. — Diorit porfiric străbătut de o rețea de filoane acide în zona cu injecții reticulare de pe valea Cigherului.
Diorite porphyrique parcouru par un réseau de filons acides dans la zone à injections réticulaires dans la vallée Cigherul.
- Fig. 2. — Injecții reticulare formate în metagabbrourile de pe valea Cigherului.
Injections réticulaires formées dans les méttagabbros de la vallée Cigherul.
- Fig. 3. — Agmatit de pe valea Cigherului. În masa granitoidă, leucocrată, se observă blocuri de metabazite.
Agmatite de la vallée Cigherul. On observe dans la masse granitoïde, leucocrate, des blocs de métabasites.
- Fig. 4. — Injecții difuze de magmă sienitică, cu fenomene de metasomatoză (zonele mai leucocrate) în metagabbrourile de pe valea Cigherului.
Injections diffuses de magma syénitique, à phénomènes de métasomatose (les zones plus leucocrates) dans les méttagabbros de la vallée Cigherul.





1



2



3



4



Institutul Geologic al României

PLANŞA XI

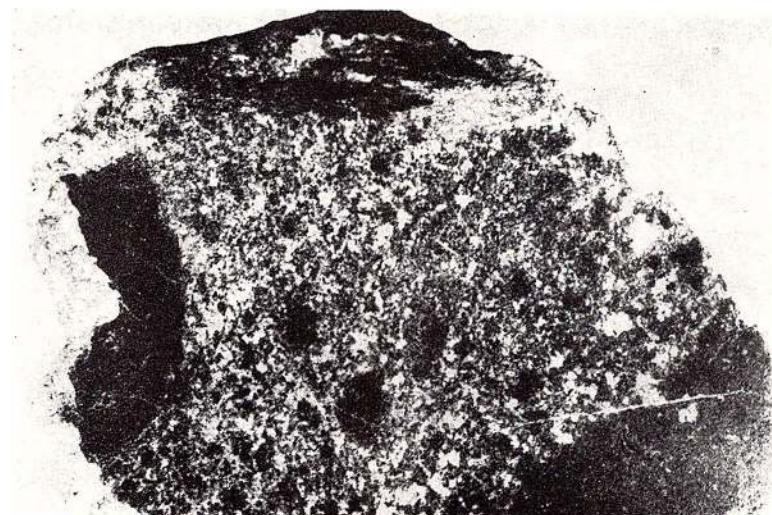


Institutul Geologic al României

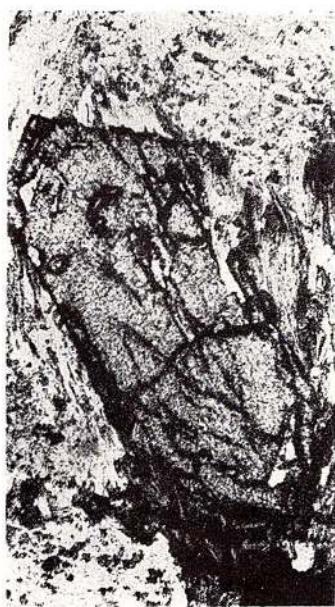
PLANŞA XI

- Fig. 1. — Xenoliți (negru) de metagabbro în diferite stadii de digerare în injecțiile acide reticulare de pe pârful Velica Mare. Mărime naturală.
Nénolites (noir) de méttagabbro en stades différents de digération dans les injections acides réticulaires dans le ruisseau Velica Mare, Grandeur naturelle.
- Fig. 2. — Cristal idiomorf de monazit dezvoltat în metagabbrourile de pe pârul Stoii. El conține incluzuni de cuarț și feldspat. Nic. || ; × 75.
Cristal idiomorphe de monazite développé dans les méttagabbers du ruisseau Stoii. Il contient des inclusions de quartz et feldspath. Nic. || ; × 75.
- Fig. 3. — Cristal de turmalină cu structură zonară și cu incluziuni de diferite minerale în șisturile de contact de pe valea Cigherului. Pe margine se observă zona de creștere a turmalinei peste mineralele șistului de contact. Nic. || ; × 25.
Cristal de tourmaline à structure zonaire et à inclusions de divers minéraux dans les schistes de contact, de la vallée Cigherul. On observe sur le bord la zone à inclusions de minéraux du schiste de contact que la tourmaline a englobé dans son développement Nic. || ; × 25.





1



2



3

LE MASSIF ÉRUPTIF DE BÎRZAVA (MONTS DE DROCEA)

PAR

H. SAVU

(Résumé)

INTRODUCTION

L'ouvrage comprend une étude complexe du massif éruptif de Bîrzava.

La région comprise entre le Mureş et Crişul Alb, où est situé ce massif, appartient aux Monts Highiș — Drocea (fig. 1).

Dans leur ensemble, les Monts Highiș—Drocea sont constitués par deux séries de schistes cristallins dont l'âge est différent — la série de Mădrizeşti, mésométamorphique et celle de Păiuşeni, épimétamorphique. Les deux séries contiennent des roches indiquant l'existence, parmi leurs formations, des produits éruptifs, qui correspondent à deux cycles magmatiques presque complets.

A part deux séries de schistes cristallins, dans les Monts Highiș — Drocea on rencontre encore des formations carbonifères et des dépôts permiens, mésozoïques et néogènes.

CHAPITRE I

LES SCHISTES CRISTALLINS DE LA SÉRIE DE PĂIUŞENI

Les schistes cristallins de la série de Păiuşeni peuvent être séparés, du point de vue stratigraphique, en deux complexes de roches blastodétritiques, auxquels vient s'ajouter un complexe ophiolitique métamorphisé.

A) DISTRIBUTION DES SCHISTES CRISTALLINS

Pour ce qui est de la distribution des complexes de schistes cristallins en question, nous observons qu'au N se développe un complexe prépondérant quartzitique, souvent à conglomérats métamorphisés,

Au-dessus se situe le deuxième complexe de schistes cristallins. Il est constitué, pour la plupart, par des phyllites auxquelles s'associent parfois des quartzites ou conglomérats métamorphisés. Dans les deux complexes apparaissent des intercalations de roches basiques métamorphisées, parfois aussi de porphyroïdes.

Dans la région de Bîrzava, entre les deux complexes blastodétritiques, se situe un troisième constitué notamment par des roches ophiolitiques métamorphisées (pl. XII).

B) PÉTROGRAPHIE DES SCHISTES CRISTALLINS

On peut séparer les schistes cristallins de la région de Bîrzava en un groupe des roches métapélitiques, un groupe des roches métapsammitiques et un groupe des roches métapséphytiques.

Le groupe des roches métapélitiques comprend des schistes sériciteux-chloriteux, des schistes sériciteux et des schistes carbonatés. Ces roches sont constituées par de la séricite, du prochlorite, du quartz, des carbonates et d'autres minéraux.

Le groupe des roches métapsammitiques comprend des quartzites chloriteux-sériciteux, des quartzites sériciteux, des quartzites feldspathiques et des quartzites carbonatés.

Les roches métapséphytiques sont représentées par divers types de conglomérats métamorphisés, tels les conglomérats quartzeux, sériciteux-chloriteux et carbonatés.

C) CONSIDÉRATIONS SUR LA MINÉRALOGIE DES SCHISTES CRISTALLINS

On rencontre dans la composition des schistes cristallins des minéraux relictes des formations pré-métamorphiques, ainsi que les minéraux dé-



veloppés pendant le métamorphisme. Le quartz, les feldspaths (fig. 2) et certains minéraux accessoires appartiennent à la première catégorie. Ceux de néoformation sont représentés par du chlorite (prochlorite), de la muscovite (séricite) de l'albite (An 6—8), du quartz et des carbonates. L'ouvrage présente l'analyse chimique d'une phyllite et l'épinorme calculée.

D) LES CONDITIONS MÉTAMORPHISME DES SCHISTES CRISTALLINS

Les paragenèses de minéraux rencontrés dans les schistes cristallins de la série de Păiușeni révèlent que son métamorphisme correspond à celui de la zone à chlorite. Les paragenèses les plus caractéristiques sont :

(1) quartz — muscovite — chlorite — albite (\pm carbonates, tourmaline) ;

(2) quartz — albite — muscovite (\pm chlorite, carbonates).

La première paragenèse caractérise les schistes pélitiques, tandis que la deuxième les quartzites. Elles appartiennent au subfaciès quartz — albite — muscovite — chlorite, du faciès des schistes verts. L'analyse chimique de la phyllite et sa projection sur un diagramme ACF (fig. 3) montrent qu'elle se situe dans le voisinage du chloritoïde et correspond par là à la plus constatée paragenèse de la région.

Par rapport à la minéralogie des schistes cristallins et aux recherches de pétrologie expérimentale, nous considérons que les formations cristallines de la région de Bîrzava ont été métamorphisées à une température proche de 300°C. Dans le voisinage du massif éruptif et entre ses limites, le métamorphisme augmente graduellement (tableau 47).

E) GENÈSE DE LA SÉRIE SÉDIMENTAIRE MÉTAMORPHISÉE

Tout ce que nous venons de présenter, concourt à démontrer que les schistes cristallins de la série de Păiușeni proviennent de la métamorphose d'un paquet épais de dépôts sédimentaires, déposés dans un géosynclinal paléozoïque qui évoluait sur l'actuel emplacement des monts Hîgheș, Drocea, Codru-Mona et Bihor. Et comme ces dépôts pré-métamorphiques sont transgressifs sur les schistes cristallins de la série de Mădrițești, il en résulte que l'orthogéosynclinal paléozoïque a été régénéré au-dessus des ruines d'un autre géosynclinal plus ancien. Il se réalise ainsi une discordance de l'ordre I entre les formations

cristallines des deux séries métamorphiques. Les schistes cristallins de la série de Păiușeni proviennent du métamorphisme des dépôts sédimentaires du type flysch. La série commence en base par un complexe gréso-conglomératique à intercalations de roches pélitiques. Parallèlement à la sédimentation de ces formations, se manifeste un magmatisme initial qui constitue le complexe ophiolitique métamorphisé. Par la suite, se dépose un complexe constitué notamment par des roches pélitiques, à intercalations de grès.

Les alternances fréquentes de différents types de roches ont été déterminées par des mouvements synchrones du géosynclinal, qui apparaissent pendant la phase de subsidence.

Grâce à eux, dans la masse des dépôts du géosynclinal se sont produites des variations de faciès en profondeur aussi bien qu'en étendue, ainsi que des phénomènes de sédimentation rythmique, le processus de dépôt étant récurrent.

CHAPITRE II

LE COMPLEXE OPHIOLITIQUE MÉTAMORPHISÉ

La massif éruptif de Bîrzava a la forme d'un "V", l'ouverture étant dirigée vers le NW (pl. XII). Cette forme est due à la façon dont sont distribuées, dans le massif, les roches basiques métamorphisées ainsi que celles intrusives. On constate que le bras droit du massif est constitué de manière prédominante par des métadolérites, des métagabbros et des métadiorites, et que ce sont les métadolérites et les métabasaltes qui l'emportent dans le bras gauche.

A) PÉTROGRAPHIE DU COMPLEXE OPHIOLITIQUE MÉTAMORPHISÉ

Nous avons déjà mentionné des différents termes pétrographiques qui prennent part à la constitution du complexe ophiolitique. En outre nous signalons encore la présence, dans le massif, des schistes verts tufogènes, des métagabbrodiorites, des porphyroïdes et des jaspilites (fig. 4 et 5).

Les roches basiques métamorphisées sont généralement vert foncé et leur structure au commencement ophitique, porphyrique ou hypidiomorphe, a subi les effets du métamorphisme faible et a été beaucoup modifiée, de sorte qu'elle existe encore en tant que relicte. C'est pourquoi le mot indiquant la structure première est précédé par celui de "blastique" — d'où les termes de blasto-



phitique, blastohypidiomorphe etc., qui reflètent justement les modifications survenues pendant le métamorphisme.

Les porphyroïdes et les jaspilites, roches acides métamorphisées, ont une couleur claire et une structure blastoporphyrique, respectivement granoblastique (pl. II, fig. 3). La texture de toutes les roches est plus ou moins schisteuse (pl. II, fig. 1 et 2).

On a employé, afin de séparer ces roches, les indices de la structure relicte, la texture, la composition minéralogique actuelle comme un indice sur l'ancienne composition et les données des analyses chimiques.

La nomenclature dont on se sert, pour indiquer les divers types de roches éruptives métamorphisées, est celle employée aujourd'hui.

B) CONSIDÉRATIONS SUR LA MINÉRALOGIE DU COMPLEXE OPHYOLITIQUE MÉTAMORPHISÉ

Les minéraux qui figurent dans la composition des roches de ce complexe, proviennent des minéraux premiers existant dans les roches éruptives pré-métamorphiques.

Le quartz, par exemple, a pu préexister dans certaines roches, telles les diorites, ou bien il est résulté de la transformation de certains minéraux primaires. Le plagioclase ($An\ 5-9$) est provenu du plagioclase primaire plus basique lequel, sous l'action du métamorphisme s'est mu en albite et épидote. En partie, l'albite ainsi que le quartz se sont, peut-être, déposés en des solutions post-magmatiques acides aussi, qui ont circulé par les roches basiques métamorphisées.

En composition l'épidote varie du clinzoïzite jusqu'au pistatzite, cette dernière variété étant la plus fréquente.

Les hornblendes des roches basiques métamorphisées sont secondaires et appartiennent au groupe de l'actinolite ou de l'ouralite. Elles ont résulté de la transformation du diopside ou de la hornblende primaire. On rencontre souvent dans les roches basiques un biotite vert-olive qui se forme aux dépens de la hornblende secondaire (fig. 6), ou bien aux dépens du chlorite. Le potassium nécessaire à sa formation est amené par les solutions résiduelles des granitoïdes intrusives.

Nous mentionnons encore la présence dans ces roches du chlorite — les variétés clinochlore et pennine, très rarement turingite — de la tourmaline (schörl), de l'apatite, du zircon, du titanite (sphène), de la magnétite etc.

C) CONDITIONS DE MÉTAMORPHISME DU COMPLEXE OPHIOLITIQUE MÉTAMORPHISÉ

Les minéraux mentionnés dans les roches basiques métamorphisées caractérisent le faciès des schistes verts. Les plus fréquentes paragenèses qu'ils forment sont les suivantes :

(1) albite \pm épидote — chlorite — sphène (-quartz).

(2) épидote — albite — chlorite — (-quartz — biotite — sphène).

(3) actinolite — épидote — albite — chlorite — sphène (-quartz — biotite).

La première paragenèse est caractéristique pour les roches basiques métamorphisées à l'extérieur du massif, qui se sont adaptées tout comme les schistes, aux conditions du subfaciès quartz — albite — muscovite chlorite. Les paragenèses (2) et (3) prédominent dans les métabasites de l'intérieur du massif et représentent un degré plus élevé de métamorphisme. Elle appartiennent au subfaciès quartz — albite — épидote — biotite du faciès des schistes verts.

Pour étayer ces conclusions, on a calculé les valeurs ACF de l'analyse chimique de cinq roches basiques métamorphisées du massif.

En fonction de ces valeurs, deux roches se projettent sur le diagramme ACF du champ de la paragenèse (2), les trois autres se situent dans la zone de la paragenèse (3) (fig. 8).

Considérant tout ce que nous venons d'exposer, il en résulte que les roches basiques ont été métamorphisées à des températures situées entre 250°C et 400°C, cette dernière étant la température à laquelle le plagioclase basique se transforme en épидote et albite.

Il en résulte également que de l'extérieur vers l'intérieur du massif éruptif, le métamorphisme régional augmente, du subfaciès à albite et chlorite jusqu'au subfaciès à albite, épидote et biotite. Le degré plus élevé de métamorphisme de l'intérieur du massif est dû à l'influence de la température des intrusions et des solutions migrées du magma acide (tableau 47).

D) COMPOSITION CHIMIQUE DU COMPLEXE MÉTAMORPHISÉ

Pour envisager la composition chimique des roches ophiolitiques métamorphisées, on a employé six analyses chimiques dont cinq représentent divers types de roches basiques décrites ci-dessus et la sixième — un porphyroïde de la région (tableau 7).



Les valeurs des différents oxydes de l'analyse chimique ont été projetées sur le diagramme Tyrell (fig. 9), qui indique une hausse de la teneur en oxydes d'aluminium, potassium, sodium et fer et une baisse évidente pour les oxydes de magnésium et de calcium, faisant valoir de la sorte les rapports de différenciation.

La norme CIPW (tableau 9) des roches met en évidence une relation importante à savoir $ab > am$ que l'on constate dans toute la série, l'albite variant entre 26,20 et 39,0 parties de la roche.

Les paramètres Niggli (tableau 10) calculés pour toutes les roches ophiolitiques métamorphisées montrent qu'elles correspondent aux magmas gabbroïque, gabbrodioritique, dioritique et normal-dioritique. Le porphyroïde est différent de cette série, il correspond à un magma alcaligranitique — c'est pourquoi il a été projeté, sur les différents diagrammes ci-dessus mentionnés, en positions qui diffèrent de celles des métabasites.

La projection des roches sur divers diagrammes à l'aide des paramètres Niggli, montre qu'il s'agit des roches calco-alcalines, pauvres en alcalis (fig. 11). Par exemple, le diagramme $k : mg$ (fig. 12) montre qu'elles sont pauvres en potassium et riches en magnésium. Sur le diagramme $al : fm$ (fig. 13) les roches se projettent entre les champs fémique et isofalique. Par contre, le porphyroïde (métakératophyre) se projette entre la champ salique et subfémique. Pour ce diagramme, tout comme pour ceux mentionnés ci-dessus, entre le champ de projection des roches basiques métamorphisées et le point où cette roche se projette, il n'y a pas de termes intermédiaires de différenciation.

E) GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MINEURS

Afin d'observer la variation des éléments mineurs dans les roches basiques métamorphisées, on a exécuté deux analyses spectrales quantitatives, grâce auxquelles on a étudié les éléments : Ga, Sn, Pb, Ti, Mn, Co, Zr, Ni, V, Ba et Be (tableau 11).

Les roches basiques contiennent en moyenne $Co = 0,0017\%$, $V = 0,0193\%$, $Ni = \text{approx. } 0,0010\%$. Le Ni ainsi que le Co existe en plus grande quantité dans les roches effusives basiques métamorphisées. Par contre, les métagabbros sont plus riches en vanadium, indiquant par là leur caractère résiduel par rapport aux métabasaltes.

Voilà les teneurs moyennes des autres éléments déterminés : $Ti = 0,8\%$, $Mn = 0,197\%$, $Ga = 0,0023\%$, $Ba = 0,0105\%$, $Be = 0,0022\%$ et $Zr = 0,0175\%$.

F) CARACTÈRES D'OPHIOLITES DES ROCHES BASIQUES MÉTAMORPHISÉES DE LA RÉGION DE BÎRZAVA

Les roches ophiolitiques métamorphisées de Bîrzava représentent une suite basique provenue d'un magma tholéïtique peu différenciée. Les conditions de leur mise en place dénotent qu'elles représentent un magmatisme initial, au sens où l'entendait H. Stille.

Une comparaison entre les roches basiques métamorphisées de Bîrzava et les ophiolites mésozoïques des Monts de Drocea nous a suggéré nombre de conclusions. Sur le diagramme QLM (fig. 14) ces roches se projettent à l'intérieur du champ PFM, où se projettent également les ophiolites des Alpes. On aboutit à cette même conclusion par la projection des roches sur le diagramme $\pi : K$ (fig. 15), d'où le caractère d'ophiolites résulte clairement pour les roches basiques métamorphisées. Le diagramme $\gamma : mg$ (fig. 16) souligne la même caractéristique et met en évidence une différenciation quant au rapport entre les éléments Mg, Ca, Fe.

Sur ces diagrammes, le métakératophyre (porphyroïde) se projette d'ordinaire dans un point plus éloigné par rapport au champ de projection des roches basiques.

G) PÉTROGENÈSE DU COMPLEXE OPHIOLITIQUE

Le complexe ophiolitique, qui apparaît sous la forme d'une grande masse de roches basiques métamorphisées et de petites intercalations entre les schistes cristallins de la série de Păiușeni, a commencé à être mis en place avec la formation du géosynclinal et a continué durant le remplissage de ce lit avec des dépôts sédimentaires pré-métamorphiques. Dans le géosynclinal se produisaient des coulées sous-marines de laves basiques qui étaient souvent accompagnées par des explosions qui amenaient des tufs basiques, par des intrusions de roches gabbroïques ou dioritiques et par des seuils de dolérites (diabases).

Si l'on considère l'orientation ENE — WSW du lit géosynclinal, la masse de roches basiques métamorphisées de Bîrzava, en forme de „V“, apparaît comme insolite. Cette disposition des métabasites a été déterminée par le système de



fractures profondes du soubasement précamalien de la série de Păiușeni, sur laquelle sont remontées les laves basiques, système qui a eu la même orientation (fig. 17).

Les afflux successifs de magmas basiques tholéïtiques sont déterminés par les mouvements isostatiques du fond du géosynclinal dans les conditions de subsidence. Le magma dont ils sont provenus a été un magma basaltique à olivine (= magma subbasaltique, d'après Niggli), différents de celui des basaltes océaniques.

Les premiers afflux, peu différenciés sont les roches dont ont résulté les métabasaltes, tandis que les métagabbros, les métagabbrodiorites et métadiorites indiquent des roches un peu plus acides, différenciées des premières. C'est ce que démontre le diagramme de différenciation (fig. 18), sur lequel les métabasaltes se projettent à l'endroit de la valeur $si = 100$, et les autres métabasaltes se situent entre les valeurs $si = 110 - 170$. Avec la hausse de si , les paramètres fm et c diminuent, tandis que al et alk augmentent ; à l'endroit de la valeur $si = 120$, $al = c$.

Dans ce processus, les magmas tholéïtiques manifestent la tendance de concentrer le fer, le titaniun et le vanadium dans leurs produits résiduels. Cette possibilité est contrôlée par le phénomène d'oxyréduction, influencé à son tour par la pression partielle de l'oxygène.

Les recherches entreprises antérieurement se sont rapportées en général aux seuils, aux lopolites etc. La présente étude démontre qu'un processus similaire se produit également dans le bassin magmatique sous-crustal de sorte que les afflux successifs de magma sont de plus en plus différenciés. La projection des roches de Bîrzava sur le diagramme ($FeO + Fe_2O_3$) — MgO — ($Na_2O + K_2O$) (fig. 19) établit un parallélisme frappant entre leur tendance de différenciation et celle des roches du corps de Palisade. Dans les deux séries, les roches les plus acides sont aussi les plus riches en fer.

L'explication de la genèse du magma dont sont provenus les porphyroïdes présente certaines difficultés. Ainsi que nous venons de le mentionner, le kératophyre se projette sur tous les diagrammes en un point isolé du champ de projection des ophiolites métamorphisées, sans termes de transition vers celles-ci. C'est ce qui nous fait croire que les kératophyres représentent les produits de contamination du magma tholéïtique au matériel acide du sial.

La petite quantité de minéraux de calcium dans certaines métabasites dénote qu'elles auraient pu provenir de spilites. Leur association avec les kératophyres démontre que nous sommes en présence d'un complexe de roches volcaniques du type de la formation spilite-kératophyrique.

Conformément aux opinions de I. Kuznetsov, la majeure partie des roches basiques représentent le magmatisme initial synchrone à la phase d'eugéosynclinal et l'association spilite-kératophyrique, plus fréquente dans le complexe supérieur de schistes cristallins, correspond à la phase de post-géosynclinal.

Donc, pendant la phase qui précède l'orogenèse principale, le magmatisme ophiolitique s'achève par des roches de la série spilite-kératophyrique.

CHAPITRE III

TECTONIQUE DU COMPLEXE OPHIOLITIQUE MÉTAMORPHISÉ ET DES SCHISTES CRISTALLINS

Le premier coup d'œil jeté sur la carte du massif de Bîrzava (pl. XII) ne tardera à nous révéler deux aspects tectoniques importants. Nous observons tout d'abord l'orientation ENE—WSW des schistes cristallins de la région et des Monts Hîghiș—Drocea, et ensuite notre attention se fixe sur la forme en „V“ du massif éruptif à l'ouverture dirigée vers le NW.

A) ÉLÉMENTS STRUCTURAUX

Nous avons mesuré les éléments structuraux, tels les linéations, les foliations, les fissures et les clivages, afin d'expliquer cette structure.

Les éléments linéaires sont représentés par des microplis et les lentilles de quartz, albite et carbonates, orientées en direction de l'axe tectonique. Ces éléments sont plus visibles et peuvent être mesurés plus facilement dans les schistes phylliteux (fig. 21 et 22).

La structure linéaire des conglomérats est figurée par l'orientation des galets de quartz pendant le métamorphisme. Leur plus grand allongement est parallèle à l'axe de la structure (fig. 23).

La foliation S_1 des schistes de la région de Bîrzava est parallèle à leur stratification première. Dans les roches basiques métamorphisées on distingue plus difficilement un plan de foliation, leur schistosité variant d'un endroit à l'autre.



Dans les schistes cristallins, tout comme dans les roches basiques métamorphisées, des fissures se sont formées, orientées, pour la plupart, en direction ENE—WSW. Ce sont d'ordinaire des fissures *ac* perpendiculaires sur l'axe B.

Un système de clivages à l'orientation NE—SW apparaît à peu près parallèle aux fissures *ac* dans certaines zones des schistes cristallins et des roches basiques métamorphisées. On le perçoit grâce à une incurvation de la surface S_1 selon un plan presque perpendiculaire sur elle, qui forme un plan de foliation secondaire (S_2) et représente un clivage de glissement (fig. 21). Dans le plan S_1 des phyllites, ce clivage forme une linéation secondaire (L_2).

B) DIAGRAMMES STRUCTURALS

En vue de l'analyse des éléments structuraux, la région a été séparée en deux grandes zones. L'une est la zone au N du massif éruptif et l'autre comprend le massif lui-même.

Pour la zone septentrionale on a construit un diagramme de foliations dont le pôle π montre que l'axe de la structure anticlinale formée ici a la direction N 58° E et s'affaisse en ce sens de 2—3° (fig. 24).

La zone du massif éruptif a été séparée en trois secteurs : le premier comprend les schistes cristallins entre les bras du massif, le deuxième qui comprend les roches basiques métamorphisées en forme de „V“ et le troisième, les schistes cristallins au S du massif.

On a construit pour tous les secteurs des diagrammes de foliation et linéations (fig. 25, 26, 27). Ces diagrammes ont montré que la forme en „V“ du massif est déterminée par une structure anticlinale (hémianticlinale) asymétrique, dont l'axe est orienté en direction N 19° W—S 19° E et s'affaisse vers le SSE de 20°. Les roches basiques métamorphisées se comportent dans cette structure tel un phacolite.

Les diagrammes ont encore montré que, les schistes cristallins et les roches basiques métamorphisées, bien qu'ils aient constitué la même structure anticlinale, se sont parfois comportés quelque peu différemment, ce qui a provoqué l'apparition, entre les deux masses, de certains mouvements différenciels, phénomène auquel concourent également les roches intrusives, ce que nous allons montrer par la suite.

Ont été construits également des diagrammes pour fissures (fig. 28) et clivages. Le système de

clivages orientés en direction N 52° E—S 52° W est à peu près perpendiculaire sur l'axe structural du massif éruptif (fig. 27).

C) LA TECTONIQUE D'ENSEMBLE DES ROCHES BASIQUES MÉTAMORPHISÉES ET DES SCHISTES CRYSTALLINS

Les chercheurs qui ont précédemment étudié la région de Bîrzava mentionnaient l'existence, dans cette zone, d'un anticlinorium orienté en direction NE—SW. Nos recherches, nous l'avons déjà montré, relèvent l'existence dans la région de deux éléments tectoniques importants. Le principal élément structural est un anticlinorium dont l'axe est orienté en direction générale ENE—WSW des schistes cristallins des Monts Highiș-Drocea et correspond à l'axe de la structure de la zone du N du massif éruptif. Sur cet anticlinorium un hémianticinal se greffe dans lequel s'inscrit le massif de Bîrzava. L'axe de l'hémianticinal est presque perpendiculaire sur l'axe de l'anticlinorium, ainsi que nous l'avons déjà montré à l'aide des diagrammes des trois secteurs de la zone du massif éruptif (fig. 25, 26, 27).

Ces deux structures ressortent clairement sur la carte géologique de la région (pl. XII). Leur formation a été probablement dépendante des influences du soubassement de la série de Păiușeni au cours de son plissement, ainsi que le montrait E. Wegmann (1935) en d'autres régions. Les roches intrusives ont influencé, elles-aussi, la formation de la structure hémianticinale.

A cause des différences de compétence entre les schistes cristallins de l'axe de l'hémianticinal et la masse de roches basiques métamorphisées d'au-dessus, dans les premiers se sont formés parfois des plis secondaires et des microplis à vergence vers l'axe de la structure (pl. XIII).

Parfois la structure hémianticinale a été affectée par des plans de laminage orientés parallèlement à son axe. Dans le NW du massif, des structures secondaires parallèles à l'axe de l'anticlinorium se joignent aux structures parallèles à l'axe de l'hémianticinal.

Les clivages ont paru à une étape plus tardive de mouvements du même cycle géotectonique, à savoir lorsque les schistes cristallins de la série de Păiușeni avaient déjà perdu leur état de plasticité, en réagissant par laminage.



CHAPITRE IV

LES ROCHES INTRUSIVES

A) DISTRIBUTION DES ROCHES INTRUSIVES

Les roches intrusives du massif de Bîrzava ont commencé par des diorites et se sont poursuivies par des roches alcalines et granitoïdes. Les roches dioritiques et celles alcalines sont répandues surtout le long du bras droit du massif et les granitoïdes apparaissent partout (pl. XII).

Aux sources du ruisseau Bîrzava les diorites constituent un corps plus important et quelques autres intrusions plus petites. Les roches alcalines qui ont débuté par les syénodiorites du sommet Radevița, se poursuivent par quelques intrusions de syénites alcalines qui se disposent entre les sources de la vallée Monorăștia et le ruisseau Irișorul.

Les intrusions granitoïdes sont constituées par des diorites quartzifères, des syénites quartzifères et des granites alcalins. La masse la plus importante de ces roches est le stock de la partie méridionale du massif, dont la composition est très variée. D'autres intrusions granitoïdes de moindre importance sont rencontrées dans le reste du massif.

B) TECTONIQUE DES INTRUSIONS

Les roches intrusives ont été mises en place pendant les mouvements orogéniques, grâce auxquels s'est formée la structure hémianticlinale, dans laquelle elles s'inscrivent. Ces intrusions ont également contribué à l'exondation générale du massif.

L'étude des contacts relève que les intrusions se sont voûtées en écartant latéralement les roches environnantes, ce qui amène à résoudre le problème de l'espace au sens où l'entendaient M. Walton et A. Noble (pl. XIII).

Pour élucider la structure interne des intrusions on a étudié les structures d'écoulement, la foliation, les éléments linéaires, les fissures et l'on a exécuté quelques analyses pétrotectoniques, conformément aux indications de E. Cloos et R. Balk.

Les structures d'écoulement apparaissent sur les bords des intrusions du massif. Elles sont mises en évidence par l'orientation parallèle aux contacts des lamelles de mica, des séparations mélancrates et des xénolites.

Les foliations sont rencontrées surtout dans les roches intrusives situées sur les bords SW et SE du massif. Dans ces zones, la foliation s'est développée uniquement là, où la roche granitoïde a un contact direct avec les schistes cristallins de l'extérieur du massif. Elle s'est formée après la consolidation presque complète du magma, se superposant aux structures d'écoulement premier également (fig. 30).

Les linéations apparaissent comme de fines ondulations sur les plans de foliation formés sur les contacts des intrusions avec les schistes cristallins. Ces fines ondulations ont la direction N20°W et le pendage 15—20° vers S20°E.

Les xénolites et les septums des roches basiques métamorphisées ainsi que les schistes cristallins pris dans la masse des intrusions (fig. 31 et 32) ont fourni des informations autrement précieuses sur la direction d'écoulement du magma.

Les fissures mesurées dans les roches intrusives appartiennent à trois systèmes plus importants. Grâce à leur projection sur divers diagrammes, nous avons pu établir que l'un des systèmes est orienté en direction N50°—60°E et qu'il a des affaissements compris entre 90°—60°. Ce sont des fissures Q. Un second système de fissures, orienté en direction N35°W présente des affaissements compris entre 40° et 60° et représente les fissures S. A été encore mesuré un système de fissures très peu incliné et des fissures L (fig. 33, 34 et 35).

On a exécuté également quelques analyses pétrotectoniques, à savoir une pour le faciès à structure première d'écoulement (fig. 37), quelques-unes de l'intérieur du stock de Bîrzava (fig. 38, 39 et 40) et une pour les granitoïdes schisteuses à foliation évidente dans la vallée Monorăștia (fig. 41).

Dans toutes ces analyses ont été mesurés les axes de quartz. Les sections dans les roches granitoïdes, dont l'orientation n'est pas évidente, ont été exécutées selon un plan horizontal et ont été rapportées à la direction N—S.

La conclusion qu'imposent les données fournies par les diagrammes pour les axes de quartz des granitoïdes est qu'elles mettent en évidence des ceintures aux plans inclinés vers le NNW, dont les axes se projettent en direction générale S12°E, marquant un pendage moyen de 57° en ce sens, ce qui correspond à la direction d'écoulement du magma.

Le faciès à foliation évidente du granite a été analysé par une section perpendiculaire sur la



direction de la linéation, qui est parallèle à celle des schistes cristallins de l'extérieur du massif. Le diagramme des axes de quartz qui a été construit indique une ceinture „cleft“ située sur un petit cercle, caractéristique aux roches phyllonitiques (fig. 41).

En guise de conclusion résultée des données structurales présentées ci-dessus, nous pouvons maintenant présenter la tectonique d'ensemble des intrusions. Les intrusions se sont réalisées du SSE vers le NNW sous un angle de 57°. Ces données sont confirmées par ce que les septums des schistes cristallins des granites ont un pendage de 40° jusqu'à 50° dans le même sens. Il en résulte que les intrusions granitoïdes sont anisotropes.

Il y a une différence entre l'angle de pendage de la direction d'intrusion du magma (57°) et l'angle d'affaissement de l'axe du hémianticlinal (20°) en même sens. Cela démontre que les intrusions ont eu lieu à un moment où la structure hémianticlinale s'était déjà esquissée et les effets des mouvements orogéniques ne se sont plus imposés, que sous la forme du faciès schisteux du granit. Ce faciès s'est formé quand le magma était, à la partie supérieure de l'intrusion, à peu près consolidé.

Les fissures Q des roches intrusives coïncident avec les fissures ac des roches métamorphiques, et les fissures S sont parallèles aux plans de lamination directionnels du massif. Sur ces derniers plans des solutions résiduelles des profondeurs ont afflué, qui ont produit des phénomènes de hydrothermalisation.

Les données présentées jusqu'ici montrent que, dans le massif de Bîrzava nous avons affaire à un pluton composé, situé en profondeur. La succession des intrusions s'est réalisée sur les plans de fractures du soubassement de la série paléozoïque ci-dessus mentionnée et elles se sont développées à l'intérieur du massif vers le NW, en direction du soulèvement de l'axe du hémianticlinal. Cette structure rappelle celle de harpolite de H. Cloos.

Parce que les intrusions se sont produites, ainsi qu'il en résulte, vers la fin des mouvements orogéniques, elles représentent le magmatisme spätorigène du géosynclinal ou les intrusions cinématiques tardives.

Selon Larsen, on peut apprécier, en rapport avec la structure des roches intrusives que l'actuel

niveau des intrusions s'est consolidé à une profondeur d'environ 3—5 km et que le magma s'y est refroidi durant 550 mille ans.

C) PÉTROGRAPHIE DES ROCHES INTRUSIVES

Nous présentons la description pétrographique des roches intrusives par ordre de leur mise en place.

1. Pétrographie des roches dioritiques

Les dionites sont des roches grises ou vertes, à structure hypidiomorphe grenue et texture massive, schisteuse parfois. À leur composition prennent part le plagioclase (65%), la hornblende verte (19%), la biotite, le chlorite, le quartz (2%) et des minéraux accessoires. Le plagioclase a été albitisé et présente parfois les indices d'une structure zonale première. La composition varie de An 8 à An 15.

La hornblende est une variété verte qui s'est formée aux dépens d'une hornblende brune qui apparaît comme reliquat. Elle passe ensuite en hornblende actinolitique, biotite vert-brun-jaunâtre et parfois en chlorite. Les paramètres Niggli calculés par une analyse chimique indiquent un magma dioritique.

Les méladiorites apparaissent en tant que séparations dans le corps des diorites de la vallée Bîrzava. Leur couleur est noir-verdâtre. À leur composition participent le plagioclase (36%), le pyroxène (4%), la hornblende brune (30%), la hornblende verte et l'actinote (15%), l'épidote et les minéraux accessoires.

Leur plagioclase (An 10—12), ainsi que celui des diorites, a subi des phénomènes d'automéromorphisme, étant albitisé en grande partie. Le pyroxène non transformé en hornblende est une variété violacée. La hornblende brune se développe avec une structure poecilitique et présente des couleurs de pléochroïsme en brun. L'angle d'extinction $cN_g = 15^\circ$, et $(-)2V = 64^\circ$. Ces constantes la rapprochent des caractéristiques des hornblendes barkévitiques. Aux dépens de ces minéraux se forment les minéraux secondaires (fig. 42). L'analyse chimique indique un magma gabrodioritique.

Les diorites porphyriques constituent un petit corps dans la vallée Cigherul. Sur des surfaces lisses on observe dans ces roches des phénomènes cristallins de feldspath, qui peuvent atteindre 2,5 cm de diamètre (pl. III, fig. 1). Dans leur composition nous trouvons des minéraux secon-



daires après le feldspath (66%), la hornblende brune (5,3%), la hornblende verte (25%) et les minéraux accessoires. Le feldspath a été remplacé par du sérécite et zoïzite, en même temps que le diorite a été tourmalinisé avec de la tourmaline à structure zonale (pl. III, fig. 2). L'angle d'extinction de la hornblende brune est de 10° ; elle se transforme en minéraux secondaires.

Micropégmatites dioritiques et syénodioritiques apparaissent comme filons dans les diorites porphyriques dont il a été question, ou parcourent les métabasites. Elles sont constituées du plagioclase (An 6—7), environ 76%, de la hornblende actinolitique et de l'épidote (9%), du grenat mélénatique (6%) et d'autre minéraux accessoires, tels l'apatite, le calcite et les minéraux opaques.

Le plagioclase albique de ces roches, tout comme celui des syénites, a en bordure une auréole d'albite de remplacement finement maclé suivant 010, parfois aussi suivant 001.

Les paramètres magmatiques indiquent un magma rapproché de celui des syénites alcalines.

Les porphyres dioritiques à albite se présentent sous forme de filon de 0,5—2 m d'épaisseur. Leur couleur est grise et la structure subophitique ou porphyrique. Le plagioclase (An 7—8) forme les phénocristaux (8%) et les cristaux plus fins et allongés (71%) dans la pâte de la roche. D'autres minéraux sont représentés par la hornblende, la biotite et le chlorite (10%) et par des minéraux accessoires, du quartz parfois (2%).

L'analyse chimique indique un magma rapproché de celui dioritique.

2. Pétrographie des roches syénitiques (alcalines)

Cette partie de l'ouvrage décrira les syénodiorites, les syénites alcalines et les granophyres à aegyrine, qui constituent les quelques corps à la partie NE du massif.

Les syénodiorites à pyroxène sont des roches de couleur blanc-grisâtre, à structure hypidiomorphe-grenue, souvent à tendance porphyrique et texture massive ainsi que les autres roches de ce groupe. A leur composition participent les feldspaths (78%), l'augite ± aegyrine (7,8%), la hornblende (7%) et les minéraux accessoires (quartz = 1,8%).

Les feldspaths sont représentés par du plagioclase (An 5—6), qui forme parfois des phénocristaux et mettent en évidence souvent l'existence

d'une structure zonale avant que l'albitisation se produise (fig. 43). Le feldspath potassique présente la macle de Karlsbad et a été parfois remplacé par l'albite finement maclé.

Le pyroxène est représenté par un augite riche en fer, qui se transforme en hornblende, parfois aussi en aegyrine (fig. 44). Voilà encore d'autres minéraux : grenat, zircon, apatite et minéraux opaques.

L'analyse chimique de la roche indique un magma syénitique sodique.

Les syénodiorites à hornblende sont des roches dans lesquelles l'amphibole est le minéral mélano-cratre qui prédomine. Elles ont une structure non homogène. A leur composition participent le feldspath (76%), la hornblende (15%) et les minéraux accessoires.

Le plagioclase (An 7—8) est d'habitude trouble tout comme celui du reste des roches du massif, parce qu'il est imprégné de produits fins d'altération. Le minéral mélano-cratre est une hornblende vert-bleuâtre à l'angle d'extinction de 19°—20° qui contient parfois des restes d'augite. A partir de cette hornblende, une autre se forme, hastingsitique, la biotite et le chlorite. Ces roches contiennent encore d'autres minéraux : pistacite, quartz, titanite, zircon.

Dans les syénodiorites à hornblende, tout comme dans les autres roches du massif, on rencontre des séparations mélano-crates, dont la composition est constituée de ces mêmes minéraux qui constituent la roche-hôte.

Les syénodiorites quartzifères pegmatoïdes se trouvent autour du sommet Radevița. Ces roches sont constituées par des feldspaths, de la hornblende et du quartz (7—10%). Le caractère spécial de ces roches est reflété par la structure graphique formée entre le quartz et les feldspaths. La structure graphique se développe plus largement, d'ordinaire dans les interstices des cristaux de plagioclase ; parfois elles pénètrent aussi dans l'auréole d'albite finement maclé du plagioclase.

Les syénites à aegyrine apparaissent en tant que séparations dans les corps de syénites alcalines. Leur couleur est blanche ou faiblement grisâtre, et la structure est hypidiomorphe grenue (pl. III, fig. 3). Elles sont constituées par du quartz (2%), des feldspaths (81%), de l'aegyrine (15%), de la hornblende et des minéraux accessoires.

Entre les feldspaths, le minéral caractéristique est un albite (An 3—5) bondé sur les bords de

petits cristaux d'aegyrine. Le feldspath potassique est xénomorphe et partiellement remplacé par de l'albite finement maclé. Certaines roches sont presque entièrement albitisées.

L'aegyrine, pléochroïque en couleurs vertes, a l'angle d'extinction $cNp = 1-7^\circ$ et $(-)2V = 69^\circ$. Il apparaît soit sous la forme de cristaux idiomorphes à structure zonale (pl. III, fig. 4), soit secondaire en base d'une hornblende alcaline première (fig. 45).

Le chimisme de la roche correspond à un magma syénitique sodique.

Les syénites à amphiboles sodiques constituent la plupart des intrusions de roches alcalines. Ces corps ont en bordure des syénites à hastingsite, et vers l'intérieur des syénites à arfvedsonite et les syénites à aegyrine décrites.

Les syénites à hastingsite sont constituées par des feldspaths (76%), de l'amphibole (12%), de l'aegyrine (3%) et des minéraux accessoires, dont le quartz (2-3%) aussi. Le plus caractéristique minéral de ces roches est le hastingsite dont voici les traits spécifiques : la couleur nuancée du vert foncé jusqu'à jaunâtre, $N_g - N_p = 0,016$, $cN_g = 21^\circ$ et $(-)2V = 25-27^\circ$. Cette hornblende passe graduellement à une hornblende bleue ou à l'arfvedsonite.

Les syénites à arfvedsonite ont à peu près la même composition que celles à hastingsite, dont elles diffèrent par le caractère de l'amphibole. Elles constituent la roche principale des intrusions alcalines et ont parfois une couleur blanc-bleuâtre à cause de l'amphibole fin dispersé en elles. Parfois, elles aussi subissent des phénomènes intenses d'albitisation.

L'arfvedsonite a les couleurs jaunâtre, mauve, bleu-verdâtre, $N_g - N_p = 0,005-0,014$ et l'angle $cN_p = 9-14^\circ$.

On trouve souvent dans les syénites alcalines des vides miarolitiques dans lesquels apparaissent des acicules d'arfvedsonite ou d'aegyrine. Parfois elles contiennent des séparations mélano-crates (pl. IV, fig. 1 et 2). Une telle séparation des syénites à arfvedsonite est constituée de 35% feldspath, 52% arfvedsonite et de 11% minéraux opaques.

Les granophyres à aegyrine constituent un filon dans la zone des intrusions alcalines. La roche est constituée par du plagioclase (An 5), du feldspath potassique, du quartz et des minéraux mélano-crates. Le quartz s'associe au feldspath et forme la structure granophyrique. L'aegyrine

apparaît comme minéral mélano-crater à la partie intérieure du filon et vers les bords on rencontre un pyroxène à caractéristiques proches de celles de l'aegyrine — augite. Il a un angle $cNp = 10^\circ$.

3. Pétrographie des roches granitoïdes

On distingue parmi les roches granitoïdes de nombreux types, comme il suit :

Les diorites quartzifères apparaissent sur la vallée Bâvna et sur le ruisseau Botcărești. Elles sont constituées par du quartz (3%), du plagioclase (An 5-6) environ 80%, de la hornblende 13% et des minéraux accessoires. Tout comme en d'autres roches du massif, le plagioclase est albitisé et la hornblende est une variété commune.

Les syénites quartzifères constituent la plupart des intrusions sur la vallée Cigherul et une partie du stock de Bîrzava. On y distingue des variétés à hornblende et à biotite.

Les syénites quartzifères à hornblende sont constituées par du quartz 6-10%, du feldspath 80%, de la hornblende 5-10% et des minéraux accessoires. Le plagioclase albitique (An 8-9) présente, ainsi qu'en d'autres roches, l'auréole d'albite finement maclé et parfois des groupements myrmékitiques (fig. 46). La hornblende est une variété commune, verte, à l'angle d'extinction de 19-21°. Le feldspath potassique est perthitique ou antiperthitique (pl. V, fig. 1).

Les syénites quartzifères à biotite contiennent du quartz (8-14%), des feldspaths (83%), de la biotite (2%) et des minéraux accessoires. Le feldspath potassique présente la structure perthitique à tendance parfois de former la structure en grille du microcline. La biotite est une variété vert-brun (pl. IV, fig. 3).

Le chimisme de la roche indique un magma quartz-syénitique sodique.

Les granites alcalins apparaissent sur la vallée Irișorul et dans le stock de Bîrzava. Ils sont constitués par du quartz (18-20%), du perthite (52%), de l'albite (25%) et des minéraux accessoires. Dans ces roches le feldspath potassique perthitique présente, souvent, des phénomènes de remplacement par l'albite, en divers stades de développement.

L'analyse chimique indique un magma alcali-granitique à tendance vers un engadinitique.

Dans les corps des roches granitoïdes décrites ci-dessus apparaît un faciès contaminé de celles-ci, déterminé par de nombreuses enclaves (xénolites) de roches basiques métamorphisées ou



de schistes critallins englobés dans les roches environnantes. Ce sont des roches à composition ressemblant à celle des granodiorites à albite ($An\ 5-10$), étant plus riches en biotite que les autres roches des intrusions. À leur composition participe le quartz (10—14%), les feldspaths (68%), la biotite (16—18%) et les minéraux accessoires.

Les micropegmatites sont des roches filonniennes qui parcourent les roches intrusives, parfois aussi les roches basiques métamorphisées. Du point de vue structural, elles se caractérisent par une disposition divergente des minéraux fort allongés dont elles se composent. Dans un cas, dans la vallée Bavna, s'est développée une structure orientée, trachytoïde (pl. V, fig. 3). Du point de vue de la composition minéralogique, elles peuvent être séparées en micropegmatites à hornblende et biotite et micropegmatites à biotite.

En général, les interstices des feldspaths des micropegmatites sont occupés par la structure graphique qui se forme entre le quartz et le feldspath potassique (pl. V, fig. 4).

Les paramètres magmatiques d'un micropegmatite à hornblende et biotite indiquent un magma normal granitique à tendance vers un syénétique sodique.

Les granophyres apparaissent comme de petites intrusions et des filons au sommet Horiești. Elles ont une structure granophyrique et la texture massive (pl. VI, fig. 1). Sur le fond de la structure caractéristique apparaissent parfois des cristaux d'albite ($An\ 3$) et de feldspath potassique à structure perthitique et macles suivant la loi Karlsbad. Le minéral mélancrate est représenté par une biotite brune ou un chlorite formé à ses dépens.

Les luxullianites sont des roches formées aux dépens des granites alcalins par le phénomène de tourmalinisation. Le processus de tourmalinisation débute par la formation de rosettes de tourmaline, après quoi, petit à petit, les feldspaths, celui potassique surtout, sont remplacés, de sorte qu'il en résultent des roches très riches en tourmaline. L'épidote, associé d'habitude à la tourmaline, apparaît aussi dans ces roches en quantités appréciables.

4. Classification des roches granitoïdes

Pour ce qui est de la classification des roches alcalines et acides décrites ci-dessus, nous nous apercevons que les phénomènes d'albitisation qui

ont affecté les roches intrusives (fig. 48) la rendent assez difficile. Il y a encore les phénomènes de contamination qui interviennent au cas des roches granitoïdes.

Sur un diagramme $Q - Fp - Fm$ (fig. 47) les roches granitoïdes se projettent en trois champs, l'un de la série alcaline à syénites et granites alcalins et les deux autres dans la zone aux diorites et granodiorites de la série calco-alcaline. On a proposé la dénomination de drocites pour toute l'association de roches granitoïdes vues d'ensemble.

Les syénites quartzifères sont des roches où le quartz varie entre 6,5 et 14,1%. Elles ressemblent de ce point de vue aux syénites quartzifères de „Plauenische Grund“, près de Dresde, qui contiennent du quartz jusqu'à 12%.

De grandes variations sont constatées aussi en ce qui concerne la teneur en feldspath potassique, car le feldspath perthitique apparaît parfois en plus grande quantité que le plagioclase, d'autres fois c'est le plagioclase qui domine celui-ci, ou bien ils sont égaux (tableau 32).

5. Produits hydrothermaux

Dans les roches intrusives se sont formés, sous l'action des solutions hydrothermales, des filons à différents minéraux. Ainsi dans les syénites alcalines se sont formés des filonets de quartz à oligiste (fig. 36) parfois aussi à fibres d'asbeste arfvedsonitique. Dans les zones de lamination des syénites quartzifères se sont produits également des processus de pyritisation des roches ; parfois se sont formés des filonets constitués uniquement d'oligiste.

6. Effets dynamiques sur les roches intrusives

Les corps intrusifs ont été affectés par des processus dynamiques dont sont résultées les roches transformées suivantes :

Les syénites quartzifères schisteuses sont les roches des bords extrêmes du massif. Elles ont une structure granolépidoblastique, à tendance blastomylonitique — cimentée et texture schisteuse. Les feldspaths et le quartz sont brisés et cimentés à albite. Les minéraux micacés — la biotite — forment de petites lentilles dans la roche.

Les roches blastomylonitiques apparaissent dans les zones de laminage. Ces roches sont transformées en petites lentilles, séparées entre elles



par des plans fortement schisteux. Les cristaux de feldspaths et de quartz sont torsionés et brisés. Sur les plans schisteux, les feldspaths se transforment en feuillets de séricite et le quartz passe par un fin mortier.

Les roches cataclastiques se sont formées par le fort écrasement des roches intrusives. Elles ont une structure porphyroclastique, étant constituées par une masse à peu près isothrope noire, dans laquelle flottent, ci et là, des fragments de roche ou des granules de quartz brisés.

D) GÉOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE DES INTRUSIONS MINEURES

On désigne par cette dénomination les roches filoniennes et les petites intrusions qui achèvent le magmatisme du géosynclinal paléozoïque. Parmi celles-ci il y a les porphyres sphérolitiques, les porphyres syénitiques, les porphyres granitiques, les porphyres quartzifères.

Les porphyres sphérolitiques sont des roches constituées pour la plupart, par des cristaux allongés d'albite, groupées souvent de manière radiaire. Parmi celles-ci apparaissent des groupements micrographiques entre le quartz et le feldspath potassique (pl. VI, fig. 2).

Les porphyres syénitiques sont des roches à texture massive ou trachytoïde, constituées par une pâte holocrystalline dans laquelle apparaissent les phénocristaux de feldspath potassique et de plagioclase.

Les porphyres granitiques sont des roches de la composition des granites alcalins mais qui sont constituées par une pâte holocrystalline et par des phénocristaux de quartz et de feldspaths. Outre la biotite, ces roches contiennent encore des cristaux largement développés d'orthite (allanite) brun.

Les porphyres quartzifères sont également constitués par une pâte holocrystalline dans laquelle apparaissent beaucoup de phénocristaux de quartz. On observe souvent dans ces roches des phénocristaux de feldspath potassique remplacés par de fins cristaux d'albite (pl. VI, fig. 3).

E) CONSIDÉRATIONS SUR LA MINÉRALOGIE DES ROCHES INTRUSIVES

Ainsi que nous l'avons déjà vu, le feldspath potassique apparaît soit sous la forme de cristaux xénomorphes à structure perthitique, antiperthitique et de microcline incipient, soit en auréole

autour du plagioclase selon le type de structure antirapakiwi. Il est souvent remplacé par de l'albite finement maclé, à une température basse (fig. 46).

En général, c'est le plagioclase qui a cristallisé le premier et dans les roches plus basiques il garde encore, bien qu'il ait été albité en grande partie, une structure zonale.

Les plus intéressantes transformations deutériques apparaissent aux minéraux mélancrates et surtout à ceux sodiques, où nous avons vu que les minéraux, tel le pyroxène ou la hornblende, sont remplacés par toute une série d'autres minéraux secondaires. Ces transformations ont été déterminées par le caractère des solutions tardives magmatiques ou postmagmatiques qui sont devenues de plus en plus alcalines. En fonction de l'alcalinité des solutions ont eu lieu, en conditions optimales de PT, des échanges entre les ions de Ca et Mg des minéraux plus anciens et les ions de Na et Fe des solutions — il en résulte de la sorte une large gamme de réactions. Toute la série de transformations est esquissée à la page 88 de cet ouvrage.

F) CHIMISME DES ROCHES INTRUSIVES

Pour discuter sur le chimisme des roches intrusives de la région de Bîrzava, on a effectué l'analyse chimique de douze roches du massif. Elles représentent des roches dioritiques, syénitiques et granitoïdes (tableau 35).

La principale caractéristique de ces roches est leur teneur en SiO_2 qui varie entre 48,53% et 76,97% et la teneur en Na_2O qui oscille entre 5,14% et 10,10% (pl. I, fig. 2).

Les paramètres Niggli (tableau 38) varient entre les limites : si 122—438 ; al 22—43,4 ; fm 19,44 ; c 3,5—16,5 ; alk 17—35,5 ; k 0,01—0,34 ; mg 0,03—0,52. Quelques roches sont isofales, quelques autres tendent vers le champ phémique, d'autres encore vers celui salique (fig. 51).

Le diagramme de différenciation (pl. I, fig. 1) de toute l'association de roches montre que les paramètres al et alk augmentent dans cette série, tandis que fm et c baissent avec la hausse du si . L'isofalie de la série se produit autour des valeurs $si = 200/30$. En fonction de ce point, la série prise d'ensemble correspond à une série subalcaline à tendance alcaline prononcée (fig. 52—54).

Pour conclure, dans la série intrusive du massif de Bîrzava participent des roches qui appar-



tiennent aux magmas calco-alcalins ou subalcalins et à ceux alcalins sodiques. Cette association de roches nous suggèrent l'idée d'une province magmatique mixte (Barth, 1939), telle la province Thule.

G) GÉOCHIMIE DES ROCHES INTRUSIVES

En vue de l'étude géochimique des roches intrusives ont été effectuées dans le laboratoire de l'Institut Géologique cinq analyses spectrales dans lesquelles on a observé ces éléments Ga, Ti, Mn, V, Co, Ni, Ba, Zr, Be, Pb et Sn (tableau 39).

Afin d'observer la variation de ces éléments, nous avons employé les diagrammes établis par Nockolds et Allen (1958), mais à la place de la fonction prise par ces auteurs sur l'abscise, nous avons employé la valeur Q des paramètres Zavaritzky (tableau 36).

Les éléments mineurs ont été comparés aux éléments majeurs calculés dans la cellule standard des roches (tableau 40). Ainsi, les courbes Ga et Al sont presque parallèles ; ils présentent un maximum dans les syénites (fig. 55).

Les courbes Fe et Mg baissent graduellement dans la série des roches analysées qui comprend des diorites, des roches alcalines et acides. Les éléments Ti, Mn, V et Co se comportent de la même manière (fig. 56). Le nickel apparaît en quantités qui ne dépassent pas la valeur 0,0010%. Le rapport Co : Ni change dans toute la série depuis le Co > Ni en diorites jusqu'au Co = Ni dans les roches alcalines et acides. Ce rapport correspond aux séries de roches alcalines et hybrides.

Sur un autre diagramme on a projeté les éléments Na, K, Ca et Ba (fig. 57). Le sodium présente un maximum dans les syénites et ensuite il baisse, tandis que le Ca diminue continuellement. Le potassium augmente graduellement dans la série mais par de très petites valeurs. La courbe du Ba est fortement ascendante. Le rapport Ba : K augmente graduellement dans la série de Bîrzava.

La courbe Zr augmente fortement des diorites vers les roches alcalines touchant un maximum dans les syénites alcalines à aegyrine, après quoi elle diminue un peu dans les porphyres granitiques. Sa courbe est propre aux séries alcalines (fig. 58).

Le Be participe en petite quantité dans ces roches et sa courbe présente un maximum à l'endroit des syénites alcalines ; elle est parallèle

à la courbe de l'aluminium. Le plomb diminue graduellement avec la différenciation des roches, sa courbe étant parallèle à celle du calcium.

L'analyse spectrale qualitative du matériel extrait des vides miarolitiques des syénites alcalines à arfvedsonite a mis en évidence, outre les éléments déjà mentionnés, le Cu, Sr, Nb, Sc, Tm et Hf.

En conclusion, la variation de la teneur des éléments mineurs du massif de Bîrzava fait encore ressortir le caractère alcalin de l'association de roches et indique des processus de contamination.

H) PÉTROGENÈSE DES ROCHES INTRUSIVES

Ainsi que nous l'avons déjà montré, les roches intrusives du massif de Bîrzava sont constituées par une série syénitique et une autre granitoïde. Afin de nous expliquer leur genèse nous pensons que la série syénitique provient de la différenciation d'un magma plus basique mobilisé de la profondeur, et que la série de granitoïdes provient d'un magma résulté par la fonte partielle du *sial* en profondeur. Dans leur évolution entre les deux magmas se produisent des échanges de substance (tableau 42).

Les deux séries de roches sont bien mises en évidence à l'aide du diagramme Si₂O-Alc (fig. 59), sur lequel on observe deux lignes de différenciation parallèles qui partent des magmas premiers D et Gr.

Le magma granitoïde se contamine avec du matériel des roches basiques et des schistes — il en résulte des roches hybrides qui ont une teneur plus élevée en Ti, Mn, Co et V (tableau 45). Les indices sur la contamination des roches résultent également de la manière dont elles se projettent sur le diagramme ABC (fig. 61).

Par la différenciation des magmas ainsi générés résultent les deux séries de roches, ce qu'on démontre à l'aide des diagrammes (FeO + Fe₂O₃) — MgO — (Na₂O + K₂O) (fig. 62) et Fe[K] — Mg [Cal] — Alc[Na] (fig. 63). Le dernier diagramme montre que l'enrichissement en K se produit en direction des granites et l'enrichissement en Na en direction des syénites alcalines.

I) LES PHÉNOMÈNES D'AUTOMORPHISME

Des phénomènes d'automorphisme, déterminés par les solutions résiduelles succèdent aux processus de cristallisation du magma. Ce sont plu-



tôt les phénomènes de métasomatose sodique qui affectent les feldspaths ainsi que les maphites. Par ces transformations parfois les roches à quatre composants sont remplacées par des roches à trois ou deux composants, ainsi que l'a montré D. Kojinski.

D'autres processus d'autométamorphisme sont ceux de séricitisation des feldspaths et de tourmalinisation des roches, ce dernier se produisant au stade pneumatolytique. La tourmalinisation des granites engendre les luxullianites, à la formation desquelles ont été introduits dans les granites, ainsi qu'en témoigne la cellule-standard des roches, le B, le F, le Fe, et le Mg.

Des phénomènes de pyritisation des roches apparaissent également. Dans ces zones une partie des ions de Mn, V, Zr, Ba et Be sont éloignés (tableau 46).

CHAPITRE V

PÉTROLOGIE DES PRODUITS DE CONTACT DES ROCHES INTRUSIVES

Autour des corps intrusifs se sont produits des phénomènes de contact (tableau 47) qui se sont en général réalisés avec apport de substance. Il en est résultée une auréole de stress injectée souvent de magma granitoïde (fig. 65 et 66).

Le métamorphisme des roches pélitiques, des xénolites et de l'extérieur des intrusions engendre des schistes de contact et plus rarement de cornéennes à biotite, albite, epidote, muscovite et magnétite (pl. VII, fig. 2).

Dans les quartzites se forme de la biotite en ciment et les roches basiques récristallisent de sorte qu'à la structure blastophitique s'est superposée une structure granoblastique (pl. VIII, fig. 1).

Les xénolites de roches basiques des syénodiorites ont subi un phénomène plus avancé de métamorphisme, en passant dans les cornéennes à plagioclase et hornblende (pl. VII, fig. 3).

A) CONSIDÉRATIONS SUR LA MINÉRALOGIE DE L'AURÉOLE DE CONTACT

Le minéral le plus répandu dans les schistes de contact est la biotite (pl. VI, fig. 4) qui dans le voisinage du contact est plus intensément pléochroïque et plus riche en Ti. Certains

nids de muscovite semblent indiquer le remplacement de l'andalousite sous l'action des solutions à K.

B) CONDITIONS DE MÉTAMORPHISME DANS L'AURÉOLE DE CONTACT

Selon les paragenèses formées en différents types de roches, il résulte que dans l'auréole de contact se sont formés des schistes de contact métamorphisés dans les conditions du faciès de cornéennes albite-épidotiques. Le diagramme ACF (fig. 68) pour les schistes de contact pélitiques nous a suggéré les mêmes conclusions. La température à laquelle elles se sont formées a dépassé 300°.

Il n'y a que les xénolites de roches basiques des syénodiorites qui semblent avoir été métamorphisés au début dans les conditions du faciès de cornéennes amphiboliques.

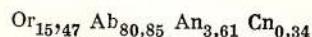
C) PROCESSUS D'INJECTION ET FILONS HYDROTHERMAUX

Les roches de l'auréole de contact ont été injectées à magma acide—souvent en sont résultées des roches rapprochées de la structure des migmatites artéritiques (fig. 69, 70 et 72). Suit la formation de filons de différents minéraux.

a) Les injections parallèles, lenticulaires et œillées sont rencontrées à divers endroits de l'auréole de contact. Le matériel des injections correspond aux syénites quartzifères ou au faciès contaminé des granitoïdes. Elles parcourent surtout les schistes de contact pélitiques (pl. IX, fig. 1 et 2).

b) Les injections réticulaires et les migmatites sont développées surtout dans les roches basiques métamorphisées qu'elles affectent parfois sur des zones plus étendues (pl. X, fig. 1—4). Le matériel des injections est également contaminé en grande partie. Les injections forment d'habitude un réseau à mailles de différentes dimensions. Un matériel acide diffuse parfois des filons du réseau dans la roche basique — des injections diffuses se formant ainsi, dans lesquelles on ne distingue plus une limite nette de l'injection (pl. X, fig. 4).

c) Par la suite, dans la zone à injections réticulaires de la vallée de Cigherul, des filons de feldspath sodo-potassique se sont formés, dont voici la formule :

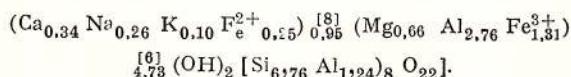


Pareillement, des filons d'albite se forment parfois.



d) Dans certaines zones se sont formés des filonets d'épidotites, à la composition desquels participent l'épidote, l'albite et le quartz, la hornblende, le rutile, l'ilmenorutile, le monazite et l'apatite.

e) Des filons de hornblende asbestiforme parcourent parfois les roches basiques métamorphisées ; ils se sont formés grâce aux solutions brûlantes et sont constitués par une hornblende tschermakitique ayant la formule :



g) Dans la région on rencontre également des filonets de chlorites formées de prochlorite.

D) LES EFFETS DE LA MÉTASOMATOSE ALCALINE SUR LES ROCHES MÉTAMORPHISEÉS DU MASSIF

Sous l'action des solutions diffusant des injections acides, les schistes de contact ont subi des phénomènes de transformation, dont nous citons la feldspathisation, la biotitisation et l'épidotisation. Les nouveaux minéraux déposés forment d'ordinaire des lentilles ou formes oeillées (fig. 75) qui remplacent graduellement l'ancienne masse — paléosoma — de la roche (pl. IX, fig. 1, 2). Les transformations survenues dans la composition des roches sous l'action des solutions alcalines, se dégageant du magma acide, ont été étudiées par voie pétrochimique à l'aide de la méthode de Barth.

On constate ainsi, que les solutions magmatiques ont amené, outre le Si, le Na et le K. Les transformations ont été liées au caractère de la roche affectée. Dans les métabasites, sous leur action l'albite, le feldspath potassique et la biotite se sont formés, qui ont remplacé les minéraux plus anciens de la roche. Les solutions ont été chargées de Ca, Mg et Fe et ont déposé plus loin l'épidote, l'albite et la biotite. Dans les schistes pélitiques feldspathisés se sont formés également l'albite, le feldspath potassique et la biotite et dans la solution ont été entraînés les éléments Mg, Fe et K dont se sont déposés plus loin la biotite± l'albite (tableau 53).

Il en résulte que, dans les conditions de la métasomatose qui s'est réalisée à des tempéra-

tures comprises entre 600° et 300°C, nous pouvons constater un front alcalin à Na, K et Si, devant lequel se déplace un front basique à Mg, Fe et Ca.

CHAPITRE VI

LES FORMATIONS MÉSOZOÏQUES ET NÉOGÈNES

Dans la partie méridionale du massif intrusif se développent des dépôts sédimentaires crétacés-supérieurs qui appartiennent par leur âge au Sénonien.

Les formations néogènes, constituées par des volcanites et des dépôts sédimentaires pliocènes, apparaissent sous la forme de quelques petits lambeaux dans la partie NE de la région.

CHAPITRE VII

L'ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION ET L'ÂGE DES FORMATIONS

Dans le géosynclinal paléozoïque dont le sous-basement est constitué par la série de Mădrăzești, se sont déposées des formations sédimentaires et des produits du magmatisme ophiolitique qui ont été métamorphisés par la suite. Quant à l'âge de cette série cristalline, nous devons mentionner les formes de *Zonotrilites* déterminées dans les Monts Apuseni (Slăvină) et l'âge absolu de 260 millions ans déterminé dans le Cristallin de Drocea (Filipescu). Étayés de ces données, nous pensons que le géosynclinal paléozoïque a fonctionné entre la phase de plissements baïkaliens et celle de plissements hercyniens, au cours donc du Paléozoïque inférieur. Le métamorphisme de ces formations s'est réalisé pendant la phase bretonne, quand les intrusions spätorgénies ont été mises en place. D'autres dépôts de sédiments suivent et pendant une nouvelle phase de mouvements hercyniens se métamorphisent les formations „permo-carbonifères“ de la partie septentrionale du Hăghiș (fig. 1). Grâce à ce mouvement, dans les schistes de la Série de Păiușeni apparaissent les clivages S_2 et les linéations I_2 ; les intrusions mineures et les granites plus actifs de Hăghiș sont mis en place.



EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Fig. 1. — Diagramme de différenciation des roches intrusives du massif Birzava
 Fig. 2. — Diagramme de variation des oxydes en fonction de SiO_2 .

Planche XII

La carte géologique du massif éruptif de Birzava. (Monts de Droeza).

1, alluvions; 2, cônes de déjection; 3, terrasses; 4, dépôts néogènes; 5a, tufs et agglomérats d'andésite à pyroxènes; 5b, andésites à pyroxènes; 6, Crétacé supérieur; 7, Roches orientées et milonitisées; 7a, diorites; 7b, syénites alcalines; 7c, syénites quartzifères; 8, Schistes de contact; 8 a, pélitiques; 8 b, basiques; 9, filons concordants et lentilles de quartz à albite et carbonates ± oligiste ± sulfures. Roches filonniennes: 10 π S porphyres sphérolitiques; 10 π Sy, porphyres syénitiques; 10 π γ, porphyres granitiques; 10 π Q, porphyres quartzifères; 11a, luxullianites; 11b, zone de tourmalinisation; Roches injectées (migmatites); 12a, injections parallèles; 12b, injections réticulaires; 13, granophyres; 14, micropegmatites; 15, granites alcalins; 16, faciès contaminé des syénites quartzifères; 17, syénites quartzifères et granites alcalins; 18, diorites quartzifères; 19, syénites alcalines; 20, syénodiorites; 21, micropegmatites dioritiques ou syénodioritiques; 22 a, diorites porphyriques et diorites porphyriques à tourmaline; 22 b π δ porphyres dioritiques; 23, diorites et méladiorites. Complexe supérieur: 24, quartzites; 25, schistes séricieux-chloriteux et schistes séricieux (phyllites). Complexe ophiolitique métamorphisé: 26, jaspilites; 27, porphyroïdes; 28, métadolérites, métagabbros, métagabbridiortites et métadiorites; 29, métabasaltes (spilites) et schistes verts. Complexe inférieur: 30, schistes séricieux-chloriteux et schistes séricieux (phyllites); 31, quartzites, quartzites feldspathiques et quartzites carbonatées; 32, conglomérats métamorphisés (sernifites); 33, minéralisations de sulfures; 34, plans de laminage sur le contact du massif éruptif, contacts discordants; 35, failles; 36, foliations et linéations; 37, axes d'anticlinal; 38, lignes de profil.

Planche XIII

Sections géologiques dans le massif éruptif de Birzava. Sections E—W. Sections N—S.

1, dépôts néogènes; 2, tufs et agglomérats d'andésites à pyroxènes; 3, Crétacé supérieur. Roches orientées et milonitisées: 4 a, syénites alcalines; 4b, syénites quartzifères et granites alcalins; 5, Schistes de contact: 5 a, pélitiques; 5 b, basiques; Roches filonniennes: 6 π γ, porphyres granitiques; 6 π Q, porphyres quartzifères; 7, Injections: 7 a, injections parallèles; 7 b, injections réticulaires; 8, granophyres; 9, granites alcalins; 10, faciès contaminé des syénites quartzifères; 11, syénites quartzifères et granites alcalins; 12, diorites quartzifères; 13, syénites alcalines; 14, syénodiorites; 15, micropegmatites dioritiques ou syénodioritiques; 16 a, diorites porphyriques; 16 b π δ, porphyres dioritiques, 17, diorites et méladiorites. Complexe supérieur: 18, quartzites; 19, schistes séricieux-chloriteux et schistes séricieux. Complexe ophiolitique métamorphisé: 20, porphyroïdes; 21, métadolérites, métagabbros, métagabbridiortites; 22, métabasaltes (spilites) et schistes verts. Complexe inférieur: 23, schistes séricieux-chloriteux et schistes séricieux (fyllites); 24, quartzites, quartzites feldspathiques et quartzites carbonatées; 25, conglomérats métamorphisés (sernifites); 27, plans de laminage sur les contacts du massif éruptif, contacts discordants; 28, failles.

Redactor : MIRCEA PAUCA
 Tehnoredactor și corectori : L. FOTE, G. CAZABAN,
 I. MATEESCU, M. IORDAN
 Traduceri : N. POTOSKI, L. BRAILEANU
 Ilustrația : I. PETRESCU

*Dat la cules : mai 1965. Bun de Tipar : 29.I.1966. Tiraj
 1200 ex. Hirtie Cartografică tip „A”. Format 70×100/49.
 Colii de tipar ; 11. Comanda : 1942. Pentru biblioteci
 indicele de clasificare: 55(058).*

*Tiparul executat la Intreprinderea „Informația”. Str.
 Brezoianu nr. 23–25, București România*





HARTA GEOLOGICĂ A MASIVULUI ERUPTIV DE LA BÎRZAVA (MUNTII DROCEA)

H. SAVU

H. SAVU: Masivul eruptiv de la Bîrzava (Munții Drocea)

Planșa XII





Au apărut:

- MEMORII, vol. VI. — Studiul geologic și petrografic al regiunii Răsinari—Cisnădioara—
Sadu. — de MARCELA DESSILA — CODARCEA lei 30,65
- MEMORII, vol. VII. — Studiul zăcământului de la Baia Sprie (reg. Baia Mare).—
de V. MANILICI, D. GIUȘCĂ, VICTORIA STIOPOL lei 28,90



Institutul Geologic al României

RÉPUBLIQUE SOCIALISTE DE ROUMANIE
COMITÉ GÉOLOGIQUE
INSTITUT GÉOLOGIQUE

MÉMOIRES

VOL. VIII

H. SAVU

LE MASSIF ÉRUPTIF DE BÎRZAVA
(MONTS DE DROCEA)



Institutul Geologic al României