

**INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ  
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE**

---

SERIA I

*Mineralogie-Petrografie*

Nr. 15

---

**STUDIUL MINERALOGIC, GEOCHIMIC  
ȘI STRUCTURAL AL PEGMATITELOR  
DIN MUNȚII RODNEI**

DE  
TITUS MURARIU

BUCUREȘTI  
1979



Institutul Geologic al României

Tehnoredactor: P. CUCIUREANU  
Traducători: ANGELA FOLEA, MARIA BORCOŞ  
Illustraţii: V. NIȚU

---

Dat la cuptor: mai 1978. Bun de tipar: ianuarie 1979. Tiraj: 750 ex.  
Hartie scris IA 70×100/56 g. Coli de tipar: 16,5. Comanda: 1717. Pentru  
biblioteci indicele de clasificare: 55(058).

---

Întreprinderea poligrafică „Informația”, Str. Brezoianu nr. 23–25  
București—România



Institutul Geologic al României

# STUDIUL MINERALOGIC, GEOCHIMIC ȘI STRUCTURAL AL PFGMATITELOR DIN MUNȚII RODNEI<sup>1</sup>

DE  
TITUS MURARIU<sup>2</sup>

## Abstract

Mineralogical, Geochemical and Structural Study of Pegmatites from the Rodna Mountains. The pegmatites of the Rodna Mountains are lens-like, concordant with the schistosity of the host-rock and present sharp contacts with them. The pegmatitic bodies present an inner structure represented by zones, fillings on fractures and metasomatic bodies. The pegmatites belong to the type of mica-bearing pegmatites and are made up of quartz, potash feldspars, acid plagioclases, muscovite, biotite, tourmaline, garnet and apatite. The pegmatites are cross-cut by fissure systems, which individualized during more tectonic phases. The geochemical and geothermometrical data point out the fact that the process of pegmatite formation took place during successive stages, as a result of the metasomatic transformations of some magmatic bodies made up of quartz-feldspar ( $\pm$  biotite). The metasomatism took place at temperatures ranging between 600°C – characteristic of the graphic structures – and 180°C – specific to the metasomatic minerals and quartz crystallized within myarolitic cavities. The pegmatitic stage continues with a hydrothermal process, due to which the pyrite crystals appear, and in which the ratio CO : Ni is higher than 1.

## TABLA DE MATERII

Abstract . . . . .	3
Introducere . . . . .	5
Cercetări geologice anterioare . . . . .	6
I. Cadrul geologic al pegmatitelor . . . . .	9
A) Răspindirea pegmatitelor în cristalinul mezometamorfic al munților Rodnei . . . . .	9
B) Studiul petrochimic al șisturilor cristaline din zona corporilor pegmatitice . . . . .	11
1. Micașisturile . . . . .	12

<sup>1</sup> Teză de doctorat susținută la 8 februarie 1975 la Universitatea Al. I. Cuza din Iași.

<sup>2</sup> Universitatea Al. I. Cuza, catedra de geologie-mineralogic. Str. 23 August, nr. 20  
A, Iași.



2. Paragnaisele . . . . .	15
3. Amfibolitele . . . . .	17
C) Distribuția unor elemente minore în șisturile cristaline din zona corporilor pegmatitice . . . . .	26
11. Mineralogia pegmatitelor . . . . .	36
A) Cuarțul . . . . .	37
B) Feldspații . . . . .	38
Considerații privind relațiile de ordine și dezordine în feldspații potasici . . . . .	40
Chimismul feldspațiilor potasici . . . . .	44
C) Muscovitul . . . . .	53
D) Biotitul . . . . .	73
Considerații privind titanul în biotit . . . . .	87
Rolul alcaliilor în procesul stabilității biotitului . . . . .	90
E) Turmalina . . . . .	90
F) Granații . . . . .	99
G) Apatitul . . . . .	120
H) Pirita . . . . .	120
III. Distribuția geochemicală a unor elemente minore în mineralele din pegmatitele masivului Rodna . . . . .	122
A) Cuarțul . . . . .	122
B) Feldspații . . . . .	125
C) Biotitul . . . . .	133
D) Muscovitul . . . . .	150
E) Turmalina . . . . .	160
F) Granații . . . . .	165
IV. Geotermometrie . . . . .	171
A) Incluziunile fluide din minerale ca geotermometru . . . . .	172
B) Metode geochemice de apreciere a temperaturii de cristalizare a mineralelor . . . . .	179
1 a. Conținutul de sodiu în feldspați . . . . .	179
1 b. Coeficientul de distribuție a Mg dintre biotit și granat . . . . .	180
2 a. Conținutul de scandiu în biotit . . . . .	182
2 b. Sistemul muscovit-paragonit . . . . .	183
V. Forma, dimensiunile și structura corporilor pegmatitice . . . . .	188
A) Forma și dimensiunile pegmatitelor . . . . .	188
B) Structura internă a corporilor pegmatitice . . . . .	188
C) Structuri grafice . . . . .	195
D) Structuri pegmatoide și în blocuri . . . . .	197
E) Textura . . . . .	198
F) Observații structural-petrologice . . . . .	199
VI. Distribuția geochemicală a unor microelemente în soluri evolute pe pegmatite și rocile înconjurătoare . . . . .	201
A) Caracterizarea generală a solurilor cercetate . . . . .	202
B) Caracterizarea distribuției microelementelor în orizonturile profilelor pedologic . . . . .	203
C) Caracterizarea distribuției microelementelor în profile geochemice . . . . .	205
D) Conținutul alcalinelor în soluri și cenușa frunzelor de Populus tremula . . . . .	214
VII. Clasificarea și particularitățile geochemice ale procesului de formare a pegmatitelor din munții Rodnei . . . . .	216

A) Clasificarea pegmatitelor din munții Rodnei . . . . .	216
B) Particularitățile geochemice ale procesului de formare a pegmatitelor din munții Rodnei . . . . .	218
VIII. Considerații economice . . . . .	225
Bibliografie . . . . .	229
Rezumat . . . . .	237

## Introducere

Termenul de pegmatit a fost introdus de Haüy (Fersman, 1931; Jahn, 1955; Routhier, 1963) care l-a aplicat la începutul secolului al XIX-lea granitului grafic. Folosirea inițial restrânsă a acestui termen a fost ulterior largită, incluzând acele roci dintre care granitul grafic formează de fapt o parte. În jurul anului 1850, rocile cu granulație foarte grosieră și compoziție granitică au fost denumite pegmatite. Odată cu dezvoltarea cercetărilor petrografice în cea de a doua jumătate a secolului trecut, sensul termenului s-a extins, iar astăzi, rocile cu o granulație foarte grosieră, care variază de la granitele cele mai leucocrate pînă la gabbrourile cele mai melanocrate, sunt incluse în clasa pegmatitelor (Jahn, 1955).

Dintre numeroasele definiții, în această lucrare pegmatitele sunt considerate ca roci holocristaline ai căror compoziții principali cuprind minerale tipice din rocile magmatische și în care variațiile texturale extreme, în special cele granulometrice sunt caracteristice. Se utilizează în capitolele care urmează termenul de pegmatit în sens petrografic, ca o denumire de rocă și termenul de corp pegmatitic în sens structural.

Pînă în prezent, cu excepția unui număr restrîns de cercetări consacrate studiului pegmatitelor de ordin geologic, mineralologic și geochemical, în majoritatea cercetărilor din România, privind geologia și petrografia unor regiuni, pegmatitele au fost doar localizate și descrise sumar. Aceste cercetări, fără îndoială, aduc o contribuție importantă cu privire la studiul ambianței geologice în care sunt localizate pegmatitele, creînd premisele unor cercetări de ordin mineralologic, geochemical și geotermometric.

Lucrarea de față lămurește unele aspecte mineralogice, geochemice-geotermometrice și structurale ale pegmatitelor din masivul cristalin al Rodnei cu scopul de a contribui la o mai bună cunoaștere a acestor roci și la o eventuală posibilitate de valorificare complexă a lor.

Cercetările de teren începute în vara anului 1968 și continue în următorii ani au urmărit localizarea principalelor ocurențe de pegmatit, stabilirea relațiilor dintre pegmatite și rocile care le înconjoară, punerea în evidență a unor corelații între formă, dimensiune și poziție pe de o parte și caracterele structurale ale rocilor autohtone pe de altă parte, precum și descrierea structurii interne a corporilor pegmatitice.

Lucrările de laborator au căutat să cuprindă aspecte cit mai ample ale problemei pegmatitelor prin aprofundarea studiului mineralologic al mineralelor constitutive.



Autorul îne ca în mod deosebit să mulțumească pentru ajutorul efectiv acordat și pentru prețioasele stături și îndrumări în teren și laborator, conducătorului său științific, profesor doctor docent R. Dimitrescu de la Universitatea „Al. I. Cuza” din Iași.

De asemenea, îmi manifest și cu această ocazie recunoștință pentru prof. dr. doc. O. Nichita și prof. dr. doc. V. Ababi de la Institutul Politehnic din Iași, din partea cărora, încă de la începutul activității mele la sectorul de geo chimie, m-am bucurat de o îndrumare atentă și de un prețios sprijin științific.

Datorez recunoștință conducerii Institutului de geologie și geofizică pentru sprijinul acordat în realizarea lucrărilor de teren și de laborator, a condițiilor de lucru create precum și pentru posibilitatea ce mi-a fost acordată de a participa timp de 15 zile la o specializare în domeniul pegmatitelor, în cadrul Institutului de geo chimie și chimie analitică „V. I. Vernadski” din Moscova.

### Cercetări geologice anterioare

Masivul cristalin al Rodnei, în ansamblul său, a constituit obiectul de studiu a numeroși cercetători. Cu toate că unele cercetări au interpretat în mod fundamental diferit datele existente, fiecare lucrare reprezintă însă, în felul său, un pas esențial spre elucidarea realității.

Rezultatele primelor cercetări întreprinse în munții Rodnei sunt expuse în lucrările lui T. h. Kräutner, în care se arată că cele dintii observații geologice asupra masivului aparțin lui Paul V. Partsch (1826) și Fr. U. Tamna (1836) și au un caracter informativ, referindu-se la constituția petrografică a sisturilor cristaline precum și la descrierea minereurilor ce constituau obiectul unor exploatari. Luerările lui Richthofen (1860) și Pospesny (1865) adue date noi cu privire la constituția geologică a munților Rodnei, iar în anul 1885, Premics prezintă o descriere geologică mai amănunțită a masivului, în care sint furnizate și unele date cu caracter informativ asupra pegmatitelor din această regiune.

Exploatarea în floritoare a minelor de la Rodna Veche, acumularea de cunoștințe ale primelor cercetări, precum și cele efectuate în continuare de către Zapolowicz (1886), Rozłoznik (1907), Szentpétery (1923), Reinhard, Tanasiu (1927), Kräutner (1930), Popescu-Voitești (1931) și alții, îi conduc pe autori la diverse clasificări ale rocilor ce alcătuiesc munții Rodnei, la descrieri petrografice, observații mineralogice, aspecte stratigrafice și interpretări tectonice.

Începînd cu anul 1938, cercetările din masivul Rodnei pot fi încadrăte în așa-numita etapă „pînzistă” (Kräutner, 1968), etapă ce corespunde elaborării de către T. h. Kräutner, a primei sinteze, însotită de o hartă de ansamblu a masivului. Lucrarea reprezintă primul studiu petrografic detaliat al cristalinului, fundamentarea structurii în pînză a munților Rodnei și prezentarea poziției masivului în cadrul geologic general al zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. Observațiile făcute asupra pegmatitelor din „versantul Făget”, a celor din „gura izvoarelor Scărișoarei”, de la „Suru Ascuns” și a celor de la Tarnița Scărișoarei, îl conduc pe autor la concluzia că acestea reprezintă produsul unor „soluții selective” care au circulat în timpul metamorfismului regional.



După 1955, se întreprind cartări detaliate în munții Rodnei, iar caracteristica comună a tuturor cercetărilor constă în negarea structurii în pînză a masivului. Raportul anormal dintre epizonă și mezozonă este explicat de către Gh. Ika-Budești (1955) pe baza unui metamorfism selectiv, influențat de compoziția chimică diferită a rocilor inițiale. Lucările efectuate după anul 1960 de I. Radulescu, L. Dumila Radulescu, V. Ignat, I. Focşa, Felicia Focşa (1965)<sup>3</sup> au pus în evidență o discontinuitate stratigrafică și de metamorfism între formațiunile mezo- și epimetamorfice. Recunoașterea acestui fapt, pe de o parte și acceptarea existenței unei singure mezozone în masivul Rodna, pe de altă parte, au dus în mod inevitabil la negarea poziției în pînză a unor formațiuni mezometamorfice.

În ultimul timp, munții Rodnei au devenit terenul desfășurării unor lucrări organizate de prospectare, explorare și exploatare, al unor studii geologice, mineralogice, geochimice și geotermometrice care servesc drept criterii prețioase în posibilitatea valorificării multiple a masivului. Dintre acestea, amintim acele lucrări care oferă date asupra formațiunilor cristaline și a pegmatitelor din bazinile văilor Rebra, Cormaia și Caselor, regiune în care am efectuat cercetările prezentate în această lucrare.

Ivirile de diopsid dintre valea Rebra și valea Cormaia, menționate de Kräuter (1938), au constituit obiectul unor cercetări cu caracter mineralologic și geotermometric. Astfel, Pomărleanu (1965), pe baza observațiilor de teren, a studiului mineralologic și geotermometric, formulatează ipoteza unei corelații între calcarele cristaline intens recristalizate și un corp intrusiv ascuns care ar fi generat fenomenele de contact și sub influența căruia au luat naștere corpurile diopsidice. Conform datelor geotermometrice prezentate de Pomărleanu și Barbu (1969), diopsidul a cristalizat în intervalul de temperatură cuprins între 300°C și 500°C.

În anul 1967, Pomărleanu și Petreus prezintă un studiu geotermometric asupra cristalelor de cuarț localizate în crăpături transversale și stozității paragnaiselor și amfibolitelor din vecinătatea zonei de mineralizații cu sulfuri polimetalice din valea Rebra, precum și o serie de observații macro- și microscopice asupra acestei mineralizații. Datele de geotermometrie asupra cuarțului, obținute pe baza studiului inclusiunilor fluide prin metoda omogenizării, cît și observațiile asupra texturii și structurii mineralizației din valea Rebra se coreleză și se completează, indicind că depunerea sulfurilor complexe a avut loc la temperaturi relativ scăzute, cuprinse între 145°C și 180°C. Studiul inclusiunilor fluide din cristalele de cuarț, al texturii și structurii mineralizației de sulfuri complexe localizată în calcarele mezozonele din valea Rebra, îi conduce pe autori la concluzia existenței unei legături genetice cu activitatea hidrotermală a unei intruziuni magmatische de adâncime.

<sup>3</sup> Arh. I.G.G. București.



Lucrarea „Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei” (Kräutner, 1968) reafirmă existența a două serii mezozonale distincte și structura în pînză a munților Rodnei. Autorul distinge în domeniul formațiunilor cristaline ale masivului, două unități tectonice majore: o unitate în pînză (pînza de Rodna) și o unitate care, în raport cu pînza de Rodna, are o poziție autohtonă, însă raportată la structura de ansamblu a Carpaților Orientali, prezintă o poziție paraautohtonă întrucît este încălecată cu tot ansamblul zonei cristalino-mezozoice peste unitatea internă a flișului carpatic. Cristalinul în pînză, din bazinile văilor Rebra și Cormaia prezintă înclinări sud-vestice din ce în ce mai accentuate, pe măsură ce ne apropiem de colțul sud-vestic al masivului, considerat de Kräutner (1938) și Kräutner (1968) ca zonă de rădăcină a pînzei. De remarcat că această zonă se caracterizează și prin frecvență maximă și compoziția chimică mai complexă a pegmatitelor.

Structura în pînză a masivului a fost reafirmată și de Dessila-Codarcăea (1967), Pitulea (1967), Kräutner și Kräutner (1970).

Aspectele mineralogice, geochemice și geotermometrice ale unor minerale din pegmatitele munților Rodnei și din rocile metamorfice înconjurătoare au format în ultimul timp obiectul unor cercetări cu scopul de a reconstituî condițiile termodynamice și geochemice de formare a rocilor care le conțin. Astfel, Mînzăraru-Jude (1968) a abordat unele probleme legate de optica feldspaților alcalini din pegmatitele din România. Cercetarea feldspaților alcalini din pegmatitele seriei de Rebra a dus-o pe autoare la concluzia că aceștia reprezintă termeni de temperatură scăzută cu o ordonare aproape perfectă.

Prin compararea rezultatelor geotermometrice obținute din studiul incluziunilor fluide din muscovit cu cele rezultate prin aplicarea diagramei de fază a sistemului muscovit-paragonit, Pomărleanu și Măvilielă (1968) arată că temperatura de cristalizare a muscovitului din pegmatitele de pe valea Rebra este cuprinsă între 386°C și 443°C.

În anul 1970 Pomărleanu și Murariu au prezentat unele date de ordin mineralologic, geochemical și geotermometric asupra turmalinei din cinci cîmpuri pegmatitice din România. Autorii au studiat principalele tipuri de incluziuni fluide întîlnite și în turmalina din pegmatitele de pe valea Rebra, determinînd totodată temperatura de omogenizare și decrepitare a acestora. Observațiile mineralogice și datele geochemice indică prezența în pegmatitele cercetate a varietății de turmalină neagră, feruginoasă, schôrlit.

Cercetările efectuate de Pomărleanu și Murariu (1973) asupra geochemiei granaților arată că există deosebiri în ceea ce privește chimismul granaților din pegmatitele masivului cristalin al Rodnei, comparativ cu chimismul granaților din rocile metamorfice înconjurătoare. Pentru determinarea temperaturii de formare a granaților din rocile metamorfice în care sunt localizate pegmatitele, paralel cu studiul comportării la decrepitare a incluziunilor din granați, autorii au aplicat și



metoda geotermometrică bazată pe distribuția magneziului în parageneza biotit-granat.

În ultimul timp, M u r a r i u și B a r b u (1974) au prezentat unele aspecte petrografice, date de analiză chimică asupra unor minerale precum și structura pegmatitelor din bazinul superior al văii Rebra, iar M u r a r i u (1975) a pus în evidență o corelație între conținutul ridicat de cupru și zinc în biotit și prezența în rocile seriei de Rebra a unor concentrații premetamorfice de pirită și sulfuri polimetalice.

Lucrări de prospectiuni pentru muscovit și minereuri neferoase în perimetrule valea Rebra-valea Cormaia au fost întreprinse de F. A r i o n (1958, 1959)<sup>4</sup>; I. F o c ș a , F e l i c i a F o c ș a , V. I g n a t (1965)<sup>5</sup> etc. iar prospectiunile geochemice executate de O. B u r a c u (1965)<sup>6</sup>; C. T u c a l i u c (1966)<sup>7</sup>, etc. au pus în evidență unele zone anomale legate de mineralizațiile cu sulfuri polimetalice din valea Gușet și izvorul Paltinul..

#### I. CADRUL GEOLOGIC AL PEGMATITELOR

##### A) Răspândirea pegmatitelor în cristalinul mezometamorfic al munților Rodnei

Ivirile de pegmatite din cristalinul munților Rodnei se găsesc pe flancul sud-sud-vestic al masivului, în bazinele văilor Rebra, Cormaia și Caselor, localizate în complexul mezozonal — seria de Rebra — după K r ā u t n e r (1968). Pegmatitele apar în regiunea înaltă, cu relief accidentat și sunt deschise frecvent în secțiuni transversale pe valea Rebreșoara, valea Rebra, valea Scărișoara etc. Ele produc prin efecte de eroziune, forme pozitive de relief: spinări, abrupturi sau se desfac în blocuri de dimensiuni ce depășesc uneori 10 m și grohotișuri care alunecă pe pante.

În cele ce urmează sînt prezentate o serie de date privind localizarea și compoziția principalelor ocurențe de pegmatite din cristalinul munților Rodnei (pl. I) începînd de la NV spre SE :

1. Pegmatitul de pe valea Rebreșoara este situat în malul stîng al văii Rebreșoara la cca 500 m amonte de confluența cu valea Rebra, ca o intercalăție în micașisturi cu granați asociate cu paragnaise biotitice. Compoziția mineralologică este reprezentată, în ordine descrescîndă de : cuart, feldspați, muscovit, granați și turmalină; pegmatitul aparține tipului feldspatic.

2. Corpul pegmatitic Între Rebre este un corp bine dezvoltat, deschis în secțiune transversală. Profilul realizat prin adîncirea văii Rebra are o formă lenticulară, cu o lățime maximă de 30—40 m. Pegmatitul este localizat în micașisturi biotito-muscovitice cu granați. Poziția rocilor gazdă în zona de contact cu pegmatitul prezintă valori diferite din punct de vedere al inclinării. Contactul corpului pegmatitic cu rocile înconjurătoare este net și însotit de cloritizarea avansată a biotitului. Compoziția mineralologică este dată de : cuart, feldspați potasici, plagioclazi acizi, muscovit, turmalină, granați, biotit, pirită, uraninit.

<sup>4,5,6,7</sup> Arh. I.G.G. București.



Corpul pegmatitic Între Rebra a fost urmărit direcțional cu o galerie pe o distanță de cca 10 m. Această deschidere permite o bună observare a mineralelor, a relațiilor dintre ele precum și a poziției lor în cadrul structurii interne a corpului pegmatitic.

3. În firul văii Rebra, amonte de confluența cu pîriul Paltinul, ocurențele de pegmatite sunt însoțite de blocuri de dimensiuni variabile. Într-unul din aceste blocuri de pegmatit au fost puse în evidență cavități miarolitice umplute cu cristale de cuarț (pl. III, fig. 1) asociate cu pirită. Pegmatitele au o compoziție specifică cuart-feldspatică, cu predominarea cuartului „bloc”.

4. Între pîriul Oprișeasca și pîriul Bungărului, afluenți pe partea stîngă a văii Rebra, a fost pusă în evidență o lentilă de pegmatit concordantă între micașisturi biotitice cu granați, asociate cu intercalații subțiri de amfibolite. Compoziția mineralologică este reprezentată de: feldspați, cuarț, muscovit, turmalină și granați. Cuarțul și feldspatul formează uneori structuri macrografice. Lentila de pegmatit muscovitic a constituit obiectul unor exploatari, efectuate prin trei galerii suprapuse (galerile Nigu), la diferențe mici de nivel. S-a exploatat muscovit de bună calitate, nefisurat și fără incluziuni.

5. Corpul pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra se găsește pe malul stîng al văii Scărișoara, localizat în micașisturi asociate cu sisturi amfibolice. Prezența lui este pusă în evidență prin deranjamente în poziția planului de șistozitate a rocilor înconjurațoare, încă din valea Rebra. Deschiderea principală a corpului pegmatitic se află deasupra malului stîng al pîriului Scărișoara, pe o distanță în sens longitudinal al văii de cca 50 m. Lateral, este acoperit de material căzut de pe pantă încît cu greu i se pot aprecia dimensiunile. Compoziția mineralologică este dată de: cuarț, feldspați potasici, plagioclazi, muscovit, turmalină, biotit, granați și apatit. Corpul pegmatitic prezintă caracter deosebit de față de celelalte pegmatite, din punct de vedere structural, al compoziției mineralogice cît și al modului în care a fost amplasat.

Valea Scărișoara mai oferă și alte ocurențe de pegmatite, asemănătoare în ceea ce privește compoziția mineralologică cu corpul pegmatitic descris mai sus.

6. Sectorul Făget, amplasat în cea mai mare parte într-o zonă înaltă, cu relief accidentat și numeroase văi torentiale, între valea Scărișoara la nord și Izvorul Iepei la sud, cuprinde un număr mare de lentile și filoane pegmatitice, cu dimensiuni ce variază între cîțiva metri și cca 100 m în lungime și cu grosimi ce pot ajunge uneori pînă la 40 m. Eroziunea accentuată a pegmatitelor precum și crearea unor căi de acces au dus la desfăcerea lor în blocuri de dimensiuni ce depășesc în unele cazuri 5 m și care ajung uneori la distanțe destul de mari, pînă în albia văii Rebra.

Pegmatitele sunt localizate în micașisturi cu granați, fiind dispuse concordant cu șistozitatea acestora. Uneori, continuitatea corpurilor de pegmatite este întreruptă de falii și decroșări. Demn de remarcat este faptul că în acest sector, pe o vale torentială, orientată perpendicular pe direcția văii Rebra, a fost pusă în evidență o intercalăție pegmatitică feldspatică, de dimensiuni relativ mici, localizată în amfibolite.



Pegmatitele se caracterizează prin texturi masive și sunt constituite în principal din cuarț, feldspați și muscovit. În unele ocurențe se remarcă prezența granațiilor, turmalinei și a biotitului.

Dintre zonele pegmatitice ale masivului Rodna, sectorul Făget a fost considerat de interes maxim întrucât aici existau premise favorabile valorificării muscovitului (F o c s a , F o c s a , I g n a t<sup>8</sup>). Pegmatitele de la Făget au constituit obiectul unor lucrări miniere efectuate prin trei galerii (galeriile Făget) grupate asupra aceleiași lentile. Pentru verificarea continuității zonei pegmatitice au fost executate și o serie de șanțuri precum și unele derocări.

7. Pegmatitele de la izvorul Pascaru. Pe malurile pîrîului Pascaru, nu departe de confluența cu valea Rebra, ocurențele pegmatitice sunt localizate în micașisturi cu granați asociate cu paragnaise muscovito-biotitice. Compoziția mineralologică a acestor pegmatite este reprezentată de : cuarț, feldspați, muscovit, turmalină, biotit și granați.

Lucrările pentru extragerea muscovitului din aceste pegmatite au început în anul 1932 sub îndrumarea unor particulari. Ele au fost reluate și continuat în anii 1951 – 1952. Cele două galerii au deschis o lentilă ce a fost în întregime exploatață, obținindu-se muscovit cu o suprafață ce atingea frecvent 40 cm<sup>2</sup>.

În aval de vîrsarea izvorului Pascaru în valea Rebra, mai apar cîteva ocurențe de pegmatite muscovitice, dar de dimensiuni reduse.

8. Pegmatitele de la Tarnița Scărișoarei, menționate încă de K r ä - u t n e r (1938), se află între virful Scărișoara și virful Detunata, sub forma a trei lentile concordante între micașisturi cu granați. În jurul ivirilor apar numeroase blocuri de pegmatite provenite în urma dezagregării superficiale. Mineralogic sunt constituite din cuarț, feldspați, muscovit, granați (uneori dispusi pe fisuri) și turmalină.

9. Pegmatitele de pe Valea Caselor, din apropierea localității Maieru au formă lenticulară și sunt dispuse concordant în roci aparținind faciesului almandin-amfibolitic reprezentate prin micașisturi asociate cu paragnaise și amfibolite. În compoziția mineralologică a acestor pegmatite se întâlnesc : cuarț, feldspați potasici, plagioclazi, turmalină și granați.

Muscovitul apare sub formă de cuburi răspândite neuniform în masa pegmatitelor. Cuarțul și feldspatul formează uneori structuri macrografice.

Lentilele de pegmatit au constituit obiectul unor lucrări de exploatare în scopul determinării posibilității economice pentru muscovit (G h. B o t o m a n , 1954<sup>9</sup>).

#### B) Studiul petrochimic al sistemelor cristaline din zona corporilor pegmatitice

Formațiunile cristaline din bazinile văilor Rebra, Cormaia și Caselor, în care sunt localizate ivirile cunoscute de pegmatite, aparțin seriei de Rebra

<sup>8</sup> Op. cit. pct. 5.

<sup>9</sup> Arh. Com. Stat. Geol. București.



și sint specifice faciesului metamorfic al amfibolitelor cu almandin (Krautner, 1968).

Cercetările noastre, efectuate asupra micașisturilor, paragnaiselor și amfibolitelor din zona corporilor pegmatitice, completează observațiile petrografice cu unele date geochimice și geotermometrice.

### 1. Micașisturile

a) *Observații petrografice.* Micașisturile reprezintă rocile cu cea mai largă răspindire și cu cea mai variată compoziție mineralogică. Ele prezintă structuri care variază de la lepidogranoblastică pînă la porfiroblastică, structuri determinate de variația cantitativă și de forma diferită de dezvoltare a mineralelor componente, care se prezintă uneori fie ca porfiroblaste (granați) fie sub formă de lamele (micle). Textura acestor roci este în general șistoasă, paralelă.

Participarea cantitativă în limite largi a mineralelor componente atrage după sine, separarea următoarelor tipuri de micașisturi:

Micașisturi cu granat. Sunt roci care predomină și de la care se produc treceri spre celealte varietăți de micașisturi. Studiul microscopic pune în evidență o structură lepidogranoblastică și următoarea compoziție mineralogică, în ordinea predominării: cuarț, biotit, muscovit, granat, turmalină, minerale opace. Granații formează porfiroblaste, care în diametru pot ajunge și depăși uneori 15 mm și conțin incluziuni de cuarț, biotit și apatit. O caracteristică a acestor roci o constituie prezența din abundență a turmalinei în zona de contact cu pegmatitele (fig. 60).

Micașisturi cu biotit și granat. Predominarea biotitului larg cristalizat și prezența unui granat almandinic caracterizează aceste roci cu structură lepidogranoblastică și textură șistoasă. De remarcat că, în apropierea zonei de contact cu pegmatitele, biotitul din micașist este cloritizat.

Micașisturi cu muscovit. Aceste roci se întâlnesc sub formă de intercalații cu dimensiuni reduse, au culoare albă și sint alcătuite din cuarț, muscovit și puțin feldspat.

Micașisturi cu muscovit și biotit. Roci de culoare albă-argintie ce apar ca intercalații lentiliforme, cu predominarea muscovitului față de biotit și absența granatului.

Micașisturi cu muscovit și granat. Apariția granatului almandinic alături de muscovit are ca urmare separarea acestei varietăți, ca intercalații minore în masa micașisturilor.

Micașisturi cu cuarțose. Roci ce se caracterizează printr-o creștere excesivă a procentului de cuarț, avînd parageneza: cuarț, muscovit, biotit și feldspat plagioclaz, prin dezvoltarea căruia se trece la paragnaise.

b) *Date geochimice.* Pentru caracterizarea geochimică a micașisturilor din zona corporilor pegmatitice, s-au efectuat o serie de analize chimice totale, care sint prezentate în tabelul 1.



Rezultatele obținute pun în evidență unele aspecte privind chimismul micașisturilor din zona corporilor pegmatitice. Astfel, cu toate că conținutul de  $\text{SiO}_2$  variază în limite largi, pentru același tip de micașist valoarea silicei este destul de apropiată, diferențele obținute oscilând frecvent în jurul cifrei 2. Din analizele prezentate, una singură (proba 121) este nesaturată în silice ( $\text{qz} = -19$ ). Acest lucru se datorează faptului că proba respectivă este bogată în minerale melanocrate. Creșterea excesivă a cantității de cuarț în micașistul cuarțos atrage după sine un conținut ridicat în  $\text{SiO}_2$  (74, 68 %).

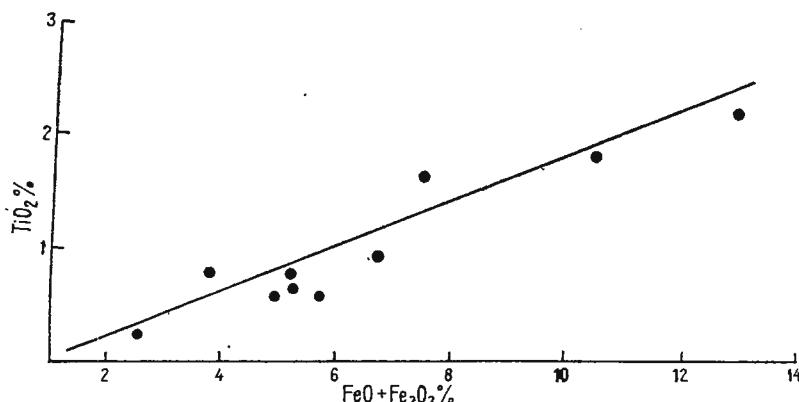


Fig. 1. — Relația  $\text{TiO}_2 : (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  în micașisturile seriei de Rebra.

La relation  $\text{TiO}_2 : (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  dans les micaschistes de la série de Rebra.

Datele analitice arată că conținutul de  $\text{TiO}_2$  variază în limite largi, de la un tip de micașist la altul. Se observă că cele mai scăzute cantități de titan se întâlnesc la micașistul cuarțos (0,21 %  $\text{TiO}_2$ ) și la micașisturile cu muscovit ( $M_{(2)} = 0,63 \text{ \% TiO}_2$ ). În general, cantitatea de  $\text{TiO}_2$  semărește odată cu creșterea conținutului de fier ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ), după cum rezultă și în diagrama din figura 1.

Valorile mai ridicate de  $\text{TiO}_2$  pot fi explicate și prin frecvența biotitului (cu un conținut maxim de 2,20 %  $\text{TiO}_2$ ) în masa micașisturilor cu granat și a micașisturilor cu biotit și granat. De remarcat că micașisturile cu muscovit, cu muscovit și granat precum și cele cu muscovit și biotit se caracterizează printr-un conținut apropiat în  $\text{TiO}_2$ .

În majoritatea micașisturilor analizate se observă conținuturi ridicate în aluminiu (16,15—22,92 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) ceea ce constituie un prețios indiciu în favoarea originii pelitice a rocilor din care au provenit probele luate în studiu. Delemn de remarcat este și faptul că, prezența muscovitului este însotită de un conținut mai ridicat în  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Micașisturile din zona corporilor pegmatitice se mai caracterizează și prin predominarea fierului bivalent asupra celui trivalent. Prezența magnetitului și frecvența biotitului în unele tipuri de micașisturi contribuie la

TABELUL 1

Analizele chimice ale unor micașisturi din zona corpurilor pegmatitice (seria de Rebra)

Oxizi %	Probele analizate									
	(310)	(313)	(70)	(72)	(107)	(341)	(378)	(121)	(182)	(451)
SiO <sub>2</sub>	62,88	53,46	64,99	56,88	65,55	67,65	58,76	49,01	74,68	65,23
TiO <sub>2</sub>	0,78	1,71	0,65	0,83	0,53	0,75	1,80	2,28	0,21	0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,48	19,65	19,80	22,92	17,15	17,14	16,15	17,82	13,70	17,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,82	3,28	3,03	1,95	1,02	1,64	2,01	3,18	0,61	0,68
FeO	3,02	4,20	2,23	4,80	3,98	3,56	8,44	9,82	1,89	5,07
MnO	0,19	0,23	0,14	0,21	0,09	0,08	0,16	0,21	0,04	0,09
MgO	2,12	4,31	1,08	2,54	2,69	2,71	3,73	3,58	1,89	1,73
CaO	0,98	4,80	0,89	2,68	2,99	1,52	2,63	6,00	1,25	2,00
Na <sub>2</sub> O	1,59	1,99	0,16	4,50	0,37	0,50	4,10	3,45	2,65	1,48
K <sub>2</sub> O	4,04	5,23	5,68	2,21	2,40	3,03	1,36	2,80	2,52	3,16
H <sub>2</sub> O	1,55	1,12	1,47	0,75	3,76	1,66	1,26	1,87	0,54	2,81
Total	100,43	99,98	100,11	100,27	100,53	100,24	100,40	100,02	99,98	99,96

310 — micașist cu muscovit și biotit, valea Rebrisoara ; 313 — micașist cu biotit și granat (bM-313, gM-313), valea Rebrisoara ; 70 — micașist cu muscovit și biotit, valea Rebra ; 72 — micașist cu granat, valea Rebra ; 107 — micașist cu muscovit și granat, valea Rebra ; 341 — micașist cu muscovit, valea Rebra ; 378 — micașist cu biotit și granat (bM-378, gM-378), galeria Gușet ; 121 — micașist cu biotit și granat, galeria Paltinul ; 182 — micașist cuarțos, valea Scărișoara ; 451 — micașist cu muscovit, Valea Caselor.

creșterea conținutului în fier. Valoarea cea mai scăzută de fier a fost determinată în micașistul cuarțos ( $FeO + Fe_2O_3 = 2,50\%$ ) și este însoțită de o scădere vizibilă a conținutului de mangan ( $0,04\% MnO$ ). În general, oxidul de magneziu variază direct proporțional cu suma conținutului de  $FeO$  și  $Fe_2O_3$ , între 1,08 și 4,31 % MgO. Micașisturile bogate în biotit arată valori ridicate în magneziu, în timp ce predominarea muscovitului are ca rezultat conținuturi mai scăzute în acest element.

Suma alcaliilor variază între 2,77 și 7,22 %  $Na_2O + K_2O$ , cu predominarea netă a potasiului în varietățile de micașisturi bogate în muscovit.

Din datele prezentate cu privire la compoziția chimică a micașisturilor din zona corpurilor pegmatitice, se remarcă faptul că, valorile conținuturilor de oxizi oscilează în limite largi, ceea ce justifică varietățile petrografice separate.

Datele analitice obținute au servit la calcularea parametrilor Niggli, ale căror valori se pot urmări în tabelul 2.

Făcind proiecția valorilor „al”, „alk”, și „c+fm” în secțiunile II, III (fig. 2) și IV ale tetraedrului de concentrație se constată că micașisturile se proiectează în cîmpul sedimentelor argiloase.



TABELUL 2

Valorile parametrilor Niggli (micașisturi, seria de Rebra)

Parametrii	Probele									
	310	313	70	72	107	341	378	121	182	451
<i>si</i>	251	154	291	180	281	301	183	134	418	280
<i>al</i>	53,6	33,3	52,3	42,8	43,5	45,2	30,5	27,5	45,0	43,6
<i>fm</i>	25,4	36,5	26,2	29,8	34,8	36,6	45,0	42,3	21,2	33,4
<i>c</i>	4,4	15,0	4,3	9,2	13,6	7,2	9,2	16,9	11,0	8,0
<i>alk</i>	16,6	15,2	17,3	18,2	8,0	11,0	15,3	13,3	22,8	15,0
<i>c/fm</i>	0,17	0,41	0,16	0,30	0,39	0,19	0,20	0,40	0,52	0,23
<i>k</i>	0,61	0,63	0,92	0,23	0,80	0,82	0,17	0,34	0,38	0,60
<i>mg</i>	0,50	0,50	0,28	0,38	0,50	0,48	0,40	0,33	0,50	0,40
<i>qz</i>	185	93	122	108	149	157	121	-19	227	130

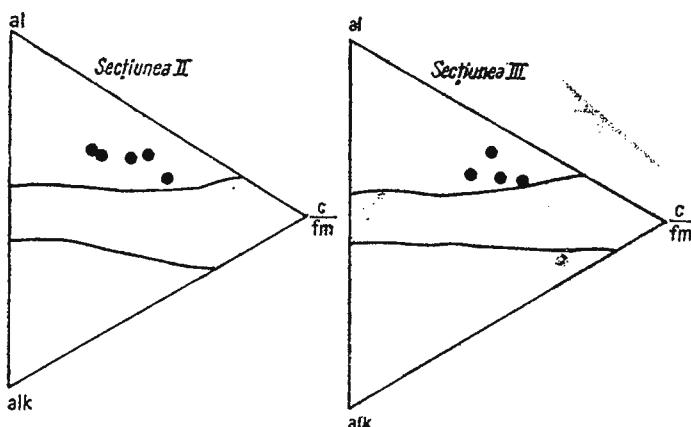


Fig. 2. — Tetraedru de concentrație al lui Niggli cu proiecția parametrilor „al”, „alk” și „c+fm” (micașisturi, seria de Rebra).

Le tétraèdre de concentration de Niggli avec la projection des paramètres „al”, „alk” et „c+fm” (micaschistes, série de Rebra).

## 2. Paragnaisele

a) *Observații petrografice.* Rocî mai bogate în feldspați și cuart, paragnaisele prezintă o granulație mai mare și o șistozitate evidentă, marcate de mineralele micacee : biotit și muscovit ce se dezvoltă pe planele de foliație. Varietățile cele mai des întlnite și asociate frecvent pegmatitelor sunt paragnaisele cu biotit. Subordonat s-au separat și paragnaise cu muscovit și biotit.

**P a r a g n a i s e c u b i o t i t .** Au masa fundamentală constituită din cuart și feldspați. Cuartul se remarcă prin extincție onduloasă iar pla-

gioclažul, termenul oligoclaz (10—16 % An) în parte este sericitizat. Biotitul este abundant și apare sub formă de solzi, de culoare roșie-brună; la rindul său conține cristale de zircon și sagenit. Granatul, ca mineral subordonat, include granule de cuarț și mice, orientate paralel cu sistozitatea rocii. Pe lîngă zircon și sagenit din biotit, în paragnaise apare uneori apatit și titanit. Studiul microscopic a pus în evidență o structură granoblastică și o textură sistoasă.

*Paragnaise cu muscovit și biotit.* În compoziția acestor roci participă: cuarț, plagioclaz, muscovit, biotit, granat, apatit, zircon. Cea mai mare parte din compoziție este dată de granoblastele de cuarț cu extincție onduloasă. Plagioclazul este maclat polisintetic iar micele apar în cantități aproximativ egale, sub formă de foite larg dezvoltate.

b) *Date geochimice.* Compoziția chimică a celor două tipuri de paragnaise este reprezentată în tabelul 3.

TABELUL 3  
Analizele chimice ale unor paragnaise din zona corporilor pegmatitice (seria de Rebra)

Oxizi %	Roca, ocurența, proba	
	Paragnais cu biotit, valea Rebrisoara (311)	Paragnais cu muscovit și biotit, valea Rebra (338)
SiO <sub>2</sub>	60,21	72,65
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,78	15,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,70	0,50
FeO	6,98	2,25
MnO	0,33	0,06
CaO	1,16	2,17
MgO	2,26	1,54
Na <sub>2</sub> O	1,53	3,40
K <sub>2</sub> O	1,83	1,51
H <sub>2</sub> O	1,28	0,50
Total	99,98	100,20

Analizele chimice au pus în evidență la ambele tipuri de paragnaise, valori ridicate de silice (60,21—72,65 % SiO<sub>2</sub>) și oxid de aluminiu (15,38—20,78 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Această observație constituie un indiciu în favoarea originii pelitice a rocilor din care ele au provenit. Conținutul mai ridicat în SiO<sub>2</sub> și scăzut în fier (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), caracteristic paragnaisului cu muscovit și biotit, este trecut pe seama abundenței în masa rocii a cuarțului. Valorile ridicate ale potasiului (1,51—1,83 % K<sub>2</sub>O) se explică prin prezența micelor iar conținutul mai ridicat de mangan (0,33 % MnO) apare și pe



seama biotitului. De asemenea, prezența în cantități mari a biotitului ridică conținutul de magneziu, fier și titan în cazul paragnaiselor cu biotit.

Aceste constatări, obținute pe baza analizelor chimice, arată o concordanță deplină între datele analitice și observațiile microscopice.

Datele analitice din tabelul 3 au servit la calcularea celulelor standard ale paragnaiselor, folosind metoda Barth :

Proba 311 :  $(K_{2,14}Na_{2,68}Mg_{3,00}Ca_{1,07}Mn_{0,26}Fe^{2+}_{5,20}Fe^{3+}_{1,61}Al_{21,80}Ti_{0,59}Si_{53,86})(OH_{7,73}O_{152,27})_{160}$

Proba 338 :  $(K_{1,65}Na_{5,58}Mg_{1,96}Ca_{1,96}Fe^{2+}_{1,50}Fe^{3+}_{0,31}Al_{15,62}Ti_{0,31}Si_{62,60})(OH_{2,90}O_{157,10})_{160}$

Calculul parametrilor Niggli a dat valorile prezentate mai jos :

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>qz</i>	<i>c/fm</i>
Proba 311 :	230	46,5	38,7	4,5	10,3	0,44	0,33	89	0,11
Proba 338 :	366	45,7	21,7	11,4	21,1	0,23	0,52	182	0,52

Din datele obținute se remarcă valoarea ridicată a *qz* care indică faptul că paragnaisele conțin quart liber.

Proiecțind valorile parametrilor „*al*”, „*alk*” și „*c+fm*” în tetraedrul de concentrație (fig. 3) se constată că aceste roci se situează în cîmpul sedimentelor argiloase, secțiunea II (proba 311) și secțiunea IV (proba 338).

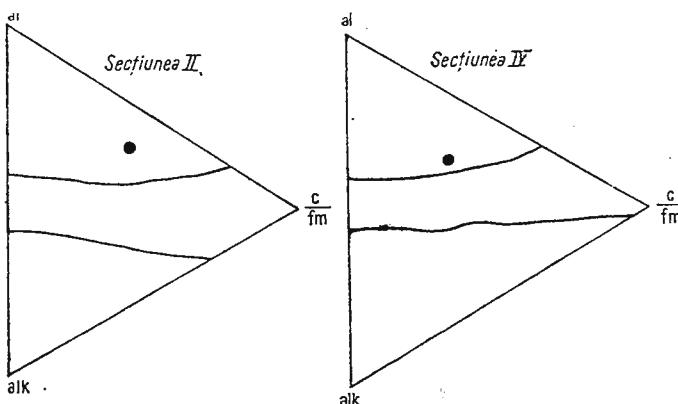


Fig. 3. — Tetraedrul de concentrație al lui Niggli cu proiecția parametrilor „*al*”, „*alk*” și „*c+fm*” (paragneiss, serie de Rebra).

Le tétraèdre de concentration de Niggli avec la projection des paramètres „*al*”, „*alk*” et „*c+fm*” (paragneiss, série de Rebra).

### 3. Amfibolitele

Acstei roci constituie intercalații în masa micașisturilor și paragnaiselor, de care se deosebesc megascopic prin masivitate, culoare închisă și compoziție mineralogică specifică. Intercalațiile de amfibolite au dimensiuni foarte variate, fiind cuprinse în lungime între zeci de metri și cîțiva

kilometri. Dezvoltarea maximă a lor corespunde unor nivele distincte din bazinul izvorului Paltinul și izvorului Scărișoara, care ating uneori grosimi de peste 100 m și pot fi urmărite pînă la NV de vîrful Craiul, pe o lungime de cca 5 km. Toate ivirile de amfibolite au orientarea NV/SE și în teren săt ușor de recunoscut datorită modului de prezentare, dar mai ales datorită compozitiei, care împrimă rocii o culoare verde-negricioasă. Deschideri bune în masa amfibolitelor în care se observă desfaceri în paralelipipede după *ac* și *bc*, au realizat văile : Rebreșoarea, Rebra, Scărișoara, etc.

a) *Observații petrografice.* Amfibolitele seriei de Rebra, după K r à - u t n e r (1938) pot fi împărțite în două grupe : amfibolite șistoase și amfibolite masive.

Sistozitatea evidentă a amfibolitelor este atribuită dispozitiei parallele a cristalelor lung prismatice de hornblendă. Între prisme de hornblendă, frecvent apare feldspatul plagioclaz ( $An_{30}$ ), sub formă de cristale hipidiomorfe. Hornblenda, cu un pleocroism puternic, este însotită adesea de cristale columnare fine de zoizit și epidot. Lamele de biotit sunt dispuse paralel la prisme de hornblendă. Cristalele de granați (almandin) sunt cataclazate, iar spațiile dintre fragmente sunt umplute cu granule de quart, lamele de biotit, orientate paralel, în lungul fețelor de prismă ale cristalelor de hornblendă (pl. IX, fig. 3). Quartul dispus pe fisuri în cristalele de granați prezintă incluziuni fluide monofazice și bifazice cu  $CO_2$ . Calcita formează cristale bine individualizate sau se prezintă ca agregate fin cristalizate, răspindite în masa rocii. Dintre mineralele opace apare magnetitul, pirita și calcopirita.

Caracterul amfibolitelor masive este dat de distribuția neregulată a cristalelor de hornblendă. În intercalatiile dintre acestea apar plagioclazi (în cantități mai reduse decât în șisturile amfibolice), epidot, granați și lamele de muscovit. Frecvent apare zoizitul, sub forma cristalelor scurt prismatice.

În cadrul intercalatiilor de amfibolite cercetate, au fost separate microscopic mai multe varietăți, între care amintim amfibolitele și șisturile amfibolice cu granați, cu epidot, cu calcit, cu biotit.

b) *Date geochimice.* Pentru caracterizarea geochimică a amfibolitelor din zona corporilor pegmatitice s-au efectuat un număr de 10 analize chimice totale (tab. 4). Rezultatele obținute arată că amfibolitele luate în studiu se caracterizează printr-un conținut relativ scăzut de silice (47,10–49,78 %  $SiO_2$ ), alcalii (2,13–4,27 %  $Na_2O + K_2O$ ) și prin valori ridicate ale oxizilor de fier, calciu și magneziu ( $Fe_2O_3 + FeO > CaO > MgO$ ). Corelația dintre conținutul de  $TiO_2$  și suma ( $FeO + Fe_2O_3$ ), redată în diagrama din figura 4 este destul de regulată și apropiată de o linie ; se constată că odată cu creșterea conținutului de fier se mărește și cel de titan.

La toate probele analizate se remarcă conținuturi mai ridicate în fier bivalent decât fier trivalent precum și predominarea  $Na_2O$  față de  $K_2O$  (fig. 5).



Fig. 4. — Relația  $TiO_2 : (FeO + Fe_2O_3)$  în amfibolite. (1) amfibolite și șisturi amfibolice, seria de Rebra ; (2) amfibolite și șisturi amfibolice, anticinalul Bretila (Oniceanu, Covalli, 1972).  
 La relation  $TiO_2 : (FeO + Fe_2O_3)$  en amphibolites. (1) amphibolites et schistes amphiboliques, série de Rebra ; (2)amphibolites et schistes amphiboliques, l'anticlinal de Bretila (Oniceanu, Covalli, 1972).

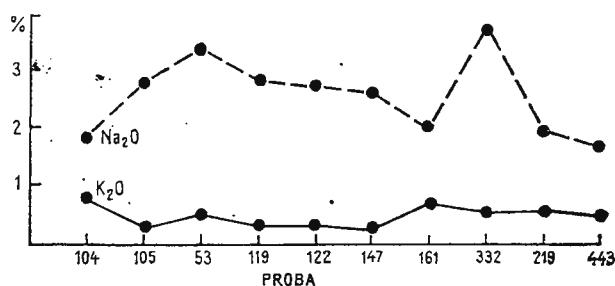
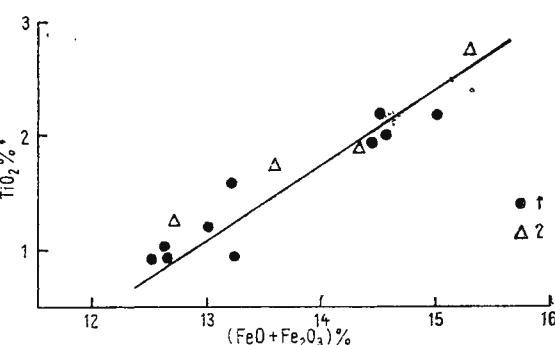


Fig. 5. — Diagrama comparativă a variației conținutului de  $Na_2O$  și  $K_2O$  în amfibolitele și șisturile amfibolice ale seriei de Rebra.  
 Le diagramme comparatif avec la variation de la teneur en  $Na_2O$  et  $K_2O$  dans les amphibolites et les schistes amphiboliques de la série de Rebra.

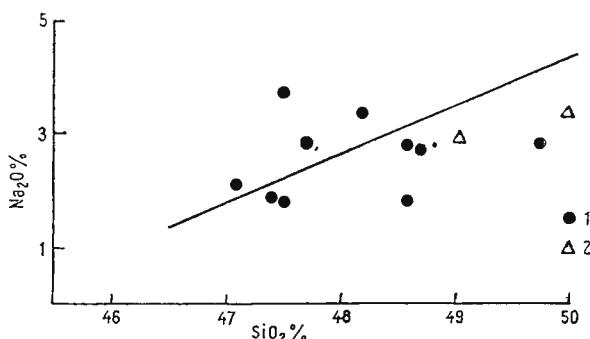


Fig. 6. — Relația  $Na_2O : SiO_2$  în amfibolite. (1) amfibolite și șisturi amfibolice, seria de Rebra ; (2) amfibolite și șisturi amfibolice, anticinalul Bretila (Oniceanu, Covalli, 1972).  
 La relation  $Na_2O : SiO_2$  en amphibolites. (1) amphibolites et schistes amphiboliques, l'anticlinal de Bretila (Oniceanu, Covalli, 1972).

La relation  $Na_2O : SiO_2$  en amphibolites. (1) amphibolites et schistes amphiboliques, l'anticlinal de Bretila (Oniceanu, Covalli, 1972).

Diagrama din figura 6 pune în evidență relația dintre conținutul în  $\text{Na}_2\text{O}$  și  $\text{SiO}_2$  al amfibolitelor, după care, conținutul de sodiu crește proporțional pe măsură ce cantitatea de silice se mărește.

În cazul șisturilor amfibolice se remarcă valori mai ridicate în  $\text{CaO}$ , fapt confirmat și de observațiile microscopice.

TABELUL 4

*Analizele chimice ale unor amfibolite din zona corporilor pegmatitice (seria de Rebra)*

Oxizi %	Probele analizate									
	(104)	(105)	(53)	(119)	(122)	(147)	(161)	(332)	(219)	(443)
$\text{SiO}_2$	47,50	49,78	48,18	47,71	48,60	48,73	47,10	47,50	47,48	48,61
$\text{TiO}_2$	2,17	2,00	1,57	2,17	1,95	0,92	1,08	0,92	1,22	0,94
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16,28	13,80	16,48	14,53	14,35	13,48	15,60	16,20	14,93	15,83
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	4,17	5,04	4,98	4,96	4,32	3,82	4,04	3,80	3,51	2,02
$\text{FeO}$	10,33	9,46	8,27	10,04	10,18	9,38	8,58	8,70	9,44	10,48
$\text{MnO}$	0,20	0,15	0,18	0,25	0,22	0,18	0,22	0,23	0,23	0,21
$\text{MgO}$	6,25	6,07	7,12	5,83	6,50	7,60	6,34	6,32	7,18	6,73
$\text{CaO}$	10,18	10,74	8,61	11,30	10,87	12,31	13,54	11,11	12,86	11,30
$\text{Na}_2\text{O}$	1,85	2,78	3,39	2,86	2,75	2,65	2,01	3,71	1,93	1,63
$\text{K}_2\text{O}$	0,82	0,28	0,53	0,31	0,28	0,25	0,72	0,56	0,53	0,50
$\text{H}_2\text{O}$	0,23	0,22	0,77	0,30	0,32	0,49	0,74	1,01	0,56	1,73
Total	99,98	100,32	100,98	100,26	100,34	99,81	99,97	100,05	99,87	99,98

104 — șist amfibolic cu biotit, valea Rebra, la cca 180 m de corpul pegmatitic între Rebra ; 105 — șist amfibolic cu granați, la 50 m amonte de proba 104 ; 53 — amfibolit cu epidot, valea Rebra ; 119 — șist amfibolic cu granați, izvorul Paltinul : 122 — șist amfibolic cu granați, galeria Paltinul ; 147 — amfibolit cu epidot, valea Scărișoara ; 161 — șist amfibolic cu calcit, valea Scărișoara ; 332 — șist amfibolic cu granați, Făget ; 219 — șist amfibolic cu granați, vîrful Crăiul ; 443 — amfibolit cu epidot, Valea Caselor.

Din rezultatele analizelor chimice au fost calculați parametrii Niggli (tab. 5) precum și parametrii Semenenko (tab. 6) care au permis stabilirea naturii materialului preexistent metamorfismului.

Proiectind valorile lui „alv”, „alk” și „c+fm” în diagramele ternare ale lui N i g g l i (fig. 7) remarcăm că toate amfibolitele analizate se grupează în cimpul eruptiv. Valorile lui „si” și „qz” arată că materialul preexistent nu prezinta un exces de silice și deci o cantitate redusă de cuarț. În același timp se constată că elementele feromagneziene sunt prezente în cantități mari, ceea ce indică natura bazică a materialului eruptiv preexistent.

Valorile parametrilor Niggli (tab. 5) încadrează amfibolitele analizate la tipul de magmă gabbroică.



TABELUL 5

Valorile parametrilor Niggli (amfibolite, seria de Rebra)

Parametrii	Probele									
	104	105	53	119	122	147	161	332	219	443
<i>si</i>	108	115	110	107	109	105	102	98	103	114
<i>al</i>	22,0	18,8	22,1	19,2	19,0	17,3	20,1	21,3	19,2	21,9
<i>fm</i>	48,0	48,2	48,7	47,0	48,6	48,1	43,2	43,6	46,3	47,5
<i>c</i>	24,8	26,5	21,0	27,1	26,0	28,8	31,6	26,4	29,9	26,0
<i>alk</i>	5,2	6,5	8,2	6,7	6,4	5,8	5,1	8,7	4,6	4,5
<i>c/fm</i>	0,51	0,55	0,43	0,57	0,53	0,60	0,73	0,61	0,64	0,54
<i>k</i>	0,21	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05	0,18	0,07	0,14	0,17
<i>mg</i>	0,45	0,43	0,50	0,41	0,45	0,51	0,48	0,48	0,50	0,50
<i>ti</i>	3,50	3,72	2,69	3,93	3,26	1,51	1,77	1,54	2,00	1,66
<i>qz</i>	-12	-16	-22	-19	-16	-18	-18	-36	-13	-4

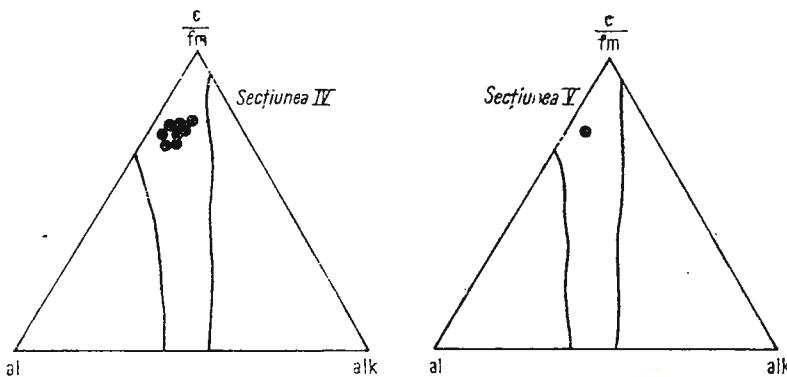


Fig. 7. – Tetraedrul de concentrație al lui Niggli cu proiecția parametrilor „*al*”, „*alk*” și „*c+fm*” (amfibolite, serie de Rebra).

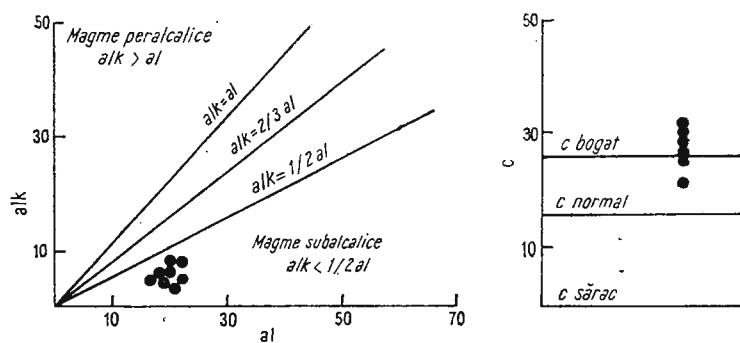
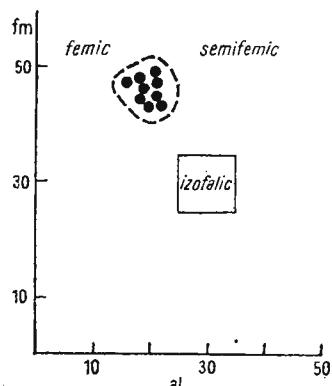
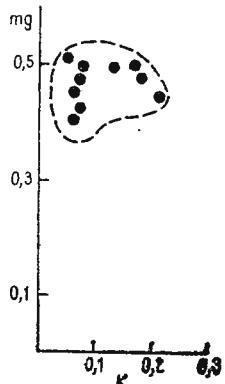
Le tétraèdre de concentration de Niggli avec la projection des paramètres „*al*”, „*alk*” et „*c+fm*” (amphibolites, série de Rebra).

Proiecția valorilor „*al*” și „*alk*” în diagrama din figura 8 scoate în evidență faptul că amfibolitele seriei de Rebra fac parte din grupa rocilor sărace în alcalii, având pe  $alk < 1/2 al$ .

Construcția diagramei *fm*: *al* pentru amfibolitele respective indică faptul că magma din care ele au provenit are un caracter femic prezent și strâns conturat (fig. 9).

În diagrama din figura 10 se remarcă raporturile de inversă proporționalitate între parametrii „*k*” și „*mg*” ai amfibolitelor.

Pentru a avea încă un argument în favoarea originii magmatogene a amfibolitelor analizate, am utilizat relația „*ti* + 10 *mg*” folosită de

Fig. 8. Diagramma  $al : alk, c$  (după Burri și Niggli).Le diagramme  $al : alk, c$  (d'après Burri et Niggli).Fig. 9. — Diagramma  $fm : al$  (amfibolite).← Le diagramme  $fm : al$  (amphibolites).Fig. 10. — Diagramma  $k : mg$  (amfibolite).→ Le diagramme  $k : mg$  (amphibolites).

## TABELUL 6

Valorile parametrilor  $A, C, F, M$  (Semenenko)

Proba	Parametru (%)				
	A	C	F	M	(F + M)
104	23	26	29	22	51
105	20	28	30	22	52
53	24	23	27	26	53
119	20	29	30	21	51
122	20	28	28	23	51
147	18	30	26	26	52
161	21	33	25	21	46
332	23	28	26	23	49
219	20	31	25	24	49
443	22	27	27	24	51



Fabriès (1963). În acest sens, valorile obținute de noi (tab. 5), corespunzătoare pentru „ $ti + 10 mg'$ ”, sunt caracteristice rocilor magmatogene bazice.

Parametrii Semenenko (Semenenko, 1963) proiectați în diagrama  $A : C : (F+M)$  încadrează amfibolitele și sisturile amfibolice în grupa rocilor bazice alcalinoteroase-aluminoase (IX). Într-un singur caz (proba 161), datorită prezenței în cantități mari a calcitului, proba respectivă s-a încadrat în grupa rocilor calcaroase-aluminoase (XI) (fig. 11).

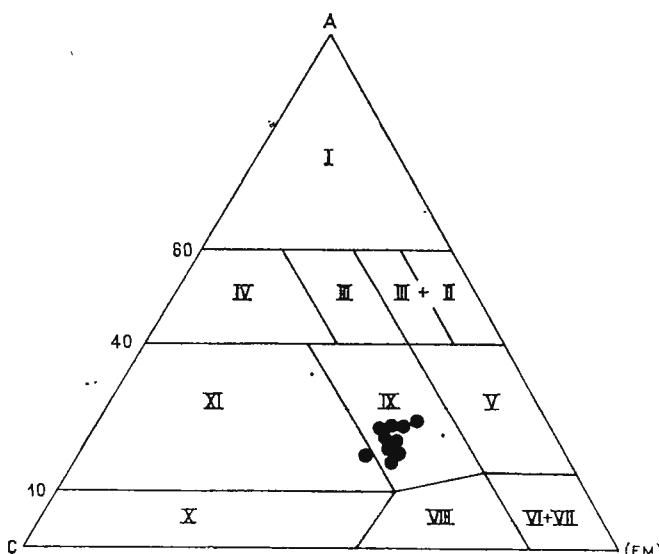


Fig. 11. -- Reprezentarea chimismului amfibolitelor seriei de Rebra în diagrama Semenenko.

La représentation du chimisme des amphibolites de la série de Rebra dans le diagramme Semenenko.

Din studiul petrochimic reiese că amfibolitele analizate provin din metamorfozarea unor roci magmatische bazice, fiind astfel ortoamfibolite. Pentru a întări această constatare se iau în considerare și rezultatele analizelor de Co, Ni, Cr și V, care sunt mult mai ridicate în cazul ortoamfibolitelor decât în paraamfibolite (Milovski, 1964; Shaw, 1968).

Din datele de analiză prezentate în tabelul 10 reiese că conținutul de Co variază între 41 și 67 ppm, având media  $M_{(g)} = 50$  ppm, iar cel de Ni între 53 și 130 ppm cu media  $M_{(g)} = 71$  ppm. În toate probele analizate conținutul de Ni este mai ridicat decât cel de Co (fig. 12) iar raportul Ni : Co este destul de constant, lucru ce poate indica sursa comună pentru cele două elemente.

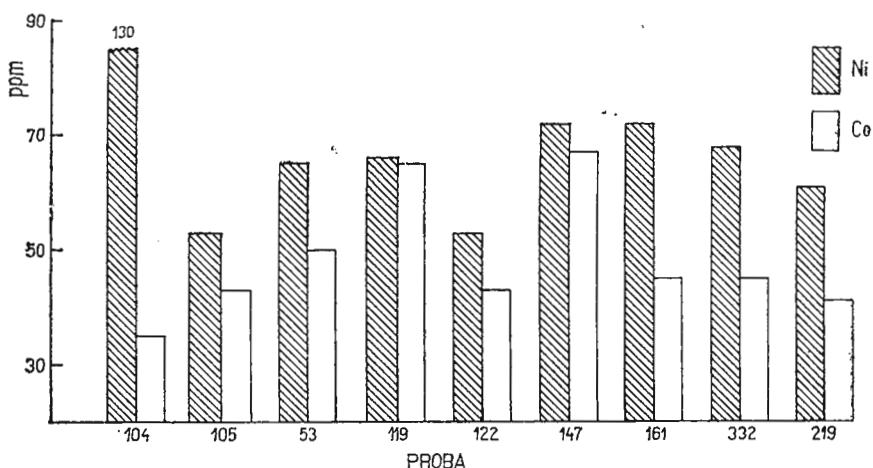


Fig. 12. — Diagramă comparativă cu variația conținutului de Co și Ni în amfibolitele seriei de Rebra.

Le diagramme comparatif avec la variation de la teneur en Co et Ni dans les amphibolites de la série de Rebra.

Datele analitice din tabelul 7 arată că în general, în amfibolitele din zona corporilor pegmatitice, conținutul de Cr este aproape constant, cu excepția probei nr. 53 în care apare cea mai ridicată valoare : 114 ppm Cr.

TABELUL 7

Conținutul de Cr și V (ppm) în unele amfibolite din zona corporilor pegmatitice \*

Proba	Localizare	Cr	V	Cr : V	Fe : V
53	valea Rebra	114	280	0,40	350
104	Între Rebre	57	392	0,14	275
119	izvorul Paltinul	45	302	0,13	370
332	sector Făget	52	308	0,16	305

\* Analize spectrale executate de Ilie Ionel.

Graficul variației conținutului de Cr (ppm) în funcție de parametrul „mg” (v a n d e K a m p, 1969) se caracterizează printr-o corelație pozitivă și o abundență tipică pentru ortoamfibolite.

Conținuturile medii pentru Co, Ni, Cr și V sunt apropiate de cele prezentate de S h a w (1968) pentru ortoamfibolite (tab. 8). În tabelul 8,

comparativ, se prezintă și valorile determinate de Elena Colios și Constanța Udreescu (1968)<sup>10</sup> într-un amfibolit din zona valea Sadului-valea Lotrioara.

TABELUL 8

*Conținutul mediu de Co, Ni, Cr și V (ppm) în amfibolite*

	Co	Ni	Cr	V
1. Amfibolite, seria de Rebra	50(9)	71(9)	67(4)	320(4)
2. Amfibolit, seria de Preluca (proba 431)	45	—	—	—
3. Amfibolit, zona valea Sadului-valea Lotrioara (proba 80)	40	42	147	185
4. Ortoamfibolite din Ontario (Shaw, 1968)	34(20)	31(20)	10,5(20)	129(20)
5. Paraamfibolite din Ontario (Shaw, 1968)	11(20)	17(20)	9,7(20)	100(20)

În paranteză este trecut numărul de analize;

— nedeterminat.

Plecind de la posibilitatea utilizării metodelor geochimice în rezolvarea originii amfibolitelor, Gorbacev (1973) indică folosirea în acest scop, printre alte relații și a mărimii raportului Fe : V, care, pentru ortoamfibolite este mai mare decât 250.

Rezultatele obținute de noi pentru amfibolitele seriei de Rebra arată că mărimea raportului Fe : V variază între 275 și 370 (tab. 7), fiind în toate cazurile mai mare decât valoarea de 204 prezentată de autorul citat pentru paraamfibolite (tab. 9). Acest lucru indică prezența ortoamfibolitelor în complexul mezozonal al seriei de Rebra precum și valabilitatea utilizării acestei relații în stabilirea pe cale geochimică a originii amfibolitelor.

TABELUL 9

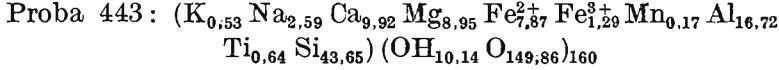
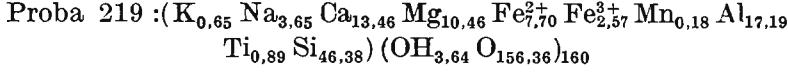
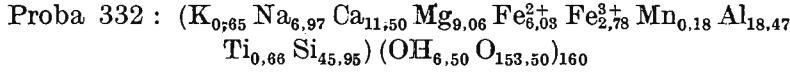
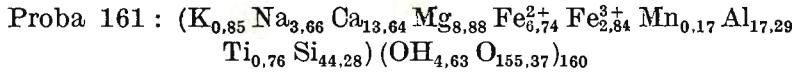
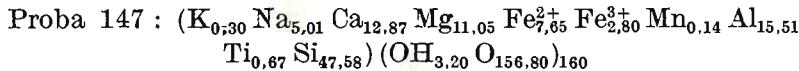
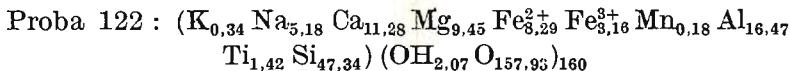
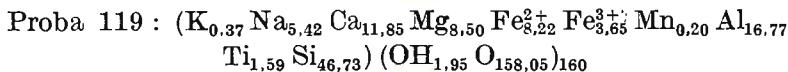
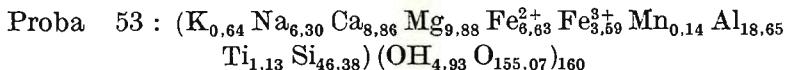
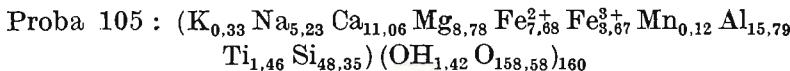
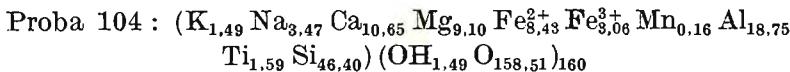
*Valoarea medie a raportului Fe : V pentru amfibolitele seriei de Rebra, comparativ cu unele date din literatură*

Roca, ocurență	Nr. determinărilor	Fe : V	Autorul, anul
1. Amfibolite, seria de Rebra	4	325	
2. Amfibolit, valea Sadului, valea Lotrioara (proba 18)	1	460	Colios, Udreescu, 1968
3. Ortoamfibolite	16	300	Gorbacev, 1973
4. Paraamfibolite	16	204	Gorbacev, 1973

<sup>10</sup> Arh. I.G.G. București.



Pentru a avea o imagine mai completă asupra chimismului amfibolitelor din zona corporilor pegmatitice, s-au calculat formulele celulei standard, folosind metoda Barth :



Aceste formule întăresc și conturează mai precis concluziile reliefate de rezultatele analizelor chimice (tab. 4).

În concluzie, se poate afirma că cercetările întreprinse asupra amfibolitelor din zona corporilor pegmatitice scot în evidență faptul că acestea provin din metamorfozarea unor roci magmatice bazice, fiind astfel orto-amfibolite. Ele reprezintă produsul magmatismului premetamorfic, indicând prezența în regiune a magmatismului inițial.

Ca o observație cu caracter general asupra amfibolitelor analizate, menționăm slaba diferențiere a acestor roci, pusă în evidență de parametrii calculați și de diagramele construite.

### C) Distribuția unor elemente minore în sisturile cristaline din zona corporilor pegmatitice

Pentru caracterizarea geochemicală a rocilor din zona corporilor pegmatitice, pe lîngă elementele majore, s-au determinat pe cale chimică și conținuturile unor elemente minore : Mn, Cu, Zn, Pb, Co, Ni și Mo.



În exprimarea datelor de mai jos, ne ocupăm de distribuția elementelor minore amintite în micașisturile, paragnaisele și amfibolitele cu care se asociază pegmatitele din munții Rodnei.

### 1. *Manganul*

Din datele prezentate în tabelul 10 se remarcă faptul că valorile cele mai ridicate de Mn, determinate în cazul amfibolitelor, variază între 950 și 2025 ppm, cu media  $M_{(12)} = 1472$  ppm Mn. Conținutul mediu este apropiat de cel prezentat de S a v u l și M o v i l e a n u (1958) pentru amfibolitele din cristalinul Bistriței, dar mai ridicat decât valoarea determinată de O n i c e a n u și C o v a l i (1972) pentru amfibolite și sisturile amfibolice din anticlinalul Bretila.

TABELUL 10

*Conținuturile de Mn, Cu, Zn, Pb, Co, Ni și Mo (ppm) în amfibolitele seriei de Rebra*

Proba	Mn	Cu	Zn	Pb	Co	Ni	Mo
104	1600	235	162	17	55	130	5,0
105	1200	200	237	15	43	53	4,5
106	1420	107	—	17	—	—	—
53	1400	85	87	17	50	65	4,7
119	2025	242	162	15	65	66	5,2
122	1725	150	165	17	43	53	5,2
147	1400	70	95	5	67	72	2,5
161	1750	90	50	5	45	72	3,5
332	1750	70	65	12	45	68	3,0
304	950	70	150	12	—	—	—
219	1800	80	50	5	41	61	2,5
443	1650	145	85	5	—	—	—
Media	1472	130	119	11,8	50	71	4,0

— nedeterminat.

Demnă de remarcat este concordanța perfectă a conținutului de Mn din amfibolitele seriei de Rebra cu cel găsit de v a n d e K a m p (1969) în amfibolitele din Beartooth (tab. 11).

În cazul micașisturilor se observă o variație mult mai largă, cuprinsă între 300 și 1800 ppm Mn, cu media  $M_{(12)} = 1137$  ppm Mn. Valorile cele mai scăzute caracterizează micașisturile cu muscovit și micașisturile cuarțoase (tab. 12).

Concentrația mai mare în paragnaisul cu biotit (2600 ppm Mn) poate fi pusă în acord cu teoria lui C o r r e n s (S a v u l , M o v i l e a n u, 1958) care admite că se poate produce o imbogățire de Mn în reziduul argilos. De asemenea, frecvența biotitului ar putea constitui sursa unor valori mai



TABELUL 11  
*Conținutul mediu de Mn (ppm) în amfibolite*

Nr. crt.	Localizare	Nr. determină- rilor	Mn	Autorul, anul
1	Amfibolite, seria de Rebra	12	1472	Savul, Movileanu, 1958
2	Amfibolit, munții Preluca	1	1370	
3	Amfibolite, cristalinul Bistriței	5	1184	
4	Amfibolite și sisturi amfibolice, anticlinalul Bretila	8	1036	
5	Amfibolite, Beartooth (USA)	25	1472	Oniceanu, Covali, 1972 van de Kamp, 1969

TABELUL 12  
*Conținuturile de Mn, Cu, Zn, Pb, Co, Ni și Mo (ppm) în micașis-  
turile și paragnaisele seriei de Rebra*

Proba	Mn	Cu	Zn	Pb	Co	Ni	Mo
<b>Micașisturi</b>							
310	1550	105	50	50	18	46	4,5
313	1800	150	95	55	45	16	5,0
70	1100	140	25	40	10	16	3,5
72	1700	115	23	40	18	20	4,0
107	700	300	75	15	14	44	2,1
341	650	70	50	20	18	10	6,0
378	1250	144	98	24	37	46	—
121	1700	1000	160	45	50	46	4,5
124	—	1300	213	55	34	27	1,5
182	300	65	45	urme	5	2	3,5
451	700	85	100	40	—	—	—
322	850	100	80	40	31	46	2,5
343	1350	72	25	15	50	48	3,0
Media	1137	280	80	33,7	27,5	30	3,6
<b>Paragnaise</b>							
311	2600	130	150	60	45	46	6,0
338	500	70	75	20	5	3	3,5
Media	1550	100	112	40	25	24,5	4,7

— nedeterminat.



ridicate, fapt semnalat în cazul micașisturilor cu biotit. Valorile ridicate în unele probe mai pot fi puse și pe seama relației cristalochimice între  $Mn^{2+}$  și  $Fe^{2+}$  din mineralele componente.

Datele analitice mai scot în evidență micșorarea conținutului de Mn în rocile metamorfice din zona corporilor pegmatitice odată cu creșterea valorii silicei ceea ce exprimă scăderea treptată a participării melanocratelor pe măsura creșterii acidității rocilor analizate (fig. 13, 14).

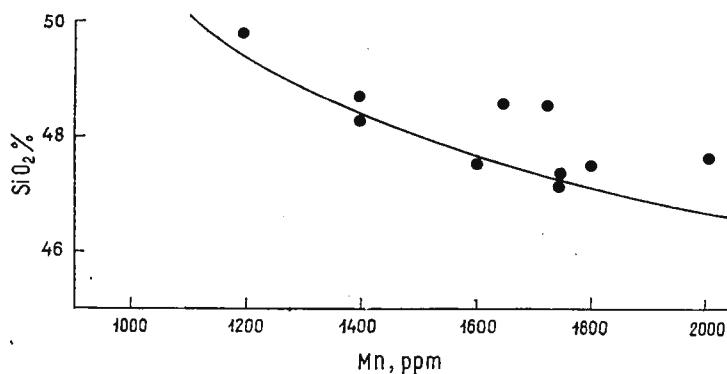


Fig. 13.— Relația Mn :  $SiO_2$  în amfibolitele seriei de Rebra.

La relation Mn :  $SiO_2$  dans les amphibolites de la série de Rebra.

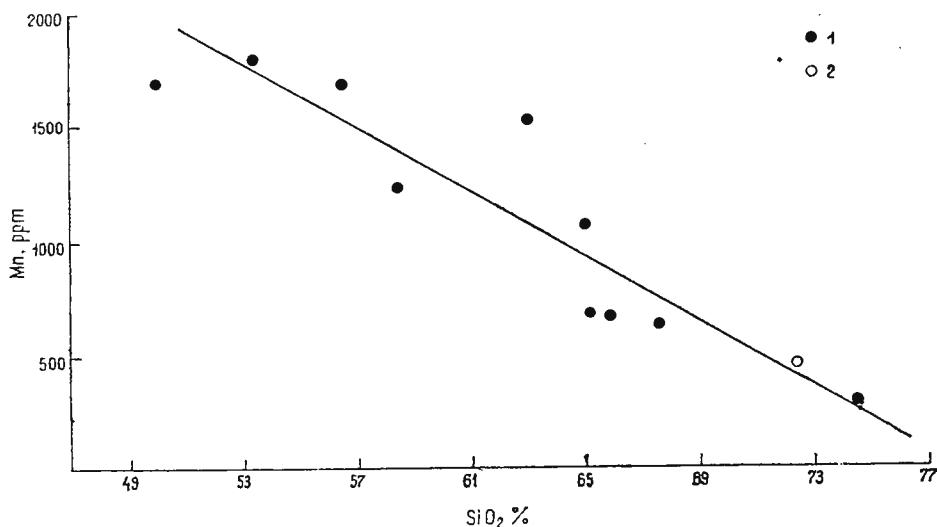
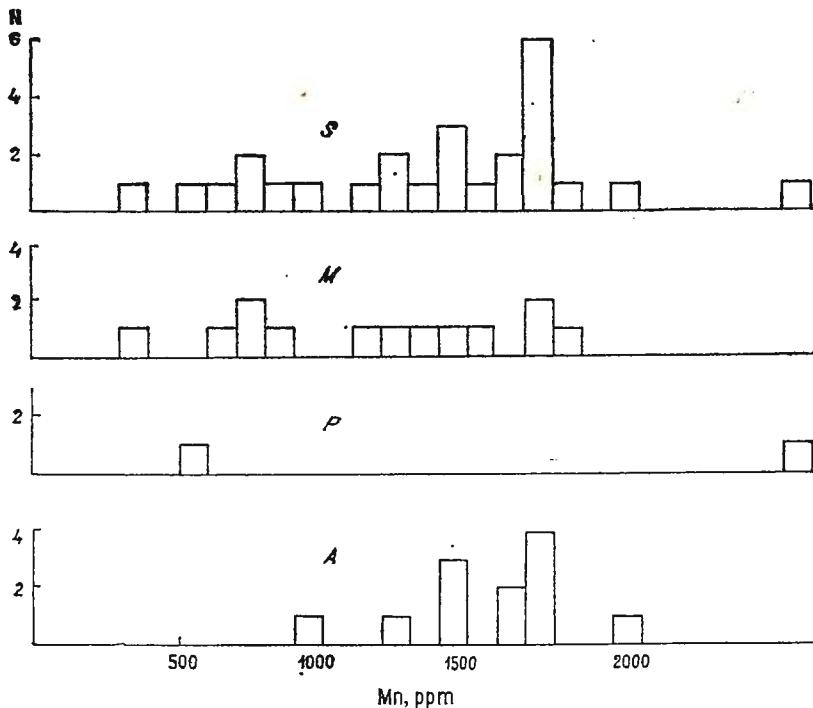


Fig. 14. — Relația Mn :  $SiO_2$  în micașisturile (1) și paragnaisele (2) seriei de Rebra.

La relation Mn :  $SiO_2$  dans les micaschistes (1) et les paragneiss (2) de la série de Rebra.

În figura 15 este reprezentată histograma comună pentru conținutul de Mn în șisturile cristaline ale seriei de Rebra. Histograma comună apare cu mai multe maximuri, arătând prin aceasta că fiecare categorie de roci posedă o altă distribuție a conținutului de Mn.



ridicate fiind determinate în micașisturile din apropierea zonei cu sulfuri polimetalice din valea Gușet și izvorul Paltinul. Frecvența muscovitului în unele probe precum și analiza unor micașisturi situate la distanțe mari de zona mineralizată are ca urmare cele mai scăzute valori pentru conținutul de Cu (70 și 72 ppm) (tab. 12).

Limitele de variație a conținutului de Cu în amfibolitele analizate sunt cuprinse între 60 și 240 ppm, având media  $M_{(12)} = 130$  ppm (tab. 10). Aceste valori sunt apropiate de cele prezentate de către Colios și Uderescu<sup>11</sup> pentru amfibolitele din zona valea Sadului-valea Lotrioara, în care conținutul de Cu variază între 5 și 205 ppm.

În ceea ce privește conținutul mediu de Cu, din tabelul 13 se remarcă faptul că media obținută pentru amfibolitele seriei de Rebra este mai mare decât cea prezentată de Savul și Movileanu (1958) pentru amfibolitele din cristalinul Bistriței, dar destul de apropiată de media determinată de Ball (1966) pentru ortoamfibolitele din Randensund (Norvegia).

TABELUL 13  
*Conținutul mediu de Cu (ppm) în amfibolite*

Nr. crt.	Localizare	Nr. determinărilor	Cu	Autorul, anul
1	Amfibolite, seria de Rebra	12	130	
2	Amfibolit, munții Preluca	1	95	
3	Amfibolite, cristalinul Bistriței	5	40,8	Savul, Movileanu, 1958
4	Ortoamfibolite, Randensund, Norvegia	15	140	Ball, 1966
5	Ortoamfibolite, Modum, Norvegia	5	82	Ball, 1966
6	Ortoamfibolite, Gairlach, Ross-Shire, Scoția	14	142	Park, 1966

Analizele chimice a două paragnaise din zona corporilor pegmatitice arată că conținutul de Cu variază între 70 și 130 ppm, având media de 100 ppm Cu. În raport cu valorile prezentate de Savul și Movileanu (1958) pentru unele paragnaise din cristalinul Bistriței ( $M_{(5)} = 54$  ppm Cu) în probele analizate de noi se remarcă conținuturi mai ridicate în Cu. Dintre cele două tipuri de paragnaise analizate, paragnaisul cu biotit se caracterizează printr-un conținut mult mai ridicat în Cu (130 ppm).

*Variatia conținutului de Cu în raport cu proporția de  $SiO_2$ .* După cum reiese din tabelele lui Vînogradov (1956), rocile acide au un conținut mediu de Cu mai scăzut decât al celor bazice. Pentru a exprima grafic acea-

<sup>11</sup> Op. cit. pct. 10.

stă variație, am construit în figura 16 o diagramă, în care se observă că odată cu creșterea cantității de silice, conținutul în Cu scade.

În cazul amfibolitelor, analizele se grupează în două cimpuri, dintre care cimpul A caracterizează amfibolitele mineralizate. Pentru comparație, au fost analizate și două amfibolite din zona corporilor pegmatitice de la Copalnic (munții Preluca). După cum se remarcă din diagrama prezentată în figura 16, rezultatele sunt destul de apropiate de cele obținute în amfibolitele seriei de Rebra.

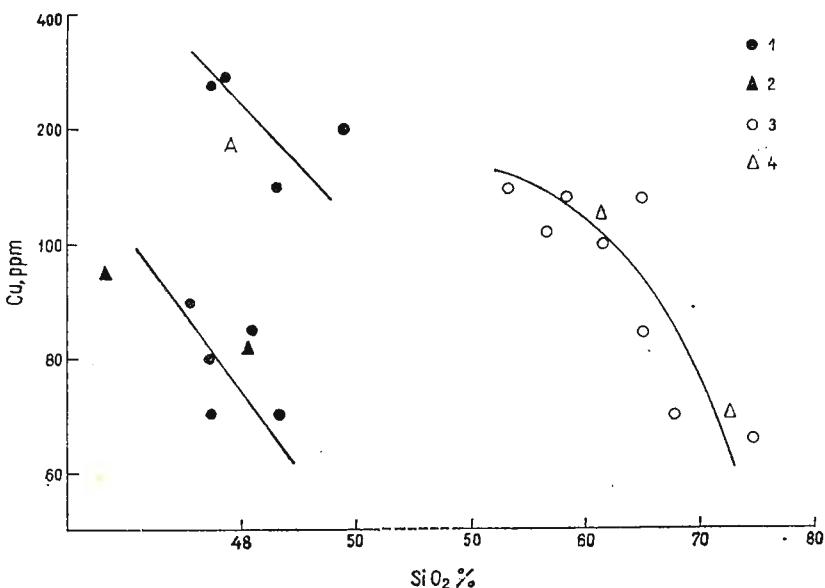


Fig. 16. — Relația Cu : SiO<sub>2</sub> în rocile metamorfice din zona corporilor pegmatitice. 1, amfibolite, serie de Rebra ; 2, amfibolite, serie de Preluca ; 3, micașisturi, serie de Rebra ; 4, paragnaise, serie de Rebra.

La relation Cu : SiO<sub>2</sub> dans les roches métamorphiques de la zone des corps pegmatitiques. 1, amphibolites, série de Rebra ; 2, amphibolites, série de Preluca ; 3, micaschistes, série de Rebra ; 4, paragneiss, série de Rebra.

Caracterul relației Cu : SiO<sub>2</sub> se remarcă și în cazul micașisturilor și paragnaiselor cu care se asociază amfibolitele și pegmatitele seriei de Rebra (fig. 16).

Variatia conținutului de Cu în raport cu proporția de fier ( $FeO + Fe_2O_3$ ). În diagrama din figura 17 se evidențiază corelația pozitivă între conținutul de Cu și cel de fier ( $FeO + Fe_2O_3$ ) în amfibolitele seriei de Rebra. Gruparea analizelor în două cimpuri este determinată de prezența amfibolitelor mineralizate.

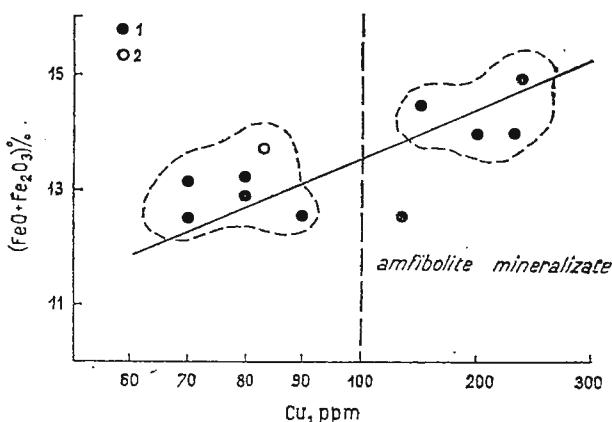


Fig. 17. — Relația Cu : (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) în amfibolitele seriei de Rebra (1); (2) amfibolit, zona valea Sadului-valea Lotrioara.  
La relation Cu : (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) dans les amphibolites de la série de Rebra (1); (2) amphibolites, zone de la vallée du Sadu-la vallée Lotrioara.

### 3. Zincul

Analizele efectuate în ceea ce privește conținutul de Zn în rocile din zona corporilor pegmatitice arată că amfibolitele se caracterizează prin valori mai ridicate decât micașisturile și paragnaisele în care sunt localizate.

Comparând valorile medii determinate pentru conținutul de Zn în rocile asociate pegmatitelor seriei de Rebra cu valori pentru roci asemănătoare, citate de Savul și Movileanu (1958), se constată că în amfibolitele analizate de noi conținutul mediu de Zn este superior, valori mai apropiate fiind determinate în cazul paragnaiselor (tab. 14).

TABELUL 14

*Conținutul mediu de Zn (ppm) în șisturile cristaline din zona corporilor pegmatitice, comparativ cu unele date din literatură*

Nr. crt.	Localizare	Nr. determinărilor	Zn	Autorul, anul
1	Amfibolite, seria de Rebra	11	119	
2	Amfibolite, cristalinul Bistriței	5	62,5	Savul, Movileanu, 1958
3	Amfibolite, Beartooth (USA)	9	95	vandekamp, 1969
4	Micașisturi, seria de Rebra	12	78	
5	Paragnaise, seria de Rebra	2	112	
6	Paragnaise, cristalinul Bistriței	4	98	Savul, Movileanu, 1958

Datele prezentate în tabelul 14 mai scot în evidență faptul că în amfibolitele seriei de Rebra s-au găsit conținuturi de Zn apropiate de cele obținute de van de Kamp (1969) pentru roci asemănătoare de la Beartooth.

Limitele de variație mai largi ale conținutului de Zn, puse în evidență în cazul micașisturilor (tab. 12) ar putea fi puse în legătură și cu originea argiloasă a rocilor sau cu proporțiile variabile în biotit, considerat cu un conținut deosebit de Zn.

#### 4. Plumbul

Conținuturile determinate în rocile din zona corpurilor pegmatitice arată o îmbogățire a paragnaiselor și micașisturilor în Pb, în comparație cu amfibolitele. Valorile mai ridicate pot fi legate de prezența unor mineralizări de sulfuri polimetaleice în regiunea cercetată sau de posibilitatea materiei sedimentare primare de a concentra acest element.

În cazul amfibolitelor și paragnaiselor, toate conținuturile în Pb sunt mai scăzute decât valorile determine pentru Zn și Cu. La micașisturi apar și unele cazuri în care conținutul de Pb este egal sau mai mare decât cel de Zn (tab. 12).

*Raportul Cu : Pb : Zn pentru șisturile cristaline din zona corpurilor pegmatitice.* În diagrama Cu : Pb : Zn (fig. 18) pentru șisturile cristaline din zona corpurilor pegmatitice se observă că raporturile între aceste elemente nu sunt întâmplătoare ci se constată că există o oarecare regularitate. Astfel, toate rocile analizate au în general un raport redus de plumb, dar cu variații în limite largi ale raportului Cu : Zn. Caracteristică este variația mai mare de-a lungul laturii Cu-Zn a amfibolitelor și micașisturilor, ceea ce indică o mobilitate ridicată a acestor două elemente.

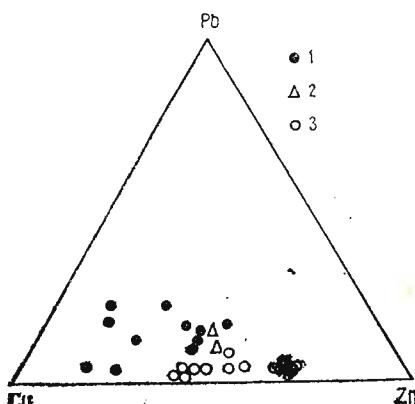


Fig. 18. — Cimpul de distribuție a raportului Cu : Pb : Zn pentru rocile metamorfice din zona corpurilor pegmatitice. 1, micașisturi ; 2, paragneise ; 3, amfibolite.

Le champ de distribution du rapport Cu : Pb : Zn pour les roches métamorphiques de la zone des corps pegmatitiques. 1, micaschistes ; 2, paragneiss ; 3, amphibolites.

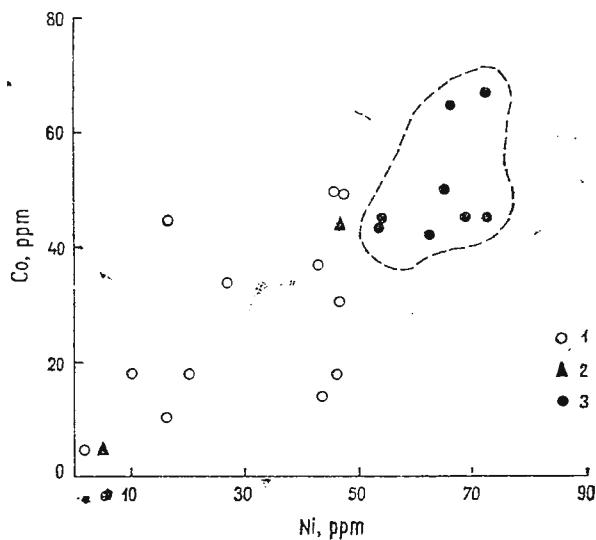
### 5. Cobaltul și nichelul

După cum s-a arătat, conținuturile de Co și Ni din amfibolitele seriei de Rebra variază în limite restrinse și sunt specifice ortoamfibolitelor. În cazul micașisturilor și paragnaiselor, limitele de variație sunt mai largi și valorile de Co și Ni mai scăzute. Astfel, conținutul de Co variază între 5 și 50 ppm iar cel de Ni între 2 și 48 ppm (tab. 12). Cele mai mici valori caracterizează micașisturile cuarțoase și paragnaisele cu muscovit și biotit. Se remarcă faptul că, în general, în probele în care conținutul de Cu este ridicat, se evidențiază și valori mai ridicate de Co. De asemenea, s-a constatat că prezența biotitului în micașisturi și paragnaise coincide cu valori mai ridicate în Co. Această observație este în acord cu datele prezentate de Carr și Turekian (1961).

Pentru a scoate în evidență deosebirea de concentrație a Co și Ni în sisturile cristaline din zona corpurilor pegmatitice, s-a construit diagrama Co : Ni care arată variația mai strânsă a conținutului de Co și Ni pentru amfibolite, comparativ cu cea a micașisturilor și paragnaiselor. S-au obținut astfel, două cîmpuri diferențe, care nu se întrepătrund și care arată o distribuție specifică a amfibolitelor și altă pentru micașisturi și paragnaise (fig. 19).

Fig. 19. — Diagrama Co : Ni pentru sisturile cristaline din zona corpurilor pegmatitice. 1, micașisturi; 2, paragnaise; 3, amfibolite.

Le diagramme Co : Ni pour les schistes cristallins de la zone des corps pegmatitiques. 1, micaschistes ; 2, paragneiss ; 3, amphibolites.



### 6. Molibdenul

Sisturile cristaline din zona corpurilor pegmatitice se caracterizează printr-un conținut de Mo care variază între 2,5 și 5,2 ppm pentru amfibolite și între 1,5 și 6,0 ppm pentru micașisturi și paragnaise (tab. 10, 12). Conținutul mediu de Mo în amfibolitele seriei de Rebra este de 4 ppm, valoare în concordanță cu cea determinată de Levașev et al. (1973) pentru amfibolitele și sisturile amfibolitice din masivul Taiganskîi.

Cu unele excepții, conținutul de Mo în șisturile cristaline ale seriei de Rebra se mărește odată cu creșterea în ele a alcaliilor, a valorii silicei și micșorarea sumei oxizilor de calciu și magneziu. O comportare geochemicală demnă de remarcat apare în amfibolite unde a fost pusă în evidență o corelație pozitivă între conținutul ridicat de Ti și valori corespunzătoare de Mo (fig. 20).

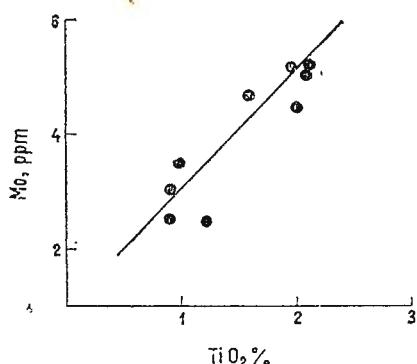


Fig. 20. — Relația Mo : TiO<sub>2</sub> în amfibolitele seriei de Rebra.

La relation Mo : TiO<sub>2</sub> dans les amphibolites de la série de Rebra.

În încheierea acestui capitol remarcăm faptul că datele prezentate cu privire la conținuturile de elemente principale și minore, s-au dovedit adecvate pentru a obține indicații asupra originii șisturilor cristaline cu care se asociază pegmatitele seriei de Rebra.

De asemenea, mai amintim că în paragnaise și mai ales în micașisturile cu granați, apare în mod evident parageneza granat-biotit, fapt care a permis aplicarea acesteia în probleme de geotermometrie.

In scopul obținerii unor criterii suplimentare referitoare la caracterizarea geochemicală a șisturilor cristaline din zona corporilor pegmatitice, s-au luat în studiu și s-au efectuat analize chimice de elemente principale și minore pe monominerale, separate din acestea (muscovit, biotit, granați, turmalină). Datele obținute și interpretarea lor se face comparativ cu cele prezentate în cazul acelorași minerale din pegmatite.

## II. MINERALOGIA PEGMATITELOR

Pegmatitele seriei de Rebra sunt constituite din quart, feldspați potasici, plagioclazi acizi, muscovit, biotit, turmalină, granați și apatit. Ca minerale secundare apar: cloritul, illitul, caolinitul, zoizitul, pirlita, hematitul, uraninitul.

Compoziția mineralogică variază în funcție de structura zonală a corporilor pegmatitice, fiind mai complexă spre zonele de contact cu micașisturile și mai simplă, pînă la monominerală în partea centrală a corporilor pegmatitice. Din punct de vedere macroscopic, pegmatitele sunt de culoare deschisă, se caracterizează printr-o granulație mare, uneori uniformă, sau



sunt masive. Prezența concreșterilor grafice (pl. IV, fig. 1) este un caracter tipic dar nu general (T u r n e r, V e r h o o g e n, 1967) iar variațiile rapide ale granulației și mineralogiei precum și tendința cristălelor de turmalină de a dezvolta orientări radiare (N i k i t i n , 1957) sugerează existența în pegmatitele cercetate, a unor procese de substituție metasomatică.

Cristalinitatea largă a cuarțului, feldspațiilor, micelor, granaților și a turmalinei a permis selecționarea în condiții bune a materialului care a servit în continuare la efectuarea analizelor chimice. Unele greutăți au fost întâmpinate în cazul granaților, datorită concreșterilor cu cuarțul și prezenței unor incluziuni fine în masa acestor cristale. Din această cauză a fost necesar ca pe lîngă compoziția chimică obținută în laborator, să calculăm și compoziția chimică ideală a granaților.

În vederea lărgirii posibilităților de comparare ca și pentru a reprezenta o verificare a exactității analizelor chimice, au fost examineate și unele probe de minerale selecționate din alte cîmpuri cu roci pegmatitice din țară : Copalnic și Răzoare (muntii Preluca), valea Iara și Valea Mică (Munții Apuseni), Teregova (muntii Semenic), Voislova (muntii Poiana Ruscă), valea Sadului (muntii Cibin), Despina (muntii Lotru). De asemenea, comparativ, se prezintă și rezultatele diferitelor cercetări privind geochemia unor minerale din diverse cîmpuri pegmatitice din lume.

### A) Cuarțul

Cuarțul este componentul principal în toate ocurențele cercetate și este asociat cu toate mineralele pegmatitelor, indiferent de tipul acestora. Formează frecvent concreșteri cu feldspați (pl. IV, fig. 1) și uneori cu turmalina sau cu granații. Se prezintă în cristale allotriomorfe, de dimensiuni variate, în funcție de poziția în cadrul structurii interne a corpurilor pegmatitice. Paralel cu cristalele mari de cuarț din zonele intermediare cu structuri pegmatoide și în blocuri sau cu cuarțul masiv din nucleul pegmatitic, pe alocuri se întîlnesc acumulări de granule mici cu o extincție ondulatorie distinctă.

După modul de associație cu celelalte minerale din pegmatite, se pot distinge mai multe generații de cuarț.

Prima generație o constituie cuarțul care participă alături de feldspați la formarea structurilor grafice (pl. IV, fig. 1). Uneori apare în granule neregulate, vermiciforme, ovale, indicînd în acest caz o structură grano-firică. Este de culoare cenușie-lăptoasă, cu diferite tipuri de incluziuni, de la cele primare, pseudosecundare pînă la cele secundare.

A doua generație o formează cuarțul asociat cu muscovit, sub formă de granule de dimensiuni diferite, cu nuanțe deschise, ce se întilnește în complexul cuarț-muscovitic din zonele marginale și intermediare ale corpurilor pegmatitice.

A treia generație o constituie cuarțul din nucleul corpurilor pegmatitice. Aceasta, spre deosebire de generațiiile amintite, se remarcă printr-o culoare mai deschisă, în tonuri alb transparent sau este roz ca în unele



porțiuni din nucleul corpului pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra.

Pe lîngă generațiile menționate, se evidențiază prezența în unele corpori pegmatitice, a cuarțului rezultat prin umplerea fracturilor și a celui de natură metasomatică.

În aval de punctul „Între Rebre”, la cca 1500 m, în malul drept al văii Rebra apar blocuri de pegmatite în care există și cuarț cristalizat în cavități miarolitice (pl. III, fig. 1) în asociație cu pirită. Acesta se dezvoltă în cristale cu habitus lung prismatic, cu dezvoltarea preponderentă a fețelor de prismă și subordonat a celor de romboedru direct și invers. Cristalele sunt fisurate, iar spațiile sunt umplute cu limonit rezultat de pe urma alterării piritei. Pe lîngă cristale separate se găsesc și asociații de cristale care prezintă striuri transversale pe fețele de prisină și au o orientare diferită.

### B) Feldspații

În constituția pegmatitelor din masivul cristalin al Rodnei, indiferent de tipul acestora, feldspații participă într-un procent ridicat. Compoziția lor variază de la un pegmatit la altul sau în funcție de structura internă a corporilor pegmatitice. Ei sunt reprezentați prin feldspați potasici și plagioclazi acizi. Cristalele, în general, au habitus prismatic-tabular, sunt idiomorf-xenomorfe și au dimensiuni de la ordinul milimetrilor pînă la peste 30 cm în zonele intermediare cu structuri pegmatoide și în blocuri (Vlasov, 1961).

Feldspații au suferit procese de substituire, în etape diferite ca timp, prin aport de potasiu, sodiu și silice. Acestea au fost succesive, alteori sau suprapuse.

Feldspații potasici sunt reprezentați prin ortoză și microclin. Aceste forme apar distințte sau cu treceri gradate între ele.

*Ortoza.* Este subordonată microclinului, prezintă habitus prismatic și o culoare albă. Ea a fost supusă unor procese avansate de albitizări. Acestea prezintă aspecte diferite, putîndu-se observa o serie evolutivă în raport cu intensitatea aportului de sodiu și cu posibilitățile de circulație a soluțiilor. În unele cristale albitizarea s-a produs succesiv dinspre margini spre interior, modificarea chimismului îmbrăcind un aspect zonar. În alte cristale substituirea a cuprins cea mai mare parte din masa ortozei, formîndu-se plaje albitice, delimitate clar sau confuz; într-un stadiu avansat al procesului se conservă adesea doar relicte din masa inițială a cristalelor de ortoză. De asemenea se întîlnesc substituții cu structură de „schachbrett”, grauale izolate de albit sau umpluturi pe direcția fisurilor din cristale, în care albitul este maclat polisintetic. La nivelul unor astfel de fisuri s-au produs deplasări ale unor părți din masa cristalelor iar de-a lungul lor apar granule fine de cuarț secundar.

În unele cazuri, cristalele de ortoză prezintă structuri pertitice care aparțin stadiului timpuriu de dezamestec potaso-sodic, fiind legate de



starea monoclinică (L a v e s, S o l d a t o s, 1963). În acest caz, pertitul apare în lame sau benzi, maclate uneori polisintetic și paralele la (100).

*Microclinul.* Termenul de temperatură joasă, microclinul (pl. III, fig. 2, 3, 4; pl. IV, fig. 3) este feldspatul predominant și alcătuiește în majoritatea corporilor pegmatitice cca 30% din masa lor. Se prezintă în cristale hipidiomorfe, larg dezvoltate, cu dimensiuni variate, pînă la aspectul de „bloc” (V l a s o v, 1961). Unele blocuri de microclin au cîteva kilograme în greutate și sunt caracteristice zonelor intermediare ale corporilor pegmatitice. Observațiile macroscopice arată că, dintre toate ocurențele cercetate, în corpul pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra, apar cele mai caracteristice cristale de microclin (pl. III, fig. 2, 3).

Culoarea microclinului este în general cenușie-închisă; s-au întîlnit însă și cristale de culoare albă, cu nuanțe slab-gălbui. Clivajul este distinct, după (001) și (010).

În zona marginală a corporilor pegmatitice, microclinul este subordonat și formează granule mici, asociate cu oligoclaz, cuart, granați, turmalină și mice. Uneori apare alături de cuart, formînd structuri grafice, ca în cazul pegmatitelor de la Nigu, Maieru, etc. În zona laterală, dimensiunile microclinului cresc și numărul mineralelor cu care se asociază scade. Cel mai bine dezvoltat apare microclinul în zonele intermediare ale corporilor pegmatitice unde formează blocuri caracteristice, cimentate cu cuart cenușiu, individualizat ulterior.

Substituția apare în prezența micei și a albitului (pl. IV, fig. 3) dezvoltate pe seama microclinului și este condiționată, printre altele, de faptul că zonele cu structură în blocuri constituie un mediu prielnic pentru desfășurarea reacțiilor de metasomatoză.

Unele cristale de microclin au suferit albitizări diferite ca intensitate și mod de prezentare. Se întîlnesc plaje de albitizare, structuri pertitice cu aspect de pete și vinișoarc sau crăpături sudate prin albit maclat polisintetic. Micropertitul se dezvoltă în microclin după fisurile de clivaj. Acolo unde la microcline nu se întîlnesc structuri reticulare de maclare, pertitul umple ambele direcții ale clivajului care sunt perpendiculare. O astfel de aşezare a incluziunilor de pertit în feldspatul potasic arată că ele s-au format pe seama descompunerii soluțiilor solide ale plagioclazului sub influența proceselor metasomatice.

Substituția microclinului prin albit și uneori prin muscovit se ilustrează și prin prezența filonașelor infiltrate ce substituie microclinul. Odată cu substituția potasiului prin sodiu din rețeaua microclinului, potasiul a fost fixat în rețeaua muscovitului.

Substituțiile cu substanță potasică sunt mai puțin frecvente.

Ultimile modificări produse în compoziția feldspașilor potasici sunt : sericitizarea, caolinizarea cît și substituiri prin silice, realizate sub acțiunea unor soluții hidrotermale. Alterația caolinoasă este mai accentuată spre marginea cristalelor, avînd aspectul unor chenare.



*Considerații privind relațiile de ordine și dezordine în feldspații potasici*

Ideea relațiilor de ordine și dezordine în feldspați a fost sugerată de Barth (1951) și se referă la caracterul distribuției aluminiului și siliciului în pozițiile de coordonare tetraedrică.

Se cunoaște că, dintre modificările polimorfe ale  $KAlSi_3O_8$ , sanidina este termenul de temperatură înaltă, stabilă la peste  $700^{\circ}C$ , microclinul stabil sub această temperatură iar ortoza reprezintă o stare de tranziție netastabilă, cu tendință de a trece în microclin.

Prin cercetările roentgeno-structurale (Laves, 1952; Mackenzie, 1952; Goldsmith, Laves, 1954, etc.) s-a stabilit caracterul repartiției aluminiului în tetraedri de siliciu-oxygen din feldspații potasici. S-a văzut că în funcție de gradul de ordonare se observă diferite concentrații de aluminiu în cele patru poziții ale tetraedrilor de siliciu:  $T_{1(0)}$ ,  $T_{2(0)}$ ,  $T_{1(m)}$ ,  $T_{2(m)}$  (Kamennéy, 1958) (fig. 21).

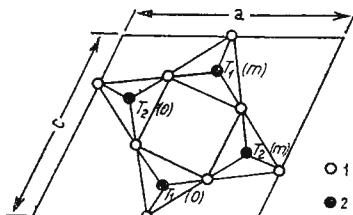


Fig. 21. — Proiecția structurii feldspatului de potasiu pe (010) (Kamennéy, 1958). 1, oxigen ; 2, siliciu.

La projection de la structure du feldspath de potassium sur (010) (Kamennéy, 1958).  
1, oxygène ; 2, silicium.

La o distribuție complet neordonată în feldspatul potasic (sanidin de temperatură ridicată) aproximativ 25% din totalul de aluminiu va fi conținut în fiecare din cele patru tipuri de tetraedri. La trecerea spre o ordonare mai bună, caracteristică microclinului se remarcă concentrarea aluminiului în poziția  $T_{1(0)}$  (tab. 15).

TABELUL 15

*Pozitiiile ocupate de aluminiu în structura microclinului*

Microclin intermediar	Microclin maxim
0,65 Al la locul $T_{1(0)}$	0,93 Al la locul $T_{1(0)}$
0,25 Al la locul $T_{1(m)}$	0,03 Al la locul $T_{1(m)}$
0,03 Al la locul $T_{2(0)}$	0,01 Al la locul $T_{2(0)}$
0,01 Al la locul $T_{2(m)}$	0,01 Al la locul $T_{2(m)}$

Cantitatea de aluminiu în tetraedri se determină pe baza modificării distanței (Al, Si) — O care se pune în evidență prin analiza roentgenografică.

Cercetările cu raze X (Laves, 1952) au arătat că o serie de reflexe obținute pentru simetriile monoclinice se dedublează în cazul simetriilor triclinice iar Mackenzie (1952) a arătat că dubletele planelor (131) și (131) sau (130) și  $\bar{1}\bar{3}\bar{0}$  pot indica caracterul triclinic.



Plecind de la aceste date, Goldsmith și Laves (1954) au definit prin distanța dintre reflexele (131) și (1 $\bar{3}$ 1) gradul de triclinicitate al acestor rejele. Diferența dintre aceste două reflexe a fost denumită ca  $\Delta$ ; în cazul cînd  $\Delta = 0$ , simetria feldspatului este monoclinică iar cînd  $\Delta = 1$ , simetria este triclinică. Știind că simetria triclinică este indicatorul unei ordonări avansate, se deduce că triclinicitatea depinde de gradul de ordonare care poate avea deci valori cuprinse între 0 și 1. Reflexele date de planele (131) și (1 $\bar{3}$ 1) pot apărea perfect distincte cu o valoare definită pentru  $\Delta$ , sau însătoare de o serie de reflexe difuze cu valori intermediare pentru  $\Delta$ . Aceste reflexe difuze caracterizează cristalele cu grade de dezordine variate (Christie, 1962).

Plecind de la aceste considerente, Goldsmith și Laves (1954) au dedus pentru sistemul microclin-sanidin o formulă pentru caracterizarea gradului de ordine-dezordine sau a gradului de triclinicitate :

$$(1) \Delta = 12,5 (d_{(131)} - d_{(1\bar{3}1)})$$

Prin această relație, un feldspat potasic cu  $\Delta = 1$  se consideră perfect ordonat, simetria fiind triclinică iar cînd  $\Delta = 0$ , ionii de aluminiu și siliciu se dispun cu totul neordonat în pozițiile de coordonare tetraedrică și simetria este monoclinică.

Determinarea triclinicității, respectiv a gradului de ordine-dezordine pentru feldspatii potasici din pegmatitele masivului Rodna, prin metoda cu raze X, s-a făcut cu ajutorul difractometrului de la Institutul de geologie și geofizică, de către I. Vanghelie.

Valorile obținute conform relației (1) sunt trecute, comparativ cu unele date din literatură în tabelul 16.

TABELUL 16

Valorile pentru  $d_{(131)}$ ,  $d_{(1\bar{3}1)}$ ,  $d_{(\bar{2}01)}$  precum și valoarea  $\Delta$  pentru microclinul din pegmatitele masivului Rodna

Proba	$d_{(131)}$	$d_{(1\bar{3}1)}$	$\Delta$	$d_{(\bar{2}01)}$
Mi-174	3,020	2,940	1,000	4,206
Mi-220	3,025	2,948	0,962	4,212
Date comparative din literatură :				
— Microclin, pegmatitele din Karelia de Nord, (Marfunin, Rikova, 1960)			0,980	
— Microclin, pegmatitele din Volinia, (Lazarenko et al., 1960)			0,950	
— Microclinpertite, pegmatitele de la Andhra Pradesh (Babu, 1969)			0,887 — 0,975	
— Microclinpertite, pegmatitele Carpaților Mici (Davidová, 1970)			0,850 — 1,000	

După cum se remarcă din acest tabel, mărimea gradului triclinicității microclinalui din pegmatitele masivului Rodna se apropie de valorile prezentate de Marfunin și Rikova (1960) pentru microclinul ( $Or_{78,5}Ab_{19,4}An_{2,1}$  cu  $2V = -84,5^\circ$ ) din filonul pegmatitic „Ciornaia



Salma” — Karelia de Nord ( $\Delta = 0,98$ ) și de Dávidová (1970) pentru microclinpertitul ( $Or_{72,6}Ab_{25,1}An_{2,3}$ ) din pegmatitele Carpaților Mici ( $\Delta = 1$ ).

Valorile pentru  $d_{(201)}$  au fost calculate întrucât indică prezența albitului.

În figura 22 se prezintă difractometrele feldspaților potasici (în domeniul  $2\theta = 20 - 32^\circ$ ) din pegmatitele masivului Rodna.

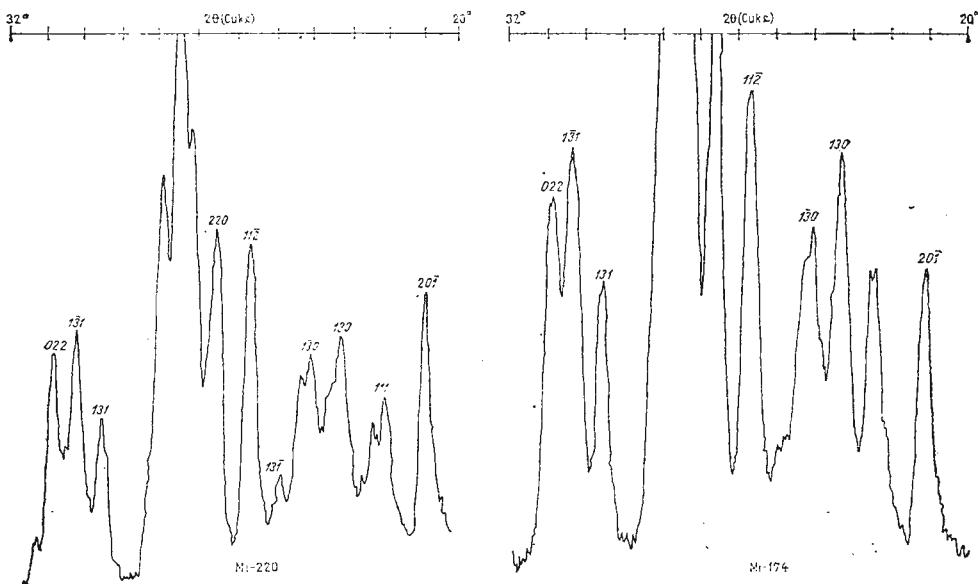


Fig. 22. — Difractogramele feldspaților potasici din pegmatitele masivului Rodna.

Les diffractogrammes des feldspaths potassiques des pegmatites du Massif de Rodna.

Mărimea parametrilor  $2\theta_{(000)}/2\theta_{(204)}Cu_{kd}$ , prezentate în tabelul 17, comparativ cu valorile standard după W r i g h t (1968) și W r i g h t și S t e w a r t (1968), proiectează microclinul din pegmatitul de la confluența pârâului Scărișoara cu valea Rebra, în diagrama lui W r i g h t (1968), în domeniul microclinului maxim.

Dintre proprietățile optice, cel mai larg folosit în aprecierea stării de ordonare și în unele cazuri a regimului de temperatură din timpul formării rocii gazdă este unghiul axelor optice (—)  $2V$  („ordonare optică”). Relația direct proporțională a gradului de ordonare cu valorile (—)  $2V$  și extincția a fost demult recunoscută (G o l d s m i t h, L a v e s, 1954; M a c k e n z i e, 1954; S m i t h, 1961).

După mărimea unghiului (—)  $2V$  (M i n z ă r a r u, 1968) feldspații din pegmatitele masivului Rodna aparțin formelor structurale ordonate în serii de temperatură joasă: ortoză-albit de temperatură joasă și micro-

clin-albit de temperatură joasă. Dacă unghiul  $(-)$   $2V = 77^\circ$  este considerat ca limită dintre ortoză și microclin, atunci din diagramea prezentată în figura 23 se constată că în pegmatitele seriei de Rebra, microclinul pre-

TABELUL 17

*Valorile  $2\theta$  ( $Cu_{K\alpha}$ ) ale reflexelor  $\bar{2}01, 002, 113, 060, \bar{2}04$  pentru microclinul din pegmatitele masivului Rodna, comparativ cu valorile standard din Wright*

Indicii Miller	$2\theta$ ( $Cu_{K\alpha}$ ) Faze bogate în K (Wright, 1968) (in grade)	$2\theta$ ( $Cu_{K\alpha}$ ) Microclin valea Rebra (in grade)	$2\theta$ ( $Cu_{K\alpha}$ ) Microclin maxim (Wright, Stewart, 1968) (in grade)
201	20,8–21,2	21,0	21,0
002	27,4–27,8	27,5	27,4–27,5
113	38,6–39,0	38,7	38,6
060	41,6–42,0	41,8	41,8–41,9
204	50,5–51,1	50,6	50,5–50,7

domină cu mult asupra ortozei. De asemenea, concentrarea valorilor spre partea superioară a diagramei, în intervalul  $(-)$   $2V = 84–88^\circ$ , subliniază predominarea microclinului cu cel mai înalt grad de ordonare.

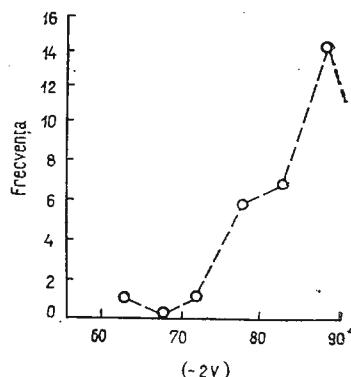


Fig. 23. — Frecvența valorilor  $(-)$   $2V$  pentru feldspații din pegmatitele masivului Rodna (după Minzăraru, 1968).

La fréquence des valeurs  $(-)$   $2V$  pour les feldspaths des pegmatites du Massif de Rodna (d'après Minzăraru, 1968).

În același timp, proiecția acestor valori pe linia de stabilitate a microclinului în diagramea lui Laves și Wishanath an (1967) confirmă și totodată întărește existența unor valori ridicate ale triclinicității, caracteristice feldspaților potasici de tipul microclinului maxim (fig. 24).

Triclinicitatea mai poate fi apreciată și prin diferența de orientare a indicatricei. Aceasta se face măsurînd unghiul de extincție față de Nm sau Ng și este denumită triclinicitate optică.

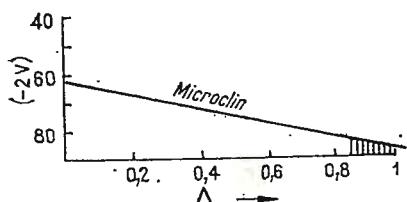


Fig. 24. — Diagrama (-) 2V:  $\Delta$  pentru microclinul din pegmatitele seriei de Rebra.

Le diagramme (-) 2V :  $\Delta$  pour la microcline des pegmatites de la série de Rebra.

După cum rezultă din datele prezentate de Mînzăraaru (1968), microclinul din pegmatitele masivului Rodna arată o triclinicitate maximă :  $\perp(001) : N_m = 20^\circ$  (fig. 25).

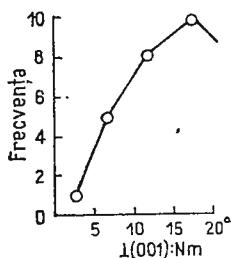


Fig. 25. — Frecvența valorilor unghiului de extincție între planul de clivaj (001) și  $N_m$  pentru feldspații din pegmatitele masivului Rodna (după Mînzăraaru, 1968).

La fréquence des valeurs de l'angle d'extinction entre le plan de clivage (001) et  $N_m$  pour les feldspaths des pegmatites du Massif de Rodna (d'après Mînzăraaru, 1968).

În literatură (Goldsmit, Laves, 1954) se arată că triclinicitatea poate fi diferită și în limitele aceluiasi cristal, ceea ce vine în sprijinul ideii apariției microcliniului prin triclinizări treptate ale unei faze monoclinice metastabile de  $KAlSi_3O_8$  ivite inițial.

În concluzie, putem afirma că valorile ridicate ale triclinicității, obținute prin aplicarea mai multor metode, scot în evidență faptul că pegmatitele din masivul cristalin al Rodnei, au avut un regim de răcire lent care a permis ordonarea perfectă în microclin a ionilor de aluminiu și siliciu în pozițiile de coordonare tetraedrică. Această constatare este întărิตă de lipsa principalelor defecte structurale din masa microcliniului precum și a incluziunilor fluide.

### Chimismul feldspaților potasici

Pentru a urmări compoziția chimică a feldspaților potasici din pegmatitele masivului cristalin al Rodnei, am efectuat o serie de analize chimice totale, pe care le prezentăm în tabelul 18. Probele au fost selecționate din principalele ocurențe pegmatitice și în majoritatea cazurilor aparțin structurilor în blocuri (Vlasov, 1961) și structurilor pegmatoide (Davidenko, 1966; Soldov, 1971), în care feldspații se asociază cu cuarț, muscovit și uneori cu turmalină sau granați.

Datele analitice scot în evidență la unele probe, un mic exces de silice, datorat prezentei incluziunilor de cuarț. În ceea ce privește conținutul în fier, se remarcă faptul că acesta este destul de scăzut și nu depășește

valoarea de 0,17%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , determinată în microclinmicropertitul din corpul pegmatitic Între Rebre și în microclinul asociat cu turmalină din pegmatitele cu muscovit de la Pascaru. Cea mai mică cantitate de fier este însoțită de conținutul cel mai ridicat în alcalii, în microclinul separat din pegmatitele de pe valea Scărișoara (Mi-371).

TABELUL 18

*Analizele chimice ale unor probe de feldspați potasici din pegmatitele masivului Rodna*

Oxizi %	Probele analizate									
	Mi-334	Mi-364	Mi-174	Mi-220	Mi-318	Mi-361	Mi-371	Mi-324	Mi-387	Mi-446
$\text{SiO}_2$	65,98	66,03	65,72	63,99	64,88	65,91	64,27	64,24	65,24	65,94
$\text{Al}_2\text{O}_3$	19,30	18,95	18,23	19,21	19,26	18,74	19,31	19,48	18,53	19,23
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,05	0,17	0,06	0,09	0,05	0,12	0,02	0,17	0,07	0,05
$\text{CaO}$	0,44	0,97	0,50	0,37	0,28	0,42	0,51	0,46	0,71	0,64
$\text{Na}_2\text{O}$	5,03	3,71	1,82	2,54	2,22	1,74	1,80	1,98	1,43	1,80
$\text{K}_2\text{O}$	9,41	10,27	13,70	11,63	13,27	13,28	14,50	13,27	13,90	12,36
Total	100,21	100,10	100,03	99,83	99,96	100,21	100,41	100,19	99,92	100,02

Mi-334, microclinpertit asociat cu muscovit larg cristalizat din zona intermediară cu structură în blocuri, corpul pegmatitic Între Rebre (2); Mi-364, microclinmicropertit din structuri pegmatoide, zona intermediară, corpul pegmatitic Între Rebre (2); Mi-174, microclin maxim asociat cu cuarț și muscovit din structuri în blocuri, corpul pegmatitic Scărișoara (5); Mi-220, microclinpertit asociat cu cuarț din structuri pegmatoide, corpul pegmatitic Scărișoara (5); Mi-318, microclinmicropertit din structuri în blocuri, zona intermediară, corpul pegmatitic Scărișoara (5); Mi-361, microclin alb-gălbui asociat cu cuarț, muscovit, granat și turmalină din zona marginală cu structură pegmatitică granulară, corpul pegmatitic Scărișoara (5); Mi-371, microclin cenușiu din structuri în blocuri, corpul pegmatitic Scărișoara (5); Mi-324, microclin asociat cu cuarț și turmalină, pegmatitele de la Pascaru (7); Mi-387, microclin alb-gălbui asociat cu muscovit, granat și cuarț din structuri pegmatoide, sectorul Făget (6); Mi-446, microclin asociat cu cuarț și muscovit din structuri în blocuri, pegmatitele de pe Valea Caselor (9).

Lipsa magneziului și a fierului bivalent în feldspații analizați se datorează dimensiunilor prea mici ale cationilor de  $\text{Mg}^{2+}$  și  $\text{Fe}^{2+}$  pentru gurile rețelei din structura acestor minerale.

Conținutul de potasiu variază între 9,41 și 14,50%  $\text{K}_2\text{O}$ . Cele mai scăzute valori sunt caracteristice pentru microclinpertitul din corpul pegmatitic Între Rebre iar conținuturile mai ridicate sunt specifice microclinelor din pegmatitele de pe valea Scărișoara. Valori apropiate au fost determinate și în cazul feldspațiilor potasici din alte cimpuri pegmatitice din țară și străinătate (tab. 19).

Datele prezentate în tabelul 19 scot în evidență faptul că conținuturile în  $\text{K}_2\text{O}$  ale feldspațiilor potasici selecționați din unele cimpuri cu roci pegmatitice din România se intercalează între valorile determinate pentru microclinul din pegmatitele seriei de Rebra. În același timp, conținutul



TABELUL 19

*Limitile de variație și conținutul mediu de  $K_2O$  și  $Na_2O$  în feldspașii potasici și plagioclazi din unele pegmatite*

Localizare	Nr. deter- mină- rilor	$K_2O$		$Na_2O$	
		1	2	1	2
Masivul Rodna	9	9,41—14,50	12,81	1,43—5,03	2,26
Munții Preluca (Copalnic, Răzoare)	3	13,00—13,90	13,39	1,70—2,38	1,93
Munții Apuseni (Valea Mică)	3	10,90—13,90	12,87	1,70—2,30	2,02
Munții Cibin (valea Sadului)	5	11,37—13,59	12,64	1,80—2,44	2,12
Munții Semenic (Teregova, Armeniș)	2	11,06—13,90	12,48	1,40—2,67	2,03
Munții Poiana Rusă (Voislova)	1		11,38		2,54
Munții Apuseni (valea Iara)	2	Ortoclaz 12,01—13,90	12,64	1,75—4,77	3,23
Masivul Rodna	4	Albit 0,23— 0,46	0,30	9,54—11,13	10,84
Munții Preluca (Copalnic, Răzoare)	3	0,20— 0,50	0,37	10,20—10,60	10,43
Masivul Rodna	2	Oligoclaz 0,28— 0,70	0,49	9,01—9,02	9,01
Munții Apuseni (Valea Mică)	1		0,80		8,12
Date comparative din literatură:					
Microclin din pegmatite micaferă (Nikonov, Mihailov, 1964)	20		13,54		1,88
Microclinpertit din pegmatitele de la Andhra Pradesh (Babu, 1969)	22		13,80		1,82
Microclinpertit din pegmatitele Carpaților Mici (Dávidová, 1970)	15		12,35		2,63
Microclin din pegmatite micaferă (Sollosov, 1971)	11		13,00		
Albit din pegmatitele de la Amelia, Virginia (Deer et al., 1962)	9		0,32		11,32

1 — limitele de variație; 2 — conținutul mediu.

mediu de  $K_2O$  al microclinului din pegmatitele seriei de Rebra este destul de apropiat de valoarea prezentată de Solodov (1971), ca medie, pentru microclinul din pegmatite micaferă (13,00 %  $K_2O$ ).

Conținutul de sodiu variază între limite mai largi : 1,43—5,03 %  $Na_2O$  și este determinat de prezența  $Na_2O$  în faza plagioclazică sub formă micro-pertitică sau pertitică. Astfel, cea mai ridicată valoare de  $Na_2O$  a fost pusă în evidență în microclinpertitul din zona intermediară a corpului pegmatitic Între Rebre.



Valorile obținute de noi pentru conținutul de  $\text{Na}_2\text{O}$  al microclinului din pegmatitele masivului Rodna se coreleză destul de bine cu conținuturile determinate în feldspați potasici din alte cîmpuri pegmatitice din România precum și cu datele prezentate în literatură (tab. 19). Menționăm în acest sens faptul că microclinul din pegmatitele masivului Rodna are un conținut mediu de  $\text{Na}_2\text{O}$  apropiat de cel indicat de N i k o n o r o v și M i h a i l o v (1964) pentru microclinul din pegmatite micaferică (1,88%  $\text{Na}_2\text{O}$ ).

Participarea calciului în structura microclinului este destul de scăzută și după cum rezultă din compoziția normativă, conținutul în anortit are valoarea cea mai mare în microclincropertitul din zona intermediară a corpului pegmatitic Între Rebre.

Datele analitice prezentate în tabelul 18 au servit la calcularea formulelor cristalochimice și a compoziției normative ale feldspațiilor potasici (tab. 20). Din formulele cristalochimice se constată că suma elementelor din poziția X se apropie de valoarea normală, prezentând diferențe mici, ce variază între 0,86 și 1,01.

TABELUL 20

*Formulele cristalochimice și compoziția normativă ale microclinului din pegmatitele masivului Rodna*

Proba	Formula cristalochimică și compoziția normativă
	Corpul pegmatitic Între Rebre
Mi-334	$(\text{K}_{0,54}\text{Na}_{0,44}\text{Ca}_{0,02})_{1,00}\text{Al}_{1,02}\text{Si}_{2,98}\text{O}_8 \text{Or}_{54,2}\text{Ab}_{43,9}\text{An}_{1,9}$
Mi-364	$(\text{K}_{0,59}\text{Na}_{0,32}\text{Ca}_{0,04})_{0,95}\text{Al}_{1,06}\text{Si}_{2,98}\text{O}_8 \text{Or}_{61,6}\text{Ab}_{33,9}\text{An}_{4,5}$
	Corpul pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra
Mi-174	$(\text{K}_{0,81}\text{Na}_{0,16}\text{Ca}_{0,02})_{0,99}\text{Al}_{0,99}\text{Si}_{3,00}\text{O}_8 \text{Or}_{82,3}\text{Ab}_{16,3}\text{An}_{1,4}$
Mi-220	$(\text{K}_{0,68}\text{Na}_{0,22}\text{Ca}_{0,01})_{0,91}\text{Al}_{1,00}\text{Si}_{3,00}\text{O}_8 \text{Or}_{74,2}\text{Ab}_{24,0}\text{An}_{1,8}$
Mi-318	$(\text{K}_{0,77}\text{Na}_{0,19}\text{Ca}_{0,01})_{0,87}\text{Al}_{1,04}\text{Si}_{2,96}\text{O}_8 \text{Or}_{79,0}\text{Ab}_{10,6}\text{An}_{1,4}$
Mi-361	$(\text{K}_{0,80}\text{Na}_{0,15}\text{Ca}_{0,02})_{0,97}\text{Al}_{1,9}\text{Si}_{3,01}\text{O}_8 \text{Or}_{82,2}\text{Ab}_{15,7}\text{An}_{2,1}$
	Pegmatitele de pe valea Scărișoara
Mi-371	$(\text{K}_{0,85}\text{Na}_{0,16}\text{Ca}_{0,02})_{1,03}\text{Al}_{1,04}\text{Si}_{2,96}\text{O}_8 \text{Or}_{81,3}\text{Ab}_{16,1}\text{An}_{2,6}$
	Pegmatitele din sectorul Făget
Mi-387	$(\text{K}_{0,81}\text{Na}_{0,12}\text{Ca}_{0,03})_{0,96}\text{Al}_{1,00}\text{Si}_{3,00}\text{O}_8 \text{Or}_{83,8}\text{Ab}_{13,1}\text{An}_{3,1}$
	Pegmatitele de la Pascură
Mi-324	$(\text{K}_{0,77}\text{Na}_{0,17}\text{Ca}_{0,02})_{0,96}\text{Al}_{1,04}\text{Si}_{2,97}\text{O}_8 \text{Or}_{79,5}\text{Ab}_{17,8}\text{An}_{2,3}$
	Pegmatitele de la Maieru
Mi-446	$(\text{K}_{0,71}\text{Na}_{0,15}\text{Ca}_{0,03})_{0,89}\text{Al}_{1,02}\text{Si}_{2,98}\text{O}_8 \text{Or}_{79,1}\text{Ab}_{17,5}\text{An}_{3,4}$

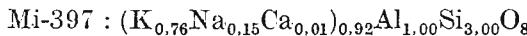


TABELUL 21

*Compoziția normativă a feldspașilor potasici și plagioclazi din unele pegmatite din România*

Localizare	Compoziția normativă (%)		
	Or	Ab	An
<b>A) Feldspați potasici</b>			
Masivul Rodna	54,2–83,8	13,1–43,9	1,4–4,5
Munții Preluca			
Copalnic	82,1	16,1	1,8
Răzoare	82,8	15,1	2,1
Munții Apuseni			
valea Șoimului	79,6	16,9	3,5
pârâul Ursului	77,1	19,9	3,0
dealul Tirtavei	69,0	27,8	3,2
Valea Mică	82,0	15,0	3,0
Valea Mică	76,7	18,3	5,0
Munții Lotrului			
valea Sadului	80,5	17,3	2,2
Munții Semenic			
Teregova	84,8	13,2	2,0
Armeniș	70,0	28,4	1,6
Munții Poiana Rusă			
Voislova	73,3	24,3	2,4
<b>B) Albite</b>			
Masivul Rodna	1,1–2,6	91,8–96,4	2,5–5,4
Munții Preluca			
Copalnic	1,2	94,5	4,3
Răzoare	2,2	92,4	5,4
Munții Poiana Rusă			
Voislova	7,0	87,3	5,7
<b>C) Oligoclaz</b>			
Masivul Rodna	1,7–4,2	82,8–86,1	12,2–13,0
Munții Preluca			
Răzoare	3,2	82,9	13,9
Munții Apuseni			
Valea Mică	5,3	77,9	16,8

Pentru comparație, prezentăm mai jos formula cristalochimică a microclinului din pegmatitele de la Copalnic (munții Preluca) :



Conținutul în Or oscilează de la o ocurență la alta și este bine scos în evidență de datele tabelului 20. Valorile cele mai mari corespund microclinelor din corpul pegmatitic de la confluența pârâului Scărișoara cu valea Rebra și a celor din pegmatitele de la Făget (82,3–83,8% Or).

Variatia componentului albitic are loc în limite mai largi și se corelează cu observațiile microscopice și determinările cu raze X care au pus în evidență prezența albitalui de dezamestec și de substituție în masa microclinului.

În tabelul 21 este prezentată compoziția normativă a feldspaților potasici din unele pegmatite din România.

*Feldspații plagioclazi.* Sunt prezente în constituația tuturor pegmatitelor cercetate, cea mai mare dezvoltare a lor observându-se în zona intermediară a corpului pegmatitic Între Rebre, unde se asociază frecvent cu muscovit, microclinperlit și cuart. La alte pegmatite (valea Rebrișoara, sectorul Făget) zonele marginale sunt mai bogate în feldspați plagioclazi. Se remarcă însă o micșorare a dimensiunilor cristalelor și apariția în asociere a granătilor și uneori a biotitului sau turmalinei. Sunt dezvoltăți în cristale prismatice și au fost afectați de procese de substituție prin substanță sodică. Acest lucru indică faptul că venirele și circulațiile de soluții mai noi au avut mai mult un caracter sodic.

Feldspații plagioclazi sunt reprezentați prin albă și oligoclaz și sunt maclați polisintetic. Observațiile microscopice (pl. IV, fig. 4), completate cu unele analize chimice totale (tab. 22) arată că albital este termenul cu cea mai mare dezvoltare și constituie rezultatul unor procese de albitalizare ce au afectat toate ocurențele pegmatitice cercetate. În unele cazuri albitalizarea se dezvoltă mai slab și se identifică cu greu, dar în majoritatea pegmatitelor și în special în cazul corpului pegmatitic Între Rebre, cuprinde mase foarte mari, dezvoltindu-se clar și caracteristic în zona intermediară.

Procesul de albitalizare apare în legătură cu influența asupra corpuriilor pegmatitice a soluțiilor postmagmatische și se dezvoltă în perioade succesive. În corpul pegmatitic Între Rebre, albitalizarea principală a decurs după apariția muscovitului larg cristalinizat și a fost precedată de unele tensiuni tectonice energice.

Compoziția chimică (tab. 22) și cea normativă (tab. 21) a feldspaților plagioclazi arată că în pegmatitele masivului cristalin al Rodnei, aceștia au un caracter acid și sunt reprezentați prin termenii seriei izomorfe albital-oligoclaz.

Datele analitice scot în evidență conținuturi mai ridicate de silice și mai scăzute de aluminiu în albă, comparativ cu cele din oligoclaz. Toți plagioclazii analizați se caracterizează prin prezența cantităților mici de fier, valorile cele mai mari fiind determinate în oligoclaz, unde  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ajunge la 0,25%. Se remarcă, ca și în cazul feldspaților potasici, lipsa



TABELUL 22

*Compoziția chimică a feldspațiilor plagioclazi din pegmatitele masivului cristalin al Rodnei*

Oxizi %	Probele analizate					
	F-32	F-58	F-389	F-444	F-6*	F-337
SiO <sub>2</sub>	67,15	67,31	67,45	68,51	65,03	65,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,90	20,43	20,22	20,47	22,35	22,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,02	0,07	0,20	0,25	0,20
CaO	0,82	1,17	0,92	1,00	2,56	2,30
Na <sub>2</sub> O	10,79	10,60	11,13	9,54	9,01	9,02
K <sub>2</sub> O	0,26	0,46	0,23	0,26	0,70	0,28
Total	99,98	99,99	100,02	99,98	99,93	99,95

\* în această probă s-a determinat chimic 0,03 % MnO.

F-32, albă asociată cu muscovit larg cristalizat din zona intermediară cu structură în blocuri, corpul pegmatitic între Rebre (2); F-58, albă asociată cu cuarț transparent. Zona intermediară cu structură în blocuri, corpul pegmatitic între Rebre (2); F-389, albă asociată cu muscovit și cuarț cenușiu din zonă marginală cu structură pegmatitică granulară, corpul pegmatitic între Rebre (2); F-444, albă asociată cu muscovit și cuarț din structuri pegmatoide, pegmatitele de pe Valea Caselor (9); F-6 oligoclaz din zona intermediară cu structuri în blocuri, corpul pegmatitic între Rebre (2); F-337, oligoclaz asociat cu muscovit și cuarț din pegmatitele de la Pascaru (7).

magneziului precum și prezența unui conținut de 0,03 % MnO în oligoclazel separat din zona intermediară a corpului pegmatitic între Rebre.

Valoarea sumei oxizilor alcalini ( $Na_2O + K_2O$ ) este mai scăzută decât în cazul feldspațiilor potasici și variază între 9,30 și 11,36%. Conținutul în sodiu al albitalui din pegmatitele seriei de Rebra este în mare parte constant și se apropie de valorile determinate pentru albital din pegmatitele munților Preluca (tab. 19).

După conținutul în potasiu, albital din pegmatitele seriei de Rebra se apropie de albital din pegmatitele de la Amelia, Virginia (tab. 19).

Pe baza datelor analitice din tabelul 22 s-au calculat formulele cristalochimice precum și compoziția normativă a feldspațiilor plagioclazi din pegmatitele cercetate (tab. 23).

Din examinarea formulelor cristalochimice se remarcă în general valori mai ridicate ale sumei elementelor din poziția X în albite, comparativ cu oligoclazele. Toate formulele cristalochimice scot în evidență faptul că feldspații plagioclazi analizați se caracterizează printr-un mic deficit de silice și un exces de aluminiu. Acest lucru este în acord cu datele prezentate de către E m m o n s în 1953 (citat de D e e r et al., 1962) după care feldspații plagioclazi din pegmatite prezintă un deficit de silice. În ceea ce privește excesul de aluminiu, se pare că, alături de posibilitatea substituției



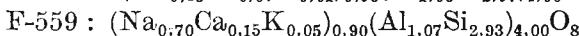
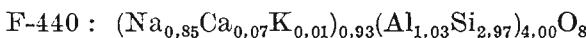
siliciului cu aluminiul, un oarecare rol îl poate avea și prezența muscovitului în masa feldspațiilor plagioclazi.

TABELUL 23

*Formulele cristalochimice și compoziția normativă a feldspațiilor plagioclazi din pegmatitele masivului Rodna*

Proba	Formula cristalochimică și compoziția normativă
	<i>Albit</i>
F-32	(Na <sub>0,91</sub> Ca <sub>0,03</sub> K <sub>0,01</sub> ) <sub>0,95</sub> Al <sub>1,03</sub> (Si <sub>2,95</sub> Al <sub>0,05</sub> ) <sub>3,00</sub> O <sub>8</sub> Ab <sub>96,4</sub> An <sub>2,5</sub> Or <sub>1,1</sub>
F-58	(Na <sub>0,90</sub> Ca <sub>0,05</sub> K <sub>0,02</sub> ) <sub>0,97</sub> Al <sub>1,00</sub> (Si <sub>2,95</sub> Al <sub>0,05</sub> ) <sub>3,00</sub> O <sub>8</sub> Ab <sub>91,8</sub> An <sub>5,6</sub> Or <sub>2,6</sub>
F-389	(Na <sub>0,94</sub> Ca <sub>0,04</sub> K <sub>0,01</sub> ) <sub>0,99</sub> Al <sub>1,00</sub> (Si <sub>2,96</sub> Al <sub>0,04</sub> ) <sub>3,00</sub> O <sub>8</sub> Ab <sub>94,5</sub> An <sub>4,3</sub> Or <sub>1,2</sub>
F-444	(Na <sub>0,81</sub> Ca <sub>0,04</sub> K <sub>0,02</sub> ) <sub>0,87</sub> Al <sub>1,02</sub> (Si <sub>2,97</sub> Al <sub>0,03</sub> ) <sub>3,00</sub> O <sub>8</sub> Ab <sub>93,1</sub> An <sub>5,4</sub> Or <sub>1,5</sub>
	<i>Oligoclaz</i>
F-6	(Na <sub>0,77</sub> Ca <sub>0,12</sub> K <sub>0,04</sub> ) <sub>0,93</sub> Al <sub>1,02</sub> (Si <sub>2,86</sub> Al <sub>0,14</sub> ) <sub>3,00</sub> O <sub>8</sub> Ab <sub>82,8</sub> An <sub>13,0</sub> Or <sub>4,2</sub>
F-337	(Na <sub>0,76</sub> Ca <sub>0,11</sub> K <sub>0,02</sub> ) <sub>0,89</sub> Al <sub>1,04</sub> (Si <sub>2,86</sub> Al <sub>0,14</sub> ) <sub>3,00</sub> O <sub>8</sub> Ab <sub>86,1</sub> An <sub>12,2</sub> Or <sub>1,7</sub>

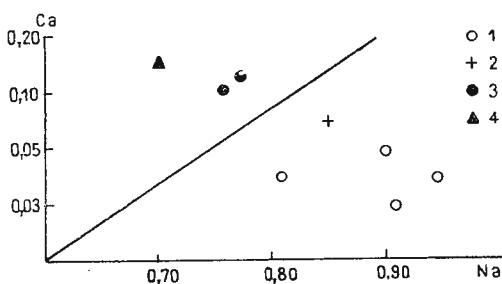
Formulele cristalochimice asemănătoare au fost obținute și pentru albitul din pegmatitele de la Copalnic (F-440) și oligoclazul din pegmatitele de pe Valea Mică (F-559) :



Mărimea valorilor Na și Ca din formulele cristalochimice au servit la construcția diagramei din figura 26, în care este scoasă în evidență variația compoziției feldspațiilor plagioclazi din pegmatitele masivului cristalin al Rodnei, comparativ cu unele probe selecționate din alte cîmpuri pegmatitice din țară.

Fig. 26. — Diagrama de variație a compoziției feldspațiilor plagioclazi (Na și Ca din formula cristalochimică). 1, albit (seria de Rebra); 2, albit (Copalnic); 3, oligoclaz (seria de Rebra); 4, oligoclaz (Valea Mică).

Le diagramme de variation de la composition des feldspaths plagioclases (Na et Ca de la formule cristallochimique). 1, albite (série de Rebra) ; 2, albite (Copalnic) ; 3, oligoclase (série de Rebra) ; 4, oligoclase (Valea Mică).



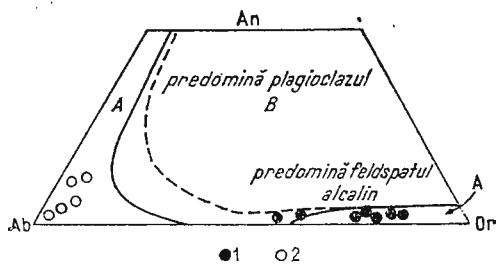


Fig. 27. — Diagramma  $Or : Ab : An$ . 1, feldspați potasici; 2, plagioclazi.

Le diagramme  $Or : Ab : An$ . 1, feldspaths potassiques ; 2, plagioclases.

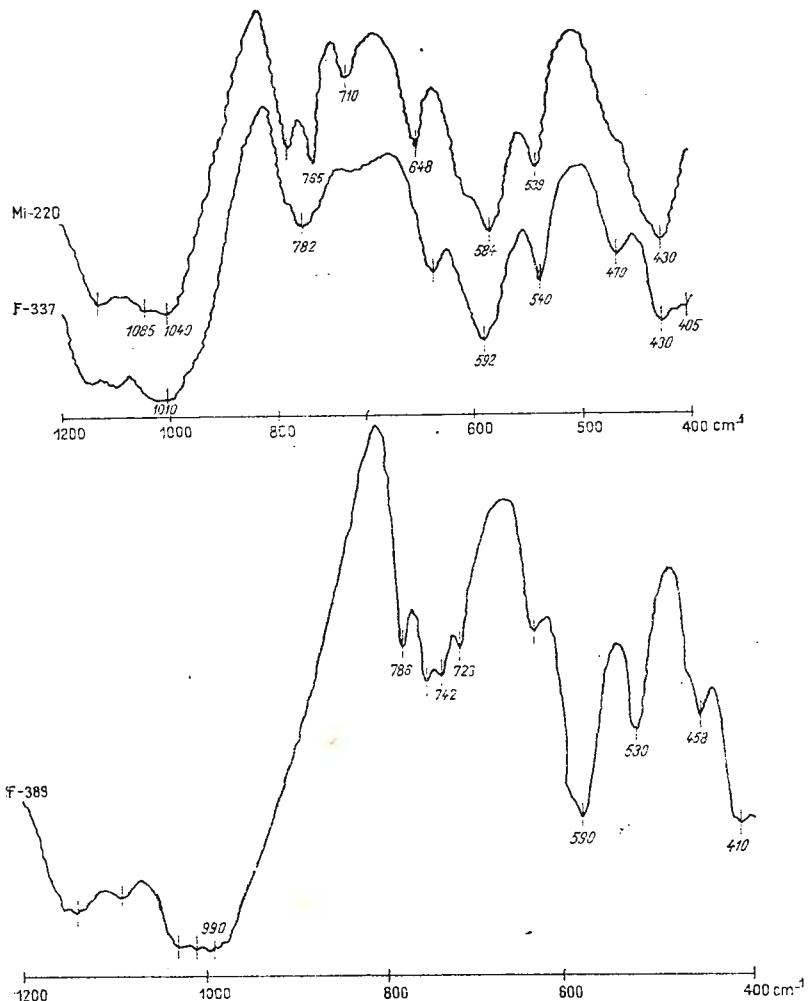


Fig. 28. — Spectre I.R. de feldspați din pegmatitele masivului Rodna.

Spectres I.R. des feldpaths des pegmatites du Massif de Rodna.



Compoziția normativă a feldspațiilor plagioclazi analizați arată că în albite, valoarea componentului *Ab* nu prezintă oscilații însemnate de la o ocurență pegmatitică la alta în timp ce în oligoclaze se evidențiază o variație mai largă a procentului de *Or*. De asemenea, conținutul în anortit este destul de constant în albite și ajunge pînă la 13% în oligoclazul din zona intermediară a corpului pegmatitic Între Rebre.

Compoziția normativă a feldspațiilor plagioclazi din unele pegmatite din România este prezentată în tabelul 21.

În diagrama *Or : Ab : An* (Turner, Verhoogen, 1967) majoritatea feldspațiilor analizați se situează în domeniul monofeldspatic (fig. 27).

Spectrele I.R. rezultate prin prelucrarea a trei probe de feldspăti (fig. 28; tab. 24) confirmă existența microclinului cu grad ridicat de triclinicitate și a plagioclazilor acizi (albit, oligoclaz) în pegmatitele din masivul Rodna.

Gradul de triclinicitate a microclinului (Mi-220) din pegmatitele de pe valea Scărisoara ( $\Delta = 0,962$ ) se corelează destul de bine cu banda de absorbție de la  $648 \text{ cm}^{-1}$ .

TABELUL 24

Benzile de absorbție ( $\text{cm}^{-1}$ ) ale feldspațiilor din pegmatitele masivului Rodna

Mineralul	Benzile de absorbție, $\text{cm}^{-1}$			
	400 – 600	600 – 800	800 – 1000	1000 – 1200
Microclin (Mi-220)	430	607		1040
	466	648		1085
	539	710		1140
	584	765		
		787		
Albit (F-389)	410	605	990	1010
	458	640		1090
	530	723		1140
	590	742		
		758		
		786		
Oligoclaz (F-337)	405	638	990	1010
	430	723		1040
	470	757		1105
	540	763		1150
	592	782		

### C) Muscovitul

În pegmatitele din masivul cristalin al Rodnei, muscovitul ocupă o poziție subordonată în raport cu quarțul și feldspăti. El se asociază cu toate mineralele pegmatitelor și a fost pus în evidență într-o proporție mai mare (70%) sau mai mică (5%) în toate pegmatitele cercetate.



Este incolor sau cu nuanțe verzui, la microscop ușor albăstrui, cu alungire pozitivă și extincție dreaptă. Prezintă clivaj evident după {001}.

După aspectul exterior, muscovitul din pegmatitele seriei de Rebra poate fi împărțit în două grupe.

În prima grupă se repartizează muscovitul ce se prezintă sub formă de plăci de dimensiuni mari (pl. VI, fig. 2) și care se asociază frecvent cu feldspații și cuartul în structurile pegmatoide. Muscovitul acestei grupe joacă un rol destul de important în constituția multor pegmatite și apare uneori ca un produs de calitate care a constituit obiectul unor lucrări de exploatare întreprinse în regiunea cercetată. Pachete de muscovit de 3—20 cm în diagonală și 2—5 cm în grosime au fost întâlnite în corpul pegmatitic Între Rebre, în corpul pegmatitic de la confluența pîrîului Scărișoara cu valea Rebra, în pegmatitele de la Pascaru, Nigu, etc. În raport cu distribuția celorlalte minerale menționăm că acest tip de muscovit se asociază frecvent cu feldspatul plagioclaz (pl. V, fig. 2). Exemplul tipic îl constituie corpul pegmatitic Între Rebre. Într-o serie de cazuri se constată că acumulările pachetelor de muscovit se dispun după anumite direcții formînd un fel de filonașe cu grosimi de cca 20 cm, lungimi ce ajung pînă la ordinul metrilor și străbat frecvent blocurile de feldspat și cuarț. Observațiile de teren completate cu unele date de laborator au arătat că în porțiunile bogate în feldspați plagioclazi, filonașele prezintă o serie de mici umflături și ramificații. Acest lucru indică o dezvoltare mai largă a muscovitului în asociatie cu plagioclazul.

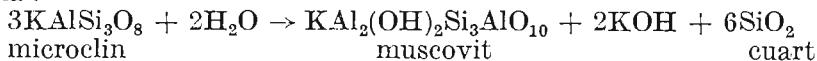
În cazul pegmatitelor din sectorul Făget sau a celor de la Maieru, muscovitul de acest tip se găsește sub formă de cuiburi, răspândite în general neuniform în masa pegmatitelor. Sunt însă și situații în care, apariția unui început de zonare duce la concentrarea muscovitului spre zona marginală a corpurilor pegmatitice.

Muscovitul grupării a două nu formează acumulații importante. El apare frecvent sub formă de lamele mici sau solzi asociate cu feldspati, cuarț, turmalină, granați și spre deosebire de primul tip este lipsit de incluziuni.

Formarea muscovitului în pegmatite, după cum arată Kulikovski (1968) poate avea loc în moduri diferite precum și în diverse etape ale evoluției procesului pegmatitic.

În ultimul timp, cea mai mare parte a autorilor susțin părerea după care generațiile de musecovit larg cristalizat din pegmatite constituie rezultatul hidrolizei feldspațiilor sau apare în procesul substituției cuarțului (S m a k i n , M a k r i g h i n a , 1969).

Hidroliza feldspaților și formarea muscovitului depune după reacția:



Silicea eliberată se fixează sub forma cuarțului în așa-numitele complexe cuart-muscovitice.

În pegmatitele cercetate, muscovitul larg cristalizat formează frecvent structuri pegmatoide. Uneori pachetele de muscovit se distribuie în

lanț, fapt care indică direcția fisurilor și zonelor poroase ce au constituit căile de acces pentru pătrunderea în pegmatite a soluțiilor. Formarea muscovitului „industrial” este favorizată de prezența în pegmatite a mineralelor capabile de a se supune ușor hidrolizei și substituției (feldspați), de existența unor porțiuni deformate precum și a zonelor de contact dintre mineralele formate mai timpuriu. Prezența formelor de creștere în trepte (pl. VI, fig. 2), în care se observă o succesiune a treptelor, întărește această afirmație.

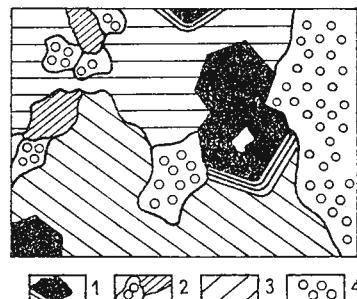
Aceste aspecte care duc la apariția muscovitului în corpurile pegmatitice influențează procesele de sfârșire a rocilor de acest tip prin apariția unor noi plane de fisurare ce devin plane de intensificare a forțelor interne.

Trebui să amintim că în literatură există și păreri după care muscovitul „pegmatoid” reprezintă produsul cristalizării „din topitura reziduală pegmatitică” (Vasiliev, 1966).

În pegmatitele seriei de Rebra, cantitatea și calitatea muscovitului variază de la o ocurență pegmatitică la alta, precum și după structura internă a corpuriilor pegmatitice. Prezența în pegmatitele cercetate a zonelor bogate în feldspați și cuarț precum și a unor fisuri ce au servit drept căi de acces pentru soluțiile care au provocat substituția și hidroliza care duce la apariția acumulațiilor importante de muscovit (muscovit „industrial”). Cele mai favorabile zone din cadrul structurii interne a corpuriilor pegmatitice sunt în acest sens cele intermediare și uneori zonele marginale în care plăcile de muscovit ating suprafețe de 80–100 cm<sup>2</sup>. Muscovitul de calitate superioară se dezvoltă frecvent la contactul dintre nucleul cuarțos și blocurile de feldspați din zona intermediară a corpului pegmatitic Între Rebre (fig. 29) și a corpului pegmatitic Scărișoara. Totuși sunt și cazuri în care cristalele de muscovit apar deformate și prezintă o serie de striuri, ceea ce le scade simțitor calitatea. Prezența unor defecte în masa cristalelor de muscovit este legată de perioada cristalizării (incluziuni primare de cuart, feldspați, uneori magnetit) sau apar, și acest aspect este frecvent, după dezvoltarea cristalelor, fiind reprezentate de fisuri dispuse neregulat sau după anumite direcții: paralele cu (110) sau cu (120). Alte defecte pot să apară ca rezultat al dezvoltării metasomatice în cristalele de muscovit a turmalinei și a grauiașilor.

Fig. 29. — Muscovit din structuri pegmatoide și din complexul cuarț-muscovitic (corpul pegmatitic Între Rebre). 1, muscovit din structuri pegmatoide; 2, complexul cuarț-muscovitic; 3, feldspați din结构uri în blocuri; 4, cuarț.

Muscovite des structures pegmatoïdes et du complexe quartz-muscovitique (le corps pegmatitique Între Rebre). 1, muscovite des structures pegmatoïdes; 2, le complexe quartz-muscovitique; 3, feldspaths des structures en blocs; 4, quartz.



În unele ocurențe pegmatitice nu s-au întîlnit acumulări însemnate de muscovit în zonele marginale și în zonele laterale. Această constatare se poate explica prin faptul că, aici, feldspatul formează cu cuartul structuri grafice care nu sunt favorabile dezvoltării muscovitului în cristale mari și în cantități care să poată fi interesante pentru exploatare. În cazul cind feldspatul și cuartul nu formează structuri grafice, zonele respective pot constitui terenul unor procese de substituție avansate cu formarea muscovitului „industrial”.

În ceea ce privește relația dintre muscovit și biotit, trebuie să arătăm că în unele ocurențe pegmatitice, aceste minerale prezintă uneori concreșteri (fig. 30).

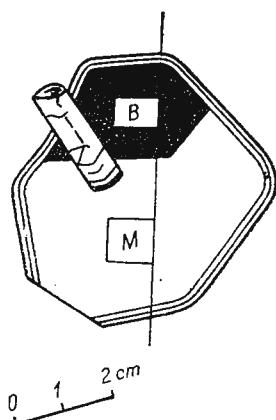


Fig. 30. — Concreștere de muscovit (M) și biotit (B) în pegmatitele de la Pascaru. (T) turmalină.

Enchevêtrement de muscovite (M) et de biotite (B) dans les pegmatites de Pascaru. (T) tourmaline.

Pentru caracterizarea chimică a muscovitului din pegmatitele masivului Rodna am analizat un număr de nouă probe din șapte ocurențe pegmatitice.

Datele analitice prezentate în tabelul 25 pun în evidență un conținut aproape constant al silicei precum și valori ridicate în ceea ce privește oxidul de aluminiu care variază între 35,37 și 36,74 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Aceste rezultate sunt în deplină concordanță cu cele obținute de Metta (1930) și Ianovalici (1939) pentru muscovitul pegmatitelor din munții Lotrului (36,50–36,66 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) și cu cele determinate în muscovitul din pegmatitele de la Copalnic (35,32–36,15 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Un conținut mai ridicat în aluminiu (38,93 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) a fost găsit în muscovitul din pegmatitele argilizate de la Răzoare.

Analizele efectuate mai scot în evidență faptul că în structura muscovitului sunt prezente în toate cazurile ionii de  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Ti}^{4+}$  care pot substitui aluminiul din pozițiile octaedrice. Examinarea datelor arată că unele deosebiri sesizabile de conținut există în cazul oxidului feric care variază în limite mai largi, valoarea cea mai mică (0,05 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) fiind determinată în muscovitul asociat cu albă și cuart din zona intermediară a corpului pegmatitic Între Rebre. În majoritatea analizelor valoarea

TABELUL 25

*Compoziția chimică a muscovitului din pegmatitele masivului cristalin al Rodnei*

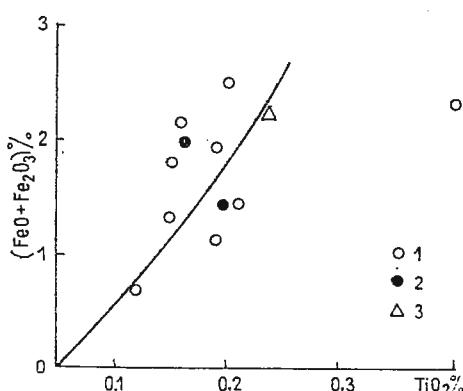
Oxizi %	Probele analizate								
	M-101	M-205	M-165	M-336	M-144	M-156	M-126	M-131	M-454
SiO <sub>2</sub>	45,73	44,83	45,93	45,02	45,13	45,50	45,67	45,70	45,22
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,16	0,19	0,40	0,21	0,19	0,12	0,20	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,37	36,69	35,41	35,61	36,30	36,74	36,28	35,88	36,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,29	0,05	1,01	0,94	0,73	0,79	0,76	1,56	0,83
FeO	1,01	2,10	1,09	1,36	0,72	1,16	0,94	0,94	1,01
MnO	0,05	0,03	0,05	0,05	urme	0,06	0,06	0,05	0,05
CaO	0,36	0,28	0,47	0,50	0,30	0,42	0,36	0,30	0,50
MgO	0,50	0,75	0,84	0,92	0,41	0,53	0,51	0,38	0,41
K <sub>2</sub> O	9,80	10,11	9,85	8,90	10,20	8,85	10,11	9,48	8,97
Na <sub>2</sub> O	0,68	0,66	0,60	0,53	0,71	0,66	0,92	0,66	0,47
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,80	3,94	3,47	4,41	3,08	4,60	3,43	3,63	4,70
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,24	0,18	1,17	1,33	1,20	0,53	0,90	1,20	0,85
Total	99,98	99,78	100,08	99,97	99,29	100,03	100,06	99,98	99,89
K <sub>2</sub> O : Na <sub>2</sub> O	14,4	15,3	16,4	16,8	14,1	13,4	11,0	14,3	19,0
a <sub>si</sub>	22,3	24,5	22,2	24,3	22,6	25,0	22,7	22,7	24,8

oxidului feros întrece pe cea a oxidului feric, la fel ca și în cazul muscovitului din pegmatitele de la Voineasa și de la Copalnic.

Corelația între conținutul de fier ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) și cel de titan în muscovitul din pegmatite este redată grafie în figura 31. Se remarcă faptul că o singură probă (M-336) ocupă o poziție aparte din cauza valorii mai ridicate în TiO<sub>2</sub> care poate fi legat de muscovitizarea biotitului (B-336).

Fig. 31. — Relația  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) : \text{TiO}_2$  în muscovitul din : (1) pegmatitele seriei de Rebra ; (2) pegmatitele seriei de Preluca ; (3) pegmatitele de la Voineasa.

La relation  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) : \text{TiO}_2$  dans la muscovite de : (1) les pegmatites de la série de Rebra ; (2) les pegmatites de la série de Preluca ; (3) les pegmatites de Voineasa.



După cum se remarcă din rezultatele obținute de noi, muscovitul din structuri pegmatoide și cel depus pe fisuri se caracterizează printr-un conținut mai mic în fier decât muscovitul din complexul cuarț-muscovitic și printr-o valoare mai mare a raportului Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.



O altă constatare este aceea care rezultă din diagrama prezentată în figura 32, după care creșterea sumei oxizilor de fier este însorită de micșorarea mărimii valorii aluminiului octaedric ( $Al_{VI}$ ).

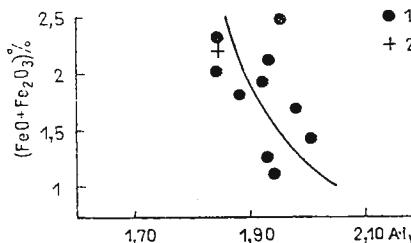
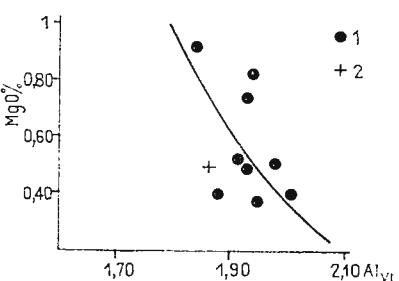


Fig. 32. — Diagrama de variație a conținutului de fier în funcție de mărimea valorii  $Al_{VI}$  din muscovitul din pegmatitele seriei de Rebra (1); (2) muscovit din pegmatitele de pe Valea Mică (Munții Apuseni). Le diagramme de variation de la teneur en fer en fonction de la grandeur de la valeur  $Al_{VI}$  dans la muscovite des pegmatites de la série de Rebra (1); (2) muscovite des pegmatites de Valea Mică (Monts Apuseni).

Fig. 33. — Diagrama de variație a conținutului de magneziu în funcție de mărimea valorii  $Al_{VI}$  din muscovitul din pegmatitele seriei de Rebra (1); (2) muscovit din pegmatitele de pe Valea Mică (Munții Apuseni).

Le diagramme de variation de la teneur en magnésium en fonction de la grandeur de la valeur  $Al_{VI}$  dans la muscovite des pegmatites de la série de Rebra (1); (2) muscovite des pegmatites de Valea Mică (Monts Apuseni).



Același lucru se poate remarca și în ceea ce privește comportarea magneziului (fig. 33) care participă în cantități mici în compozitia muscovitului din pegmatitele masivului Rodna. Un conținut ceva mai ridicat de Mg este prezent în muscovitul asociat cu biotit din pegmatitele de la Pascaru. Valoarea medie a oxidului de magneziu obținută de noi este apropiată de aceea calculată pentru muscovitul din pegmatitele de la Copalnic și din pegmatitele de pe Valea Mică (Munții Apuseni) și totodată mai scăzută decât conținutul mediu al muscovitului din pegmatitele munților Lotrului (tab. 26).

Participarea calciului în compozitia muscovitului din pegmatitele masivului Rodna este destul de redusă și poate fi legată de posibilitatea de substituire a potasiului. Acest mod de pătrundere a calciului în structura muscovitului precum și valorile pe care noi le-am determinat nu provoacă nici un fel de abateri de la structura normală a acestuia. După cum arată valorile din tabelul 25, nu se constată nici o variație mai însemnată a conținutului de calciu în muscovitele din cele șapte ocorențe din care au fost selecționate. Demn de remarcat este faptul că, după valoarea medie a oxidului de calciu, muscovitul din pegmatitele seriei de Rebra se aseamănă cu cel din ocorențele de la Copalnic.

Conținutul de potasiu al muscovitului variază între 8,85 și 10,20 % K<sub>2</sub>O. Cele mai ridicate valori sunt caracteristice pentru muscovitul din structurile pegmatoide ale zonei intermediare a corpului pegmatitic

TABELUL 26

*Conținutul mediu (%) de MgO, CaO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O în muscovitul din pegmatite*

Localizare	Nr. de determinări	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
Masivul Rodna	9	0,56	0,40	9,58	0,65
Munții Preluca					
— Copalnic	4	0,41	0,44	9,98	0,72
— Răzoare	3	0,42	0,39	8,29	0,84
Munții Apuseni	3	0,60	0,80	10,17	0,87
<hr/>					
Date comparative din literatură:					
Munții Lotrului (Metta, 1930; Ianovici, 1939;					
Apostolescu, 1973)	3	1,00	0,30	9,78	1,09
Karelia de Nord (Lebedev, 1959)	4	0,61	0,79	9,70	0,80
Colorado (Heinrich, 1967)	1	0,01	0,005	9,93	0,60
Andhra Pradesh (Babu, 1969)	9			10,08	0,84

Între Rebre iar conținuturile mai scăzute au fost determinate în cazul muscovitului din pegmatitele de la Făget. Valoarea medie a oxidului de potasiu în muscovitele din pegmatitele seriei de Rebra este de 9,58%, asemănătoare cu cea determinată pentru muscovitul din pegmatitele de la Copalnic. De asemenea, valorile concordă și cu datele din literatură prezentate de Metta (1930), Ianovici (1939), Lebedev, (1959), Heinrich (1967), Apostolescu (1973).

Conținutul în sodiu al muscovitelor analizate este în general constant și se apropie de valorile determinate în muscovitul din pegmatitele de la Copalnic și de cele prezentate în literatură în cazul muscovitului din pegmatitele de la Voineasa (Ianovici, 1939), Karelia de Nord (Lebedev, 1959), Colorado (Heinrich, 1967). Valoarea maximă caracterizează muscovitul din pegmatitele de la Tarnița Scărișoarei în care Na<sub>2</sub>O este egal cu 0,92%. Conținuturi apropriate de valoarea maximă prezentată pentru muscovitul din pegmatitele de la Tarnița Scărișoarei au fost obținute de noi și în cazul unei probe de muscovit din pegmatitele de pe valea Iara (0,76% Na<sub>2</sub>O), Valea Mică (0,90% Na<sub>2</sub>O) (Munții Apuseni).

În muscovitul din pegmatite, în mare parte, conținutul de Na<sub>2</sub>O depinde de variația K<sub>2</sub>O (fig. 34).

Rezultatele obținute de noi confirmă datele experimentale prezentate de Eugster și Yoder (1955) după care limita solubilității paragonitului în muscovit este egală cu 24 mol.%, ceea ce corespunde la un procent de 2% Na<sub>2</sub>O.

O particularitate comună a compoziției chimice a muscovitului o constituie conținutul de apă (H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>, H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>) care este destul de ridicat și variază între 4,12 și 5,74% H<sub>2</sub>O. În legătură cu acest aspect trebuie să avem în vedere constatările lui Tvetkov și Valiashina (1956)



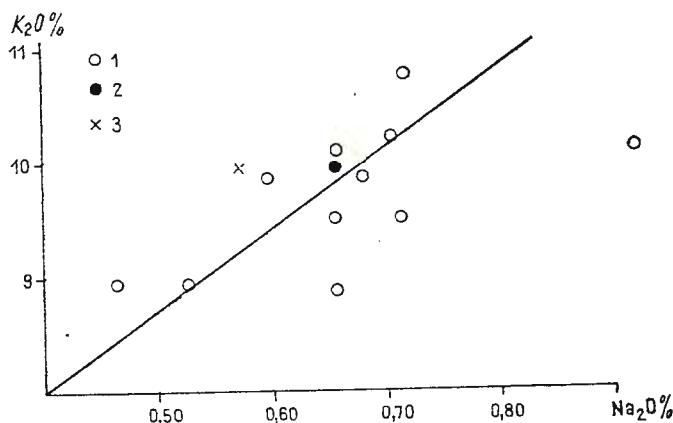


Fig. 34. — Relația  $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$  în muscovitul din pegmatite : (1) serie de Rebra ; (2) serie de Preluca ; (3) Voineasa.

La relation  $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$  dans la muscovite des pegmatites : (1) série de Rebra ; (2) série de Preluca ; (3) Voineasa.

după care precizia determinărilor conținutului de apă din muscovit depinde de gradul și modul de mojarare a probelor.

Pierderea apei de către muscovit a fost pusă în evidență prin cîteva analize termice diferențiale. Astfel, curbele termice diferențiale ale muscovitului din pegmatitele seriei de Rebra prezintă un efect endotermic mai characteristic la temperaturi cuprinse între 882 și 885°C, cînd se presupune că are loc eliminarea grupurilor oxidrilice, prinse între straturile tetraedrice și octaedrice ale acestor minerale (fig. 35 a). Această transformare nu are un caracter de schimbare structurală ci este o modificare în entalpia sistemului.

În cazul muscovitului separat din micașisturile înconjurătoare pegmatitelor, efectul apare la temperaturi ce variază între 860 și 884°C (fig. 35 b).

Variatia oxizilor în muscovitul din pegmatitele seriei de Rebra este reprezentată grafic în figura 36.

Construcția diagramelor cu variația silicei, aluminei, oxizilor de fier, oxizilor de calciu și magneziu precum și a oxizilor elementelor alcaline, scoate în evidență și confirmă totodată asemănarea în compoziție a muscovitelor selecționate din cele șapte ocurențe pegmatitice cercetate.

Pentru cunoașterea compoziției muscovitului din micașisturile în care sînt localizate pegmatitele cercetate, au fost separate și analizate un număr de trei probe. Rezultatele obținute au creat posibilitatea unor comparații cu datele prezentate asupra compoziției chimice a muscovitului din pegmatite. Pe lîngă aceste aspecte, pentru a avea o vedere mai largă asupra chimismului muscovitului, se prezintă și analiza muscovitului din micașisturile asociate pegmatitelor de la Copalnic (munții Preluca).

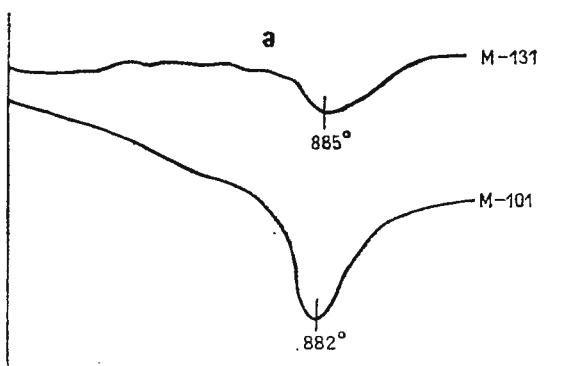
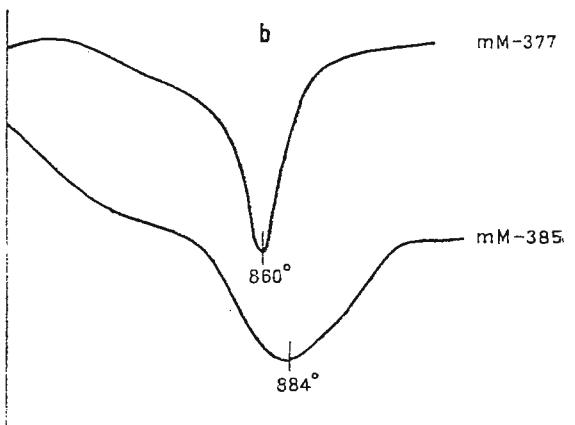


Fig. 35. — Curbele termice diferențiale ale muscovitului din pegmatitele (a) și micașisturile (b) seriei de Rebra.

Les courbes thermiques différentes de la muscovite des pegmatites (a) et des micaschistes (b) de la série de Rebra.



Examinarea datelor din tabelul 27 arată că în compoziția muscovitului din micașisturile seriei de Rebra cantitatea de  $\text{SiO}_2$  variază de la 45,92 pînă la 46,52 %. Aceste valori sunt apropiate de conținutul silicei determinat în muscovitul din micașisturile de la Copalnic (45,31 %  $\text{SiO}_2$ ). Un domeniu restrîns de variație se remarcă și în cazul oxidului de aluminiu. Se constată însă că valorile ridicate ale  $\text{Al}_2\text{O}_3$  sunt însoțite de cantități mai mici de fier ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) (fig. 37).

Conținutul de fier prezintă o variație mai largă (fig. 37) și în toate probele analizate, oxidul feros predomină pe oxidul fieric.

Variații destul de mari se observă la conținutul de calciu care oscilează între 0,95 și 1,90 %  $\text{CaO}$ . Aceste valori sunt mai ridicate decât cantitatea de 0,75 %  $\text{CaO}$ , determinată în muscovitul din micașisturile asociate pegmatitelor de la Copalnic. În ceea ce privește oxidul de magneziu, se remarcă faptul că valorile apropiate ca mărime ale conținutului de  $\text{MgO}$  în muscovitul micașisturilor seriei de Rebra sunt mai mari decât în muscovitul din micașisturile de la Copalnic. În general, variația oxidului de magneziu în muscovitele din micașisturi se asemănă cu cea a fierului (fig. 37).

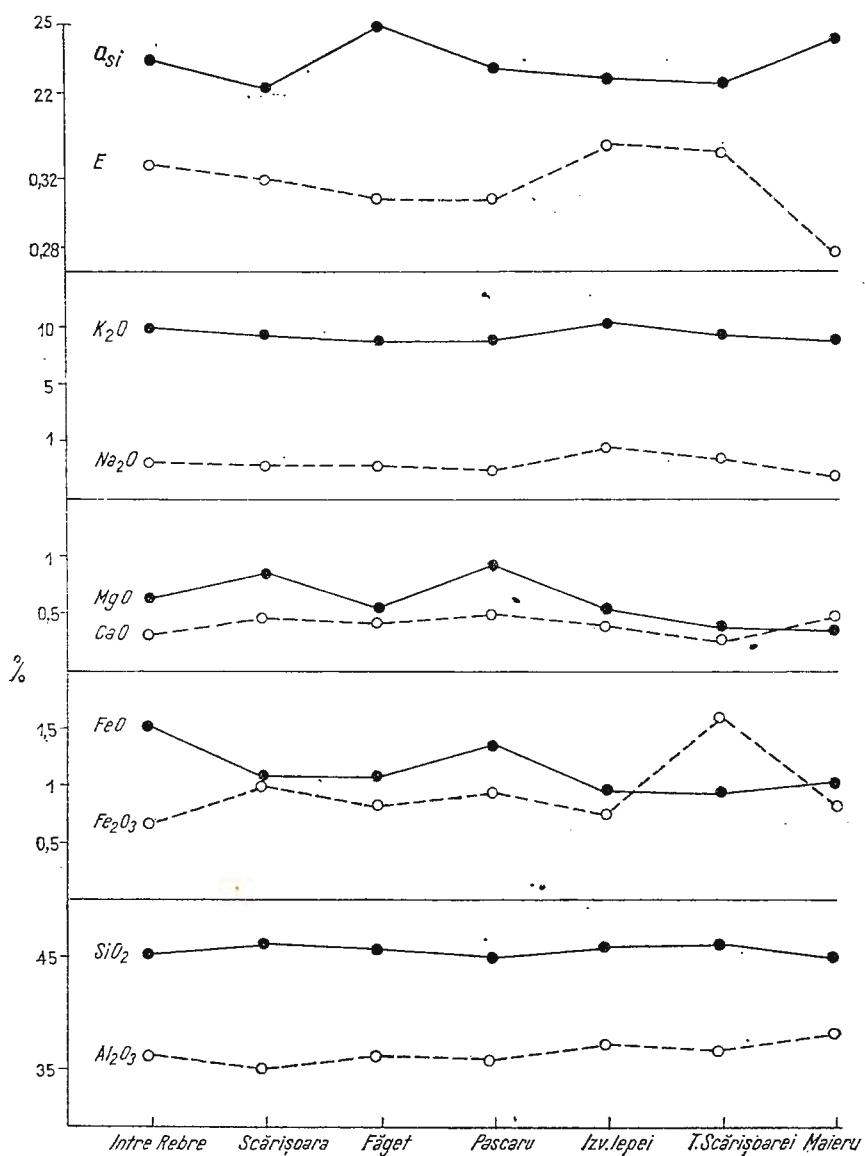


Fig. 36. — Diagrama de variație a oxizilor, alcalinității ( $E$ ) și a gradului de substituție a  $Si^{4+}$  cu  $Al^{3+}$  ( $\alpha_{Si}$ ) în muscovitul din pegmatitele seriei de Rebra.

Le diagramme de la variation des oxydes, de l'alkalinité ( $E$ ) et du degré de substitution de  $Si^{4+}$  par  $Al^{3+}$  ( $\alpha_{Si}$ ) dans la muscovite des pegmatites de la série de Rebra.

TABELUL 27

*Compoziția chimică a muscovitului din micașisturile înconjurătoare  
pegmatitelor*

Oxizi %	Probele analizate			
	(mM-377) Între Rebra	(mM-341) valea Rebra	(mM-385) galeria Gușet	(mM-432) Copalnic
SiO <sub>2</sub>	46,52	45,92	46,46	45,31
TiO <sub>2</sub>	1,10	1,22	1,36	1,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,45	32,33	31,90	33,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,68	1,22	1,27	0,80
FeO	3,27	2,03	2,18	2,11
MnO	0,01	0,02	0,01	0,03
MgO	2,50	2,24	2,53	1,45
CaO	0,95	1,90	1,37	0,75
Na <sub>2</sub> O	1,81	0,90	0,95	0,74
K <sub>2</sub> O	8,05	8,10	9,61	10,70
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,13	3,44	3,01	2,39
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,41	0,62	0,26	0,88
Total	99,88	99,94	99,98	99,98
K <sub>2</sub> O : Na <sub>2</sub> O	4,4	9,0	10,1	14,4
a <sub>si</sub>	19,7	22,0	20,5	

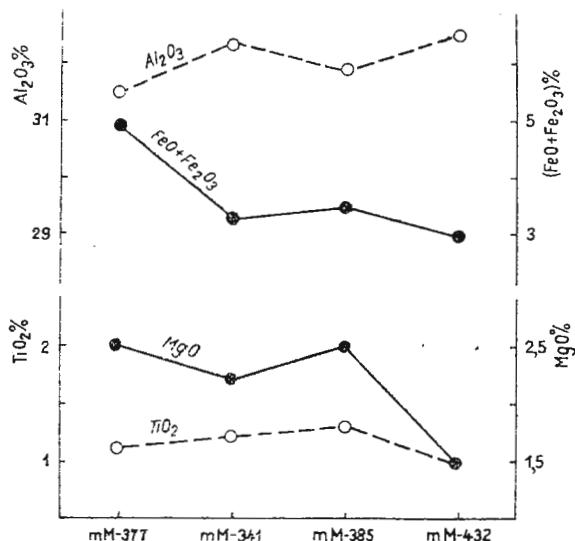


Fig. 37. — Diagrama de variație a conținutului de TiO<sub>2</sub>, MgO, (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) și Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> în muscovit din micașisturile seriei de Rebra și de la Copalnic (mM-432).  
Le diagramme de la variation de la teneur en TiO<sub>2</sub>, MgO, (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans la muscovite des micaschistes de la série de Rebra et de Copalnic (mM-432).

Participarea titanului în compoziția muscovitelor analizate este aproape constantă dar, se constată, o ușoară scădere a conținutului de  $TiO_2$  pe măsura creșterii mărimei valorii aluminiului octaedric (fig. 38).

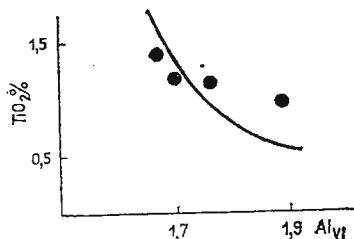


Fig. 38. — Diagrama de variație a conținutului de  $TiO_2$  în funcție de mărimea valorii  $Al_{VI}$  din muscovitul din micașisturile care abritează pegmatitele.  
Le diagramme de la variation de la teneur en  $TiO_2$  en fonction de la grandeur de la valeur  $Al_{VI}$  dans la muscovite des micaschistes qui abritent les pegmatites.

Unele variații se observă și la conținutul în alcalii. Astfel, pentru  $Na_2O$  se înregistrează o variație de la 0,90 pînă la 1,81% iar pentru  $K_2O$ , de la 8,05 la 9,61%. Aceste valori diferă cu puțin de cele obținute pentru muscovitul din micașisturile de la Copalnic în care s-a determinat un conținut ceva mai ridicat în potasiu (10,70%  $K_2O$ ) și mai scăzut în sodiu (0,74%  $Na_2O$ ). În ceea ce privește mărimea raportului  $K_2O : Na_2O$  se observă că acesta variază de la 4,4 pînă la 10,1 (tab. 27) și este mai scăzut decît acela obținut în cazul muscovitelor din pegmatite.

După cum rezultă din analizele prezentate în tabelul 27, în compoziția muscovitului din micașisturile seriei de Rebra, comparativ cu muscovitul din pegmatite, se remarcă o creștere a conținutului de silice, titan, fier, magneziu, calciu și o scădere accentuată a valorii oxidului de aluminiu.

Pentru a urmări mai ușor deosebirile în ceea ce privește compoziția chimică a muscovitelor analizate, în tabelul 28 se prezintă valorile medii ale conținuturilor de  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $(FeO + Fe_2O_3)$  și  $MgO$ .

TABELUL 28

Conținutul mediu (%) de  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $(FeO + Fe_2O_3)$  și  $MgO$  în muscovitul din pegmatitele și micașisturile seriei de Rebra

Tipul de muscovit	Nr. determinărilor	$Al_2O_3$	$TiO_2$	$(FeO + Fe_2O_3)$	$MgO$
Muscovit din pegmatite	9	36,11	0,19	2,03	0,58
Muscovit din micașist	3	31,89	1,23	3,91	2,42

Valorile respective au servit și la construcția diagramelor de variație a oxizilor respectivi în muscovitul din pegmatitele și din micașisturile seriei de Rebra (fig. 39).

Un alt mod de exprimare a variației comparative a compoziției chimice a muscovitului din pegmatite și din micașisturile înconjurătoare,



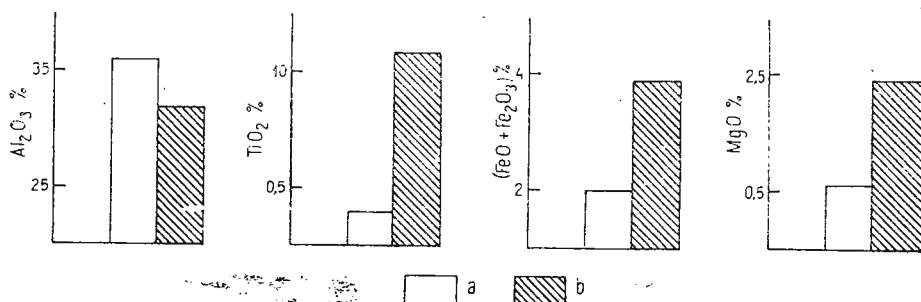


Fig. 39. — Diagramă comparativă cu variația conținutului mediu de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  și  $\text{MgO}$  în muscovitul din pegmatitele (a) și micașisturile înconjurătoare (b).

Le diagramme comparatif avec la variation de la teneur moyenne en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) et  $\text{MgO}$  dans la muscovite des pegmatites (a) et des micaschistes environnantes (b).

rezultă din profilele geochemice pentru  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  și  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  efectuate pe valea Rebra (fig. 40).

Examinarea profilelor geochemice scoate în evidență diferențierea chimică a compoziției muscovitului în funcție de roca din care a fost separat.

Datele analitice prezentate în tabelele 25 și 27 au permis calcularea formulelor cristalochimice ale muscovitului din pegmatitele și micașisturile seriei de Rebra. Pătrunderea în compoziția muscovitului din pegmatite a unor cantități mici de titan ne-a determinat ca la calcularea valorilor elementelor ce participă în formula cristalochimică să prezintăm trei zecimale în loc de două cum s-a procedat pentru muscovitul separat din micașisturi.

Din examinarea formulelor cristalochimice se constată poziția dublă a aluminiului precum și o participare mai largă a elementelor alcaline din poziția X, în muscovitul din pegmatite. Conținuturile mai ridicate de  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mg}$  și  $\text{Ti}$  determinate în muscovitul din micașisturi au ca rezultat scăderea mărimii valorii aluminiului octaedric care variază între 1,67 și 1,76. După cum se observă, aceste valori sunt mai mici decât cele obținute pentru muscovitul din pegmatite. De asemenea, se remarcă deosebiri și în ceea ce privește mărimea valorii aluminiului tetraedric în muscovitele analizate. Aceste constatări stau la baza construcției diagramei din figura 41 în care, se pun în evidență domeniile de variație diferite ale muscovitelor în funcție de natura rocii din care au fost separate.

Formulele cristalochimice (tab. 29) au servit la calcularea compozitionii normative a muscovitelor analizate. Datele prezentate în tabelul 30 arată conținuturi scăzute de ferimuscovit, picrofengit și ferofengit în muscovitul din pegmatite. Trăsătura caracteristică o constituie însă valoarea ridicată a componentului „muscovit” care oscilează între 89,61 și 94,73%; cel mai scăzut conținut a fost determinat în muscovitul concrescut cu biotit din la Pascaru.

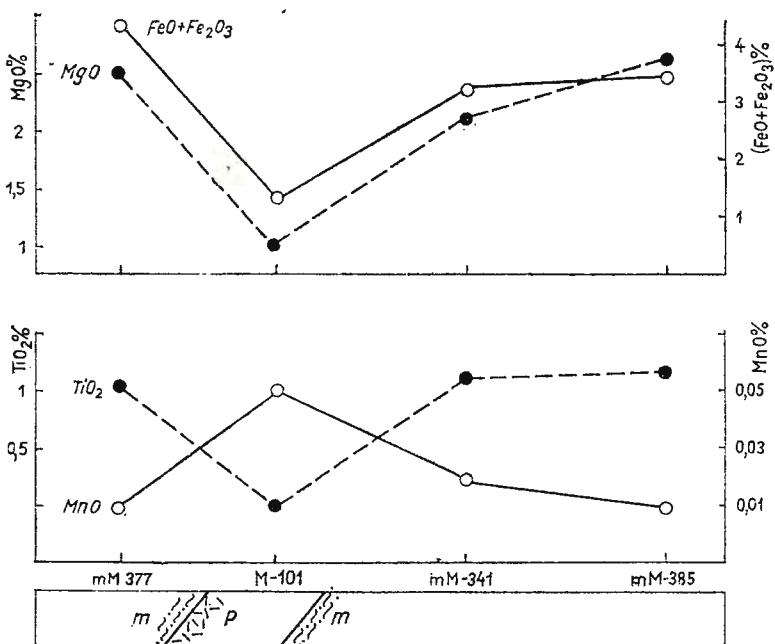


Fig. 40. — Profile geochimice cu variația conținutului de MnO, TiO<sub>2</sub>, MgO și (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) în muscovitul din corpul pegmatitic între Rebre (p) și din micașisturile înconjurătoare (m).

Coupes géochimiques avec la variation de la teneur en MnO, TiO<sub>2</sub>, MgO et (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) dans la muscovite du corps pegmatitique entre Rebre (p) et des micaschistes environnantes (m).

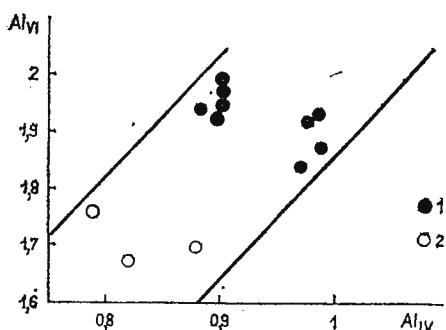


Fig. 41. — Relația Al<sub>IV</sub> : Al<sub>VI</sub> în muscovitul din pegmatitele (1) și micașisturile (2) seriei de Rebra.

La relation Al<sub>IV</sub> : Al<sub>VI</sub> dans la muscovite des pegmatites (1) et des micaschistes (2) de la série de Rebra.

Rezultate similare au fost obținute și pentru muscovitul separat din alte cimpuri pegmatitice din țară (tab. 30).

Datele asupra compoziției normative a muscovitului din pegmatitele seriei de Rebra sunt prezentate sub formă unei diagrame de însumare în

## TABELUL 29

*Formulele cristalochimice ale muscovitului din pegmatitele masivului Rodna*

Proba	Formula cristalochimică
<i>Corpul pegmatitic Între Rebre</i>	
M-101	$(K_{0,849}Na_{0,089}Ca_{0,028})_0,964(Al_{1,838}Fe^{3+}_{0,069}Fe^{2+}_{0,061}Mg_{0,048}Mn_{0,002}Ti_{0,007})_{2,125}(Si_{3,106}Al_{0,894})_4O_{10}(OH_{1,721}O_{0,279})_2$
M-205	$(K_{0,866}Na_{0,086}Ca_{0,020})_0,975(Al_{1,932}Fe^{3+}_{0,001}Fe^{2+}_{0,118}Mg_{0,075}Ti_{0,008})_{2,134}(Si_{3,020}Al_{0,980})_4O_{10}(OH_{1,772}O_{0,228})_2$
<i>Corpul pegmatitic Scărișoara</i>	
M-165	$(K_{0,852}Na_{0,078}Ca_{0,033})_0,963(Al_{1,943}Fe^{3+}_{0,051}Fe^{2+}_{0,061}Mg_{0,084}Mn_{0,002}Ti_{0,009})_{2,150}(Si_{3,113}Al_{0,887})_4O_{10}(OH_{1,569}O_{0,431})_2$
<i>Pegmatitele de la Pascaru</i>	
M-336	$(K_{0,769}Na_{0,068}Ca_{0,035})_0,866(Al_{1,847}Fe^{3+}_{0,046}Fe^{2+}_{0,078}Mg_{0,002}Mn_{0,002}Ti_{0,020})_{2,083}(Si_{3,027}Al_{0,973})_4O_{10}(OH_{1,976}O_{0,024})_2$
M-144	$(K_{0,889}Na_{0,090}Ca_{0,020})_0,999(Al_{2,052}Fe^{3+}_{0,032}Fe^{2+}_{0,041}Mg_{0,041}Ti_{0,012})_{2,178}(Si_{3,094}Al_{0,906})_4O_{10}(OH_{1,425}O_{0,575})_2$
<i>Pegmatitele de la Făget</i>	
M-456	$(K_{0,750}Na_{0,084}Ca_{0,029})_0,883(Al_{1,927}Fe^{3+}_{0,039}Fe^{2+}_{0,064}Mg_{0,052}Mn_{0,003}Ti_{0,009})_{2,094}(Si_{3,018}Al_{0,982})_4O_{10}(OH_{2,033})_2$
<i>Pegmatitele de la Tarnița Scărișoarei</i>	
M-126	$(K_{0,873}Na_{0,120}Ca_{0,026})_{1,019}(Al_{1,996}Fe^{3+}_{0,038}Fe^{2+}_{0,052}Mg_{0,051}Mn_{0,003}Ti_{0,007})_{2,137}(Si_{3,091}Al_{0,909})_4O_{10}(OH_{1,548}O_{0,452})_2$
<i>Pegmatitele de la Izvorul Iepei</i>	
M-131	$(K_{0,817}Na_{0,086}Ca_{0,020})_{0,923}(Si_{1,951}Fe^{3+}_{0,078}Fe^{2+}_{0,054}Mg_{0,038}Mn_{0,002}Ti_{0,012})_{2,133}(Si_{3,092}Al_{0,908})_4O_{10}(OH_{1,637}O_{0,363})_2$
<i>Pegmatitele de la Maieru</i>	
M-454	$(K_{0,760}Na_{0,060}Ca_{0,033})_{0,355}(Al_{1,888}Fe^{3+}_{0,040}Fe^{2+}_{0,063}Mg_{0,040}Mn_{0,002}Ti_{0,007})_{2,038}(Si_{3,008}Al_{0,992})_4O_{10}(OH)_{2,033}$



TABELUL 30

*Compoziția normalivă a muscovitului din unele pegmatite din România*

Proba	Muscovit %	Ferimuscovit %	Picrofengit %	Ferofengit %
<i>A) Masivul Rodna</i>				
M-101	91,58	3,26	2,27	2,88
M-205	90,87	0,05	3,53	5,55
M-165	90,84	2,38	3,92	2,85
M-336	89,61	2,23	4,46	3,68
M-144	94,73	1,47	1,90	1,90
M-456	92,55	1,87	2,49	3,09
M-126	93,37	1,79	2,40	2,44
M-131	91,98	3,68	1,79	2,54
M-454	92,96	1,97	3,10	1,97
<i>B) Munții Preluca</i>				
M-423	94,20	1,20	2,20	2,40
M-436	92,50	2,30	2,10	3,10
M-410	92,90	2,50	2,10	2,50
<i>C) Munții Apuseni</i>				
M-473	91,60	4,20	2,30	1,90
M-535	88,50	5,00	3,50	3,00
M-556	93,00	2,50	1,50	3,00

figura 42, comparativ cu valorile obținute pentru muscovitul din pegmatitele munților Preluca și ale Munților Apuseni.

În comparație cu muscovitul din pegmatite, în muscovitul din micașisturile înconjurătoare s-a pus în evidență o participare mai largă a ferimuscovitului, picrofengitului și ferofengitului, precum și o scădere accentuată a valorii componentului „muscovit” (tab. 31).

Variatia compozitiei normative a muscovitului din micașisturile înconjurătoare pegmatitelor este redată sub forma unei diagrame de însumare în figura 43.

După cum se observă, diagramele de însumare pun în evidență unele deosebiri în ceea ce privește compozitia normativă a muscovitului din pegmatite și din rocile înconjurătoare. Acest lucru ne-a sugerat construcția unor profile cu variația conținutului de „muscovit”, picrofengit și ferofengit în muscovitul din corpul pegmatitic între Rebre și din micașisturile înconjurătoare (fig. 44).

O altă posibilitate de exprimare a variației comparative a compozitiei normative a muscovitelor analizate este prezentată în diagrama triunghiulară : muscovit ( $\text{Al}_2\text{Al}_4$ )-picrofengit ( $\text{MgAl}_4$ )-ferimuscovit + fer-



TABELUL 31

*Formulele cristalochimice și compoziția normativă a muscovitului din micașis-turile seriei de Rebra*

Proba	Formula cristalochimică
mM-377	$(K_{0,88}Na_{0,16}Ba_{0,07})_{0,89}(Al_{1,76}Fe^{3+}_{0,08}Fe^{2+}_{0,18}Mg_{0,25}Ti_{0,05})_{2,32}(Si_{3,21}Al_{0,79})_4O_{10}(OH_{0,88}O_{1,02})_2$
mM-341	$(K_{0,70}Na_{0,12}Ca_{0,13})_{0,95}(Al_{1,70}Fe^{3+}_{0,06}Fe^{2+}_{0,11}Mg_{0,22}Ti_{0,06})_{2,15}(Si_{3,12}Al_{0,88})_4O_{10}(OH_{1,55}O_{0,45})_2$
mM-385	$(K_{0,83}Na_{0,12}Ca_{0,10})_{1,05}(Al_{1,67}Fe^{3+}_{0,06}Fe^{2+}_{0,12}Mg_{0,25}Ti_{0,06})_{2,16}(Si_{3,18}Al_{0,82})_4O_{10}(OH_{1,40}O_{0,60})_2$
Compoziția normativă (%)	
	Muscovit Ferimuscovit Picrofengit Feroengit
mM-377	77,53 3,52 11,01 7,93
mM-341	81,34 2,87 10,52 5,27
mM-385	79,52 2,86 11,90 5,72

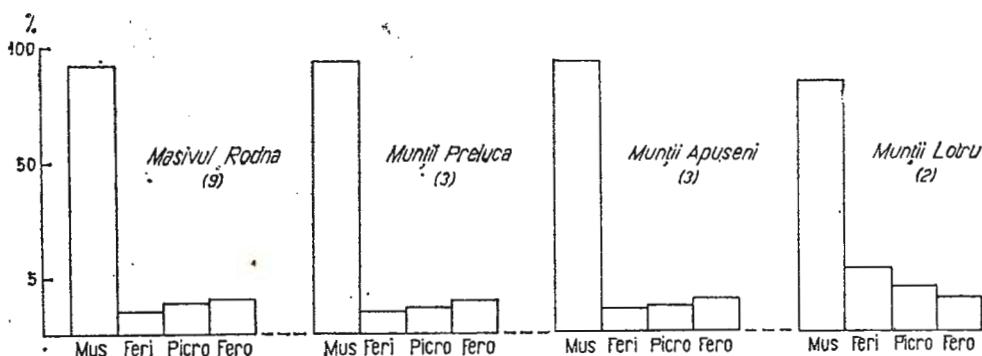


Fig. 42. — Diagrama de insumare a componenților normativi ai muscovitului din unele cîmpuri pegmatitice din România. În paranteză este trecut numărul analizelor.

La diagramme d'addition des composants normatifs de la muscovite de certains champs pegmatitiques de Roumanie. Le nombre d'analyses est inscrit entre parenthèses.

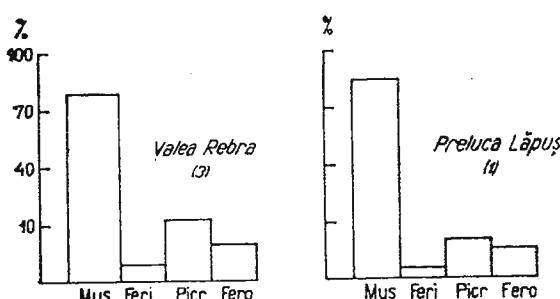


Fig. 43. — Diagrama de insumare a componenților normativi ai muscovitului din micașisturile în care sunt localizate pegmatitele. În paranteză este trecut numărul analizelor.

Le diagramme d'addition des composants normatifs de la muscovite des micaschistes dans lesquels sont situées les pegmatites. Entre parenthèses est inscrit le nombre d'analyses.

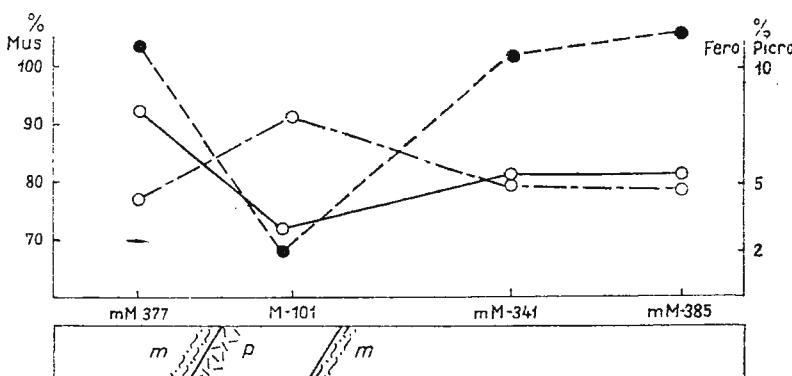


Fig. 44. — Profil cu variația conținutului de „muscovit”, picrofengit și ferofengit în muscovitul din corpul pegmatitic între Rebre (p) și din micașisturile înconjurătoare (m).

Coupe avec la variation de la teneur en „muscovite”, picrofengite et ferofengite dans la muscovite du corps pegmatitique entre Rebre (p) et des micaschistes environnantes (m).

muscovit ( $\text{Fe}^{3+} \text{Al}_4 + \text{Fe}^{2+} \text{Al}_4$ ). În acest sens, diagrama din figura 45 scoate în evidență variația restrânsă a compoziției muscovitului din pegmatitele și din micașisturile seriei de Rebra. Se remarcă însă faptul că, scăderea valorii componentului „muscovit” în compoziția muscovitului din micașisturi atrage după sine un cîmp aparte în distribuția probelor respective.

În muscovitul din pegmatitele și micașisturile seriei de Rebra s-a calculat alcalinitatea ( $E$ ) și gradul de substituție a  $\text{Si}^{4+}$  cu  $\text{Al}^{3+}$  în pozițiile tetraedrice ( $a_{si}$ ). Datele prezentate în tabelul 32 arată că în muscovitul din ocurențele pegmatitice cercetate (fig. 36) alcalinitatea prezintă un domeniu restrâns de variație, cuprins între 0,28 și 0,34. Între aceste valori se încadrează și alcalinitatea ce caracterizează muscovitul din pegmatitele munților Preluca. O valoare mai ridicată s-a găsit în muscovitul din peg-

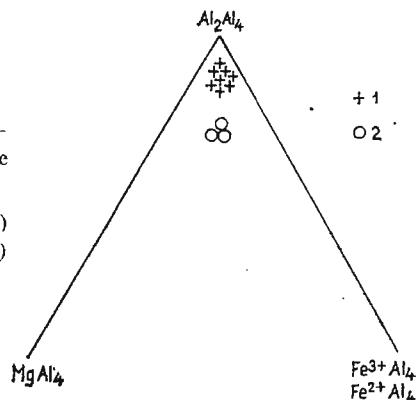


Fig. 45. — Diagrama  $\text{Al}_2\text{Al}_4$  :  $\text{MgAl}_4$  :  $(\text{Fe}^{3+}\text{Al}_4 + \text{Fe}^{2+}\text{Al}_4)$  cu proiecția muscovitului din pegmatitele (1) și micașisturile (2) seriei de Rebra.

Le diagramme  $\text{Al}_2\text{Al}_4$  :  $\text{MgAl}_4$  :  $(\text{Fe}^{3+}\text{Al}_4 + \text{Fe}^{2+}\text{Al}_4)$  avec la projection de la muscovite des pegmatites (1) et des micaschistes (2) de la série de Rebra.

matitele de pe Valea Mică (Munții Apuseni ;  $E = 0,37$ ). Rezultate similare au fost obținute și în cazul muscovitului din pegmatitele munților Lotrului, folosindu-se datele analitice prezentate de Metta (1930) și Ianovici (1939).

Alcalinitatea muscovitului din micașisturile în care sunt localizate pegmatitele este apropiată de valorile determinate în muscovitul din pegmatite (tab. 32).

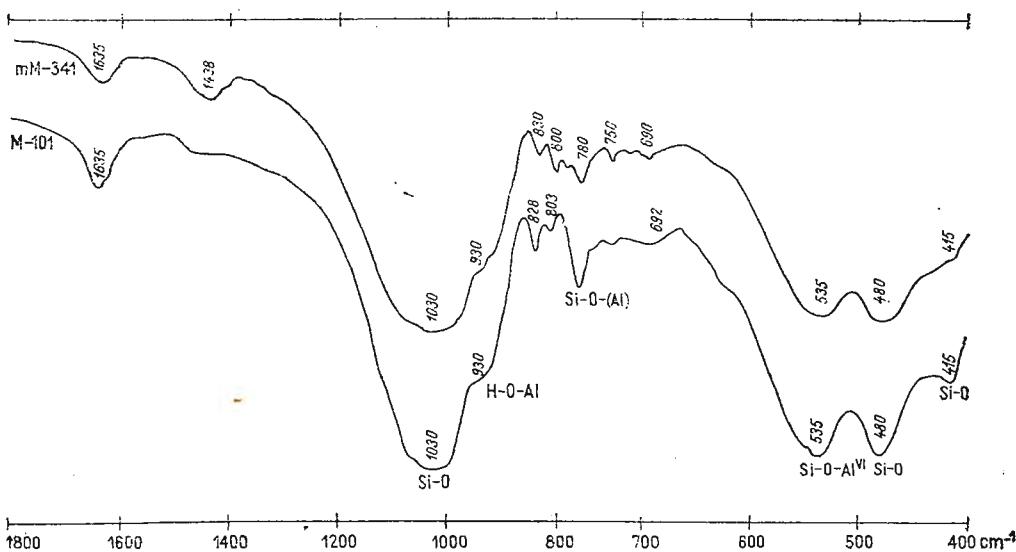


Fig. 46. — Spectrele I.R. ale muscovitului din pegmatitele (M-101) și din micașisturile (mM-341) seriei de Rebra.

Les spectres I. R. de la muscovite des pegmatites (M-101) et des micaschistes (mM-341) de la série de Rebra.

Gradul de substituție a  $\text{Si}^{4+}$  cu  $\text{Al}^{3+}$  în pozițiile tetraedrice ale muscovitului din pegmatitele masivului Rodna variază între 22,2 și 25,0% ; valoarea cea mai ridicată a fost determinată în muscovitul din pegmatitele de la Făget (fig. 36). Rezultate apropiate au fost obținute și pentru muscovitul din alte cîmpuri pegmatitice așa după cum rezultă din datele prezentate în tabelul 32.

TABELUL 32

*Limitile de variație și valoarea medie a alcalinității ( $E$ ) și a gradului de substituție a  $\text{Si}^{4+}$  cu  $\text{Al}^{3+}$  din pozițiile tetraedrice ( $a_{st}$ ) în muscovit*

		A) Muscovit din pegmatite			
		Masivul Rodna	Munții Preluca	Munții Apuseni	Munții Lotru
$E$	1	9	3	1	2
	2	0,28 – 0,34	0,32 – 0,33	0,37	0,32 – 0,36
	3	0,32	0,32	0,37	0,34
$a_{st}$	1	9	3	3	3
	2	22,2 – 25,0	24,0 – 24,5	21,8 – 24,5	25,2 – 25,5
	3	23,4	24,3	22,8	25,3

B) Muscovit din micașisturi					
		Masivul Rodna	Munții Preluca		
$E$	1	3	1	$E = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (mol. %)	
	2	0,31 – 0,37	0,37		
	3	0,34	0,37		
$a_{st}$	1	3	1	$a_{st} = \frac{\text{Al}_{\text{IV}}}{\text{Al}_{\text{IV}} + \text{Si}_{\text{IV}}} \cdot 100\%$	
	2	19,7 – 22,0	21,5		
	3	20,7	21,5		

1 — numărul determinărilor ; 2 — limitele de variație ; 3 — valoarea medie.

Comparativ cu aceste date, muscovitul din micașisturile asociate pegmatitelor se caracterizează printr-o valoare mai scăzută a gradului de substituție a  $\text{Si}^{4+}$  cu  $\text{Al}^{3+}$  în pozițiile tetraedrice. Astfel, în muscovitul din micașisturile seriei de Rebra  $a_{st} = 20,7$  (media a trei determinări) iar în muscovitul din micașisturile seriei de Preluca  $a_{st} = 21,5$ .

Spectrele I.R. ale muscovitului din pegmatitele și micașisturile seriei de Rebra prezintă benzi de absorbție caracteristice acestui mineral (fig. 46).



În domeniul de absorbție  $1800 - 400 \text{ cm}^{-1}$ , benzile de absorbție caracteristice muscovitului sint cele de la  $535 \text{ cm}^{-1}$  și  $930 \text{ cm}^{-1}$ . Prima este atribuită vibrațiilor de valență Si – O – Al<sup>VI</sup> iar a doua corespunde legăturii Al – OH.

#### D) Biotitul

Observațiile de teren arată că biotitul apare frecvent în zonele marginale unde constituie rezultatul redistribuirii materialului femic în corpurile pegmatitice. Cea mai caracteristică parageneză a biotitului în majoritatea pegmatitelor cercetate este dată de prezența turmalinei, muscovitului și a cuarțului. În unele cazuri, alături de aceste minerale apar și granății, ca în corpul pegmatitic Între Rebre sau în pegmatitele de la Pascaru. Biotitul apare larg cristalizat în părțile interne ale corpurilor pegmatitice unde a fost supus unui proces de muscovitizare. Rareori se prezintă sub formă de solzișori izolați, dispuși neregulat.

Din studiul macroscopic și microscopic se remarcă faptul că în pegmatitele cercetate, biotitul este cu totul subordonat muscovitului. Ca și muscovitul, prezintă un clivaj perfect. Culoarea biotitului depinde, în general, de compoziția chimică și anume de conținutul în  $\text{TiO}_2$  și de relația  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ . Biotitul din pegmatitele masivului Rodna are o culoare neagră-brună, cu irizații multicolore. La microscop prezintă extincție dreaptă și este alungit pozitiv. Frecvent, marginile cristalelor sunt înlocuite de clorit. Cloritizarea este destul de avansată în cazul biotitului din zona de contact a pegmatitelor cu rocile înconjurătoare. În unele cazuri, în biotit se observă aureole pleocroice. Observațiile au mai pus în evidență faptul că dimensiunile biotitului sunt în general mult mai reduse decât ale muscovitului. Rareori se întâlnesc cristale cu o suprafață de cca  $3 \text{ cm}^2$ .

În micașurile înconjurătoare pegmatitelor, biotitul se dezvoltă sub formă de lamele, paralele cu sistrozitatea rocilor, intrerupte uneori de granoblaste de granat almandinic și conține incluziuni de zircon și apatit.

Aspectul chimic principal pe care-l reflectă compoziția celor două tipuri de biotit din pegmatitele seriei de Rebra, îl constituie conținutul important de FeO, care variază între 17,74 și 19,86%. Valoarea maximă caracterizează biotitul asociat cu granății din zona marginală (de bazificare) a corpului pegmatitic Între Rebre. Demn de remarcat este și faptul că prin muscovitizare biotitul pierde fier așa după cum se poate observa în biotitul din zona intermediară a corpului pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra (B-91).

Datele de analiză din tabelul 33 arată că biotitele conțin 36,13–37,32%  $\text{SiO}_2$  indicind prin aceasta o variație restrînsă a valorii silicei. În privința titanului, rezultatele cercetărilor întreprinse de Znamenski et al. (1971) evidențiază faptul că conținutul acestui element în biotitul din pegmatitele magmatische este mai ridicat decât în biotitul din pegmatitele metamorfice. Valorile obținute de noi pentru conținutul de titan din biotitele pegmatitelor seriei de Rebra se apropie de cele caractezistice pentru biotitul din pegmatitele de origine metamorfică. În toate probele analizate, valoarea oxidului feros este cu mult mai mare



TABELUL 33

Analizele chimice ale biotitului din pegmatitele masivului Rodna

Oxizi %	Probele analizate						
	B-351a	B-351b	B-91	B-141	B-381	B-85	B-336
SiO <sub>2</sub>	37,32	36,90	37,04	36,13	36,86	36,80	37,12
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,78	1,36	1,50	1,33	1,36	0,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,10	19,65	18,85	18,35	17,40	19,11	19,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,40	3,52	4,26	5,40	5,95	3,60	2,80
FeO	19,86	18,90	17,74	18,80	18,80	18,90	19,20
MnO	0,23	0,21	0,30	0,26	0,27	0,27	0,21
MgO	5,83	6,00	6,75	6,00	6,30	6,61	6,73
CaO	2,22	1,80	1,56	1,90	1,77	1,80	1,11
Na <sub>2</sub> O	0,21	0,21	0,25	0,34	0,19	0,19	0,20
K <sub>2</sub> O	8,30	8,10	8,60	8,86	8,85	8,35	8,85
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,84	2,50	1,81	1,78	1,61	1,41	1,92
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,45	0,62	0,63	0,42	0,60	0,69	0,42
Rest	0,33	0,81	0,85	0,26	0,07	0,91	1,39
F	67	65	62	66	65	63	63
M	34	36	40	36	37	38	38
t	2,62	2,23	3,70	3,85	3,55	3,60	2,57
E	0,48	0,46	0,51	0,55	0,51	0,49	0,51
f <sub>o</sub>	13,3	14,3	17,7	20,5	22,1	14,5	11,5
a <sub>si</sub>	27	29	29	29	27	28	29
a <sub>VI</sub>	20	21	18	18	17	20	20

B-351 a, biotit din zona marginală a corpului pegmatitic Între Rebra (2), asociat cu granați, turmalină și cuart; B-351 b, biotit din zona marginală din acoperișul corpului pegmatitic Între Rebra (2), asociat cu turmalină și muscovit; B-91, biotit larg cristalizat, parțial muscovitizat, din zona intermedieră a corpului pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra (5); B-141, biotit asociat cu turmalină din zona marginală a corpului pegmatitic Scărișoara (5); B-381, biotit asociat cu muscovit, pegmatitele de pe valea Scărișoara (5); B-85, biotit asociat cu turmalină și feldspați, pegmatitul de pe valca Rebra, aval de confluența cu pîrful Pascaru (7); B-336, biotit larg cristalizat concreșcut cu muscovit și asociat cu turmalină și granat, pegmatitele de la Pascaru.

decit a oxidului feric. Conținuturile ridicate în fier sunt însotite de valori corespunzătoare în titan.

Variatația TiO<sub>2</sub> în funcție de conținutul de fier în biotitul din pegmatitele seriei de Rebra este redată în figura 47. Corelația pozitivă, reprezentată grafic, se reflectă și în cazul biotitului din alte cîmpuri pegmatitice din țară: valea Iara (Munții Apuseni), Voineasa (munții Lotru).

Conținutul mediu de titan în biotitul din pegmatitele seriei de Rebra este de 1,17% TiO<sub>2</sub>; această valoarea este apropiată de media determinată în biotitul din pegmatitele de la Copalnic și mai ridicată decit cea calculată din analizele prezentate de Metta (1930) și Ianovici (1939) pentru biotitul din pegmatitele munților Lotrului (tab. 34).



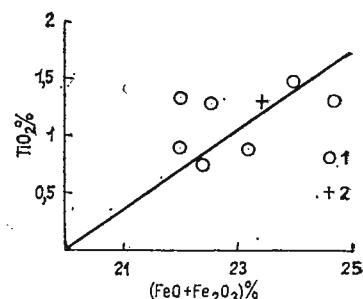


Fig. 47. — Relația  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  :  $\text{TiO}_2$  în biotitul din pegmatitele seriei de Rebra (1); (2) biotit din pegmatitele de pe valea Iara (Munții Apuseni).

La relation  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  :  $\text{TiO}_2$  dans la biotite des pegmatites de la série de Rebra : (2) biotite des pegmatites de la vallée Iara (Monts Apuseni).

TABELUL 34

Limitile de variație și conținutul mediu (%) de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$  și  $\text{MgO}$  în biotitul din unele pegmatite din România

Localizare	TiO <sub>2</sub>	FeO	MgO
Masivul Rodna	7	7	7
	0,78–1,36	17,74–19,86	5,83–6,75
	1,17	18,89	6,32
Munții Preluca *	4	4	4
	0,30–1,32	6,17–17,29	3,79–6,81
	1,01	11,26	5,15
Munții Apuseni	3	3	3
	0,46–1,30	13,09–18,92	7,44–13,98
	0,95	15,18	9,84
Munții Lotru**	2	2	2
	0,08–1,40	16,82–19,01	7,89–7,94
	0,74	17,91	7,91

\* analist : A. Movileanu \*\* după Metta (1930) și Ianovici (1939). 1 — numărul determinărilor ; 2 — limitele de variație ; 3 — conținutul mediu.

Conținutul de magneziu în biotitele cercetate este în general constant și se apropie de valoarea găsită de Metta (1930) și Ianovici (1939) în biotitul din pegmatitele munților Lotrului și de Sologodov (1971) în biotitul din pegmatite cu mica. În schimb, rezultatele noastre pun în evidență conținuturi mai ridicate în oxid de caleiu, care ajung pînă la 2,22 % în proba B-351 a, din corpul pegmatitic între Rebre. Valorile respective intrec cu mult conținutul de CaO al biotitului din pegmatitele de la Voineasa în care Ianovici (1939) a determinat 0,11% CaO iar Apostolescu (1973) 0,28–0,38 % CaO.

Conținutul mai ridicat în calciu al biotitului din pegmatitele seriei de Rebra este pus pe seama calcitului care se insinuează pe planele de elivaj ale micii.

Alcalinitatea biotitelor se caracterizează prin predominarea netă a potasiului, fără deosebiri esențiale în ceea ce privește variația conținutului

de la un pegmatit la altul. Se remarcă unele valori mai mari de  $\text{Na}_2\text{O}$  în cazul biotitului din pegmatitele de pe valea Scărișoara.

În diagrama din figura 48 este redată variația  $\text{TiO}_2$  în funcție de conținutul în alcalii ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) în biotitul din pegmatitele seriei de Rebra. Corelația directă, reprezentată grafic, caracterizează și biotitul din alte cimpuri pegmatitice din țară.

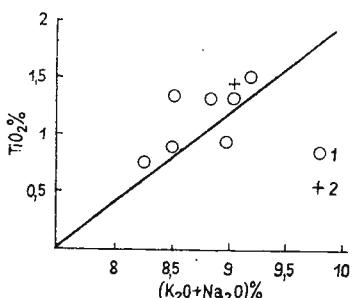


Fig. 48. — Relația  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) : \text{TiO}_2$  în biotitul din pegmatitele seriei de Rebra (1); (2) biotit din pegmatitele de la Voineasa.

La relation  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) : \text{TiO}_2$  dans la biotite des pegmatites de la série de Rebra (1); (2) biotite des pegmatites de Voineasa.

Datele analitice obținute au servit la proiecția biotitelor din pegmatitele masivului Rodna pe diagrama lui H e i n r i c h (1946). După cum se remarcă din figura 49, analizele se situează în zona rezultată din intersecția cimpului pegmatitic cu cimpul granitic.

Cu scopul de a stabili locul biotitelor analizate în seria micelor tri-octaedrice, am folosit metoda propusă de F o s t e r (1960). În seria ai căror termeni extremi sănt flogopitol de o parte  $\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2\text{KMg}_3$ , lepidomelanul și siderofilitul de celalaltă  $\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2\text{KFe}_3$ , se intercalează biotitele magneziene și cele ferifere. Probele analizate de noi ocupă o poziție intermediară, la limita între grupa biotitelor ferifere și siderofilite. În diagrama ternară a autorului citat (fig. 50), se remarcă un domeniu restrins de variație, apropiat de cimpul siderofilitelor și lepidomelanelor.

Pentru toate biotitele s-a calculat formula cristalochimică (tab. 35) după metoda folosită de B o r n e m a n și S t a r i n k e v i c i (1964). În acest scop s-a pornit de la presupunerea că restul nedozat în analiza chimică este fluor, pe care l-am introdus în formula structurală.

Formulele cristalochimice scot în evidență comportarea dublă a aluminiului, care ocupă în același timp atât pozițiile octaedrice cât și cele tetraedrice. De asemenea se constată că scăderea numărului de ioni de siliciu este compensată de un număr echivalent de ioni de aluminiu care completează pozițiile tetraedrice din structură. În ceea ce privește rolul titanului în structura biotitului, literatura prezintă încă discuții contradictorii. În general, titanul ocupă pozițiile octaedrice, dar după D e e r et al. (1962) este posibil ca el să completeze pozițiile tetraedrice vacante. Se mai remarcă faptul că suma alcaliilor nu atinge în nici un caz valoarea normală ( $X=1$ ); acest lucru ar putea da unele indicații cu privire la temperatura de formare a biotitului, știind că biotitele de temperatură ridicată se caracterizează printr-un conținut ridicat în  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  care completează poziția X din formula structurală.

Fig. 49. — Proiecția biotitului din pegmatitele seriei de Rebra în diagrama :  $(\text{FeO} + \text{MnO}) : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2) : \text{MgO}$  (după Heinrich, 1946). 1, pegmatite; 2, granite; 3, diorite; 4, gabrouri; 5, peridotite.

La projection de la biotite des pegmatites de la série de Rebra dans le diagramme :  $(\text{FeO} + \text{MnO}) : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2) : \text{MgO}$  (d'après Heinrich, 1946). 1, pegmatites; 2, granites; 3, diorites; 4, gabbros; 5, péridotites.

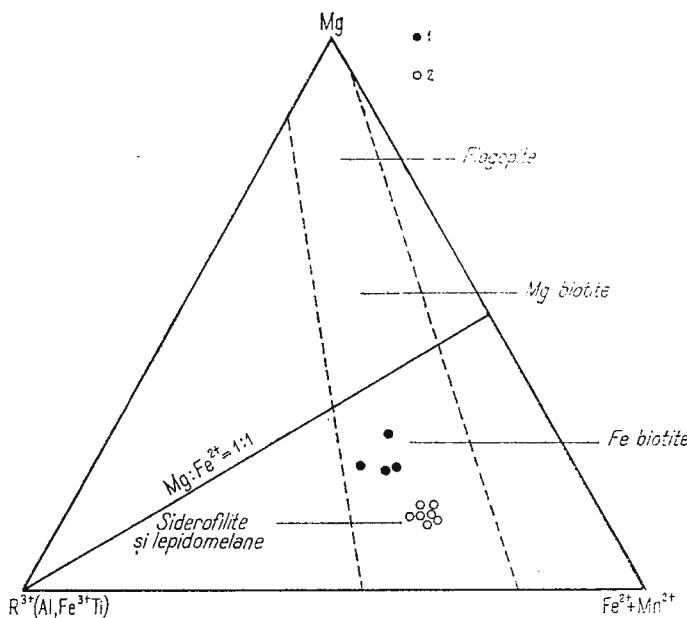
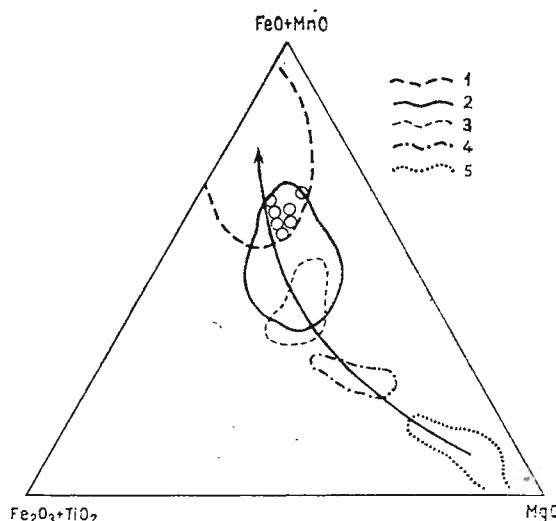


Fig. 50. — Compoziția chimică a micelor trioctaedrice (Foster, 1960). (1) biotite din micașisturi; (2) biotite din pegmatite.

La composition chimique des micas trioctaédriques (Foster, 1960). (1) biotites des micaschistes; (2) biotites des pegmatites.

TABELUL 35

*Formulele cristalochimice ale biotitului din pegmatitele masivului Rodna*

Proba	Formula cristalochimică
<i>Corpul pegmatitic Între Rebre</i>	
B-351a	(K <sub>0,83</sub> Na <sub>0,03</sub> Ca <sub>0,18</sub> ) <sub>1,04</sub> (Fe <sub>1,30</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>0,68</sub> )(Fe <sub>0,20</sub> <sup>3+</sup> Mn <sub>0,01</sub> Ti <sub>0,05</sub> Al <sub>0,58</sub> ) <sub>2,82</sub> (Si <sub>2,92</sub> Al <sub>1,08</sub> ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH <sub>0,96</sub> F <sub>0,02</sub> O <sub>1,02</sub> ) <sub>2</sub>
B-351b	(K <sub>0,80</sub> Na <sub>0,03</sub> Ca <sub>0,14</sub> ) <sub>0,97</sub> (Fe <sub>1,21</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>0,70</sub> )(Fe <sub>0,20</sub> <sup>3+</sup> Mn <sub>0,01</sub> Ti <sub>0,04</sub> Al <sub>0,59</sub> ) <sub>2,75</sub> (Si <sub>2,82</sub> Al <sub>1,18</sub> ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH <sub>1,27</sub> F <sub>0,19</sub> O <sub>0,54</sub> ) <sub>2</sub>
<i>Pegmatitele de pe valea Scărișoara</i>	
B-91	(K <sub>0,84</sub> Na <sub>0,04</sub> Ca <sub>0,12</sub> ) <sub>1,00</sub> (Fe <sub>1,44</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>0,77</sub> )(Fe <sub>0,24</sub> <sup>3+</sup> Mn <sub>0,03</sub> Ti <sub>0,08</sub> Al <sub>0,52</sub> ) <sub>2,78</sub> (Si <sub>2,81</sub> Al <sub>1,18</sub> ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH <sub>0,98</sub> F <sub>0,20</sub> O <sub>0,87</sub> ) <sub>2</sub>
B-141	(K <sub>0,88</sub> Na <sub>0,06</sub> Ca <sub>0,16</sub> ) <sub>1,09</sub> (Fe <sub>1,24</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>0,70</sub> )(Fe <sub>0,32</sub> <sup>3+</sup> Mn <sub>0,02</sub> Ti <sub>0,08</sub> Al <sub>0,54</sub> ) <sub>2,90</sub> (Si <sub>2,84</sub> Al <sub>1,16</sub> ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH <sub>0,93</sub> F <sub>0,06</sub> O <sub>1,01</sub> ) <sub>2</sub>
B-381	(K <sub>0,90</sub> Na <sub>0,03</sub> Ca <sub>0,14</sub> ) <sub>1,07</sub> (Fe <sub>1,42</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>0,74</sub> )(Fe <sub>0,35</sub> <sup>3+</sup> Mn <sub>0,01</sub> Ti <sub>0,07</sub> Al <sub>0,53</sub> ) <sub>3,12</sub> (Si <sub>2,91</sub> Al <sub>1,09</sub> ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH <sub>0,85</sub> F <sub>0,01</sub> O <sub>1,14</sub> ) <sub>2</sub>
<i>Pegmatitele de la Pascașu</i>	
B-85	(K <sub>0,83</sub> Na <sub>0,03</sub> Ca <sub>0,14</sub> ) <sub>1,00</sub> (Fe <sub>1,23</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>0,77</sub> )(Fe <sub>0,21</sub> <sup>3+</sup> Mn <sub>0,02</sub> Ti <sub>0,08</sub> Al <sub>0,61</sub> ) <sub>2,92</sub> (Si <sub>2,86</sub> Al <sub>1,14</sub> ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH <sub>0,73</sub> F <sub>0,22</sub> O <sub>1,05</sub> ) <sub>2</sub>
B-336	(K <sub>0,86</sub> Na <sub>0,03</sub> Ca <sub>0,09</sub> ) <sub>0,98</sub> (Fe <sub>1,23</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>0,77</sub> )(Fe <sub>0,16</sub> <sup>3+</sup> Mn <sub>0,01</sub> Ti <sub>0,05</sub> Al <sub>0,57</sub> ) <sub>2,79</sub> (Si <sub>2,84</sub> Al <sub>1,16</sub> ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH <sub>0,98</sub> F <sub>0,34</sub> O <sub>0,68</sub> ) <sub>2</sub>

Pentru caracterizarea chimismului biotitului din rocile metamorfice asociate pegmatitelor, am analizat un număr de patru probe. Rezultatele obținute (tab. 36) arată că biotitele separate din micașisturile seriei de Rebra prezintă un mic exces de silice, cu excepția probei bM-1199 în care s-a determinat cel mai ridicat conținut în SiO<sub>2</sub>: 41,21 %. Această valoare ridicată a silicei este însotită de un conținut mai scăzut de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, comparativ cu celelalte probe în care se remarcă o variație slabă a oxidului de aluminiu. Ca și în cazul biotitului din pegmatite și biotitul din micașisturile înconjurătoare se caracterizează prin conținuturi mai mari de FeO decât Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Rezultatele obținute confirmă compoziția chimică a mineralului luat în considerare, conținutul în oxizi elementelor majore încadrindu-se în limitele specifice în literatura de specialitate. În acest sens, pentru comparație ne servim de unele analize chimice ale biotitelor din zonele metamorfice ale munților Semenic (Savu et al., 1967) precum și din sisturile cristaline ale munților Preluca. Ne-am oprit la aceste date prin faptul că în ambele regiuni apar o serie de ocurențe pegmatitice, situația fiind similară.



TABELUL 36

Analizele chimice ale unor biotite din micașisturile seriei de Rebra

Oxizi %	Probele analizate			
	bM-313	bM-378	bM-384	bM-1199*
SiO <sub>2</sub>	36,11	38,36	38,84	41,21
TiO <sub>2</sub>	2,20	2,20	2,05	1,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,96	19,42	19,65	18,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,86	2,72	3,70	2,82
FeO	16,37	14,78	12,90	13,93
MnO	0,14	0,08	0,06	0,09
MgO	9,64	8,33	8,65	11,70
CaO	1,46	2,90	2,25	0,98
Na <sub>2</sub> O	0,55	0,58	0,47	0,99
K <sub>2</sub> O	8,34	7,58	8,21	6,85
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,25	1,80	1,75	1,78
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,42	0,40	0,29	0,12
Rest	0,70	0,85	1,18	0,00
F	51	52	50	42
M	51	50	54	60
t	5,20	5,92	4,60	2,52
E	0,52	0,46	0,49	0,48
f <sub>o</sub>	17,5	14,2	20,5	15,4
a <sub>s</sub> t	30	28	28	21
a <sub>vI</sub>	16	22	22	25

\* După Pomărleanu și Murariu (1973).

bM-313, biotit din micașist (313) cu granați (gM-313), valea Rebrisoara; bM-378, biotit din micașist (378) cu granați (gM-378), galeria Gușet; bM-384, biotit din micașist, galeria Paltinul; bM-1199, biotit din micașist cu granați (gM-1199), valea Rebra.

lară din acest punct de vedere cu cea din masivul cristalin al Rodnei. Astfel, valorile medii pentru FeO, MgO, K<sub>2</sub>O sunt destul de apropiate, diferențe ceva mai mari remarcindu-se în ceea ce privește conținutul în CaO și Na<sub>2</sub>O care este mai ridicat în biotitul micașisturilor seriei de Rebra decât în biotitele din rocile metamorfice ale munților Semenic. În biotitul din rocile metamorfice ale munților Preluca, se remarcă valori puțin mai scăzute de fier, magneziu și mai ridicate de sodiu (tab. 37).

Valorile oxizilor în biotitul din micașisturile seriei de Rebra se încadrează, cu mici exceptii (SiO<sub>2</sub>), între limitele obținute de Lazebnik (1973) pentru conținutul oxizilor în biotitul din roci aparținând faciesului amfibolitic (32,2–37,4 % SiO<sub>2</sub>; 1,6–5,0 % TiO<sub>2</sub>; 2,3–7,9 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0,09–0,67 % MnO; 1,03–1,75 % H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>).

Pe baza datelor din analiza chimică, biotitele din micașisturile seriei de Rebra au fost proiectate pe diagrama lui Heinrich (1946). După cum se remarcă din figura 51, toate analizele se situează în cimpul de proiecție a biotitelor din rocile metamorfice.



TABELUL 37

*Conținutul mediu (%) de FeO, MgO, CaO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O în biotitul rocilor metamorfice din zona corporilor pegmatitice*

Localizare	FeO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
Seria de Rebra	14,50	9,58	1,90	7,75	0,64
Munții Preluca	12,28	6,40	1,00	7,45	0,82
Munții Semenic (Savu et al., 1967)	15,75	9,70	0,16	8,07	0,31
Munții Lotru-Sebes, zona cu disten, staurolit, almandin (Pomărleanu, Murariu, 1973)	19,00	9,46	0,89	6,90	0,13

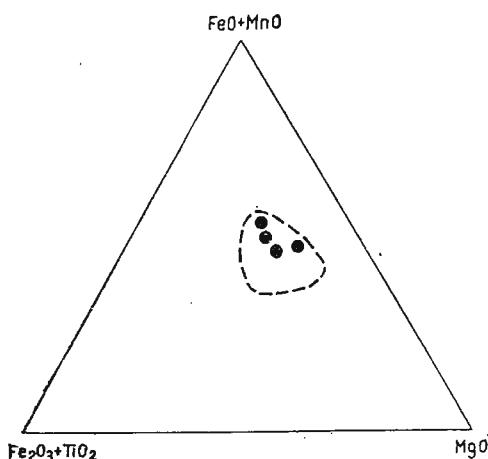


Fig. 51. — Diagrama de variație a compoziției chimice a biotitului din micașisturile seriei de Rebra (cimpul biotitelor din roci metamorfice, după Heinrich, 1946).

Le diagramme de variation de la composition chimique de la biotite des micaschistes de la série de Rebra (le champ des biotites des roches métamorphiques, d'après Heinrich, 1946).

Locul biotitelor din micașisturile în care sunt localizate pegmatitele, în seria micelor trioctaedrice s-a stabilit cu ajutorul diagramei ternare a lui Foster (1960). Punctele de proiecție a analizelor noastre situează probele în grupa biotitelor ferifere (fig. 50).

Formulele cristalochimice ale biotitului din micașisturile seriei de Rebra sunt prezentate în tabelul 38.

Compoziția chimică a biotitului din pegmatitele și micașisturile seriei de Rebra este reprezentată grafic în diagrama din figura 52. Examinarea comparativă a acestor reprezentări grafice scoate în evidență o variație între limite mai largi a SiO<sub>2</sub>, FeO, MgO, CaO și K<sub>2</sub>O în biotitul din micașisturi față de biotitul din pegmatite. De asemenea, se mai remarcă și un domeniu mai larg în oscilația Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> și Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> în biotitul din pegmatite.

Calculul formulelor cristalochimice ale biotitelor din pegmatite, comparativ cu acelea ale biotitelor din micașisturi, ne-au sugerat proiectarea unor valori în diferite diagrame, pentru individualizarea cimpurilor

TABELUL 38

*Formulele cristalochimice ale biotitului din micașisturile seriei de Rebra*

Proba	Formula cristalochimică
bM-313	(K <sub>0,83</sub> Na <sub>0,08</sub> Ca <sub>0,12</sub> ) <sub>1,03</sub> (Mg <sub>1,11</sub> Fe <sub>1,05</sub> <sup>2+</sup> )(Fe <sub>0,22</sub> <sup>3+</sup> Ti <sub>0,12</sub> <sup>4+</sup> Al <sub>0,50</sub> ) <sub>3,00</sub> (Si <sub>2,78</sub> Al <sub>1,22</sub> ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH <sub>0,65</sub> F <sub>0,13</sub> O <sub>1,24</sub> ) <sub>2</sub>
bM-378	(K <sub>0,73</sub> Na <sub>0,08</sub> Ca <sub>0,23</sub> ) <sub>1,04</sub> (Mg <sub>0,93</sub> Fe <sub>0,93</sub> <sup>2+</sup> )(Fe <sub>0,15</sub> <sup>3+</sup> Ti <sub>0,12</sub> <sup>4+</sup> Al <sub>0,61</sub> ) <sub>2,74</sub> (Si <sub>2,88</sub> Al <sub>1,11</sub> ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH <sub>0,90</sub> F <sub>0,20</sub> O <sub>0,90</sub> ) <sub>2</sub>
bM-384	(K <sub>0,78</sub> Na <sub>0,07</sub> Ca <sub>0,17</sub> ) <sub>1,02</sub> (Mg <sub>0,96</sub> Fe <sub>0,96</sub> <sup>2+</sup> )(Fe <sub>0,20</sub> <sup>3+</sup> Ti <sub>0,12</sub> <sup>4+</sup> Al <sub>0,62</sub> ) <sub>2,69</sub> (Si <sub>2,89</sub> Al <sub>1,11</sub> ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH <sub>0,87</sub> F <sub>0,27</sub> O <sub>0,86</sub> ) <sub>2</sub>
bM-1199	(K <sub>0,67</sub> Na <sub>0,15</sub> Ca <sub>0,08</sub> ) <sub>0,90</sub> (Mg <sub>1,35</sub> Fe <sub>0,88</sub> <sup>2+</sup> )(Fe <sub>0,16</sub> <sup>3+</sup> Ti <sub>0,06</sub> <sup>4+</sup> Al <sub>0,82</sub> ) <sub>3,25</sub> (Si <sub>3,14</sub> Al <sub>0,86</sub> ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH <sub>0,90</sub> O <sub>1,10</sub> ) <sub>2</sub>

de variație specifice probelor analizate. Valorile alese de noi sunt suficient de deosebite pentru ca ordinul lor de mărime să poată fi considerat caracteristic pentru cele două tipuri de roci din care au fost separate biotite.

Mărimile diferite ale Mg<sub>V1</sub> și Fe<sub>V1</sub><sup>2+</sup> din formulele cristalochimice permit separarea biotitelor din micașisturi de cele din pegmatite, aşa după cum se poate observa în figura 53.

Diagrama scoată în evidență faptul că biotitele din micașisturi se caracterizează prin conținuturi mai mari de magneziu cu o variație mai largă, comparativ cu biotitul din pegmatite.

În diagrama din figura 54, proiecția Al<sub>IV</sub> în funcție de Fe<sub>V1</sub><sup>2+</sup>, situează probele analizate în două cimpuri diferenți, specifice tipului de rocă din care au fost separate. Proiecția valorilor respective arată un domeniu mai restrins al variației fierului bivalent în biotitul din micașisturi (b) față de limitele mai largi între care oscilează aluminiul tetraedric.

În afară de cazurile discutate, în figurile 55 și 56 sunt prezentate alte diagrame care contribuie la o mai bună cunoaștere și individualizare a unor caracteristici specifice biotitelor din pegmatitele și micașisturile seriei de Rebra.

Pentru construcția acestor diagrame ne-am servit de mărimile valorilor Si, Ti, K, Al<sub>IV</sub> și Al<sub>V1</sub> rezultate în urma calculării formulelor cristalochimice ale biotitelor analizate.

Pentru o caracterizare mai completă a biotitelor din pegmatitele și micașisturile seriei de Rebra s-au calculat și unii coeficienți prezentați frecvent în literatură (Korikovski, 1965; Zatkurtkin, Grigorenko, 1968; Usenko et al., 1972; Lazebnik, 1973, etc.):

$$1. \text{ Fericitatea generală } (F) : F = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100 \text{ (mol. %)}$$

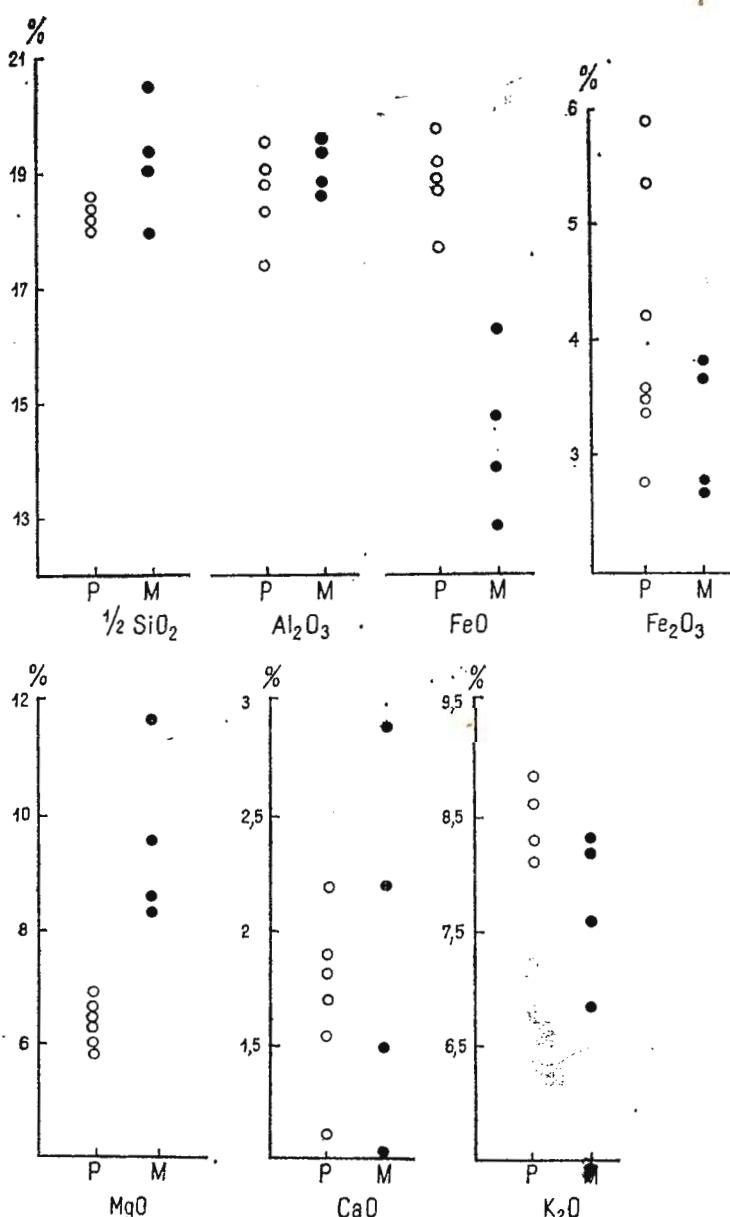


Fig. 52. — Variația oxizilor în biotitul din pegmatitele (P) și micașisturile (M) seriei de Rebra.

La variation des oxydes dans la biotite des pegmatites (P) et des micaschistes (M) de la série de Rebra.

Fig. 53. — Variația compoziției biotitului din pegmatitele (a) și micașisturile (b) seriei de Rebra în diagrama  $Mg_{VI} : Fe^{2+}_{VI}$ .

La variation de la composition de la biotite des pegmatites (a) et des micaschistes (b) de la série de Rebra dans le diagramme  $Mg_{VI} : Fe^{2+}_{VI}$ .

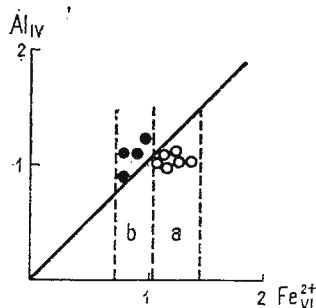
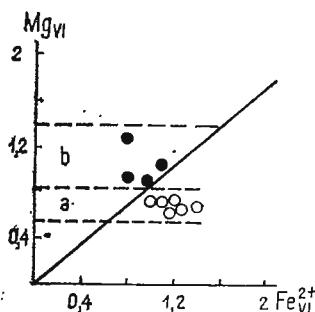


Fig. 54. — Variația compoziției biotitului din pegmatitele (a) și micașisturile (b) seriei de Rebra în diagrama  $Al_{VI} : Fe^{2+}_{VI}$ .

La variation de la composition de la biotite des pegmatites (a) et des micaschistes (b) de la série de Rebra dans le diagramme  $Al_{VI} : Fe^{2+}_{VI}$ .

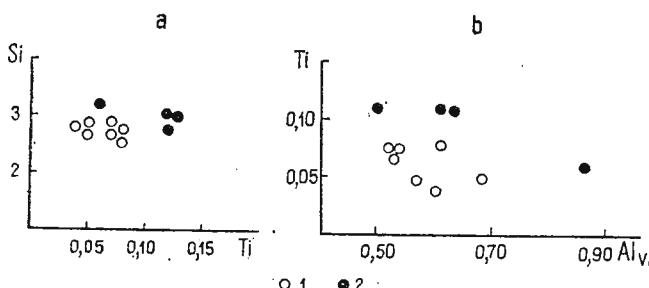


Fig. 55. — Relația  $Ti : Si$  (a) și  $Ti : Al_{VI}$  (b) în biotit din pegmatite (1) și micașisturile (2) seriei de Rebra.

La relation  $Ti : Si$  (a) et  $Ti : Al_{VI}$  (b) dans la biotite des pegmatites (1) et des micaschistes (2) de la série de Rebra.

Fericitatea generală a biotitului din pegmatitele seriei de Rebra prezintă o variație destul de restrinsă, cuprinsă între 62 și 67 mol. %. Dintre valorile obținute, o fericitate mai ridicată indică biotit din zonele marginale ale corpurilor pegmatitice. Demn de remarcat este și faptul că prin muscovitizare, fericitatea biotitului scade. Fericități apropiate s-au găsit și în biotitul din alte cîmpuri pegmatitice din țară (tab. 39).

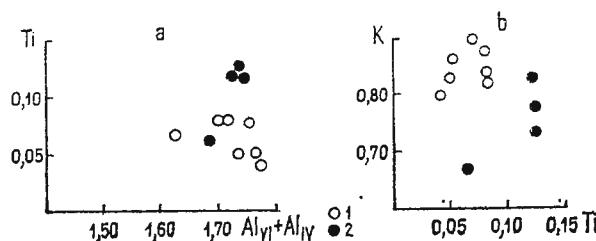


Fig. 56. — Relația  $Ti : Al_{VI} + Al_{IV}$  (a) și  $Ti : K$  (b) în biotitul din pegmatitele (1) și micașisturile (2) seriei de Rebra.

La relation  $Ti : Al_{VI} + Al_{IV}$ (a) et  $Ti : K$  (b) dans la biotite des pegmatites (1) et des micaschistes (2) de la série de Rebra.

TABELUL 39

Fericitatea ( $F$ ), magnezialitatea ( $M$ ), coeficientul de concentrație a titanului ( $t$ ) și alcalinitatea ( $E$ ) biotitului din unele pegmatite și sisturi cristaline din România

Localizare	$F$	$M$	$t$	$E$
A) Biotit din pegmatite				
Masivul Rodna	62—67	34—40	2,23—3,85	0,46—0,55
Munții Preluca				
Copalnic (B-434)	60	41	3,94	0,38
Munții Apuseni				
valea Iara (B-510)	61	41	3,23	0,38
Munții Lotru				
Voineasa*	57	45	3,72	0,51
B) Biotit din sisturi cristaline				
Seria de Rebra	42—52	50—60	2,52—5,92	0,46—0,52
Munții Semenic**	49—51	50—55	3,89—5,20	0,44—0,49
Munții Lotru***	54	47	3,73	0,38

\* I a n o v i c i (1939); \*\* S a v u et al. (1967); \*\*\* P o m â r l e a n u , M u r a r i u (1973) : cu datele analitice prezentate de acești autori s-au calculat coeficienții respectivi.

Comparativ cu aceste date, biotitul din micașisturile seriei de Rebra se caracterizează printr-o fericitate generală mai scăzută : 43—52 mol. %. Între aceste valori se situează și fericitatea calculată din analizele prezentate de S a v u et al. (1967) pentru biotitul din zonele metamorfice ale munților Semenic (tab. 39).

Fericitatea biotitului din pegmatitele și micașisturile seriei de Rebra prezintă valori ce caracterizează biotitul din roci aparținând faciesului amfibolitic (Z a k r u t k i n , G r i g o r e n k o , 1968 ; L a z e b n i k , 1973).

$$2. \text{ Magnezialitate } (M) : M = \frac{\text{MgO}}{\text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100 \text{ (mol. %)}$$

În biotitul din pegmatitele cercetate, magnezialitatea este mai scăzută decât fericitatea, prezintă un domeniu restrins de variație: 36–40 mol. % și o comportare inversă ca a fericității: biotitul cu cea mai scăzută fericitate arată cea mai ridicată magnezialitate. Valori apropriate ale acestui coeficient s-au determinat și în biotitul din pegmatitele de la Copalnic și de pe valea Iara ( $M = 41$  mol. %).

Biotitul din micașisturile în care sunt localizate pegmatitele se caracterizează prin valori apropriate ale magnezialității și fericității. Magnezialitatea biotitului din micașisturi este mai mare decât cea calculată în biotitul din pegmatite și este cuprinsă între 50 și 60 mol. %. Între aceste valori se încadrează și magnezialitatea biotitului din zonele metamorfice ale munților Semenic.

### 3. Coeficientul de concentrare a titanului ( $t$ ) :

$$t = \frac{\text{TiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2} \cdot 100 \text{ (mol. %)}$$

Datele prezentate în tabelul 39 arată că biotitul din unele pegmatite din România se caracterizează prin valori apropriate ale acestui coeficient: 2,23–3,94 mol. %.

În biotitul din micașisturile seriei de Rebra,  $t$  prezintă valori mult mai ridicate, la fel ca și biotitul din zonele metamorfice ale munților Semenic.

$$4. \text{ Alcalinitate } (E) : E = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3} \text{ (mol. %)}$$

După cum se observă din datele prezentate în tabelul 39, alcalinitatea biotitului din pegmatitele și micașisturile seriei de Rebra este destul de apropiată. Valori similare arată biotitul din pegmatitele de la Voineasa precum și biotitul din rocile metamorfice ale munților Semenic.

### 5. Coeficientul de oxidare a fierului în biotit ( $f_0$ ) :

$$f_0 = \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}} \cdot 100 \text{ %}$$

Datele privind valorile coeficientului  $f_0$  arată că acesta are un domeniu de variație mai larg în cazul biotitului din pegmatite (tab. 33) decât în biotitul din micașisturile înconjurătoare (tab. 36). După valoarea medie însă, biotitele analizate prezintă coeficienți de oxidare a fierului destul de apropiati: 16,88 în biotitul din micașisturi și 16,27 în cazul biotitului din pegmatite.



Demn de menționat este faptul că gradul de oxidare a fierului în biotit nu este legat de temperatură dar depinde de mărimea potențialului de oxidare (Korikovski, 1965).

6. Gradul de substituție a  $\text{Si}^{4+}$  cu  $\text{Al}^{3+}$  în pozițiile tetraedrice

$$(a_{si}) : a_{si} = \frac{\text{Al}_{\text{IV}}}{\text{Al}_{\text{IV}} + \text{Si}_{\text{IV}}} \cdot 100 \%$$

Stabilirea formulelor cristalochimice ale biotitelor ne-a permis calcularea acestui coeficient, prezentat în tabelele 33 și 36. Valorile obținute pentru biotitul din micașisturi sunt în general apropriate, cu excepția probei bM-1199 în care gradul redus al substituției este determinat de conținutul ridicat în silice al acestui biotit. În biotitul din pegmatite, gradul de substituție a  $\text{Si}^{4+}$  cu  $\text{Al}^{3+}$  oscilează între limite restrinse, de la 27 până la 29. O valoare apropiată s-a determinat și în biotitul din pegmatitele de la Copalnic ( $a_{si} = 29$ ).

Mărimele determinate de noi sunt în acord cu datele prezentate de Korikovski (1965) pentru biotitele rocilor faciesului amfibolitic în care gradul de substituție a  $\text{Si}^{4+}$  cu  $\text{Al}^{3+}$  în pozițiile tetraedrice variază între 26 și 37.

7. Procentul atomilor de aluminiu în coordonația VI ( $a_{VI}$ ) :

$$a_{VI} = \frac{\text{Al}_{\text{VI}}}{\text{Al}_{\text{VI}} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti} + \text{Mn}} \cdot 100 \%$$

În formula teoretică a flogopit-anitului  $a_{VI}$  este egal cu zero iar în istonit-siderofilit ajunge la 17 % (Korikovski, 1965). Valorile obținute de noi sunt mai mari în biotitul din micașisturi ( $a_{VI} = 16-25\%$ ) și mult mai apropriate de istonit-siderofilit în cazul biotitului din pegmatite ( $a_{VI} = 17-21\%$ ). În biotitul din pegmatitele de pe valea Iara (B-510),  $a_{VI}$  este egal cu 22 iar în biotitul din rocile metamorfice ale munților Semenic, procentul atomilor de aluminiu în coordonația VI variază între 15 și 17.

În biotitul din pegmatitele seriei de Rebra, între coeficientul de concentrare a titanului ( $t$ ) și alcalinitate ( $E$ ) există o corelație pozitivă iar între fericitate ( $F$ ) și magnezialitate ( $M$ ) apare o relație inversă (fig. 57).

În biotitul din micașisturile în care sunt localizate pegmatitele, caracterul relațiilor  $t : M$  și  $a_{si} : a_{VI}$  se poate urmări în figura 58.

Biotitul din pegmatitele seriei de Rebra a mai fost studiat termic și prin absorbție în radiații infraroșii.

Efectul endotermic de la 220°C obținut în biotitul din corpul pegmatitic între Rebre se datorează eliminării apei hidroscopice iar de la 600°C în sus, curba prezintă aspecte diferite față de cea pusă în evidență la muscovit. Acest lucru rezultă din chimismul și structura biotitului în care pozițiile octaedrice sunt populate în mare parte de Mg și Fe.



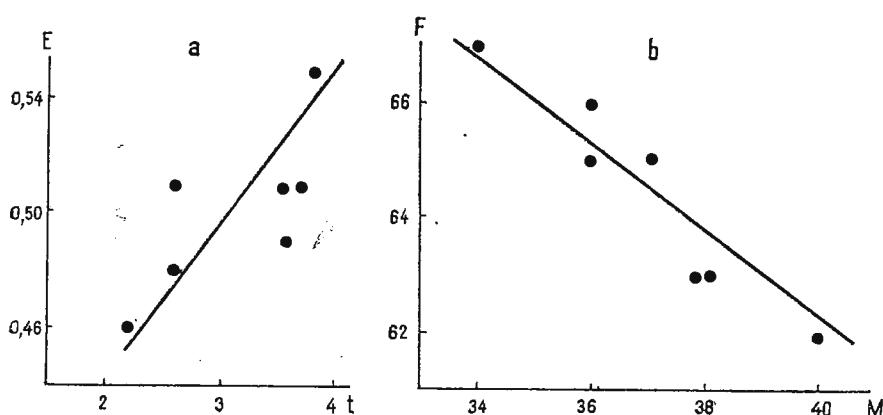


Fig. 57. —  $E : t$  (a) și  $F : M$  (b) în biotitul din pegmatitele masivului Rodna.

La relation  $E : t$  (a) et  $F : M$  (b) dans la biotite des pegmatites du Massif de Rodna.

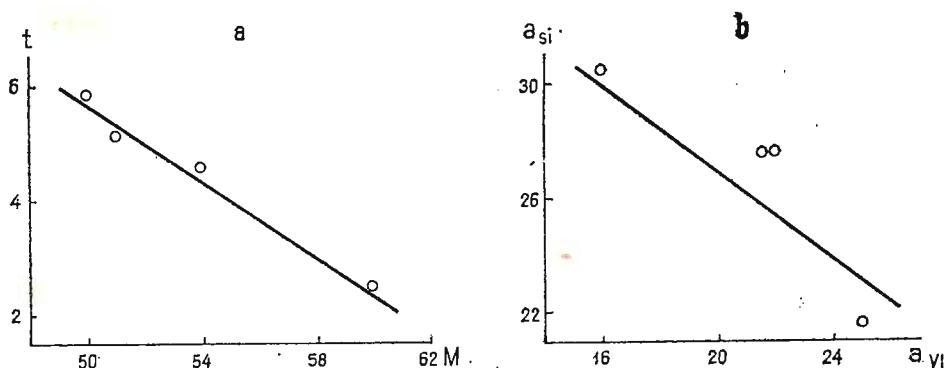


Fig. 58. — Relația  $t : M$  (a) și  $a_{si} : a_{VI}$  în biotitul din micașisturile seriei de Rebra.

La relation  $t : M$  (a) et  $a_{si} : a_{VI}$  dans la biotite des micaschistes de la série de Rebra.

În spectrul de absorbtie a biotitului din pegmatitele masivului Rodna (B-85) benzile de absorbtie cele mai caracteristice apar la  $405 \text{ cm}^{-1}$ ,  $690 \text{ cm}^{-1}$ ,  $1000 \text{ cm}^{-1}$ ,  $3420 \text{ cm}^{-1}$ .

#### *Considerații privind titanul în biotit*

Plecînd de la unele date din literatură (Miyashiro, 1953; Savu et al., 1967; Zatkurtkin, Grigorenko, 1968; Buzilakov, 1969) după care conținutul de titan în biotit se mărește odată cu creșterea

gradului metamorfismului, este interesant de a se urmări acest aspect în cazul biotitului din rocile metamorfice în care sunt localizate pegmatitele, comparativ cu datele prezentate de unii din autorii amintiți.

Analizele chimice ale biotitului din micașisturile seriei de Rebra arată un conținut de titan ce variază între 1,06 și 2,20 %  $TiO_2$ , cu media de 1,87 %  $TiO_2$ . Această valoare concordă cu datele obținute de Znamski et al. (1971) pentru conținutul de titan din biotitele rocilor metamorfice din vecinătatea pegmatitelor micaferă. Valori similare au fost determinate și pentru biotitul zonelor metamorfice din cristalinul munților Semenic (Savu et al., 1967) (tab. 40).

TABELUL 40

*Conținutul mediu de  $TiO_2$  (%) în biotitul rocilor metamorfice din zona unor corpuri pegmatitice*

Roca, localizare	Nr. determinărilor	$TiO_2$	Autorul
Micașisturi, seria de Rebra	5	1,87	
Paragnaise, munții Preluca	1	1,90	
Roci metamorfice, Semenic	3	1,77	Savu et al., 1967
Roci metamorfice din vecinătatea pegmatitelor cu mica	6	1,80	Znamski et al., 1971

Datele prezentate de Zakrutkin și Grigorenko (1968) arată că în biotitele separate din roci aparținând faciesului amfibolitic, domeniul de variație a mărimii Ti (din formula cristalochimică) este cuprins între 0,015 și 0,19. Între aceste limite se situează și biotitele din micașisturile seriei de Rebra, în care Ti variază între 0,06 și 0,12. Deoarece și valoarea medie a Ti pare semnificativă pentru caracterizarea biotitului din rocile metamorfice ale faciesului amfibolitic, în tabelul 41 se prezintă cîteva date comparative.

TABELUL 41

*Valoarea medie a Ti (din formula cristalochimică) în biotite*

Roca, localizare	Nr. determinărilor	Ti	Autorul
Micașisturi, faciesul amfibolitic, seria de Rebra	4	0,12	
Paragnais, munții Preluca	1	0,10	
Roci metamorfice, faciesul amfibolitic, munții Semenic	3	0,10	Savu et al., 1967
Roci metamorfice, faciesul amfibolitic	223	0,11	Zakrutkin, Grigorenko, 1968
Roci metamorfice, faciesul granulitic	189	0,24	Zakrutkin, Grigorenko, 1968

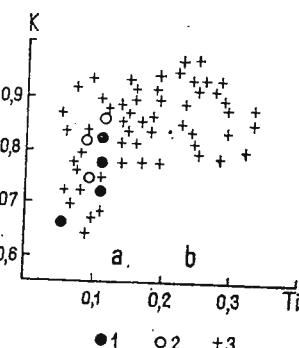


Din acest tabel se remarcă valoarea ridicată a mărimei Ti în biotitele separate din rocile metamorfice ale faciesului granulitic ( $Ti=0,24$ ).

Graficul dependenței Ti de K (Z a k r u t k i n , G r i g o r e n k o , 1968) arată că analizele noastre situează probele în domeniul biotitelor din rocile metamorfice ale faciesului amfibolitic (fig. 59).

Fig. 59. — Diagrama K : Ti pentru biotitul (3) din rocile faciesului amfibolitic (a) și granulitic (b) (după Z a k r u t k i n și G r i g o r e n k o , 1968). (1) biotite din rocile metamorfice ale seriei de Rebra ; (2) biotite din rocile metamorfice ale munților Semenic (S a v u et al., 1967).

Le diagramme K : Ti pour la biotite (3) des roches du faciès amphibolitique (a) et granulitique (b) (d'après Z a k r u t k i n et G r i g o r e n k o , 1968). (1) biotites des roches métamorphiques de la série de Rebra ; (2) biotites des roches métamorphiques des Monts Semenic (S a v u et al., 1967).



Comparativ cu valorile prezentate de autorii citați pentru biotitele din roci aparținând faciesului amfibolitic și granulitic se remarcă o creștere a conținutului de titan în biotit, odată cu mărirea gradului metamorfismului.

Trebuie arătat că conținutul în titan al biotitelor nu progresează odată cu mărirea valorii acestui element în rocile metamorfice din care au fost separate, după cum arată cercetările lui Z a k r u t k i n și G r i g o r e n k o (1968), B u s l i a k o v (1969). Această observație este valabilă și pentru cazurile analizate de noi, în care, lipsește corelația directă, de legătură, între conținutul titanului în biotite și în micașisturile seriei de Rebra. În acest fel se poate spune că gradul de saturatie a biotitelor în titan este determinat, în principal, de temperatura lor de formare. Despre saturarea cu titan a biotitului în timpul cristalizării atestă prezența în rocile metamorfice a unora dintre mineralele de titan (ilmenit, sfen, rutil).

După cum se constată, conținutul ridicat în titan al biotitului este condiționat de temperatura înaltă de cristalizare. Acest lucru este explicat de S e r d i u c e n k o (D e e r et al., 1962; B u s l i a k o v , 1969) prin creșterea posibilității de substituție izomorfă a siliciului cu titanul odată cu ridicarea temperaturii (în acest caz titanul trece în coordonată tetraedrică).

Un alt aspect demn de remarcat este cel prezentat de M a r a k u s e v (Z a k r u t k i n , G r i g o r e n k o , 1968) după care, concentrarea titanului se realizează în mineralele cu raportul Fe : Mg mic. Această observație am urmărit-o în cazul perechii biotit-granat din micașisturile seriei de Rebra. Din datele obținute se remarcă o concentrare mai mare a titanului în biotite unde raportul Fe : Mg este mult mai mic decât în cazul granatilor (tab. 42).

TABELUL 42

*Variatia conținutului de  $TiO_2$  (%) în perechea biotit-granat în funcție de mărimea valorii raportului  $Fe : Mg$*

Biotit			Granați		
Proba	Fe : Mg	$TiO_2$	Proba	Fe : Mg	$TiO_2$
bM-313	2,6	2,20	gM-313	13,8	1,54
bM-378	2,6	2,20	gM-378	13,2	0,53
bM-1199	1,8	1,06	gM-1199	10,0	0,58

### *Rolul alcaliilor în procesul stabilității biotitului*

Deoarece biotitul apare ca un mineral de potasiu este important de a stabili rolul alcaliilor în general și al potasiului în particular în procesul stabilității biotitului în cadrul condițiilor termodinamice variabile.

Variatia sodiului din biotit în timpul metamorfismului este slabă dar poate da indicații după conținutul mediu. În acest sens, valoarea Na din formula cristalochimică scade cu creșterea metamorfismului: 0,11 (223) în faciesul amfibolitic, 0,08 (189) în faciesul granulitic (Zakруткин, Григоренко, 1968) (cifrele din paranteze indică numărul determinărilor).

În comparație cu rolul sodiului, potasiul prezintă o creștere vizibilă odată cu mărirea gradului de metamorfism, atingind valoarea maximă în biotitul faciesului granulitic. Dacă în faciesul amfibolitic limitele de variație a K din formula cristalochimică a biotitului sunt cuprinse între 0,625 și 0,925, în biotitul faciesului granulitic, aceste cifre se măresc esențial: 0,80—1,05. Din formulele cristalochimice ale biotitului din micașisturile înconjurătoare pegmatitelor masivului Rodna se remarcă faptul că limitele de oscilație a K sunt: 0,67—0,83 și se încadrează între valorile ce caracterizează biotitul rocilor faciesului amfibolitic.

În legătură cu comportarea sodiului și a potasiului din biotit în timpul metamorfismului s-a mai constatat că în biotitul faciesului amfibolitic poziția X din formula cristalochimică nu este complet ocupată în timp ce în condițiile faciesului granulitic, majoritatea biotitelor au K în cantități apropiate de cele teoretice ( $K = 1$ ).

Interesant este faptul că nu a fost pusă în evidență creșterea mărimii valorii K odată cu intensificarea gradului metamorfismului de la faciesul sisturilor verzi la faciesul amfibolitic. După cum arată Zakруткин și Григоренко (1968), K din biotit crește vizibil numai la tranziția spre faciesul granulitic.

### E) Turmalina

Studiul turmalinei prezintă interes atât pentru elucidarea genezei sale cât și pentru cunoașterea condițiilor de formare, în vederea sintezei acestui

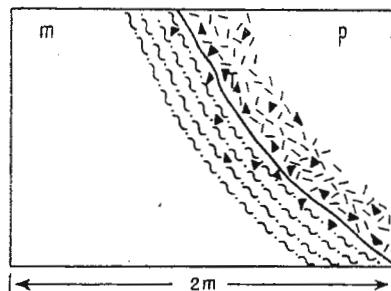


mineral care prin proprietățile sale piro- și piezoelectrice are multiple utilizări în radiotehnică.

În cimpul pegmatitic al masivului Rodna, turmalina apare frecvent în zona de contact a pegmatitelor cu micașisturile (pl. V, fig. 1 ; pl. VII, fig. 1) și subordonat în interiorul corpurilor pegmatitice unde atinge însă lungimi de cca 25 cm și grosimi de 6—8 cm (pl. VI, fig. 1 ; pl. VIII, fig. 1). Cu dimensiuni de ordinul milimetrelor pînă la 2—3 em în lungime, turmalina se întâlnește și în micașisturile înconjurătoare unde formează o „aureolă” turmalinizată (fig. 60).

Fig. 60. — Contact între pegmatit (p) și micașisturi (m) pe valea Scărișoara. (T) zonă turmalinizată.

Contact entre pegmatite (p) et micaschistes (m) sur la vallée Scărișoara. (T) zone tourmalinisées.



Față de planul de contact al pegmatitelor cu rocile înconjurătoare, cristalele de turmalină sunt orientate paralel sau cu axa c sub un unghi ce variază între 30° și 90°. În alte cimpuri pegmatitice (Teregova, Voislova) cristalele de turmalină se dispun cu axa c perpendicular pe planul de contact (Supercera, 1957).

Mineralele asociate cu turmalina sunt : cuarțul, feldspații și micaele. În unele cazuri intră în parageneză și granații ca în corpul pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra.

Studiul asociației turmalinei cu mineralele amintite confirmă observațiile lui Stoicovici et al. (1957), Brötzen (Döder et al., 1962) conform cărora una din cele mai caracteristice parageneze ale turmalinei este cu cuarțul. În unele ocurențe pegmatitice turmalina este asociată mai mult cu biotitul decit cu muscovitul. Acest aspect se întâlnește în zona marginală a corpurilor pegmatitice. Cristalele de turmalină în asociație cu biotitul și muscovitul se află distribuite frecvent cu axa c în lungul planelor de clivaj ale biotitului și muscovitului.

La unele pegmatite, conținutul în turmalină, în procente, raportat la totalitatea mineralelor componente poate ajunge pînă la cca 9 %, ca în corpul pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra.

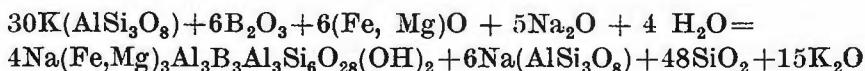
În secțiuni subțiri, turmalina prezintă pleochroism pronunțat de la galben-brun la verde-inchis, birefrigență ridicată și culori de interferență vii. În secțiuni transversale, la unele cristale de turmalină s-a constatat o distribuție zonară a intensității de culoare, de la verde-intens în părțile marginale la albastru spre partea centrală (pl. VII, fig. 3). Variația intensității de culoare de la o zonă la alta într-un cristal de turmalină arată că în

procesul de cristalizare a turmalinei, odată cu această variație s-a putut modifica atât compoziția mediului de formare cât și condițiile de temperatură și presiune de cristalizare a turmalinei (Popovărleneanu, Murariu, 1970). Probabil că în acest caz să fi avut loc două cicluri de depunere a turmalinei. Acest aspect a fost pus în evidență și de unele deosebiri incipiente între temperaturile de omogenizare a incluziunilor de la o zonă la alta.

Observațiile microscopice mai scot în evidență faptul că în unele cazuri, cuartul, singur sau asociat cu feldspații potasici și plagioclazi inconjoară cristalele de turmalină sau se depun pe crăpături transversale în acestea. Uneori, în diaclazele ce traversează turmalina apar și paieți fine de muscovit.

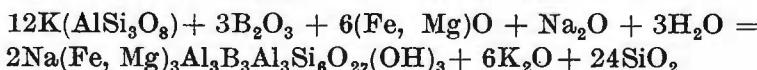
Deși turmalina este un mineral destul de stabil, ce nu se alterează ușor, se observă uneori corodări puternice, din cristalul inițial răminind în unele cazuri doar mici insule.

Examinarea atentă a porțiunilor descoperite ale corpurilor pegmatitice din masivul Rodna arată că uneori cristalele de turmalină se întâlnesc nu numai izolate ci și sub formă de șiruri de cristale (pl. VII, fig. 1). Cristalele de turmalină dispuse în sir unul după altul, în zona de contact, prezintă deformații de la cele lamelare la rupturale (pl. VII, fig. 2). Acest lucru scoate în evidență faptul că procesul de creștere a cristalelor de turmalină s-a produs de-a lungul crăpăturilor și mai slab în adîncimea rocii compacte. Aceste denaturări ale formei cristalelor denumite de Nikitin (1957) „forme de creștere forțată” pledează pentru calea metasomatică de formare a turmalinei în rocile complet solidificate, sub influența emanațiilor magmatische borifere. În acest sens se menționează (Lazarenko et al., 1960) posibilitatea de formare a schörlitului prin substituția metasomatică a feldspațiilor, procesul respectiv fiind însoțit de albitizare precum și de cantități mari de silice ce ar putea constitui cauza asociației frecvente a turmalinei cu cuartul :



Formarea turmalinei prin această reacție a putut avea loc în corpul pegmatitic. Între Rebre unde, după cum s-a arătat, apare frecvent și procesul de albitizare.

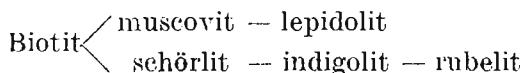
În cazul corpului pegmatitic de la confluența pârâului Scărișoara cu valea Rebra, formarea turmalinei nu a fost însoțită de o albitizare intensă a pegmatitului și a decurs conform reacției prezentată de Lazarenko et al. (1960) pentru turmalina din pegmatitele de la Volinia :



Cristalele de turmalină din zona marginală a corpurilor pegmatitice sunt asociate frecvent cu biotitul. Acestea se presupune că s-au format prin transformarea biotitului, procesul respectiv având loc sub influența soluțiilor reziduale bogate în bor asupra biotitului. Relațiile genetice dintre



turmalină și mica în zona de contact a pegmatitelor cu roca gazdă au fost menționate de K u n i t z (1929). Între altele, autorul a arătat că turmalina se poate forma și pe seama biotitului conform schemei :

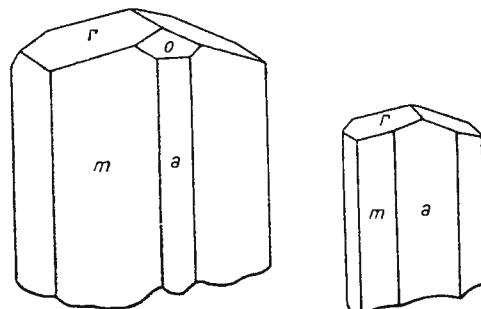


Cercetările de teren au arătat că turmalina poate să apară la distanțe mai mici sau mai mari de corpurile pegmatitice, în micașisturi. Acest lucru ne-a sugerat ideea că dispersia regională a turmalinei în sisturile cristaline din vecinătatea pegmatitelor, atribuită acțiunii emanățiilor magmaticice borifere asupra biotitului, ar putea prezenta un interes practic, alături de alte metode, în prospectarea pegmatitelor cu turmalină neagră.

*Observații cristalografice.* Formele de cristale cele mai comune, întâlnite frecvent în zona de contact a pegmatitelor cu micașisturile, în asociație cu biotit, prezintă un habitus lung prismatic, fie cu dezvoltarea fețelor de prismă hexagonală  $a$  (1120) și subordonat a celor de prismă trigonală  $a$  (0110) și viceversa. În primul caz secțiunea transversală este hexagonală iar în al doilea caz are forma unui triunghi. Cristalele lung prismaticice mai posedă fețele  $r$  (1011) și  $o$  (0221) (fig. 61). Pe lîngă cristalele lung prismaticice, subordonat apar și cristale de turmalină cu habitus scurt prismatic cu fețe bitermale.

Fig. 61. — Cristale de turmalină din zona de contact a pegmatitelor cu micașisturile (seria de Rebra). (Confluența pîrfului Scărișoara cu valea Rebra).

Cristaux de tourmaline de la zone de contact des pegmatites avec les micaschistes (série de Rebra). Confluent du ruisseau Scărișoara avec la vallée Rebra.



Fețele cristalelor de turmalină din zona paralelă cu axa  $c$  prezintă striuri verticale mai mult sau mai puțin vizibil macroscopic.

Cristalele de dimensiuni mari (cea 25 cm în lungime și 6–8 cm grosime) au fost întâlnite în zona intermediară cu structură pegmatoidă și în blocuri a corpului pegmatitic de la confluența pîrului Scărișoara cu valea Rebra.

În vederea caracterizării chimice a turmalinei din pegmatitele masivului Rodna, am întrebuințat materiale separate din cristale bine dezvoltate și nealterate.

TABELUL 43

*Analiza chimică a unor probe de turmalină din pegmatitele masivului Rodna*

Oxizi %	Probele analizate						
	T-15	T-82	T-24	T-36	T-50	T-141	T-336
SiO <sub>2</sub>	36,50	36,01	36,14	35,75	36,57	37,21	36,74
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,37	0,52	0,50	0,57	0,75	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,95	34,88	35,48	37,05	35,12	33,51	34,62
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,63	9,05	8,42	6,25	9,20	5,88	5,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,91	2,90	3,27	2,38	2,85	1,64	1,88
FeO	9,09	9,35	8,73	8,37	7,65	12,37	11,21
MnO	0,16	0,16	0,13	0,14	0,14	0,16	0,09
MgO	4,27	3,16	3,94	3,71	3,46	5,69	4,74
CaO	0,85	0,85	0,71	0,70	1,52	1,12	1,38
Na <sub>2</sub> O	0,42	0,50	0,24	0,62	0,50	0,26	0,16
K <sub>2</sub> O	0,47	0,19	0,19	0,20	0,19	0,45	0,25
H <sub>2</sub> O	2,42	2,44	2,20	2,48	2,58	1,42	2,31
Total	100,22	99,86	99,97	98,15	100,35	99,49	99,69
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :MgO	1,5	2,8	2,1	1,7	2,6	1,0	1,0
F	58	65	60	60	60	56	58
M	46	40	45	43	45	45	43

T-15, cristale de turmalină asociate cu biotit și cuarț din zona marginală a corpului pegmatitic între Rebre (2); T-82, turmalină larg cristalină asociată cu feldspați și cuarț din zona intermediară cu structuri în blocuri a corpului pegmatitic între Rebre (2); T-24, cristale de turmalină de la contactul corpului pegmatitic între Rebre (2) cu micașisturile; T-36, cristale de turmalină asociate cu cuarț, feldspat, granați și biotit din zona de contact a corpului pegmatitic de la confluența pârâului Scărișoara cu valea Rebra (5); T-50, turmalină larg cristalină asociată cu cuarț și feldspați din zona intermediară cu structuri pegmatoide a corpului pegmatitic Scărișoara (5); T-141, cristale de turmalină asociate cu biotit (B-141) din zona marginală a corpului pegmatitic Scărișoara (5); T-336, cristale de turmalină asociate cu biotit (B-336) și muscovit (M-336) din pegmatitele de la Pascaru (7).



Compoziția chimică a turmalinei arată o variație restrinsă a silicei (fig. 63) cuprinsă între 35,75 și 37,24%  $\text{SiO}_2$ . Conținuturile mai ridicate determinate în unele probe, comparativ cu datele din literatură (S l i v - k o , 1955; L e b e d e v , 1959), se pot explica prin prezența frecventă în asociere a cuartului. Un component care se evidențiază în analizele prezentate în tabelul 43 printr-un conținut ridicat este oxidul de aluminiu, cu valoarea cea mai mare în turmalina din corpul pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra. Delemn de remarcat este că și în turmalina din alte cîmpuri pegmatitice din țară se evidențiază valori ridicate în  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (tab. 44).

Din punct de vedere chimic însă, compoziții care caracterizează turmalina din pegmatitele cercetate sunt: borul, fierul și magneziul.

Variatația conținutului de  $\text{B}_2\text{O}_3$  în turmalinele analizate, după cum se vede și în figura 63, prezintă un domeniu larg de la 5,41 pînă la 9,20%  $\text{B}_2\text{O}_3$ . Dintre ocurențele din care s-au separat probele, în turmalina din pegmatitele de la Pascaru s-a determinat cel mai mic conținut de  $\text{B}_2\text{O}_3$  și anume 5,41%. În cazul turmalinelor din corporile pegmatitice cu structură internă, se remarcă o creștere a conținutului de bor de la turmalina din zona marginală la cea din zona intermediară (fig. 62).

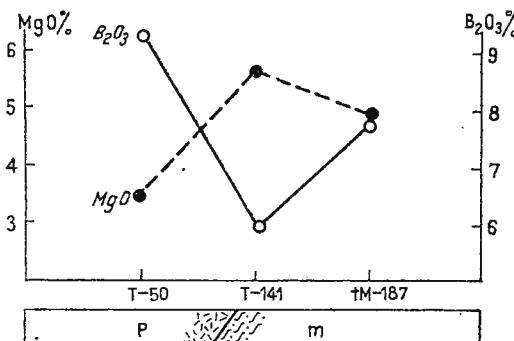


Fig. 62. — Profil geochemical cu variația conținutului de  $\text{B}_2\text{O}_3$  și  $\text{MgO}$  în turmalina din corpul pegmatitic (p) și micașisturile (m) de pe valea Scărișoara.

Coupe géochimique avec la variation de la teneur en  $\text{B}_2\text{O}_3$  et  $\text{MgO}$  dans la tourmaline du corps pegmatitique (p) et des micaschistes (m) de la vallée Scărișoara.

Comparativ cu datele prezentate de M e t t a (1930), S t o i c o v i c i et al. (1957), P o m â r l e a n u și M u r a r i u (1970), analizele efectuate de noi arată conținuturi de bor mai mari decît în turmalina din pegmatitele Munților Apuseni și din munții Lotrului, dar mai scăzute decît în turmalina din pegmatitele de la Copalnic, Răzoare și Teregova (tab. 44).

În general, conținutul de fier al turmalinei din pegmatitele seriei de Rebra este constant. Unele excepții sunt legate de apariția în asociere a biotitului în care caz suma oxizilor de fier crește și atinge valoarea 14,01% ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ), determinată în turmalina din zona de contact cu micașisturile, a corpului pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra. Această constatare se evidențiază în cazul variației oxidului feros, prezentată grafic în diagrama din figura 63, în care curba care indică conținutul în  $\text{FeO}$  arată un maxim evident pentru turmalinele asociate

TABELUL 44

*Conținutul compoziției majori (%) în turmalină*

Localizare	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO
Masivul Rodna (seria de Rebra)	36,70	35,09	7,26	9,54	2,69	4,13	1,01
Munții Preluca (Copalnic, proba T-420)	36,54	34,63	10,71	4,35	3,72	5,16	0,67
Munții Apuseni (Pîriul Ursului, proba T-535)	35,11	36,63	9,79	7,27	3,83	2,87	0,73
Date comparative din literatură:							
Munții Apuseni (Stoicovici et al., 1957)	42,39	37,65	4,28		2,57	2,81	0,94
Răzoare (Pomărleanu, Mărariu, 1970)	36,68	34,71	9,33	6,30	6,20	0,76	2,38
Voislova (Pomărleanu, Mărariu, 1970)	35,42	36,19	8,72	8,08	4,72	1,21	1,86
Teregova (Pomărleanu, Mărariu, 1970)	35,43	35,17	10,45	8,00	5,80	1,10	2,10
Munții Lotru (Metta, 1930)	39,00	28,79	3,98	4,97	8,16	7,12	0,38
Volinia (Slivko, 1955)	35,11	33,19	9,95	7,31	4,91	2,63	0,37
Karelia de Nord (Lebedev, 1959)	35,33	31,99	9,90	5,33	4,93	5,45	0,86

cu biotit. Valorile determinate pentru conținutul de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> în turmalina din pegmatitele seriei de Rebra sunt apropiate ca mărime și corespund datelor prezentate de Kunitz (Deer et al., 1962) și Stoicovici et al. (1957). Ele sunt însă mai mici decât cele obținute în turmalina de la Volinia (Slivko, 1955), Răzoare și Teregova (Pomărleanu, Mărariu, 1970) (tab. 44).

În ceea ce privește variația conținutului de magneziu trebuie să arătăm că datele analitice scot în evidență o creștere a valorii MgO în turmalină de la probele separate din zona intermediară la turmalinele din zona marginală a corpurilor pegmatitice. Acest aspect se poate urmări în cazul turmalinelor din corpul pegmatitic între Rebra și corpul pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra (fig. 62). Curba variației MgO prezentată în figura 63 arată concentrații mai ridicate în turmalina asociată cu biotit, în care s-a determinat 5,69% MgO. Comparativ cu alți compoziții, comportarea magneziului în turmalina din pegmatitele masivului Rodna este deosebită de a borului dar se coreleză cu distribuția fierului bivalent (fig. 64).

Valorile obținute de noi sunt mai mari decât cele prezentate de Stoicovici et al. (1957), Pomărleanu și Mărariu (1970) pentru conținutul de MgO din turmalina altor cimpuri pegmatitice din țară, dar se apropie de valorile determinate pentru turmalina din pegmatitele Kareliei de nord (Lebedev, 1959) (tab. 44).

Variații neînsemnante sunt caracteristice pentru elementele alcpine care pătrund în cantități mici în compoziția turmalinelor analizate.



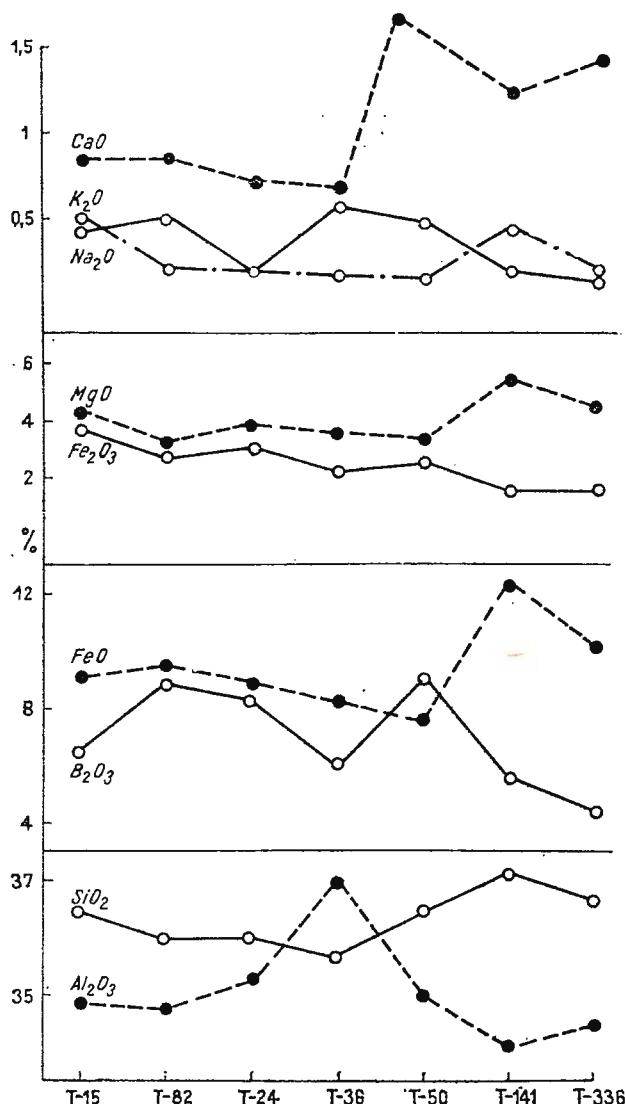


Fig. 63. — Variația oxizilor în turmalina din pegmatitele seriei de Rebra.

La variation des oxydes dans la tourmaline des pegmatites de la série de Rebra.

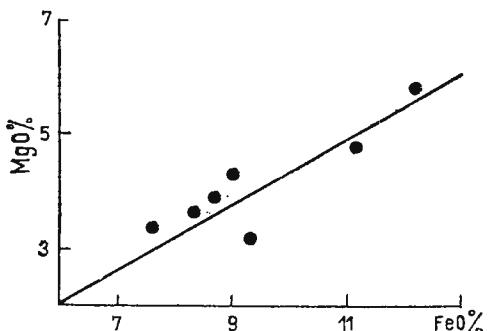


Fig. 64. — Relația  $\text{FeO} : \text{MgO}$  în turmalina din pegmatitele seriei de Rebra.

La relation  $\text{FeO} : \text{MgO}$  dans la tourmaline des pegmatites de la série de Rebra.

Valorile cele mai mari ale raportului  $\text{B}_2\text{O}_3 : \text{MgO}$  (tab. 43) sunt specifice turmalinei din zonele intermediare ale corpurilor pegmatitice.

Fericitatea turmalinei din pegmatitele seriei de Rebra variază între limite restrânse (tab. 43). O mărime apropiată a fericității s-a găsit și în turmalina din pegmatitele Munților Apuseni (T-535 cu  $F = 59$ ). Valorile magnezialității ( $M$ ) sunt mai scăzute decât fericitatea și destul de constante ( $M = 40-46$ ).

După cum s-a arătat, turmalina apare frecvent și în micașisturile din vecinătatea pegmatitelor, unde se asociază cu biotit, muscovit, granați și cuarț. Pentru a-i pune în evidență compoziția chimică am analizat o probă (T-187) separată din micașisturile din vecinătatea corpului pegmatitic de la confluența pârâului Scărișoara cu valea Rebra :

T-187 :  $\text{SiO}_2 = 36,62$ ;  $\text{TiO}_2 = 0,92$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 35,18$ ;  $\text{B}_2\text{O}_3 = 7,81$ ;  
 $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,38$ ;  $\text{FeO} = 9,12$ ;  $\text{MnO} = 0,11$ ;  $\text{MgO} = 4,37$ ;  
%  $\text{CaO} = 1,03$ ;  $\text{Na}_2\text{O} = 0,50$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 0,31$ ;  $\text{H}_2\text{O} = 1,94$ ;  
Total = 100,29

Datele analitice obținute, comparativ cu rezultatele privind compoziția chimică a turmalinei din pegmatite nu arată deosebiri importante în ceea ce privește distribuția componenților majori. Același lucru se constată și în cazul mărimii valorilor fericității și magnezialității ( $F = 56$  și  $M = 45$ ). În acest sens este evidentă apropierea în compozиție de turmalina asociată cu biotit din zona marginală a corpurilor pegmatitice. Aceste observații vin să completeze relațiile genetice dintre turmalină și biotit prezentate de Kunitz (1929) și să scoată în evidență că influența soluțiilor reziduale bogate în bor s-a resimțit atât în pegmatite cât și în micașisturile din vecinătate.

Analizele chimice ale turmalinei din pegmatitele și micașisturile seriei de Rebra arată că acestea corespund formulelor cristalochimice prezentate în tabelul 45.

În concluzie putem spune că, datele obținute de noi, referitoare la conținutul ridicat în fier și bor, precum și culoarea neagră a turmalinei indică prezența în pegmatitele masivului Rodna a varietății feruginoase,

## TABELUL 45

*Formulele cristalochimice ale turmalinei*

Proba	Formula cristalochimică
<b>A) Turmalină din pegmatite</b>	
T-15	(Na <sub>0,11</sub> K <sub>0,09</sub> Ca <sub>0,14</sub> ) <sub>0,34</sub> (Mg <sub>1,05</sub> Fe <sub>1,24</sub> <sup>2+</sup> Fe <sub>0,48</sub> <sup>3+</sup> Mn <sub>0,02</sub> Al <sub>2,55</sub> ) <sub>5,6</sub> Al <sub>3,98</sub> B <sub>1,90</sub> Ti <sub>0,06</sub> Si <sub>6,06</sub> (O <sub>27,35</sub> OH <sub>2,65</sub> ) <sub>30</sub>
T-82	(Na <sub>0,15</sub> K <sub>0,03</sub> Ca <sub>0,14</sub> ) <sub>0,32</sub> (Mg <sub>0,77</sub> Fe <sub>1,28</sub> <sup>2+</sup> Fe <sub>0,35</sub> <sup>3+</sup> Mn <sub>0,02</sub> Al <sub>3,18</sub> ) <sub>5,60</sub> Al <sub>3,55</sub> B <sub>2,56</sub> Ti <sub>0,04</sub> Si <sub>5,85</sub> (O <sub>27,37</sub> OH <sub>2,62</sub> ) <sub>30</sub>
T-24	(Na <sub>0,03</sub> K <sub>0,03</sub> Ca <sub>0,12</sub> ) <sub>0,18</sub> (Mg <sub>0,98</sub> Fe <sub>1,19</sub> <sup>2+</sup> Fe <sub>0,40</sub> <sup>3+</sup> Mn <sub>0,01</sub> Al <sub>3,21</sub> ) <sub>5,79</sub> Al <sub>3,64</sub> B <sub>2,38</sub> Ti <sub>0,06</sub> Si <sub>5,93</sub> (O <sub>27,60</sub> OH <sub>2,40</sub> ) <sub>30</sub>
T-36	(Na <sub>0,20</sub> K <sub>0,04</sub> Ca <sub>0,13</sub> ) <sub>0,37</sub> (Mg <sub>0,94</sub> Fe <sub>1,17</sub> <sup>2+</sup> Fe <sub>0,30</sub> <sup>3+</sup> Mn <sub>0,01</sub> Al <sub>3,17</sub> ) <sub>5,59</sub> Al <sub>4,13</sub> B <sub>1,80</sub> Ti <sub>0,06</sub> Si <sub>5,99</sub> (O <sub>27,20</sub> OH <sub>2,80</sub> ) <sub>30</sub>
T-50	(Na <sub>0,15</sub> K <sub>0,03</sub> Ca <sub>0,26</sub> ) <sub>0,14</sub> (Mg <sub>0,53</sub> Fe <sub>1,03</sub> <sup>2+</sup> Fe <sub>0,34</sub> <sup>3+</sup> Mn <sub>0,01</sub> Al <sub>3,21</sub> ) <sub>5,42</sub> Al <sub>3,47</sub> B <sub>2,56</sub> Ti <sub>0,07</sub> Si <sub>5,90</sub> (O <sub>27,20</sub> OH <sub>2,80</sub> ) <sub>30</sub>
T-141	(Na <sub>0,08</sub> K <sub>0,09</sub> Ca <sub>0,20</sub> ) <sub>0,38</sub> (Mg <sub>1,43</sub> Fe <sub>1,75</sub> <sup>2+</sup> Fe <sub>0,20</sub> <sup>3+</sup> Mn <sub>0,02</sub> Al <sub>2,79</sub> ) <sub>6,19</sub> Al <sub>3,89</sub> B <sub>1,72</sub> Ti <sub>0,09</sub> Si <sub>6,30</sub> (O <sub>28,40</sub> OH <sub>2,60</sub> ) <sub>30</sub>
T-336	(Na <sub>0,05</sub> K <sub>0,05</sub> Ca <sub>0,26</sub> ) <sub>0,36</sub> (Mg <sub>1,26</sub> Fe <sub>1,65</sub> <sup>2+</sup> Fe <sub>0,25</sub> <sup>3+</sup> Mn <sub>0,01</sub> Al <sub>3,67</sub> ) <sub>6,87</sub> Al <sub>3,63</sub> B <sub>1,67</sub> Ti <sub>0,12</sub> Si <sub>6,58</sub> (O <sub>27,25</sub> OH <sub>2,75</sub> ) <sub>30</sub>
<b>B) Turmalină din micașisturi</b>	
TM-187	(Na <sub>0,15</sub> K <sub>0,06</sub> Ca <sub>0,18</sub> ) <sub>0,39</sub> (Mg <sub>1,07</sub> eF <sub>1,25</sub> <sup>2+</sup> Fe <sub>0,29</sub> <sup>3+</sup> Mn <sub>0,01</sub> Al <sub>3,19</sub> ) <sub>5,81</sub> Al <sub>3,64</sub> B <sub>2,22</sub> Ti <sub>0,11</sub> Si <sub>6,03</sub> (O <sub>27,87</sub> OH <sub>2,13</sub> ) <sub>30</sub>

schlörlit. Variația conținutului de magneziu scoate în evidență faptul că între turmalinele feruginoase (schlörlit) și cele magneziene (dravit) există termeni de trecere.

**F) Granații**

Observațiile de teren și datele de laborator au scos în evidență faptul că, în general, granații se întâlnesc în zona marginală și intermedieră a corporilor pegmatitice cercetate. În unele cazuri, ca de exemplu în pegmatitul de pe valea Rebrisoara sau în ocurențele de la Tarnița Scărișoarei, granații apar dispuși, împreună cu muscovitul, pe fisuri. Acest lucru constituie, după cum a arătat F e r s m a n (1931), un indiciu în favoarea dezvoltării în corporile pegmatitice a fenomenelor de substituție care pot fi responsabile și de formarea granatului spessartinic.

Dintre mineralele cu care granații se asociază frecvent amintim în primul rînd quartul, cu care formează uneori concreșteri, feldspații plagioclazi și muscovitul. În zona marginală a corpului pegmatitic între Rebre și a celui de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra, alături de mineralele amintite mai participă în asociație biotitul și turmalina.



Mărimea cristalelor de granați variază în limite destul de largi, atât de la o ocurență pegmatitică la alta cît și după poziția pe care o ocupă în cadrul structurii interne a corporilor pegmatitice. Granații cu dimensiunile cele mai mari au fost întâlniți în pegmatitele de la Tarnița Scărișoarei unde ajung pînă la un diametru de 3 – 4 cm (pl. IX, fig. 1). În zona de contact a pegmatitelor cu micașisturile, granații au între 5 și 10 mm diametru iar în zona intermediară dimensiunile cresc vizibil.

Granații din pegmatite au o colorație roz-brună pînă la roșie-vișinie și se pare că aceasta se datorează conținutului ridicat în fier și mangan.

În secțiuni subțiri sunt incolori, cu relief puternic. Uneori sunt traversați de numeroase diaclaze pe direcția cărora se găsesc cristale de cuart, feldspați, muscovit, hematit. În granulele de granați se observă frecvent incluziuni de cuart, apatit, muscovit, biotit (pl. X, fig. 2, 3, 4). Prin altă parte, granatul manganifer pune în libertate oxizi de mangan care se distribuie sub formă de pete negricioase (pl. VIII, fig. 4).

Din punct de vedere morfologic, granații din pegmatitele masivului Rodna se caracterizează prin forme simple de dodecaedru romboidal (110). Uneori se întâlnesc și combinații de fețe (110) și (211) (fig. 65).

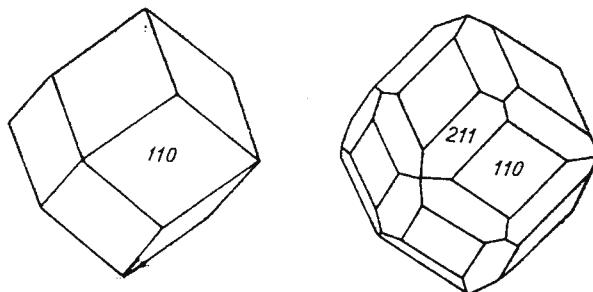


Fig. 65. — Cristale de granați din pegmatitele masivului Rodna.

Cristaux de grenats des pegmatites du Massif de Rodna.

Granații rocilor metamorfice din vecinătatea pegmatitelor se asociază cu biotit, muscovit, cuart și feldspați în micașisturi sau cu hornblendă, biotit, feldspat și cuart în sisturile amfibolice (pl. IX, fig. 3). Mărimea cristalelor de granați din rocile metamorfice variază de la un tip de rocă la altul. Astfel, ei au 1–3 mm diametru în gnaise, 1–5 mm diametru în amfibolite și pînă la 20 mm în diametru în micașisturi. Cele mai mari cristale de granați au fost separate din micașisturile din apropierea vîrfurilor Scărișoara și Craiul. În amfibolite, granatul are culoare slab-rozie și se prezintă mai ales ca porfiroblaste dezvoltate frecvent sub formă de schelete de cristale. În micașisturi granatul formează porfiroblaste aproape idiomorfe care uneori apar grupate în cuiburi.

Prezența granațiilor ca minerale principale și accesori în diferite formațiuni a format obiectul a numeroase cercetări cu scopul de a reconstitui condițiile termodinamice și geochemice de formare a diverselor tipuri de roci care le conțin și mai ales pentru descifrarea proceselor legate de metamorfismul de contact și cel regional precum și de procesul de formare a pegmatitelor.

Pentru determinarea caracteristicelor geochemice ale compoziției soluțiilor solide care au contribuit la formarea seriei izomorfe a granațiilor din pegmatitele și rocile metamorfice ale seriei de Rebra am efectuat analizele chimice complete a 17 probe.

*Granații din pegmatite.* Compoziția chimică a granațiilor din pegmatitele masivului Rodna se caracterizează printr-un conținut relativ identic de silice, cu excepția granațiilor din pegmatitele de la Tarnița Scărișoarei care arată valori mai ridicate (tab. 46). Excesul de silice în cazul granațiilor menționați se explică prin abundența inclusiunilor de cuarț. Chimic, granații din pegmatite pun în evidență conținuturi ridicate în fier, mangan și scăzute în magneziu. În toate cazurile, oxidul feros predomină cu mult valoarea oxidului feric iar conținutul scăzut de titan variază în limite restrinse, în jurul valorii 0,08 %  $TiO_2$ . În ceea ce privește manganul, datele analitice scot în evidență faptul că cel mai mare conținut de  $MnO$  apare în cazul granațiilor din pegmatitul de pe valea Rebreșoara (9,30 – 10,33 %  $MnO$ ) iar cel mai scăzut la granații din corpul pegmatitic Între Rebre (3,84 – 7,21 %  $MnO$ ). O caracteristică a distribuției manganului în granații din corpurile pegmatitice unde se evidențiază o zonalitate o constituie creșterea conținutului de mangan de la granații din zona marginală la granații din zona intermedieră (fig. 71).

Crescerea conținutului de mangan al granațiilor de la zona marginală la cea intermedieră, într-un corp pegmatitic, confirmă cercetările lui V l a s o v (1961) după care, granații, în timpul evoluției procesului pegmatitic se supun schimbării compoziției chimice, în sensul că își măresc conținutul în molecule de spessartin.

Comportarea calciului în granații analizați, comparativ cu cea a manganului, apare cu totul deosebită în sensul că valorile cele mai ridicate apar în granații din zona marginală și scad în granații din partea internă a corpurilor pegmatitice. Conținutul mediu de  $CaO$  determinat în granații din pegmatitele masivului Rodna se apropie de cel prezentat de Ma k a g o n (1971) pentru granații din pegmatitele metamorfice ale raionului Mamsk.

Variația conținutului de magneziu are loc în limite mai largi, valoare mai ridicate fiind determinate și de prezența în asociație a biotitului, mai ales în zona marginală a corpurilor pegmatitice. Mărimea raportului  $FeO : MgO$  urmărește în general comportarea manganului și se poate explica prin apropierea în dimensiune a razelor ionice ale elementelor respective.

Comparativ cu datele prezentate de P o m â r l e a n u și M u - r a r i u (1973) privind compoziția granațiilor din alte cîmpuri pegmatitice



TABELUL 46

*Compoziția chimică a granatilor din pegmatitele masivului Rodna*

Oxizi %	Probele analizate							
	G-346	G-386	G-191	G-369	G-329	G-353	G-16	G-126
SiO <sub>2</sub>	38,05	38,20	38,21	37,82	37,48	37,28	37,94	39,41
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,08	0,17	0,10	0,12	0,08	0,08	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,92	18,50	19,81	19,25	18,50	19,35	18,67	18,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,11	3,82	3,42	2,21	3,91	2,10	3,91	3,67
FeO	27,58	26,43	27,40	27,88	26,10	27,87	26,88	26,53
MnO	10,33	9,30	3,84	7,21	6,97	9,81	6,65	8,52
MgO	1,04	0,44	0,88	0,67	1,86	0,66	1,21	0,44
CaO	2,23	3,52	6,53	5,11	5,18	3,10	4,78	3,43
Total	100,34	100,29	100,26	100,25	100,12	100,25	100,12	100,28
FeO : MgO	26	60	31	41	14	42	22	80
F	94	97	94	95	90	96	93	97

G-346, granat roz, asociat cu muscovit, pe fisuri, pegmatitul de pe valea Rebreșoara (1); G-386, granat roz, asociat cu cuarț, biotit, muscovit, feldspați din pegmatitul de pe valea Rebreșoara (1); G-191, granat vișiniu, asociat cu cuarț, biotit, muscovit și turmalină din zona marginală a corpului pegmatitic între Rebre (2); G-369, granat roz, asociat cu cuarț, feldspați și muscovit din zona intermediară a corpului pegmatitic între Rebre (2); G-329, granat brun, asociat cu cuarț, biotit și turmalină din zona marginală a corpului pegmatitic Scărișoara (5); G-353, granat roz, asociat cu cuarț, muscovit, feldspați și turmalină din zona intermediară a corpului pegmatitic Scărișoara (5); G-16, granat roz-vișiniu, asociat cu cuarț și muscovit din pegmatitele de la Făget (6); G-126, granat roz, asociat cu cuarț și muscovit, pe fisuri, din pegmatitele de la Tarnița Scărișoarei (8).

din țară, în granații din pegmatitele seriei de Rebra s-a determinat un conținut mai ridicat în silice și în calciu. De asemenea, unele deosebiri se evidențiază și în ceea ce privește distribuția manganului. Astfel, conținutul în mangan este apropiat de cel obținut pentru granații din pegmatitele de la Voislova (5,93 % MnO) și mai scăzut decât în granații din pegmatitele de la Răzoare (13,42 % MnO) și Despina (12,29 % MnO). Își analiza chimică a unui granat (G-423) din pegmatitele de la Copalnic a dat un conținut de 16,14 % MnO, care intrece cu mult valorile determinate pentru granații din pegmatitele masivului Rodna. Într-un granat din pegmatitele munților Lotrului, Metta (1930) a găsit un conținut de 14,53 % MnO.

Pentru a urmări mai ușor variația compoziției granaților din pegmatitele masivului Rodna, se prezintă, în tabelul 47 formulele cristalo-chimice. Examinarea formulelor cristalo-chimice ale granaților scoate în



evidență faptul că suma elementelor bivalente din poziția X ( $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{Ca}$ ) este foarte apropiată de valoarea normală a cifrei 3 iar suma elementelor din poziția Y ( $\text{Al}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Ti}$ ) variază puțin în jurul cifrei 2.

TABELUL 47

*Formulele cristalochimice ale granaților din pegmatitele masivului Rodna*

Proba	Formula cristalochimică
<i>Pegmatitul de pe valea Rebrisoara</i>	
G-346	$(\text{Fe}_{1,944}^{2+}\text{Mn}_{0,737}\text{Ca}_{0,200}\text{Mg}_{0,129})_{3,010}(\text{Al}_{1,857}\text{Fe}_{0,133}^{3+}\text{Ti}_{0,005})_{1,995}(\text{Si}_{2,980}\text{Al}_{0,020})_3\text{O}_{12}$
G-386	$(\text{Fe}_{1,917}^{2+}\text{Mn}_{0,683}\text{Ca}_{0,327}\text{Mg}_{0,056})_{3,004}(\text{Al}_{1,782}\text{Fe}_{0,235}^{3+}\text{Ti}_{0,004})_{2,021}(\text{Si}_{2,980}\text{Al}_{0,041})_3\text{O}_{12}$
<i>Corpul pegmatitic Intre Rebre</i>	
G-191	$(\text{Fe}_{1,989}^{2+}\text{Mn}_{0,281}\text{Ca}_{0,609}\text{Mg}_{0,113})_{2,992}(\text{Al}_{1,789}\text{Fe}_{0,124}^{3+}\text{Ti}_{0,010})_{1,923}(\text{Si}_{2,938}\text{Al}_{0,062})_3\text{O}_{12}$
G-369	$(\text{Fe}_{1,954}^{2+}\text{Mn}_{0,511}\text{Ca}_{0,458}\text{Mg}_{0,081})_{3,004}(\text{Al}_{1,875}\text{Fe}_{0,138}^{3+}\text{Ti}_{0,005})_{2,018}(\text{Si}_{2,975}\text{Al}_{0,025})_3\text{O}_{12}$
<i>Corpul pegmatitic Scărișoara</i>	
G-329	$(\text{Fe}_{1,812}^{2+}\text{Mn}_{0,490}\text{Ca}_{0,460}\text{Mg}_{0,229})_{2,999}(\text{Al}_{1,758}\text{Fe}_{0,243}^{3+}\text{Ti}_{0,007})_{2,008}(\text{Si}_{2,984}\text{Al}_{0,016})_3\text{O}_{12}$
G-353	$(\text{Fe}_{1,930}^{2+}\text{Mn}_{0,687}\text{Ca}_{0,274}\text{Mg}_{0,083})_{2,974}(\text{Al}_{1,864}\text{Fe}_{0,130}^{3+}\text{Ti}_{0,005})_{1,999}(\text{Si}_{3,011})\text{O}_{12}$
<i>Pegmatitele de la Tarnița Scărișoarei</i>	
G-126	$(\text{Fe}_{1,975}^{2+}\text{Mn}_{0,642}\text{Ca}_{0,322}\text{Mg}_{0,057})_{3,000}(\text{Al}_{1,865}\text{Fe}_{0,245}^{3+}\text{Ti}_{0,004})_{2,114}(\text{Si}_{2,941}\text{Al}_{0,059})_3\text{O}_{12}$
<i>Pegmatitele de la Făget</i>	
G-16	$(\text{Fe}_{1,926}^{2+}\text{Mn}_{0,482}\text{Ca}_{0,435}\text{Mg}_{0,154})_{2,997}(\text{Al}_{1,755}\text{Fe}_{0,251}^{3+}\text{Ti}_{0,004})_{2,010}(\text{Si}_{2,961}\text{Al}_{0,039})_3\text{O}_{12}$

Datele prezentate în tabelul 48 arată că granații din pegmatitele masivului Rodna fac parte din seria izomorfă a piralspitelor. Soluția solidă din care sint alcătuiti granații piralspitici din pegmatitele cercetate



scoate în evidență faptul că almandinul și spessartinul sunt componente principali ai granațiilor. De asemenea, se constată că în probele analizate lipsește uneori grosularul, aspect întâlnit și în granații din alte cîmpuri pegmatitice din țară : Copalnic și Răzoare (munții Preluca), Pîriul Ursului și Valea Mică (Munții Apuseni), Voislova (munții Poiana Ruscă), Despina (munții Lotrului). Lipsa grosularului în granați a fost remarcată și de alți autori : Lazarenco et al. (1960) în granații din pegmatitele de la Volinia și Dávidová (1968) în granații din pegmatitele Carpaților Mici (tab. 49).

TABELUL 48

*Compoziția normativă (%) a granațiilor din unele pegmatite din România*

Localizare, proba	almandin	spessartin	andradit	pyrop	grosular
Masivul Rodna					
G-346	64,54	24,48	6,66	4,32	--
G-386	63,70	22,71	10,86	2,73	--
G-191	66,52	9,44	11,17	3,80	9,07
G-369	64,81	17,06	6,95	2,85	8,32
G-329	60,59	16,40	12,01	7,50	3,50
G-353	65,30	22,77	6,47	2,82	2,64
G-16	65,61	16,43	12,84	3,00	2,12
G-126	65,74	21,40	10,88	1,98	5,13
Copalnic					
G-423	56,2	38,6	3,0	2,2	--
Răzoare					
G-467	55,8	38,1*	3,1	3,0	--
Munții Apuseni					
G-535	61,1	27,6	4,5	6,8	--
G-558	63,8	22,2	5,9	8,1	--
Voislova**	65,9	21,1	6,7	6,4	--
Despina**	51,0	40,0	6,2	2,8	--

\* Spessartin + calderit; \*\* Pomărleanu, Murariu (1973); -- absent.

După conținutul în spessartin și pyrop, granații din pegmatitele seriei de Rebra se apropie de compoziția granațiilor din pegmatitele de la Voislova iar valoarea almandinului este în concordanță cu mărimea caracteristică granațiilor din pegmatitele de la Volinia.

Datele asupra componentelor normative ai granațiilor din pegmatitele masivului Rodna sunt prezentate sub formă de diagrame de însumare parțiale, caracteristice pentru fiecare ocurență pegmatitică cercetată (fig. 66).

După cum se constată din diagramele de însumare a componentelor normative, în toate ocurențele pegmatitice, termenul predominant al granațiilor este almandinul, cu valoarea cea mai ridicată în granații selecționați din corpul pegmatitic Între Rebre. În majoritatea cazurilor, al doilea termen ca frecvență este spessartinul, cu valoarea maximă determi-



TABELUL 49

*Compoziția normativă (%) a granatilor din pegmatitele seriei de Rebra, comparativ cu unele date din literatură*

Componentul	Masivul Rodna	Volinia Lazarenko et al. (1960)	Carpații Mici Dávidová (1968)
Pyrop	3,6	7,7	6,45
Almandin	64,6	64,7	55,82
Spessartin	19,0	25,6	26,07
Grosular	3,2	—	—
Andradit	9,6	2,0	6,56
Calderit			5,10

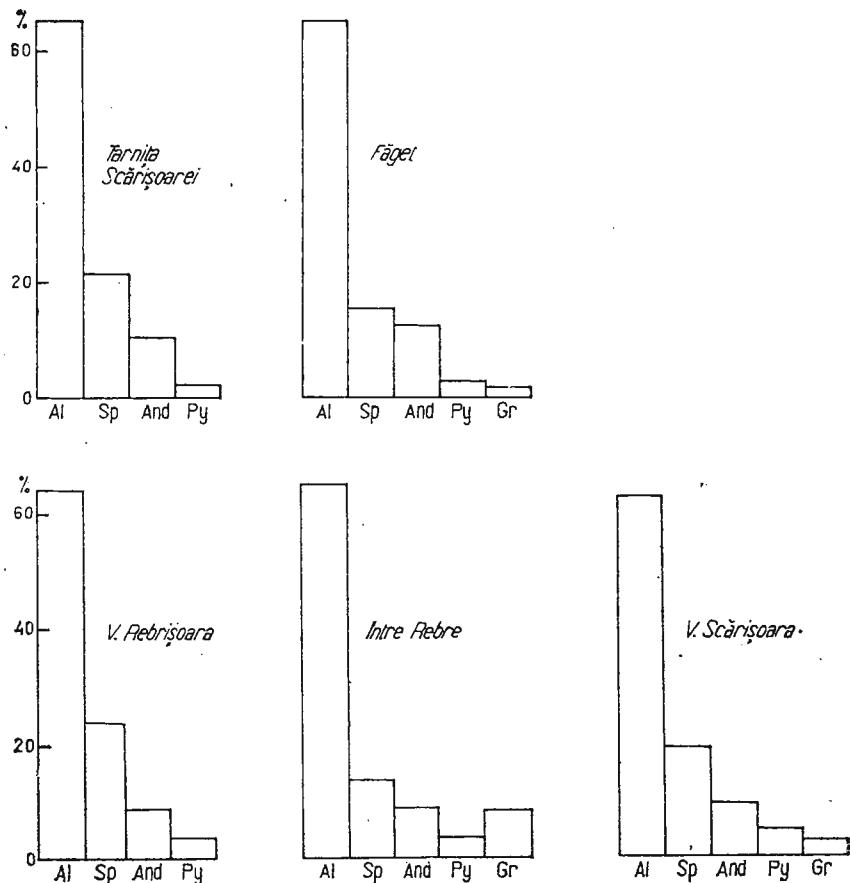


Fig. 66. — Diagramele de insumare ale compoziției normative ai granatilor din ocurențele pegmatitice cercetate (seria de Rebra).

Les diagrammes d'addition des composants normatifs des grenats situés dans les occurrences pegmatitiques examinées (série de Rebra).

nată în granații din pegmatitul de pe valea Rebrisoara. O singură probă, G-191, din zona marginală a corpului pegmatitic Între Rebre se remarcă printr-un conținut mai ridicat în component „andradit” decât component „spessartinic”. Acest lucru rezultă din comportarea geochemicală a manganului și calciului în granați, în funcție de poziția lor în cadrul structurii interne a corpurilor pegmatitice.

În comparație cu componenții normativi ai granaților din alte cimpuri pegmatitice din țară, în granații din pegmatitele seriei de Rebra, s-a pus în evidență o cantitate mai mică de component „spessartinic” și mai mare de component „andraditic” (tab. 48). Variația componenților amintiți, din pegmatitele cercetate, comparativ cu a celor din granații altor cimpuri pegmatitice din țară și străinătate este redată sub forma diagramelor de însumare în figura 67.

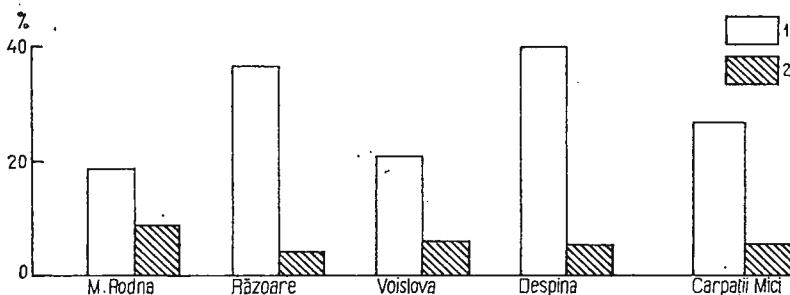


Fig. 67. — Variația conținutului de spessartin și andradit în granații din unele cimpuri pegmatitice. 1, spessartin ; 2, andradit.

La variation de la teneur en spessartine et andradite des grenats de certains champs pegmatitiques. 1, spessartine ; 2, andradite.

Un alt mod de exprimare a componenților normativi ai granaților din pegmatite este reprezentat în diagrama triunghiulară : spessartin—almandin + pyrop—grosular + andradit. Pe diagrama din figura 68, pentru comparație, pe lîngă punctele de proiecție a componenților normativi ai granaților din unele pegmatite din România, s-au trecut și valorile componenților granaților din pegmatitele de la Volinia, servindu-ne de datele prezentate de Lazarenko et al. (1960).

Din această diagramă se constată că termenii granaților din pegmatitele masivului Rodna sunt distribuiți, ca și cei din granații pegmatitelor de la Răzoare, Voislova, Despina și Volinia în apropierea laturii spessartin—almandin + pyrop. Acest lucru confirmă faptul că în granații din pegmatite componenții care predomină sunt almandinul și spessartinul. Diagrama scoate în evidență apropierea în compozitie a granaților din pegmatitele seriei de Rebra cu granații din pegmatitele de la Voislova și Volinia.

În diagrama compozitiei granaților seriei piralspitice (Sokolov et al., 1962) cei trei componenți : spessartin, almandin, pyrop proiectează

Fig. 68. — Cimpul de distribuție a granaților în diagrama spessartin-almandin + pyrop-grosular + andradit.

Le champ de distribution des grenats dans le diagramme spessartine-almandin + pyrope-grossulaire + andradite.

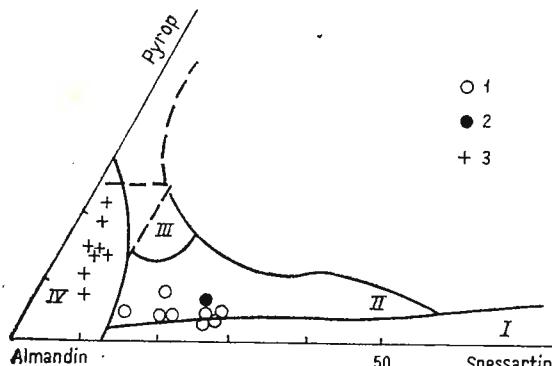
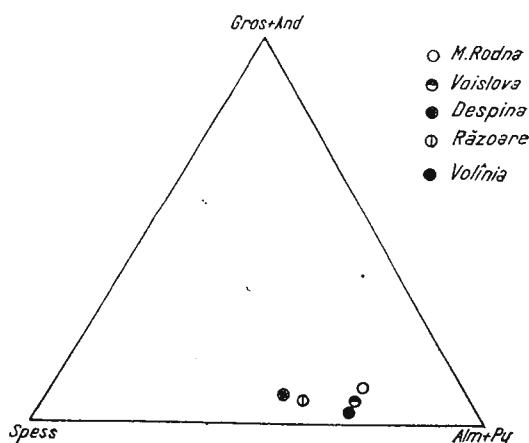


Fig. 69. — Diagrama compoziției granaților seriei piralspitice cu proiecția granaților analizați (după Sokolov et al., 1962). I, cimpul granaților din pegmatite cu minerale rare și specifice ; II, cimpul granaților din pegmatite cu mica ; III, cimpul granaților din pegmatite fără mica ; IV, cimpul granaților din rocile metamorfice ale faciesului amfibolitic. 1, granați din pegmatitele seriei de Rebra ; 2, granat din pegmatitele de la Voislova ; 3, granați din rocile metamorfice ale seriei de Rebra.

Le diagramme de la composition des grenats de la série pyralspitique avec la projection des grenats analysés (d'après Sokolov et al., 1962). I, le champ des grenats des pegmatites avec minéraux rares et spécifiques ; II, le champ des grenats des pegmatites à mica ; III, le champ des grenats des pegmatites sans mica ; IV, le champ des grenats des roches métamorphiques du faciès amphibolitique. 1, grenats des pegmatites de la série de Rebra ; 2, granat des pegmatites de Voislova ; 3, grenats des roches métamorphiques de la série de Rebra.

majoritatea probelor în cimpul granaților din pegmatite cu mica (II). Unele probe se situează la limita dintre cimpul granaților din pegmatite cu mica și cimpul granaților din pegmatite cu minerale rare și specifice (I) (fig. 69). Din diagramă se mai remarcă faptul că există o asemănare în compoziție a granaților analizați cu granați din pegmatitele de la Voislova.

Granații din pegmatitele seriei de Rebra prezintă o fericitate (*F*) ridicată, cu valori cuprinse între 90 și 97 mol. % (tab. 46). Relația dintre fericitatea granaților din unele cimpuri pegmatitice din țară și conținutul în MgO al acestora este reprezentată grafic în diagrama din figura 70.

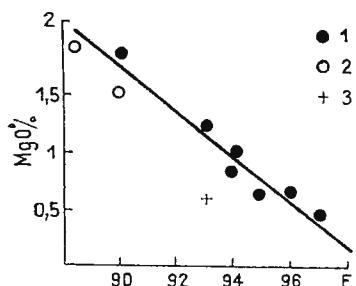


Fig. 70. — Relația  $F : \text{MgO}$  în granații din pegmatitele seriei de Rebra (1), din pegmatitele Munților Apuseni (2) și din pegmatitele de la Copalnic (3).

La relation  $F : \text{MgO}$  dans les grenats des pegmatites de la série de Rebra (1), des pegmatites des Monts Apuseni (2) et des pegmatites de Copalnic (3).

*Granatii din rocile metamorfice.* Studiul chimismului granaților din rocile metamorfice prezintă un deosebit interes deoarece aceste minerale sensibile la schimbarea condițiilor de temperatură și presiune sunt considerate ca minerale index, a căror compoziție variază în funcție de gradul de metamorfism.

Chimismul granaților din rocile metamorfice înconjurătoare (tab. 50) se deosebește de cel al granaților din pegmatite. Astfel, conținutul de  $\text{TiO}_2$  și  $\text{MgO}$  este mai ridicat decit în granații din pegmatite în timp ce valoarea oxidului de mangan este mult mai scăzută.

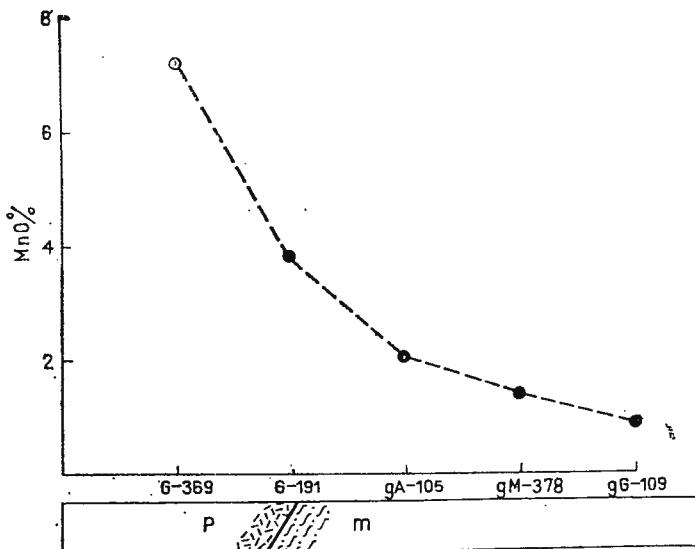


Fig. 71. — Distribuția  $\text{MnO}$  în granații din corpul pegmatitic între Rebre (p) și din rocile metamorfice înconjurătoare: amfibolite (gA) micașisturi (gM) și paragneise (gG).

La distribution du  $\text{MnO}$  dans les grenats du corps pegmatitique entre Rebre (p) et des roches métamorphiques environnantes: amphibolites (gA), micaschistes (gM) et paragneiss (gG).

TABELUL 50

*Compoziția chimică a granăilor din rocile metamorfice ale seriei de Rebra*

A) Granăi din micașluri					
Oxizi %	valea Rebrisoara (gM-313)	valea Rebra (gM-1199)	galeria Gușet (gM-378)	sectorul Făget (gM-79)	vîrful Scârisoara (gM-372)
SiO <sub>2</sub>	38,26	42,24	38,53	37,23	38,18
TiO <sub>2</sub>	1,51	0,50	0,51	0,43	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,49	19,25	20,58	18,80	18,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,10	4,21	2,53	4,20	4,17
FeO	24,02	21,54	25,47	29,46	28,32
MnO	2,00	1,05	1,48	0,69	1,54
MgO	2,50	3,56	2,63	3,31	3,80
CaO	10,43	7,43	8,44	5,95	5,60
Total	100,31	99,97	100,17	100,07	100,25
F	85	78	85	84	81
M	15,6	20,1	15,5	16,6	19,3
t	4,1	1,4	1,3	0,9	0,9

B) Granăi din amfibolite (gA) și gnaise (gG)				
Oxizi %	valea Rebra (gA-105)	valea Rebra (gA-108)	vîrful Detunata (gA-305)	valea Rebra (gG-109)
SiO <sub>2</sub>	42,90	40,83	40,64	39,72
TiO <sub>2</sub>	1,50	1,38	1,25	1,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,04	19,13	18,55	20,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,82	2,11	2,17	4,25
FeO	21,18	23,64	22,98	24,50
MnO	1,83	1,75	1,58	0,77
MgO	1,13	1,74	2,25	2,06
CaO	9,50	9,85	10,70	6,50
Total	99,90	100,43	100,12	99,85
F	91	88	86	87
M	8,6	11,5	15,0	13,0
t	4,9	4,0	3,7	3,5

Calculul fericității (F), magnezialității (M) și al coeficientului de concentrare a titanului (t) s-a făcut după formulele folosite la biotit.

Urmărind distribuția manganului în granăii din rocile metamorfice, comparativ cu granăii din pegmatite, se remarcă faptul că mărimea conținutului de MnO variază în funcție de roca din care a fost separat granatul. Pentru a evidenția acest lucru, se prezintă în figura 71 un profil geochimic din care se observă că micșorarea conținutului de MnO are loc



începind de la granatii din zona intermedie, la cei din zona marginală a corpului pegmatitic. Între Rebre, pînă la granații din paragnaise.

Distribuția calciului pune în evidență o creștere a valorii CaO de la granații din pegmatite la granații din rocile metamorfice înconjurătoare. Valorile cele mai ridicate caracterizează granații din amfibolite (9,50–10,70% CaO). Aceste constatări rezultă și din compararea datelor analitice din tabelul 51 referitoare la conținutul mediu de MnO, TiO<sub>2</sub>, MgO și CaO în granații din pegmatite și în granații din rocile metamorfice înconjurătoare.

Unele deosebiri în ceea ce privește chimismul granaților se observă chiar în cadrul rocilor metamorfice din care au fost separați. O primă constatare se referă la granații din amfibolite care conțin mai mult titan, mangan și calciu decît granații din micașisturi (tab. 51). Această observație se corelează foarte bine cu datele prezentate în literatură de Glebov et al. (1968).

TABELUL 51

*Conținutul mediu (%) de MnO, TiO<sub>2</sub>, MgO și CaO în granații din pegmatite și rocile înconjurătoare*

Roca, localizare	Nr. determinărilor	MnO	TiO <sub>2</sub>	MgO	CaO
Masivul Rodna					
pegmatite	8	7,83	0,09	0,90	4,23
micașisturi	5	1,41	0,70	3,34	7,88
amfibolite	3	1,91	1,53	1,84	11,10
gnaise	1	0,90	1,45	2,40	7,57
<hr/>					
Determinări comparative:					
Muntii Prileaea					
pegmatite	2	16,22	0,16	0,60	1,01
micașisturi	1	2,10	0,40	2,38	6,31
paragnaise	1	2,20	1,11	2,64	5,65

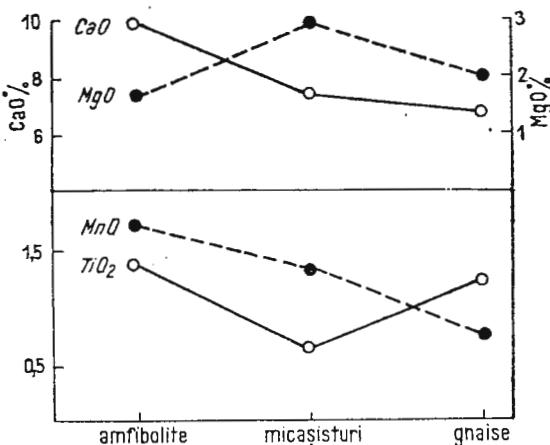
Rezultatele analitice mai arată valori ridicate de magneziu în granații din micașisturi comparativ cu granații din amfibolite. În ceea ce privește chimismul granaților din gnais, acesta se apropie de cel al granaților din micașisturi.

După cum se remarcă din figura 72, distribuția oxidului de mangan și titan este în mare măsură asemănătoare în granații din amfibolite și micașisturi. Curbele care pun în evidență variația conținutului oxidului de calciu și a oxidului de magneziu se intersectează într-un punct situat între granații din amfibolite și cei din micașisturi. Această observație indică o distribuție diferită a celor două elemente în granații din rocile metamorfice din care au fost separați.



Fig. 72. — Diagramă comparativă cu variația conținutului de  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $MgO$  și  $CaO$  în granații din rocile metamorfice ale seriei de Rebra (valori medii).

Le diagramme comparatif avec la variation de la teneur en  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $MgO$  et  $CaO$  dans les grenats des roches métamorphiques de la série de Rebra (valeurs moyennes).



În figura 73 este reprezentată creșterea conținutului de  $MnO$  din granații rocilor metamorfice ale seriei de Rebra în funcție de mărimea valorii  $FeO : (FeO + MgO)$ . Relația se aplică și în cazul granaților din paragnaisele în care sunt localizate unele pegmatite din munții Preluca.

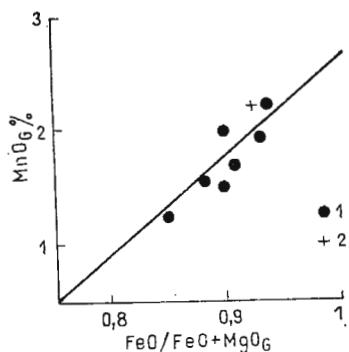


Fig. 73. — Relația  $MnO : FeO/FeO + MgO$  în granații din rocile metamorfice ale seriei de Rebra (1); (2) granat din paragnaisele de la Copalnic.  
La relation  $MnO : FeO/FeO + MgO$  dans les grenats des roches métamorphiques de la série de Rebra (1); (2) grenat des paragneiss de Copalnic.

Demn de scos în evidență este faptul că, determinările comparative prezentate în tabelul 51 arată că granații separați din micașisturile și paragnaisele asociate pegmatitelor din munții Preluca se caracterizează prin conținuturi mai ridicate în  $MnO$  decât granații rocilor metamorfice ale seriei de Rebra.

Pe baza analizelor chimice prezentate în tabelul 50 s-a calculat compoziția normativă a granaților din rocile metamorfice ale seriei de Rebra (tab. 52).

În urma stabilirii compoziției normative a rămas un rest datorat silicei și aluminei care poate fi trecut pe seama incluziunilor de cuarț,

TABELUL 52

*Compoziția normativă a granaților din rocile metamorfice ale seriei de Rebra*

Componenții, moli %	A) Granați din micașisturi				
	gM-313	gM-1199	gM-378	gM-79	gM-372
Almandin	55,41	56,16	59,92	67,44	65,01
Pyrop	10,20	16,53	11,05	13,47	15,51
Spessartin	4,65	2,77	3,53	1,64	3,96
Andradit	9,62	14,79	7,93	12,82	12,88
Grosular	20,12	9,75	17,56	4,63	2,64

	B) Granați din amfibolite (gA) și gnaise			
	gA-105	gA-108	gA-305	gG-109
Almandin	56,94	57,40	54,555	65,74
Pyrop	5,40	7,68	9,52	9,84
Spessartin	4,96	4,30	3,78	2,08
Andradit	10,20	6,90	6,91	15,38
Grosular	22,50	23,72	25,23	6,95

feldspati și muscovit ce nu au putut fi îndepărtate dat fiind dimensiunile reduse și frecvența concreșterilor (în special cuartul) cu granații. Din această cauză a fost necesar să prezintăm, pe lîngă analiza chimică obținută în laborator, o analiză recalculată, după eliminarea restului rămas în urma stabilirii componentelor normative (tab. 53).

În sisturile cristaline ale seriei de Rebra, fericitatea ( $F$ ) granaților variază în funcție de roca din care au fost separați. Cea mai ridicată fericitate este caracteristică granaților din amfibolite (86–91 mol. %); granații din micașisturi și gnaise au, în general, o fericitate apropiată, cu o variație cuprinsă între 78 și 87 mol. %. Comparativ cu aceste date, granații din pegmatite prezintă o fericitate mai ridicată (90–97 mol.%).

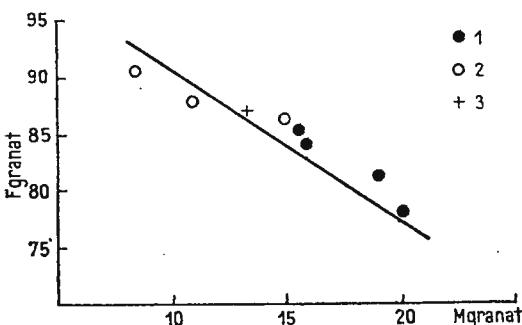


Fig. 74. — Relația  $M_{\text{grenat}} : F_{\text{grenat}}$  în granații din rocile metamorfice ale seriei de Rebra. 1, micașisturi; 2, amfibolite; 3, gneise.

La relation  $M_{\text{grenat}} : F_{\text{grenat}}$  dans les grenats des roches métamorphiques de la série de Rebra. 1, micaschistes ; 2, amphibolites ; 3, gneiss.

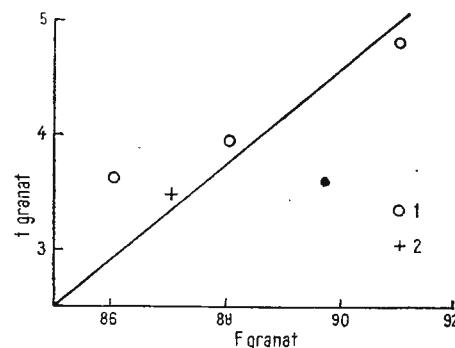


Magnezialitatea ( $M$ ) granaților rocilor metamorfice este mult mai scăzută decit fericitatea (tab. 50); relația dintre magnezialitatea ( $M$ ) și fericitatea ( $F$ ) granaților separați din micașisturile, amfibolitele și gnaisele seriei de Rebra este pusă în evidență de diagrama din figura 74.

Coefficientul de concentrare a titanului ( $t$ ) are o valoare mai ridicată în granații din amfibolite și gnais și scade simțitor în granații din micașisturi (tab. 50). Între fericitate și coefficientul de concentrare a titanului în granații din amfibolitele și gnaisele seriei de Rebra există o corelație pozitivă, aşa după cum se vede în diagrama din figura 75.

Fig. 75. — Relația  $t_{\text{granat}}$ :  $F_{\text{granat}}$  în granații din amfibolitele (1) și gnaisele (2) seriei de Rebra.

La relation  $t_{\text{granat}}$ :  $F_{\text{granat}}$  dans les grenats des amphibolites (1) et des gneiss (2) de la série de Rebra.



În perechea granat-biotit din micașisturile seriei de Rebra, demne de urmărit sunt corelațiile pozitive dintre fericitatea granatului și a biotitului (fig. 76 a) precum și între magnezialitatea granatului și a biotitului (fig. 76 b). Pentru comparație am considerat util a reprezenta și valorile fericității și magnezialității calculate din analizele prezentate de Savu et al. (1967) pentru perechea biotit-granat din zona cu distensiu-staurolit-almandin a munților Semenic.

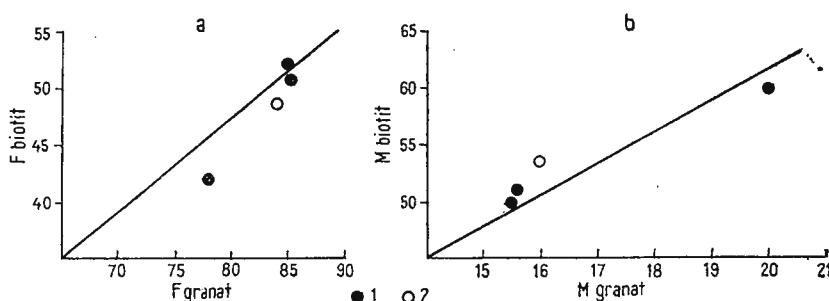


Fig. 76. — Relația  $F_{\text{biotite}}$ :  $F_{\text{granat}}$  (a) și  $M_{\text{biotite}}$ :  $M_{\text{granat}}$  (b) în perechea biotit-granat din roci metamorfice ale seriei de Rebra (1) și din munții Semenic (2).

La relation  $F_{\text{biotite}}$ :  $F_{\text{granat}}$  (a) et  $M_{\text{biotite}}$ :  $M_{\text{granat}}$  (b) dans la paire biotite-granat des roches métamorphiques de la série de Rebra (1) et des Monts Semenic (2).

TABELUL 53

*Compoziția ideală a granaților din rocile metamorfice ale seriei de Rebra*

Oxizi %	A) Granați din micașisturi				
	gM-313	gM-1199	gM-378	gM-79	gM-372
SiO <sub>2</sub>	36,92	35,94	36,76	36,91	36,93
TiO <sub>2</sub>	1,54	0,58	0,53	0,43	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,93	19,29	20,13	18,53	18,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,17	4,92	2,65	4,25	4,34
FeO	24,58	25,17	26,74	29,80	28,83
MnO	2,04	1,22	1,55	0,68	1,56
MgO	2,56	4,16	2,76	3,35	3,86
CaO	10,26	8,68	8,86	6,02	5,70
Total	100,00	99,96	99,98	99,98	100,06
Oxizi %	B) Granați din amfibolite (gA) și gnais (gG)				
	gA-105	gA-108	gA-305	gG-109	
SiO <sub>2</sub>	34,93	35,86	37,20	34,61	
TiO <sub>2</sub>	1,78	1,50	1,32	1,45	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,98	20,17	19,47	19,56	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,34	2,30	2,30	4,95	
FeO	25,15	25,67	24,32	28,55	
MnO	2,17	1,90	1,67	0,90	
MgO	1,34	1,90	2,38	2,40	
CaO	11,28	10,70	11,32	7,57	
Total	99,97	100,00	99,98	99,99	

Formulele cristalochimice ale granaților din rocile metamorfice ale seriei de Rebra, deduse din compoziția chimică recalculată, arată că granații fac parte din seria izomorfă a piralspitelor (tab. 54).

Compoziția soluției solide a granatilor piralspitici scoate în evidență faptul că almandinul este componentul principal al granaților și variază de la 55,45 pînă la 67,44 %. Conținutul ridicat de grosular și andradit este caracteristic pentru granații din rocile bogate în calciu (amfibolite cu 8,61—13,54 % CaO) în timp ce în micașisturile cu biotit se remarcă participarea în proporții mai ridicate a pyropului. În granatul din gnais, andraditul predomină asupra grosularului, pyropului și spessartinului.

Distribuția componenților normativi ai granaților din rocile metamorfice ale seriei de Rebra, reprezentată în diagrama de însumare din figura 77 arată că termenul predominant, ca și în cazul granaților din pegmatite, este almandinul, cu valoarea cea mai ridicată în granatul din gnais.



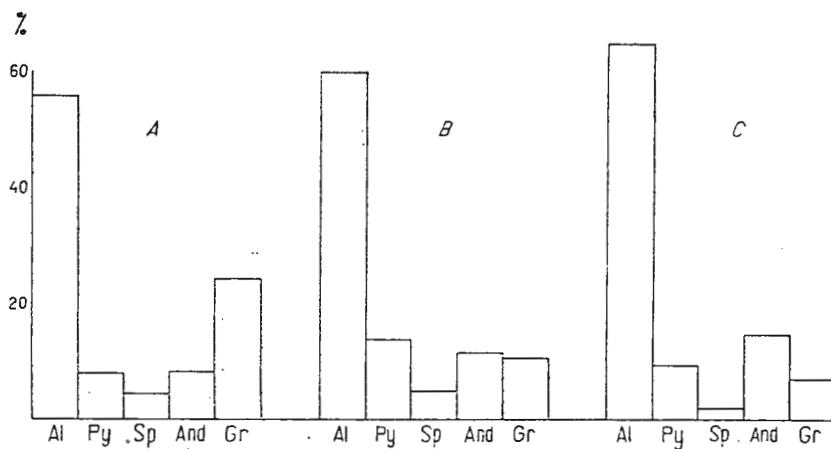


Fig. 77. — Diagrama de însumare a componenților normativi ai granațiilor din amfibolitele (A), micașisturile (B) și gnaisele (C) seriei de Rebra.

Le diagramme d'addition des composants normatifs des grenats des amphibolites (A), des micaschistes (B) et des gneiss (C) de la série de Rebra.

În figura 78 se prezintă comparativ diagrama de însumare a componenților normativi ai granațiilor din pegmatitele și din rocile metamorfice ale seriei de Rebra.

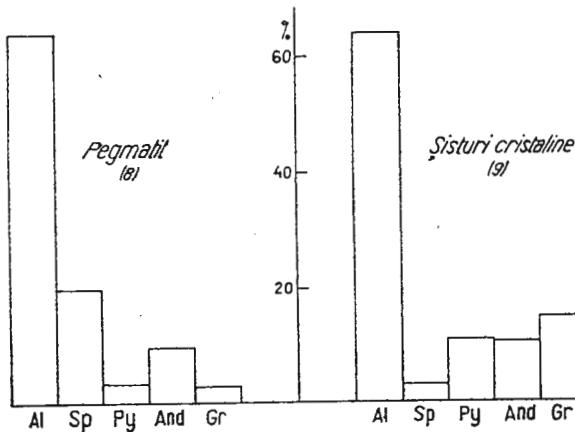


Fig. 78. — Diagramă comparativă de însumare a componenților normativi ai granațiilor din pegmatitele și sisturile cristaline ale seriei de Rebra. În paranteză este trecut numărul analizelor.

Le diagramme comparatif d'addition des composants normatifs des grenats des pegmatites et des schistes cristallins de la série de Rebra. Entre parenthèses est inscrit le nombre d'analyses.

TABELUL 54

*Formulele cristalochimice ale granaților din rocile metamorfice ale seriei de Rebra*

Proba	Formula cristalochimică
A) Granați din micașisturi	
gM-313	$(\text{Fe}_{1,046}^{2+}\text{Ca}_{0,880}\text{Mg}_{0,305}\text{Mn}_{0,138}\text{Re}_{0,003}^{3+})_{2,974}$ $(\text{Al}_{1,723}\text{Fe}_{0,185}^{3+}\text{Ti}_{0,092})_{2,000}(\text{Si}_{2,956}\text{Al}_{0,044})_3\text{O}_{12}$
gM-378	$(\text{Fe}_{1,787}^{2+}\text{Ca}_{0,758}\text{Mg}_{0,323}\text{Mn}_{0,104}\text{Fe}_{0,023}^{3+})_{2,999}$ $(\text{Al}_{1,834}\text{Fe}_{0,135}^{3+}\text{Ti}_{0,031})_{2,000}(\text{Si}_{2,938}\text{Al}_{0,062})_3\text{O}_{12}$
gM-79	$(\text{Fe}_{2,008}^{2+}\text{Ca}_{0,520}\text{Mg}_{0,402}\text{Mn}_{0,046}\text{Fe}_{0,015}^{3+})_{2,991}$ $(\text{Al}_{1,733}\text{Fe}_{0,242}^{3+}\text{Ti}_{0,025})_{2,000}(\text{Si}_{2,974}\text{Al}_{0,026})_3\text{O}_{12}$
gM-372	$(\text{Fe}_{1,939}^{2+}\text{Ca}_{0,491}\text{Mg}_{0,462}\text{Mn}_{0,106}\text{Fe}_{0,004}^{3+})_{3,002}$ $(\text{Al}_{1,718}\text{Fe}_{0,257}^{3+}\text{Ti}_{0,025})_{2,000}(\text{Si}_{2,970}\text{Al}_{0,030})_3\text{O}_{12}$
B) Granați din amfibolite	
gA-105	$(\text{Fe}_{1,099}^{2+}\text{Ca}_{0,970}\text{Mg}_{0,161}\text{Mn}_{0,148})_{2,984}$ $(\text{Al}_{1,722}\text{Fe}_{0,202}^{3+}\text{Ti}_{0,059})_{1,983}(\text{Si}_{2,521}\text{Al}_{0,179})_3\text{O}_{12}$
gA-108	$(\text{Fe}_{1,729}^{2+}\text{Ca}_{0,918}\text{Mg}_{0,372}\text{Mn}_{0,129}\text{Fe}_{0,010}^{3+})_{3,006}$ $(\text{Al}_{1,782}\text{Fe}_{0,128}^{3+}\text{Zn}_{0,098})_{2,000}(\text{Si}_{2,877}\text{Al}_{0,123})_3\text{O}_{12}$
gA-305	$(\text{Fe}_{1,018}^{2+}\text{Ca}_{0,960}\text{Mg}_{0,282}\text{Mn}_{0,112})_{2,982}$ $(\text{Al}_{1,785}\text{Fe}_{0,137}^{3+}\text{Ti}_{0,078})_{2,000}(\text{Si}_{2,860}\text{Al}_{0,040})_3\text{O}_{12}$
C) Granați din gnaise	
gG-109	$(\text{Fe}_{1,931}^{2+}\text{Ca}_{0,856}\text{Mg}_{0,288}\text{Mn}_{0,065}\text{Fe}_{0,068}^{3+})_{3,008}$ $(\text{Al}_{1,680}\text{Fe}_{0,232}^{3+}\text{Ti}_{0,068})_{2,000}(\text{Si}_{2,828}\text{Al}_{0,172})_3\text{O}_{12}$

Din compararea diagramelor de însumare a compoziților normativi ai granaților din pegmatite și din rocile metamorfice, se observă că în granații din pegmatite predomină termenii almandin — spessartinici, pe cind în granații din rocile metamorfice, almandinul este în echilibru cu cantități, în general apropiate ca mărime, de grosular (15%), pyrop (11%), andradit (10,8%).

Compoziția granaților din rocile metamorfice, comparativ cu cea a granaților din pegmatite este reprezentată și în diagrama triunghiulară : pyrop — almandin + spessartin — andradit + grosular din figura 79.

Din examinarea diagramei se remarcă faptul că distribuția compoziților depinde de natura rocii din care au fost separați granații. Predominarea almandinului și spessartinului în granații din pegmatite atrage după sine un cimp aparte în distribuția granaților din aceste roci. În acest



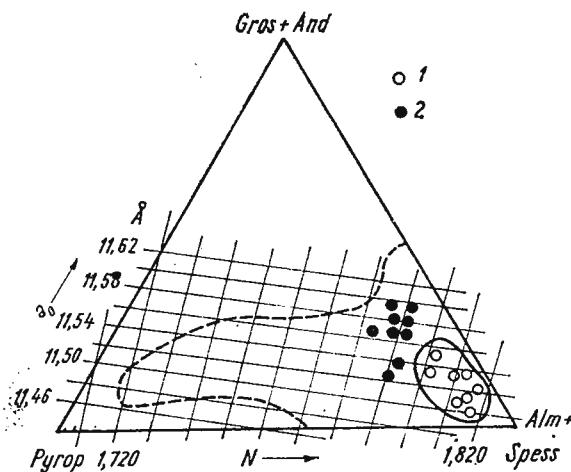


Fig. 79. — Diagrama pyrop-grosular + andradit-almandin + spessartin cu proiecția granaților din pegmatitele (1) și rocile metamorfice (2) ale seriei de Rebra.

Le diagramme pyrope-grossulaire + andradite-almandin + spessartine avec la projection des grenats des pegmatites (1) et des roches métamorphiques (2) de la série de Rebra.

fel, cîmpul de proiecție a granaților din pegmatite este bine separat de cîmpul granaților din rocile metamorfice. Acest aspect este scos în evidență și întărit de reprezentările grafice din figura 80.

Pentru a stabili faciesul metamorfic în care s-au format rocile din care au fost separate granații, am folosit diagrama ternară elaborată de V e l i k o s l a v i n s k i (1965) care utilizează compoziții principali ai soluțiilor solide : almandin-pyrop-spessartin. Granații din micașisturile seriei de Rebra se proiectează în diagrama din figura 81 în partea centrală a cîmpului corespunzător faciesului amfibolitelor cu almandin.

În diagrama compoziției granaților seriei piralspitice (S o k o l o v et al., 1962), granații din rocile metamorfice ale seriei de Rebra se situează în cîmpul caracteristic faciesului amfibolitic (fig. 69).

În diagrama lui N a n d i (1967) care exprimă scăderea sistematică în granați a raportului  $\text{CaO} + \text{MnO}/\text{FeO} + \text{MgO}$  odată cu creșterea gradului de metamorfism, granații din micașisturile seriei de Rebra se încadrează în zona cu cianit și în zona cu sillimanit (fig. 82).

Într-o altă diagramă, prezentată de S o b o l e v (F i l i p o v s k i, S i t d i k o v , 1973), compoziția granaților proiectează probele în cîmpul faciesului amfibolitic (fig. 83).

În concluzie, putem spune că datele obținute prin studierea granaților din pegmatitele și rocile metamorfice ale seriei de Rebra indică o variație destul de însemnată a chimismului. Astfel, compoziția chimică a granaților din pegmatite se caracterizează printr-un conținut ridicat în fier, mangan și

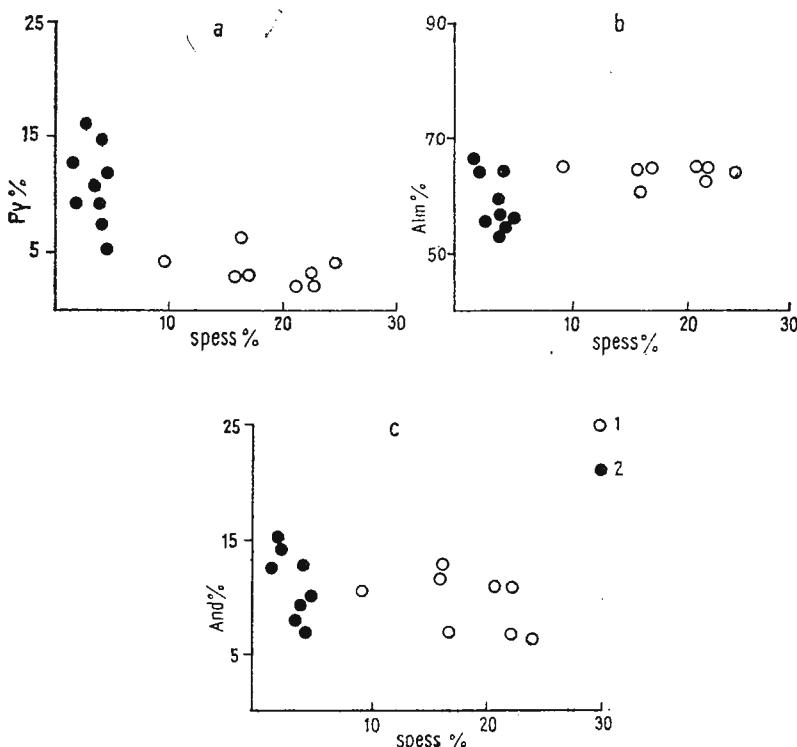


Fig. 80. — Relațiile : Py : Spess (a), Alm : Spess (b) și And : Spess (c) în granații din pegmatitele (1) și rocile metamorfice (2) ale seriei de Rebra.

Les relations : Py : Spess (a), Alm : Spess (b) et And : Spess (c) dans les grenats des pegmatites (1) et des roches métamorphiques (2) de la série de Rebra.

scăzut de titan în timp ce în granații din rocile metamorfice se remarcă o scădere a valorii oxidului de mangan și o creștere a cantității de oxid de calciu și titan. Soluția solidă din care sînt alcătuiți granații studiați arată că în granații din pegmatite compoziții principali sunt almandinul și spessartinul iar în granații din rocile metamorfice, almandinul este în echilibru cu cantități în general apropiate ca mărime de pyrop, grosular și andradit.

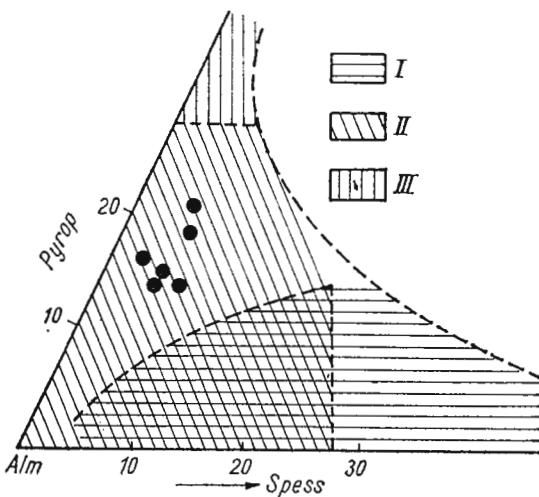


Fig. 81. — Diagramma almandin-spessartin-pyrop (după V elik o s la v i n s k i, 1965).

I, cimpul faciesurilor șisturilor verzi și al amfibolitelor cu epidot ; II, cimpul faciesului amfibolitelor cu almandin ; III, cimpul faciesului granulitic.

Le diagramme almandin-spessartine-pyrope (d'après V elik o s la v i n s k i, 1965).

I, le champ des faciès des schistes verts et des amphibolites à épidoite ; II, le champ du faciès des amphibolites à almandin ; III, le champ du faciès granulitique.

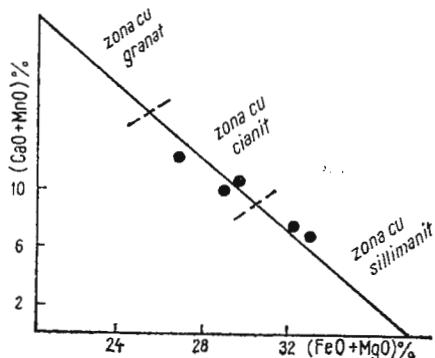


Fig. 82. — Diagramma lui N and i (1967) cu proiecția granaților din micașisturile seriei de Rebra.

Le diagramme de N and i (1967) avec la projection des grenats des micaschistes de la série de Rebra.

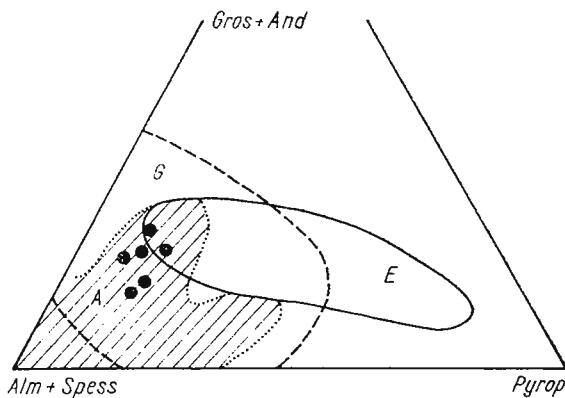


Fig. 83. — Diagrama almandin + spessartin-grosular + andradit-pyrope cu proiecția granaților din micașisturile seriei de Rebra.  
A, cimpul faciesului amfibolitic ; G, cimpul faciesului granulitic ;  
E, cimpul faciesului eclogitic.

Le diagramme almandin + spessartine-grossulaire + andradite-pyrope avec la projection des grenats des micaschistes de la série de Rebra.  
A, le champ du faciès amphibolitique ; G, le champ du faciès granulitique ; E, le champ du faciès eclogitique.

#### G) Apatitul

A fost întâlnit în corpul pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra unde se prezintă sub formă de cristale prismatice mulate într-o matrice de cuarț sau apare asociat cu microclinul în zona intermedieră. Ca incluziuni în feldspați și granați (pl. X, fig. 2) a fost întâlnit și în alte ocurențe pegmatitice.

#### H) Pirita

Este asociată cu cuarțitul miarolitic, sub formă de cristale cubice. Conține 350 ppm Co și 275 ppm Ni.

Studiul mineralologic și geochimic al mineralelor din pegmatitele masivului Rodna scoate în evidență faptul că microclinul, plagioclazii, muscovitul, biotitul, turmalina și granații sunt principalele faze mineralogice ale pegmatitelor. Aceste minerale care alcătuiesc cca 98 % din volumul corpurilor pegmatitice sunt purtătoare ale elementelor Si, Al, K, Na, Fe, Mg, Ca, O, H și B.

Distribuția geochimică a elementelor majore în mineralele analizate este prezentată în diagramele din figura 84.

Examinarea acestor diagrame arată :

1. conținuturi ridicate de silice în feldspați și valori mai scăzute, dar în mare parte constante, în biotit, turmalină și granați ; după conținutul

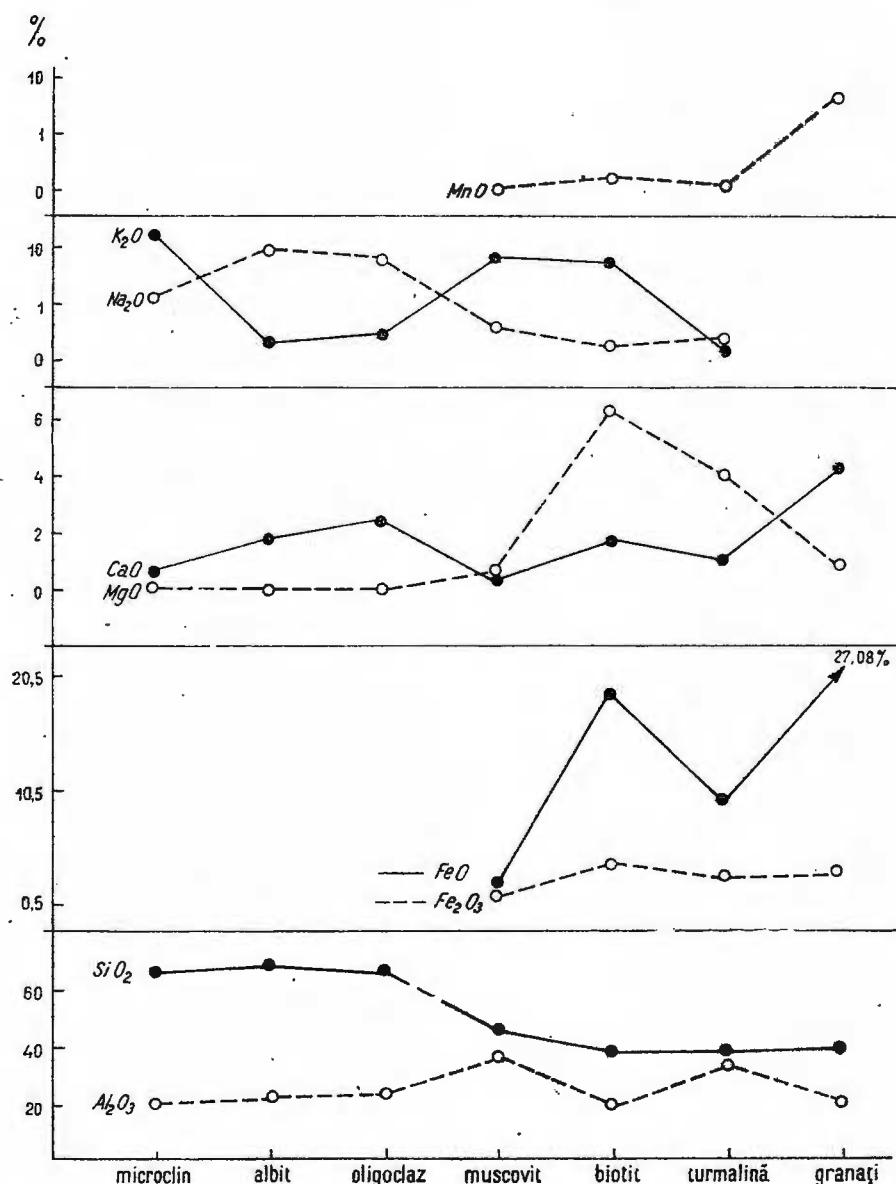


Fig. 84. — Variația oxizilor în mineralele din pegmatitele seriei de Rebra (valori medii).

La variation des oxydes dans les minéraux des pegmatites de la série de Rebra (valeurs moyennes).

în  $\text{SiO}_2$ , muscovitul se situează între feldspați și grupa mineralelor bogate în fier (biotit, granați, turmalină);

2. participarea largă a aluminiului în muscovit, turmalină și conținuturi apropiate în feldspați, biotit și granați;

3. predominarea  $\text{Fe}^{2+}$  asupra  $\text{Fe}^{3+}$  în muscovit, biotit, turmalină, granați precum și conținuturile ridicate de  $\text{FeO}$  în granați și biotit; conținutul în  $\text{FeO}$  al turmalinei o încadrează între biotit și granați;

4. concentrarea Mg în unele minerale bogate în fier (biotit, turmalină) și relația pozitivă între conținutul de Mg și cel de  $\text{Fe}^{2+}$  în muscovit, biotit și turmalină;

5. conținuturi ridicate ale elementelor alcaline în feldspați, muscovit, biotit și relația pozitivă între cantitatea de silice și valoarea oxidului de sodiu în feldspați, muscovit, biotit și turmalină;

6. lipsa concentrării Mn în feldspați și participarea largă a acestui element în granați.

### III. DISTRIBUȚIA GEOCHIMICĂ A UNOR ELEMENTE MINORE ÎN MINERALELE DIN PEGMATITELE MASIVULUI RODNA

În literatura română, cu excepția unui număr foarte redus de date (Supercen, 1957) se remarcă o lipsă a cunoștințelor suficiente în ceea ce privește distribuția elementelor minore în mineralele din pegmatite.

Determinarea regularităților de distribuție a unor elemente minore în mineralele din pegmatitele masivului Rodna și procesele geochemice care au condus la aceste distribuții formează subiectul discuțiilor din acest capitol. În cele ce urmează ne propunem să urmărim distribuția geochemicală a unor elemente minore : Ti, Mn, Ba, Sr, Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Li, Be, B, Ga, Sn, Cr, V, Sc, Zr, Y, Yb, Nb și La în mineralele din pegmatitele și din unele roci metamorfice ale seriei de Rebra. Majoritatea probelor analizate sunt aceleași care au servit pentru studiul elementelor majore. Acest lucru ne-a permis și apărfundarea unor relații geochemice dintre elementele majore și cele minore din mineralele respective. Pe lîngă acestea, pentru a avea o vedere mai largă asupra distribuției elementelor minore în mineralele separate din pegmatitele masivului Rodna, au fost analizate și cîteva probe din alte cîmpuri pegmatitice din țară. Analizele chimice aparțin autorului (metodele folosite sunt trecute la sfîrșitul lucrării) iar determinările spectrale au fost executate de Constanța Udreescu, Alla Zahărcă și Ilie Ionel.

#### A) Cuarțul

După cum s-a arătat, cuarțul este componentul principal care se asociază cu toate mineralele pegmatitelor.

Prezența în cuarț a unor elemente minore poate fi datorată substituțiilor izomorfe sau frecvenței incluziunilor fluide. Pătrunderea în rețeaua cristalină a cuarțului a unor elemente poate avea loc după



schema :  $\text{Si}^{4+} \longrightarrow \text{Al}^{2+} + \text{R}^+$  sau  $2\text{Si}^{4+} \longrightarrow 2\text{Al}^{2+} + \text{R}^{2+}$ , unde  $\text{R}^+$  reprezintă ionii metalelor alcaline iar  $\text{R}^{2+}$ , ionii bivalenti (Liachovici, 1972).

În cuarțul din pegmatitele masivului Rodna s-au determinat conținuturile de Mn, Cu, Zn, Co și B (tab. 55). Rezultatele obținute arată că, în general, conținuturile în aceste elemente minore variază de la o probă la alta, în limite destul de largi, mai ales pentru Mn, Cu, Pb și Zn ceea ce se explică prin faptul că probele analizate reprezintă diferite generații de cuarț care se asociază cu diferite minerale ale pegmatitelor.

TABELUL 55

*Conținutul de Mn, Cu, Zn, Pb, Co și B (ppm) în cuarțul din pegmatitele masivului Rodna*

Proba	Mn	Cu	Pb	Zn	Co	B
Q-29	sld	12,0	4,2	13,3	0,65	20
Q-368	sld	8,0	1,6	12,5	0,65	—
Q-176	sld	10,0	4,2	—	sld	—
Q-327	28,5	1,3	4,2	6,0	0,26	—
Q-130	sld	10,6	6,0	6,0	0,65	—
Q-448	sld	0,5	4,2	11,0	0,40	6
Q-115	sld	5,3	4,2	9,5	0,26	—

— nedeterminat.

Q-29, cuarț asociat cu turmalină din zona marginală a corpului pegmatitic între Rebre (2); Q-368, cuarț depus pe fisuri, corpul pegmatitic între Rebre (2); Q-176, cuarț din structuri pegmatoide, asociat cu microclin, zona intermedie a corpului pegmatitic Scărișoara (5); Q-327, cuarț asociat cu turmalină, biotit, granați și feldspați din zona marginală a corpului pegmatitic Scărișoara (5); Q-130, cuarț masiv, transparent din pegmatitele de la Tarnița Scărișoarei (8); Q-448, cuarț masiv asociat cu feldspați și muscovit din pegmatitele de la Maieru (9); Q-115, cuarț asociat cu pirită din cavități miarolitice, valea Rebra.

Dintr-un număr de 7 probe, numai în cuarțul (Q-327) asociat cu turmalină, granați și feldspați din zona marginală a corpului pegmatitic Scărișoara, a fost determinat un conținut de 28,5 ppm Mn. Distribuția Cu prezintă o variație cuprinsă între 0,5 și 12 ppm. Valori mai ridicate au fost determinate în cuarțul din structurile pegmatoide și în blocuri iar conținutul cel mai scăzut apare în proba separată din pegmatitele de la Maieru. După conținutul mediu, rezultatele obținute se apropie de valorile prezentate de Liachovici (1972) pentru conținutul de Cu în cuarțul din pegmatitele masivelor Konevski și Kociarski din Ural.

Conținutul de Pb determinat de noi în cuarț arată o medie de 3,8 ppm, foarte apropiată de cea prezentată pentru cuarțul din pegmatitele masivului Kociarski din Ural (Liachovici, 1972) (tab. 56).

În cuarțul din pegmatitele masivului Rodna, Zn variază între 6,0 și 13,3 ppm, cu valoarea cea mai ridicată în cazul probei din zona marginală a corpului pegmatitic între Rebre. Conținutul mediu este mai scăzut decât



TABELUL 56

*Conținutul mediu de Cu, Pb, Zn, Co și B (ppm) în cuarț*

Roca, localizare	Cu	Pb	Zn	Co	B
Pegmatite, seria de Rebra	6,8	3,8	9,7	0,41	13
Date prezentate de L i a h o v i c i (1972)					
Pegmatite (in general)	4,0	7,8	23,8		
Aplite (in general)	8,7	6,9	17,1		
Pegmatite, masivul Konevski	4,0	15,0	8,0		
Pegmatite, masivul Kociarski	4,0	4,0	40,0		

cel indicat de L i a h o v i c i (1972) pentru cuarțul din pegmatite și aplite (tab. 56).

În cazul Co, valorile obținute de noi sunt destul de scăzute și dacă le comparăm cu conținutul de 0,45 ppm Co, prezentat de C a r r și T u r e - k i a n (1961) pentru cuarțul din granite, reiese clar lipsa concentrării Co în cuarț.

Conform determinărilor lui M a l i k o v și K o m o v (L i a h o v i c i, 1972) conținutul mediu de B în cuarț nu este constant și acest lucru este important în posibilitatea de determinare a genezei sale. Analizele noastre arată că prezența în asociatie a schörlitului ridică mărimea valorii B, după cum se observă în proba Q-29 în care s-a determinat 20 ppm B, față de 6 ppm B ce s-a obținut pentru cuarțul masiv, asociat cu microclin și muscovit din pegmatitele de la Maieru. Valorile sunt însă mult mai ridicate

TABELUL 57

*Valorile coeficienților de concentrație (k) ai Mn, Cu, Pb, Zn, Co și B în cuarțul din pegmatitele masivului Rodna*

Elementul	Conținutul mediu (ppm)	k
Mn	28,5	0,04
Cu	6,8	0,34
Pb	3,8	0,19
Zn	9,7	0,16
Co	0,4	0,08
B	13,0	0,86

decit conținutul de 1,25 ppm B, determinat într-o probă de cuarț de la Băiuț. Aceste variații ne permit să afirmăm că oscilația conținutului de B din cuarț poate fi întrebunțată ca indice de corelație. Totuși, trebuie să ținem cont de faptul că B poate fi conținut și în incluziunile fluide din cuarț.



Conținutul mediu de Mn, Cu, Pb, Zn, Co și B a servit la calculul coeficienților de concentrație (k) a elementelor respective în cuarțul din pegmatitele masivului Rodna (tab. 57).

Datele prezentate în acest tabel arată, în toate cazurile, valori mai mici ca unitatea ale coeficienților de concentrație (k), ceea ce scoate în evidență o participare redusă a Mn, Co, Zn, Pb, Cu și parțial a B în compoziția cuarțului din pegmatitele masivului Rodna.

### B) Feldspații

Compoziția și structura feldspațiilor permite posibilitatea unor serii de substituții izomorfe dintre care amintim înlocuirea K de către Ba, Pb, Pb, Cs; a Al cu Ga și altele în feldspații potasici și substituțiile  $\text{Al} \longrightarrow \text{Fe}^{3+}$ , Ti, Ga; Ca  $\longrightarrow \text{Fe}^{2+}$ , Mn, Mg, Sr, T.R.; K  $\longrightarrow$  Ba în plagioclazi. Dintre posibilitățile de substituție, înlocuirea K de către Ba și Pb este cea mai caracteristică pentru feldspații potasici.

*Bariul și stronțiul.* Captarea Ba, element legat geochemical de K, în structura microclinului se explică prin dimensiunea apropiată a razei ionice a acestui element (1,43 kX) de cea a razei ionice a K (1,33 kX). Din această cauză, rezultatele obținute în ceea ce privește conținutul de Ba și Sr în microclinul din pegmatite arată că cele două elemente se găsesc în cantități diferite. Astfel, participarea Ba este mult mai ridicată decât cea a Sr și cu variații largi, cuprinse între 150 și 5800 ppm. Acest lucru atrage după sine și oscilații ale mărimii raportului K : Ba (tab. 58). Între valorile găsite de noi se situează și conținutul de 240 ppm Ba prezentat de S a v u et al. (1973) pentru un feldspat potasic cenușiu din pegmatitele de pe valea Gilortului (munții Parâng). Conținuturi asemănătoare ca cele expuse mai sus au fost determinate și în feldspații potasici din pegmatitele Munților Apuseni. Astfel, într-un ortoclaș (F-535) asociat cu muscovit, turmalină și granați din pegmatitele de pe Pîriul Ursului conținutul în Ba este de 57 ppm iar în microclinul din pegmatitele de pe Valea Mică, localizate în granitul de Vința, Ba variază între 600 și 1550 ppm (tab. 58). Aceste date cu privire la conținutul de Ba în feldspații potasici din unele pegmatite din România sint în mare parte asemănătoare cu cele prezentate de M a h a e v (L i a h o v i c i , 1972) pentru microclinul din pegmatitele micaferale ale Kareliei.

În diagrama din figura 85 se recunoaște o creștere a conținutului de Ba odată cu cel de K, cu observația că, în probele analizate, această corelație a putut fi afectată de prezența albitului de dezamestec și de substituție în masa microclinului.

Pentru a scoate în evidență concentrarea Ba în microclinul din pegmatitele masivului Rodna este necesar să lău în considerare și alte cercetări în acest domeniu. Menționăm astfel datele prezentate de ř m a - k i n (1971, 1973) din care rezultă că în microclinul aparținând la patru generații, din pegmatitele raionului Mamsk, conținutul mediu de Ba este de 3137 ppm iar feldspatul potasic din pegmatitele de la Biarsk arată



TABELUL 58

*Conținutul de Ba și Sr în feldspații din pegmatitele masivului Rodna \**

Proba	Ba (ppm)	Sr (ppm)	K %	Ba/Sr	K/Ba
A) Microclin					
Mi-174	4500	75	11,37	60,0	25,0
Mi-318	280	175	11,01	1,6	392,0
Mi-371	1700	220	12,03	7,7	70,0
Mi-387	5800	550	11,53	10,5	20,0
Mi-446	150	250	10,26	0,6	410,0
B) Plagioclazi					
F-389	10	40			Ab <sub>94,5</sub> An <sub>4,3</sub> Or <sub>1,2</sub>
F-337	36	650			Ab <sub>86,1</sub> An <sub>12,3</sub> Or <sub>1,7</sub>
F-6	10	75			Ab <sub>82,8</sub> An <sub>13,0</sub> Or <sub>4,2</sub>

Determinări comparative :  
Pegmatitele din Munții Apuseni :

F-535	57	52		ortoclas. Pîrîul Calului
Mi-555	1300	305		microclin, Valea Mică
Mi-556	1550	325		microclin, Valea Mică
Mi-558	600	180		microclin, Valea Mică
F-559	14	140		oligoelaz. Valea Mică

\* Analize spectrale.

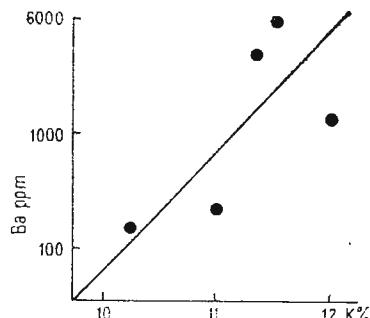


Fig. 85. — Relația Ba : K în microclinul din pegmatitele masivului Rodna.

La relation Ba : K dans la microcline des pegmatites du Massif de Rodna.

1900 ppm Ba. Media găsită de noi se situează între aceste mărimi și prezintă valoarea de 2486 ppm Ba (tab. 59).

După cum se observă din tabelul 59, în comparație cu feldspații din granite, conținutul de Ba în feldspații potasici din pegmatite se micșorează. Acest lucru arată, dacă se ține cont de corelația dintre conținutul de Ba în feldspați și temperatura de cristalizare, că pegmatitele s-au format la temperaturi mai scăzute decât granitele.



TABELUL 59

*Conținutul mediu de Ba în feldspații potasici din granite și pegmatite*

Roca, localizare	Nr. determinărilor	Ba(ppm)	Autorul
Granite (în general)	109	5093	Lia h o v i c i , 1972
Granite din Zabaikalia	170	6600	A n t i p i n et al., 1969
Granitul de Sâvîrşin	3	8600	S a v u et al., 1966
Pegmatite, masivul Rodna	5	2486	
Pegmatite, raionul Mamsk	4	3137	Ş m a k i n , 1971
Granitul de Muntele Mare	1	2200	
Pegmatite, Munții Apuseni	4	877	

În ceea ce privește conținutul de Sr, acesta este mult mai scăzut decit cel de Ba și prezintă variații mai restrinse, cuprinse între 75 și 550 ppm. Între aceste valori se situează și conținuturile găsite în feldspații potasici din pegmatitele de pe Valea Mică (180—325 ppm Sr).

Conținuturi similare au fost determinate de Ş m a k i n (1971) în microclinul din pegmatitele raionului Mamsk, în care Sr arată concentrații de la 85 pînă la 720 ppm. Media de 254 ppm Sr obținută pentru microclinul din pegmatitele masivului Rodna concordă cu cea prezentată de K o c i n e v et al. (1971) pentru microclinul din structuri pegmatoide (tab. 60).

TABELUL 60

*Conținutul mediu de Sr în microclinul din pegmatite*

Structura	Nr. determinărilor	Sr (ppm)
Pegmatoidă și în blocuri, Rodna	5	254
Pegmatoidă, Munții Apuseni	3	270
Date prezentate de K o c i n e v et al. (1971)		
Grafică	5	200
Apografică	6	350
Pegmatoidă	10	280
Structură neclară	11	330

Spre deosebire de microclin, plagioclazii din pegmatitele masivului Rodna se caracterizează prin valori mult mai scăzute de Ba și Sr. Este interesant de comparat aceste conținuturi cu date din literatură deoarece unele probe analizate de noi au rezultat în mare parte prin substituția microcliniului (tab. 61).



TABELUL 61

*Conținutul mediu de Ba și Sr în plagioclazii din pegmatite*

Ocurență, localizare	Nr. determinărilor	Ba(ppm)	Sr(ppm)	Sr/Ba
Masivul Rodna Munții Apuseni	3 1	18,6 14,0	225 140	13 10
Date prezentate de Š m a k i n (1971)				
Raionul Mamsk				
structuri primare	6	210,0	480	2,3
complexul cuart-muscovitic	8	42,0	310	7,4
Raionul Gutoro-Biriusinsk				
structuri primare	9	130,0	390	3,0
complexul cuart-muscovitic	10	59,0	330	5,6
zona de substituție	5	34,0	350	10,3
Raionul Akukansk				
zona de substituție	5	8,0	13	1,6
Date prezentate de Š m a k i n și K o s- t i u k o v a (1969)				
Raionul Maisorsk				
zona de substituție	3	18,0	18	1,0

Datele prezentate în acest tabel sunt destul de sugestive și caracterizează conținuturile scăzute de Ba și Sr în plagioclazii din zonele de substituție a pegmatitelor.

*Plumbul.* Dintre posibilitățile de substituție amintite, înlocuirea K de către Pb este caracteristică feldspațiilor de potasiu. În acest caz similaritatea dimensiunilor razelor ionice ale K ( $1,33 \text{ kX}$ ) și Pb ( $1,32 \text{ kX}$ ) permite ionilor de Pb, cel puțin într-un anumit grad, să ocupe poziții identice cu cele ale K în structura feldspațiilor potasici. Date recente, expuse de L i a h o v i c i (1972) arată că prezența Pb în feldspații potasici constituie rezultatul unui izomorfism heterovalent de tipul  $\text{KSi} - \text{PbAl}$ . În același timp, deosebirea în mărimea electronegativității K și Pb (corespunzător la 0,8 și 1,6), potențialele lor de ionizare, caracterul calcofil al ionului de Pb și oxifil al aceluia de K, permit să se presupună că în feldspații potasici aceste elemente pot să formeze și săruri binare. În acest sens amintim că încă din anul 1931 S c h i e b a l d (R a n k a m a și S a h a m a, 1970) a dovedit că Pb este capabil să formeze o structură feldspatică, preparind un feldspat artificial de Pb, stabil.

În literatură (H e i r , T a y l o r , 1959; L i a h o v i c i , 1972) se precizează că feldspații potasici din pegmatite comparativ cu cei din granite se caracterizează printr-un conținut mult mai ridicat de Pb. Această constatare ne-a sugerat determinarea Pb în feldspații din pegmatitele masivului Rodna, rezultatele fiind trecute în tabelul 62. După cum



se vede din analizele noastre, conținutul de Pb în microclinul din pegmatitele cercetate este destul de uniform însă mai ridicat decât în plagioclazi. Valorile sunt cuprinse între 110 și 190 ppm Pb în microclin și între 25 și 80 ppm Pb în plagioclazi. Pentru a pune în evidență capacitatea de concentrare a Pb în microclin, am analizat și trei probe de feldspați din alte cimpuri pegmatitice din țară (tab. 62). Rezultatele obținute arată în microclinul din pegmatitele de la Copalnic și de pe valea Sadului valori mult mai ridicate decât cele din probele separate din pegmatitele masivului Rodna. Acest lucru ne-a determinat să prezentăm comparativ, în tabelul 63 și unele date din literatură.

TABELUL 62

*Conținutul de Pb, Cu, Zn, Co (ppm) în feldspați din pegmatitele masivului Rodna*

Proba	Pb	Cu	Zn	Co	K/Pb	Pb/Zn
A) Microclin						
Mi-23	170	20	10	8,5	524	17
Mi-334	—	35	—	8,5		
Mi-364	150	50	7	7,0	568	21
Mi-174	110	70	25	4,0	1033	4
Mi-318	130	20	7	8,0	847	18
Mi-361	110	35	24	8,0	802	4
Mi-371	150	20	20	4,0	801	7
Mi-324	175	65	3	3,0	628	58
Mi-387	190	25	18	—	607	10
Mi-446	130	20	42	7,0	586	3
Mi-390	175	70	30	8,0	600	6
B) Plagioclazi						
F-16	64	32	20	4,0		3
F-58	64	20	5	7,0		13
F-368	29	27	10	4,0		3
F-389	80	32	17	4,0		5
F-6	25	60	3	8,0		8
F-337	30	—	—	—		
Determinări comparative :						
Mi-397, microclin din pegmatitele de la Copalnic (muntii Preluca)						
380	20	27	3,0	284	14	
Mi-104, microclin din pegmatitele de pe valea Sadului						
330	80	—	6,5	342		
F-7, albă din pegmatitele de la Voislova						
22	35	24	3,0		0,8	
Munții Apuseni (determinări spectrale)						
F-535	155	3				
Mi-555	110	3,5				
Mi-556	81	5				
F-559	41	6				

— nedeterminat.



TABELUL 63  
*Conținutul mediu de Pb în microclinul din pegmatite*

Localizare	Nr. determinărilor	Pb(ppm)	Autorul
Masivul Rodna	10	149	
Munții Apuseni	2	95	
Raionul Borghinsk			
structuri primare	4	199	Ş m a k i n , 1971
structuri pegmatoide	2	150	Ş m a k i n , 1971
zona de muscovitizare	6	109	Ş m a k i n , 1971
Cîmpul pegmatitic Biharsk			
zona de muscovitizare	9	853	Ş m a k i n , 1973
 Feldspați potasici (date citate de Correns et al., 1974)			
Maryland, Virginia	13	189	Doe et al., 1965
Ienisei, Siberia*	8	329	Volubuev et al., 1970

\* limitele de variație: 15 – 1300 ppm.

Examinarea valorilor din tabelul 63 arată că uneori concentrarea Pb ajunge pînă la 853 ppm, ca în microclinul din cîmpul pegmatitic Biharsk (Ş m a k i n , 1973) sau chiar pînă la 1300 ppm, conținut determinat în feldspați potasici din cîmpul pegmatitic Ienisei, Siberia. În ceea ce privește rezultatele noastre, acestea se apropie de valorile caracteristice microclinului din structurile pegmatoide ale pegmatitelor raionului Borghinsk.

Concentrarea Pb în feldspați potasici din pegmatite este reprezentată grafic în diagrama din figura 86.

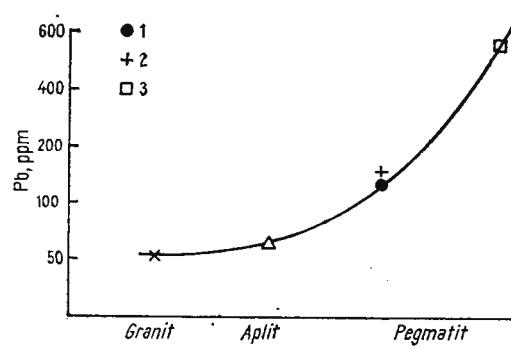


Fig. 86. — Concentrarea Pb în feldspați potasici din granit, aplite (Antipin et al., 1969), pegmatite (1, serie de Rebra ; 2, raionul Borghinsk, Ş m a k i n , 1971) și în amazonitul pegmatitic (3, Jirov, Stișov, 1965).

La concentration en Pb dans les feldspaths potassiques des granites, aplites (Antipin et al., 1969), pegmatites (1, série de Rebra ; 2, le rayon Borghinsk, Ş m a k i n , 1971) et dans l'amazonite pegmatitique (3, Jirov, Stișov, 1965).

Examinarea diagramei arată că microclinul din pegmatitele masivului Rodna se situează, după conținutul în Pb, între valoările determinate pentru feldspați potasici din aplite și amazonitul pegmatitic.

În comparație cu microclinul, în feldspații plagioclazi din pegmatitele masivului Rodna s-a determinat un conținut mai scăzut de Pb, cu media de 30 ppm, mai mare decit media prezentată de řmakin (1971) pentru plagioclazii din pegmatitele raionului Mamsk (16 ppm Pb).

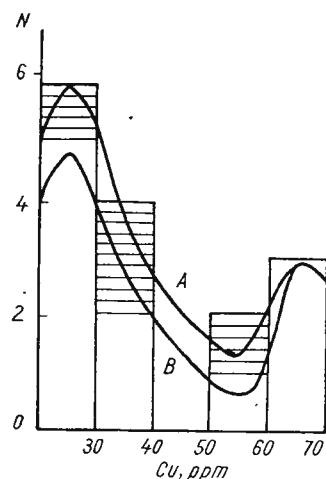
O valoare oarecum apropiată arată albitul din pegmatitele de la Voislova. În plagioclazii din pegmatitele de pe Valea Mică (Muntii Apuseni) s-a determinat pe cale spectrală 41–45 ppm Pb.

*Cuprul și zincul.* După cum se constată din tabelul 62, participarea Cu și Zn în compoziția feldspaților din pegmatitele masivului Rodna este destul de scăzută. În microclin se observă că Zn variază între limite mai largi, de la 3 pînă la 42 ppm iar Cu prezintă conținuturi mai uniforme. Același mod de variație apare și în plagioclazi.

Cu datele din tabelul 62 s-a construit curba de frecvență a conținutului de Cu în feldspați, din figura 87. Curba A reprezintă frecvența conținutului de Cu pentru toți feldspații iar curba B numai pentru microclin.

Fig. 87. — Frecvența Cu în feldspații din pegmatitele masivului Rodna.

La fréquence du Cu dans les feldspaths des pegmatites du Massif de Rodna.



Din reprezentarea grafică se vede că maximum de frecvență este cuprins între 20 și 30 ppm Cu. Media aritmetică este de 38 ppm Cu, deci maximum de frecvență se află localizat la valori puțin mai mici decit aceea a mediei aritmetice. Se mai constată că cele două curbe sunt în mare parte asemănătoare, ceea ce arată același caracter al distribuției Cu în microclin și plagioclazi.

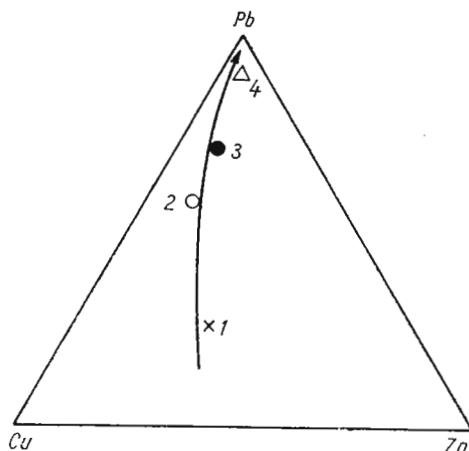
Ca și în cazul Cu, tot astfel și pentru Zn se poate pune în evidență o oarecare deosebire în cadrul feldspaților analizați, după conținutul mediu care este mai mare în microclin (18 ppm Zn) față de plagioclazi (11 ppm Zn). După cum se vede din analizele noastre, valori similare se constată și în microclinul din pegmatitele de la Copalnic precum și în albitul pegmatitic

de la Voislova. Variația în limite mai largi a Zn, comparativ cu aceea a Pb atrage după sine, după cum se vede din tabelul 62, oscilații importante ale mărimii raportului Pb/Zn.

*Raportul Cu—Pb—Zn.* În legătură cu conținutul de Cu, Pb și Zn în feldspații din pegmatitele masivului Rodna s-a construit o diagramă triunghiulară în care este reprezentată grafic variația de concentrație a acestor elemente în microclin și plagioclazi. Din diagramea prezentată în figura 88 se observă o îmbogățire evidentă în Pb a microclinului, comparativ cu plagioclazii.

Fig. 88. — Diagrama Cu—Pb—Zn. 1, albit, pegmatitele de la Voislova; 2, plagioclaz, pegmatitele masivului Rodna; 3, microclin, pegmatitele masivului Rodna; 4, microclin, pegmatitele de la Copalnic.

Le diagramme Cu—Pb—Zn. 1, albite, les pegmatites de Voislova ; 2, plagioclase, les pegmatites du Massif de Rodna ; 3, microcline, les pegmatites du Massif de Rodna ; 4, microcline, les pegmatites de Copalnic.



Conținutul de Co în feldspații din pegmatitele masivului Rodna este scăzut, menținându-se sub 8,5 ppm. Se remarcă o participare identică a Co în compoziția microclinului și plagioclazilor din cimpurile pegmatitice cercetate (tab. 62). Aceste constatări arată o concordanță între datele noastre și acelea din literatură, din care reiese ca regulă generală lipsa concentrării Co în feldspați.

Determinările efectuate au pus în evidență în majoritatea feldspațiilor din pegmatitele masivului Rodna prezența sub limita de detecție a Mn. Totuși, în microclinul (Mi-387) asociat cu muscovit și granați din pegmatitele de la Făget s-a găsit 300 ppm Mn iar în oligoclazul (F-6) din zona intermediară a corpului pegmatitic Între Rebre s-a determinat 250 ppm Mn. De asemenea, analizele spectrale ale unor feldspați din pegmatitele Munților Apuseni indică valori scăzute de Mn : între 6 și 152 ppm Mn în feldspații potasici și 18 ppm Mn în oligoclaz. Conținuturi similare au fost găsite de noi și în feldspații din pegmatitele munților Preluca : 350 ppm Mn în microclin și 50 ppm Mn în albit.

Rezultatele obținute concordă pe deplin cu analizele prezentate în literatură, în care se remarcă conținuturi scăzute de Mn, așa cum a

determinat Ronesson (1966) într-un feldspat alcalin al pegmatitelor din Ural: 154 ppm Mn.

Datele analitice au servit la calcularea conținutului mediu al elementelor minore, cu ajutorul cărora s-au stabilit coeficienții de concentrație ( $k$ ) a elementelor minore respective în microclinul și plagioclazii din pegmatitele masivului Rodna. Valorile obținute arată că, după mărimea coeficienților de concentrație, elementele minore din feldspați pot fi împărțite în două grupe: elemente minore cu  $k > 1$  și elemente minore cu  $k < 1$ . Datele prezentate în tabelul 64 scot în evidență rolul microclinului din pegmatitele masivului Rodna în concentrarea Pb ( $k = 7,4$ ) și Ba ( $k = 3,0$ ) precum și participarea redusă a unor elemente minore în compoziția feldspațiilor analizați.

TABELUL 64

*Valorile coeficienților de concentrație ( $k$ ) ai Pb, Ba, Cu, Zn, Sr, Co și Mn în feldspați*

Elementul	Conținutul mediu (ppm)		$k_{Mi}$	$K_{Pi}$
	în microclin	în plagioclaz		
Pb	149,0	48,6	7,4	2,4
Ba	2486,0	18,6	3,0	0,2
Cu	39,0	34,2	1,9	1,7
Zn	18,6	11,0	0,3	0,2
Sr	254,0	255,0	0,8	1,0
Co	6,0	5,4	0,5	0,4
Mn	300,0	250,0	1,2	1,0

### C) Biotitul

Plecind de la unele date din literatură (Liahotici, 1972) după care biotitul apare ca un mineral concentrator de elemente minore, în cele ce urmează se urmărește distribuția Mn, Cu, Pb, Zn, Co și Ni în biotitul din pegmatitele și micașisturile seriei de Rebra.

**Manganul.** Determinările chimice arată că biotitul din pegmatitele masivului Rodna se caracterizează printr-un conținut ridicat în Mn, comparativ cu biotitul separat din micașisturile înconjurătoare (tab. 65). Limitele de variație sunt cuprinse între 1625 și 2360 ppm Mn, valori mai scăzute decât cele prezentate de Ianovici (1939) pentru biotitul din pegmatitele de la Voineasa (2792 ppm Mn). În biotitul din pegmatitele Munților Apuseni analizele spectrale indică 1860 și 2065 ppm Mn.

În cimpul pegmatitic al masivului Rodna, conținuturile cele mai ridicate de Mn apar în biotitul din corpul pegmatitic Scărișoara iar valoarea maximă a fost determinată în biotitul asociat cu granat spessartinic.



În biotitul din micașisturile seriei de Rebra se remarcă conținuturi scăzute în Mn, asemănătoare cu datele prezentate de S a v u et al. (1967) pentru biotitele din zonele metamorfice ale cristalinului munților Semenic.

Cu unele excepții, substituția fierului bivalent de către Mn este posibilă în biotitul din pegmatite (fig. 89 A) iar în cazul probelor separate din micașisturi se evidențiază o creștere proporțională a conținutului de Mn odată cu mărirea valorii oxidului feros (fig. 89 B).

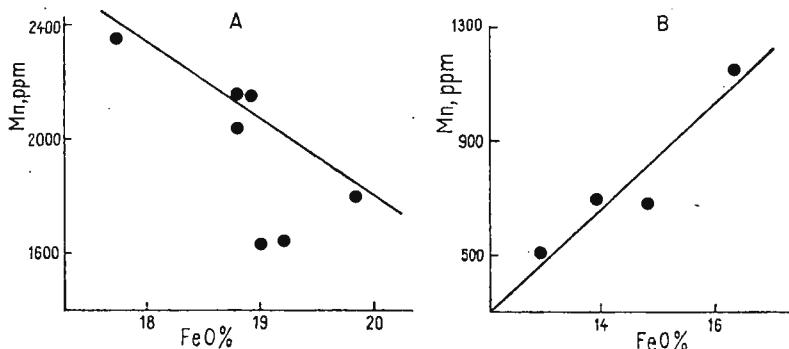


Fig. 89. — Relația Mn : FeO în biotitul din pegmatitele (A) și micașisturile (B) seriei de Rebra.

La relation Mn : FeO dans la biotite des pegmatites (A) et des micaschistes (B) de la série de Rebra.

Din diagrama prezentată în figura 90 se observă că în biotitul din micașisturile seriei de Rebra, Mn poate substitui Zn.

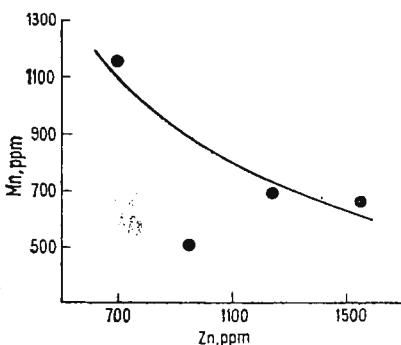


Fig. 90. — Relația Mn : Zn în biotitul din micașisturile seriei de Rebra.

La relation Mn : Zn dans la biotite des micaschistes de la série de Rebra.

*Cuprul.* Forma sub care se găsește Cu în biotit este încă discutabilă. Majoritatea cercetătorilor susțin posibilitatea substituției fierului bivalent de către Cu, fără a exclude însă relația direct proporțională dintre Cu și conținutul de fier și magneziu din biotit (S e r i h, 1964 ; L i a h o v i c i,

TABELUL 65

*Conținutul unor elemente minore (ppm) în biotitul din pegmatitele și micașisturile seriei de Rebra*

Proba	Mn	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Ni/Co
<i>Biotit din pegmatite</i>							
B-351a	1800	87	15	425	47,5	27	0,57
B-351b	1625	—	15	400	35,0	26	0,74
B-91	2360	125	20	325	62,5	42	0,67
B-141	2050	125	23	280	60,0	44	0,73
B-381	2160	87	21	250	50,0	40	0,80
B-85	2160	125	15	425	60,0	50	0,83
B-336	1625	175	20	365	55,0	40	0,73
Media	1970	120	18,4	353	53,0	38,4	
<i>Biotit din micașisturi</i>							
bM-313	1150	200	9,5	693	67,5	87	1,29
bM-378	675	126	32,5	1562	67,5	188	2,78
bM-384	500	—	10,0	943	55,0	117	2,12
bM-1199	700	165	—	1250	64,0	168	2,62
bM-343	700	125	12,0	697	72,5	260	3,58
Media	745	154	16,2	1029	65,3	164	

— nedeterminat.

1972). În acest sens amintim și legătura directă pusă în evidență de Rabinovici și Badalov (1971) între conținutul de Cu și fericitatea (*F*) biotitului. Alți autori (Loving et al., 1970; Lihovici, 1972) au înregistrat o corelație între conținutul ridicat de Cu în biotit și prezența mineralizațiilor de cupru în regiunea respectivă. Această corelație după cum arată autorii citați, caracterizează biotitul ca un indicator al mineralizațiilor cuprifere din diverse provincii. Observația poate fi aplicată și în cazul biotitului din micașisturile seriei de Rebra. După cum se vede din tabelul 65, biotitele analizate se caracterizează prin conținuturi de Cu ce variază între 125 și 200 ppm. Valoarea medie, 154 ppm, este mult superioară mediilor prezentate de Savu et al. (1967), Lihovici (1972), pentru conținutul de Cu în biotit din sisturi (tab. 66).

Datele prezentate în tabelul 66 scot în evidență faptul că biotitul separat din micașisturile seriei de Rebra se caracterizează prin conținuturi ridicate în Cu, ce întrec cu mult mediile prezentate de autorii citați. Această constatare este în concordanță cu prezența mineralizațiilor de sulfuri polimetale în rocile seriei de Rebra (Krautner, 1968). În acest sens este interesantă prezentarea comparativă a conținutului de Cu din micașisturi și din biotitele separate din ele.



TABELUL 66  
*Conținutul mediu de Cu în biotitul din șisturi*

Localizare	Nr. determinărilor	Cu (ppm)	Autorul
Seria de Rebra	4	154,0	
Munții Semenic	4	69,2	Savu et al., 1967
Șisturi (în general)	15	19,6	Lia hovici, 1972

TABELUL 67  
*Conținutul de Cu în micașisturi și biotitele separate din ele (seria de Rebra)*

Proba	Roca, mineralul	Localizare	Cu (ppm)
313	Micașist cu granați	valea Rebrisoara	150
bM-313	Biotit din 313		200
gM-313	Granat din 313		80
343	Micașist cu biotit	izvorul Pascaru	72
bM-343	Biotit din 343		125
378	Micașist cu granați	galeria Gușet	144
bM-378	Biotit din 378		126
gM-378	Granat din 378		160

Din datele prezentate în tabelul 67 se remarcă faptul că și în micașisturile din care au fost separate biotitele, au fost determinate valori ridicate de Cu, ce variază de la 72 pînă la 150 ppm. Comparativ, se prezintă și conținutul de Cu în granații asociați cu biotitele respective.

După cum se vede din analizele tabelului 67, în general, în biotite, conținutul de Cu este mai ridicat decît în micașisturile din care au fost separate. În acest sens, în diagrama din figura 91 se recunoaște o creștere proporțională a valorii Cu în biotite și micașisturi.

Reprezentarea grafică a corelației dintre Cu cu fierul bivalent (fig. 92 A) și magneziu (fig. 92 B) pune în evidență, în biotitul din micașistu-

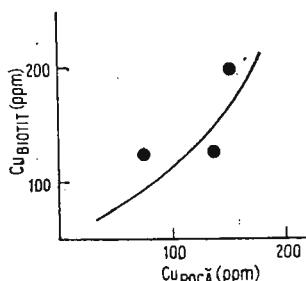


Fig. 91. — Relația Cu<sub>biotit</sub> : Cu<sub>roca</sub>.  
La relation Cu<sub>biotite</sub> : Cu<sub>roche</sub>.

rile seriei de Rebra, o dependență în mare măsură directă între aceste elemente.

O relație inversă se remarcă între conținutul de Cu și cel de oxid de potasiu (fig. 92 C).

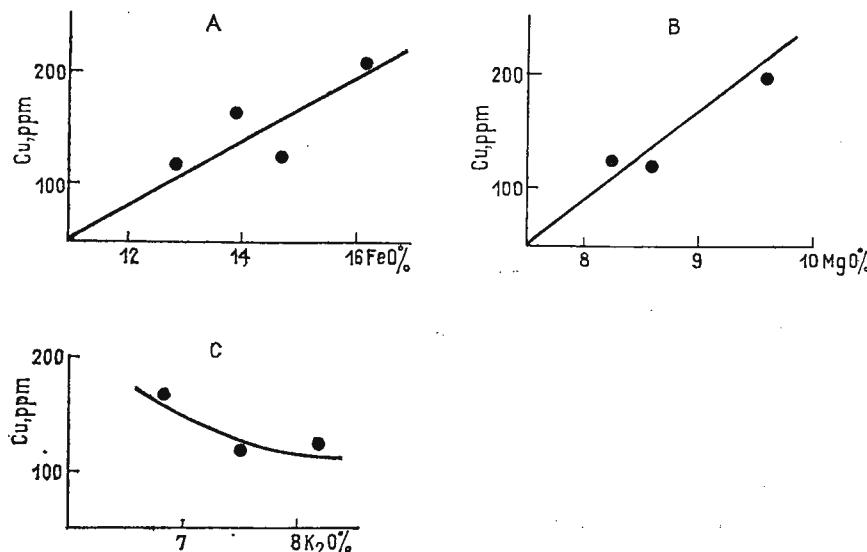


Fig. 92. — Caracterul relațiilor Cu : FeO (A), Cu : MgO (B) și Cu : K<sub>2</sub>O (C) în biotit din micașisturile seriei de Rebra.

Le caractère des relations Cu : FeO (A), Cu : MgO (B) et Cu : K<sub>2</sub>O (C) dans la biotite des micaschistes de la série de Rebra.

Totuși, trebuie să arătăm că factorul principal în concentrarea Cu în biotitul din micașisturile seriei de Rebra nu poate fi considerat ca fiind conținutul de fier sau magneziu ci prezența în regiune a mineralizațiilor de sulfuri polimetale și pirită, considerate de Kräuter (1968) ca acumulări vulcanogen-sedimentare metamorfozate regional. Această corelație caracterizează biotitul din micașisturile seriei de Rebra ca un indicator al concentrațiilor premetamorfice de minereu întâlnite în vestul masivului Rodna, în valea Gușet cît și în partea de est, în bazinul văii Săcii și în valea Blaznei.

Biotitul din pegmatitele masivului Rodna se deosebește de cel separat din micașisturile înconjurătoare prin conținuturi mai scăzute de Cu. Totuși, valoarea medie este mai ridicată decât cea indicată de Lovicci (1972) pentru conținutul de Cu din biotitul granitelor (61,8 ppm Cu pentru 10 determinări). Acest lucru arată influența mineralizațiilor de cupru din regiune și asupra biotitului din pegmatite, mai ales că în biotitul din alte cimpuri pegmatitice din țară s-au determinat pe cale spectrală

conținuturi mult mai scăzute de Cu : 7 ppm Cu în biotitul din pegmatitele de la Copalnic și 7,5–8,0 ppm Cu în biotitul din pegmatitele Munților Apuseni.

Rezultatele obținute scot în evidență posibilitatea de substituție a fierului de către Cu (fig. 93) sau corelația directă cu valoarea oxidului de magneziu (fig. 94), în biotitul din pegmatitele seriei de Rebra.

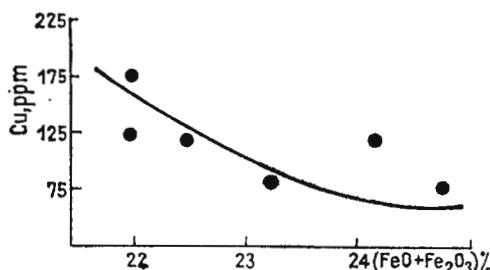
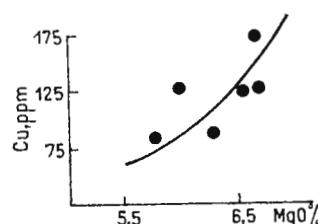


Fig. 93. — Relația Cu :  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  în biotit din pegmatitele seriei de Rebra.  
La relation Cu :  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  dans la biotite des pegmatites de la série de Rebra.

Fig. 94. — Relația Cu : MgO în biotit din pegmatitele seriei de Rebra.

La relation Cu : MgO dans la biotite des pegmatites de la série de Rebra.



*Plumbul.* În general, posibilitatea substituției K cu Pb în biotit este limitată din cauza mărimilor diferite ale electronegativității și ale potențialelor de ionizare (Liahowici, 1972). Alți autori (Parry, Hacockowski, 1963; Gavrilin et al., 1967) leagă conținuturile ridicate de Pb din biotit de prezența în regiunea respectivă a unor mineralizații polimetale.

Analizele noastre arată că în biotitul din pegmatitele masivului Rodna, Pb prezintă un interval de variație restrins, de la 15 pînă la 23 ppm, valorile ridicate fiind determinate în biotitul din corpul pegmatitic Scărișoara (tab. 65). Între aceste conținuturi se încadrează și valorile determinate spectral în biotitul din pegmatitele Munților Apuseni : 5 și 10 ppm Pb.

După conținutul mediu de 18,4 ppm Pb în biotit, pegmatitele din masivul cristalin al Rodnei se asemănă cu filoanele pegmatitice de origine metamorfică ale raionului Gutaro-Biriusinsk, a căror biotite arată 20 ppm Pb (Glebov, 1971). Totuși, în biotitul din alte cimpuri pegmatitice (Mamsk, Akukansk), Pb are valori mai scăzute, cuprinse între 9,4 și 15 ppm.

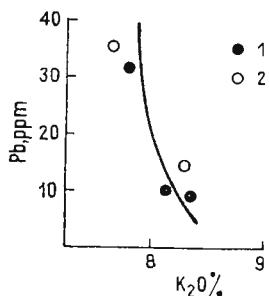
Comparativ cu aceste date, în biotitul din micașisturile în care sunt localizate pegmatitele se observă oscilații mai largi ale conținutului de

Pb, cuprinse între 9,5 și 32,5 ppm. După valoarea medie însă, biotitul din micașisturi este mai sărac în Pb decât biotitul din pegmatite. Conținutul mediu este destul de apropiat de valoarea de 15 ppm Pb prezentată de Savu et al. (1967) pentru biotitul din zona cu disten-almandin din munții Semenic precum și de cea indicată de Liahovici (1972) pentru Pb biotitului din șisturi, care este de 15 ppm.

În diagrama din figura 95 se observă că în biotitul din micașisturile seriei de Rebra apare posibilitatea substituției K de către Pb. Comparativ sînt trecute și analizele a două biotite din șisturile cristaline ale munților Semenic, după Savu et al. (1967).

Fig. 95. — Relația Pb : K<sub>2</sub>O în biotitul din micașisturile seriei de Rebra (1) și din rocile metamorfice ale munților Semenic (2).

La relation Pb : K<sub>2</sub>O dans la biotite des micaschistes de la série de Rebra (1) et des roches métamorphiques des Monts Semenic (2).



**Zincul.** Modul de ocurență a Zn în biotit este determinat de afinitatea sa pentru fier și magneziu (Ranckama, Sahama, 1970) precum și de particularitatea geochemicală a provinciei respective (Liahovici, 1972). Dimensiunile apropiate ale razelor ionice : Zn<sup>2+</sup> = 0,83 kX, Fe<sup>2+</sup> = 0,83 kX, Mg<sup>2+</sup> = 0,78 kX favorizează introducerea Zn în biotit, care prezintă conținuturile cele mai ridicate dintre mineralele cercetate.

După cum se observă din tabelul 65, conținutul de Zn în biotitul din pegmatitele masivului Rodna variază între 250 și 425 ppm avind media de 353 ppm. În general nu se remarcă diferențe însemnante în ceea ce privește conținutul de Zn în biotitul din pegmatitele cercetate. Cele mai mari valori (425 ppm Zn) au fost obținute în cazul biotitului din corpul pegmatitic Între Rebre și în biotitul din pegmatitele de la Pascaru. Conținutul cel mai scăzut de Zn a fost determinat în biotitul asociat cu muscovit din corpul pegmatitic Scărișoara. O valoare scăzută arată și biotitul concrescut cu muscovit din pegmatitele de la Pascaru. Această constatare concordă cu datele prezentate de Makagon (1971) după care biotitul din zona de muscovitizare a pegmatitelor din raionul Mamansk se caracterizează printr-un conținut mai scăzut de Zn (185 ppm Zn). Comparativ cu aceste valori, în biotitul din zona marginală s-au găsit conținuturi mai ridicate de Zn.

Media de 353 ppm Zn obținută pentru biotitul din pegmatitele masivului Rodna este destul de apropiată de cea calculată de Makagon (1971) pentru biotitul larg cristalizat din pegmatitele raionului Gutaro-Biriusinsk (350 ppm Zn) și a celor din raionul Mamansk (328 ppm Zn).

Unul din aspectele geochemice ale comportării Zn în biotitul din pegmatitele masivului Rodna, legătura sa cu fierul bivalent, este prezentat în diagrama din figura 96.

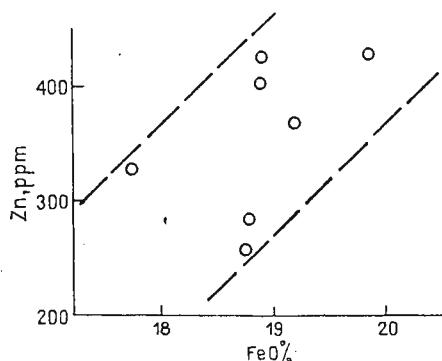
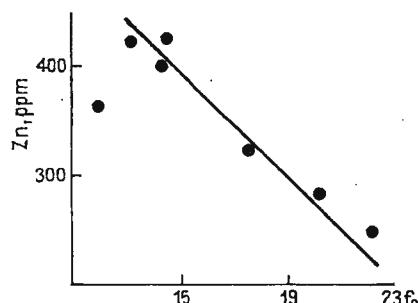


Fig. 96. — Relația Zn : FeO în biotitul din pegmatitele masivului Rodna.

La relation Zn : FeO dans la biotite des pegmatites du Massif de Rodna.

Fig. 97. — Relația Zn :  $f_0$  în biotitul din pegmatitele masivului Rodna.

La relation Zn :  $f_0$  dans la biotite des pegmatites du Massif de Rodna.



Interesantă este influența exercitată de gradul de oxidare a fierului ( $f_0$ ) în biotit asupra distribuției Zn. În acest sens, în diagrama din figura 97 se remarcă faptul că odată cu creșterea mărimii gradului de oxidare a fierului ( $f_0$ ), conținutul de Zn din biotit se micșorează.

În comparație cu biotitele din pegmatite, biotitul din micașisturile înconjurătoare se caracterizează prin conținuturi mult mai ridicate de Zn. Toate valorile ce intrec ca mărime pe cele determinate în biotitele din pegmatite variază între 693 și 1562 ppm Zn (tab. 65). Conținuturile cele mai ridicate apar în biotitul separat din micașisturile mineralizate, colectate din galeriile Guseț și Paltinul.

Diagrama comparativă cu conținuturile medii de Cu, Pb și Zn prezentată în figura 98 scoate în evidență rolul biotitului din micașisturile seriei de Rebra în concentrarea Cu și Zn.



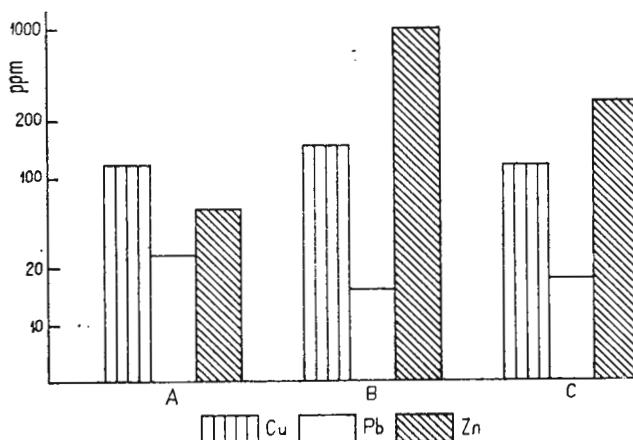


Fig. 98. — Diagramă comparativă cu conținuturile medii de Cu, Pb și Zn în : micașisturi (A), biotite din micașisturi (B) și în biotite din pegmatite (C).

Le diagramme comparatif avec les teneurs moyennes en Cu, Pb et Zn dans : les micaschistes (A), les biotites des micaschistes (B) et les biotites des pegmatites (C).

*Cobaltul.* Concentrarea Co în biotit este determinată de afinitatea geochemicală cu fierul bivalent și magneziu (Goldschmidt, 1954). După Young (1957) Co poate înlocui izomorf și alte elemente numai dacă raza ionilor acestora nu se deosebește de a Co cu mai mult de 15%. Din această cauză posibilitatea intrării Co în structura biotitului este suficient de largă, după cum se vede din conținuturile determinate în biotitul din pegmatitele masivului Rodna care variază între 35 și 62,5 ppm (tab. 65). În biotitul din alte cimpuri pegmatitice din țară s-au găsit conținuturi mai scăzute de Co : 32 ppm în biotitul larg cristalizat din pegmatitele de la Copalnic și 20,5 ppm în biotitul din zona de bazificare a pegmatitelor de pe valea Iara.

Media conținutului de Co în biotitul din pegmatitele seriei de Rebra este de 53 ppm și se apropie de media prezentată de Carr și Turekian (1961) pentru biotitul din pegmatitele de la Russel și Holderness și de Glebov (1971) pentru biotitul pegmatitelor raionului Gutaro-Biriussinsk (tab. 68).

Din tabelul 68, demn de remarcat este faptul că media conținutului de Co din biotitul pegmatitelor masivului Rodna este mai apropiată de cea indicată de Glebov (1971) pentru biotitul din pegmatite de origine metamorfică.

După cum se vede din diagramele prezentate în figura 99, în biotitul din pegmatitele masivului Rodna există o legătură directă a conținutului de Co cu cel de magneziu și inversă cu fierul bivalent.

TABELUL 68  
*Conținutul mediu de Co în biotitul din pegmatite*

Localizare	Co (ppm)	Autorul
Masivul Rodna	53,0	
Munții Preluca	32,0	
Pegmatitele de la Russel și Holderness	40,5	Carr, Turekian, 1961
Raionul Gutaro-Biriusinsk	29,5	Glebov, 1971
pegmatite magmatiche	45,0	Glebov, 1971
pegmatite metamorfice		

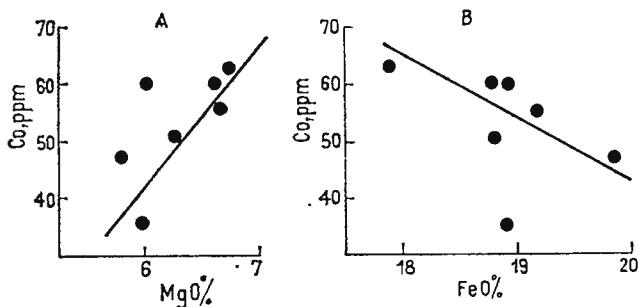


Fig. 99. — Caracterul relațiilor Co : MgO (A) și Co : FeO (B) în biotitul din pegmatitele masivului Rodna.

Le caractère des relations Co : MgO (A) et Co : FeO (B) dans la biotite des pegmatites du Massif de Rodna.

În biotitul din micașisturile în care sunt localizate pegmatitele, conținutul de Co este mai ridicat, ajungînd pînă la 72,5 ppm, cu media de 65,3 ppm. Pentru compararea acestei valori menționăm unele date din literatură, prezentate în tabelul 69.

TABELUL 69  
*Conținutul mediu de Co în biotitul din șisturi*

Localizare	Co (ppm)	Autorul
Seria de Rebra	65,3	
New Bedford și Moose Lake	60,5	Carr, Turekian, 1961
Munții Semenic	34,5	Savu et al., 1967
Sisturi (în general)	60,0	Sergheev et al., 1967 (din Liahovici, 1972)

Din acest tabel se remarcă faptul că media obținută pentru conținutul de Co în biotitul din micașisturile seriei de Rebra se apropie de media calculată de Carr și Turekian (1961) și este mai mare decât valoarea prezentată de Savu et al. (1967) pentru biotitele din zonele metamorfice ale muntilor Semenic.

Din figura 100 se constată că în biotitul din micașisturile seriei de Rebra, creșterea conținutului de Co are loc odată cu mărirea valorii oxidului feros.

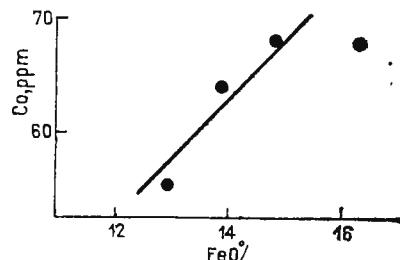


Fig. 100. — Relația Co : FeO în biotitul din micașisturile seriei de Rebra.

La relation Co : FeO dans la biotite des micaschistes de la série de Rebra.

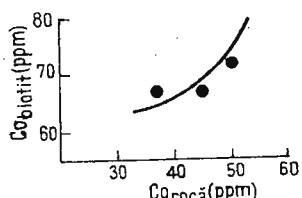


Fig. 101. — Relația Co<sub>biotit</sub> : Co<sub>rocă</sub> (seria de Rebra).

La relation Co<sub>biotite</sub> : Co<sub>roche</sub> (série de Rebra).

Comparativ cu rocile din care au fost separate, în biotite s-au determinat în toate cazurile conținuturi de Co mai ridicate (tab. 70).

Curba prezentată în diagrama din figura 101 pune în evidență o legătură directă între conținutul de Co în micașisturile seriei de Rebra și în biotitele separate din acestea.

TABELUL 70

Conținutul de Co în micașisturi și biotitele separate din ele (seria de Rebra)

Proba	Roca, mineralul	Localizare	Co (ppm)
313	Micașist cu granați	valea Rebrisoara	45,0
bM-313	Biotit din 313		67,5
343	Micașist cu biotit	izvorul Pasearu	50,0
bM-343	Biotit din 343		72,5
378	Micașist cu granați	galeria Gușet	37,0
bM-378	Biotit din 378		67,5

În biotitul din pegmatitele și micașisturile seriei de Rebra între magnezialitate ( $M$ ) și conținutul în Co există o corelație pozitivă care este reprezentată grafic în figura 102.

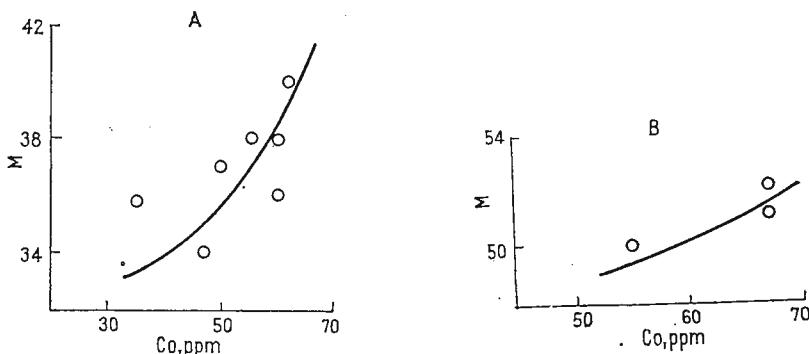


Fig. 102. — Relația Co : M în biotitul din pegmatitele (A) și micașisturile (B) seriei de Rebra.

La relation Co : M dans la biotite des pegmatites (A) et des micaschistes (B) de la série de Rebra.

*Nichelul.* Datele analitice pentru conținutul de Ni în biotitul din pegmatitele masivului Rodna arată variații cuprinse între 26 și 50 ppm (tab. 65). În general, pătrunderea Ni în biotit este determinată, la fel ca și în cazul Co, de afinitatea geochemicală cu fierul bivalent și magneziu. R i n g w o d (1955) luând în considerație raza ionică și electronegativitatea Ni a sugerat că este posibil ca acesta să înlocuiască mai repede  $\text{Fe}^{2+}$  decât  $\text{Mg}^{2+}$ . S n y d e r (1959) combate această presupunere și consideră că Ni înlocuiește de preferință Mg, aşa cum au găsit S a n d e l l și G o l d i c h (1943). Determinările noastre arată o scădere a conținutului de Ni în biotitul din pegmatitele masivului Rodna odată cu creșterea valorii oxidului feros, ceea ce indică posibilitatea substituției fierului bivalent de către Ni. Relația cu magneziul este nesemnificativă în cazurile analizate de noi așa că mai sigură este legătura geochemicală a Ni cu fierul bivalent.

Valoarea medie de 38,4 ppm Ni găsită pentru biotitul din pegmatitele seriei de Rebra este apropiată de media calculată de L i a h o v i c i (1972) pentru biotitul din pegmatite (30 ppm Ni) și mult mai scăzută decât media pentru biotitul din granite (152,8 ppm Ni).

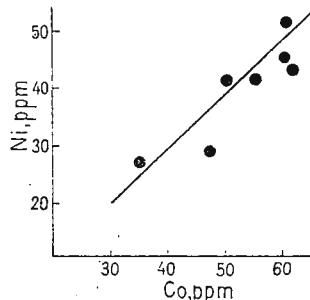
În toate probele analizate conținutul de Co este mai mare decât cel de Ni iar valoarea raportului Ni : Co este mai mică decât 1 (tab. 65). Corelația Ni—Co este pozitivă în cazul biotitului din pegmatitele masivului Rodna, acesta proiectându-se în diagrama respectivă de-a lungul unei drepte (fig. 103).

În biotitul din micașisturile seriei de Rebra se observă un conținut de Ni mult mai ridicat decât cel obținut pentru biotitul din pegmatite,

cu un domeniu larg de variație, de la 87 pînă la 260 ppm (tab. 65). O valoare de 288 ppm Ni, apropiată deci de conținutul maxim determinat de noi, a fost găsită de Aurelia Movileanu într-o probă de biotit (bM-433) din micașisturile asociate pegmatitelor de la Copalnic. Aceste date sunt însă mai mari decît cele prezentate de Savu et al. (1967)

Fig. 103. — Relația Ni : Co în biotitul din pegmatitele masivului Rodna.

La relation Ni : Co dans la biotite des pegmatites du Massif de Rodna.



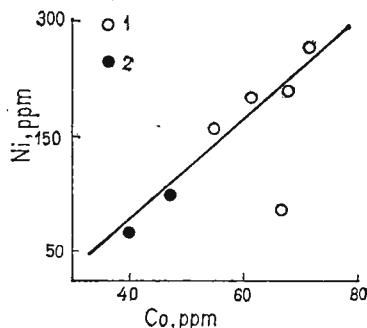
pentru biotitele din zonele metamorfice ale munților Semenic în care conținutul de Ni variază între 39 și 100 ppm.

Demnă de scos în evidență este participarea mai mare a Ni față de Co în biotitele din micașisturile seriei de Rebra, ceea ce determină o mărire considerabilă a valorii raportului Ni : Co, care este mai mare ca 1 și ajunge pînă la 3,58 în cazul biotitului din micașisturile de pe pîrul Pascaru (tab. 65).

Și în cazul biotitelor din micașisturile seriei de Rebra corelația Ni : Co este pozitivă (fig. 104). Pentru a întări această constatare, în diagrama din figura 104 s-au trecut și analizele a două biotite din sisturile cristaline ale munților Semenic, folosind în acest scop datele prezentate de Savu et al. (1967).

Fig. 104. — Relația Ni : Co în biotitul din micașisturile seriei de Rebra (1) și din unele roci metamorfice ale munților Semenic (2).

La relation Ni : Co dans la biotite des micaschistes de la série de Rebra (1) et de certaines roches métamorphiques des Monts Semenic (2).



Spre deosebire de micașisturile din care au fost separate, biotitele analizate se caracterizează prin conținuturi mult mai mari de Ni.

Datele analitice obținute mai scot în evidență că, într-o măsură oarecare, relația dintre mărimea raportului Ni : Co din micașisturi la Ni : Co din biotite are un caracter pozitiv.

În biotitul larg cristalizat din pegmatitele seriei de Rebra (B-85) au mai fost determinate pe cale spectrală și următoarele elemente minore :

Elementul	Ba	Be	Li	Ga	Sn	V	Cr	Sc	Y	Nb	La
Conținutul											
(ppm)	260	5	700	56	56	76	37	25	9	55	19,5

*Bariul.* În biotitul larg cristalizat din pegmatitele seriei de Rebra, Ba prezintă un conținut destul de scăzut : 260 ppm. Această valoare însă este apropiată de cea găsită în biotitul din pegmatitele de la Copalnic (310 ppm) precum și de media citată de Smakin (1971) pentru biotitul din pegmatitele raionului Borghinsk (380 ppm). Comparativ cu aceste date, în biotitul din zonele marginale și de contact ale pegmatitelor, conținutul, de Ba este mult mai ridicat. Astfel, în biotitul din zona de contact a pegmatitelor din raionul Mamsk, Ba ajunge la 1400 ppm (Smakin, 1971) iar în biotitul din zona de bazificare a pegmatitelor din Munții Apuseni s-a determinat 1500 ppm Ba.

*Beriliul.* Acest element apare în structura biotitului în urma înlocuirii siliciului în tetraedrii  $\text{SiO}_4$ . Acest lucru se realizează ca urmare a apropierii razelor ionice a  $\text{Be}^{2+}$  (0,34 kX) și  $\text{Si}^{4+}$  (0,39 kX). Conținutul de Be al biotitului din pegmatitele masivului Rodna este de 5 ppm, apropiat de valoarea prezentată de Glebov (1971) în biotitul din filoanele pegmatitice de origine metamorfică ale raionului Gutaro-Biriusinsk (4 ppm Be).

*Litiul.* Dintre posibilitățile de pătrundere a Li în biotit, amintim următoarele substituții :  $\text{LiAl}_{\text{VI}} \rightarrow 2\text{Mg}$ ;  $\text{LiTi} \rightarrow \text{MgFe}$ ;  $\text{LiNb} \rightarrow \text{Fe}^{2+}\text{Ti}$ ;  $\text{LiNb} \rightarrow 2\text{Al}_{\text{VI}}$ . Dintre acestea, legătura Li cu magneziul și fierul este cea mai importantă.

În biotitul din pegmatitele seriei de Rebra s-a determinat un conținut de 700 ppm Li. Această valoare precum și unele date din literatură sunt trecute în tabelul 71.

TABELUL 71  
*Conținutul mediu de Li în biotitul din pegmatite*

Localizare	Li (ppm)	Autorul
Seria de Rebra	700	
Munții Apuseni	910	
Voineasa-Cataracte	326	Apostolescu, 1971
Pegmatite (în general)	897	Liahoivici, 1972
Pegmatite cu mica	500	Solodov, 1971
Raionul Mamsk	478	Smakin, Makrigina, 1969
Raionul Mamsk	519	Smakin, 1971
Raionul Gutaro-Biriusinsk	540	Glebov, 1971
pegmatite metamorfice		
pegmatite magmatische	239	



Examinarea datelor tabelului 71 arată că biotitul din pegmatitele de pe valea Rebra se situează după conținutul în Li, între mediile prezentate de S o l o d o v (1971) și L i a h o v i c i (1972).

În biotitul din alte cîmpuri pegmatitice din țară s-au determinat: 241 și 432 ppm Li în biotitul din pegmatitele de la Cataracte—Voineasa; 320 și 1500 ppm Li în biotitul din pegmatitele Munților Apuseni și 290 ppm Li în biotitul din pegmatitele de la Copalnic. Dintre aceste valori se remarcă concentrarea Li în biotitul din zona de bazificare a pegmatitelor de pe valea Iara (1500 ppm Li).

*Galiul.* După proprietățile sale chimice și cristalochimice, Ga este strins legat de aluminiu. Dintre mineralele pegmatitelor, Ga se concentrează în acelea în care aluminiul se găsește în coordinația săse. Din această cauză, în biotit, unde aluminiul se află nu numai în coordinația patru dar și în coordinația săse, concentrarea Ga este mai mare ca în feldspati.

Conținutul de Ga al biotitului din unele pegmatite din țară este: 56 ppm în biotitul din pegmatitele seriei de Rebra, 37,5 și 78,5 ppm Ga în biotitul din pegmatitele Munților Apuseni și 37 ppm Ga în biotitul din pegmatitele de la Copalnic. După cum se observă, valorile sunt, în mare parte, apropiate dar mult mai scăzute decât media prezentată de L i a h o v i c i (1972) pentru conținutul de Ga al biotitului din pegmatite: 156 ppm. Comparativ cu aceste valori, microclinul din pegmatitele de pe Valea Mică (Mi-555) conține numai 12 ppm Ga în timp ce în muscovitul din aceleasi pegmatite valorile sunt mult mai mari: 97—160 ppm.

*Staniul.* Analizele spectrale a două probe de biotit din ocurențe pegmatitice diferite au pus în evidență conținuturi scăzute dar destul de apropiate de Sn: 26 ppm în biotitul din pegmatitele de pe valea Rebra și 28 ppm în biotitul din corpul pegmatitic Scărișoara. Aceste valori, comparativ cu cele determinate în biotitul din granite, sunt mult mai mici (L i a h o v i c i, 1972) dar se apropie de datele prezentate de S m a k i n (1971) pentru conținutul de Sn în biotitul din pegmatitele raionului Mamsk, în care Sn variază de la 12 pînă la 26 ppm, cu o medie de 21 ppm Sn. Comparativ cu aceste rezultate, într-o probă de biotit larg cristalizat din pegmatitele Munților Apuseni (B-540) s-a determinat 26 ppm Sn iar în biotitul din pegmatitele de la Copalnic (B-403), 46 ppm Sn.

Trebuie să arătăm că literatura prezintă și analize cu valori ridicăte ale conținutului de Sn în biotitul din pegmatite. Amintim astfel determinările lui G a n e e v et al. (1961) cu 360 ppm Sn în biotitul din pegmatitele masivului stanifer Karaoba (Kazahstan), pentru a pune în evidență influența rocilor înconjurătoare în acumularea acestui element în structura unor minerale.

În ceea ce privește conținutul de Sn în biotitul din micașisturile seriei de Rebra, din analiza unei probe a rezultat o valoare de 25 ppm, care se intercalează între cele determinate pentru biotitul din pegmatite.

Lipsa unui număr mai mare de analize nu ne-a permis să punem în evidență anumite corelații dintre Sn și alte elemente sau unii coeficienți ai

biotitului. Totuși trebuie menționată legătura strânsă dintre conținutul de Sn în biotit și valoarea fericității (*F*). Acest lucru apare ca urmare a unui izomorfism heterovalent de tipul :  $\text{Sn}^{4+} + \text{Li}^+ - \text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$  și se confirmă prin prezența corelației pozitive conținuturile de Li și Sn în biotit.

*Vanadiul.* Apropierea geochimică a V cu fierul și titanul condiționează concentrația acestui element în biotit. Valorile cuprinse între 84 și 95 ppm V apar în biotit din pegmatite iar conținuturile mai ridicate caracterizează biotitul din micașisturile înconjurătoare : 168 și 180 ppm V în biotitul din micașisturile colectate din galeriile Paltinul și Gușet.

Conținuturi mai scăzute de V au fost determinate în biotitul din pegmatitele Munților Apuseni (27,5 ppm) și sunt citate de Glebov (1971) pentru biotitul din filoanele pegmatitice magmatice ale raionului Gutaro-Biriusinsk (11–33 ppm V).

*Cromul.* Geochimic, Cr este strins legat de magneziu și fier. Din această cauză, biotitul se remarcă prin conținuturi destul de ridicate în Cr : 129 ppm Cr în biotitul din granitoide și 210 ppm Cr în biotitul din gnaise (Hacking, 1969). Comparativ cu aceste valori, în biotitul din pegmatitele seriei de Rebra, conținutul de Cr este mai scăzut : 37 ppm.

*Scandiul.* Similitudinea razelor ionice ale  $\text{Sc}^{3+}$  (0,83 kX) și  $\text{Fe}^{2+}$  (0,83 kX) determină, în mare parte, concentrarea acestui element în biotit, ca urmare a unui izomorfism heterovalent de tipul :  $\text{Fe}^{2+} + \text{Si}^{4+} - \text{Sc}^{3+} + \text{Al}^{3+}$ .

Biotitul din pegmatitele masivului Rodna conține 25 ppm Sc. Această valoare este identică cu cea găsită în biotitul din pegmatitele de la Voislova dar mai ridicată decit conținuturile determinate în biotitul din pegmatitele Munților Apuseni : 9,5–17 ppm Sc. Comparativ cu aceste date, conținutul mediu al Sc în biotitul din pegmatitele raionului Mamsk este de 27,5 ppm (Makagon, 1971) iar în biotitul pegmatitelor raionului Gutaro-Biriusinsk, media prezentată de Glebov (1971) este de 20 ppm Sc.

*Ytriu și lantanul.* Conținuturile scăzute de Y (9 ppm) și La (19,5 ppm) determinate în biotitul din pegmatitele seriei de Rebra se datorează razelor ionice care, fiind prea mari, nu pot înlocui magneziul și fierul bivalent în structura acestui mineral. Și în biotitul din alte cimpuri pegmatitice s-au găsit valori scăzute de Y și La (Glebov, 1971; Makagon, 1971).

*Niobiul.* Dintre mineralele pegmatitelor seriei de Rebra, miciile se caracterizează prin conținuturi ridicate în Nb. În biotit, concentrarea Nb se realizează ca urmare a unor substituții de tipul :  $2\text{Ti}^{4+} - \text{Nb}^{5+} + \text{Fe}^{3+}$  sau  $\text{Ti}^{4+} + \text{Mg} - \text{Nb}^{5+} + \text{Li}$ . Biotitul din pegmatitele seriei de Rebra conține 55 ppm Nb, valoare destul de apropiată de cele găsite de Lihovici (1972) în biotitul din pegmatitele masivului Akciatai și Kotansu.

(56 ppm). Totuși, L i a h o v i c i (1972) indică pentru biotitul din pegmatite un conținut mediu de 204,9 ppm Nb.

Mediile obținute pentru conținutul elementelor minore sunt folosite la calcularea coeficienților de concentrație ( $k$ ) ai acestora în biotitul din pegmatitele și din rocile metamorfice ale seriei de Rebra. După cum se remarcă din datele prezentate în tabelul 72, biotitul din micașisturile seriei de Rebra se caracterizează prin coeficienți de concentrație ( $k$ ) ridicăți pentru Ni, Zn, Co și destul de scăzuți pentru Pb și Mn. Ordinea în care are loc concentrarea elementelor minore analizate în biotitul din micașisturile în care sunt localizate pegmatitele este : Ni—Zn—Co—Sn—Cu—V—Mn—Pb.

TABELUL 72

*Coefficienții de concentrație ( $k$ ) ai unor elemente minore în biotit*

Elementul	Biotit din pegmatite		Biotit din micașisturi	
	Conținutul mediu (ppm)	(k)	Conținutul mediu (ppm)	(k)
Mn	1970,0	3,3	745,0	1,2
Cu	120,0	6,0	154,0	7,7
Pb	18,4	0,9	16,2	0,8
Zn	353,0	5,9	1029,0	17,1
Co	53,0	10,6	65,3	13,1
Ni	38,4	4,8	164,0	20,5
Ba	260,0	0,3		
Be	5,0	0,9		
Li	700,0	17,5		
Ga	56,0	2,8		
Sn	27,0	9,0	25,0	8,3
V	76,0	1,9	171,0	4,2
Cr	37,0	1,5		
Sc	25,0	8,3	22,0	7,3
Nb	55,0	2,7		

Examinind datele tabelului 72 ne dăm seama despre rolul biotitului din micașisturile seriei de Rebra în acumularea unor elemente minore, din care cauză putem considera că acest mineral este un indicator al concentrațiilor de Ni, Zn, Cu, Co. Acest lucru confirmă legătura dintre unele elemente minore din biotit cu prezența în rocile seriei de Rebra a unor concentrații premetamorfice de pirită și sulfuri polimetalice.

În biotitul din pegmatite, coeficienții ridicăți de concentrație ( $k$ ) arată Li, Co, Sn, Sc, Cu, Zn, Ni. Ordinea în mărimea coeficienților de concentrație : Li, Co, Sn, Sc, Cu, Ni, Mn, Ga, Nb, V, Cr, Pb, Be, Ba, este puțin diferită de cea stabilită pentru biotitul din micașisturile seriei de Rebra.

Privind diagramele cu frecvența răspândirii elementelor minore analizate în biotite (fig. 105), se constată în majoritatea cazurilor o construcție asimetrică. În mare măsură, aspectul distribuției este asemănător în



biotitul din pegmatitele și din micașisturile seriei de Rebra, cu deosebiri evidente în mărimea valorilor între care se situează maximele de frecvență.

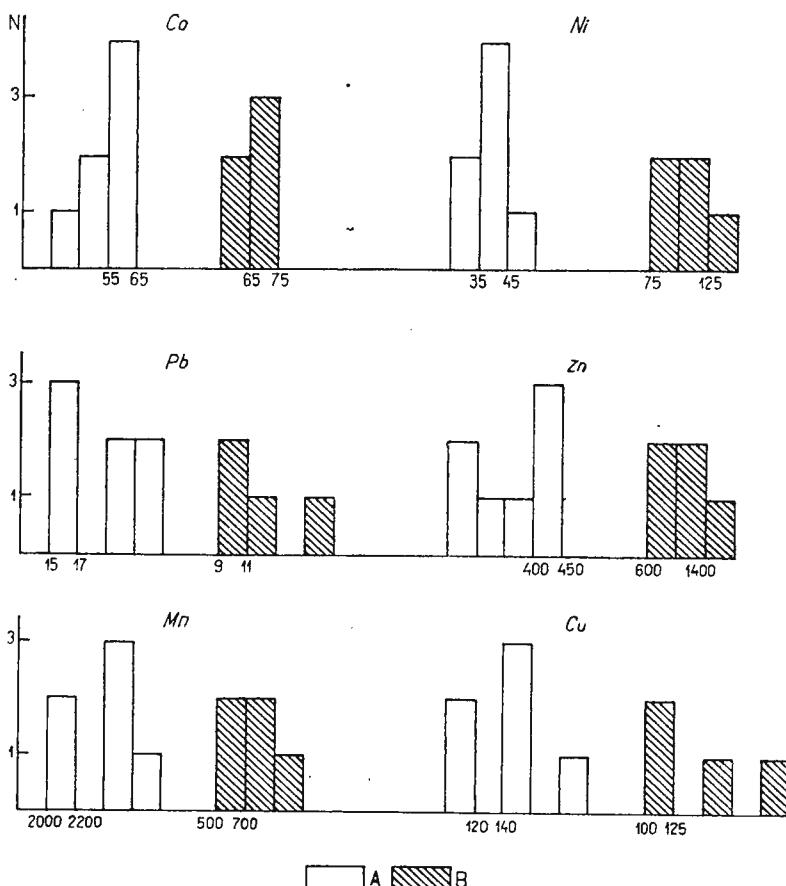


Fig. 105. — Frecvența unor elemente minore în biotitul din pegmatitele (A) și micașisturile (B) seriei de Rebra.

La fréquence de quelques éléments mineurs dans la biotite des pegmatites (A) et des micaschistes (B) de la série de Rebra.

#### D) Muscovitul

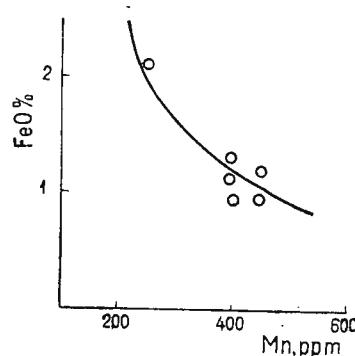
**Manganul.** Participarea Mn în compoziția muscovitului din pegmatitele masivului Rodna este destul de scăzută, cu o variație în limite restrînse, cuprinsă între 250 și 450 ppm (tab. 73). Conținuturile cele mai mici se observă în muscovitul asociat cu feldspați și cuarț iar valorile mai ridicate caracterizează muscovitul concrescut cu biotit sau cel asociat

cu granat. Valori apropriate au fost determinate și în muscovitul din pegmatitele de la Copalnic (154–310 ppm Mn). Rezultate similare au fost obținute și prin analiza spectrală a unor probe de muscovit din pegmatitele Munților Apuseni (150–210 ppm Mn).

Substituția fierului de către Mn în muscovitul din pegmatitele seriei de Rebra este reprezentată grafic în diagrama din figura 106.

Fig. 106. — Relația Mn : FeO în muscovitul din pegmatitele seriei de Rebra.

La relation Mn : FeO dans la muscovite des pegmatites de la série de Rebra.



Rezultatele obținute prin analiza chimică a trei probe de muscovit separate din micașisturile în care sînt localizate pegmatitele arată conținuturi mai scăzute de Mn decît în muscovitul din pegmatite. Valorile determinate variază între 100 și 200 ppm Mn, avînd media de 138 ppm Mn, mai mică decît cea obținută pentru muscovitul din pegmatite. Datele prezentate în tabelul 73 arată că și muscovitul din micașisturile asociate pegmatitelor de la Copalnic se caracterizează printr-un conținut scăzut de Mn.

Fig. 107. — Relația Mn : FeO în muscovitul din micașisturile seriei de Rebra.

La relation Mn : FeO dans la muscovite des micaschistes de la série de Rebra.

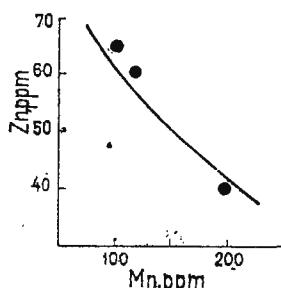
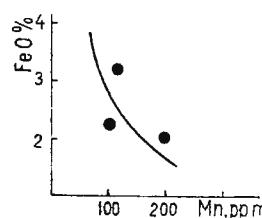


Fig. 108. — Relația Mn : Zn în muscovitul din micașisturile seriei de Rebra.

La relation Mn : Zn dans la muscovite des micaschistes de la série de Rebra.



Datele analitice au pus în evidență faptul că în muscovitul din micașisturile înconjurătoare pegmatitelor, creșterea conținutului de Mn este însoțită de micșorarea mărimii valorii oxidului feros (fig. 107) și a Zn (fig. 108).

*Staniul.* Conținutul de Sn în muscovit depinde în mare măsură de gradul de substituție a aluminiului, de prezența unor microinclusiuni de casiterit precum și de existența în regiunea respectivă a unor mineralizări cu staniu (Liahoică, 1972). În ceea ce privește muscovitul din pegmatite, Liahoică (1972) arată că acesta se caracterizează prin conținuturi mult mai scăzute de Sn decât cel din aplite și granite. Datele prezentate de acest autor arată o valoare medie a Sn în muscovitul din granitele cu două mice de 339,2 ppm și din aplite de 320 ppm. Comparativ cu aceste medii, valoarea de 24 ppm Sn obținută de noi pentru muscovitul din structurile pegmatitoide ale corpului pegmatitic Scărișoara și conținutul de 55 ppm Sn găsit de Savu et al. (1973) în muscovitul din pegmatitele de pe valea Gilortului, sunt destul de scăzute, lucru ce confirmă observațiile autorului respectiv. Conținutul determinat este însă apropiat de cel citat de Ganeev et al. (1961) pentru muscovitul larg cristalizat din pegmatitele masivului Akciatai. Demn de remarcat este faptul că în muscovitul dintr-o generație mai tîrzie, cu dimensiuni mici, din pegmatitele același masiv, Sn se acumulează pînă la 210 ppm. Acest lucru scoate în evidență că în muscovitul din pegmatite, alături de factorii amintiți, concentrarea Sn depinde și de timpul când a avut loc cristalizarea muscovitului (Liahoică, 1972).

*Titanul.* Din analizele chimice prezentate în tabelul 73 rezultă că în muscovitul din pegmatitele seriei de Rebra conținutul de Ti se micșorează iar în muscovitul din micașisturile înconjurătoare acesta se mărește vizibil. Astfel, în muscovitul din pegmatite, valorile scăzute ale Ti variază între 720 și 2400 ppm, conținutul maxim fiind caracteristic pentru muscovit concreșcut cu biotit. Relații asemănătoare sunt citate de Ronesson (1966), ZamenSKI (1971), etc. Între limitele cotate mai sus se încadrează și conținuturile de Ti în muscovitul din pegmatitele de la Copalnic (tab. 73) precum și cel determinat de IanoVICI (1939) în

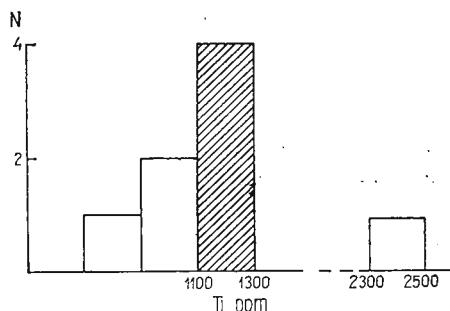


Fig. 109. — Frecvența Ti în muscovitul din pegmatitele masivului Rodna.

La fréquence du Ti dans la muscovite des pegmatites du Massif de Rodna.

TABELUL 73

*Conținutul unor elemente minore în muscovitul din pegmatitele și micașisturile seriei de Rebra (ppm)*

Proba	A) Muscovit din pegmatite							
	Mn	Ti	Cu	Zn	Pb	Co	Cu : Zn	Zn : Pb
M-101	400	900	90	50	12	5,5	1,8	4,1
M-205	250	960	80	25	13	5,0	3,2	1,9
M-165	400	1140	20	10	28	4,0	2,0	0,3
M-336	400	2400	120	30	20	6,5	4,0	1,5
M-144	sld	1260	30	45	13	—	0,6	3,3
M-456	450	1140	35	62	10	—	0,5	6,2
M-126	450	720	30	45	25	6,5	0,6	1,8
M-131	400	1200	35	62	15	sld	0,5	4,1
M-454	400	900	30	50	13	4,0	0,6	3,8
M-138	400	—	55	75	23	—	0,7	3,5
Media	355	1180	52,5	45,4	17,2	4,2		

Determinări comparative :

Muscovit din pegmatitele de la Copalnic (munții Preluca)

M-396	154	1200	60	30	13	5,5	2,0	2,3
M-436	310	960	65	—	15	4,5		

B) Muscovit din micașisturi

Proba	Mn	Ti	Cu	Zn	Co	Ni	Cu : Zn	Ni : Co
mM-377	115	6600	50	60	22,5	25	0,8	1,1
mM-341	200	7320	30	40	15,0	18	0,7	1,2
mM-385	100	8160	50	65	15,5	20	0,7	1,2
Media	138	7360	43	55	17,6	21		

Determinări comparative :

Muscovit din micașisturile asociate pegmatitelor de la Copalnic (munții Preluca)

250	5940	40	40	15,0	—	1,0	
-----	------	----	----	------	---	-----	--

— nedeterminat.

muscovitul din pegmatitele de la Voineasa (1380 ppm Ti). Histograma pentru conținutul de Ti în muscovitul din pegmatitele masivului Rodna prezintă maximum de frecvență cuprins între 1100 și 1300 ppm. Între aceste limite se află și media aritmetică cu valoarea de 1180 ppm Ti (fig. 109).

Dacă comparăm media prezentată de L i a h o v i c i (1972) pentru valoare Ti în muscovitul din roci metamorfice (7220 ppm) cu cea obținută de noi (7360 ppm) se remarcă o apropiere evidentă care se respectă și în



cazul conținutului de Ti dozat în muscovitul separat din micașisturile asociate pegmatitelor de la Copalnic.

*Cuprul.* Examinînd datele din tabelul 73 se constată că în muscovitul din pegmatitele masivului Rodna conținutul de Cu este destul de ridicat, cu variații în limite largi, cuprinse între 20 și 120 ppm. Valorî mai mari caracterizează muscovitul asociat cu biotit precum și cel din

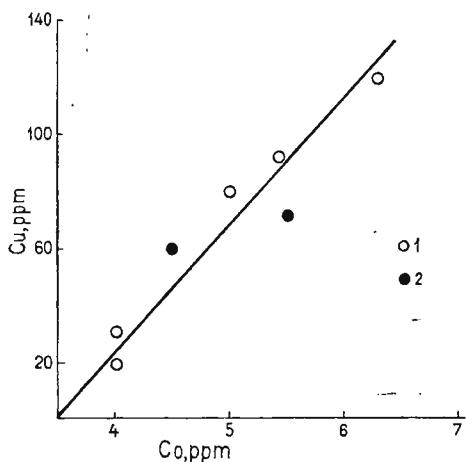


Fig. 110. — Relația Cu : Co în muscovitul din pegmatitele seriei de Rebra (1) și seriei de Preluca (2).

La relation Cu : Co dans la muscovite des pegmatites de la série de Rebra (1) et de la série de Preluca (2).

complexul cuarț-muscovitic. Între aceste limite se intercalează și analizele a două muscovite din pegmatitele de la Copalnic (tab. 73) precum și valoarea de 22 ppm Cu determinată pe cale spectrală în muscovitul din pegmatitele de pe Valea Mică (Munții Apuseni).

Rezultatele obținute arată că în muscovitul din pegmatite există o dependență liniară între conținutul de Cu și cel de Co (fig. 110).

În diagrama din figura 111 se prezintă variația conținutului de Cu și Zn în muscovitul din pegmatitele masivului Rodna. După cum se observă, diagramele arată în mare parte distribuții asemănătoare, cu un domeniu mai larg de oscilație a Cu.

Valorile obținute pentru conținutul de Cu în muscovitul separat din micașisturile înconjurătoare nu diferă cu mult de cele determinate în muscovitul din pegmatite. De asemenea, media de 43 ppm Cu se apropie de valoarea de 40 ppm Cu, găsită în muscovitul din micașisturile asociate pegmatitelor din munții Preluca. În ceea ce privește mărimea raportului Cu : Zn, acesta se încadrează în limitele determinate în cazul muscovitului din pegmatite.

În profilul geochemical prezentat în figura 112 se remarcă o creștere a conținutului de Cu în muscovitul din zona intermediară a corpului pegmatic. Între Rebre (M-101) și în muscovitul separat din micașisturile din

apropierea mineralizațiilor cu sulfuri polimetaleice de pe pîriul Gușet (mM-385).

În ceea ce privește conținutul de Cu în micașisturile cu muscovit, se remarcă în toate cazurile valori mai ridicate.

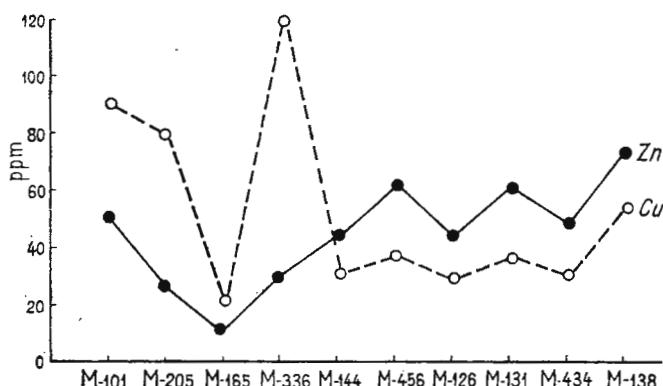


Fig. 111. — Variația conținutului de Cu și Zn în muscovit din pegmatitele masivului Rodna.

La variation de la teneur en Cu et Zn dans la muscovite des pegmatites du Massif de Rodna.

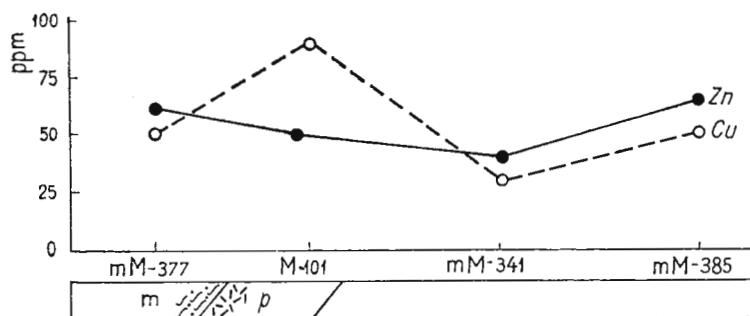


Fig. 112. — Profil geochimic cu distribuția Cu și Zn în muscovitul din corpul pegmatitic între Rebre (p) și din micașisturile înconjurătoare (m).

Coupe géochimique avec la distribution du Cu et du Zn dans la muscovite du corps pegmatitique între Rebre (p) et des micaschistes environnantes (m).

**Zincul.** În muscovitul din pegmatitele cercetate, Zn variază între 20 și 70 ppm, avind în acest fel un domeniu mai restrins decît cel pus în evidență pentru Cu (fig. 111). Valorile obținute de noi sunt mai mici decît cele din muscovitul pegmatitelor raionului Mamsk și se apropie de media

conținutului de Zn în muscovitul din pegmatitele raionului Gutaro-Biriusinsk și a celui din pegmatitele Saianului oriental (tab. 74).

O valoare de 30 ppm Zn a fost determinată în muscovitul din pegmatitele de la Copalnic. Datele obținute arată că conținuturile cele mai ridicate caracterizează muscovitul larg cristalizat din structurile pegmatoide precum și cel separat din complexul cuarț-muscovitic.

TABELUL 74

*Conținutul mediu (ppm) de Zn și Pb în muscovitul din pegmatite*

Localizare	Nr. determinărilor	Zn	Pb	Autorul
Masivul Rodna	10	45,4	17,2	Doe et al., 1965*
Baltimore (U.S.A.)	1		17,0	
Sajanul oriental	38	50,0	68,2	Glebov et al., 1968
Raionul Mamsk	21	613,0	13,2	Makagon, 1971
Raionul Gutaro-Biriusinsk	43	62,0	17,0	Makagon, 1971

\* după Correns et al., 1974.

În muscovitul din micașisturile în care sunt localizate pegmatitele, Zn prezintă valori apropiate ca mărime de cele determinate pentru muscovitul din pegmatite. Se remarcă totuși o ușoară creștere a conținutului de Zn în muscovitul micașisturilor din apropierea mineralizațiilor polimetale de pe pîriul Gușet.

O valoare apropiată a fost determinată și în muscovitul micașisturilor înconjurătoare pegmatitelor din munții Preluca (tab. 73).

*Plumbul.* Conținutul de Pb în muscovitul din pegmatitele masivului Rodna este mai mic decât cel determinat pentru Cu și Zn, cu un domeniu restrins de variație, cuprins între 10 și 28 ppm (tab. 73). Media este de 17,2 ppm Pb, valoare mai mică decât cea indicată de Glebov et al. (1968) pentru muscovitul din pegmatitele Saianului oriental, dar foarte apropiată de cea găsită de Makagon (1971) pentru muscovitul din pegmatitele raionului Gutaro-Biriusinsk și de Doe et al. (1969) într-o probă de muscovit din pegmatitele de la Baltimore (tab. 74).

Datele obținute de noi arată că în muscovitul din pegmatitele seriei de Rebra, substituția K de către Pb este destul de redusă.

În figura 113 se prezintă histogramele cu frecvența Cu, Zn și Pb în muscovitul din pegmatitele cercetate. Într-o măsură oarecare aspectul histogramelor este asemănător pentru distribuția Cu și Zn, dar diferit de cel al Pb în care se remarcă o construcție asimetrică. Maximum de frecvență coincide cu media aritmetică în cazul Zn și diferă de aceasta pentru Cu și Pb.



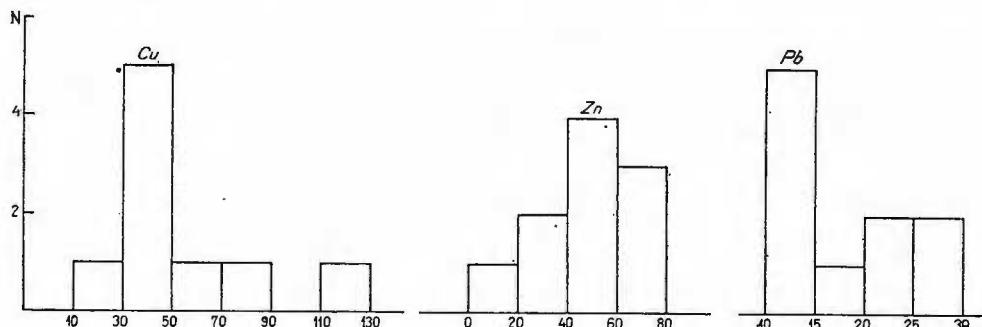


Fig. 113. — Frecvența Cu, Zn și Pb în muscovitul din pegmatitele masivului Rodna.

La fréquence du Cu, Zn, et Pb dans la muscovite des pegmatites du Massif de Rodna.

**Cobaltul.** Din datele prezentate în tabelul 73 se constată o participare destul de scăzută a Co în compoziția muscovitului din pegmatitele seriei de Rebra. Valorile obținute variază de la conținuturi sub limita de detectie pînă la 6,5 ppm Co, conținutul maxim fiind determinat în cazul muscovitului concrescut cu biotit.

După cum se observă din analizele noastre, valoarea medie a Co în muscovitul din pegmatitele masivului Rodna, 4,2 ppm Co, nu diferă cu mult de conținutul prezentat de Carr și Turekian (1961) pentru muscovitul din pegmatitele de la Branchewille, Cann care este de 5 ppm Co. Valori similare au fost găsite de noi în muscovitul din pegmatitele de la Copalnic și de către Savu et al. (1973) în muscovitul din pegmatitele de pe valea Gilortului.

În muscovitul din micașisturile în care sunt localizate pegmatitele se remarcă o creștere a conținutului de Co pînă la 22,5 ppm. Datele obținute pentru conținutul de Co în muscovitul din micașisturile seriei de Rebra sunt mai ridicate decît valoarea de 9 ppm determinată de Carr și Turekian (1961) în muscovitul din micașisturile cu granati de la Deep River, Cann.

Întrucît se cunosc din alte situații regularitățile dintre variația Co și Fe, urmează să vedem dacă această relație se evidențiază în cazul analizelor noastre. După cum se remarcă din figura 114, în muscovitul din pegmatite are loc o ușoară creștere a conținutului de Co odată cu mărirea valorii fierului ( $FeO + Fe_2O_3$ ). Relația, după cum se vede în figura 115 este mult mai caracteristică pentru muscovitul din micașisturile în care sunt localizate pegmatitele.

În afara acestor determinări, în muscovitul din micașisturile seriei de Rebra s-a mai analizat chimic conținutul de Ni și spectral cel de Cr și V.

După cum se vede din tabelul 73, în muscovitul din micașisturi, Ni prezintă valori mai ridicate decît ale Co ceea ce face ca mărimea raportului Ni : Co, destul de constantă, să fie mai mare ca 1. Conținuturile găsite de noi sunt mai mari decît cele indicate de Liahovici (1972) pentru determinările de Ni în muscovitul din sisturi. Datele analitice au servit la

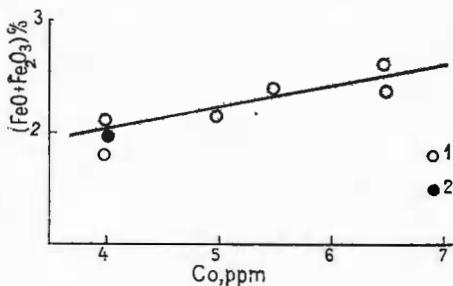


Fig. 114. — Relația Co :  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  în muscovitul din pegmatitele seriei de Rebra (1) și seriei de Preluca (2).

La relation Co :  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  dans la muscovite des pegmatites de la série de Rebra (1) et de la série de Preluca (2).

Fig. 115. — Relația Co :  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  în muscovitul din micașisturile seriei de Rebra (1) și seriei de Preluca (2). La relation Co :  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  dans la muscovite des micaschistes de la série de Rebra (1) et de la série de Preluca (2).

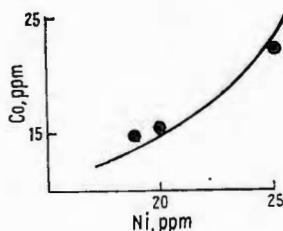
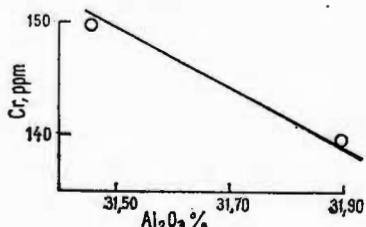


Fig. 115. — Relația Co :  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  în muscovitul din micașisturile seriei de Rebra.

La relation Co :  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  dans la muscovite des micaschistes de la série de Rebra.

Fig. 117. — Relația Cr :  $\text{Al}_2\text{O}_3$  în muscovitul din micașisturile seriei de Rebra. La relation Cr :  $\text{Al}_2\text{O}_3$  dans la muscovite des micaschistes de la série de Rebra.



construcția diagramei din figura 116, care pune în evidență caracterul pozitiv al relației Ni—Co în muscovitul din micașisturile seriei de Rebra.

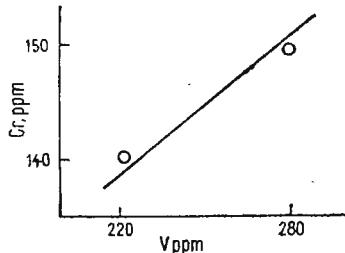
În funcție de mărimea razei ionice a Cr (0,64 kX) se presupune că acesta poate înlocui în muscovit Al (0,57 kX). Valorile obținute pentru muscovitul din micașisturile seriei de Rebra (140 ppm Cr în proba mM-385

și 150 ppm Cr în proba mM-377) sănt destul de apropiate ca mărime și confirmă, după cum se poate remarcă în diagrama din figura 117, posibilitatea substituției amintite.

Dacă comparăm valorile obținute de noi (224 ppm V în proba mM-385 și 280 ppm V în proba mM-377) cu media de 90 ppm indicată de L i a h o v i c i (1972) pentru conținutul de V în muscovitul din pegmatite, ne dăm seama despre acumularea acestui element în muscovitul din micașisturile seriei de Rebra. În ceea ce privește raportul dintre Cr și V în muscovitele analizate, se remarcă, ca și în cazul perechii Ni-Co, o corelație pozitivă, redată grafic în figura 118.

Fig. 118. — Relația Cr : V în muscovitul din micașisturile seriei de Rebra.

La relation Cr : V dans la muscovite des micaschistes de la série de Rebra.



Datele prezentate în tabelul 75 evidențiază, în mare parte, coeficienți de concentrație (k) mici ai elementelor minore în muscovitul din pegmatitele masivului Rodna. Singurele elemente care se remarcă prin valori ceva mai mari sănt Sn și Cu cu coeficienții de concentrație (k) egali cu 8,0 și respectiv 2,6. Restul elementelor minore se caracterizează prin coeficienți de concentrație mai mici ca unitatea.

TABELUL 75

*Valorile coeficienților de concentrație (k) ai unor elemente minore în muscovitul din pegmatitele și micașisturile seriei de Rebra*

Elementul	Muscovit din pegmatite		Muscovit din micașisturi	
	Conținutul mediu (ppm)	(k)	Conținutul mediu (ppm)	(k)
Mn	355,0	0,5	138,0	0,2
Sn	24,0	8,0		
Ti	1180,0	0,5	7360,0	3,2
Cu	52,5	2,6	43,0	2,1
Zn	45,4	0,7	55,0	0,9
Pb	17,2	0,8		
Co	4,2	0,8	17,6	3,5
Ni			21,0	2,6
V			252,0	6,3
Cr			145,0	5,8



În muscovitul din micașisturile asociate pegmatitelor, numărul elementelor minore cu coeficienți de concentrație ( $k$ ) mai mari ca unitatea crește. Se observă în acest sens valori ridicate pentru V, Cr, Co, Ti, Ni, Cu și mai mici ca unitatea numai pentru Mn și Zn.

### E) Turmalina

În turmalina din pegmatitele masivului Rodna s-a determinat pe cale chimică conținutul de Mn, Ti, Cu, Pb, Zn, Co, Ni și spectral Sn.

*Manganul.* Variația conținutului de Mn în turmalina din pegmatitele masivului Rodna prezintă un domeniu restrâns cu valori destul de constante (tab. 76). Comparativ cu datele prezentate de P o m à r l e a n u și M u r a r i u (1970), analizele efectuate de noi arată conținuturi mai mari de Mn decât turmalina din pegmatitele de la Teregova dar mai scăzute decât în turmalina din pegmatitele de la Voislova. În turmalina din pegmatitele de pe Pîriul Ursului (Munții Apuseni) s-a determinat spectral 1350 ppm Mn, valoare apropiată de conținutul maxim în Mn al turmalinei din pegmatitele seriei de Rebra. Demn de remarcat este faptul că în cazul turmalinei din corpurile pegmatitice cu structură internă, se observă o creștere a conținutului de Mn în probele separate din zona marginală (fig. 119). Această comportare este asemănătoare cu cea pusă în evidență pentru Mg și Zn.

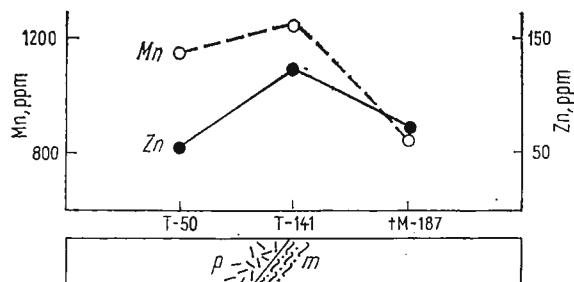


Fig. 119. — Profil geochimic cu variația Mn și Zn în turmalina din corpul pegmatitic (p) și din micașisturile (m) de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra.

Coupe géochimique avec la variation du Mn et Zn dans la tourmaline du corp pegmatitique (p) et des micaschistes (m) du confluent du ruisseau Scărișoara avec la vallée Rebra.

Conținuturile de Mn prezentate în tabelul 76 arată că în turmalina din pegmatitele de la Copalnic se întâlnesc valori mai ridicate, ce ajung la 2433 ppm.

Comparativ cu turmalina din pegmatite, într-o probă (tM-187) separată din micașisturile din imediata vecinătate s-a determinat un conținut mai scăzut de Mn și anume 850 ppm.

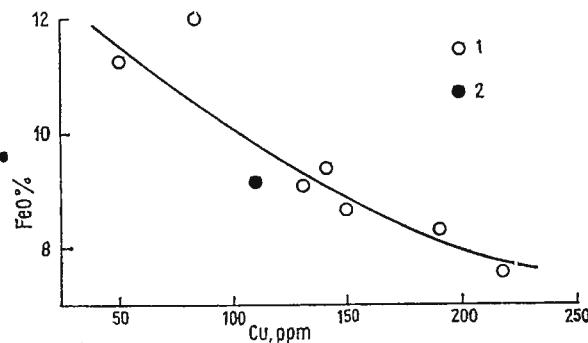


Fig. 120. — Relația Cu : FeO în turmalina din pegmatitele (1) și micașisturile (2) seriei de Rebra.

La relation Cu : FeO dans la tourmaline des pegmatites (1) et des micaschistes (2) de la série de Rebra.

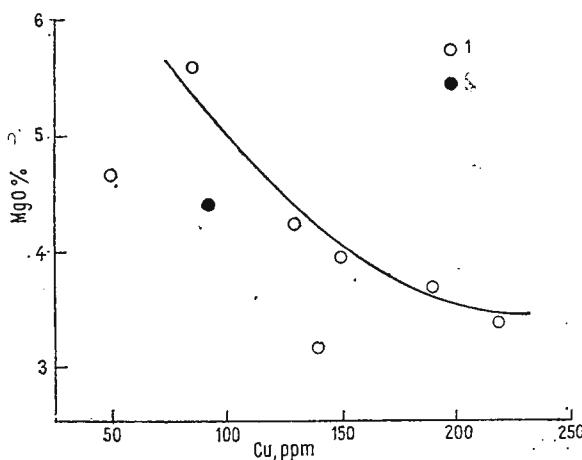


Fig. 121. — Relația Cu : MgO în turmalina din pegmatitele (1) și micașisturile (2) seriei de Rebra.

La relation Cu : MgO dans la tourmaline des pegmatites (1) et des micaschistes (2) de la série de Rebra.

*Cuprul.* Unul din elementele minore care se concentrează în turmalină după cum arată rezultatele prezentate în tabelul 76 este Cu. Geochimic este posibil ca în turmalină Cu să înlocuiască  $\text{Fe}^{2+}$  și Mg, după cum au arătat

în 1947 Carobi și Pieruciini ((Ranckama și Saham, 1970). Cauza substituției este asemănarea razelor  $Cu^{2+}$ (0,83 kX),  $Fe^{2+}$ (0,83 kX) și  $Mg^{2+}$ (0,78 kX). Din acest motiv nu sînt surprinzătoare conținuturile ridicate determinate în turmalina din pegmatitele masivului Rodna în care se observă o variație largă, cuprinsă între 50 și 220 ppm Cu. Valori similare s-au găsit și în turmalina din pegmatitele de la Copalnic (tab. 76).

Rezultatele noastre arată că în turmalina din pegmatitele seriei de Rebra se evidențiază, cu unele excepții, posibilitatea substituției fierului (fig. 120) și magneziului (fig. 121) de către Cu. Acest aspect apare și în cazul turmalinei din micașisturile înconjurătoare.

*Plumbul.* Distribuția Pb în turmalina din pegmatitele cercetate este destul de uniformă, cu variații cuprinse între 6 și 16 ppm. Între aceste valori se situează și conținutul de 8,5 ppm Pb, determinat spectral în turmalina din pegmatitele de pe Pîriul Ursului (Munții Apuseni). O valoare mai ridicată, de 20 ppm Pb a fost găsită în turmalina din micașisturile înconjurătoare.

În profilul geochemical din figura 122 se remarcă o creștere a conținutului de Pb în turmalină, de la probele din zona intermediară pînă la turmalina din micașisturile înconjurătoare.

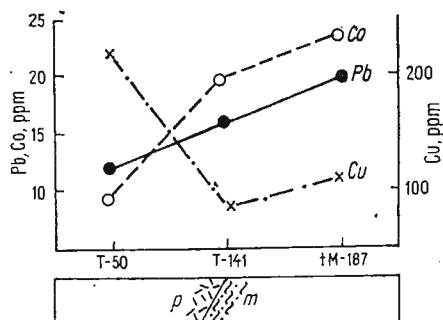


Fig. 122. — Profil geochemical cu variația Cu, Pb și Co în turmalina din corpul pegmatitic (p) și micașisturile (m) de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra.

Coupe géochimique avec la variation du Cu, Pb et Co dans la tourmaline du corps pegmatitique (p) et des micaschistes (m) du confluent du ruisseau Scărișoara avec la vallée Rebra.

Histograma pentru conținutul de Pb în turmalina din pegmatitele masivului Rodna prezintă maximum de frecvență cuprins între 10 și 15 ppm iar media aritmetică, cu valoarea de 10,8 ppm, se situează între aceste mărimi (fig. 123).

*Zincul.* Alt element care se concentrează în turmalina din pegmatitele seriei de Rebra pînă la valori de 175 ppm este Zn. Izomorfismul între  $Fe^{2+}$  și  $Zn^{2+}$ , dat fiind dimensiunile similare ale razelor ionice, constituie o cauză a concentrării acestui element în turmalină.

În turmalina din corpul pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra, se observă o creștere a conținutului de Zn în proba separată din zona marginală, asociată cu biotit, comparativ cu cea din zona intermediară și din micașisturile înconjurătoare (fig. 119).

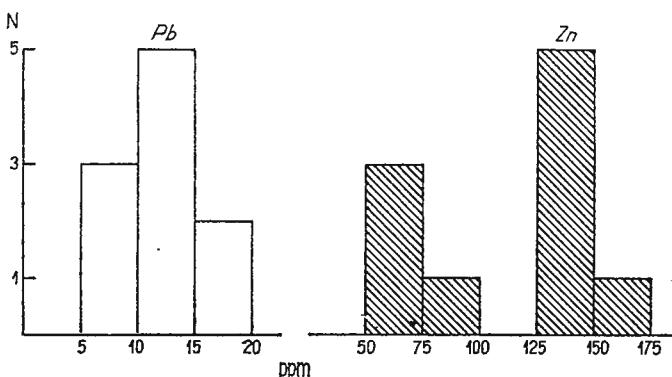


Fig. 123. — Frecvența Pb și Zn în turmalina din pegmatitele masivului Rodna

La fréquence du Pb et Zn dans la tourmaline des pegmatites du Massif de Rodna.

Histogramma pentru conținutul de Zn în turmalina din pegmatitele cercetate pune în evidență două maxime de frecvență, unul cuprins între 75 și 100 ppm și altul, mult mai caracteristic, între 125 și 150 ppm (fig. 123).

*Cobaltul.* Acest element prezintă în turmalinele cercetate o variație largă, de la 9 pînă la 58 ppm. Valoarea maximă caracterizează turmalina asociată cu biotit iar conținutul cel mai scăzut apare în turmalina separată din zona intermediară a corpului pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra, unde participă, alături de feldspați și cuarț la formarea structurilor pegmatoide.

În profilul geochemical din figura 122 se observă comportarea asemănătoare a Co cu cea a Pb.

*Nichelul.* Spre deosebire de Co, Ni prezintă valori aproape constante, cu excepția probelor T-336 și T-141 în care, prezența biotitului are ca rezultat o creștere apreciabilă a conținutului de Ni. Un conținut scăzut de Ni caracterizează și turmalina din alte cimpuri pegmatitice din țară: 3,5 ppm în turmalina din pegmatitele Munților Apuseni și din pegmatitele munților Preluca. În general, datele din tabelul 76 arată că în turmalină, participarea Ni este mai redusă decit a Co.

*Staniu.* Conținutul de Sn în turmalina din pegmatitele masivului Rodna este destul de constant, cu excepția probei T-149 în care s-a determinat o valoare ce intrece cu mult celelalte analize (tab. 76). Comparativ cu aceste date, în turmalina din pegmatitele de pe Pîriul Ursului (Munții Apuseni) s-a determinat un conținut de 33 pm Sn. Dintre posibilitățile de

TABELUL 76  
*Conținutul unor elemente minore (ppm) în turmalină*

Proba	Mn	Ti	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Sr*	Co : Ni
A) Turmalină din pegmatite									
T-15	1250	3300	130	6	45	20	3	18	6,6
T-82	1250	2210	140	6	175	13	2	—	6,5
T-24	1080	3117	150	11	145	18	2	13	9,0
T-36	1150	3000	190	16	145	16	2	11	8,0
T-50	1150	3417	220	12	56	9	6	25	1,5
T-141	1250	4496	85	16	145	20	26	38	0,8
T-336	700	5396	50	11	30	58	12	—	4,8
T-149	1250	3000	50	8	135	13	3	85	6,3
T-217	1100	3117	75	11	135	13	3	—	6,3
T-345	—	5395	50	11	75	—	—	—	—
Media	1136	3644	114	10,8	108,6	18	6,5	31,6	—
B) Turmalină din micasisturi									
tM-187	850	5515	110	20	85	27	22	—	1,2
Determinări comparative :									
Turmalină din pegmatitele de la Copalnic									
T-400	1050	1440	90	—	50	4	—	—	—
T-420	483	2280	200	—	75	20	—	—	—
T-438	2433	480	100	—	—	4	—	—	—

— nedeterminat ; \* determinat spectral.

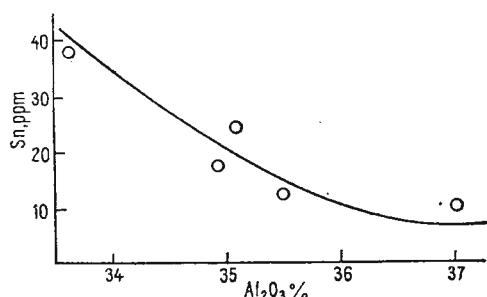


Fig. 124. — Relația Sn : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> în turmalina din pegmatitele masivului Rodna.  
La relation Sn : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans la tourmaline des pegmatites du Massif de Rodna.

pătrundere a Sn în turmalină, observațiile noastre au pus în evidență posibilitatea substituției aluminiului, așa cum se observă în diagrama din figura 124.



*Bariul și vanadiul.* Bariul a fost determinat într-o singură probă (T-36) în care s-a găsit un conținut de 330 ppm iar V cu 56 ppm în proba T-336 se remarcă printr-o valoare mai scăzută decit cele obținute în cazul altor minerale cu care se asociază turmalina (biotit).

Din datele prezentate în tabelul 77 se observă că în turmalina din micașisturile înconjurătoare pegmatitelor, elementele minore urmările prezintă coeficienți de concentrație (k) mai mari ca unitatea. Dintre aceștia se remarcă valorile ridicate ce caracterizează concentrația Cu, Co și Ni. Ordinea în care are loc concentrarea elementelor analizat în turmalina din micașisturi este: Cu-Co-Ni-Ti-Pb-Zn-Mn. Comparativ cu aceste valori, în turmalina din pegmatitele masive din Rodna s-au obținut și coeficienți de concentrație (k) mai mici ca unitatea pentru Ba, Pb și Ni. Se remarcă însă, coeficientul ridicat de concentrație a Sn și Cu.

TABELUL 77

*Valorile coeficienților de concentrație (k) ai unor elemente minore în turmalină*

Elementul	Turmalină din pegmatite		Turmalină din micașisturi	
	Conținutul mediu (ppm)	(k)	Conținutul mediu (ppm)	(k)
Mn	1136,0	1,8	850,0	1,4
Ti	3644,0	1,5	5515,0	2,3
Cu	114,0	5,7	110,0	5,5
Pb	10,8	0,5	20,0	1,8
Zn	108,6	1,8	85,0	1,4
Co	18,0	3,6	27,0	5,4
Ni	6,5	0,8	22,0	3,4
Sn	19,0	6,3		
Ba	330,0	0,4		
V	56,0	1,4		

#### F) Granații

În granații din pegmatitele și din rocile metamorfice ale seriei de Rebra s-a determinat, pe cale chimică, conținutul de Cu, Pb, Ti, Co, Ni și spectral Ba, Sr, Li, Be, Ga, Sn, Ge, Sc, Zr, Y, Yb și La.

*Cuprul.* Unul dintre elementele minore care se concentrează în granații analizați, după cum arată datele analitice din tabelul 78 este Cu, cu valorile cele mai ridicate obținute în cazul granaților separați din micașisturile colectate din galeria Gușet. De multe remarcat este faptul că și biotitul asociat cu acest granat prezintă o valoare ridicată și anume 126 ppm Cu. Aceasta indică o corelație între conținutul ridicat de Cu în perechea granat-biotit din micașisturile de pe valea Rebra și prezența mineralizațiilor de sulfuri polimetale în regiunea cercetată. Media obținută (84 ppm Cu) pentru conținutul de Cu în granații din micașisturile



seriei de Rebra este apropiată de unele valori prezentate de Kasper<sup>12</sup>. Conținuturi similare s-au determinat și în granații din amfibolitele cu care se asociază micașisturile. În toate cazurile, valorile găsite de noi sunt mai mari ca cele indicate de Savu et al. (1967) pentru granații din zonele metamorfice ale muntelor Semenic.

Granații din pegmatite nu se deosebesc prea mult, după conținutul de Cu, de granații separați din rocile metamorfice înconjurătoare. Datele analitice arată că variația Cu în granații din pegmatitele masivului Rodna se produce în limite largi, de la 50 pînă la 140 ppm (tab. 78). Între aceste valori se situează și conținutul de 115 ppm Cu determinat într-o probă de granat (G-423) din pegmatitele de la Copalnic. Valori apropiate sunt obținute pe cale spectrală și în granații din pegmatitele de la Voislova (140 ppm Cu).

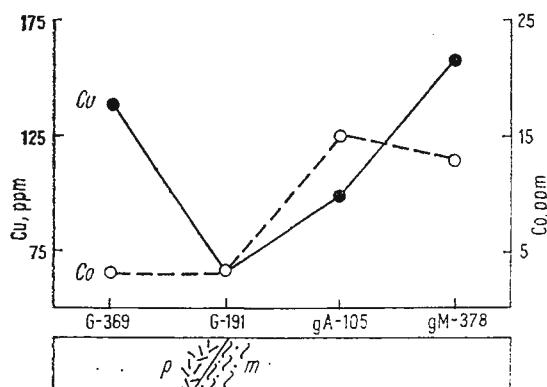
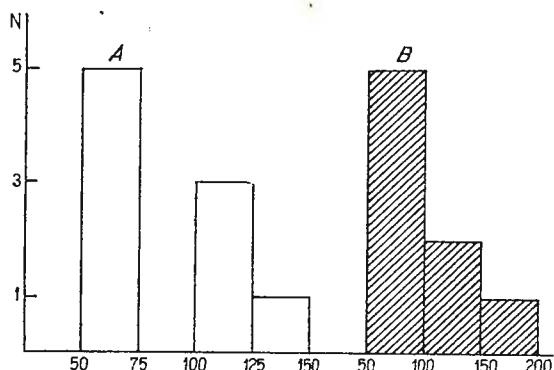


Fig. 125. — Profil geochimic cu variația Cu și Co în granații din corpul pegmatitic între Rebre (p) și din rocile metamorfice (m) înconjurătoare.

Coupe géochimique avec la variation du Cu et du Co dans les grenats du corps pegmatitique între Rebre (p) et des roches métamorphiques (m) environnantes.

Fig. 126. — Frecvența Cu în granații din pegmatitele (A) și din rocile metamorfice (B) ale seriei de Rebra.

La fréquence du Cu dans les grenats des pegmatites (A) et des roches métamorphiques (B) de la série de Rebra.



<sup>12</sup> U. H. Kasper. Studiul mineralologic și geochimic al rocilor granatifere din cristalinul Carpaților Orientali și Meridionali. 1973. Rezumat al tezei de doctorat. Centrul de multiplicare al Universității din Iași.

Urmărind distribuția Cu în granați, în profilul geochemical din figura 125 se remarcă o creștere a valorii acestui element începînd de la granații din zona marginală a corpului pegmatitic Între Rebre la granații separați din micașisturile din apropierea mineralizațiilor de pe valea Gușet.

Din figura 126 se observă că, în mare măsură, histogramele pentru conținutul de Cu în granați din pegmatite și din rocile metamorfice înconjurătoare sunt asemănătoare, atît în ceea ce privește aspectul maximului de frecvență cît și valorile între care se situează acesta.

TABELUL 78

*Conținutul unor elemente minore (ppm) în granați*

Proba	Cu	Pb	Ti	Co	Ni	Ni : Co
A) Granați din pegmatite						
G-346	113	15	480	2	2	1,0
G-386	107	20	480	2	2	1,0
G-191	68	8	1020	3	2	0,6
G-369	140	25	600	3	3	1,0
G-329	70	8	720	8	2	0,2
G-353	52	25	480	8	—	
G-16	70	10	480	5	—	
G-126	50	8	480	5	—	
G-373	50	10	—	3	3	1,0
Media	80	14,5	592,5	4,3	2,3	
Determinări comparative:						
Granat din pegmatitele de la Copalnic						
G-423	115	22	1140	4	—	
B) Granați din micașisturi (gM)						
gM-313	80	35	—	15	5,5	0,3
gM-1199	50	18	—	15	—	
gM-378	160	10	—	13	5,0	0,3
gM-79	60	8	—	7	3,5	0,5
gM-372	80	8	—	10	3,0	0,3
Media	86	15,8	—	12	4,2	
C) Granați din amfibolite (gA)						
gA-105	100	10	—	15	7,0	0,4
gA-108	120	10	—	13	7,0	0,5
gA-305	60	8	—	15	7,0	0,4

— nedeterminat.



**Plumbul.** Conținutul de Pb în granații din pegmatitele cercetate este destul de scăzut, cu o medie de 14,5 ppm, mult mai mică decât cea calculată pentru Cu (tab. 78). Totuși, în granații din alte cimpuri pegmatitice din țară, s-au determinat spectral conținuturi mai ridicate în Pb: 160 ppm în granații din pegmatitele de la Voislova. După conținutul mediu de Pb, nu se remarcă deosebiri între granații din pegmatite și cei din micașisturile și amfibolitele seriei de Rebra.

**Titanul.** În comparație cu valorile ridicate de Ti determinate în granații din amfibolitele și micașisturile seriei de Rebra, în granații din pegmatite se remarcă conținuturi mult mai scăzute, cuprinse între 480 și 1020 ppm. Participarea Ti în compoziția granaților din rocile seriei de Rebra se poate urmări din datele prezentate în tabelul 79.

TABELUL 79

*Conținutul mediu de  $TiO_2$  în granații din rocile seriei de Rebra*

Roca	Nr. determinărilor	$TiO_2$ (%)
Pegmatit	8	0,10
Micașist	5	0,67
Amfibolit	3	1,38
Gnais	1	1,25

**Cobaltul.** Analizele noastre scot în evidență faptul că în rețeaua granaților din pegmatitele masivului Rodna, Co este captat în cantități reduse. Valorile obținute sunt în general apropiate, cu limite de variație cuprinse între 2 și 8 ppm și o medie de 4,3 ppm Co. Concentrații mai ridicate apar în granații din corpul pegmatitic de la confluența pârâului Scărișoara cu valea Rebra.

Comparativ cu aceste date, în granații rocilor metamorfice asociate pegmatitelor s-au determinat conținuturi mai mari, pînă la 15 ppm Co (tab. 78). Valorile medii pentru conținutul de Co al granaților din amfibolite și micașisturile seriei de Rebra sunt apropiate de datele prezentate de Carr și Turekian (1961) pentru granații separați din roci asemănătoare.

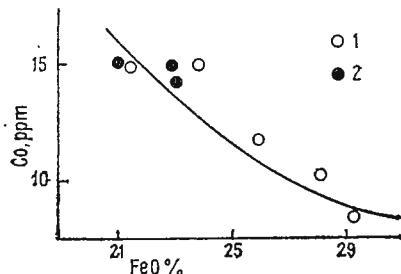
În funcție de mărimea razei ionice (0,72 kX) și a electronegativității, Co poate substitui în granați fierul bivalent ( $Fe^{2+} = 0,74$  kX). Acest lucru este pus în evidență de diagramea din figura 127 în care se observă o creștere a conținutului de Co în granații din rocile metamorfice ale seriei de Rebra odată cu scăderea mărimi valorii oxidelui feros.

Rolul granaților din amfibolitele seriei de Rebra în acumularea unui conținut mai mare de Co este scos în evidență și de profilul geochimic din figura 125.



Fig. 127. — Relația Co : FeO în granații din micașisturile (1) și amfibolitele (2) seriei de Rebra.

La relation Co : FeO dans les grenats des micaschistes (1) et des amphibolites (2) de la série de Rebra.



*Nichelul.* În granații din pegmatitele cercetate, Ni prezintă conținuturi destul de scăzute. În schimb, în granații din rocile metamorfice înconjurătoare se înregistrează valori mai ridicate în probele separate din amfibolite (tab. 78). Pentru comparație cităm media de 7,5 ppm Ni calculată din analizele prezentate de Savu et al. (1967) pentru granații din zonele metamorfice ale cristalinului munților Semenic.

Îmbogățirea granaților din amfibolite în Co și Ni este legată și de conținuturile ridicate în aceste elemente determinate în probele din care s-au separat granații.

Demn de remarcat este faptul că în timp ce în roca gazdă conținutul de Ni depășește întotdeauna pe cel de Co, situația în granați este inversă. Acest lucru poate fi urmărit cu ușurință din datele prezentate în tabelul 80..

TABELUL 80

Conținutul de Co și Ni în rocile din zona corporilor pegmatitice și în granații acestora (ppm)

Proba	Co	Ni	Proba	Co	Ni
Micașist (378)	37	46	Granat (gM-378)	13	5
Amfibolit (105)	43	53	Granat (gA-105)	15	7

Determinările de Co și Ni în perechea granat-biotit din micașisturile seriei de Rebra arată că acestea preferă biotitul (fig. 128) iar distribuția Ni între biotit și granat este o distribuție de echilibru.

Prezența altor elemente minore în compoziția granaților din pegmatitele seriei de Rebra a fost pusă în evidență cu ajutorul analizelor speciale, prezentate mai jos :

Proba	Conținutul (ppm)											
	Ba	Sr	Li	Be	Ga	Sn	Ge	Se	Zr	Y	Yb	La
G-35	265	8,5	44	1,0	8	7	21	33	350	1200	225	70
G-111	26		82	4,5	13	17	30	14	215	1550	130	70

G-35, granat din pegmatitele sectorului Făget; G-111, granat din pegmatitul de pe valea Rebrișoara.



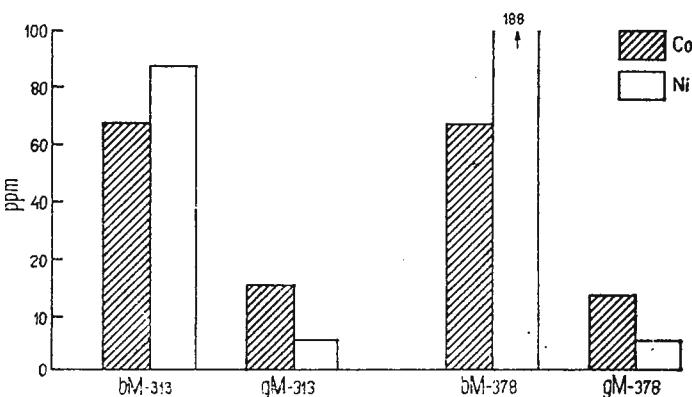


Fig. 128. — Conținutul de Co și Ni în perechea biotit (bM)-granat(gM) din micașisturile seriei de Rebra.

La teneur en Co et Ni dans la paire biotite (bM)-grenat (gM) des micaschistes de la série de Rebra.

*Bariul și stronțiul.* Determinările spectrale arată că granații din pegmatitele seriei de Rebra conțin valori destul de scăzute de Ba : 26—265 ppm. Acest lucru este determinat de faptul că granații nu sunt minerale bogate în potasiu, element substituit pe scară largă de către Ba. Participarea Sr în granații analizați este de asemenea scăzută : 8,5 ppm.

*Litiul.* Conținutul de Li în granații analizați este de 44 și 82 ppm. Aceste valori sunt mult mai scăzute decât media de 270 ppm Li prezentată de S o l o d o v (1971) pentru granații din pegmatite. Comparativ cu aceste date, în granații din pegmatitele Munților Apuseni s-au găsit conținuturi de 150—220 ppm Li. Totuși, granații conțin mai puțin Li decât biotitul și mai mult decât feldspații.

*Beriliul.* Pătrunderea Be în compoziția granaților din pegmatitele masivului Rodna este destul de scăzută : 1—4,5 ppm, la fel ca și în granații din alte cimpuri pegmatitice (S o l o d o v, 1971).

*Galiul.* Conținutul mai scăzut în aluminiu al granaților, comparativ cu alte minerale din pegmatitele seriei de Rebra (muscovit, turmalină), determină pătrunderea unor cantități mici de Ga în compoziția granaților : 8—13 ppm. Aceste valori sunt destul de apropiate ca mărime de conținutul de 10 ppm Ga determinat în granații din pegmatitele de la Voislova.

*Staniuil.* Conținutul de Sn incorporat de granații analizați este scăzut : 7—17 ppm, eu toate că ionul de  $\text{Sn}^{4+}$  poate înlocui  $\text{Fe}^{2+}$ .

*Germaniul.* Valorile de 21 și 30,5 ppm Ge determinate în cele două probe se datorează, în cea mai mare parte, izomorfismului dintre tetraedrii

de  $\text{GeO}_4$  și  $\text{SiO}_4$ . Înlocuirea  $\text{Si}^{4+}$  prin  $\text{Ge}^{4+}$  este trăsătura cea mai remarcabilă a geochimiei acestui element (R a n k a m a și S a h a m a , 1970).

*Zirconiul.* Conținuturile de 215 și 350 ppm Zr determinate în granătii din pegmatitele masivului Rodna arată că acest element este un constituent caracteristic pentru grupa granătilor. O valoare apropiată, 300 ppm Zr, s-a găsit și în granătii din pegmatitele de la Voislova.

*Ytriu, yterbiu, lantanul.* Ytriu și yterbiu fac parte din grupa pămînturilor rare de ytriu (grupa ytriuului) iar lantanul din grupa pămînturilor rare de ceriu (grupa ceriuului). Ele sunt exemple tipice de grupă de elemente care apar împreună în mod constant în natură (R a n k a m a , S a h a m a , 1970).

Conținutul ridicat de Y incorporat în granătii din pegmatitele masivului Rodna (1 200 – 1 550 ppm) se explică prin posibilitatea acestui element de a ocupa locul Mn în urma unui izomorfism de tipul



Demn de menționat este faptul că acest aspect poate constitui chiar rezultatul formării unui granat stabil de ytriu :



Conținutul de Yb în granătii analizați este mai scăzut decât cel de Y și variază de la 130 la 225 ppm iar La se caracterizează printr-o participare constantă : 70 ppm.

Comparativ cu datele prezentate pentru granăti, aceste „pămînturi rare” (TR) nu se concentrează în biotitul din pegmatitele cercetate, în care s-a determinat doar 9 ppm Y și 19,5 ppm La.

În afara acestor determinări, în granătii din micașisturile seriei de Rebra s-a analizat pe cale spectrală conținutul de Cr și V. Astfel, în granatul separat din micașisturile galeriei Gușet (gM-378) s-a pus în evidență un conținut de 249 ppm Cr, valoare mult mai ridicată decât 71 ppm Cr cit arată biotitul (bM-378) cu care se asociază. Acest lucru indică faptul că în perechea granat-biotit analizată, Cr se concentrează în granat. O comportare inversă prezintă V, care preferă, cu 180 ppm biotitul (bM-378) față de 123 ppm V cit s-a găsit în granatul (gM-378) cu care se asociază.

Calculul coeficienților de concentrație (k) arată rolul granătilor din micașisturile seriei de Rebra în acumularea Cr, V și Cu. De asemenea, s-a scos în evidență valoarea apropiată a coeficientului de concentrație a Cu în granătii din pegmatitele și din rocile metamorfice ale seriei de Rebra.

Demnă de remarcat este incorporarea unor cantități apreciabile de pămînturi rare în compozitia granătilor din pegmatite.

#### IV. GEOTERMOMETRIE

Capitolul constituie o contribuție asupra aplicabilității metodelor complexe de cercetare geotermometrică a pegmatitelor. În acest sens se prezintă diferite metode de apreciere a temperaturii de cristalizare a unor



minerale din pegmatitele masivului Rodna. Se folosesc metode bazate pe studiul incluziunilor fluide din minerale (metoda omogenizării și decrepitării) precum și o serie de termometre geo chimice. De asemenea, urmărим să dăm un răspuns și în ceea ce privește condițiile de temperatură la care s-au format rocile metamorfice din zona corporilor pegmatitice.

### A) Incluziunile fluide din minerale ca geotermometru

Observațiile microscopice au pus în evidență în majoritatea mineralelor din pegmatitele masivului Rodna, prezența mai multor tipuri de incluziuni. Acestea, după geneza lor, compoziția și starea mediului din care s-au format, pot fi clasificate în mai multe grupe și subgrupe (tab. 81).

Incluziunile primare se prezintă sub formă de cristale negative tubulare, elipsoidale, rotunjite și uneori neregulate. În unele cazuri sîn orientate mai ales în lungul axei *c* și în plane paralele la fețele de cristal în turmalină, cuarț, apatit. După numărul fazelor pe care le conțin la temperatură camerei, incluziunile primare se subdivid în incluziuni monofazice, bifazice, trifazice și rareori polifazice. Incluziunile monofazice sunt frecvent gazoase sau conțin  $\text{CO}_2$  lichid iar cele bifazice, după starea de

TABELUL 81  
*Tipurile de incluziuni în mineralele din pegmatitele masivului Rodna*

Tipul genetic	Caracterul incluziunilor	Relațiiile dintre faze	Formă
Primare	monofazice	gaz ; $\text{CO}_2$ lichid ; $\text{CO}_2$ lichid + gaz	cristal negativ ; tubulară ; alungită
	bifazice	soluție apoasă + gaz ; soluție apoasă + $\text{CO}_2$ lichid ; soluție apoasă + cristal	cristal negativ ; tubulară ; alungită ; neregulată
	trifazice	soluție apoasă + $\text{CO}_2$ lichid + gaz ; soluție apoasă + gaz + cristal	
Secundare	monofazice	soluție apoasă ; $\text{CO}_2$ lichid	frecvent neregulată și foarte rar geometrică
	bifazice	soluție apoasă + gaz	
	trifazice	soluție apoasă + $\text{CO}_2$ lichid + vaporii	



agregare a fazelor pot fi : aparent bifazice și bifazice propriu-zise. Incluziunile primare trifazice se caracterizează atât prin prezența soluției apoase +  $\text{CO}_2$  lichid + gaz ca în turmalină cît și prin prezența soluției apoase + gaz + cristal (turmalină, cuarț, muscovit).

Incluziunile fluide secundare au rezultat în urma cicatrizarii fisurilor din minerale, sănătate preponderent bifazice, rareori monofazice sau trifazice și cu forme neregulate.

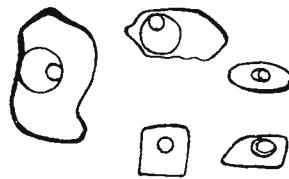
### 1. Incluziunile fluide din cuarț

După cum s-a arătat, cuarțul, comun tuturor ocurențelor pegmatitice cercetate, se găsește în mai multe generații, însoțind asociațiile de minerale cele mai timpurii pînă la cele mai tîrzii.

În cuarțul din structurile în blocuri, caracteristice nucleului pegmatitic și zonelor intermediere, predomină incluziuni gazoase-lichide. Acestea (fig. 129), după compozitia și starea fazelor pot fi împărțite în incluziuni monofazice (gazoase) și trifazice (gaz +  $\text{CO}_2$  lichid + gaz) și rareori bifazice (gaz + lichid). Prin încălzire, la incluziunile trifazice se remarcă un interval al temperaturilor de omogenizare cuprins între 278°C și 365°C ce corespunde omogenizării fazei de  $\text{CO}_2$  lichid cu soluție apoasă (V. Pomârlanu, T. Murariu, Aurelia Movileanu, Maria Dumitrescu, 1973)<sup>13</sup>.

Fig. 129. — Incluziuni gazoase-lichide în cuarț „bloc” din nucleul corpurilor pegmatitice (seria de Rebra).

Inclusions gazeuses-liquides du quartz „bloc” placé dans le noyau des corps pegmatitiques (série de Rebra).



0,01mm

Aceste determinări sunt în acord cu datele prezentate de Brotzen (1959), după care formarea nucleului cuarțos în pegmatite are loc la temperaturi în jur de 300°C.

În cuarțul sub formă de monocristale din golarile miarolitice întinute în blocurile pegmatitice de pe valea Rebra, incluziunile sunt de tipul celor lichide. Temperatura de omogenizare a fazelor în aceste incluziuni este cuprinsă în intervalul 180°C—270°C.

Datele din literatură (Roeiring, 1966) arată că formarea structurilor grafice în pegmatite are loc la temperaturi de peste 600°C, mai mici însă decît temperatura minimă de existență a topiturii granitice (650°C).

<sup>13</sup> Arh. I.G.G. București.

Plecind de la aceste constatări precum și de la determinările prezentate, rezultă un interval larg de cristalizare a cuarțului în pegmatitele masivului Rodna, cuprins între 180°C și cca 650°C. Acest lucru explică în mare măsură formarea cuarțului în decursul evoluției întregului proces pegmatic.

### 2. Incluziunile fluide din muscovit

Prezența incluziunilor fluide precum și temperatura de omogenizare a acestora în muscovitul din pegmatitele seriei de Rebra a fost pusă în evidență de Pomârlanu și Movileanu (1968). După cum arată

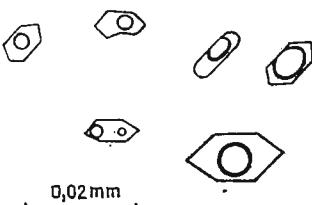


Fig. 130. — Incluziuni fluide primare în muscovitul din pegmatitele de pe valea Rebra (Pomârlanu, Movileanu, 1968).

Inclusions fluides primaires dans la muscovite des pegmatites situées sur la vallée Rebra (Pomârlanu, Movileanu, 1968).

acești autori, în muscovit se observă destul de rar incluziuni fluide primare și secundare. Incluziunile fluide primare, cu două faze (lichid + gaz) și cu trei faze (lichid + gaz + cristal) se caracterizează printr-un volum variabil de gaz, de la 10 pînă la 70%, raportat la volumul întregii cavitați. Frecvent, cavitațile cu incluziuni fluide au formă de cristal negativ (fig. 130). Faza solidă, prin anizotropismul și birefringența sa, s-ar părea să fie reprezentată prin cristale de calcit.

Examinarea incluziunilor fluide, la încălzire treptată, arată că numai un număr restrîns de incluziuni fluide au permis determinarea punctelor de omogenizare a fluidelor. Fenomenul de omogenizare a fazelor de gaz în cea lichidă a avut loc în intervalul de la 283°C la 318°C. După corecția de 103°C, rezultată din diagrama lui Kennedy (1950), temperatura de formare a muscovitului din pegmatitele masivului Rodna ar fi, după autorii citați, de 386°C—443°C cu media de 410°C.

### 3. Incluziunile fluide din turmalină

Observațiile microscopice au pus în evidență în cristalele de turmalină cercetate, prezența incluziunilor fluide, destul de variate ca formă, grad de umplere și compoziția fazelor. După relațiile genetice și după compoziția și starea de agregare a fazelor din incluziunile fluide, s-au stabilit deocamdată tipurile de incluziuni prezentate în tabelul 82 (Pomârlanu, Murariu, 1970).

Incluziunile primare sunt distribuite după zone de creștere paralele la fețele de prismă și sunt orientate în lungul axei *c* a cristalelor de turmalină (fig. 131). Cele secundare se află distribuite după crăpături cicatrizează,

**TABELUL 82**  
*Clasificarea inclusiunilor fluidi din turmalină și relajile dintr-o fază*

Tipurile genetice	Caracterul inclusiunilor fluidi	Relajile dintre faze		Forma
		La temperatură camerei	Sub temperatură camerei	
Primare	monofazice	I <sub>sol</sub> ' L <sub>CO<sub>2</sub></sub> ' G	bitazice : L <sub>CO<sub>2</sub></sub> G L <sub>sol</sub> L <sub>CO<sub>2</sub></sub>	preponderent forme geometrice (cristale negativ tubulare elipsoidale) și subordonat forme neregulate
	bifazice	I <sub>sol</sub> L <sub>CO<sub>2</sub></sub>	trifazice	
		I <sub>sol</sub> I <sub>CO<sub>2</sub></sub>	trifazice	
		L <sub>sol</sub> G	bifazice	cristal negativ neregulate și ramificate
	trifazice	I <sub>sol</sub> + G	bifazice și rar trifazice	
		I <sub>sol</sub> G		
Pseudosecondare	trifazice I <sub>sol</sub> + L <sub>CO<sub>2</sub></sub> + G	(L <sub>sol</sub> + L <sub>CO<sub>2</sub></sub> ) G		cristal negativ neregulate și ramificate
		(L <sub>sol</sub> + L <sub>CO<sub>2</sub></sub> ) ± G		
		(I <sub>sol</sub> + L <sub>CO<sub>2</sub></sub> ) ± G		
Secundare	monofazice	L <sub>sol</sub> ' L <sub>CO<sub>2</sub></sub>	rareori bifazice	cristal negativ neregulate și ramificate
	bifazice	L <sub>sol</sub> + G L <sub>sol</sub> + L <sub>CO<sub>2</sub></sub>		
	trifazice		rareori	

I<sub>sol</sub> = soluție apăsă; I<sub>CO<sub>2</sub></sub> = CO<sub>2</sub> lichid; G = gaz.

ulterior formării cristalelor de turmalină. Pe lîngă aceste două tipuri rareori apar și incluziuni pseudosecundare.

După formă, incluziunile fluide din turmalină au contururi geometrice variate : de la cele de cristal negativ pînă la forme destul de neregulate. Frecvent, incluziunile fluide primare au contururi geometrice iar cele secundare sunt ramificate. Incluziunile fluide primare diferă de asemenea după gradul de umplere și componenta fazelor, în funcție de temperatură,

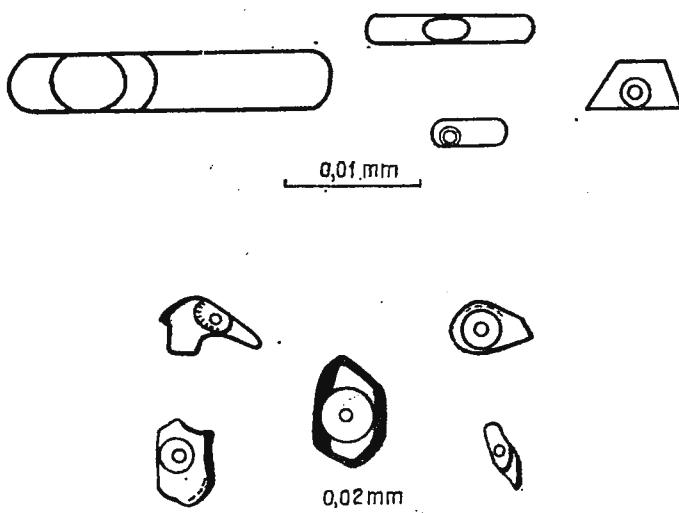


Fig. 131. — Incluziuni fluide în turmalina din pegmatitele de pe valea Rebra (Pomărleanu, Murariu, 1970).

Inclusions fluides dans la tourmaline des pegmatites situées sur la vallée Rebra (Pomărleanu, Murariu, 1970).

nu numai de la un corp pegmatitic la altul ci și după poziția pe care o ocupă cristalele de turmalină în același corp pegmatitic. Astfel, la corpul pegmatitic de la confluența pîrîului Scărișoara cu valea Rebra, majoritatea incluziunilor fluide bifazice între 20°C și 15°C devin trifazice ( $L_{sol} + L_{CO_2} + G$ ). În cristalele de turmalină asociată cu feldspat, cuart, muscovit, dispariția fazei de gaz în  $CO_2$  lichid are loc prin contractie între 20°C și 25°C, iar în turmalina asociată cu biotit de la contactul corpului pegmatitic cu micasisturile, faza de gaz dispare în  $CO_2$  lichid între temperaturi ceva mai ridicate între 24°C și 28°C. Apariția fazei de vapori (probabil  $CO_2$  gaz) în  $CO_2$  lichid prin scăderea temperaturii sub cea de cameră, arată că astfel de incluziuni sunt saturate în  $CO_2$ .

În ultimul timp, pentru determinarea condițiilor de formare a turmalinei, paralel cu studiul proprietăților fizice și al chimismului său, s-a

recurs și la studiul incluziunilor fluide din acest mineral (Weis, 1953; Slivko, 1955; Motorina, Bakumenko, 1968).

Incluziunile fluide primare din turmalina pegmatitelor masivului Rodna se caracterizează prin două puncte de omogenizare: unul corespunzător omogenizării bulei de gaz cu  $\text{CO}_2$  lichid, care variază între 18°C și 28°C, deci la temperaturi inferioare celei critice a  $\text{CO}_2$  și cel de-al doilea, între 237°C și 320°C, uneori pînă la 364°C. Intervalul de temperatură corespunzător celui de-al doilea punct de omogenizare, după Slivko (1968) corespunde „temperaturii minime de miscibilitate a fazei de  $\text{CO}_2$  și soluție apoașă” și „temperaturii minime posibilă a soluțiilor în momentul captării lor de către cristalele de turmalină care cresc”.

Temperatura care indică începutul decrepitării incluziunilor trifazice și bifazice, bogate în  $\text{CO}_2$  din cristalele de turmalină este de 194°C, inferioară temperaturii corespunzătoare celui de-al doilea punct de omogenizare iar maximum temperaturii de decrepitare se situează la 320°C (Pomârleanu, Murariu, 1970). În figura 132 se prezintă, comparativ, și curbele temperaturilor de decrepitare a incluziunilor fluide în turmalina din alte cîmpuri pegmatitice din România.

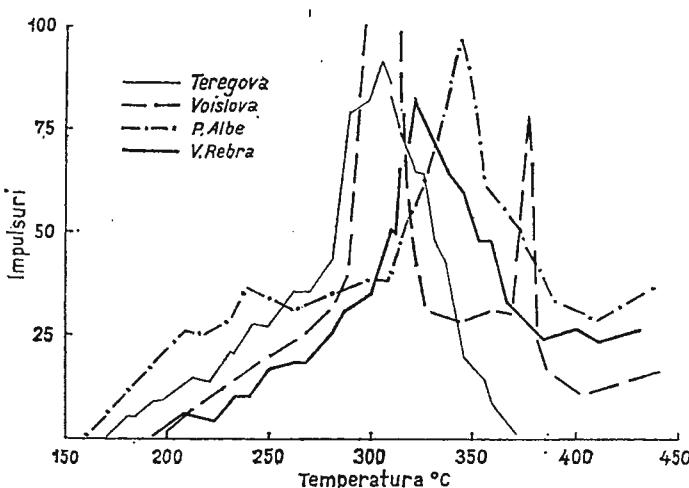


Fig. 132. — Curbele temperaturilor de decrepitare a turmalinei din unele cîmpuri pegmatitice din România (Pomârleanu, Murariu, 1970).

Les courbes des températures de décrépitation de la tourmaline dans quelques champs pegmatitiques de Roumanie (Pomârleanu, Murariu, 1970).

În sprijinul acestor determinări pot fi citate studiile experimentale ale lui Fronde și Collette (1957) care au sintetizat schörlit la temperaturi cuprinse între 350°C și 550°C.

#### 4. Incluziunile din granații

Pe lîngă studiul chimismului, o altă problemă căreia i s-au consacrat diverse cercetări în scopul determinării condițiilor termodinamice de formare se referă la studiul incluziunilor din granații. Astfel de cercetări au avut ca obiect stabilirea tipului de incluziuni precum și studiul efectelor elastice și al birefringenței în jurul incluziunilor cristaline din granații (Rosendorf, Chaise, 1961; Hutchison, 1967).

Granații din pegmatite conțin incluziuni solide și incluziuni fluide cu faze cristaline. Dintre incluziunile solide identificate amintim: cuartul, apatitul și muscovitul. Astfel, în granații din pegmatitele de pe valea Scărăioara, alături de cuart, apare frecvent apatitul (pl. X, fig. 2) iar în unele cazuri muscovitul. Unele incluziuni solide din granații au o distribuție orientată.

Incluziunile fluide cu aggregate de cristale și bule de gaz au aspectul celor prezentate în figura 133 (Pomârleanu, Murariu, 1973).

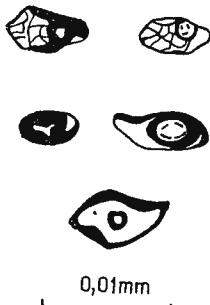


Fig. 133. — Incluziuni fluide în granații din pegmatite  
(Pomârleanu, Murariu, 1973).

Inclusions fluides des grenats des pegmatites  
(Pomârleanu, Murariu, 1973).

La granații din șisturile cristaline înconjurătoare, frecvența cea mai mare o au incluziunile solide și rareori apar incluziuni fluide bifazice secundare. În ordinea frecvenței lor descrescînd pot fi menționate următoarele minerale ca incluziuni solide în granații din rocile metamorfice ale seriei de Rebra: cuart, minerale opace, apatit.

TABELUL 83

*Temperatura de decrepitare a granaților din pegmatite\**

Localizare	Asociația	Stadiul și temperatura (°C)			
		I	II	III	IV
Valea Rebra	granat + turmalină + biotit	202–204		402–430	
Răzoare	granat + cuart + apatit	233–240		490–510	588–620
Voislova	granat + cuart + plagioclaz	283		510	600

\* Pomârleanu, Murariu, 1973.

La granații din pegmatite s-a obținut un interval al temperaturilor de decrepitare cuprins între 202°C și 430°C (Pomârléanu, Măruariu, 1973) (tab. 83).

Dintre stadiile puse în evidență, primul corespunde decrepitării incluziunilor fluide secundare iar stadiile III și IV sunt caracteristice decrepitării incluziunilor cristaline din granați.

În cazul granaților din rocile metamorfice ale seriei de Rebra, decrepitări sporadice au fost înregistrate începînd de la 287°C iar un maxim apare între 600°C și 630°C.

### B) Metode geochemice de apreciere a temperaturii de cristalizare a mineralelor

Dintre metodele geochemice de apreciere a temperaturii de formare a mineralelor se prezintă două grupe :

1. La baza primei grupe a geotermometrelor este pusă legătura coeficientului răspîndirii unor elemente între două minerale coexistente, de temperatura lor de formare. Din cadrul acestei grupe s-a folosit termometru bifeldspatic și geotermometru biotit-granat.

a) *Conținutul de sodiu în feldspați*. Analizele chimice ne-au permis să calculăm procentul molecular de *Or* și *Ab* în feldspați din pegmatitele masivului Rodna. Valorile obținute pentru microclin-pertitul care a suferit fenomenul de dezamestec, caracteristic zonelor bogate în structuri pegmatoide, proiectat în diagrama binară a lui Barth (1962) indică o temperatură de formare cuprinsă între 470°C și 560°C. Demn de remarcat este faptul că temperatura maximă obținută (560°C) este mai mică decît valoarea de 600°C, pînă la care se consideră că se poate aplica acest geotermometru (Ingersoll, 1955).

Temperaturi apropriate s-au determinat și pentru microclin-pertitul din pegmatitele de la Copalnic, valea Iara, Teregova, Armeniș (tab. 84).

Pentru controlul acestor determinări cităm intervalul larg al decrepitării incluziunilor fluide, cuprins între 310°C și 520°C cu un maxim între 420°C și 500°C, obținut în microclin de Pomârléanu (1971). Unii autori (Kirillova, 1962; Nikanorov, Mihailov, 1964) pentru verificarea datelor geotermometrice obținute prin metoda Barth, au utilizat metoda bazată pe studiul incluziunilor fluide din eurătul cu care feldspații se asociază. Totuși, acestei metode i s-au adus și unele obiecții care duc la limitarea ei în geotermometrie (Winkler, 1958; Priatkin, 1964; Haal, 1967). Dintre autorii care au aplicat această metodă la determinarea temperaturii de formare a feldspațiilor din pegmatite amintim pe Kirillova (1962), Nikanorov, Mihailov (1964), Davidenko (1966), Alexандров (1968), Babu (1969), Makagon (1971).

Datele prezentate în tabelul 84 scot în evidență faptul că temperaturile de formare a microclinului din pegmatite, deduse pe baza diagramelor lui Barth (1956, 1962) și Raibekov (1965) sunt destul de apropiate.



TABELUL 84

*Temperatura de formare a microclinului din pegmatite*

Localizare	Nr. determinărilor	Temperatura (°C)			Diagrama
		minimă	maximă	medie	
Masivul Rodna	6	470	560	505	B a r t h , 1962
Copalnic	2	470	525	497	B a r t h , 1962
Valea Iara	2	470	500	485	B a r t h , 1962
Teregova	1			450	B a r t h , 1962
Armeniș	1			580	B a r t h , 1962
Pegmatite micaferă (N i k a n o r o v , M i h a i l o v , 1964)	21	460	520	495	B a r t h , 1956
Pegmatitele raionului Mamisk (M a k a g o n , 1971)	50			510	R i a b c i k o v , 1965
Pegmatitele de la Andhra Pradesh, India (B a b u , 1969)	23	300	575		B a r t h , 1962

b) *Coeficientul de distribuție a magneziului dintre biotit și granat.* Studiul asociației de minerale granat-biotit din diverse faciesuri metamorfice l-a condus pe F r o s t (1962) la stabilirea unei dependențe între temperatură și distribuția magneziului în parageneza granat-biotit, în sensul că odată cu ridicarea gradului de metamorfism se observă și o creștere de distribuție a magneziului. Plecind de la această constatare, P e r c i u k (1968) a elaborat o diagramă care exprimă corelația dintre temperatură și magnezialitatea asociației granat-biotit. Această diagramă este folosită în cazul rocilor metamorfice din zona corporilor pegmatitice. În acest sens, s-au luat în analiză micașisturile seriei de Rebra în care observațiile microscopice au pus în evidență faptul că perechea granat-biotit formează o asociație paragenetică caracteristică. Datele analitice obținute au servit la calcularea valorilor coeficientilor de distribuție a magneziului pentru sistemul granat-biotit, prezentate în tabelul 85.

Valorile coeficientelor, proiectați în diagrama corespondenței de fază a magnezialității dintre granat și biotit, elaborată de P e r c i u k (1968) arată că temperatura de formare a paragenezei granat-biotit pentru micașisturile în care sunt localizate pegmatitele variază de la 540°C la 590°C (fig. 134). Valorile obținute de noi se încadrează între limitele 490°C – 610°C, care reprezintă temperaturile determinate cu ajutorul sistemului granat-biotit pentru rocile metamorfice din vecinătatea pegmatitelor raionului Mamisk (M a k a g o n , 1971).

Dacă comparăm datele obținute prin decrepitarea incluziunilor din granatul micașisturilor, cu cele obținute prin aplicarea sistemului granat-biotit, asupra acelorași probe, se constată că maximum de frecvență al decrepitării se află între 600°C și 630°C, iar temperatura determinată pe baza diagramei granat-biotit indică valori cuprinse între 540°C și 590°C.



TABELUL 85

*Temperatura de formare a asociatiei granat-biotit din micașisturile in care sunt localizate pegmatitele*

Localizare, proba	Mg : (Mg + Fe + Mn)		Temperatura (°C)
	biotit	granat	
Valea Rebreșoara bM-313 gM-313	0,46	0,11	540
Valea Rebra * bM-1199 gM-1199	0,56	0,19	590
Galeria Gușet bM-378 gM-378	0,47	0,13	550

\* P o m â r l e a n u , M u r a r i u , 1973.

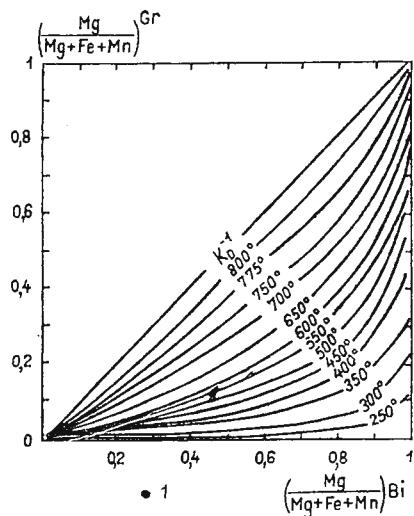


Fig. 134. — Diagrama corespondenței de fază a magnezialităților dintre biotit și granat (Perciuk, 1968); (1) seria de Rebra.

Le diagramme de la correspondance de phase de la magnésialité d'entre la biotite et le grenat (Perciuk, 1968; (1) série de Rebra.

Valorile coeficienților de distribuție a magneziului pentru biotit în echilibru termodinamic cu granat, conform experimentelor efectuate de Perciuk (1968), sunt condiționate numai de temperatură iar influența presiunii este neglijabilă.

În același timp, temperaturile de 540°C—590°C se încadrează în intervalul care caracterizează după Winkler (1965), faciesul metamorfic al amfibolitelor cu almandin.

2. Metodele geochemice din grupa a două se bazează pe legătura dintre capacitatea deosebită a unor elemente de a intra izomorf în minerale

și temperatura lor de formare. Din această grupă s-a folosit conținutul de scandiu în biotit și de sodiu în muscovit.

a) *Conținutul de Sc în biotit.* Plecind de la cele constatate de O f t e d a h l în 1943 (I n g e r s o n, 1955), dependența dintre conținutul de Sc în biotit și temperatura sa de formare poate fi utilizată ca geotermometru. Relația, mult discutată și aplicată de diversi cercetători, a fost folosită în ultimul timp și în țara noastră (S a v u et al., 1971).

Recent, D a g h e l a i s k i și K r ī l o v a (1973) au prezentat două diagrame de determinare a temperaturii, după conținutul de Sc în asociația granat-biotit.

Biotitul separat din pegmatitele masivului Rodna se caracterizează printr-un conținut de 25 ppm Sc, care indică în diagrama lui O f t e d a h l o temperatură de cristalizare de 580°C (fig. 135 A) iar după graficul lui D a g h e l a i s k i și K r ī l o v a, 600°C (fig. 135 B). O temperatură similară indică și biotitul din pegmatitele de la Voislova.

TABELUL 86

*Conținutul de Sc în biotit din pegmatite și temperatura de cristalizare după diagrama lui Oftedahl*

Localizare	Sc (ppm)	T (°C)	Autorul
Masivul Rodna	25	580	
Munții Preluca	20	610	
Voislova	25	580	
Valea Sadului	29	575	
Raionul Mamsk			M a k a g o n, 1971
pegmatite metamorfice	19	620	
pegmatite magmatische	36	560	
Raionul Gutaro-Biriusinsk	20	610	G l e b o v, 1971

Valorile obținute pentru conținutul de Sc în biotit din cîteva pegmatite din România și temperatura de cristalizare, comparativ cu unele date din literatură, sunt trecute în tabelul 86.

În ceea ce privește conținutul de Sc în biotit din micașisturile în care sunt localizate pegmatitele, valoarea obținută, 22 ppm Sc, indică o temperatură de 600°C după diagrama lui O f t e d a h l (fig. 135 A) și 610°C după curba prezentată de D a g h e l a i s k i și K r ī l o v a (fig. 135 B). Aceste temperaturi sunt apropiate de cele determinate prin aplicarea sistemului granat-biotit și corespund limitei superioare a faciesului almandin amfibolitic (W i n k l e r, 1965). Temperatura obținută pentru micașisturile seriei de Rebra este apropiată de temperatura medie de formare a rocilor metamorfice în care sunt localizate pegmatitele raionului Mamsk (580°C) (M a k a g o n, 1971). În același timp, temperaturile se situează între limitele stabilite pe cale experimentală de W o n e s (1963) pentru



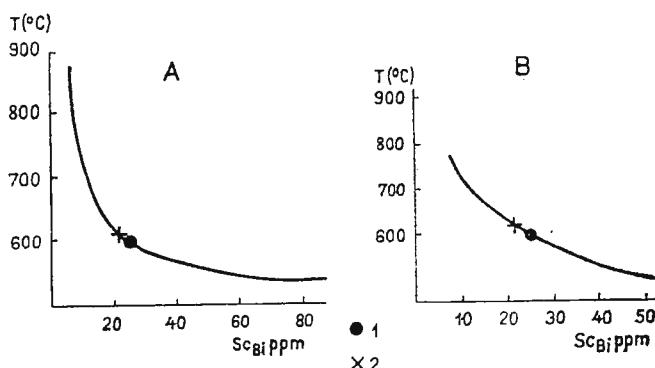


Fig. 135. — Diagramele de variație a conținutului de Sc în biotit în funcție de temperatură.

A — după O f t e d a h l (1943), B — după D a g h e l a i s k i și K r i l o v a (1973). 1, biotit din pegmatite; 2, biotit din micașisturi.

Les diagrammes de variation de la teneur en Sc dans la biotite en fonction de la température.

A — d'après O f t e d a h l (1943), B — d'après D a g h e l a i s k i et K r i l o v a (1973). 1, biotite des pegmatites ; 2, biotite micaschistes.

biotitul sintetic ( $500^{\circ}\text{C}$ — $760^{\circ}\text{C}$ ) și confirmă deducțiile teoretice ale lui F e r s m a n (1931).

Demn de remarcat este faptul că variația conținutului de Sc în biotitul din roci metamorfice în funcție de temperatură este inversă cu cea stabilită pentru comportarea Ti.

După cum se observă, valorile rezultate din proiectarea conținutului de Sc din biotit, în diagramele citate, sunt destul de apropiate, fapt care atestă valabilitatea ambelor curbe în aprecierea temperaturii de formare a biotitului.

b) *Sistemul muscovit-paragonit.* Conform diagramei de fază în domeniul subsolidus pentru sistemul muscovit-paragonit, elaborată de E u g - s t e r și Y o d e r (1955), dacă se cunosc conținuturile de  $\text{Na}_2\text{O}$  și  $\text{K}_2\text{O}$  și se calculează cantitatea de paragonit (mol. %) din muscovit, se poate determina temperatura de formare a muscovitului.

Diagrama a fost aplicată frecvent în determinările geotermometrice, atât pentru muscovitul din pegmatite cât și din unele roci metamorfice. Astfel, C i a i n i k o v (1966) a constatat că temperatura de formare a muscovitului din diverse pegmatite granitice din lume, evaluată după conținutul de paragonit în muscovit, variază de la  $280^{\circ}\text{C}$  pînă la  $580^{\circ}\text{C}$ . P o m à r l e a n u și M o v i l e a n u (1968) au stabilit că muscovitul „pegmatoid” din unele pegmatite din România s-a format la temperaturi cuprinse între  $360^{\circ}\text{C}$  și  $450^{\circ}\text{C}$ . Dintre ultimele lucrări care se ocupă cu determinarea

TABELUL 87

*Temperatura de formare a muscovitului din unele pegmatite din România*

Localizare	Conținutul (%)		Paragonit mol. %	Temperatura (°C)
	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O		
Munții Rodna				
M-101	0,68	9,80	9,5	430
M-205	0,66	10,11	8,9	420
M-165	0,60	9,85	8,3	410
M-336	0,53	8,90	8,2	405
M-144	0,71	10,20	9,5	430
M-456	0,66	8,85	10,0	445
M-126	0,92	10,11	12,2	490
M-131	0,66	9,48	9,4	425
M-454	0,47	8,97	7,3	375
Munții Preluca				
M-423	0,72	9,47	10,3	450
M-436	0,80	9,73	11,1	470
M-396	0,72	10,80	9,1	425
M-410	0,66	9,97	9,1	425
Răzoare*	0,77	10,20	10,3	450
Munții Apuseni (Valea Mică)				
M-556	1,40	10,10	17,3	560
M-558	1,10	10,00	16,5	535
Munții Semenic				
Teregova*	0,37	11,0	4,8	295
Munții Poiana Ruscă				
Voislova*	0,77	10,5	10,0	445
Munții Cibin*				
1045	0,55	10,7	7,2	370
1040	0,52	11,1	6,6	360
1046	0,73	10,7	9,3	426
Munții Lotru**				
Voineasa	0,57	9,97	8,0	402

\* după Pomărleanu, Movileanu (1968); \*\* după datele analitice prezentate de Ianovici (1939).



temperaturii de cristalizare a muscovitului după conținutul de paragonit în muscovit săn și cele prezentate de B a b u (1969) și M a k a g o n (1971).

Datele prezentate în tabelul 87 scot în evidență faptul că muscovitul din pegmatitele masivului Rodna a cristalizat într-un interval de temperatură cuprins între 375°C și 490°C. Se constată că temperaturi mai scăzute au fost obținute pentru muscovitul concrescut cu biotit și cel din complexul cuart-muscovitic. Valori mai ridicate indică muscovitul asociat cu feldspați din zonele bogate în structuri pegmatoide. Se remarcă faptul că temperatura de 490°C este mai mare decât cea determinată de P o m â r l e a n u și M o v i l e a n u (1968) pentru muscovitul „pegmatoid” din pegmatitele de pe valea Rebra.

Între valorile ce caracterizează temperatura de cristalizare a muscovitului din pegmatitele masivului Rodna se intercalează și mărimile calculate pentru muscovitul din pegmatitele munților Preluca (tab. 87). O temperatură mai ridicată arată muscovitul din pegmatitele localizate în granitul de Vința (Munții Apuseni).

Temperatura medie de formare a muscovitului din pegmatitele masivului Rodna este de 425°C, valoare destul de apropiată de media calculată din datele prezentate de M a k a g o n (1971) pentru muscovitul din pegmatitele raionului M a m s k (440°C).

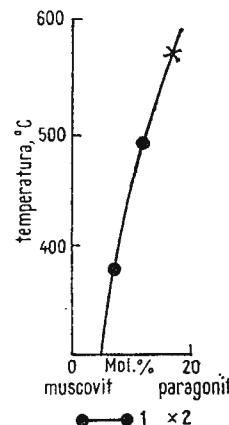


Fig. 136. — Porțiune din diagrama de fază în domeniul subsolidus pentru sistemul muscovit-paragonit (după E u g s t e r, Y o d e r, 1955). 1, domeniul muscovitului din pegmatite; 2, muscovit din micașisturi.

Portion du diagramme de phase dans le domaine subsolidus pour le système muscovite-paragonite (d'après E u g s t e r, Y o d e r, 1955). 1, le domaine de la muscovite des pegmatites ; 2, muscovite des micaschistes.

Comparativ cu aceste date, muscovitul din micașisturile seriei de Rebra s-a format la o temperatură mai ridicată și anume 565°C (valoare calculată din media a trei analize care indică 17,6 mol. % paragonit în muscovit) (fig. 136). Valoarea respectivă se situează între temperaturile de 540°C—590°C determinate cu ajutorul sistemului biotit-granat pentru micașisturile în care săn localizate pegmatitele.

Comparind rezultatele geotermometrice obținute pentru muscovitul din structuri pegmatoide după sistemul muscovit-paragonit, cu cele determine prin studiul incluziunilor fluide (P o m â r l e a n u, Movileanu,

1968) se observă o apropiere a valorilor, fapt care atestă valabilitatea ambelelor metode în aprecierea temperaturii de cristalizare a muscovitului. Totuși, în determinarea temperaturii după sistemul muscovit-paragonit, trebuie să se țină cont și de prezența în asociatie a albitului (Mackenzie, 1971).

Temperatura de formare a albitului. Paralel cu metodele geotermometrice prezентate, pentru determinarea acesteia am folosit mărimea valorii  $2\theta_{(131)} - 2\theta_{(\bar{1}\bar{3}1)}$  (determinările au fost efectuate de R. Giuşcă).

Valoarea obținută pentru albitul din corpul pegmatitic Între Rebre, egală cu 1,20, proiectată în diagrama lui Mackenzie (1957) indică faptul că albitul s-a format la o temperatură de 450°C. O temperatură apropiată arată și albitul din pegmatitele de la Voislova, în care diferența  $2\theta_{(131)} - 2\theta_{(\bar{1}\bar{3}1)}$  este egală cu 1,26 (fig. 137).

Temperaturi similare au fost obținute cu ajutorul acestei metode și de Babu (1969) pentru albitul din unele pegmatite micaferice din India.

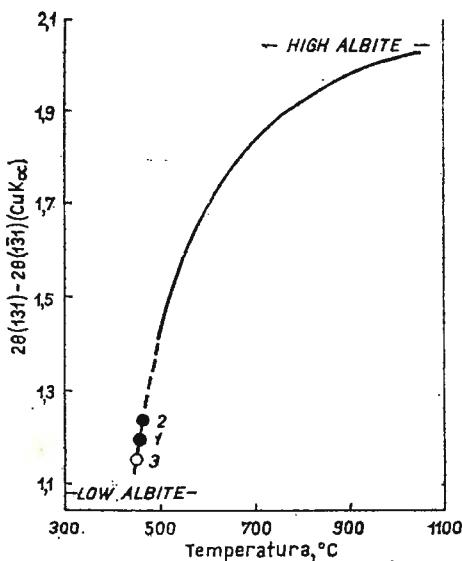


Fig. 137. — Graficul dependenței valorilor  $2\theta_{(131)} - 2\theta_{(\bar{1}\bar{3}1)}$  ale albitului de temperatura de cristalizare (după Mackenzie, 1957); 1, valea Rebra; 2, Voislova; 3, India.

Le graphique de la dépendance des valeurs  $2\theta_{(131)} - 2\theta_{(\bar{1}\bar{3}1)}$  de l'albite de la température de cristallisation (d'après Mackenzie, 1957); 1, vallée Rebra; 2, Voislova; 3, India.

În figura 138 se prezintă difractograma (în domeniul  $2\theta = 25-35^\circ$ ) albitului din corpul pegmatitic Între Rebre.

Observațiile de teren și cele microscopice, întregite cu un număr de date geotermometrice, obținute prin mai multe metode, arată că procesul de formare a pegmatitelor din masivul Rodna a avut loc într-un interval larg de temperatură. Acest interval este cuprins de la temperaturi în jurul a 600°C, caracteristice structurilor grafice (Fersman, 1931; Rotzén, 1959) și pînă la temperaturi joase (180°C) specifice mineralelor metasomatice și celor depuse în cavități miarolitice. Prelungirea procesului pegma-

titic printr-un proces hidrotermal este dovedită și de prezența cristalelor de pirită.

Rezultatele determinărilor geotermometrice obținute pentru mineralele din pegmatitele masivului Rodna sunt în deplină concordanță cu datele prezentate de Makagon (1971) și confirmă presupunerile lui Jahn (1955) după care „cea mai mare parte a materiei minerale din cele mai multe tipuri de pegmatite s-a format în intervalul de temperatură

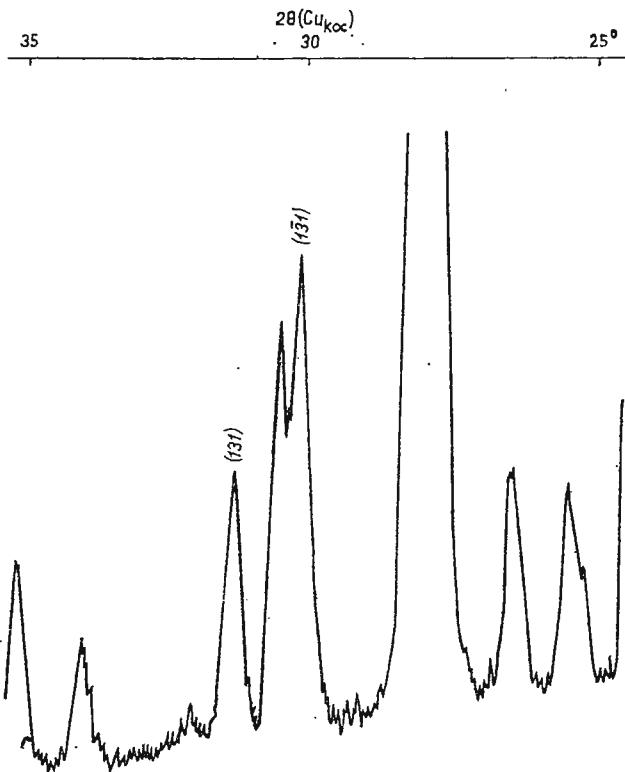


Fig. 138. — Difractograma albitului din corpul pegmatitic între Rebre.

Le diffractogramme de l'albite du corps pegmatitique între Rebre.

cuprins între  $700^{\circ}\text{C}$  și  $250^{\circ}\text{C}$ ” iar „cele mai multe corpuri pegmatitice cu structură zonară au început probabil să cristalizeze la temperaturi ce nu au depășit cu mult  $550^{\circ}\text{C}$ ”. Acest lucru precum și rezultatele obținute confirmă intervalele de temperatură atribuite de Fersman (1931) differentelor faze ale evoluției procesului pegmatitic. În același timp, s-a constatat că temperatura de cristalizare a mineralelor din pegmatitele masivului Rodna este apropiată de temperatura de formare a micașisturilor în care sunt localizate pegmatitele.

## V. FORMA, DIMENSIUNILE ȘI STRUCTURA CORPURILOR PEGMATITICE

### A) Forma și dimensiunile pegmatitelor

Varietatea uimitoare a formelor preluate de către corpurile de pegmatite reiese în mod clar din faptul că în literatură au fost aplicați diferiți termeni cum sunt: dyke, lentilă, stok, vine, vinișoare, filoane, precum și termeni variați ca: arcuit, ramificat, neregulat, sinuos, tabular, etc. Este de asemenea evident că și dimensiunile corpurilor pegmatitice variază foarte mult. Aceste caractere evidențiate pe scară mare au fost trecute în revistă pe larg de C a m e r o n et al. (1949).

Alte studii, cu privire la relațiile dintre corpurile de pegmatite și rocile înconjurătoare au dus la stabilirea unor distincții între corperi concordante și discordante, deformate și nedeformate precum și corperi cu delimitări precise sau gradate. Uneori au fost puse în evidență corelări între formă, dimensiune și poziție pe de o parte și caracteristicile structurale ale rocilor în care sunt localizate pegmatitele pe de altă parte.

Pegmatitele din masivul Rodna sunt localizate în micașisturi cu granăți asociate cu amfibolite, sisturi amfibolice și paragnaise. Unele din ele sunt deschise în secțiuni transversale pe valea Rebreșoara, valea Rebra, valea Scărișoara. Acest lucru a permis să urmărim cu ușurință forma, dimensiunile, structura pegmatitelor precum și raportul cu rocile înconjurătoare.

În marea majoritate, pegmatitele din masivul Rodna au formă lenticulară, mai rar apar ca vine sau filoane. Dimensiunile lor sunt relativ mici, cu lungimi de cca 100 m și grosimi maxime cuprinse între 30 – 40 m. Toate ivirile cunoscute sunt concordante cu sistozitatea rocilor gazdă și prezintă contacte nete. Numai în partea de sud a regiunii se constată unele fenomene de contact, puse în evidență prin procese de turmalinizare. În acest sens se manifestă și dispoziția în plane aproape paralele a turmalinei în zona de contact a pegmatitelor cu micașisturile (pl. VII, fig. 1). Pătrunderea materialului pegmatitic de-a lungul fisurilor s-a produs în mod lent, fiind însoțită de o dilatare ușoară a rocilor înconjurătoare. Acest lucru se pune în evidență pe teren prin modificarea orientării planului de sistozitate în zona de contact.

Contactul zonei marginale a pegmatitelor cu micașisturile mai este însoțit de: îmbogățirea în elemente feromagneziene (biotit, turmalină, granăți), creșterea conținutului de An în feldspați și de andradit în granăți pe seama rocilor înconjurătoare, micșorarea dimensiunilor mineralelor în comparație cu aceleași minerale din zonele interne, dezvoltarea în unele cazuri a complexului cuarț-muscovitic.

### B) Structura internă a corpurilor pegmatitice

Dispunerea mineralelor în corpurile pegmatitice, deși la prima vedere pare să nu respecte nici o ordine, se supune totuși anumitor reguli.



Mulți cercetători mai vechi au avut tendința de a considera distribuirea mineralelor, a asociațiilor de minerale specifice și tipurile de structuri contrastante din corporile pegmatitice ca nesistematice sau de o complexitate indescifrabilă utilizând termeni ca: discontinuu, întâmplător, neregulat, nesigur, nesistematic, etc. Conceptul de dezordine internă a fost negat însă de numeroși alți cercetători care au arătat că unele corpuri de pegmatite constau dintr-un singur fel de aggregate de minerale care sunt în general omogene, putind fi deci considerate ca un tip specific de rocă pe cind alte corpuri cuprind două sau mai multe unități cu compoziție și structură contrastante, dispuse în mod sistematic. Unele neregularități ale structurii și mineralogiei au fost semnalate în ambele tipuri, dar s-a constatat că este vorba de caractere de ordin secundar care apar ca detalii suprapuse peste un model la scară mare și se recunosc printr-o cartare și cercetare atentă.

După cum arată Jahn (1955), încă din anul 1880 Newton și Jenny au descris „așezarea aproximativ concentrică” a turmalinei, mica și a altor minerale în jurul unei mase centrale de cuarț dintr-un corp pegmatitic din regiunea Blak Hills iar Hitchcock, în 1883 a descris un filon pegmatitic cu turmalină și beril din Massachusetts, semnalând prezența unor porțiuni bogate în cuarț, „mărginite de benzi cu feldspați silicioși”. În anul 1885, ocurența Etta, astăzi foarte renomată a fost descrisă de Blake ca o masă cu zonare concentrică alcătuită din patru unități identificabile, a cărei structură internă a fost redată pe o schiță de Bailey.

Observațiile efectuate la începutul secolului XX au dus la stabilirea structurii interne a mii de corpuri pegmatitice din diferite cimpuri pegmatitice din lume dar cu descrieri destul de sumare. După structura internă, Ghinzburg (1928) a impărțit pegmatitele în diferențiate și nediferențiate iar Piatnitsky (1932) în monofazice și polifazice.

Tratarea sistematică a caracterelor structurale ale pegmatitelor a început în jurul anului 1940 (Jahn, 1955) și a progresat destul de repede în decursul ultimilor ani. Necesitatea unei terminologii sistematice i-a determinat pe Cameron, Jahn, Mc. Nair și Page să întocmească în anul 1949 o monografie cu privire la structura internă a pegmatitelor granitice. Deși parțial descriptivă și parțial genetică și deci susceptibilă de interpretări diferite, clasificarea autorilor cități pare să fi fost utilizată cu succes, cu ocazia a numeroase studii asupra pegmatitelor, efectuate în diferite regiuni de către o serie întreagă de cercetători (Jahn, 1955).

Structura, mineralogia și succesiunea de formare au fost utilizate de Vlasov (1961) pentru determinarea unor tipuri grafice, în blocuri, diferențiate, de substituție și albit spodumenice. Zonalitatea bine exprimată și în special simetria zonelor după acest autor este proprie corporilor pegmatitice de grosimi mari, cu forme ovale și inclinări mici.

Zonalitatea internă a corporilor pegmatitice se prezintă cu forme inegale de la un cimp pegmatitic la altul. Zonalitatea cea mai accentuată se observă în general în corporile pegmatitice lenticulare (Routhier, 1963).

În corporile pegmatitice din România, structuri zonale au fost descrise de E. Stoicovici și A. Trif (1950)<sup>14</sup> la exploatarea de la Crișeni (Munții Apuseni), de Supercleanu (1957) în cazul pegmatitelor de la Teregova, de Grosu și Angelescu (1960) la corpul pegmatitic „Pîriful cu măr” din regiunea Crijma, de C. Avramescu (1954)<sup>15</sup> pentru pegmatitele de la Voineasa.

<sup>14</sup> Arh. Com. Stat Geol. București.

<sup>15</sup> Arh. Com. Stat Geol. București.



În urma cercetărilor de teren și laborator s-a pus în evidență caracterul structurii interne a corpuri pegmatitice din masivul Rodna.

În cele ce urmează prezentăm descrierea structurii interne a principalelor corpuri pegmatitice, plecind de la NV spre SE, după cum urmează: corpul pegmatitic Între Rebre, corpul pegmatitic de la confluența pârâului Scărișoara cu valea Rebra, pegmatitele din sectorul Făget.

### 1. Corpul pegmatitic Între Rebre (2)

Este localizat în micașisturi biotito-muscovitice cu granați. Structura internă a corpului pegmatitic este alcătuită din zone, fracturi de umplere și corpuri metasomatice.

a) *Structura zonală*. Corespunde tipului asimetric (fig. 139). Plecind de la culcuș spre acoperiș se observă următoarea succesiune a zonelor:

— zona marginală. Prezintă o structură pegmatitică fin granulară (Cameron et al., 1949) sau granitică (SLOODOV, 1971), cu minerale ale căror dimensiuni nu întrec 2–2,5 cm în diametru. Ea constituie învelișul corpului pegmatitic și reflectă în mare măsură forma acestuia. În general zona marginală nu depășește în grosime 8–10 cm, menționându-se aproximativ constantă. Dimensiunile ei reduse fac ca reprezentarea pe hărți sau profile să fie mărită. Contactul zonei marginale cu micașisturile înconjurătoare este net și însotit de procese de cloritizare a biotitului;

Compoziția mineralologică a zonei marginale este constituită din cuarț, feldspați, biotit, turmalină, muscovit și granați. Feldspații și granații se caracterizează prin conținuturi mai ridicate în calciu, ceea ce indică o oarecare influență a rocilor înconjurătoare în participarea acestui element în compozitia mineralelor respective. Turmalina se asociază frecvent cu biotitul bogat în fier și cuarțul, are culoare neagră caracteristică și un conținut ridicat în fier și magneziu. Dintre mineralele amintite, biotitul, granații și turmalina constituie, în mare parte, rezultatul redistribuirii materialului femic în corpul pegmatitic;

— zona exterioră. În corpul pegmatitic Între Rebre zona externă se caracterizează printr-o structură grafică (micrografică, mediografică, macrografică) dezvoltată spre zona marginală și o structură pegmatitică mediogranulară, uneori pegmatoidă, cu dimensiuni ale mineralelor de cca 10 cm în diametru, spre zona intermediară. Ea este prezentă numai în culcuș, are o grosime mai mare ce poate ajunge pînă la 50–70 cm și după compozitia mineralologică și dimensiunile mineralelor trece gradat în zonele vecine;

În această zonă, după cum a arătat și Vlasov (1961) fenomenele de substituție sunt slab dezvoltate și lipsesc concentrațiile de minerale cu elemente rare. Muscovitul formează rar acumulații cu importanță practică;

— zona intermedie. Observațiile de teren au pus în evidență prezența zonei intermediare, localizată între zona externă și nucleul cuarțos central. Ea are o dezvoltare asimetrică, cu grosimi mai mari în culcu-



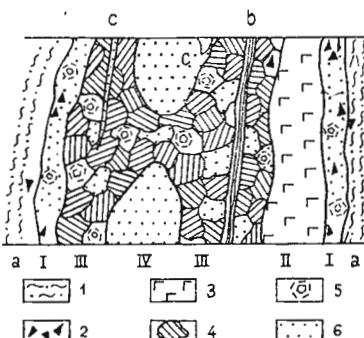
șul corpului pegmatitic și formează un înveliș continuu al nucleului cuarțos. Grosimea acestei zone variază între 10 și cca 15 m și este caracterizată de prezența structurilor pegmatoide, extrem de granulare sau în blocuri (Cameron et al., 1949; Vlasov, 1961; Didenko, 1966), caracteristice feldspațiilor și cuarțului. Blocurile de feldspați și cuarț au greutăți de ordinul kilogramelor iar plăcile de muscovit au uneori suprafețe de cca 100 cm<sup>2</sup>. Compoziția mineralogică este reprezentată prin feld-

Fig. 139. — Secțiune transversală în corpul pegmatitic între Rebre. a, roci înconjurătoare; b, muscovit pe fisuri; c, fracturi cu cuarț. I, zona marginală; II, zona externă; III, zona intermedie; IV, zona centrală (nucleul).

- 1, micașturi muscovito-biotitice cu granați; 2, turmalină (schörlit); 3, granit grafic; 4, feldspați bloc; 5, muscovit; 6, cuarț.

Section transversale dans le corps pegmatitique între Rebre. a, roches environnantes; b, muscovite sur fissures; c, fractures à quartz. I, zone bordière; II, zone externe; III, zone intermédiaire; IV, zone centrale (le noyau).

- 1, micaschistes muscovito-biotitiques à grenats;
- 2, tourmaline (schörlite); 3, granite graphique;
- 4, feldspaths bloc; 5, muscovite; 6, quartz.



spați, cuarț, muscovit, granați și turmalină. Dintre feldspați se remarcă predominarea albitului ( $Ab_{96.4}$ ) care indică prezența unor albitizări masive în această zonă. Turmalina se asociază frecvent cu cuarțul, feldspații și este reprezentată de aceeași varietate neagră (schörlit), cu dimensiuni ce trece uneori de 10 cm în lungime. Se caracterizează printr-un conținut mai ridicat în bor și mai scăzut în fier decât turmalina din zona marginală. Apariția granaților în zona intermedie este evidentiată de un conținut ridicat în molecule de spessartin ceea ce indică prezența unor procese de substituție. În această zonă s-a produs hidroliza feldspațiilor precum și muscovitizarea biotitului.

Plecind de la unele date din literatură, trebuie să arătăm că au fost descrise o serie de corperi pegmatitice în care sunt prezente pînă la 5 sau chiar mai multe zone intermedie a căror grosime depinde de dimensiunile corpurilor pegmatitice (Cameron et al., 1949);

— zonă centrală (nucleul). În general, în corpurile pegmatitice, mărimea nucleului depinde în mare măsură de dimensiunile zonei sau zonelor intermedie. În corpul pegmatitic între Rebre se remarcă în locul unei structuri unice, considerată drept nucleu, mai multe unități centrale, cu compozitii asemănătoare ce ar putea fi considerate drept segmente ale unui nucleu ce a fost fragmentat, sau digității, ce se unesc mai în adîncime. Se caracterizează printr-o structură bloc dată de

cuarțul masiv, care lateral, spre zona intermediaрă se asociază cu muscovit și feldspați.

b) *Umplutura fracturilor*. După C a m e r o n et al. (1949) aceste unități se formează prin umplerea fracturilor din pegmatitele consolidate anterior și sint destul de frecvente în corpurile cu zonalitate evidentă.

Observațiile noastre arată că în corpul pegmatitic Între Rebre aceste structuri se prezintă sub forma unor filoane sau benzi cu dimensiuni ce variază de la ordinul centimetrilor la cca 10 m în lungime și cu grosimi ce nu depășesc cîțiva centimetri. Ele se dispun pe direcția unor suprafețe de minimă rezistență dintre zone, paralele la contact sau apar pe fracturi laterale (fig. 139). Secțiunea transversală realizată în corpul pegmatitic pune în evidență faptul că fracturile paralele contactului sint mai frecvente în zona intermediaрă. Uneori ele se dispun chiar la limita dintre zona intermediaрă și zona externă sub formă de benzi concordante cu structura zonală. În ceea ce privește fracturile laterale se observă că acestea pot intersecta o singură zonă sau pot străbate mai multe zone ajungind pînă în nucleul cuarțos. Nu s-au întîlnit fracturi care să iasă din limitele corpului pegmatitic.

Din punct de vedere mineralologic, umplutura fracturilor din corpul pegmatitic Între Rebre este alcătuită din cuarț și muscovit. Se remarcă faptul că pe fracturile laterale predomină cuarțul iar pe cele paralele zonelor, muscovitul prezintă o dezvoltare mai largă. În unele cazuri se întîlnesc și fracturi, de dimensiuni mai mici, umplute numai cu cuarț sau numai cu muscovit.

c) *Corpuri metasomatice*. Reprezintă unități formate prin substituția unor porțiuni din pegmatitele deja consolidate, cu sau fără controlul structural evident. Ele variază ca mărime, de la impregnații foarte fine, greu de reprezentat pe hărți sau profile, pînă la pseudomorfoze după zone sau grupe de zone, atingînd grosimi de zeci de metri și lungimi de cca 150 m (C a m e r o n et al., 1949).

În pegmatitul de la Între Rebre corpurile metasomatice sint reprezentate prin acumulări de muscovit și albit din zona intermediaрă și de la contactul acestை cu nucleul central sau cu zona externă. Ele s-au format pe seama pegmatitului inițial care a fost complet cristalizat în momentul începerii procesului de substituție. Dezvoltarea muscovitului pe calea substituției feldspațiilor se pune în evidență și printr-o distribuție „în lanț” a cristalelor, fapt ce indică direcția fisurilor și zonelor poroase care au constituit căile de acces pentru pătrunderea în pegmatite a soluțiilor. Prezența relictelor din pegmatitul inițial precum și a formelor de creștere în trepte justifică în mare parte apariția corpurilor metasomatice.

După C a m e r o n et al. (1949) dezvoltarea corpurilor metasomatice în pegmatite este strîns legată de: (1) distribuția mineralelor sau agregatelor de minerale capabile de a se supune ușor substituției (în special feldspați), (2) de prezența unor deformări la contactul blocurilor de feldspat și cuarț, precum și de (3) limita dintre zona intermediaрă și nucleul de cuarț care constituie căile de acces ale soluțiilor postmagmatische.



## 2. Corpul pegmatitic de la confluența pârâului Scărișoara cu valea Rebra (5)

Este localizat în micașisturi asociate cu șisturi amfibolice și are o structură internă constituită din zone, fracturi de umplere și corupuri metasomaticice.

a) *Structura zonală*. Aparține tipului simetric (fig. 140) cu următoarele zone :

— **zona marginală**. Este continuă, are o structură pegmatitică fin granulară sau granitică și formează învelișul corpului pegmatitic. Prezintă un contact net cu micașisturile înconjurătoare și o aureolă bogată

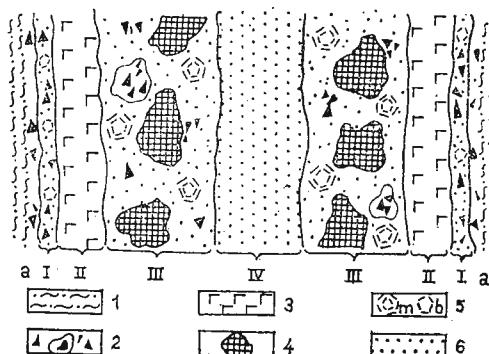


Fig. 140. — Schema structurii zonale simetrice a corpului pegmatitic de la Scărișoara. a, roci înconjurătoare ; I, zonă marginală ; II, zonă exterană ; III, zonă intermedie ; IV, zonă centrală (nucleul).

1, micașisturi cu granați ; 2, turmalină (schörlit) ; 3, pegmatit grafic ; 4, microclin bloc ; 5, mice ; m, muscovit (plăci) ; b, biotit ; 6, cuarț.

Le schéma de la structure zonale symétrique du corps pegmatitique de Scărișoara. a, roches environnantes ; I, zone bordière ; II, zone externe ; III, zone intermédiaire ; IV, zone centrale (le noyau).

1, micaschistes à grenats ; 2, tourmaline (schörlite) ; 3, pegmatite graphique ; 4, microcline bloc ; 5, micas : m, muscovite (plaques) ; b, biotite ; 6, quartz.

în cristale de turmalină (fig. 60), care uneori, se dispun în sir unul după altul (pl. VII, fig. 1).

Compoziția mineralologică este reprezentată prin cuarț, feldspați, biotit, turmalină, granați și muscovit. O caracteristică a acestei zone este datează de asociația frecventă a biotitului cu turmalina, care intră și în constituția rocilor din vecinătatea corpului pegmatitic. Biotitul și granații pun în evidență conținuturi ridicate în fier iar turmalina arată o participare largă a magneziului ;

— **zona exterană**. În această zonă se remarcă predominarea structurilor grafice precum și o creștere a dimensiunilor mineralelor, comparativ cu zona marginală. Are dimensiuni mai mari, pînă la 1 m în grosime și după compozitia mineralologică trece treptat în zona intermedie. La contactul cu zona intermedie se găsesc acumulații de muscovit sub formă de cuiburi sau benzi dispuse paralel zonelor ;

— **zona intermedie**. Este una din cele mai caracteristice zone întîlnite în corupurile pegmatitice din munții Rodnei. Acest lucru

rezultă din prezența blocurilor cenușii de microclin (pl. III, fig: 2), asociat cu cuarț, muscovit, uneori turmalină ce formează o structură tipică. În aceste structuri în blocuri s-au întîlnit cele mai mari cristale de microclin, care depășesc uneori 50 cm în lungime și turmalina neagră de cca 25 cm. Mineralologic este constituită din microclin, cuarț, muscovit, turmalină, granați, albit, apatit. Muscovitul are dimensiuni destul de mari (80—100 cm<sup>2</sup>) și a constituit în trecut obiectul unor exploatari. Cind a rezultat din transformarea biotitului are nuanțe verzui. În compoziția granaților se remarcă o participare mai mare a componentului spessartinic decât în granații din zona marginală iar turmalina se caracterizează prin cel mai ridicat conținut de bor. Biotitul conține mai puțin fier și mai mult potasiu decât cel din zona de bazificare (marginală);

— zonă centrală. Este formată din cuarț masiv, uneori slab-roziu ce se asociază cu muscovit odată cu trecerea spre zona intermediară.

b) *Umplutura fracturilor*. Fracturile de umplere se dispun paralel la structura zonală și sunt mai frecvente la trecerea de la zona externă la zona intermediară. Ele apar sub forma unor benzi cu grosimi de cîțiva centimetri iar umplutura este constituită în cea mai mare parte din muscovit.

c) *Corpuri metasomaticice*. Observațiile microscopice arată că în unele porțiuni, în mare parte, microclinul este substituit pe fisuri și suprafete de clivaj de către albit. În acest caz, albitul format prin procese de substituție duce la apariția în masa microclinului bloc a unor mici corpuri metasomaticice ce se localizează în cadrul unei singure zone. Muscovitul format prin procese de substituție la limita dintre blocurile de feldspat și cuarț, dispus în cuiburi sau „în lanț”, constituie de asemenea alt tip de corpuri metasomaticice. Dintre mineraile formate prin procese de substituție amintim și turmalina, granații, unele generații de cuarț precum și apatitul. Prezența lor în pegmatitele cercetate arată că aceste roci reprezintă un mediu prielnic pentru desfășurarea reacțiilor metasomatice (Nikitin, 1957).

### 3. Pegmatitele din sectorul Făget (6)

Structura pegmatitelor din acest sector este în general omogenă fiind dată de masa cuarț-feldspatică. În unele cazuri apar și situații care indică un început de zonare. Astfel, numai câteva deschideri au permis să observăm o zonă marginală cuarț-muscovito-feldspatică cu granați, ce trece gradat în porțiuni mai bogate în muscovit și feldspat cu dimensiuni mai mari. Urmează apoi o porțiune în care se remarcă predominarea cuarțului cu aspect masiv. În unele ocurențe aceste zone sint incomplet separate.

### 4. Pegmatitele de la Tarnița Scărisoarei (8)

Ocurențele cercetate se caracterizează printr-o distribuție în mare parte neregulată a cuiburilor de muscovit într-o masă cuarț-feldspatică. Structura zonală lipsește în deschiderile urmărite sau se observă cu greu



tate. Singurele particularități mai evidente sunt date de prezența unor fisuri de ordinul centimetrilor, umplute cu cuarț, granați și muscovit.

Aceste constatări arată că ocurențele din sectorul Făget și de la Tarnița Scărișoarei aparțin tipului structural de zonare parțială (Sucikov, 1966).

Punerea în evidență a unităților interne ale corpurilor pegmatitice din munții Rodnei precum și descrierea lor arată că în acestea, mineralele formează frecvent două tipuri de structuri principale: (1) structuri granulare, caracteristice zonei marginale și (2) structuri macrogranulare din zonele interne. În cadrul grupelor a doua se remarcă dezvoltarea largă a structurilor grafice, considerate de Davidenko (1966) ca structuri de origine primară, precum și a structurilor pegmatitoide și în blocuri, la formarea cărora participă și procesele de substituție (Vlasov, 1961).

### C) Structuri grafice

Structurile grafice sau așa-zisele structuri pegmatische, granit - grafice, sunt acele concreșteri dintre feldspat și cuarț care, prin aspectul lor amintesc de scrierea cuneiformă. Granitul grafic s-a bucurat de multă atenție, după cum arată Fersman (1931), Jahn (1955) din partea cercetătorilor mai vechi care au atribuit această structură cristalizării simultane a feldspatului și cuarțului. Unii autori au susținut cristalizarea în proporții eutectice, dar acest punct de vedere a fost treptat abandonat pe măsură ce studiile cantitative au scos la iveală unele variații ale raportului cuarț / feldspat la un număr crescind de specimene. Formarea baghetelor de cuarț prin substituirea feldspatului potasic a fost sugerată de numeroși alți cercetători iar în decursul ultimilor ani a început să fie favorizată din nou ipoteza cristalizării simultane deși după Jahn (1955) acest tip de rocă „s-ar părea că s-a format în mai multe moduri”.

În general, structurile grafice sunt mai frecvente în zonele externe ale corpurilor pegmatitice și se consideră că formarea lor, indiferent dacă apar prin cristalizare simultană sau prin substituție, este posibilă, în linii mari, în acele porțiuni care au început să se deformeze odată cu inceperea dezvoltării concreșterii. Această observație se reflectă prin aceea că la contactul pegmatitelor cu rocile înconjurătoare, unde au existat mișcări tectonice mai intense, o parte a structurii grafice este distrusă. Un alt aspect întîlnit este acela că în unele ocurențe pegmatitice de dimensiuni mici, dispuse concordant în micașisturi, structurile grafice lipsesc. În acele porțiuni din pegmatite unde apar structuri grafice și care s-au format fie prin cristalizare simultană, fie prin substituție, au existat condiții prielnice conservării lor. Totuși, observațiile microscopice scot în evidență faptul că și structurile grafice se supun unor transformări. Dintre acestea amintim apariția frecventă a albitezării în structurile grafice cu participarea feldspatului potasic. Substituțiile albite se dezvoltă mai ales de-a lungul unor dislocații care afectează feldspatul potasic sau la limita contactului cu cuarțul grafic. În structurile grafice cu participarea plagioclazului,



albitul care substituie se deosebește de feldspatul preexistent prin constantele optice și prin aceea că este mai slab maclat polisintetic.

Cele mai multe informații referitoare la compoziția diverselor granite grafice provin din analizele chimice. Plecind de la această constatare, am analizat o probă de granit grafic din pegmatitele de la Maieru, pe care o prezentăm în tabelul 88.

TABELUL 88

*Compoziția chimică și normativă a unei zone grafice din pegmatitele seriei de Rebra (Maieru)*

Oxizi	Compoziția chimică (%)	Compoziția normativă (%)
<chem>SiO2</chem>	76,65	
<chem>Al2O3</chem>	14,80	
<chem>Fe2O3</chem>	0,37	Ab = 49,6
<chem>MgO</chem>	slđ	Or = 6,3
<chem>MnO</chem>	slđ	An = 3,6
<chem>CaO</chem>	0,78	Q = 40,4
<chem>Na2O</chem>	5,83	
<chem>K2O</chem>	1,20	
Total	99,63	

După cum se observă, analiza chimică a pus în evidență prezența în structura grafică, a fierului. Conținutul de 0,37 % Fe2O3, nu poate exercita, după cum a arătat F e r s m a n (1931), decât o influență de ordin secundar asupra compozиției masei principale constituită din feldspat și cuarț.

De remarcat este faptul că feldspatul care predomină la formarea structurii grafice analizate este reprezentat prin albit (Ab<sub>49,6</sub>) alături de care, în proporții reduse întră 6,3 molecule de ortoză și 3,6 molecule de anortit.

Compoziția modală a zonei grafice din pegmatitele de la Maieru este redată în tabelul 89 în care, sunt prezentate și unele date din literatură. Din acest tabel se observă că datele obținute de noi concordă cu valorile prezентate în literatură pentru compozиția teoretică a granitului grafic cu participarea albitului și se apropie de valorile determinate de F e r s m a n (1931).

Date suplimentare cu privire la compozиția modală a unor concreșteri macrografice din pegmatite sunt prezentate în tabelul 90.

După cum se observă, în pegmatitele din Munții Apuseni, feldspatul predominant în alcătuirea structurilor grafice, Or, variază de la 36,04 pînă la 47,41 %.

Conform diagramei prezentată de S i m p s o n (1962), în concreșterile grafice, cuarțul normativ variază în limitele: 4—60 %, plagioclazul între 5 și 85 % iar feldspatul potasic între 4 și 70 %. Între aceste limite se



TABELUL 89

*Compoziția granitului grafic din pegmatitele masivului Rodna comparativ cu unele date din literatură*

Localizare	Feldspat (%)	Cuarț (%)	Autorul
Maieru, masivul Rodna	59,5	40,4	
Ytterby, Suedia	62,5	37,5	Fersman, 1931
Granit grafic cu albît, compoziție teoretică	57,2	42,8	Johansson, citat de Fersman, 1931

TABELUL 90

*Compoziția unor concreșteri macrografice din pegmatite*

A) Compoziția modală a concreșterilor					
%	Munții Apuseni		Munții Rodnei		Teoretic
cuarț	41,8	29,9	32,7	40,4	26
feldspat	58,2	70,0	67,3	59,5	74
B) Compoziția normalivă a feldspatului					
Or	36,04	47,41	36,77	6,3	
Ab	20,20	20,16	27,04	49,6	
An	1,91	2,45	3,52	3,6	

încadrează și granitul grafic din pegmatitele masivului Rodna și al Munților Apuseni. În același timp, compoziția modală a concreșterilor macrografice din aceste pegmatite, se apropie de eutecticele granitice artificiale realizate de Winkler (1965).

Prezența structurilor grafice în pegmatitele din munții Rodnei constituie un caracter tipic pentru pegmatitele micaferă (Davidenko, 1966).

#### D) Structuri pegmatoide și în blocuri

După cum s-a arătat la descrierea unităților interne ale corpurilor pegmatitice, zonele intermediare și nucleul pegmatitic se caracterizează prin prezența structurilor pegmatoide și în blocuri (Vlasov, 1961; Davidenko, 1966). După Soldov (1971) deosebirea între structurile pegmatoide și în blocuri constă în dimensiunea mineralelor care participă la alcătuirea acestora. Astfel, în timp ce în structurile pegmatoide dimen-



siunea mineralelor nu intrece 20 cm, in structurile in blocuri dimensiunea mineralelor poate fi mai mare de 1 m.

Mineralele care participă la formarea acestor structuri sunt feldspații, cuarțul, muscovitul și turmalina. Cările de apariție și evoluție a zonelor pegmatitice bogate în astfel de structuri sunt strâns legate de prezența granitului grafic. Acest lucru este explicitat de Vlăsov (1961) prin aceea că începutul cristalizării cuarțului are ca rezultat dezvoltarea cristalelor de feldspat ale căror dimensiuni cresc spre părțile interne ale corpilor pegmatitice. În acest fel, este evident că pegmatitul cu structură larg cristalină constituie o formațiune mai tîrzie decât granitul grafic și uneori îl poate intersecta. Datele prezentate de autorul citat arată existența unei decalări în timp și a unui interval de temperatură între formarea cuarțului și a feldspațiilor larg cristalinizați. Această constatare l-a determinat să separe perioada de formare a feldspațiilor cu structură bloc într-un stadiu independent al procesului pegmatitic. Formarea cuarțului bloc este un moment important în evoluția geochemicală a procesului pegmatitic prin faptul că proprietățile sale cristalochemicalice nu permit pătrunderea în rețeaua cristalină a nici unui fel de adaos străin. Acest lucru are o mare influență în evoluția ulterioară a procesului pegmatitic cînd se produce o imbogătire a compoziției volatililor care încep să intre în reacție cu mineralele formate anterior și în primul rînd cu feldspații. Procesul de substituție a feldspațiilor și a cuarțului absoarbe energia combinațiilor volatililor și odată cu scăderea temperaturii duce la precipitarea a turmalinei și la creșterea conținutului moleculelor de spessartin în compoziția granațiilor. Paralel cu aceasta, substituțiile duc la formarea muscovitului și albitului pe seama microclinului. Trebuie să amintim că unii cercetători presupun că între pegmatitele grafice și pegmatitele cu structură în blocuri se dezvoltă forme de trecere cunoscute sub denumirea de epigrafice, apografice, etc.

În condiții de teren se remarcă faptul că structurile pegmatoide și în blocuri apar în părțile interne ale corpilor pegmatitice. Condiții favorabile pentru formarea acestor structuri se creează în porțiunile de ingrosare a pegmatitelor și mai ales în corpurile de formă ovală.

#### E) Textura

Cu toate că pentru unii autori (Beus, 1954; Vlăsov, 1961) noțiunile de textură și structură în corpurile pegmatitice sunt în mare parte similare, literatura oferă și unele descrieri ale texturilor din diferite corpuri pegmatitice (Davidenko, 1966).

Observațiile noastre arată că în pegmatitele munților Rodnei, se întâlnesc următoarele tipuri de texturi:

- textură masivă. Această textură este frecventă în toate ocurențele cercetate și caracterizează pegmatitele grafice;
- textură în benzi. A fost întîlnită în corpurile pegmatitice cu structură zonală și este determinată de apariția benzilor de muscovit dispuse paralel cu zonele;
- textură în cuib. Apare ca urmare a acumulării în cuiburi a unor minerale ca: muscovit, schörlit, granați.



Cunoasterea caracterelor structurale ale pegmatitelor din masivul cristalin al Rodnei poate constitui un ajutor prețios pentru prospectarea, explorarea și exploatarea unor minerale ca : muscovit, feldspați, cuart, turmalină.

Plecind de la importanța economică a sistemului de zonare, observațiile noastre au pus în evidență faptul că acumulările importante de muscovit „industrial” au loc mai mult în cadrul zonelor intermediare ale corpuriilor pegmatitice precum și la contactul acestora cu zonele laterale și cu nucleul cuartos.

Punerea în evidență a structurii corpuriilor pegmatitice din munții Rodnei poate servi ca o sursă importantă pentru analizarea comparativă a materialului faptic cu cel din literatură referitor la o serie de cimpuri pegmatitice ceea ce dă posibilitatea unor generalizări și concluzii atât teoretice cât și practice.

Aplicarea cunoștințelor temeinice cu privire la structura internă a corpuriilor pegmatitice și distribuirea mineralelor ne pot da indicații asupra acelor pegmatite care, fiind sărace sau sterile la suprafață, pot să conțină porțiuni exploataabile mai la adincime.

#### F) Observații structural-petrologice

În complexul de roci al seriei de Rebra în care sunt localizate pegmatitele cercetate s-au făcut măsurători pe teren asupra orientării unor elemente structural-petrologice : plane  $s$ , plane de crăpături, falii locale, etc. (M u r a r i u, B a r b u, 1974). Din acestea, cel mai complex dezvoltate sunt planele de crăpături. Măsurătorile făcute asupra lor au fost trecute în diagrame separate pe tipuri de roci și pe zone caracteristice (pl. II).

În general direcția șisturilor cristaline mezozonale este NV—SE. Planele  $s$  au o direcție medie N $50^{\circ}$ V, cu inclinări într-un singur sens, în medie  $45^{\circ}$  SV (pl. II, f). Unele modificări în orientarea planului de șistoziitate se găsesc la contactul cu pegmatitele și mai ales în sectorul văii Scărișoara.

Planele de crăpături din regiunea cercetată se pot grupa în cîteva sisteme :  $M_1$ ,  $M_2$ ,  $M_3$ ,  $M_4$ . Din diagrame se poate observa că din acestea, cel mai bine dezvoltate și comune în șisturile cristaline și pegmatite sunt sistemele  $M_1$  și  $M_2$ . Planele de crăpături corespunzătoare sunt deschise pe suprafețe mari, netede, au direcții aproape constante și inclinări ce variază în limite restrinse.

Sistemul  $M_1$  are o orientare medie N $30^{\circ}$ — $40^{\circ}$ E și inclinare  $75^{\circ}$ NV. El este aproape perpendicular pe direcția cutării șisturilor cristaline și pe direcția de alungire a corpuriilor pegmatitice.

Sistemul  $M_2$  are o frecvență relativ mai mică și este mai clar dezvoltat în pegmatite (pl. II, a, b, c). Are o direcție medie N $40^{\circ}$ — $50^{\circ}$ V cu inclinare medie  $65$ — $70^{\circ}$ NE, care poate varia pînă la  $30$ — $40^{\circ}$ NE.

Din diagrame se observă că maximele  $M_1$  și în mai mică măsură  $M_2$  sunt dedublate prin maximele  $M'_1$  și  $M'_2$ . Acestea corespund unor seturi de crăpături, care au aceeași direcție cu sistemele principale ( $M_1$ — $M_2$ ) dar



înclinări opuse între  $70 - 85^\circ$  spre SE respectiv SV. În acest fel ele se situează sub un unghi ascuțit față de primele.

Planele de crăpături  $M_1 - M'_1$  și  $M_2 - M'_2$  suferă modificări importante ca direcție în sectorul văii Scărișoara.

Sistemul  $M_3$  se găsește în poziție paralelă sau subparalelă față de planele  $s$  și are o direcție medie  $N50^\circ - 60^\circ V$  cu înclinare  $40 - 70^\circ SV$ .

Sistemele  $M_4(M_4, M'_4, M''_4, M'''_4)$  reprezintă grupe de plane de crăpături cu poziții diagonale față de sistozitate și de celealte sisteme de crăpături. Ele au direcții diferite și inclinări medii între  $30 - 35^\circ$ . Dintre acestea, planele  $M''_4$  sunt comune șisturilor cristaline și pegmatitelor și au orientări aproape constante. Din diagrame se observă că în unele cazuri planele de crăpături  $M_4$  și  $M'_4$  formează seturi conjugate.

Complexul de plane diagonale ( $M_4, M'_4, M''_4$ ) se deosebește după orientare și frecvență în cele două tipuri de roci.

Încercând să raportăm sistemele de crăpături la textura șisturilor cristaline și în raport cu alungirea corpurilor pegmatitice se constată următoarele :

— Planele de crăpături  $M_1$  corespund fisurilor transversale *ac*. Ele variază ca înclinare față de planul tectonic *ac* între  $8 - 15^\circ$ . Sunt cele mai vechi, iar formarea lor este în strânsă legătură cu procesele metamorfice și consolidarea pegmatitelor.

— Planele de crăpături  $M_2$  au poziția unor fisuri longitudinale, sunt paralele la axa tectonică *b* și sunt înclinate față de planul tectonic *bc*. Uneori inclinările variază în limite mari, pînă la poziția unor plane de forfecare, din acest motiv le putem încadra în grupul de fisuri (h0l).

— Crăpăturile  $M_3$ , dezvoltate inegal ca frecvență în șisturi și pegmatite, corespund crăpăturilor de strat. Ele sunt paralele, sau sub un unghi față de sistozitate. Pe direcția lor se găsesc unpluturile de fracturi cu muscovit și cuarț (fig. 139).

Planele de crăpături  $M_1, M_2$  și  $M_3$  s-au schițat cel mai de timpuriu în masa rocilor și la adîncimi relativ mari. Ele s-au deschis și s-au individualizat în timpul deformărilor tectonice care au afectat complexul mezozonal.

Seturile de crăpături  $M'_1$  și  $M'_2$  le încadrăm tot în grupul fisurilor transversale și respectiv longitudinale. Ele s-au format în faze orogenetice mai noi și s-au deschis pe direcția crăpăturilor mai vechi. În procesul dezvoltării elementelor structurale ale rocilor, desfășurat într-un interval de timp așa de îndelungat și sub influența unor deformări tectonice succesive, caracterul unora și acelorași sisteme de crăpături s-a modificat la noi deschideri.

— Planele de crăpături  $M_4, M'_4, M''_4, M'''_4$  corespund ca poziție fisurilor de forfecare. Ele sunt paralele sau subparalele la axele tectonice *a* și *b* și se pot încadra în grupurile de fisuri (h0l) și (0kl). Formarea lor este dependentă în mare măsură de caracterul litologic al rocilor — pegmatite, șisturi — și de felul cum a acționat stressul. Fisurile de forfecare sunt mai numeroase și cu poziții variate (pl. II, b). Aceasta se datorează faptului că zona în care se găsește corpul pegmatitic Scărișoara este mai complicată din punct de vedere tectonic.



Individualizarea planelor de crăpături diagonale și poate redeschidea altora mai vechi s-a realizat în ultimele faze orogenetice la care a fost supusă regiunea cercetată. Trebuie să menționăm însă, că planele de crăpături  $M_4''$  cu orientări constante și comune pentru șisturi și pegmatite par să fi apărut mult mai de timpuriu, poate chiar datorită stressului de cutare din prima orogeneză.

Prezența unui număr mai mare de seturi de crăpături  $M_4$  în pegmatite imprimă acestor roci un caracter de tectonizare casantă mai ridicat în comparație cu șisturile cristaline.

În afară de plane de crăpături, în regiune se pun în evidență și unele falii locale, pe o direcție aproximativ NE – SV. Una din acestea se găsește în sectorul Făget. Considerăm că este o faliță normală, iar flancul din culcuș este deplasat pe o distanță de cîțiva metri. O altă faliță, cu aspect de încălcare, este posibilă în sectorul inferior al văii Scărișoara, dar din cauza materialului de pantă nu poate fi localizată. Prezența ei cît și o boltire locală cu împingere laterală și rotire în jurul axei texturale  $b$  cu cca  $30^\circ$  pot justifica deranjamentul tectonic din această zonă.

Încercând să incadrăm în timp apariția unor elemente structuro-petrologice din complexul mezozonal al seriei de Rebra, constatăm :

Planele și formarea incipientă a planelor de crăpături  $ac$  sunt în directă legătură cu deformarea metamorfică. Deschiderea crăpăturilor  $ac$  și schițarea poziției crăpăturilor  $M_2$  și  $M_3$ , poate și  $M_4''$  sunt legate de începutul formării structurii rocilor din prima fază tectonică principală. În cadrul orogenezelor mai noi s-au definitivat cele trei sisteme de crăpături  $M_1$ ,  $M_2$ ,  $M_3$ , au apărut în formă potențială sau incipientă unele din crăpăturile diagonale și a început formarea crăpăturilor  $M'_1$  și  $M'_2$  prin redeschiderea unor vechi crăpături. Acestea din urmă s-au orientat în funcție de direcția stressului de deformare, fiind favorizate de direcții deja existente în roci.

Ultimele eforturi tectonice din timpul orogenezei alpine au dus la individualizarea planelor de forfecare, la redeschiderea altora mai vechi, au produs falii și boltiri locale. În masa rocilor a avut loc fisurarea cristalelor de cuarț, turmalină, indoirea unor cristale pînă la fracturare. Toate acestea au fost însoțite de procese hidrotermale care au dus la apariția substituțiilor, depunerii de pirită, recimentarea fisurilor, etc.

## VI. DISTRIBUȚIA GEOCHIMICĂ A UNOR MICROELEMENTE ÎN SOLURI EVOLUATE PE PEGMATITE ŞI ROCILE ÎNCONJURĂTOARE

După cum se cunoaște, sursa principală de elemente chimice din sol o constituie roca pe care s-a format solul respectiv. Din aceasta, elementele chimice trec în sol, iar din sol și din apele din acea regiune, în vegetale și în organismele animale. De aceea insuficiența sau excesul unor elemente chimice în sol și vegetale sunt datorate în cea mai mare parte compoziției chimice a rocii pe care s-au format solurile. Așadar, între natura rocii și compoziția chimică a solului, respectiv a vegetalelor, există o interdependentă care permite ca cercetările geochemice și biogeochemice să fie folosite în prospectarea zăcămintelor.



Având în vedere posibilitățile de aplicare a recunoașterii geo chimice regionale la prospectarea zăcămintelor, în ultimul timp au fost întreprinse numeroase cercetări cu privire la aria de răspândire a microelementelor în solurile evolute pe diferite tipuri de zăcăminte. În acest scop, se urmărește distribuția Mn, Zn, Cu, Pb, Co, Ni, Mo și B în 25 probe de sol de pe corpul pegmatitic de la confluența pîrîului Scărișoara cu valea Rebra, de pe corpul pegmatitic între Rebre, precum și în 9 probe de sol de pe șisturile cristaline înconjurătoare. Pe lingă cantitatea de microelemente, în unele probe s-a determinat conținutul de humus, pH-ul acestora precum și elementele alcaline: sodiu și potasiu.

#### A) Caracterizarea generală a solurilor cercetate

Solurile de pe șisturile cristaline și pegmatitele seriei de Rebra s-au format sub influența unei umidități abundente, a unei vegetații lemnoase, răšinoase și de ierburi ca și sub influența reliefului dar mai ales a substratului de natură cristalină și pegmatitică. Condițiile de mai sus au dus la formarea unor soluri podzolice, humico-feriluviale, cu variații locale în ceea ce privește numărul orizonturilor și grosimea lor. Sunt soluri foarte acide, oligotropice, cu o activitate microbiologică slabă și cu circuitul biologic al elementelor nutritive excesiv de lent. Au un regim de umiditate bun, cu rezerve suficiente de apă, cu excepția coamelor și a versanților înalte. Regimul termic este puțin favorabil vieții microorganismelor, fiind în majoritatea timpului soluri reci. Pe unele porțiuni condițiile de vegetație au devenit deosebit de grele deoarece solurile s-au acoperit după despădurirea completă cu o pătură densă de *Vaccinium*.

Profilul pedologic local prezintă unele variații provocate pe de o parte de aspectul morfologic iar pe de altă parte de structura geologică locală. Morfologia terenului, caracterizată prin diferențe mari de nivel și prin prezența unor versanți abrupti, creează deosebiri în ceea ce privește grosimea orizonturilor pedologice. Menționăm astfel că, în timp ce pe crestele principale și versanții abrupti ai acestora, grosimea solului variază între 0,10 pînă la cca 0,80 m, la baza pantelor și pe versanții cu inclinare mică, această grosime poate ajunge pînă la cca 1,50 m.

Pentru solurile evolute pe șisturile cristaline și pegmatitele situate pînă la cca 1000 m altitudine, s-a pus în evidență următorul profil pedologic:

$$A_0 - A_1 - B_s - (B)D$$

$A_0 = 0-6$  cm, litieră cu ace de conifere și humus brut, afinat, cu numeroase rădăcini de *Vaccinium*

$A_1 = 6-10$  cm, suborizont brun-negricios, intens humifer, cu rădăcini lemnoase și fragmente mici de rocă cristalină și pegmatitică

$B_s = 10-30$  cm, orizont scheletic, de acumulare a argilei și a hidroxizilor de fier și aluminiu, de culoare galbui (orizont de culoare)



(B)D = 30–80 cm, orizont scheletic, cu numeroase fragmente de rocă, uneori slab alterate și material fin, nisipo-lutos, gălbui, dispus printre fragmentele de rocă.

### B) Caracterizarea distribuției microelementelor în orizonturile profilelor pedologice

Distribuția geochimică a unor microelemente (Mn, B, Mo) în orizonturile profilelor pedologice a fost urmărită în funcție de pH-ul mediului și de conținutul de substanță organică (tab. 91).

TABELUL 91

*Conținutul de Mn, B, Mo (ppm) \* în două profile pedologice*

Proba	Orizontul	pH	Humus (%)	Mn	B	Mo
<b>Profilul 1s – sol evoluat pe corpul pegmatitic de la confluența pârâului Scărișoara cu valea Rebra</b>						
1s	A <sub>0</sub>	4,6	13,28	950	36,25	2,5
2s	A <sub>1</sub>	4,7	14,25	935	37,80	2,7
3s	B <sub>e</sub>	5,3	4,80	225	26,75	3,0
4s	(B)D	5,2	2,30	875	35,50	2,8
<b>Profilul 2-IR-sol evoluat pe corpul pegmatitic între Rebre</b>						
1-IR	A <sub>1</sub>	4,0	8,31	800	29,50	2,9
2-IR	B <sub>e</sub>	3,8	4,03	400	27,90	1,2
3-IR	(B)D	3,9	1,90	725	27,50	2,6

\* ppm = mg/kg.

Distribuția Mn, B și Mo în orizonturile solurilor este identică la ambele profile și anume: o acumulare sensibilă în orizonturile superioare este urmată de o scădere vizibilă în orizontul B<sub>e</sub> a cantității de Mn și o creștere în orizontul (B)D a conținutului de Mn, B și Mo (fig. 141).

Deși nu există o regularitate perfectă, în mod statistic a fost pusă în evidență pentru solurile evoluante pe roci acide, dependența conținutului de Mn de cantitatea de humus. Această constatare se verifică în cazul nostru pentru probele din orizonturile superioare ceea ce arată că acumularea Mn poate fi datorată și substanței organice (fig. 142).

Influența humusului este evidentiată în orizonturile A<sub>0</sub> și A<sub>1</sub> ale profilului 1s, care se caracterizează prin cel mai mare conținut de humus și cea mai ridicată cantitate de Mn. Totuși trebuie să arătăm că în aceste soluri poate avea loc, după cum a arătat Vinogradov (1957), o acumulare a Mn în orizonturile superioare și pe seama vegetației. Creșterea



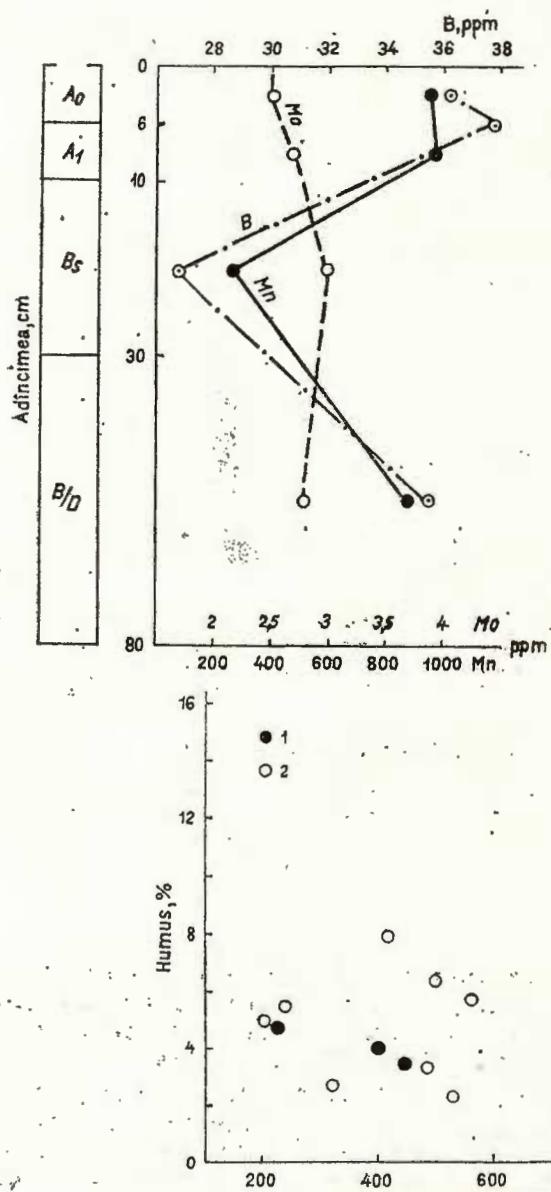


Fig. 141. — Profil pedologic și geochemical (Mn, B, Mo) al solului evoluat pe corpul pegmatitic Scărișoara.  
 Coupe pédologique et géochimique (Mn, B, Mo) du sol évolué sur le corps pegmatitique Scărișoara.

Fig. 142. — Variatia conținutului de Mn în funcție de cantitatea de humus în orizonturile superioare ale solurilor de pe pegmatitele seriei de Rehra (1) și a solurilor de munte din regiunea Suceava (2).  
 La variation de la teneur en Mn en fonction de la quantité d'humus dans les horizons supérieurs des sols situés sur les pegmatites de la série de Rebra (1) et des sols de montagne de la région de Suceava (2).

valorii conținutului de Mn în orizontul (B)D al ambelor profile arată că rolul important în furnizarea acestui element l-a avut în acest caz corpul pegmatitic, în care unele minerale, cum ar fi granații, se caracterizează prin conținuturi ridicate în Mn (înă la 10,33 % MnO).

pH-ul solurilor cercetate nu exercită nici o influență asupra distribuției Mn. Se cunoaște însă faptul că solurile cu un pH < 7 se caracterizează printr-un conținut mai ridicat de Mn, în timp ce solurile cu pH > 7 au un conținut inferior mediei aritmetice.

În ceea ce privește distribuția B, din datele analitice obținute, reiese că natura rocii pe care s-a format solul determină cantitatea de B din probele respective. Astfel, prezența turmalinei negre în pegmatitele de pe valea Rebra are ca urmare un conținut mai ridicat de B al probelor de sol recoltate din această zonă.

Conținutul mediu de B obținut de noi, 31,51 ppm, este superior celui determinat de Ababi și Murariu (1970) în același tip de sol dar evoluat pe gresii, în bazinul Moldovița (14,84 ppm B). De asemenea, conținutul mediu este mai ridicat decât cel calculat de Vinogradov (1957) pentru solurile din întreaga lume și care este de 20 ppm B.

Din datele analitice discutate reiese că conținutul ridicat în B al solurilor ar putea fi folosit ca un indiciu în prospectarea geochimică a pegmatitelor cu turmalină neagră.

Distribuția Mo în orizonturile profilelor 1s și 2IR are în general un caracter nedefinit. Variația cantității de humus în diferite orizonturi, chiar între limite largi, nu atrage după sine modificări importante în ceea ce privește conținutul de Mo. Cu privire la influența pH-ului asupra conținutului de Mo în orizonturile pedologice, se remarcă faptul că nu se observă nici o dependență regulată.

### C) Caracterizarea distribuției microelementelor în profile geochimice

Având în vedere faptul că rocile transmit solurilor ce se formează pe ele cantități apreciabile din elementele ce le conțin, în cele ce urmează se urmărește distribuția Mn, Zn, Cu, Pb, Co, Ni și Mo în cîteva profile geochimice executate pe solurile de pe pegmatite și gîsturile cristaline înconjurătoare, cu scopul de a scoate în evidență influența rocii marmă în ceea ce privește conținutul și distribuția microelementelor amintite în solurile respective.

Distribuția microelementelor a fost urmărită în patru profile de sol, orientate perpendicular pe direcția micașisturilor și pegmatitelor.

Probele profilelor IS, IIS, IIIS provin din solurile de pe corpul pegmatitic și micașisturile de la confluența pîrîului Scărișoara cu valea Rebra și au fost colectate la distanțe de 10 m una de alta. Probele corespunzătoare profilului IV-IR aparțin solurilor de pe corpul pegmatitic. Între Rebra și de pe micașisturile în care este localizat pegmatitul, fiind situate la o distanță de 5 m una de alta.



TABELUL 92

*Conținutul unor microelemente (ppm) în solurile de pe pegmatite și de pe rocile înconjurătoare*

Proba	Mn	Cu	Zn	Pb	Co	Ni	Mo
<b>A) Confluența pârâului Scărășoara cu valea Rebra</b>							
Profilul IS							
1 M	1025	94	60	14	18	26	2,8
2 P	1050	88	107	24	17	57	2,2
3 P	950	126	40	6	21	49	2,5
4 P	650	100	87	4	13	41	2,8
5 P	600	70	97	4	12	33	2,6
Profilul IIS							
6 M	850	116	90	4	21	33	3,3
7 M	950	76	145	8	20	44	1,4
8 P	700	72	90	4	11	36	1,2
9 P	300	52	80	14	3	16	1,2
10 P	550	80	77	30	8	36	2,9
11 P	300	68	125	16	3	19	2,8
Profilul IIIS							
12 P	700	—	95	28	—	34	1,6
13 P	800	116	105	4	—	58	2,8
14 P	400	98	100	20	20	57	1,7
15 M	950	74	98	28	17	16	2,0
16 M	900	84	145	14	21	36	1,8
<b>B) Între Rebra</b>							
Profilul IV – IR							
17 M	900	60	60	40	4,8	44	2,4
18 M	850	65	48	50	5,4	31	2,2
19 P	700	20	45	98	1,2	16	1,8
20 P	770	68	68	8	1,2	23	2,6
21 P	800	58	35	34	2,6	16	2,2
22 P	400	60	38	6	2,6	31	2,8
23 P	720	44	45	12	8,6	17	2,5
24 P	875	38	40	50	4,2	24	2,2
25 P	825	46	50	10	3,0	16	1,4
26 M	955	64	128	28	2,6	39	1,2
27 M	950	60	90	28	2,8	37	1,2

M – sol evoluat pe micașuri; P – sol evoluat pe pegmatite;

– nedeterminat.

### 1. Distribuția geochemicală a manganului

Examinind datele din tabelul 92 se constată că în solurile de pe pegmatite conținutul de Mn variază în limite largi, între 300 și 1050 ppm, având media de 671,7 ppm, mai scăzută decit cea obținută pentru conținutul



de Mn din solurile de pe micașisturile înconjurătoare, care este de 925,5 ppm Mn. Datele noastre precum și cele prezentate comparativ în tabelul 93 arată influența rocii pe care s-a format solul respectiv în acumularea Mn.

Valorile obținute sunt mult mai scăzute decât cele determinate de A b a b i (1959) în soluri evoluăte pe șisturi cu mangan, dar mai ridicate decât datele prezentate de A b a b i și M u r a r i u (1970) pentru conținutul de Mn al solurilor podzolice, evoluăte însă pe gresii.

TABELUL 93

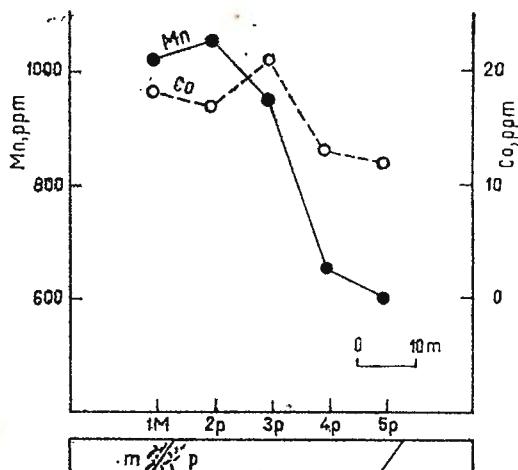
*Conținut mediu de Mn (ppm) în soluri evoluăte pe roci de natură diferită*

Solul, localizare	Nr. determinărilor	Mn	Autorul
Podzol humico-feriluvial pe pegmatite, valea Rebra	18	671,7	
Podzol humico-feriluvial pe micașisturi, valea Rebra	9	925,5	
Sol podzolic humico-feriluvial pe gresii dealul Runc, Moldovița	10	463,0	A b a b i, M u r a r i u, 1970
Soluri evoluăte pe șisturi cu minerale de mangan, Suceava	6	2093,3	A b a b i, 1959

Examinarea profilelor geochemice cu distribuția Mn (fig. 143, 144, 145) arată că solurile de pe micașisturi conțin mai mult Mn decât cele de pe pegmatite și că în general, în zona de contact a pegmatitelor cu micașisturile, solurile sunt mai bogate în Mn.

Fig. 143. — Profilul geochemical IS cu variația conținutului de Mn și Co în solurile evoluăte pe pegmatite (p) și micașisturi (m).

La coupe géochimique IS avec la variation de la teneur en Mn et en Co dans les sols évolués sur des pegmatites (p) et des micaschistes (m).



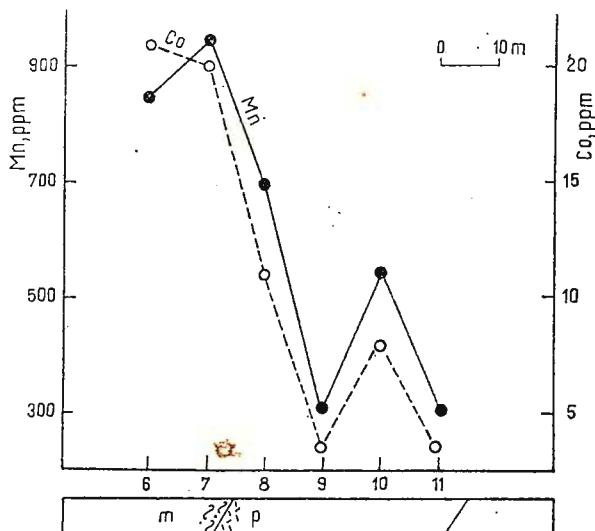


Fig. 144. — Profilul geochimic IIS cu variația conținutului de Mn și Co în solurile evoluate pe pegmatite (p) și micașisturi (m).

La coupe géochimique IIS avec la variation de la teneur en Mn et en Co dans les sols évolués sur des pegmatites (p) et des micaschistes (m).

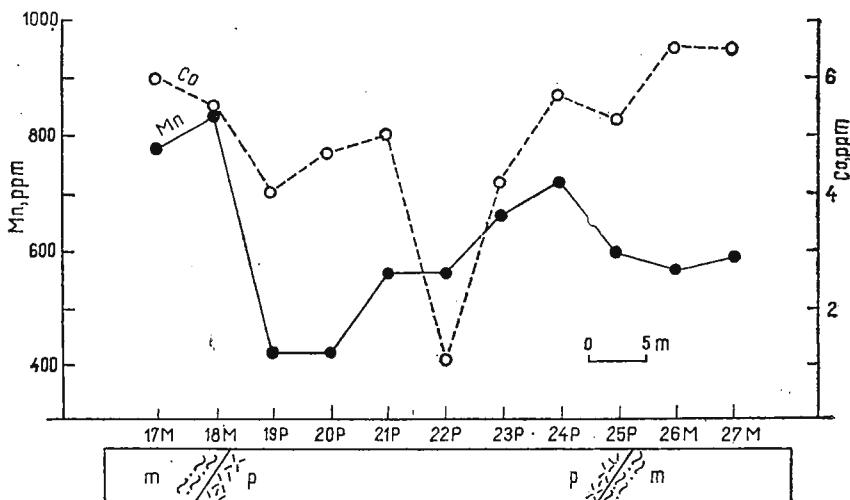


Fig. 145. — Profilul geochimic IV-IR cu variația conținutului de Mn și Co în solurile evoluate pe pegmatite (p) și micașisturi (m).

La coupe géochimique IV-IR avec la variation de la teneur en Mn et en Co dans les sols évolués sur des pegmatites (p) et sur des micaschistes (m).

Această observație ar putea fi explicată prin abundența biotitului cu un conținut ridicat în Mn (1625–2360 ppm) și prin prezența granătilor caracterizați prin valori ridicate în component spessartinic (28,78%).

Din figura 146 care redă reprezentarea grafică a frecvenței conținutului de Mn pentru probele analizate, se observă că maximum de frecvență, de tip asimetric, se situează între 900 și 1000 ppm Mn, apropiindu-se de conținutul în Mn ca medie aritmetică, prezentat de Vinogradov (1957) pentru solurile din diferite regiuni ale globului: 1000 ppm.

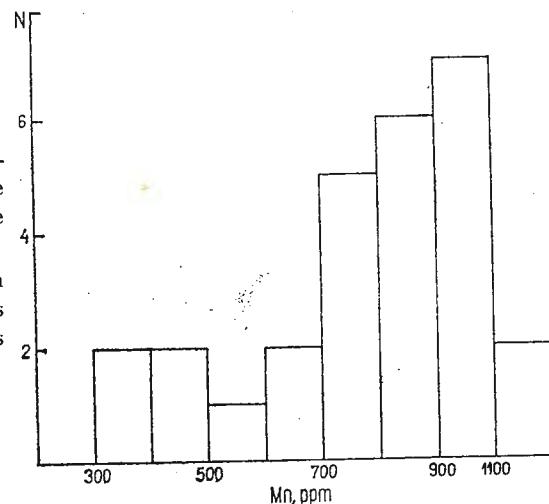


Fig. 146. — Frecvența distribuției Mn în solurile evolute pe pegmatitele și micașisturile seriei de Rebra.

La fréquence de la distribution du Mn dans les sols évolués sur les pegmatites et les micaschistes de la série de Rebra.

## 2. Distribuția geochemicală a zincului, cuprului și plumbului

Determinările efectuate în ceea ce privește conținutul de Zn, Cu și Pb în profilele cercetate (tab. 92) arată că aceste microelemente se găsesc în cantități mai mari decât în aceleasi tipuri de sol, dar situate în regiuni diferite (tab. 94).

TABELUL 94

Conținutul mediu (ppm) de Zn, Cu și Pb în soluri podzolice evolute pe roci de natură diferită

Roca, localizare	Zn	Cu	Pb	Autorul
Pegmatit, valea Rebra	72	72	17	
Micașisturi, valea Rebra	95	78	24	
Gnais de Rarău, Pojarita (6 determinări)	24	10	16	Savul, Ababi, 1959
Gresii, dealul Runc, bazinul Moldovița (10 determinări)	68	31		Ababi, Murariu, 1970

Valorile ridicate, apropiate însă ca conținut, atât pentru solurile de pe pegmatite cât și pentru cele de pe micașisturile seriei de Rebra își găsesc explicația în transmiterea acestor elemente din rocile mineralizate cu sulfuri polimetale situate în apropierea punctelor de recoltare a probelor.

Pentru a scoate în evidență rolul rocilor mamă în transmiterea Zn, Cu și Pb în solurile de pe ele, în tabelul 95 se prezintă comparativ conținuturile în aceste elemente în micașisturi și gresii.

TABELUL 95

*Conținutul mediu (ppm) de Zn, Cu și Pb în micașisturi și gresii*

Roca, localizare	Nr. determinărilor	Zn	Cu	Pb	Autorul
Micașisturi, valea Rebra	13	80	280	33,7	
Gresii, valea Humorului	12	9,25	11,75	4,83	Savul et al., 1961

Din examinarea datelor, se observă valorile mult mai ridicate de Zn, Cu și Pb în micașisturi comparativ cu gresiile, fapt ce se reflectă și în acumularea acestora în solurile evolute pe rocile respective. Demn de remarcat este faptul că, aşa după cum s-a mai arătat, unele minerale separate din micașisturile seriei de Rebra (biotit, granati) se caracterizează prin conținuturi ridicate în Zn și Cu. Pentru explicarea unui conținut de peste 40 ppm Pb în unele probe de soluri de pe pegmatite (tab. 92), se pot lua în considerare și valorile ridicate de Pb determinate în microclin (110–190 ppm Pb).

După conținutul mediu, microelementele se situează în ordinea: Zn > Cu > Pb iar variația cantitativă are loc în limite destul de largi pentru Zn (35–145 ppm) și Pb (4–54 ppm).

Pentru a evidenția mai bine caracterul distribuției Zn, Cu și Pb în solurile cercetate, în figura 147 s-a reprezentat grafic frecvența răspândirii

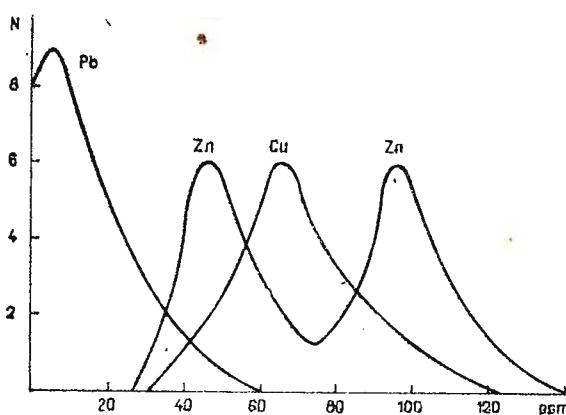


Fig. 147. — Frecvența Cu, Zn și Pb în solurile cercetate din zona corporilor pegmatitice.

La fréquence du Cu, du Zn et du Pb dans les sols étudiés de la zone des corps pegmatitiques.



acestor elemente, stabilindu-se în acest fel maximum de frecvență cît și limitele între care variază conținutul microelementelor respective.

Curba care reprezintă frecvența pentru conținutul de Zn are două maxime, unul caracteristic cantității de Zn din solurile de pe corpul pegmatitic Între Rebra (40–50 ppm) și altul între 90 și 100 ppm, pentru solurile de pe corpul pegmatitic și micașisturile de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra.

Histograma pentru conținutul de Cu în solurile analizate este foarte regulată, cu un singur maxim, de tip simetric, indicînd un domeniu mai restrîns de variație iar cea a conținutului de Pb prezintă un maxim de tip asimetric și se deplasează spre stînga, situîndu-se în domeniul unor concentrații mai mici, comparativ cu valorile obținute pentru Cu și Zn.

### *3. Distribuția geochemicală a cobaltului și nichelului*

Datele analitice prezentate în tabelul 92 scot în evidență o acumulare a Co în solurile de pe micașisturi în comparație cu cele de pe pegmatite. Acest lucru se remarcă și din construcția profilelor geochemice din figurele 143, 144, 145. Creșterea conținutului de Co în solurile evolute pe rocile din vecinătatea pegmatitelor se poate explica prin prezența intercalărilor de amfibolite în masa micașisturilor, în care conținutul de Co este ridicat și variază între 41 și 67 ppm, sau poate fi pus și pe seama dezagregării biotitului din micașisturi în care s-au determinat unele valori ce depășesc 53 ppm Co.

Pentru a evidenția importanța rocilor în acumularea Co în solurile evolute pe ele, în tabelul 96 se prezintă conținutul mediu de Co în podzoluri formate pe roci de natură diferită.

TABELUL 96

*Conținutul mediu de Co (ppm) în podzoluri evolute pe roci de natură diferită*

Rocă, localizare	Nr. determinărilor	Co	Autorul, anul
Pegmatite, valea Rebra	16	7,9	
Micașisturi, valea Rebra	9	12,5	
Gnais de Rarău, Pojorita	6	1,8	Savuł, Ababi, 1959
Șisturi negre, Sadova	5	5,4	Savuł, Ababi, 1959

În toate probele de sol analizate conținutul de Co este mai mic decît cel de Cu iar corelația Cu : Co are un caracter pozitiv (fig. 148).

Conținutul de Ni variază în solurile analizate între 16 și 57 ppm și este în toate cazurile mai ridicat decît cel al Co. Dintre profilele cercetate numai profilul IV-IR evidențiază o acumulare a Ni în solurile de pe micașisturi comparativ cu solurile de pe pegmatite.



În scopul obținerii unor corelații în ceea ce privește o posibilă dependență a conținutului de Co și Ni de cel de fier, s-a determinat și conținutul de fier în probele respective (tab. 98).

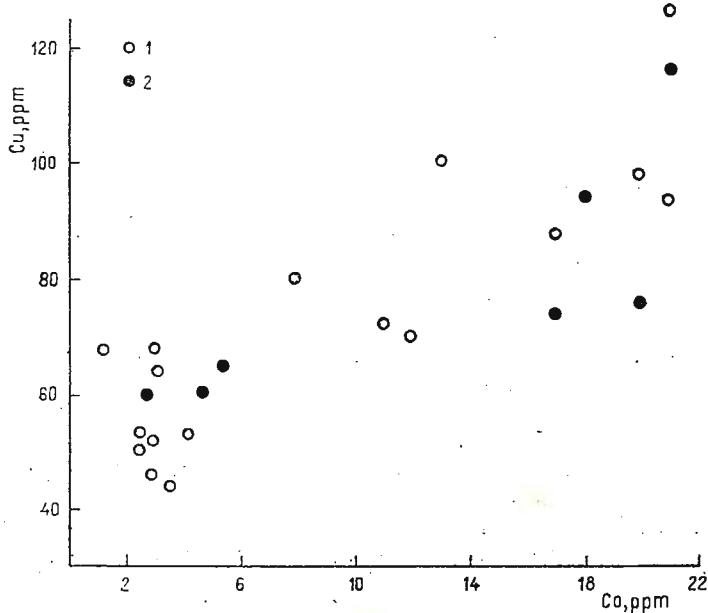


Fig. 148. — Relația Cu : Co în solurile evolute pe pegmatite (1) și micasisturi (2) (valea Rebra).

La relation Cu : Co dans les sols évolués sur des pegmatites (1) et sur des micaschistes (2) (vallée Rebra).

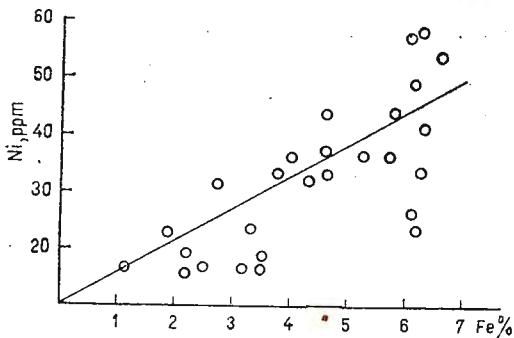


Fig. 149. — Relația Fe : Ni în solurile cercetate (valea Rebra).

La relation Fe : Ni dans les sols examinés (vallée Rebra).

Cu mici excepții apare evidentă relația de dependență a conținutului de Ni în raport cu cel de fier (fig. 149).

Frecvența conținutului de Ni în solurile cercetate prezintă un maxim (30–40 ppm) de tip simetric iar cea a Co un maxim (0–10 ppm) de tip asimetric (fig. 150).



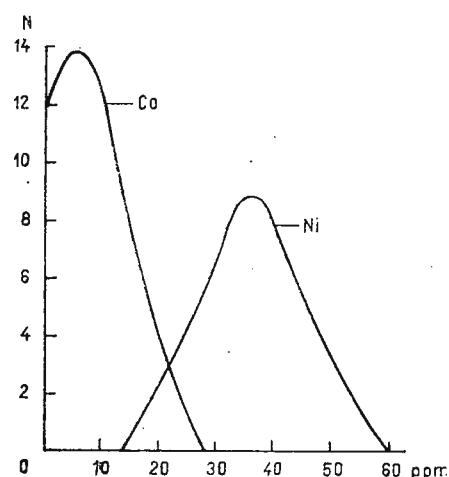


Fig. 150. — Frecvența Co și Ni în solurile cercetate (valea Rebra).

La fréquence du Co et du Ni dans les sols examinés (vallée Rebra).

#### 4. Distribuția geochemicală a molibdenului

Date cu privire la folosirea conținutului de Mo în recunoașterea geochemicală regională au fost prezentate de A b a b i și M u r a r i u (1969) care au studiat distribuția unor microelemente în sedimente de riu din zona Leșul Ursului. Analizele de sol recoltate de pe pegmatite și rocile înconjurătoare arată conținuturi de Mo apropiate de media calculată de V i n o g r a d o v (1957) pentru 1000 probe de soluri din diferite regiuni ale globului (tab. 97). Din examinarea rezultatelor prezentate în tabelul 92 nu se remarcă deosebiri în ceea ce privește conținutul de Mo în solurile de pe pegmatite comparativ cu solurile de pe micașisturile seriei de Rebra. Conținuturi similare au fost determinate și în solurile din alte regiuni de către A b a b i și M u r a r i u (1970).

TABELUL 97

Date comparative cu privire la conținutul de Mo (ppm) în soluri și sedimente

Natura materialului, localizare	Nr. determinărilor	Mo	Autorul, anul
Soluri evolute pe pegmatite și micașisturi, valea Rebra	27	2,18	
Soluri din bazinul Moldovița	32	1,90	A b a b i , M u r a r i u , 1970
Soluri (în general)	1000	2,03	V i n o g r a d o v , 1957
Sedimente de pe pârâul Leșul	20	7,00	A b a b i , M u r a r i u , 1969

**D) Conținutul alcalinelor în soluri și cenușa frunzelor de *Populus tremula***

Prezența din abundență a unor minerale cu conținuturi ridicate în potasiu și sodiu în pegmatitele din munții Rodnei ne-a sugerat dozarea alcalinelor în soluri evolute pe pegmatitele și micașisturile seriei de Rebra (tab. 98).

TABELUL 98

*Conținutul în sodiu, potasiu și fier al solurilor evolute pe pegmatitele și micașisturile de pe valea Rebra*

Proba	Na <sub>2</sub> O (%)	K <sub>2</sub> O (%)	(FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) (%)
<b>A) Confluența pârâului Scărișoara cu valea Rebra</b>			
<b>Profilul IS</b>			
1M	1,39	1,83	6,1
2P	1,69	1,58	6,3
3P	1,60	1,26	6,1
4P	1,70	1,66	6,3
5P	1,48	1,66	4,6
<b>Profilul IIS</b>			
6M	1,85	1,01	6,3
7M	1,86	0,82	5,8
8P	2,01	1,01	5,9
9P	1,37	2,40	2,5
10P	1,28	1,83	4,0
11P	1,70	2,84	2,2
<b>Profilul IIIS</b>			
12P	2,01	1,01	6,0
13P	2,01	1,26	6,2
14P	1,80	1,58	6,6
15M	1,32	1,40	3,5
16M	0,68	1,90	5,7
<b>B) Între Rebre</b>			
<b>Profilul IV – JR</b>			
17M	1,16	1,53	4,6
18M	1,22	1,45	4,3
19P	1,80	1,58	1,1
20P	1,51	2,22	1,8
21P	1,96	2,22	3,2
22P	2,65	2,53	2,7
23P	1,86	2,22	3,5
24P	2,27	1,58	3,3
25P	3,07	4,04	2,2
26M	1,51	1,58	3,8
27M	1,53	1,40	4,6



Datele prezentate în tabelul 98 indică o creștere ușoară a conținutului elementelor alcaline în solurile de pe pegmatite, după cum se poate remarcă și din profilul geochemical IV-IR cu distribuția Na și K în solul de pe corpul pegmatitic între Rebre și de pe micașturi înconjurătoare (fig. 151).

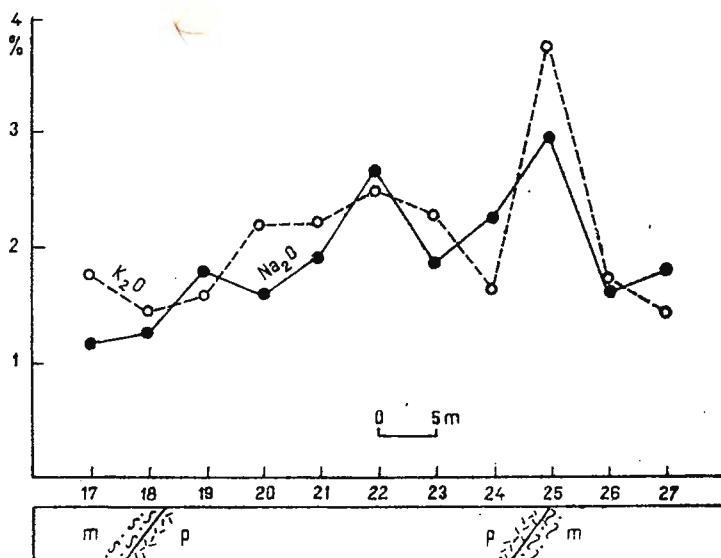


Fig. 151. — Profil IV-IR cu variația conținutului de  $\text{Na}_2\text{O}$  și  $\text{K}_2\text{O}$  în probele de sol de pe corpul pegmatitic între Rebre (p) și micașturiile înconjurătoare (m).

La coupe IV-IR avec la variation de la teneur en  $\text{Na}_2\text{O}$  et en  $\text{K}_2\text{O}$  des échantillons de sol prélevés du corps pegmatitique Intre Rebre (p) et des micaschistes environnantes (m).

Deoarece rezultatele obținute și pentru celelalte profile nu sunt suficient de concluziente, s-a urmărit variația conținutului de Na și K în frunzele de *Populus tremula L.* crescut pe soluri evolute pe roci de natură diferită<sup>16</sup>. Conținuturile în  $\text{Na}_2\text{O}$  și  $\text{K}_2\text{O}$  din frunze au fost raportate la % față de substanță uscată cit și față de cenușă (tab. 99).

Din datele tabelului 99 se constată o creștere treptată a conținutului de sodiu în cenușa frunzelor de *Populus tremula L.* pe măsură ce se trece de la rocile gazdă (micașturi) la pegmatit. În acest sens se remarcă valoarea ridicată a sodiului (11,84%  $\text{Na}_2\text{O}$ ) în cenușa frunzelor de *Populus tremula L.* crescut pe solurile de pe pegmatite, lucru confirmat și de observațiile asupra compozitiei mineralogice și chimice a pegmatitului.

<sup>16</sup> Op. cit. pct. 13.

TABELUL 99

*Conținutul de  $Na_2O$  și  $K_2O$  în frunzele de *Populus tremula L.* crescut pe soluri evoluante pe roci de natură diferită (valea Rebra)\**

Profilul	Roca	Cenușă %	$Na_2O$ (%)		$K_2O$ (%)	
			Substanță uscată	Cenușă	Substanță uscată	Cenușă
A	Micasist	3,92	0,09	2,30	1,83	34,04
	Micasist	4,89	0,28	5,64	1,33	27,31
	Pegmatit	4,44	0,28	6,21	1,03	23,27
	Pegmatit	3,76	0,44	11,84	1,07	28,48
	Pegmatit	4,73	0,29	6,05	1,33	28,23
B	Amfibolit	5,73	0,09	1,57	1,18	20,67
	Gresie	5,99	0,18	3,10	1,27	21,24

\* analist : Maria Dumitrescu.

Datele prezentate, cu caracter informativ, ar putea fi folosite, alături de alte metode în prospectarea pegmatitelor feldspatice. Este necesar însă să se efectueze un număr mult mai mare de analize, pe diverse profile și în mai multe cîmpuri pegmatitice, pentru a confirma această presupunere.

Cercetarea distribuției microelementelor în soluri evoluante pe unele pegmatite și micașurile înconjurătoare din bazinul superior al văii Rebra a dus la următoarele concluzii :

- Din calculul conținuturilor medii rezultă că microelementele cercetate se situează în ordinea :  $Mn > Zn > Cu > Ni > B > Pb > Co > Mo$  ;
- Frevența conținutului de microelemente arată că limitele între care variază acestea sunt diferite și depind de natura rocii pe care s-a format solul. Variația conținutului de Mn, Zn, Co, Pb are loc între limite largi, în timp ce B, Mo și Cu prezintă o variație între limite relativ restrinse ;
- Distribuția Mn, B și Mo în profilele pedologice nu este influențată de pH-ul mediului. A fost pusă însă în evidență dependența dintre conținutul ridicat în humus și cantitatea de Mn în orizonturile superioare ale profilelor ;
- Continutul de B în soluri ar putea fi folosit ca indiciu în posibilitatea prospectării pegmatitelor cu turmalină neagră (schörlit).

## VII. CLASIFICAREA ȘI PARTICULARITĂȚILE GEOCHIMICE ALE PROCESULUI DE FORMARE A PEGMATITELOR DIN MUNȚII RODNEI

### A) Clasificarea pegmatitelor din munții Rodnei

Pe măsură ce pegmatitele au fost considerate ca surse de interes economic, problema clasificării lor a atrăs atenția cercetătorilor încă din primele etape de studiu al acestor roci. În acest sens, pegmatitele au fost clasificate în diferite feluri, potrivit cu forma, dimensiunea, raporturile cu



rocile înconjurătoare, compozitia mineralogică, chimică, textura, structura internă, etc. (Jahn, 1955). Totuși clasificarea genetică a pegmatitelor este extrem de complexă și departe încă de o rezolvare definitivă (Rodionov, 1964).

Principalele aspecte ale clasificării pegmatitelor au fost trecute în revistă și discutate pe larg de Fersman (1931), Jahn (1955), Vlasov (1952, 1961), Rodionov (1964), Sologdov (1971). Acești autori, la rîndul lor, au prezentat noi clasificări ale pegmatitelor, bazate în mare măsură sau îmbrăcind alt aspect, pe cele existente și propuse de Lacroix (1922), Hinzburg (1928), Piatnitsky (1932), Landes (1933), Berg (1952), Varamoff (1954), etc.

În cele ce urmează, pe baza observațiilor de teren și laborator precum și a unor date prezentate de către autorii citați, încercăm o clasificare a pegmatitelor din masivul cristalin al Rodnei în funcție de :

1. *Caracterele externe.* După relațiile cu rocile înconjurătoare (1) pegmatitele cercetate se încadrează la tipul concordant iar forma lenticulară (2) caracterizează aspectul general al acestora.

2. *Structura internă.* În conformitate cu cercetările lui Cameron et al. (1949), după structura internă, pegmatitele din munții Rodnei se împart în zonate (1) care, la rîndul lor, prezintă o zonare simetrică (1a), ca în cazul corpului pegmatitic Scărișoara sau asimetrică (1b) cum s-a întîlnit la corpul pegmatitic Între Rebre și, nezonate (2) sau cu un început de zonare (3) : pegmatitele din sectorul Făget, de la Maieru.

Bazați pe clasificarea lui Vlasov (1952), pegmatitele cercetate aparțin la următoarele tipuri : grafic (I), bloc (II), diferențiat (III) și de substituție (IV) care, în concepția autorului reprezintă etape succesive de dezvoltare (fig. 153).

3. *Compoziția mineralologică.* Observațiile macro și microscopicice, completate cu o serie de analize chimice, arată că pegmatitele din munții Rodna pot fi împărțite după mineralele principale în pegmatite feldspatice (1) ca cele microclinice de pe valea Scărișoara sau plagioclazice ca în cazul corpului pegmatitic Între Rebre și pegmatite muscovitice (2), întîlnite la Maieru, Pascaru, Nigu. Bineînțeles că în regiunea cercetată există și corpuri pegmatitice care nu pot fi atribuite unui tip definit, ci sunt mixte.

Prezența mineralelor accesorie în pegmatitele masivului Rodna completează această clasificare și ne dă indicații cu privire la gradul de diferențiere a acestora. În acest sens, pegmatitele seriei de Rebra pot fi împărțite în pegmatite cu schörlit (boro-fluorice) (1) și pegmatite cu granat spessartinic (2).

După compozitia mineralologică și stadiul de formare a mineralelor constitutive, pegmatitele masivului Rodna pot fi împărțite în simple (1), cuarțo-feldspatice ± biotit, sau primare (stadiul magmatic) și complexe (2) (formate prin procese de substituție) în care s-au întîlnit și : muscovit, schörlit, granați, apatit. Demn de remarcat este faptul că ambele aspecte



apar în cadrul aceluiași corp pegmatitic ca rezultat al acțiunii soluțiilor bogate în mineralizatori asupra pegmatitelor primare (R o d i o n o v, 1964).

După conținutul în molecule de pyrop, almandin și spessartin din granați, pegmatitele din munții Rodnei aparțin tipului de pegmatite cu mica (S o k o l o v et al., 1962).

*4. Adâncimea de formare.* După adâncimea de formare, pegmatitele masivului Rodna aparțin tipului de pegmatite cu mica (G h i n z b u r g, 1964 ; R o d i o n o v, 1964) a căror evoluție are loc la adâncimi cuprinse între 6 și 8 km, fiind legate, ca și în cazul seriei de Rebra, de roci metamorfice.

#### B) Particularitățile geochemice ale procesului de formare a pegmatitelor din munții Rodnei

În ultimul timp, formarea pegmatitelor este considerată ca o evoluție geochemicală complexă a topiturii-soluției în cursul căreia unele elemente chimice sănătățile înlocuite prin altele, modificându-se în acest fel activitatea și participarea lor la formarea asociațiilor de minerale din pegmatite (R o d i o n o v, 1964). Primele idei de acest fel le întîlnim în lucrările lui F e r s m a n (1931) care a menționat modificarea logică a rolului elementelor chimice în cursul formării pegmatitelor.

Importanța proceselor de substituție în formarea unor minerale pegmatitice a fost recunoscută de mai multe generații de cercetători dar, în general, nu s-a ajuns la un acord în privința naturii soluțiilor care au efectuat substituirea, în privința sursei și timpului de dezvoltare precum și în privința importanței cantitative a efectelor lor (J a h n s, 1955).

Reprezentările expuse mai sus au fost dezvoltate în lucrările lui G h i n z b u r g (1960), G h i n z b u r g și R o d i o n o v (1960), care au stabilit rolul alcaliilor în cursul evoluției procesului pegmatitic. Studiile ulterioare (R o d i o n o v, 1964 ; R o d i o n o v și D a v i d e n k o, 1964 ; D a v i d e n k o, 1966) au arătat că evoluția geochemicală a procesului de formare a pegmatitelor se reduce nu numai la schimbarea rolului alcaliilor ci acesta este mult mai complicat. Prin schimbarea asociațiilor minerale formate în diverse etape, succesiv, în pegmatite se poate ajunge la periodicitatea modificării soluțiilor pegmatitice de la alcaline la neutre, bogate în apă apoi pînă la acide, bogate în silice și apoi din nou la alcaline, neutre și acide (R o d i o n o v, D a v i d e n k o, 1964).

Cercetările de teren și laborator au permis să punem în evidență următoarele etape ale evoluției geochemice a procesului de formare a pegmatitelor din munții Rodna :

*Etapa calco-sodică.* Etapa cea mai timpurie a evoluției geochemice a procesului de formare a pegmatitelor din munții Rodnei este destul de slab reprezentată în ocurențele cercetate. Ea s-a manifestat printr-o imbogățire a feldspațiilor și granațiilor din zona de contact în molecule de anortit și



respectiv andradit. Acest lucru s-a realizat, în mare parte, pe seama micașurilor în care sunt localizate pegmatitele și în care conținutul de calciu variază între 0,89 și 6,00% CaO.

*Prima etapă alcalină.* Dezvoltarea acestei etape (fig. 152, 153) constituie o trăsătură caracteristică a procesului pegmatitic justificând existența structurilor grafice în pegmatitele masivului Rodna, considerate de majoritatea cercetătorilor a fi rezultatul cristalizării eutectice. Cauza intreruperii cristalizării eutectice se presupune că este legată de creșterea alcalinității topiturii-soluției pînă la limita deasupra căreia cuarțul trece în stare solubilă (Rodionov, Davideenko, 1964).

Gradul de răspîndire a structurilor grafice în pegmatite este destul de variat. Ele sunt caracteristice în pegmatitele cu mica și mai puțin frecvente în pegmatitele cu metale rare. S-a constatat că în același cîmp pegmatitic poate să apară o variație a rolului cantitativ al structurilor în diferite corpuri pegmatitice. Acest aspect, după cum arată Rodionov (1964), este legat de condiții locale. Majoritatea părerilor sunt de acord că prima etapă alcalină aparține stadiului magmatic (Rodionov, Davideenko, 1964).

În pegmatitele din munții Rodnei, alcalinitatea acestei etape este caracterizată de feldspatul plagioclaz și potasic care participă la formarea structurilor grafice.

*A doua etapă alcalină (potasică).* Se caracterizează printr-un conținut mult mai ridicat în alcalii decît prima etapă (fig. 153). Creșterea alcalinității a avut ca rezultat formarea zonelor monominerale de microclin cu structuri în blocuri, întîlnite frecvent în corpurile pegmatitice cu structură zonală.

A doua etapă alcalină (potasică) cu formațiunile sale caracteristice, a fost întîlnită în toate tipurile de pegmatite. Astfel, ea a fost separată de Kalinin (1957) în pegmatitele cu pămînturi rare (TR), de Rodionov (1964) în pegmatitele cu mica, de Vlasov (1961) în pegmatitele cu metale rare etc.

De remarcat că ambele etape alcaline sunt considerate ca timpurii, fără mineralizări (fig. 152).

*Prima etapă de hidroliză.* În pegmatitele masivului Rodna, în această etapă a cristalizat muscovitul și uneori granații și schörlitul, care ocupă de obicei o poziție între blocurile de feldspați și cele de cuarț din zona intermediaрă sau la contactul cu nucleul cuarțos sau cu zona externă.

În alte tipuri de pegmatite, în această etapă se formează berilul, spodumenuл și alte minerale cu elemente rare, ceea ce face ca prima etapă de hidroliză să fie considerată și prima etapă de mineralizare (Rodionov, 1964).

Gradul dezvoltării etapei de hidroliză diferă de la un pegmatit la altul. Ea este bine dezvoltată în corpurile pegmatitice cu structură internă (Între Rebre, Scărișoara). Formarea în această etapă a muscovitului și turmalinei negre confirmă presupunerea cercetătorilor potrivit căror,



ETAPA	STADIUL MAGMATIC		STADIUL PNEUMATOLITO - MAGMATIC		STADIUL PNEUMATOLITO-HIDROTERMAL	
	I etapă alcalină	II etapă alcalină	I etapă de hidroliză	I etapă silicică	etapă sodică	II etapă silicică
Temp. (°C)	700	600			400	
Geofaza	C	DE		FG		H
Natura soluțiilor	ALCALINE	NEUTRE	ACIDE	ALCALINE	ACIDE	
Muscovit	Etapa timpurie nemineralizată	I etapă mineralizată	etapa medie nemineralizată	II etapa mineralizată	etapa nemineralizată	
Microclin	—	etapa mineralizată	—	—	—	—

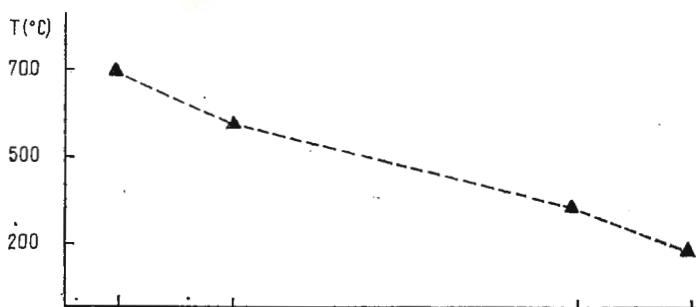


Fig. 152. — Etapele, natura soluțiilor și temperatura de formare a pegmatitelor din munții Rodna.

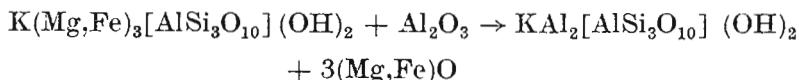
Les étapes, la nature des solutions et la température de formation des pegmatites des Monts de Rodna.

pentru dezvoltarea hidrolizei este necesar un nou aport de substanțe, în primul rînd apă, apoi compuși de B, F etc. (fig. 153).

Hidroliza feldspatului potasic și formarea muscovitului are loc după reacția :



În etapa de hidroliză are loc și muscovitizarea biotitului :



Transformarea se face treptat iar muscovitul păstrează uneori, pe planele de clivaj, incluziuni fine de hematit. Fierul și magneziul rezultat constituie o sursă de formare a granărilor și turmalinei sau pot fi eliminați în zona de contact a pegmatitelor cu micașisturile.



*Prima etapă silicică.* Prezența acestei etape s-a pus în evidență prin apariția separațiilor monominerale de cuarț din structurile în blocuri, întâlnite frecvent în corporurile pegmatitice cu structură internă. Se remarcă faptul că indiferent de adâncimea de formare a pegmatitelor, soluțiile devin acide (fig. 152, 153). Cuarțul format în această etapă este bine dezvoltat în corpul pegmatitic Între Rebre, în pegmatitele de pe valea Scărișoara, sectorul Făget, etc.

Interesantă este problema genezei pegmatitelor cu structură în blocuri. Astfel, după părerile lui F e r s m a n (1931), acest tip se formează în geofazele D – E pe calea cristalizării lente a feldspatului și cuarțului iar Z a v a r i ț k i (1947), K o r j i n s k i (1960) și alții privesc pegmatitele bloc ca rezultat al recristalizării pegmatitelor cu granulație fină. Cercetări mai recente (V l a s o v, 1961; R o d i o n o v, 1964) arată că zonele monominerale cu microclin și cuarț din structurile bloc apar în urma cristalizării succesive a mineralelor. Această constatare stă la baza separării etapei de depunere a microclinului de etapa formării cuarțului bloc.

*Etapa sodică.* În această etapă o mare dezvoltare a avut-o procesul de albitizare. Acest aspect a fost întâlnit în toate pegmatitele cercetate dar cu o manifestare egală de la un pegmatit la altul. Cel mai caracteristic și cu o dezvoltare largă, albitizarea s-a realizat în zona intermedieră a corpului pegmatitic Între Rebre, unde a afectat mineralele formate mai timpuriu.

*A doua etapă silicică.* S-a manifestat prin depunerea cuarțului de temperatură joasă (fig. 152) asociat uneori cu pirită.

În afara acestor etape, în corporile pegmatitice cu structură internă, s-a manifestat și a doua etapă de hidroliză. Aceasta s-a suprapus peste pegmatitele albitizate și se deosebește uneori destul de greu de produsele primei etape de hidroliză, mai ales acolo unde lipsesc acumulările de minerale cu metale rare, care apar după albitizare și deci înaintea celei de-a doua etape de hidroliză (N i k i t i n, 1957).

Demn de remarcat este faptul că în evoluția geochemicală a procesului de formare a pegmatitelor din munții Rodnei, în unele lentile și filoane pegmatitice, unele din etapele prezentate mai sus pot să lipsească.

Schimbarea asociațiilor de minerale, caracteristice pegmatitelor din munții Rodnei, în diferite etape ale evoluției procesului pegmatitic, a permis să punem în evidență periodicitatea modificării naturii soluțiilor de la alcaline la neutre, bogate în apă și mineralizatori (prima etapă de hidroliză), la cele acide (prima etapă silicică), apoi din nou la alcaline (etapa sodică) și în cazuri rare, la neutre (a doua etapă de hidroliză) și acide (a doua etapă silicică) cu care se încheie procesul pegmatitic (fig. 152). Rezultă că schimbarea soluțiilor alcaline prin soluții acide a avut loc în trepte, reflectând în acest fel ciclicitatea condițiilor geochemicice la formarea pegmatitelor din munții Rodnei. Acest aspect rezultă și din urmărirea determinărilor de pH ale suspensiilor de minerale care au participat la manifestarea etapelor caracteristice pegmatitelor cercetate (tab. 100).



După cum se remarcă din tabelul 100, cea mai ridicată aciditate, după cum este și de așteptat, o prezintă pasta și suspensia de cuarț ( $\text{pH} = 6,3$ ). Se observă apoi, ca și în cazurile citate de R o d i o n o v (1964), prezența muscovitului din grupa mineralelor cu  $\text{pH}$ -ul pastei și suspensiei corespunzător soluțiilor neutre ( $\text{pH} = 7$ ). O altă grupă de minerale, după datele determinărilor noastre și a celor din literatură, se caracterizează printr-o creștere a alcalinității, cu valoarea maximă în cazul microclinului ( $\text{pH} = 7,8$ ).

TABELUL 100

*pH-ul pastei și al suspensiei unor minerale din pegmatite*

Mineralul	pH-ul pastei și al suspensiei	
	Munții Rodnei	Date citate de R o d i o n o v (1964)
Microclin	7,8	7,2–8,5
Albit	7,1	7,1
Muscovit	7,0	6,7–8,0
Cuarț	6,3	6,0–6,9

Trebuie arătat că unele variații ale mărimii pH-ului pastei și suspensiei mineralelor pot fi determinate și de compoziția incluziunilor fluide.

Din cele expuse rezultă că evoluția geochemicală a procesului de formare a pegmatitelor din munții Rodnei se reflectă în mare măsură prin modificarea rolului alcaliilor. Importanța acestora în cadrul etapelor caracteristice formării pegmatitelor cercetate a fost pusă în evidență în cazul pegmatitelor de la Maieru (Valea Caselor) și prin calcularea, după metoda utilizată de R o d i o n o v (1964), a alcalinității relative (B) a pegmatitului grafic și a unor minerale: microclin, muscovit, albit.

Schimbarea alcalinității relative în decursul evoluției procesului de formare a pegmatitelor cercetate, urmărită pe datele prezentate în tabelul 101 arată că:

- alcalinitatea relativă a pegmatitului cu structură grafică are valoarea de 1,075 și caracterizează prima etapă alcalină (sodică în pegmatitele de la Maieru);

- alcalinitatea relativă cea mai ridicată se constată în cea de a doua etapă alcalină (potasică), fiind determinată de formarea microclinului:  $B = 2,625$ ;

- prima etapă a hidrolizei este însoțită de o scădere a alcalinității relative pînă la valoarea  $B = 1,801$ ;

- în prima etapă silicică soluțiile au avut un caracter acid ceea ce a făcut ca în aceste condiții să se realizeze cristalizarea cuarțului bloc;

- apariția albitizării este determinată de un nou aport de soluții (fig. 153) și cărora alcalinitate relativă crește din nou pînă la o valoare de 1,424;



TABELUL 101

**Alcalinitatea relativă (B)** a granitului grafic și a mineralilor din bogăția de la Maieru

$B = n_1K_1 + n_2K_2 + n_3K_3 + \dots$ ;  $K = \frac{A \cdot p}{M \cdot V}$ ;  $B$  = alcalinitatea relativă a mineralului sau rochi;  $K$  = alcalinitatea relativă ce corespunde la 1% oxid;  $A$  = greutatea atomică a elementului;  $M$  = greutatea moleculară a oxidelui;  $p$  = coefficient ce depinde de tipul oxidelui;  $V$  = potențialul de ionizare;  $b$  = alcalinitatea relativă a cationului.

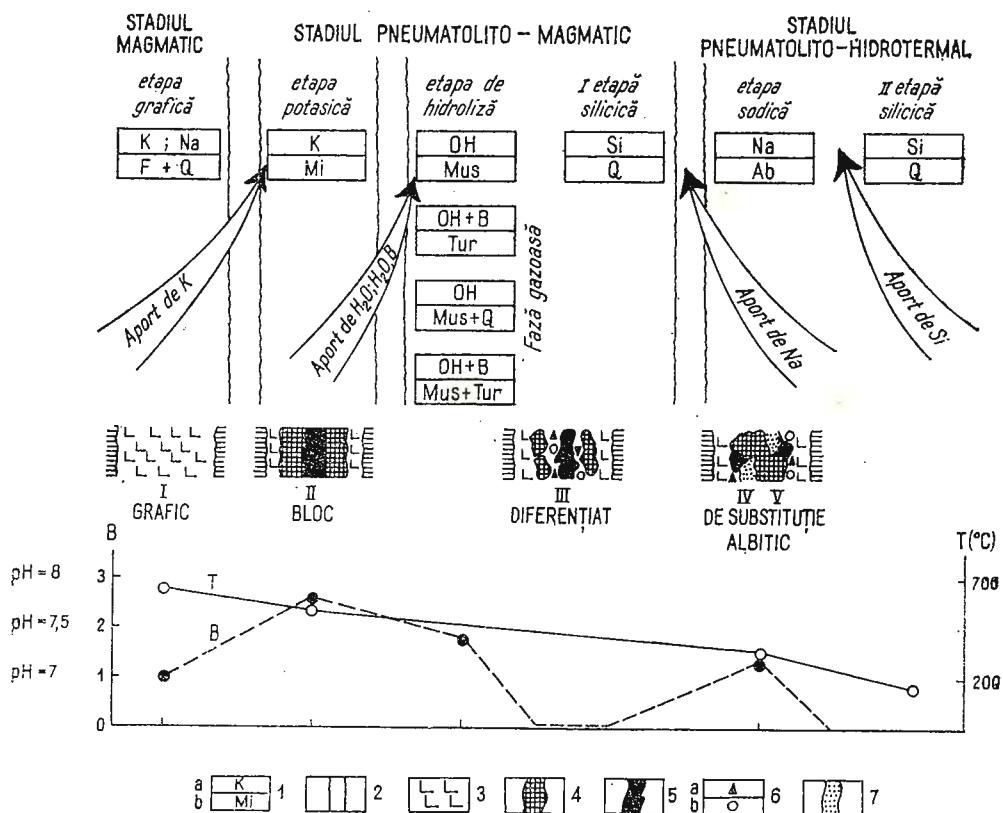


Fig. 153. — Evoluția procesului de formare a pegmatitelor din munții Rodna.  
 1a, elementul conducer; 1b, mineralul predominant; 2, mișcări tectonice; 3, pegmatit grafic; 4, microclin bloc; 5, cuarț bloc; 6a, turmalină (schörlit); 6b, muscovit; 7, albite; B, alcalinitatea relativă; T, temperatură (°C).

L'évolution du processus de formation des pegmatites des Monts de Rodna.  
 1a, l'élément conducteur; 1b, le minéral prédominant; 2, mouvements tectoniques; 3, pegmatite graphique; 4, microcline bloc; 5, quartz bloc; 6a, tourmaline (schörlite); 6b, muscovite; 7, albite; B, l'alcalinité relative; T, température (°C).

— în continuare, alcalinitatea relativă scade și devine egală cu zero în cea de a doua etapă silicică, ceea ce ne determină să presupunem că desăvîrșirea procesului de formare a pegmatitelor din munții Rodnei a avut loc în mediu acid (fig. 153).

Aspectele prezentate, redate și în figura 153, arată că apariția pegmatitelor cu compoziție simplă: pegmatite primare (cuarț-feldspatice ± biotit) în munții Rodnei a avut loc în primele etape (stadiul magmatic), pînă la manifestarea hidrolizei. Odată cu dezvoltarea largă a hidrolizei,

pegmatitele au fost supuse acțiunii unor soluții bogate în mineralizatori. În acest fel s-au creat condiții favorabile desfășurării proceselor metasomaticice care au dus la formarea pegmatitelor cu compoziție complexă, așa cum apar ele în momentul de față, în care, alături de mineralele stadiului magmatic și în mare măsură pe seama lor, s-au format: muscovitul, turmalina, granatii, biotitul, apatitul.

Formarea structurii interne a corpurilor pegmatitice a început în etapele alcaline și s-a definitivat în etapele stadiului pneumatolitic-hidrotermal, fiind favorizată și de o intensă activitate tectonică (fig. 153).

### VIII. CONSIDERATII ECONOMICE

Cerințele mereu crescînd de feldspați, mica și alte materiale de calitate pentru piața internă și externă ne-au reținut atenția și ne-au determinat să facem unele aprecieri cu caracter economic asupra pegmatitelor din muntii Rodnei.

#### *Feldspați*

Sînt reprezentati, după cum s-a arătat, prin feldspați potasici și plagioclazi acizi. Aceștia sunt prezenti în toate ocurențele cercetate, în proporții diferite, imprimînd unor pegmatite un caracter substanțial microclinic (pegmatitele de pe valea Scărișoara, sectorul Făget), altora unul plagioclazic (corful pegmatitic Între Rebre).

Dintre multiplele utilizări ale feldspațiilor, pe primul loc se situează folosirea lor în industria ceramică. Este cunoscut faptul că pentru fabricarea porțelanului fin și a faianței de calitate superioară se recomandă un feldspat ce trebuie să prezinte unele calități: 1. un conținut cît mai ridicat în alcalii:  $K_2O + Na_2O > 9\%$ ; 2. mărimea raportului  $K_2O : NaO > 1$ ; 3. un conținut cît mai constant în  $SiO_2$ ; 4. un conținut de  $Al_2O_3 > 15\%$ ; 5. cît mai puțin fier:  $Fe_2O_3 < 0,1\%$ .

În cele ce urmează vom căuta să vedem cum se evidențiază aceste calități în cazul feldspațiilor din pegmatitele cercetate.

1. *Conținutul alcaliilor.* Datele analitice cu privire la suma alcaliilor în feldspați sunt prezentate în tabelul 102. Pentru microclin, suma oxizilor variază între 11,80 și 16,50% iar la plagioclazi rezultă valori puțin mai scăzute, cuprinse între 9,14 și 11,66%  $Na_2O + K_2O$ . După cum se constată, suma oxizilor alcalini este în toate cazurile mai mare decât valoarea de 9%, care constituie limita cerută de industria ceramică.

2. *Raportul  $K_2O : Na_2O$ .* În funcție de caracterul feldspatului, mărimea raportului  $K_2O : Na_2O$  ia diferite valori. Astfel, aceasta este mai mică decât 1 în cazul plagioclazilor și prezintă valori ridicate în microclin, unde se remarcă o variație destul de largă, cuprinsă între 1,8 și 9,7 (tab. 102). Mărimele mai scăzute ale raportului sunt influențate de prezența în masa microclinului a pertitului. Cele mai caracteristice date au

TABELUL 102

*Date privind calitatea feldspaților din pegmatitele masivului Rodna*

Mineralul	Proba	$K_2O + Na_2O$ (%)	$K_2O : Na_2O$	$Fe_2O_3$ (%)
Corpul pegmatitic Între Rebre (2)				
Microclinperlit	Mi-334	14,44	1,8	0,05
Microclinperlit	Mi-33	13,40	2,0	0,05
Albit	F-32	11,05	0,02	0,06
Albit	F-58	11,06	0,04	0,02
Albit	F-389	11,36	0,02	0,07
Oligoclaz	F-6	9,71	0,07	0,25
Galeriile Nigu (4)				
Albit	F-39	11,05	0,02	0,05
Valea Scărișoara (5)				
Microclin	Mi-174	15,52	7,0	0,06
Microclin	Mi-220	14,17	4,6	0,09
Microclinnicropertit	H (318)	15,49	5,9	0,05
Microclin	Mi-361	15,02	7,6	0,12
Microclin	Mi-371	16,50	8,0	0,02
Microclin	Mi-142	13,70	5,5	—
Pegmatitele de la Pascaru (7)				
Microclin	Mi-324	15,25	6,7	0,07
Oligoclaz	F-337	9,30	0,03	0,20
Pegmatitele de la Făget (6)				
Microclin	Mi-387	15,33	9,7	0,07
Microclin	Mi-390	13,70	7,0	—
Pegmatitele de la Tarnița Scărișoarei (8)				
Oligoclaz	F-19	9,10	0,03	—
Pegmatitele de la Maieru (9)				
Albit	F- 444	9,86	0,02	0,20
Microclin	Mi-446	14,16	6,8	0,05

— nedeterminat.

fost obținute în microclinul din pegmatitele de pe valea Scărișoara și din sectorul Făget.

Din examinarea acestui raport, pus în evidență cu ajutorul datelor analitice, rezultă că pentru industria ceramică este indicat microclinul, în care mărimea  $K_2O : Na_2O$  este în toate cazurile mult mai mare decât unitatea.



3. *Conținutul în  $\text{SiO}_2$ .* Din analizele totale prezentate asupra feldspațiilor din pegmatitele masivului Rodna (tab. 18, 22) se remarcă conținuturi de silice mai scăzute în microclin și mai ridicate în plagioclazi. Variația silicei are loc în limite restrinse în cazul microclinului, de la 64,27 și 66,03 %  $\text{SiO}_2$  și între 65,03 și 68,51 %  $\text{SiO}_2$  în plagioclazi. Totuși, se poate afirma că feldspați analizați se caracterizează printr-un conținut în general apropiat de  $\text{SiO}_2$ .

4. *Conținutul în  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .* Valoarea oxidului de aluminiu este diferită în cazul feldspațiilor analizați. În microclin se observă variații strânse, între 18,74 și 19,48 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , conținutul maxim fiind determinat în microclinul din pegmatitele de la Pascaru. Plagioclazii se caracterizează prin conținuturi mai mari în  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , cu oscilații ceva mai largi, cuprinse între 20,22 și 22,91 %. În toate cazurile însă, se remarcă valori mai ridicate decât cea de 15 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ce constituie minimum în posibilitatea de utilizare a feldspațiilor.

5. *Conținutul de fier.* Datele analitice (tab. 102) scot în evidență că, conținutul în fier variază între limite destul de restrinse în cazul microclinului și se mărește în plagioclazi, în care s-a determinat pînă la 0,25 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . În general, microclinul se caracterizează prin conținuturi scăzute în fier, singura determinare de 0,12 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  putind fi explicată prin prezența în asociație a unor minerale bogate în fier (granați, turmalină — proba Mi-361) sau a lamelelor fine de hematit în masa microclinului.

Rezultatele obținute arată că feldspați analizați se caracterizează printr-un conținut ridicat de oxizi alcalini, aluminiu și redus de fier. Aceste constatări conferă feldspațiilor din pegmatitele masivului Rodna calități superioare, cerute de industria ceramică. În conformitate cu aceste observații s-ar părea că pegmatitele microclinice să prezinte importanță în vederea unor viitoare lucrări de prospectare și explorare.

Trebuie să amintim că în urma unor cercetări experimentale s-a emis părere că feldspații din pegmatite ar putea fi utilizati ca sursă de potasiu pentru îngrășăminte minerale, concomitent cu obținerea unui ciment Portland (Lupan, Potoș, 1957).

### *Muscovitul*

Importanța economică a sistemului de zonare a pegmatitelor constituie un element de bază în posibilitatea de valorificare a muscovitului, mai ales că în regiunea cercetată, acesta a constituit obiectul unor explorații. Calitatea muscovitului se apreciază mai puțin după compozitia chimică și mai mult după mărimea cristalelor și lipsa impurităților colorate, datorate în cea mai mare parte oxizilor de fier.

Observațiile noastre arată că cele mai favorabile zone din cadrul structurii interne a corpurilor pegmatitice din munții Rodnei, în acumularea muscovitului „industrial”, sunt zonele intermediare și uneori zonele marginale în care cristalele ating suprafețe de pînă la 80—100 cm<sup>2</sup>. Muscovitul de calitate superioară se dezvoltă frecvent la contactul dintre blocurile de



feldspat și cuarț din zona intermediară a corpului pegmatitic. Între Rebre, a corpului pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra sau în pegmatitele de la Făget, Nigu, Pascaru. Totuși sunt și cazuri în care plăcile de muscovit apar deformate și prezintă o serie de striuri ceea ce le scade calitatea:

Important în aprecierea calității muscovitului este și conținutul în „ferimuscovit” (tab. 103).

TABELUL 103

*Conținutul în „ferimuscovit” și „mica” al muscovitului din pegmatitele masivului Rodna*

Proba	Localizare	Ferimuscovit (%)	Mica (%)
M-101	Între Rebre	3,26	82,84
M-205	Între Rebre	0,05	85,46
M-165	Scărișoara	2,38	83,27
M-336	Pascaru	2,23	75,24
M-144	Pascaru	1,47	86,23
M-131	Făget (Izvorul Iepei)	1,68	80,14
M-456	Făget	1,87	74,81
M-126	Tarnița Scărișoarei	1,79	85,46
M-454	Maieru (Valea Caselor)	1,97	75,83

După cum se remarcă, conținutul în „ferimuscovit” al probelor analizate este destul de scăzut, cu variații cuprinse între 0,05 și 3,26%. Valoarea cea mai ridicată este prezentă în muscovitul din complexul cuarț-muscovitic iar în muscovitul din structuri pegmatoide apar cantitățile cele mai mici.

Un alt mod de exprimare a calității muscovitului rezultă din calcularea conținutului de „mica” cu ajutorul formulei: % mica =  $8,454 \times (K_2O)$ , în care 8,454 reprezintă factorul de transformare a oxidului de potasiu în muscovit (Demetrescu et al., 1966). Valorile obținute, prezentate în tabelul 103, sunt destul de ridicate și se apropie de conținutul de „mica” calculat pe baza procentului teoretic de  $K_2O$  din muscovit ( $8,454 \times 11,8 = 99,75\%$  „mica”).

### Cuarțul

Pentru a fi exploatat și apoi valorificat în industria ceramică, a sticlei, în instalațiile de filtrare a apelor, etc., cuartul trebuie să aibă un conținut minim de 97%  $SiO_2$  și maxim de 0,5%  $Fe_2O_3$ . Cîteva analize informative de fier în cuartul din pegmatitele masivului Rodna arată că acesta se găsește în cantități foarte mici, cu variații cuprinse între 0,0017 și 0,020%  $Fe_2O_3$ .

### Turmalina

Deși turmalina este un mineral subordonat cuartului, feldspașilor și muscovitului, totuși prin conținutul său ridicat în aluminiu (33,51–37,05%



$\text{Al}_2\text{O}_3$ ) și bor ( $5,41 - 9,20\%$   $\text{B}_2\text{O}_3$ ) merită a fi luată în considerare. Amintim în acest sens că problema valorificării turmalinei (M i c h i a r u, 1951) a stat și în atenția unor cercetători români (S t o i c o v i c i et al., 1957).

Întrucât turmalina din pegmatitele munților Rodnei este intim asociată cu cuartul, feldspați și uneori cu muscovitul, posibilitatea explorației sale este strins legată de valorificarea celorlalte minerale amintite. Deoarece turmalina cercetată nu poate fi valorificată ca piatră prețioasă, din cauza varietății de culoare neagră (schörlit), toată atenția trebuie îndreptată spre întrebuiuțarea sa în scopuri industriale. În acest sens, conținuturile ridicate în aluminiu și bor fac ca turmalina din pegmatitele masivului Rodna să prezinte o oarecare importanță ca materie primă pentru extragerea Al și B.

Determinarea elementelor minore în roci, minerale și soluri s-a făcut cu ajutorul următoarelor metode spectrofotometrice :

Manganul — prin oxidare cu periodat de potasiu în soluție acidă ;

Cuprul — după metoda cu dietilditiocarbamal de sodiu, descrisă de către E. V. B o b k o ;

Zincul și plumbul — după metoda cu ditizonă propusă de K. V. V e r i g h i n a ;

Cobaltul — după metoda cu sare R-nitroso, descrisă de către E. V. B o b k o ;

Nichelul — după metoda cu dimetilglioiximă dată de E. B. S a n d e l l ;

Molibdenul — metoda cu rodanură de potasiu folosită de I. D o b r i ū k a i a ;

Borul — metoda cu acid carminic dată de J. T. H a t c h e r și I. V. W i l c o x .

În soluri, conținutul de humus s-a determinat după metoda clasică dată de V. I. Tiurin, bazată pe oxidarea substanței organice cu acid cromic iar pH-ul, în soluție de KCl, pe cale potențiometrică.

Primit la redacție : 23 martie 1975.

## BIBLIOGRAFIE

- A b a b i V. (1959) Distribuția diferitelor forme de mangan în solurile din regiunea Suceava. II. Manganul în solurile evolute pe sisturi cristaline. *Stud. cerc. șt. chim.*, X, 1, Iași.
- M u r a r i u T. (1969) Distribuția Mn, Zn, Cu, Mo în sedimente de riu din zona mineralizației de la Leșul Ursului. *Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, Secț. I, Chimie*, XV, Iași.
- M u r a r i u T. (1970) Distribuția Mn, Zn, Cu, Co, Mo și B în cîteva profile de sol din bazinul Moldovița. *Știința solului*, 8, 1, București.
- A l e x a n d r o v A. L. (1968) Gheotermometr Barta — petroliumiceski metod rasciota sostava polevoșpatovih faz. *Gheohimiia*, 7, Moskva.
- A n t i p i n V. S., K u z i m i n M. I., P o p o l i t o v E. I., Z n a m e n s k i E. B. (1969) O ghenezise kalievih polevih spatov v mezozoiskikh porfirovidnih granitoidah vostočinogo Zabaikalia. *Gheohimiia*, 6, Moskva.
- A p o s t o l e s c u R o d i c a (1973) Contribuție la studiul micelor de Voineasa-Cataracte. *D.S. Inst. Geol.* LIX/1, București.



- B a a l T. K. (1966) The geochemistry of Randensund banded gneisses. *Norsk. Geol. Tidsskr.* 46, Oslo.
- B a b u V. R. R. M. (1969) Temperatures of Formation of Pegmatites of Nellore Mica — Belt, Andhra Pradesh India. *Econ. Geol.*, 64, 1, Urbana (Illinois).
- B a r t h T. F. W. (1951) The feldspar geologic thermometers. *N. Jb. Miner. Abh.* 82, Stuttgart.
- (1956) Teoreticeskaia petrologiia. Moskva.
  - (1962) The feldspar geologic thermometers. *Norsk. Geol. Tidsskr.* 42, 2, (Feldspar Volume), Kobenhavn.
- B e u s A. A. (1954) K voprosu o proishojdennii zonalnosti granitnih pegmatitov. *Dokl. A. N. SSSR*, 97, 1, Moskva.
- B o r n e m a n I. D., S t a r i n k e v i c i I. D. (1964) Rukovodstvo po rascetu formul mineralov. Moskva.
- B r o t z e n O. (1959) On zoned granitic pegmatites. *Stockholm Contributions in Geology*, 3, Stockholm.
- B u š l i a k o v I. N. (1969) Soderjanie titana v ainsibolah i biotitah iz granitoidov kak pokazateli uslovii ih formirovaniia. *Dokl. A. N. SSSR*, 186, 4, Moskva.
- C a m e r o n E. N., J a h n s R. H., M c . N a i r A. H., P a g e L. R. (1949) Internal structure of granitic pegmatites. *Econ. Geol. Mon.* 2, Urbana (Illinois).
- C a r r M. M., T u r e k i a n K. K. (1961) The geochemistry of cobalt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 23, 1/2, Londra.
- C h r i s t i c O. H. J. (1962) Observations on natural feldspars : randomby disordered structures and a preliminary suggestion to a plagioclase thermometer. *Norsk. Geol. Tidsskr.* 42, 2, Kobenhavn.
- C i a i n i k o v V. I. (1966) Temperaturi obrazovaniia muscovitov granitnih pegmatitov. *Gheohimiia i mineraloghiia magmatogennih obrazovanii*, Vladivostok.
- C o r r e n s W. C., S h a w M. D., T u r e k i a n K. K., Z e m a n n J. (1974) Handbook of Geochemistry. Springer-Verlag. Berlin — New York.
- D a g h e l a i s k i V. B., K r i l o v a M. D. (1973) Skandii v biotite kak gheoterinometr. *Gheohimiia*, 8, Moskva.
- D a v i d e n k o I. V. (1966) K harakteristike vnutrennego stroeniia sliudosnih pegmatitov. *Miner. Strie*, 14, Izd. Nedra, Moskva.
- D á v i d o v á S t e f á n i a (1968) Granaty z pegmatitov Malých Karpát. *Acta geol. geogr. Univ. Com. Geologica*, 13, Bratislava.
- (1970) Draselné zivce z pegmatitov Malých Karpát. *Acta geol. geogr. Univ. Com. Geologica*, 19, Bratislava.
- D e e r W. A., H o w i e R. A., Z u s s m a n J. (1962) Rock — forming Minerals, Longmans, London.
- D e m e t r e s c u A. T u t o v e a n u A., I o n e s c u M. (1966) Analiza tehnică a minereurilor. Ed. tehnică, Bucureşti.
- D e s s i l a - C o d a r c e a M a r c e l a (1967) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.*, 12, 1, Bucureşti.
- E u g s t e r H. P., Y o d e r H. S. jr. (1955) The join muscovite — paragonite. Carnegie Inst. Washington, Year Book, Washington.
- F a b r i è s J. (1963) Les formations cristallines et métamorphiques du NE de la province de Séville (Espagne). *Sci. de la Terre Memoire*, 4, Nancy.
- F e r s m a n A. E. (1931) Les pegmatites. Leur importance scientifique et pratique. Leningrad.



- Filipovski V. I., Situdikov B. S. (1973) Granati i granatovie porodi kristallicheskogo fundamente Tatarii i usloviia ih obrazovaniia. *Dokl. A. N. SSSR*, 209, 5, Moskva.
- Foster Margaret (1960) Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 354 B, Washington.
- Fronde C., Colette R. L. (1957) Synthesis of tourmaline by reaction of mineral grains with NaCl — H<sub>2</sub>BO<sub>3</sub> solution and its implications in rock metamorphism. *Am. Mineral.*, 42, Washington.
- Frost M. Y. (1962) Metamorphic grade and iron — magnesium distribution between coexisting garnet — biotite and garnet — hornblende. *Geol. Mag.*, 99, 5, Oxford.
- Gancev I. G., Pociajadnov D. N., Borisenok L. A. (1961) K gheohimii gallia, olova i nekotorih drugih elementov v protesse greizenizatsii. *Gheohimiia*, 9, Moskva.
- Gavrilin R. D., Pevtsova L. A., Klassova N. S. (1967) Povedenie svinta i tinka v protesah ghidrotermalinogo izmenenia intruzivnykh porod. *Gheohimiia*, 8, Moskva.
- Gica-Budesti St. (1955) Structura muntelui Curatelu in Masivul Rodnei. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX, Bucuresti.
- Ginzburg A. I. (1960) Gheohimiceskie osobennosti pegmatitogo protessa. Mineraloghiia i ghenezis pegmatitov. Izd. A. N. SSSR, Moskva.
- (1964) O vlianii vnesnego davleniia na hod pegmatitogo protessa. *Gheol. mest. redkih elementov*, 22, Izd. Nedra, Moskva.
  - Rodionov G. G. (1960) O glubinali obrazovaniia granitnykh pegmatitov. *Gheol. rudnykh mestorodjenii*, Izd. Nauka, Moskva.
- Glebov M. P. (1971) Zakonomernosti raspredeleniia elementov — primesei v mineralakh muscovitovih pegmatitov Gutaro — Biriusinskogo raiona. *Gheohimiia pegmatitov Vostocinoi Sibiri*, Izd. Nauka, Moskva.
- Siriaeva V. A., Smakin B. M. (1969) Zavisimosti sostava granatov muscovitovih pegmatitov ot uslovii mineraloobrazovaniia. *Gheohimiia*, 4, Moskva.
- Goldschmidt W. M. (1954) Geochemistry. Clarendon Press, Oxford.
- Goldsmit R., Laves F. (1954) The microcline-sanidine stability relations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 5, 1, Londra.
- Gorbachev O. V. (1973) Otnoshenie par blizkikh elementov v amfibolitah v sviazi s voprosami ih proishozdeniya. *Dokl. A. N. SSSR*, 208, 2, Moskva.
- Haack U. K. (1969) Spuren element in Biotiten aus Graniten und Gneisen. *Conlr. Mineral. and Petrol.*, 22, 2, Heidelberg.
- Hall A. (1967) The distribution of some major and trace elements in feldspars from the Rosses and Ardara granite complexes, Donegal, Ireland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 5, Londra.
- Heier K. S., Taylor S. R. (1959) Distribution of Li, Na, K, Rb, Ca Pb and Tl in southern Norwegian pre-Cambrian alkali feldspars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 15, 4, Londra.
- Heinrich E. W. (1946) Studies in the mica group : the biotite — phlogopite series. *Am. Journ. Sci.*, 244, Connecticut.
- (1967) Micas of the Brown derby pegmatites Gunnison County, Colorado. *Am. Mineral.*, 52, Washington.
- Hutchison W. W. (1967) Geothermometry from changes in stress birefringence around inclusions in garnet during heating to 900° C. *Canad. Jour. Earth Sci.* 4, Montreal.
- Ianovici V. (1939) Etude minéralogique sur les micas de la région de Voineasa dans les Monts Lotru. *Ann. Sci. Univ. Jassy*, XXV/2, Jassy.
- Ingersoll E. (1955) Methods and problems of geological thermometry. *Econ. Geol. Fiftieth Anniversary Volume*. Urbana (Illinois).

- Jahns R. H. (1955) The study of pegmatites. *Econ. Geol., Fiftieth Anniversary Volume*, Urbana (Illinois).
- Kalinin P. V. (1957) O pegmatitah sliudianskogo raiona v Iujnom Pribaikalic. *Trudi Gheol. Inst. im. S. Ordjonikidze*, 31.
- Kamenetshev I. F. (1958) Ob opredelenii Al-Si uporiadocennosti v kallevam polevom ſpati. *Gheohimiia*, 5, Moskva.
- Kennedy G. C. (1950) Pneumatolysis and the liquid inclusion method of geologic thermometry. *Econ. Geol.* 45, Urbana (Illinois).
- Kocinev A. P., Cermenih V. A., Zagorski V. E. (1971) O proishojdennii i gheohimiceskoi evoliuții pegmatitov Mamskoi sliudonosnoi provinții. *Gheohimiia pegmatitov Vostocinoi Sibiri*, Izd. Nauka, Moskva.
- Korikovski S. P. (1965) Biotiti iz porod zelenoslanțevoi i amfibolitovoи fații metamorfisma. *Dokl. A. N. SSSR*, 160, 1, Moskva.
- Korjinski D. S. (1960) Kislotnosti — ſcelocinosti kak glavnii faktor magmaticskeih pro-țesov. Magmatizm i sviaz s nim poleznih iskopaemih. *Gosgheoltehizdat*, Moskva.
- Kräutner Th. (1930) Studii geologice in Munții Rodnei. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XIII (1924—1925), București.
- (1938) Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpaten). *An. Inst. Geol. Rom.* XIX, București.
- Kräutner H. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 13, 2, București.
- Kräutner Florentina (1970) Formațiunile cristaline din versantul nordic al masivului Rodna. *D. S. Inst. Geol.* LV/1, București.
- Krilova M. D. (1962) K voprosu ob opredelenii temperatur obrazovaniia porod po metodu T. F. Barta. *Gheohimiia*, 6, Moskva.
- Kulikovski V. K. (1968) Mestorojdennia nemetalliceskikh poleznih iskopaemih. Izd. Kievsk. Univ. Kiev.
- Kunitz W. (1929) Die Mischungsreihen in der Turmalingruppe und die genetischen Berich-ungen zwischen Turmalinen und Glinumern. *Chem. Erde*, IV, Jena.
- Lazarenko K. K., Matkovski Q. I., Vinar O. M., Saškina V. P. (1960) Mine-raloghiia viverjenih kompleksiv zahidnoi Volini. Lvov.
- Lazebnik K. A. (1973) Biotit kak indikator uslovii obrazovaniia granitov. Petrologhiia granulitovoи fații Aldanskogo ţita. Izd. Nauka, Moskva.
- Lawes F., Soldatos K. (1963) Die Albit — Mikroklin — Beziehungen in Mikroklinper-thiten und deren genetische Deutung. *Z. Krist.* 118.
- Wishwanathan K. (1967) Relation between the axial angle and triclinicity of feldspars and their significance for definition of „stable“ and „unstable“ states of alkali feldspars. *Schw. Mineral. Petr. Mitt.* 47, 1, Berna.
- (1952) Phase relations of the alkali feldspars, I. Introductory remarks, *J. Geol.* 60, 6, Chicago.
- Lebedev V. I. (1959) Mineralogicheskoe opisanie pegmatitov jili Krivoe ozero. *K mineralogii postmagmaticeskikh professov*. Izd. Leningr. Univ., Leningrad.
- Levasev G. B., Govorov I. N., Golubieva E. D., Grecoșcova A. P., Strijkova A. A. (1973) Molibden v magmaticskeih porodah Primaria. *Gheohimiia*, 3, Moskva.
- Liahowici V. V. (1972) Redkie elementi v porodoobrazuiuscili mineralah granitoidov. Izd. Nedra, Moskva.

- Lovering T. G., Cooper J. R., Drewes H., Conne G. C. (1970) Copper in biotite from igneous rocks in Southern Arizona as an ore indicator. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 700 B, Washington.
- Lupan S., Potop P. (1957) Încercări în pilot de obinere a sărurilor de potasiu din feldspați. *Stud. cerc. și chim.*, V, 3, București.
- Mackenzie W. S. (1952) The effect of temperature on the symmetry of high-temperature soda rich feldspars. *Am. Journ. Sci.*, (Bowen volume), 2, New Haven.
- (1954) The orthoclase microcline inversion. *Mineral. Mag.* 30, London.
- (1957) The crystalline modifications of  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ . *Am. Journ. Sci.* 255, New Haven.
- Makagon V. M. (1971) O temperatură obrazovaniia i poslemagmaticeskogo izmeneniiia sliudonosnih pegmatitov Maniskogo raiona. *Gheohimiia pegmatitov Vostocinoi Sibiri*, Izd. Nauka, Moskva.
- Marfunin A. S., Rikova S. V. (1960) Ob irraționalinom dvoinikovanii kalispatov. *Dokl. A. N. SSSR*, 134, 1, Moskva.
- Meita N. (1930) Cîteva analize și observațiuni asupra pegmatitelor din Munții Lotrului. *D. S. Inst. Geol. Rom. XIV*, București.
- Michiharu K. (1951) Preparation of alumina and boric acid from tourmaline. *Chemical Abstracts*, 45, 7323 d, Washington.
- Milovski A. V. (1964) Hrom, vanadii i nicheli v orto i paraporodah. *Gheohimiia*, 9, Moskva.
- Miyashiro A. (1953) Calcium — poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 173, Londra.
- Mînzăraru - Jude Lidiu (1968) Contribuții la cunoașterea feldspațiilor alcalini din pegmatite. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 13, 2, București.
- Motorina I. V., Bakumenko I. T. (1968) O ghenezis turmalinov v pegmatitah Borșceevocinogo Krajma. Mineraloglicheskaia termometriia i barometriia. Izd. Nauka, Moskva.
- Murariu T. (1975) Cuprul și zincul din biotit ca indicator al concentrațiilor de minereu în rocile seriei de Rebra (Munții Rodna). *D. S. Inst. Geol. LXI/2*, București.
- Barbu Alexandrina (1971) Considerații asupra pegmatitelor din bazinul superior al văii Rebra (Munții Rodna). *D. S. Inst. Geol. LX/1*, București.
- Nandi K. (1967) Garnets as indices of progressive regional metamorphism. *Mineral. Mag.* 36, Calcuta.
- Nikitin V. D. (1957) Particularitățile mineralizației de metale rare din filoanele pegmatitice. *Anal. Rom. Sov. scria Geol.-Geogr.* 4, București.
- Nikonorov A. S., Mihailov I. I. (1964) Temperaturi obrazovaniia pegmatoidnih struktur v sliudonosnih keramiceskikh pegmatitah. *Gheohimiia*, 11, Moskva.
- Oniceanu M., Covâlî Gabriel (1972) Studiul petrochimic al unor roci cristalofiliene din anticinalul Bretila (Carpătii Orientali). *Anal. St. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, Sect. II, Geologie*, XVIII, Iași.
- Parry W. T., Hackowski M. P. (1963) Copper, lead and zinc in biotites from Basin and Range quartz monzonites. *Econ. Geol.* 58, 7, Urbana (Illinois).
- Perciuk L. L. (1968) Ravnovesie biotita s granatom v metamorficeskikh poroda. Eksperimentalinie i teoreticeskie issledovaniia mineralinih ravnovesii. Izd. Nauka, Moskva.
- Pituilea G. (1967) Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales (Région de Pop Ivan — Tulghes). *Rév. Roum. Géol. Géoph. Géogr. seria Géol.* 12.1, București.
- Pomărleanu V. (1965) Diopsidul în sisturile cristaline din Munții Rodnei. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.*, 10, 1, București.



- (1971) Geotermometria și aplicarea ei la unele minerale din România. Ed. Acad. R.S.R. București.
  - Petruș I. (1967) Contribuții asupra genezei mineralizației de sulfuri din valea Rebrei (Munții Rodnei). *Bul. geologic*, 2, București.
  - Movileanu Aurelia (1968) Temperatura de cristalizare a muscovitului din diverse pegmatite. *Rev. minelor*, 10, București.
  - Barbu Alexandrina (1969) Contribuții la studiul ivirilor de diopsid dintre valea Rebrei și valea Cormaia (Munții Rodnei). *Comunic. st. Inst. Ped.*, Iași.
  - Murariu T. (1970) Beitrag zum Studium von Turmalinen aus Pegmatiten der S.R. Rumänien. *Ges. geol. Wiss. B. Miner. Lagerstätten*, 15, 2, Berlin.
  - Murariu T. (1973) Contributions à l'étude des grenats de Roumanie. *Proceedings of the X Congress CBGA, Sect. IV*, Bratislava.
- Popescu-Voitești I. (1931) Încălecările din regiunea Văii Vinului-Ineu (Rodna Veche). *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVIII, București.
- Priatkin A. A. (1964) Ob soliutnoi temperature kristalizacji granitoidov naprimere granitoidov Balšovo Hingana. Voprosi magmatizma i metamorfizma. II. Izd. Leningr. Univ. Leningrad.
- Rabinovich A. V., Badalov S. T. (1971) K gheohimii medi nekotorih intruzivnyh porod Karamazora i Zapadnogo Uzbekistana. *Gheohimiia*, 2, Moskva.
- Rankama M., Sahama T. h. G. (1970) Geochimia. (Traducere din lb. engleză). Ed. tehnică, București.
- Reinhard M., Atanasius I. (1927) Geologische Beobachtungen über die kristallinen Schiefer der Ostkarpaten. *An. Inst. Geol. Rom.* XII, București.
- Riabikov I. D. (1965) Novaia diagrama dlia dvupolevospatogo gheologicheskogo termometra, postroennaia pri pomoći termodinamicheskoi obrabotki eksperimentalnih daniih. *Dokl. A. N. SSSR*, 165, 3, Moskva.
- Ringwood A. E. (1955) The principles governing trace elements distribution during magmatic crystallization. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 7, 3/4, Londra.
- Rodionov G. G. (1964) Klassifikacija pegmatitov i osobennosti protessa pegmatitoobrazovaniia. *Gheol. mest. redkikh elementov*, 22, Izd. Nedra, Moskva.
- Davidenko I. V. (1964) Nekotorie gheohimiceskie osobennosti protessov obrazovaniia pegmatitov raznih formati. *Gheol. mest. redkikh elementov*, 22, Izd. Nedra, Moskva.
- Roering C. (1966) Aspects of the genesis and crystallization sequence of the Karibib pegmatites, south West Africa. *Econ. Geol.* 61, Urbana (Illinois).
- Ronnenson B. M. (1966) Proishojdzenie miaskitov i sviazi s nimi redkometalinigo orudenia. *Gheol. mest. redkikh elementov*, 28, Izd. Nedra, Moskva.
- Rosenfeld I. L., Chase A. B. (1961) Pressure and temperature of crystallization from elastic effects around solid inclusions in minerals. *Am. Journ. Sci.* 259, Connecticut.
- Routhier P. (1963) Les gisements métallifères. I. Paris.
- Savu H., Cecilia Vasiliu, Constanța Udreescu (1967) Variația compozitiei chimice a granaților piralspitici și a biotitelor din zonele metamorfice ale cristalinului Munților Semenic. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 12, 1, București.
- Vasiliu Cecilia (1966) Temperatura de formare a granitului de Săvîrsin (Munții Drocea). *D. S. Inst. Geol.* LII/1, București.
  - Vasiliu Cecilia, Udreescu Constanța (1973) Granitoidele și sisturile cristaline de pe versantul sudic al Munților Parang (Carpații meridionali). *D. S. Inst. Geol.* LIX/1, București.

- Savu I., Movileanu Aurelia (1958) Manganul, cuprul, zincul și plumbul ca elemente minore în șisturile cristaline din Carpații Orientali. *Stud. cerc. șt. chim. Iași*, VII, 2, Iași.
- Babai V. (1959) Contribuții la cunoașterea distribuției Cu, Co, Zn, Pb în unele soluri din regiunea munțoașă Cimpulung-Moldovenesc. *Stud. cerc. șt. chim. Iași*, X, 2, Iași.
  - Botez Cornelia, Nacu Al. (1961) Cuprul, zincul și plumbul ca elemente urmă în rocile din zona flișului marginal din Carpații Orientali. Valea Humorului. *Stud. cerc. șt. chim. Iași*, XII, 1, Iași.
- Semenenko N. P. (1963) Metamorfizm podvijnih zon. Izd. A. N. Ukr. SSR, Kiev.
- Serîh V. I. (1964) K gheohimii nikelia v granitoidah. *Gheohimita*, 9, Moskva.
- Shaw M. D. (1969) Gheohimiia mikroelementov kristalliceskikh porod. Izd. Nedra, Leningrad.
- Simpson D. R. (1962) Graphic granite from the Ramona pegmatite district. *Am. Mineral.* 47, Washington.
- Slivko M. M. (1955) Issledovanie turmalinov nekotorih mestorojdenii SSSR. Izd. Lvovsk. Univ. Lvov.
- (1968) Vklucenija rastvorov v șerlah pegmatitov. *Tezisi dokladov*, III, Moskva.
- Smith I. V. (1961) Experimental and geological evidence for the stability of feldspars. *Curss. y Conf.* 8, Madrid.
- Sokolov Iu. M., Bikova V. S., Manuilova M. I. (1962) Granatî pegmatitovih jil Severo — Baikaliskogo pegmatitogo poiasa. *Zap. Vsesoiuzn. mineral.* 91, 5. Moskva-Leningrad.
- Solodov N. A. (1971) Naucinie osnovi perspektivoi ořenki redkometalinîh pegmatitov. Izd. Nauka, Moskva.
- Stoicovici E., Ghergariu I., Moțiu A. (1957) Contribuții la cunoașterea și valo-rificarea turmalinii. *Bul. Univ. Babeș-Bolyai (Șt. Naturii I)*, Cluj.
- Sutikov P. N. (1966) O zakonomernostyah vnutrennego stroenia pegmatitov Mamskoi sliudonosnoi oblasti. *Miner. Sire*, 14, Izd. Nedra, Moskva.
- Superceanu C. (1957) Minerale rare în pegmatitele granitice din Banat (I). *Rev. Minelor*, 3, București.
- Smaklin B. M. (1971 a) O roli davlenia v gheohimiceskoi spezializatsii granitov i pegmatitov. *Gheohimita*, 12, Moskva.
- (1971 b) Tipohimiceskie osobennosti glavnih mineralov muscovitovih pegmatitov Vostočinoi Sibiri. *Gheohimita pegmatitov Vostocinoi Sibiri*, Izd. Nauka, Moskva.
  - (1973) Soderjanie řelocinii i nekotorih rudnih elementov v mineralah dokembriiskikh pegmatitov Indii v sviazi s nih gheohimiceskoi spezializatsii. *Gheohimita*, 8, Moskva.
  - Kostukova E. S. (1969) Gheohimiia baria i stronția v muscovitorih pegmatitah Vostocinoi Sibiri i Indii. *Gheohimita*, 10, Moskva.
  - Makrigina V. A. (1969) Gheohimiceskie osobennosti muscovitovih pegmatitov i ih kontaktovih oreolov Mamsko-Vitimskaja provinčii. Izd. Nauka, Moskva.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1967) Petrologia magmatică și metamorfică. (Traducere din lb. engleză). Ed. tehnică, București.
- Tvetkov A. I., Valiashina E. P. (1956) Materiali po termiceskomu issledovaniju mineralov. III. Sliudi. Izd. A. N. SSSR, Moskva.
- Usenko I. S., Serbakov I. B., Zait A. P. (1972) Biotiti dokembriia. Izd. Naukova dumka, Kiev.

- V a n d e K a m p P. C. (1969) Origin of Amphibolites in the Beartooth Mountains, Wyoming and Montana : New Data and Interpretation. *Geol. Soc. America Bull.* 80, 6, Washington.
- V a s i l i e v a V. P. (1966) Elementi — primesi v muscovitah Ciuskogo mestorojdeniya. *Gheohimiia*, 1, Moskva.
- V i n o g r a d o v A. P. (1956) Zakonomernosti raspredeleniya himiceskih elementov v zemnoi kore. *Gheohimiia*, 1, Moskva.
- (1957) Gheohimiia redkih i rasseiannih elementov v pocivah. Izd. A. N. SSSR, Moskva.
- V l a s o v K. A. (1952) Texturno — paragheneticeskaia klassifikasiia granitnih pegmatitov. Izv. A. N. SSSR, ser. gheol., 2, Moskva.
- (1961) Prinzipi klassifikasiii granitnih pegmatitov i ih texturnoparagheneticskie tipi. Izv. A. N. SSSR, ser. gheol., 1, Moskva.
- W e i s P. (1953) Fluid inclusions in minerals from zoned pegmatits of the Black Hills, South Dakota. *Am. Mineral.* 38, 7/8, Washington.
- W i n k l e r H. G. F. (1958) Experimentalle gebildete anatektische Schelzon granitischer Zusammensetzung. *Fortschr. Min.* 36, Stuttgart.
- (1965) Petrogenesis of metamorphic rocks. Ed. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- W o n e s D. R. (1963) Physical properties of synthetic biotites on the join phlogopite — anite. *Am. Mineral.* 48, Washington.
- W r i g h t T. H. (1968) X ray and optical study of alkali feldspar : II An X ray method for determining the composition and structural state from measurement of  $2\theta$  values for three reflections. *Am. Mineral.* 53, Washington.
- S t e w a r t D. (1968) X ray and optical study of alkali feldspar : Determination of composition and structural state from refined unit-cell parameters and  $2\theta$ . *Am. Mineral.* 53, Washington.
- Y o u n g R. S. (1957) The geochemistry of cobalt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 13, 1, Londra.
- Z a k r u t k i n V. V., G r i g o r e n k o M. V. (1968) Titan i sceloci v biotitah pri metamorfizme. *Dokl. A. N. SSSR*, 178, 3, Moskva.
- Z a v a r i t k i A. N. (1947) O pegmatitah kak obrazovaniyah, promejuttocinih mejdú izverjennimi gornimi porodami i rudnimi jilami. *Zap. Vses. min.* 1, Moskva-Leningrad.
- Z n a m e n s k i E. B. (1971) K gheohimii titana v intruzivnih protesse granitnogo riada. *Gheohimiia*, 1, Moskva.
- Š m a k i n B. M. (1966) O vajnom istocinike akcessornoi mineralizacii v sliudonosnih pegmatitah. *Dokl. A. N. SSSR*, 169, 5, Moskva.
  - M a k a g o n V. M., M a k a g o n L. D., Š m a k i n B. M. (1971) Titan, Niobii, Tantal, Tirkonii i Gafnii v sliudah muscovitovih pegmatitov. *Gheohimiia pegmatitov Vostochnoi Sibiri*, Izd. Nauka, Moskva.



# L'ÉTUDE MINÉRALOGIQUE, GÉOCHIMIQUE ET STRUCTURALE DES PEGMATITES DES MONTS DE RODNA

(Résumé)

Cette étude met en évidence des aspects minéralogiques, géochimiques, géothermométriques et structuraux des pegmatites du massif cristallin de Rodna, dans le but de contribuer à une meilleure connaissance de ces roches et à une éventuelle possibilité de leur valorisation complexe.

Dans ce sens-là, les recherches en terrain ont eu comme but la localisation des principales occurrences de pegmatites, la détermination des relations pegmatites-roches environnantes, la mise en évidence de certaines corrélations entre la forme, les dimensions et la position, d'une part, et les caractères structuraux des roches autochtones, de l'autre part, de même que la description de la structure interne des corps pegmatitiques.

Les travaux de laboratoire ont cherché à expliquer des aspects plus amples dans la connaissance de ces roches, autant par l'emploi des analyses chimiques (éléments majeurs et éléments mineurs), de même que par l'utilisation des déterminations avec rayons X, des analyses thermiques différencielles, des spectres d'absorption en rayons infra-rouges, etc., méthodes qui sont venues compléter avec beaucoup de succès les observations pétrographiques et minéralogiques. Les conditions de température ayant gouverné la formation des minéraux des pegmatites et des roches métamorphiques de la série de Rebra ont été déterminées avec l'aide des méthodes fondées sur l'étude des inclusions fluides (la méthode de l'homogénéisation et de la décrépitation), ainsi qu'avec certains thermomètres géochimiques : la teneur en Na des feldspath, la teneur en Sc dans la biotite, le système muscovite-paragonite, le système biotite-grenat, etc.

## *Recherches géologiques antérieures*

Le massif cristallin de Rodna, dans son ensemble, a fait l'objet d'étude de nombreux chercheurs, dont les résultats montrent que la connaissance géologique de ces montagnes a mérité pleinement l'attention accordée. C'est pourquoi il n'est pas surprenant que la littérature de spécialité offre un grand nombre de travaux sur le Massif de Rodna. Bien que certains recherches aient interprété d'une façon fondamentalement différente les données existantes, chaque étude représente cependant, à sa manière, un pas essentiel vers l'explication de la réalité.

Les premières recherches géologiques sur ce massif ont eu un caractère informatif, portant sur la constitution pétrographique et minéralogique des schistes cristallins. Les observa-



Institutul Geologic al României

tions de Kräutner (1938) sur les pegmatites l'ont mené à la conclusion que celles-ci représentent le produit des „solutions sélectives” qui ont circulé pendant le métamorphisme régional.

Les années suivantes, les recherches menées sur les pegmatites des Monts de Rodna ont étudié certains aspects minéralogiques, géochimiques et géothermométriques, afin de reconstituer les conditions thermodynamiques et géochimiques de formation de ces roches (Minzăraru-Jude, 1968; Pomărleanu, Murariu, 1970; Pomărleanu, Murariu, 1973; Murariu, Barbu, 1974).

#### A) La répartition des pegmatites dans le cristallin mésométamorphique des Monts de Rodna

Les occurrences de pegmatites du cristallin des Monts de Rodna sont situées sur le flanc sud-sud-ouest du massif, dans les bassins des vallées Rebra, Cormaia et Caselor, placés dans le complexe mésozonal — la série de Rebra — d'après Kräutner (1968). Les pegmatites se trouvent, en majeure partie, dans la région haute, à relief accidenté ; quelques corps pegmatitiques sont ouverts en sections transversales sur les vallées Rebrișoara, Rebra et Scărișoara. Les occurrences les plus importantes apparaissent sur les vallées Rebra et Scărișoara, dans le secteur Făget, etc. (pl. I).

#### B) L'étude pétrochimique des schistes cristallins de la zone des corps pegmatitiques

Les formations cristallines des bassins des vallées Rebra, Cormaia et Caselor, où sont localisées les occurrences de pegmatites connues, se rattachent à la série de Rebra et sont spécifiques au faciès métamorphique des amphibolites à almandin (Kräutner, 1968).

##### *Les micaschistes*

Ceux-ci comprennent les roches avec la plus large répartition et avec une composition minéralogique et chimique variée. La participation quantitative dans des limites larges — des minéraux composants permet la séparation des types suivants : micaschistes à grenat, micaschistes à biotite et grenat, micaschistes à muscovite, micaschistes à muscovite et biotite, micaschistes à muscovite et grenat, micaschistes quartzeux.

La caractérisation géochimique des micaschistes dans lesquels sont situées les pegmatites a été faite à partir de 10 analyses chimiques totales (tab. 1). Les données analytiques obtenues montrent que les valeurs des teneurs en oxydes oscillent largement, ce qui justifie les variétés pétrographiques séparées au microscope. La projection des paramètres „al”, „alk”, „c + fm” dans les sections I, III (fig. 2) et IV du tétraèdre de concentration de Niggli rangent les micaschistes de la série de Rebra dans le champ des sédiments argileux.

##### *Les paragneiss*

Les variétés les plus rencontrées et associées fréquemment aux pegmatites sont les paragneiss à biotite. Sporadiquement apparaissent aussi des paragneiss à muscovite et biotite. Les analyses chimiques de ces types de paragneiss (tab. 3) ont mis en évidence des valeurs élevées en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , aspect qui est un indice plaident pour l'origine pélitique des roches dont ils sont provenus. La présence (en quantités plus grandes) de la biotite provoque l'augmentation de la teneur en Mg, Fe et Ti dans les paragneiss à biotite.



### *Les amphibolites*

Elles constituent des intercalations dans la masse des micaschistes et des paragneiss' dont elles diffèrent par massivité, couleur foncée et composition minéralogique spécifique. Au microscope on a séparé plusieurs variétés : amphibolites et schistes amphiboliques à grenats, à épidoite, à biotite, à calcite.

La caractérisation géochimique des amphibolites de la série de Rebra résulte des analyses chimiques des éléments majeurs et mineurs. Les données du tableau 4 montrent que les amphibolites étudiées sont caractérisées par une teneur pour la plupart constante en silice, par des valeurs élevées des oxydes de fer, calcium et magnésium ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{CaO} > \text{MgO}$ ), ainsi que par la dominance du fer bivalent sur le fer trivalent et du sodium sur le potassium (fig. 5).

Dans les diagrammes ternaires de Niggli (fig. 7) les amphibolites analysées se rangent dans le champ éruptif, et les paramètres Semenenko (tab. 6) placent les échantillons dans le diagramme  $A : C : (FM)$ , dans le groupe des roches alcalino-terreuses-alumineuses (fig. 11).

L'étude pétrochimique montre que les amphibolites analysées proviennent de la métamorphose des roches magmatiques basiques, elles étant donc des orthoamphibolites. Afin de renforcer cette constatation, on prend en considération également les résultats des analyses de Co, Ni, Cr, V, qui sont en quantité beaucoup plus grande dans les orthoamphibolites par rapport aux para-amphibolites (Milovski, 1964 ; Shaw, 1968). Dans ce sens, les teneurs moyennes en Co, Ni, Cr et V (tab. 8) sont rapprochées des moyennes présentées par Shaw (1968) pour les orthoamphibolites.

Des arguments à la faveur de l'origine magmatogène des amphibolites de la zone des corps pegmatitiques résultent aussi de la grandeur du rapport  $\text{Fe} : \text{V}$ , qui plus grand que la valeur présentée par Gorbatchev (1973) pour les para-amphibolites (tab. 9), ainsi que des valeurs correspondantes pour „ $i + 10 mg$ ” qui sont caractéristiques des roches magmatogènes basiques (tab. 5).

Afin d'avoir une image plus complète sur le chimisme des amphibolites on a calculé les formules de la cellule standard (la méthode Barth), qui étayent et précisent les conclusions formulées à partir des résultats des analyses chimiques.

Il faut mentionner, comme une observation à caractère général sur les amphibolites de la série de Rebra, la faible différenciation de ces roches, mise en évidence par les paramètres calculés (tab. 5, 6) et les diagrammes rédigés (fig. 8, 9, 10, 11, 12).

### C) La distribution des éléments mineurs dans les schistes cristallins de la zone des corps pegmatitiques

Pour la caractérisation géochimique des schistes cristallins de la zone des corps pegmatitiques, on a déterminé sur voie chimique les teneurs des suivants éléments mineurs aussi : Mn, Cu, Zn, Pb, Co, Ni et Mo.

*Le manganèse.* La teneur la plus élevée en Mn apparaît en amphibolites, et les valeurs réduites caractérisent les micaschistes à muscovite et les micaschistes quartzeux. Les données présentées dans le tableau 11 nous laissent remarquer la parfaite concordance de la teneur en Mn des amphibolites de la série de Rebra avec la valeur moyenne présentée par Van de Kamp (1969) pour les amphibolites de Beartooth.

L'histogramme commun pour la teneur en Mn dans les schistes cristallins de la zone des corps pegmatitiques présente plusieurs maxima, montrant ainsi que chaque catégorie de roches possède une distribution en propre de cet élément (fig. 15).



*Le cuivre, le plomb et le zinc.* La présence dans les roches de la série de Rebra des concentrations de pyrite et de sulfures polymétalliques est la cause des teneurs élevées en Cu, Pb et Zn. Les données analytiques montrent l'enrichissement des amphibolites en Cu et Zn, ainsi que la présence des valeurs plus élevées en Pb dans les micaschistes et les paragneiss. Dans le diagramme Cu : Pb : Zn on observe la variation plus grande le long du côté Cu-Zn des amphibolites et des micaschistes, ce qui indique une grande mobilité de ces deux éléments (fig. 18).

*Le cobalte et le nickel.* Pour mettre en évidence la différence de concentration en Co et en Ni dans les schistes cristallins de la zone des corps pegmatitiques, on a dressé le diagramme de la figure 19, qui montre une variation moins large de la teneur en Co et en Ni dans les amphibolites, par rapport aux micaschistes et aux paragneiss. On a obtenu ainsi deux champs différents, qui ne s'entrepénètrent pas et qui montrent une distribution spécifique des amphibolites et une autre pour les micaschistes et les paragneiss.

*Le molibdène.* A quelques exceptions près, la teneur en Mo des schistes cristallins de la zone des corps pegmatitiques s'accroît à la fois que l'augmentation de la valeur de la silice, des alcalis et avec la diminution de la somme des oxydes de calcium et de magnésium. Un comportement géochimique remarquable apparaît dans les amphibolites, où on a mis en évidence une corrélation positive entre la teneur élevée en Ti et des valeurs de Mo correspondantes (fig. 20).

### La minéralogie des pegmatites

Les pegmatites de la série de Rebra sont constituées de : quartz, feldspaths potassiques, plagioclases acides, muscovite, biotite, tourmaline, grenats et apatite. Comme minéraux secondaires apparaissent : la chlorite, l'illite, la kaolinite, la zoïsite, la pyrite, la hématite, l'uranite.

La composition minéralogique varie selon la structure zonale des corps pegmatitiques, étant plus complexe vers les zones de contact avec les micaschistes et plus simple, jusqu'à monominérale, dans la partie centrale des corps pegmatitiques.

#### A) Le quartz

Le quartz est le composant principal qui s'associe avec tous les minéraux des pegmatites, sans égard à leur type.

Selon le mode d'association avec les autres minéraux, on a distingué plusieurs générations de quartz : le quartz qui participe à côté des feldspaths à la formation des structures graphiques (pl. IV, fig. 1) et du complexe quartz-muscovitique, le quartz bloc des zones intermédiaires et le noyau pegmatitiques, le quartz déposé sur des fractures, de même que celui de nature métasomatique, quartz cristallisé en cavités miarolithiques (pl. III, fig. 1).

#### B) Les feldspaths

A la constitution des pegmatites du masiff cristallin de Rodna, sans égard à leur type, les feldspaths participent dans un pourcentage élevé. Ils sont représentés par des feldspaths potassiques et plagioclases acides.

*Les feldspaths potassiques.* L'orthose et la microcline apparaissent sous des formes distinctes ou avec des transitions progressives. L'orthose est subordonnée à la microcline, présente un habitus prismatique et a été soumise à des processus avancés d'albitisation. La terme de tem-



pérature basse, la microcline, c'est le feldspath prédominant. Il se présente en cristaux hypidiomorphes, largement développés, avec des dimensions variées, jusqu'à l'aspect de bloc (pl. III, fig. 2). La microcline, avec la maculation caractéristique d'après la loi albite-péricline, est le mieux développée dans les zones intermédiaires des corps pegmatitiques (pl. III, fig. 3).

**C o n s i d é r a t i o n s s u r l e s r e l a t i o n s d ' o r d r e e t d e d é s o r d r e d a n s l e s f e l d s p a t h s p o t a s s i q u e s.** Les données présentées dans le tableau 16 montrent que la grandeur de la triclinicité, à savoir le degré d'ordre — désordre de la microcline des pegmatites de la série de Rebra, déterminée par la relation :  $\Delta = 12,5 (d_{(131)} - d_{(1\bar{3}1)})$ , oscille entre 0,962 et 1,000. Ces valeurs sont en parfaite concordance avec les résultats présentés par Marfunin et Rikova (1960) pour la microcline des pegmatites de la Karélie du Nord et de Dávidová (1970) pour la microcline-perlite des pegmatites des Petites Carpates.

D'après la grandeur de l'angle ( $-$ ) 2V (Minzăraru, 1968), les feldspaths alcalins des pegmatites du Massif de Rodna appartiennent aux formes structurales ordonnées dans les séries de basse température : orthose-albite de basse température et microcline-albite de basse température. La concentration des valeurs ( $-$ ) 2 V dans l'intervalle 84—88° (fig. 23) souligne la prédominance de la microcline avec le plus haut degré de groupement. En même temps, la projection de ces valeurs sur la ligne de stabilité de la microcline, dans le diagramme de Laves et Wishnathhan (1967) confirme et à la fois étaye l'existence des valeurs élevées de la triclinicité caractéristiques des feldspaths potassiques du type de microcline maximum (fig. 24).

Les valeurs élevées de la triclinicité, acquises par l'application de plusieurs méthodes, mettent en évidence le fait que les pegmatites du massif cristallin de Rodna ont eu un régime de refroidissement lent, qui a permis le parfait rangement, dans la microcline, des ions d'aluminium et de silicium, dans les positions de coordination tétraédrique.

**L e c h i m i s m e d e s f e l d s p a t h s p o t a s s i q u e s.** Le trait caractéristique des feldspaths potassiques est la valeur élevée de la somme des oxydes alcalins, de même que la teneur réduite en fer (tab. 18).

Les données analytiques ont servi au calcul des formules cristallochimiques et à la composition normative des feldspaths potassiques (tab. 20). La teneur en or atteint 83,8 %, et la variation du composant albitique (13,1—43,9 % Ab) vient se corrérer avec les observations microscopiques et les déterminations à rayons X, qui ont mis en évidence la présence de l'albite d'exsolution et de substitution dans la masse de la microcline.

Dans le tableau 21 est présentée la composition normative des feldspaths potassiques de quelques pegmatites de Roumanie.

**L e s f e l d s p a t h s p l a g i o c l a s e s.** La composition chimique (tab. 22) et celle normative (tab. 23) des feldspaths plagioclases montrent que dans les pegmatites du Massif de Rodna ceux-ci ont un caractère acide et sont représentés par les termes de la série isomorphe albite-oligoclase. Les données analytiques mettent en évidence des teneurs plus élevées de silice et moindres d'alumine en albite, par rapport à celles de l'oligoclase. Toutes les plagioclases étudiées ont caractéristique la présence, en quantités réduites, du fer et du manganèse. La valeur de la somme des oxydes alcalins est moindre que dans le cas des feldspaths potassiques et varie entre 9,30 et 11,36 %  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ .

Les formules cristallochimiques montrent que les feldspaths plagioclases sont caractérisés par un petit excès en aluminium.

La variation de la composition des feldspaths plagioclases des pegmatites du Massif de Rodna, par rapport à certains échantillons sélectionnés d'autres champs pegmatitiques de Roumanie est présentée dans le diagramme de la figure 26.

Dans le diagramme *Or : Ab : An* (fig. 27) la plupart des feldspaths analysés se placent dans le domaine mono-feldspathique.

Les spectres I.R. (fig. 28) confirment l'existence de la microcline à haut degré de triclinicité et des plagioclases acides (albite, oligoclase) dans les pegmatites du Massif de Rodna.

### C) *La muscovite*

Elle est présente sous forme de cristaux largement développés (pl. VI., fig. 2) et des lames fines dans la masse d'autres minéraux, tels que : feldspaths, tourmaline, grenats. Elle est incolore, parfois à teintes verdâtres, et participent fréquemment à la formation des structures pegmatoïdes et du complexe quartz-muscovitique (fig. 29).

Dans les pegmatites de la série de Rebra, la quantité et la qualité de la muscovite varient d'une occurrence pegmatitique à l'autre, ainsi que d'après la structure interne des corps pegmatitiques. La muscovite de qualité supérieure se développe souvent au contact entre le noyau quartzé et les blocs de feldspaths de la zone intermédiaire des corps pegmatitiques.

La muscovite largement cristallisée constitue le résultat de la substitution et de la hydrolyse des feldspaths :



et la silice délivrée est fixée sous forme de quartz dans le soi-disant complexe quartz-muscovitique.

Dans la muscovite des pegmatites de la série de Rebra a été déterminée une teneur rapprochée de silice, de même que des valeurs élevées en aluminium. La présence des éléments tels que Fe, Mg, Mn est le résultat de la substitution de l'Al dans les positions octaédriques, et la valeur Ca ne provoque aucune déviation de la structure normale de la muscovite. La teneur en sodium est en général constante et vient en corrélation avec les données expérimentales présentées par E ug s t e r et Y o d e r (1955), d'après lesquelles la limite de la solubilité de la paragonite dans la muscovite est égale avec 24 mol %, ce qui correspond à un pourcentage de 2 % Na<sub>2</sub>O.

La variation des oxydes dans la muscovite des pegmatites de la série de Rebra est représentée graphiquement dans la figure 36. La rédaction des diagrammes avec la variation de la silice, de l'alumine, des oxydes de fer, calcium et magnésium, de même que celle des oxydes des éléments alcalins met en évidence et confirme la ressemblance de composition de la muscovite sélectionnée des 7 occurrences pegmatitiques (tab. 25).

Dans la composition de la muscovite des micaschistes de la série de Rebra, par rapport à la muscovite des pegmatites on remarque une augmentation de la teneur en silice, titan, fer, magnésium, calcium et la diminution accusée de la valeur de l'oxyde d'aluminium (tab. 27).

L'examen des formules cristallochimiques (tab. 29,31) permet la constatation de la double position de l'aluminium (Al<sub>IV</sub>, Al<sub>VI</sub>), ainsi qu'une participation plus large des éléments alcalins de la position X dans la muscovite des pegmatites. La composition normative de la muscovite des pegmatites montre des teneurs réduites en ferrimuscovite, ferrophengite, picrophengite ainsi qu'une valeur élevée du composant „muscovite”. Des résultats similaires ont été obtenus pour la muscovite d'autres champs pegmatitiques de Roumanie aussi (tab. 30). Dans la muscovite des micaschistes dans lesquels sont localisées les pegmatites on a mis en évidence la participation plus large de : ferrimuscovite, picrophengite, ferrophengite et la diminution du composant „muscovite” (tab. 31). La variation de la composition normative de la muscovite des pegmatites et des micaschistes de la série de Rebra est donnée



dans les diagrammes d'addition des composants des figures 42, 43, de même que dans le diagramme triangulaire de la figure 45.

La muscovite des pegmatites et des micaschistes de la série de Rebra a été étudiée par voie thermique également par absorption en rayons infra-rouges. Ainsi, les courbes thermiques différencielles de la muscovite des pegmatites présentent un effet endothermique plus caractéristique à des températures comprises entre 882°C et 885°C, lorsqu'on suppose qu'a lieu l'élimination des groupes oxydriliques coincés entre les couches tétraédriques et octaédriques (fig. 35 a). Dans le cas de la muscovite séparée des micaschistes environnant les pegmatites, les effets apparaissent à des températures variant entre 860° et 881°C (fig. 35 b). Cette transformation n'a pas un caractère de changement structural ; il s'agit d'une modification dans l'enthalpie du système.

Dans le domaine 400—1800 cm<sup>-1</sup>, les bandes d'absorption caractéristiques de la muscovite sont celles de 535 cm<sup>-1</sup> et de 930 cm<sup>-1</sup> (fig. 46). La première est attribuée aux variations de valence Si-O-Al<sup>VI</sup>, et la deuxième correspond à la liaison (relation) Al-OH.

#### D) La biotite

Elle est subordonnée à la muscovite et apparaît souvent dans les zones bordières des corps pegmatitiques, où elle s'associe à la tourmaline, au quartz, aux grenats et aux feldspaths. Dans les zones internes des corps pegmatitiques, la biotite a subi un processus de muscovitisation. Elle est de couleur noire-brune et présente un clivage parfait. Parfois, les arêtes des cristaux sont remplacées par la chlorite. La chloritisation est avancée dans la biotite de la zone de contact des pegmatites avec les roches métamorphiques.

L'aspect chimique principal reflété par la composition de la biotite des pegmatites de la série de Rebra c'est la teneur élevée en FeO (17,74—19,86 %) et MgO (5,83—6,75 %). Les résultats acquis pour Ti se rapprochent des valeurs caractéristiques de la biotite dans des pegmatites métamorphiques (Znamski et al., 1971), et la teneur plus élevée en Ca est mise sur le compte de la calcite, qui s'insinue sur les plans de clivage du mica.

Les valeurs des oxydes dans la biotite des micaschistes qui logent les pegmatites (tab. 36) se rangent, à quelques exceptions-près, dans les limites obtenues par Lazebník (1973) pour la teneur des oxydes dans la biotite des roches appartenant au faciès amphibolitique.

La représentation graphique de la composition chimique de la biotite des pegmatites et des micaschistes de la série de Rebra se trouve dans la figure 52. L'examen comparatif de ces représentations graphiques met en évidence une variation dans des limites plus larges du SiO<sub>2</sub>, FeO, MgO, CaO et K<sub>2</sub>O dans la biotite des micaschistes par rapport à la biotite des pegmatites. On peut remarquer aussi un domaine plus large de l'oscillation Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans la biotite des pegmatites.

Dans les diagrammes de Heinrich (1946), la biotite des pegmatites occupe la zone résultée de l'intersection du champ granitique avec le champ pegmatistique (fig. 49), et la biotite des micaschistes se place dans le champ caractéristique des biotites des roches métamorphiques (fig. 51). Dans la série des micas trioctaédriques (Foster, 1960), la biotite des pegmatites occupe une position rapprochée du champ des sidérophyllites et des lépidomélanes, et les échantillons séparés des micaschistes se rangent dans le groupe des biotites ferrifères (fig. 50).

En vue d'une caractérisation plus complète de la biotite des pegmatites et des micaschistes de la série de Rebra on a calculé les coefficients suivants : la ferricité générale ( $F$ ), la magnésialité ( $M$ ), l'alcalinité ( $E$ ), le coefficient de concentration en Ti ( $t$ ), le coefficient d'oxydation du fer ( $f_0$ ), le degré de substitution du Si<sup>4+</sup> par Al<sup>3+</sup> dans les positions tétraédriques ( $\alpha_{st}$ ) et le pourcentage des atomes d'aluminium dans la coordination sixième ( $\alpha_{V_I}$ ).



*La ferricité.* Des valeurs acquises, une ferricité plus élevée est indiquée par la biotite des zones bordières des corps pegmatitiques. Il est à remarquer que, par muscovitisation, la ferricité de la biotite diminue.

La ferricité de la biotite des pegmatites et des micaschistes de la série de Rebra présente des valeurs caractéristiques pour la biotite des roches appartenant au faciès amphibolitique (Zakrutkin, Grigorenko, 1968; Zebnik, 1973).

*La magnésialité.* Dans la biotite des pegmatites, la magnésialité se comporte d'une façon inverse par rapport à la ferricité : la biotite avec la moindre ferricité montre la magnésialité la plus élevée.

Le degré de substitution du  $\text{Si}^{4+}$  par  $\text{Al}^{3+}$  dans les positions tétraédriques ( $a_{st}$ ). Les valeurs obtenues sont en accord avec les données présentées par Korkovski (1965) pour les biotites du faciès amphibolitique, dans lesquelles  $a_{st}$  oscille entre 26 et 37.

Le pourcentage des atomes d'aluminium dans la sixième coordination se rapproche des valeurs caractéristiques istonite-sidérophyllite.

Quelques relations des coefficients mentionnés sont présentées dans les diagrammes des figures 57 et 58.

*Considérations sur le titane de la biotite.* A partir des données de la littérature (Miyashiro, 1953; Savu et al., 1967; Zakrutkin, Grigorenko, 1968; Buzilakov, 1969, etc.) on a examiné la relation d'après laquelle la teneur en Ti dans la biotite augmente en même temps que le degré de métamorphisme, de même que la concentration en Ti dans les minéraux avec le rapport Fe : Mg réduit. Dans ce sens-là, on met en évidence le fait que la grandeur Ti magnitude des formules structurales des biotites (0,06–0,12) correspond aux valeurs présentées par Zakrutkin et Grigorenko (1968), pour la biotite des roches du faciès des amphibolites à almandin (0,015–0,19). Dans le cas de la paire biotite-grenat des micaschistes de la série de Rebra la concentration en Ti a lieu en biotite, où le rapport Fe : Mg est beaucoup moindre que dans les grenats (tab. 42). Le traitement des données analytiques a permis également la constatation de l'absence d'une corrélation directe, de liaison, entre la teneur en Ti de la biotite et des micaschistes dont elle a été séparée.

*Le rôle des alcalis dans le processus de la stabilité de la biotite.* La variation du sodium en biotite pendant le métamorphisme donne des indications, en fonction de la teneur moyenne. Dans ce sens, la valeur Na de la formule cristallochimique diminue à la fois que l'intensité du métamorphisme augmente. Par rapport au rôle du sodium, le potassium présente une croissance visible avec l'augmentation du degré de métamorphisme, atteignant la valeur maximale dans la biotite du faciès granulitique. Les limites de variation du K de la formule cristallochimique de la biotite des micaschistes de la série de Rebra sont : 0,67–0,83 et se rangent entre les valeurs caractérisant la biotite du faciès amphibolitique (0,625–0,925).

Quant au comportement du sodium et du potassium de la biotite au cours du métamorphisme, on a constaté aussi que dans la biotite du faciès amphibolitique la position X de la formule cristallochimique n'est pas entièrement occupée, tandis que dans les conditions du faciès granulitique, la plupart des biotites ont K en quantités proches de celles théoriques (K = 1).

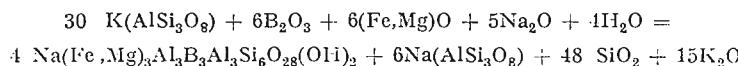
#### E) La tourmaline

Dans le champ pegmatitique du Massif de Rodna, la tourmaline apparaît fréquemment dans la zone de contact des pegmatites avec les micaschistes (pl. VII, fig. 1, 2) et sporadiquement



à l'intérieur des corps pegmatitiques, où elle atteint cependant des longueurs d'environ 25 cm et d'épaisseurs de 6–8 cm (pl. VI, fig. 1). Avec des dimensions millimétriques, jusqu'à centimétriques (2–3 cm de longueur), la tourmaline est rencontrée aussi dans les micaschistes avoisinants, où elles forme une „aurore tourmalinisée” (fig. 60).

En sections minces, la tourmaline présente un pléochroïsme accusé, depuis jaune-brun à vert foncé, une biréfringence élevée et de couleurs vives d'interférences. En sections transversales, chez certains cristaux de tourmaline, on a constaté une distribution zonale de l'intensité de la couleur, depuis vert intense dans les parties bordières jusqu'à bleu, vers la partie centrale (pl. VII, fig. 2). La variation de l'intensité de couleur d'une zone à l'autre dans un cristal de tourmaline montre que dans le processus de cristallisation de la tourmaline, à la fois avec cette variation, il a été possible que, autant la composition du milieu de formation, que les conditions de température et de pression de cristallisation de la tourmaline soient modifiées aussi (P o m âr le a n u, M u r a r i u, 1970). Quelquefois, les cristaux de tourmaline de la zone bordière des corps pegmatitiques se disposent en fil (pl. VII, fig. 1) et présentent des déformations depuis lamellaires à rupturales (pl. VII, fig. 2). Ces dénaturations de la forme des cristaux, dénommées par N i k i t i n (1957) „formes de croissance forcée”, plaident pour la voie métasomatique de formation de la tourmaline dans les roches entièrement solidifiées, sous l'influence des émanations magmatiques borifères. Dans ce sens, il est à mentionner la possibilité de la formation de la schörlite, par la substitution métasomatique des feldspaths, le processus étant accompagné par l'albitisation, ainsi que par de grandes quantités de silice, qui constituent la cause de la fréquente association de la tourmaline avec le quartz :



Dans la zone bordière des corps pegmatitiques, les cristaux de tourmaline sont souvent associés à la biotite. Ils se sont formés par la transformation de la biotite, sous l'influence des solutions résiduelles riches en bor sur la biotite.

Les recherches en terrain ont montré que la tourmaline peut apparaître à des distances plus ou moins petites des corps pegmatitiques, en micaschistes. Cette chose montre que la dispersion régionale de la tourmaline dans les schistes cristallins du voisinage des pegmatites, attribuée à l'action des émanations magmatiques borifères sur la biotite, présente un intérêt pratique, à côté d'autres méthodes, dans la prospection des pegmatites à tourmaline noire.

*Observations cristallographiques.* Les formes de cristaux les plus communes, rencontrées fréquemment dans la zone de contact des pegmatites avec les micaschistes, en association avec la biotite, présentent un habitus long prismatique, soit avec le développement des facettes de prisme hexagonal  $\alpha$  (1120) et subordonné à celles de prisme trigonal  $\alpha$  (0110) et vice-versa. Dans le premier cas la section transversale est hexagonale, et dans le deuxième, elle a la forme d'un triangle. Les cristaux en prisme longue possèdent encore les facettes  $r$  (1011) et  $o$  (0221) (fig. 61).

Les cristaux de grande taille (environ 25 cm de longueur et 6–8 cm d'épaisseur) sont rencontrés dans les zones intermédiaires à structure pegmatoïde et en blocs.

*Données géochimiques.* Les composants qui caractérisent la tourmaline des pegmatites du Massif de Rodna sont : Al, B, Fe, Mg (tab. 43). Le domaine de variation de l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  est déterminé en majeure partie par la présence de la muscovite dans l'association, et la teneur en  $\text{B}_2\text{O}_3$  varie selon la position de la tourmaline dans le cadre de la structure interne des corps pegmatitiques (fig. 62). En général, la teneur en fer de la tourmaline est constante ; certaines exceptions sont



liées à l'apparition — dans l'association — de la biotite (fig. 63). La teneur en Mg est plus élevée dans la tourmaline de la zone bordière, par rapport à la tourmaline de la zone intermédiaire. Par rapport à d'autres composants de la tourmaline, le comportement du Mg est différent de celui du B, mais en corrélation avec la distribution du  $\text{Fe}^{2+}$  (fig. 64).

Les données géochimiques concernant la teneur élevée en Fe et B, ainsi que la couleur noire de la tourmaline indiquent la présence dans les pegmatites du Massif de Rodna de la variété ferrugineuse — la schörlite. La variation de la teneur en Mg met en évidence le fait que entre les tourmalines ferrugineuses (schörlite) et celles magnésiennes (dravite) il y a des termes de transition.

#### F) *Les grenats*

Leur couleur est rose-brune et ils sont rencontrés dans la zone bordière et intermédiaire des corps pegmatitiques, en association avec le quartz, la muscovite, les feldspaths et parfois avec la tourmaline et la biotite. La taille des cristaux de grenats varie dans des limites assez larges, autant d'une occurrence à l'autre, qu'aussi d'après la position qu'ils occupent dans la structure interne des corps pegmatitiques. Les grenats de la taille la plus grande ont été rencontrés dans les zones intermédiaires, où ils arrivent jusqu'à 3—4 cm de diamètre (pl. IX, fig. 1). En sections minces ils sont incolores et à relief accusé ; ils contiennent fréquemment des inclusions de quartz, apatite et muscovite (pl. VIII, fig. 3). Par suite de l'altération, le grenat almandin-spessartinique met en liberté des oxydes de manganèse distribués sous forme de taches noirâtres (pl. VIII, fig. 4).

Du point de vue morphologique, les grenats des pegmatites du Massif de Rodna sont caractérisés par des formes simples de dodécaèdre romboïdal (110). Parfois, on rencontre également des combinaisons de (110) et (211) (fig. 65).

Les grenats des roches métamorphiques de la zone des corps pegmatitiques s'associent avec de la : biotite, muscovite, quartz et feldspaths en micaschistes ou avec de la : hornblende, biotite, feldspath et quartz dans les schistes amphiboliques (pl. IX, fig. 3, 4).

#### Données géochimiques

**L e s g r e n a t s d e s p e g m a t i t e s .** La composition chimique des grenats des pegmatites du Massif de Rodna sont caractérisées par une teneur presque identique de  $\text{SiO}_2$ , par des valeurs élevées de Fe, Mn et réduites de Ti et Mg (tab. 46). Ce qui est caractéristique pour la distribution du Mn dans les grenats des corps pegmatitiques à structure interne c'est l'augmentation de la teneur en Mn depuis les grenats de la zone bordière vers les grenats de la zone intermédiaire (fig. 71). Cet aspect confirme les recherches de Vlasov (1961) d'après lequel, les grenats, au cours de l'évolution du processus pegmatitique, subissent un changement de composition chimique, c'est-à-dire que leur contenu en molécules de spessartine augmente. La teneur moyenne en CaO des grenats des pegmatites du Massif de Rodna s'approche de la valeur présentée par Makagon (1971) pour les grenats des pegmatites métamorphiques du district Mamsk.

Les formules cristallochimiques (tab. 47) ainsi que la composition normative (tab. 48) montrent que les grenats des pegmatites du Massif de Rodna se rangent dans la série izomorphe des pyralspites. La solution solide dont sont formés les grenats pyralspitiques des pegmatites étudiées met en évidence le fait que l'almandin et la spessartine sont les composants principaux. On constate aussi que dans les échantillons analysés la grossulaire est quelquefois absente, aspect rencontré également dans les grenats des autres champs pegmatitiques de Roumanie



(Monts Preluca, Monts Apuseni) et de l'étranger : Volinia (Lazarenko et al., 1960), Petites Carpates (Dávidová, 1968) (tab. 48, 49).

Les données sur les composants normatifs des grenats des pegmatites du Massif de Rodna sont présentées dans des diagrammes d'addition caractéristique pour chaque occurrence pegmatitique étudiée (fig. 66). Sur le diagramme de la figure 68 on observe que les termes des grenats de certains champs pegmatitiques de Roumanie sont distribués, ainsi que les composants des grenats des pegmatites de Volinia, au voisinage du côté almandin + pyrope - spessartine.

Dans le diagramme de la composition des grenats de la série pyralspitique (Sokолов et al., 1962) les trois composants : spessartine, almandin et pyrope font que la plupart des échantillons soient projetés dans le champ des grenats des pegmatites avec mica.

Les grenats des roches métamorphiques. Le chimisme des grenats des roches métamorphiques environnantes diffère du chimisme des grenats des pegmatites. Ainsi, la teneur en Ti et Mg est plus élevée que dans les grenats des pegmatites, tandis que la valeur de l'oxyde de manganèse est beaucoup plus réduite (tab. 50). Quelques différences de chimisme sont observables aussi dans les roches métamorphiques, dont on a séparé les grenats. Ainsi, les grenats des amphibolites contiennent plus de Ti, Mn et Ca que les grenats des micaschistes (tab. 51). Le chimisme des grenats des gneiss ressemble à celui des grenats des micaschistes.

La composition normative (tab. 52) et les formules cristallochimiques (tab. 54) des grenats des roches métamorphiques de la série de Rebra montrent qu'ils font partie de la série izomorphe des pyralspites. La composition de la solution solide des grenats pyralspites met en évidence le fait que l'almandin est le composant principal et qu'il varie entre 55,45 et 67,44%. La teneur plus élevée de grossulaire et d'andradite est caractéristique pour les grenats des roches riches en calcium (amphibolites à 8,61 - 13,54% CaO), tandis que dans les micaschistes à biotite on remarque la participation, en proportion plus élevée, de la pyrope. Dans le grenat du gneiss, l'andradite prédomine sur la grossulaire, la pyrope et la spessartine.

L'examen comparatif des diagrammes d'addition des composants normatifs des grenats logés dans des pegmatites et les roches métamorphiques de la série de Rebra laisse voir que dans les grenats des pegmatites l'almandin et la spessartine sont prédominantes, tandis que dans les grenats des roches métamorphiques l'almandin est en équilibre avec des quantités — en général de grandeur semblable — de grossulaire (15%), pyrope (11%), andradite (10,8%).

Dans le diagramme de la composition des grenats de la série pyralspitique (Sokолов et al., 1962), les grenats des roches métamorphiques de la série de Rebra se placent dans le champ caractéristique du faciès amphibolitique (fig. 69). Les grenats des micaschistes dans lesquels sont situées des pegmatites sont projetés dans le diagramme de Velikoslavinski (1965) dans la partie centrale du champ correspondant au faciès des amphibolites à almandin (fig. 81).

Dans le diagramme de Nandi (1967), qui exprime la diminution systématique dans les grenats du rapport  $\text{CaO} + \text{MnO}/\text{FeO} + \text{MgO}$  en même temps que l'augmentation du degré de métamorphisme, les grenats des micaschistes de la série de Rebra se placent dans la zone à cyanite et dans la zone à sillimanite (fig. 82).

#### G) L'apatite

Elle se présente sous forme de cristaux prismatiques moulés dans une matrice de quartz ou apparaît en association avec la microcline dans les zones intermédiaires des corps pegmatitiques. Sous forme d'inclusions en feldspaths et grenats (pl. X, fig. 2) elle a été rencontrée en plusieurs occurrences.



### II) *La pyrite*

Elle est associée au quartz miarolitique, sous forme de cristaux cubiques. Elle contient 350 ppm Co et 275 ppm Ni.

L'étude minéralogique et géochimique des minéraux des pegmatites du Massif de Rodna met en évidence le fait que la microcline, les plagioclases acides, la muscovite, la biotite, la tourmaline et les grenats sont ceux qui déterminent la présence des éléments principaux des pegmatites : Si, Al, K, Na, Fe, Mg, Mn, Ca, O, H, B, qui constituent environ 98 % du volume des corps pegmatitiques.

L'examen des diagrammes avec la distribution géochimique des éléments majeurs dans les minéraux des pegmatites du Massif de Rodna (fig. 84) montre : (1) des teneurs élevées en silice dans les feldspaths et des valeurs moindres, mais en majeure partie constantes, en biotite, tourmaline et grenats ; (2) la participation remarquable de l'Al en muscovite, tourmaline et des teneurs pareilles en feldspaths, biotite et grenats ; (3) la prédominance du  $\text{Fe}^{2+}$  sur le  $\text{Fe}^{3+}$  en biotite, tourmaline, grenats, muscovite ; (4) la concentration du Mg dans les minéraux riches en fer (biotite, tourmaline) et la relation positive entre la teneur de Mg et celle de  $\text{Fe}^{2+}$  en muscovite, biotite et tourmaline ; (5) teneurs élevées des éléments alcalins en feldspaths, muscovite, biotite et la relation positive entre la quantité de silice et la valeur de l'oxyde de sodium en feldspaths, muscovite, biotite et tourmaline ; (6) la participation large du Mn en grenats.

La distribution géochimique de quelques éléments mineurs dans les minéraux des pegmatites du Massif de Rodna. La détermination des régularités de distribution de certains éléments mineurs dans les minéraux des pegmatites du Massif de Rodna et les processus géochimiques ayant mené à ces distributions font l'objet de ce chapitre. Dans ce sens-là on a étudié la distribution géochimique du Ti, Mn, Ba, Sr, Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Li, Be, B, Ga, Sn, Cr, V, Sc, Zr, Y, Yb, Nb, La dans les minéraux des pegmatites et de certaines roches métamorphiques de la série de Rebra.

### A) *Le quartz*

La présence dans le quartz de certains éléments mineurs est peut-être la conséquence des substitutions izomorphes ou de la fréquence des inclusions fluides. La pénétration dans le réseau cristallin du quartz de certains éléments peut avoir lieu après le schéma :  $\text{Si}^{4+} - \text{Al}^{3+} + \text{R}^+ \text{ ou } 2\text{Si}^{4+} - 2\text{Al}^{3+} + \text{R}^{2+}$ , où  $\text{R}^+$  représente les ions des métaux alcalins, et  $\text{R}^{2+}$  – les ions bivalents.

Les teneurs réduites en Mn, Cu, Pb, Zn, Co, B (tab. 55) déterminées dans le quartz des pegmatites du Massif de Rodna sont en accord avec les données présentées dans la littérature, qui revèlent l'absence de la concentration en éléments dans ce minéral (Li a h o v i c i, 1972).

Les déterminations de B montrent que la variation de la teneur en cet élément peut être utilisée, en majeure partie, en tant qu'indice de corrélation. Toutefois, il faut tenir compte également du fait que B peut se trouver dans les inclusions fluides du quartz aussi.

### B) *Les feldspaths*

La composition et la structure des feldspaths nous offrent des séries de substitutions izomorphes, dont il faut mentionner le remplacement du K par Ba, Pb, Rb, Cs dans les feldspaths potassiques et les substitutions Ca- $\text{Fe}^{2+}$ , Mn, Mg, Sr, TR en plagioclases. De toutes les



possibilités de substitution, le remplacement du K par Ba et Pb est la plus caractéristique pour les feldspaths potassiques.

*Le barium et le strontium.* La captation de certaines teneurs de 150—5800 ppm Ba (tab. 58) dans la structure de la microcline des pegmatites du Massif de Rodna s'explique par les dimensions pareilles du rayon ionique du K (1,33 kN). Parmi ces valeurs se placent également la teneur déterminée dans la microcline des autres champs pegmatitiques de Roumanie (tab. 58). Les teneurs en Sr de la microcline sont bien plus réduites, avec des variations plus restreintes, comprises entre 75 et 550 ppm.

A la différence de la microcline, les plagioclases sont caractérisées par des valeurs bien moindres de Ba et Sr (tab. 61).

*Le plomb.* La présence du plomb dans les feldspaths potassiques est le résultat d'un izomorphisme hétérovalent du type KSi — PbAl. Les résultats présentés dans le tableau 62 montrent que dans la microcline des pegmatites du Massif de Rodna la teneur en Pb est assez uniforme, mais plus élevée que dans les plagioclases. L'examen du diagramme de la figure 86 met en évidence le fait que la microcline des pegmatites du Massif de Rodna se place, d'après la teneur en Pb, entre les valeurs mentionnées pour les feldspaths potassiques des aplites et l'amazzoneite pegmatitique.

Par comparaison avec la microcline, dans les plagioclases on a déterminé une teneur moindre en Pb (tab. 62).

*Le cuivre et le zinc.* La participation du Cu et du Zn à la composition des feldspaths des pegmatites du Massif de Rodna est assez faible ; le Zn varie dans des limites plus larges, et le Cu présente des teneurs plus uniformes (tab. 62).

*Le rapport Cu-Pb-Zn dans les feldspaths.* Dans le diagramme Cu : Pb : Zn (fig. 88) on remarque l'enrichissement évident en Pb de la microcline par rapport aux plagioclases.

*Le cobalt.* Les valeurs réduites de Co déterminées dans les feldspaths des pegmatites étudiées confirment le manque de concentration Co dans les feldspaths.

Les valeurs des coefficients de concentration (*k*) présentées dans le tableau 64 montrent le rôle de la microcline des pegmatites du Massif de Rodna dans la concentration Pb (*k* = 7,4) et Ba (*k* = 3,0), ainsi que la faible participation du Co à la composition des feldspaths (*k* = 0,4—0,5).

### C) La biotite

Les résultats obtenus confirment le rôle de la biotite dans la concentration de certains éléments mineurs.

*Le manganèse.* La biotite des pegmatites est caractérisée par une teneur élevée en Mn, par rapport à la biotite des micaschistes environnants (tab. 65). Dans la biotite des pegmatites, il est à souligner la substitution du Fe<sup>2+</sup> et du Zn par le Mn (fig. 89 A, 90).

*Le cuivre et le zinc.* Le mode d'occurrence du Cu et du Zn dans la biotite est déterminé par l'affinité de ces éléments pour le fer et le magnésium (R a n k a m a, S a h a m a, 1970), ainsi que par la géochimie particulière de la province en question (L i a h o v i c i, 1972).

Le teneurs élevées en Cu et Zn trouvées par nous montrent que le mode d'occurrence de ces éléments dans la biotite des micaschistes de la série de Rebra est déterminé, pour la plupart,



par la présence dans la région des minéralisations de sulfures polymétalliques et de pyrite, considérées par Kräutner (1968) comme des accumulations volcano-sédimentaires métamorphisées régionalement. Cette corrélation est caractéristique pour la biotite des micaschistes de la série de Rebra, comme un indice des concentrations pré métamorphiques de minéral rencontrées dans le Massif de Rodna (Murariu, 1975). Le rôle de la biotite dans l'accumulation du Cu et du Zn est révélé également par les valeurs élevées des coefficients de concentration ( $k$ ) de ces éléments : 7,5 pour Cu et 17,7 pour Zn (tab. 72).

Des données présentées dans le tableau 67 on peut remarquer le fait que toujours dans les micaschistes dont on a séparé la biotite on a déterminé de grandes valeurs de Cu. En même temps on observe que dans les biotites la teneur en Cu est plus élevée que dans les micaschistes dont on les a séparées. Dans ce sens-là, dans le diagramme de la figure 91 on reconnaît une augmentation proportionnelle de la valeur en Cu dans les biotites et les micaschistes.

La biotite des pegmatites renferme moins de Cu et de Zn que la biotite des micaschistes. A souligner c'est la teneur faible en Zn déterminée dans la biotite enchevêtrée avec la muscovite, ainsi que les valeurs plus élevées caractérisant la biotite des zones bordières des corps pegmatitiques.

*Le plomb.* D'après la teneur moyenne de 18,4 ppm Pb dans la biotite, les pegmatites du massif cristallin de Rodna ressemblent aux filons pegmatitiques d'origine métamorphique du district Gutoro-Biriusinsk, dont les biotites montrent 20 ppm Pb (Glebov, 1971). La teneur moyenne en Pb dans la biotite des micaschistes dans lesquels sont placées les pegmatites s'approche de la valeur de 15 ppm présentée par Savu et al. (1967) pour la biotite de la zone à dissthène-almandin des Monts Semenic.

*Le cobalt.* La concentration en Co dans la biotite est déterminée par l'affinité géochimique pour le fer bivalent et le magnésium (Goldschmidt, 1954). C'est pourquoi, la possibilité de l'entrée du Co dans la structure de la biotite est assez grande, selon ce qu'on voit en examinant les teneurs déterminées dans la biotite des pegmatites du Massif de Rodna (35 – 62,5 ppm) (tab. 65). Dans le tableau 68 on remarque que la moyenne de la teneur en Co de la biotite des pegmatites de la série de Rebra s'approche de la moyenne présentée par Carr et Turekian (1961) pour la biotite des pegmatites de Russel et Holderness et de Glebov (1971) pour la biotite des pegmatites d'origine métamorphique du district Gutoro-Biriusinsk.

Dans la biotite des micaschistes dans lesquels sont localisées les pegmatites, la teneur en Co est plus élevée, arrivant jusqu'à 72,5 ppm, avec la moyenne de 63,3 ppm. Par rapport aux roches dont celles-ci ont été séparés, dans la biotite on a déterminé dans tous les cas des quantités de Co plus grandes (tab. 70).

*Le nickel.* Les résultats acquis révèlent une diminution de la teneur en Ni dans la biotite des pegmatites du Massif de Rodna, en même temps que l'augmentation de la valeur de l'oxyde ferreux, ce qui indique la possibilité de remplacer le  $\text{Fe}^{2+}$  par le Ni. La valeur moyenne de 38,4 ppm Ni trouvée pour la biotite des pegmatites de la série de Rebra se rapproche de la moyenne calculée par Laihovici (1972) pour la biotite des pegmatites (30 ppm) et elle est beaucoup moindre que la moyenne pour la biotite des granites (152,8 ppm). Dans tous les échantillons, la teneur en Co est plus grande que celle en Ni, et la corrélation Ni : Co est positive (fig. 103).

Dans la biotite des micaschistes de la série de Rebra on observe une teneur en Ni beaucoup plus élevée que celle obtenue pour la biotite des pegmatites, avec un domaine de variation compris entre 87 et 260 ppm. Dans le cas des biotites des micaschistes où sont localisées les pegmatites aussi, la corrélation Ni : Co a un caractère positif (fig. 104). A la différence des mica-



schistes dont elles ont été séparées, les biotites analysées sont caractérisées par des teneurs plus grandes en Ni.

Dans la biotite des pegmatites du Massif de Rodna on a déterminé par voie spectrale les suivants éléments mineurs : Ba, Be, Li, Ga, Sn, V, Cr, Sc, Y, Nb, La.

Dans la biotite largement cristallisée des pegmatites étudiées, le Ba présente une teneur assez réduite : 260 ppm, par rapport à la biotite de la zone du contact des pegmatites (1400 ppm : řmařkin, 1971).

La teneur en Be de la biotite est de 5 ppm, près de la valeur présentée par Glebov (1971) dans la biotite des filons pegmatitiques d'origine métamorphique du district Gutaro-Biriusinsk (4 ppm Be).

De toutes les possibilités de pénétration du Li dans la biotite, c'est la liaison avec le Mg et le Fe qui est la plus importante. L'examen des données du tableau 71 montre que la biotite des pegmatites du Massif de Rodna se place, d'après la teneur de 700 ppm Li, entre les moyennes présentées par Sologdov (1971) et Liahovici (1972).

Des minéraux des pegmatites, le Ga est concentré dans celles dans lesquelles Al se trouve en coordination sixième. C'est pourquoi, dans la biotite, où Al se trouve pas seulement en coordination quatrième, mais aussi en coordination sixième, la concentration Ga (56 ppm) est plus grande que dans les feldspaths.

La teneur de 56 ppm Sn dans la biotite s'explique par la présence d'un izomorphisme hétérovalent du type  $\text{Sn}^{4+} + \text{Li}^+ - \text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ . Ce fait est confirmé par la présence de la corrélation positive entre la teneur en Li et Sn de la biotite.

Le rapprochement géochimique du V avec le Fe et le Ti est une condition pour la concentration de cet élément dans la biotite : 84–95 ppm dans la biotite des pegmatites et 168–180 ppm dans la biotite des micaschistes.

La similitude des rayons ioniques du  $\text{Sc}^{3+}$  et  $\text{Fe}^{3+}$  provoque, en grande partie, la concentration de cet élément dans la biotite, par suite d'un izomorphisme hétérovalent du type :  $\text{Fe}^{2+} + \text{Si}^{4+} - \text{Sc}^{3+} + \text{Al}^{3+}$ . La biotite des pegmatites du Massif de Rodna contient 25 ppm Sc.

Les teneurs réduites en Y (9 ppm) et La (19,5 ppm) déterminées dans la biotite sont dues aux rayons ioniques qui, de par leur taille si petite, ne peuvent pas remplacer Mg et  $\text{Fe}^{2+}$  dans la structure de ce minéral.

Dans la biotite, la présence du Nb (55 ppm) est due à des substitutions du type :  $2\text{Ti}^{4+} - \text{Nb}^{5+} + \text{Fe}^{3+}$  ou  $\text{Ti}^{4+} + \text{Mg}^{2+} - \text{Nb}^{5+} + \text{Li}^+$ .

L'examen des données du tableau 72 nous fait remarquer le rôle de la biotite des micaschistes de la série de Rebra dans l'accumulation des éléments mineurs, ce qui nous porte à considérer ce minéral comme un indice des concentrations en Ni, Zn, Cu, Co.

Les diagrammes de la fréquence de la distribution des éléments mineurs dans les biotites (fig. 105) montrent dans la plupart des cas une structure asymétrique. En grande mesure, l'aspect de la distribution est semblable dans la biotite des pegmatites et des micaschistes de la série de Rebra, avec des différences évidentes en ce qui concerne la grandeur des valeurs établies pour les maxima de variation.

#### D) La muscovite

La participation du Mn à la composition de la muscovite des pegmatites est assez faible, mais comprise cependant entre 250 et 450 ppm (tab. 73). Les valeurs plus élevées caractérisent la muscovite enchevêtrée avec la biotite. Dans la muscovite des micaschistes qui abritent les pegmatites, la teneur en Mn est moindre : 100–200 ppm.



Les analyses du tableau 73 montrent que dans la muscovite des pegmatites la teneur en Ti diminue et dans la muscovite des micaschistes environnantes celle-ci augmente visiblement. De même que dans le cas du Mn, des teneurs plus élevées en Ti indiquent la muscovite enchevêtrée avec la biotite.

Dans la muscovite des pegmatites et les micaschistes de la série de Rebra, les valeurs Cu et Zn sont assez rapprochées, et la teneur en Pb plus réduite (tab. 73). L'aspect des histogrammes de la figure 113 est pareil, quant à la distribution du Cu et du Zn, mais diffère de celle du Pb, qui présente une construction asymétrique. Le maximum de fréquence coïncide avec la moyenne arythmétique dans le cas du Zn et en diffère pour le Cu et le Pb.

La muscovite des pegmatites est caractérisée par des teneurs bien moindres en Sn que la muscovite des aplites (320 ppm) et des granites (339,2 ppm) (Liachovici, 1972). La valeur de 24 ppm Sn obtenue pour la muscovite des structures pegmatoides des pegmatites du Massif de Rodna, ainsi que la teneur de 55 ppm Sn cité par Savu et al. (1973) dans la muscovite des pegmatites situées sur la vallée du Gilort (Monts Paring), sont assez faibles et confirment ainsi les observations de Liachovici.

La valeur moyenne de la teneur en Co dans la muscovite des pegmatites de la série de Rebra (1,2 ppm) n'est pas très différente par rapport à la teneur présentée par Carr et Turekian (1961) pour la muscovite des pegmatites de Brancheville, qui est de 5 ppm Co. Par rapport à ces valeurs, dans la muscovite des micaschistes de la série de Rebra, on remarque une augmentation de la teneur en Co, de jusqu'à 22,5 ppm.

Dans la muscovite des micaschistes dans lesquels sont placées les pegmatites, les relations Ni : Co (fig. 116) et Cr : V (fig. 118) ont un caractère positif.

#### E) *La tourmaline*

Dans la tourmaline des pegmatites du Massif de Rodna on a déterminé par voie chimique la teneur en Mn, Ti, Cu, Pb, Zn, Co, Ni et spectrale Sn (tab. 76). De ces éléments mineurs, des teneurs plus élevées ont été obtenues pour Cu (50–220 ppm) et Zn (30–175 ppm). Les valeurs respectives peuvent être expliquées aussi par la possibilité du Cu et du Zn de substituer Fe<sup>2+</sup> et Mg dans la structure de la tourmaline (fig. 120, 121). Les teneurs en Pb, Co, Ni sont assez faibles dans la tourmaline des pegmatites et plus grandes dans la tourmaline des micaschistes environnantes.

#### F) *Les grenats*

Dans les grenats des pegmatites et des roches métamorphiques de la série de Rebra on a déterminé, sur voie chimique, la teneur en Cu, Pb, Ti, Co, Ni et spectrale Ba, Sr, Li, Be, Ga, Sn, Ge, Sc, Cr, V, Zr, Y, Yb, et La.

*Le cuivre.* Les données analytiques (tab. 78) montrent une corrélation entre la teneur élevée en Cu dans la paire grenat-biotite des micaschistes situés sur la vallée Rebra et la présence des minéralisations de sulfures polymétalliques dans la région étudiée. Dans la figure 126 on observe que les histogrammes pour la teneur en Cu dans les grenats des pegmatites et des roches métamorphiques environnantes sont pareils, autant en ce qui concerne l'aspect du maximum de fréquence, qu'aussi bien les valeurs entre lesquelles ceux-ci se placent (50–75 ppm ; 50–100 ppm).

*Le plomb.* La teneur en Pb dans les grenats des pegmatites est assez réduite, avec une moyenne de 14,5 ppm (tab. 78).



*Le titane.* Par rapport aux valeurs élevées de Ti déterminées dans les grenats des amphibolites et des micaschistes, dans les grenats des pegmatites on remarque des teneurs beaucoup moins, comprises entre 480 et 1020 ppm.

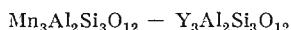
*Le cobalte et le nickel.* Nos résultats mettent en évidence le fait que dans le réseau des grenats des pegmatites le Co et le Ni présentent des teneurs réduites (2–8 ppm Co et 2–3 ppm Ni). L'enrichissement des grenats des amphibolites en Co et Ni est lié également aux teneurs déterminées dans les roches dont on a séparé les grenats. Les déterminations de Co et Ni dans la paire grenat-biotite des micaschistes dans lesquels sont placés les pegmatites montrent que celles-ci préfèrent la biotite (fig. 128) et que la distribution du Ni entre la biotite et le grenat c'est une distribution d'équilibre.

Il faut remarquer le fait que, tandis que dans les micaschistes et les amphibolites la teneur en Ni l'emporte toujours sur la teneur en Co, la situation des grenats est inverse (tab. 80).

*Le lithium.* Les grenats des pegmatites renferment moins de Li (44–82 ppm) que la biotite et plus que les grenats.

*Le chrome et le vanadium.* Dans la paire grenat-biotite des micaschistes de la série de Rebra, le Cr est concentré dans le grenat, et le V préfère la biotite.

*L'yttrium, l'ytterbium, le lanthane.* La teneur de 1200–1550 ppm Y incorporé dans les grenats des pegmatites du Massif de Rodna s'explique par la capacité de cet élément d'occuper la place du Mn par suite d'un izomorphisme du type :  $\text{Y}^{3+}\text{Al}^{3+}-\text{Mn}^{2+}\text{Si}^{4+}$ . Il faut mentionner que cet aspect peut constituer même le résultat de la formation d'un grenat stable d'yttrium :



La teneur en Yb est moindre que celle en Y et varie dès 130 à 225 ppm, et le La est caractérisé par une participation constante : 70 ppm.

Par rapport aux données présentées pour les grenats, ces TR ne sont concentrés que dans la biotite des pegmatites étudiées, dans laquelle on a déterminé seulement 9 ppm V et 19,5 ppm La.

### Géothermométrie

Pour la détermination de la température de formation des pegmatites du massif cristallin de Rodna on a employé des méthodes fondées sur l'étude des inclusions fluides des minéraux (la méthode de l'homogénéisation et de la décrépitation), ainsi qu'une série de thermomètres géochimiques. Nous nous sommes proposés aussi d'établir les conditions de température ayant présidé la formation des roches métamorphiques de la zone des corps pegmatitiques.

#### A) *Les inclusions fluides des minéraux en tant que géothermomètre*

Les observations microscopiques ont mis en évidence, dans la plupart des minéraux des pegmatites du Massif de Rodna, la présence des inclusions primaires, secondaires et moins souvent pseudosecondaires (tab. 81).

1. *Les inclusions fluides du quartz.* Dans le quartz des structures en bloc caractéristiques du noyau pegmatitiques et des zones intermédiaires prédominent les inclusions gazeuses-liquides (mono-phasiques, biphasiques, triphasiques). La température d'homogénéisation des inclusions primaires triphasiques est comprise entre 278°C et 365°C et correspond à l'homogénéisation de la



phase de  $\text{CO}_2$  liquide à solution aqueuse. Les valeurs respectives sont en accord avec les données de Brotzen (1959), d'après lesquelles la formation du noyau pegmatitique quartzeux a lieu à une température d'environ  $300^\circ\text{C}$ .

La température d'homogénéisation des phases dans les inclusions liquides du quartz déposé en cavités miarolithiques est plus réduite et oscille entre  $180^\circ\text{C}$  et  $270^\circ\text{C}$ .

Les températures obtenues ( $180^\circ\text{C} - 365^\circ\text{C}$ ), ainsi que la présence des structures graphiques ( $600^\circ\text{C}$ ) expliquent dans une grande mesure la formation du quartz au cours de l'évolution de tout le processus pegmatitique.

2. *Les inclusions fluides de la muscovite.* Dans les inclusions fluides de la muscovite (fig. 130) l'homogénéisation a eu lieu dans l'intervalle de température situé entre  $283^\circ\text{C}$  et  $318^\circ\text{C}$  (Pomărănu, Movileanu, 1968). Après la correction de  $103^\circ\text{C}$ , résultée du diagramme de Kenedy (1950), la température de cristallisation de la muscovite des pegmatites du Massif de Rodna est de  $386^\circ\text{C} - 443^\circ\text{C}$ .

3. *Les inclusions fluides de la tourmaline.* Les observations microscopiques ont mis en évidence dans la tourmaline des pegmatites du Massif de Rodna la présence des inclusions fluides, assez variables du point de vue de la forme, du degré de remplissage et de la composition des phases. A partir des relations génétiques, de la composition et de l'état d'aggrégation des phases des inclusions fluides, Pomărănu et Murariu (1970) ont établi les types d'inclusions présentés dans le tableau 82.

Les inclusions fluides primaires sont caractérisées par deux points d'homogénéisation : l'un correspondant à l'homogénéisation de la boule de gaz avec  $\text{CO}_2$  liquide, variant entre  $18^\circ\text{C}$  et  $28^\circ\text{C}$ , donc à des températures inférieures à celle critique du  $\text{CO}_2$  et le deuxième, entre  $237^\circ\text{C}$  et  $320^\circ\text{C}$ , parfois jusqu'à  $364^\circ\text{C}$ .

La température qui indique le début de la décrépitation des inclusions triphasiques et biphasiques, riches en  $\text{CO}_2$ , des cristaux de tourmaline est de  $194^\circ\text{C}$ , inférieure à la température correspondant au deuxième point d'homogénéisation, et le maximum de la température de décrépitation se place à  $320^\circ\text{C}$  (Pomărănu, Murariu, 1970).

Ces déterminations sont étayées par les études expérimentales de Frondeel et Collette (1957), qui ont synthétisé de la schörlite à des températures comprises entre  $350^\circ\text{C}$  et  $550^\circ\text{C}$ .

4. *Les inclusions des grenats.* Les grenats des pegmatites renferment des inclusions solides de quartz, apatite, muscovite, etc (pl. X, fig. 2), des inclusions gazeuses et des inclusions fluides à phases cristallines (fig. 133). Dans les grenats des roches métamorphiques associées aux pegmatites, les inclusions solides ont la plus grande fréquence et on y voit bien rarement des inclusions fluides biphasiques secondaires.

La température de décrépitation des inclusions dans les grenats de certains champs pegmatitiques de Roumanie est comprise entre  $202^\circ\text{C}$  et  $620^\circ\text{C}$  (Pomărănu, Murariu, 1973). Des stades mis en évidence (tab. 83), le premier correspond à la décrépitation des inclusions fluides secondaires, et les stades III et IV sont caractéristiques pour la décrépitation des inclusions solides des grenats. Dans les grenats des roches métamorphiques de la série de Rebra, on a enregistré des décrépitations sporadiques à partir de  $287^\circ\text{C}$  et un maximum qui apparaît entre  $600^\circ\text{C}$  et  $630^\circ\text{C}$ .

#### B) Méthodes géochimiques d'estimation de la température de cristallisation des minéraux

1. *La teneur en sodium des feldspaths.* Selon la méthode Barth (1962), si l'on rapporte la composition de la microcline ayant subi le phénomène d'exsolution à la composition de la plagi-



clase coexistente, il résulte que, dans les pegmatites du Massif de Rodna ces deux feldspaths ont été en équilibre à des températures comprises entre 470°C et 560°C (tab. 84). Il est à remarquer que la température maximale, 560°C est moindre que la valeur de 600°C jusqu'à laquelle on est d'avis qu'on peut appliquer ce géothermomètre (Ingerson, 1955). Des températures semblables ont été déterminées aussi pour les feldspaths potassiques d'autres champs pegmatitiques de Roumanie (tab. 84). Pour le contrôle de ces températures il faut citer le large intervalle de décrépitation des inclusions fluides, compris entre 310°C et 520°C, avec un maximum entre 420°C et 500°C, déterminé dans la microcline par Pommarel et al. (1971).

Les données présentées dans le tableau 74 mettent en évidence aussi le fait que les températures de formation de la microcline en diverses pegmatites, déterminées à l'aide des diagrammes de Barth (1956, 1962) et Rabikov (1965) sont assez rapprochées.

*2. Le coefficient de distribution du Mg entre biotite et grenat.* Cette méthode a été employée dans le but de connaître les conditions de formation des micaschistes dans lesquels sont localisés les pegmatites étudiées. Dans ce sens, les valeurs des coefficients (tab. 85) projetés dans le diagramme des correspondances de phase de la magnésialité entre la biotite et le grenat montrent que la température de formation des micaschistes de la série de Rebra varie dès 540°C à 590°C (fig. 134). Les valeurs acquises par nous se placent entre les limites 490°C – 610°C, représentant les températures déterminées par le système biotite-grenat pour les roches métamorphiques du voisinage des pegmatites du district Mamsk (Makagon, 1971).

Les valeurs des coefficients de distribution du Mg pour la biotite en équilibre thermodynamique avec le grenat, conformément aux expériences effectuées par Perciuk (1968), sont conditionnées seulement par la température, tandis que l'influence de la pression est négligeable. En même temps, les températures de 540°C – 590°C se rangent dans l'intervalle caractéristique, d'après Winkler (1965), pour le faciès métamorphique des amphibolites à almandin.

*3. La teneur en Sc dans la biotite.* Pour la détermination de la température de cristallisation de la biotite d'après la teneur en Sc on a employé deux diagrammes : dans le diagramme d'Oftea și Ili (fig. 135A) la teneur de 25 ppm Sc de la biotite des pegmatites du Massif de Rodna indique une température de 590°C et dans le diagramme présenté par Daghelaiski et Krilova (fig. 135B) — 600°C.

Les valeurs acquises pour la teneur en Sc dans la biotite de certains champs pegmatitiques de Roumanie et la température de cristallisation, par rapport à certaines données de littérature, sont présentées dans le tableau 96.

La teneur en Sc dans la biotite des micaschistes qui logent les pegmatites (22 ppm) indique une température de 600°C d'après le diagramme d'Oftea și Ili (fig. 135 A). Ces températures sont assez rapprochées des valeurs déterminées par l'application du système grenat-biotite et correspondent à la limite supérieure du faciès almandin-amphibolitique.

La température obtenue se place entre les limites établies sur voie expérimentale par Wonges (1963) pour la biotite synthétique (500 – 760°C) et confirme en même temps les déductions théoriques de Fersman.

*4. Le système muscovite-paragonite.* Le diagramme de phase dans le domaine subsolidus pour le système muscovite-paragonite rédigé par Eugster et Odder (1955) nous mène à la conclusion que la muscovite des pegmatites du Massif de Rodna a cristallisé dans un intervalle de température compris entre 375°C et 490°C (tab. 87). Ces valeurs se rangent entre les températures de 280°C – 580°C calculées par Cainikov (1966) pour la muscovite des diverses pegmatites granitiques du monde.



La température de cristallisation de la muscovite de quelques champs pegmatitiques de Roumanie est présentée dans le tableau 87.

Par rapport à ces données, la muscovite des micaschistes de la série de Rebra s'est formée à une température moyenne de 565°C, valeur qui se range entre les températures de 540°C — 590°C, déterminées à l'aide du système biotite-grenat.

La température de cristallisation de l'albite des pegmatites du Massif de Rodna est de 450°C. Cette valeur résulte de la projection de la grandeur de la valeur  $2\theta_{(131)} - 2\theta_{(1\bar{3}\bar{1})}$  dans le diagramme de Mackenzie (1957).

Les observations en terrain et au microscope, complétées par des données géothermométriques obtenues par plusieurs méthodes, montrent que le processus de formation des pegmatites du massif cristallin de Rodna a eu lieu dans un intervalle qui comprend des températures d'environ 600°C, spécifiques des minéraux métasomatiques, et jusqu'à des températures basses (180°C) spécifiques des minéraux métasomatiques et de ceux déposés en cavités microlithiques. Le prolongement du processus pegmatistique par un processus hydrothermal est prouvé aussi par la présence des cristaux de pyrite, dans lesquels le rapport Co : Ni est spécifique pour la pyrite hydrothermale.

Les résultats des déterminations géothermométriques acquis pour les minéraux des pegmatites du Massif de Rodna sont parfaitement concordants avec les données présentées par Makagon (1970) et confirment les suppositions de Jahn (1955), d'après lequel la température de formation des pegmatites granitiques est comprise entre 250°C et 700°C.

### **La forme, les dimensions et la structure des corps pegmatitiques**

#### **A) La forme et les dimensions des pegmatites**

En majeure partie, les pegmatites des Monts de Rodna ont une forme lenticulaire, et apparaissent moins souvent comme veines ou filons. Leurs dimensions sont assez réduites, avec des longueurs d'environ 100 m et épaisseurs maximales comprises entre 30—40 m. Toutes les occurrences connues sont concordantes avec la schistosité des roches encaissantes. Le contact de la zone bordière avec les micaschistes est net et accompagné de : enrichissement en éléments ferromagnésiens (biotite, tourmaline, grenats), enrichissement de la teneur en An dans les feldspats et d'andradite dans les grenats, la diminution des dimensions des minéraux en comparaison avec les mêmes minéraux des zones internes.

#### **B) La structure interne des corps pegmatitiques**

Bien qu'au premier abord la disposition des minéraux dans les corps pegmatitiques semble n'observer aucun ordre, elle est gouvernée cependant par certaines règles. Les observations en terrain et de laboratoire, ainsi que certaines données de littérature (Cameron et al., 1949; Vlasov, 1961, Sologov, 1971, etc.) nous ont porté à établir que la structure interne des pegmatites des Monts de Rodna est constituée de zones, fractures de remplissage et corps métasomatiques.

*La structure zonale.* Celle-ci correspond au type symétrique (le corps pegmatitique Scărișoara) ou asymétrique (le corps pegmatitique între Rebre) et présente les zones suivantes : bordière, externe, intermédiaire, centrale ou le noyau (fig. 139, 140). Dans la région apparaissent aussi les pegmatites avec zonalité partielle ou d'aspect massif.



*Les fractures de remplissage.* Elles se sont formées par le remplissage des fractures des pegmatites consolidées antérieurement. Les fractures se disposent, selon ce qu'on voit dans la section transversale à travers le corps pegmatitique între Rebre (fig. 139), sur la direction des surfaces de résistance minimale d'entre les zones où apparaissent sur des fractures latérales. Au point de vue minéralogique, le remplissage est constitué de quartz et muscovite. Parfois apparaissent aussi des grenats.

*Les corps métasomatiques.* Ils se sont formés par la substitution des pegmatites initiales avec ou sans contrôle structural évident. On en rencontre des variétés depuis les imprégnations fines jusqu'à des pseudomorphoses d'après les zones et ils sont constitués de : muscovite, albite, tourmaline, grenats, quartz. Leur présence dans les pegmatites examinées montre que ces roches ont représenté un milieu favorable au déroulement des réactions métasomatiques.

### C) Des structures graphiques

On a obtenu des informations sur les structures graphiques ou sur les soi-disant structures pegmatitiques, granit-graphiques, par les observations microscopiques ou les analyses chimiques. La composition modale de la pegmatite graphique analysée montre 59,5 % feldspath et 40,5 % quartz. La composition normative indique le fait que le feldspath prédominant est l'albite :  $Ab_{50}Or_8An_{3,5}$ . Les données obtenues viennent en concordance avec les valeurs présentées dans la littérature pour la composition théorique du granite graphique avec la participation de l'albite (tab. 89) et approchent les valeurs obtenues par F e r s i n a n (1931). En même temps, la composition modale des enchevêtements macrographiques de certaines pegmatites de Roumanie (tab. 90) approche les éutectiques artificielles réalisées par W i n k l e r (1965).

La présence des structures graphiques dans les pegmatites des Monts de Rodna, sans égard à leur formation par cristallisation simultanée ou par substitution, est un trait caractéristique pour les pegmatites à mica.

### D) Des structures pegmatoides et en blocs

Les zones intermédiaires et le noyau pegmatitique sont caractérisés par la présence des structures pegmatoides et en blocs (V a s o v , 1961 ; D a v i d e n k o , 1966 ; S o l o d o v , 1971). Les minéraux qui participent à la formation de ces structures sont : les feldspaths, le quartz, la muscovite et la tourmaline, et leur apparition est étroitement liée -- selon ce qu'a montré V a s o v (1961) -- à la présence des structures graphiques. Dans les pegmatites des Monts de Rodna, des conditions favorables à la formation de ces structures ont été réalisées dans les zones d'épaissement des pegmatites et surtout dans les corps de forme ovalaire.

### E) La texture

Dans les pegmatites des Monts de Rodna, on rencontre les suivantes textures plus caractéristiques : texture massive, en nids et en bandes.

### F) Observations structural-pétrologiques

Dans les roches de la série de Rebra on a fait d'observations et des mesurages microtectoniques sur le plan de schistosité, les plans des fissures, des failles locales, etc. Les mesurages faits ont été portés sur des diagrammes séparés, à partir du critère des types de roches et des zones caractéristiques (pl. II).



En général, la direction des schistes mésozonaux est NW—SE. Le plan de schistosité a une direction moyenne N 50° W, avec pendage dans un seul sens, 45°SW.

Les plans de fissures peuvent être groupés en plusieurs systèmes : M<sub>1</sub>, M<sub>2</sub>, M<sub>3</sub>, M<sub>4</sub>, dont les mieux développés et communs dans les schistes cristallins et les pegmatites sont les systèmes M<sub>1</sub> et M<sub>2</sub>. Les plans des fissures correspondantes sont ouverts sur de grandes surfaces, lisses, ont des directions presque constantes et des pendages variant dans des limites restreintes.

Le système M<sub>1</sub> a une orientation moyenne N 30°—40° E et un pendage de 75° NW. Il est presque perpendiculaire sur la direction du plissement des schistes cristallins et sur la direction d'allongement des pegmatites. Les plans des fissures M<sub>1</sub> correspondent aux fissures transversales *ac*. Ils sont variables, comme pendage, par rapport au plan tectonique *ac* jusqu'à 15°. Celles-ci sont les plus anciennes fissures et leur formation est en étroite liaison avec les processus métamorphiques et de consolidation des pegmatites.

Le système M<sub>2</sub> est plus clairement développé en pegmatites. La direction moyenne oscille entre N 40°—50°W et le pendage entre 65—70°. Les plans des fissures M<sub>2</sub> ont une position de fissures longitudinales, sont parallèles à l'axe tectonique *b* et inclinés par rapport au plan *bc*. Ils se rangent dans le groupe de fissures (h0l).

Les diagrammes (pl. II) nous font observer que les maxima M<sub>1</sub> et M<sub>2</sub> sont dédoublés par les maxima M<sub>1</sub>' et M<sub>2</sub>'.

Le système M<sub>3</sub> se trouve en position parallèle par rapport au plan de schistosité. Les plans des fissures M<sub>3</sub> correspondent aux fissures de couche. Sur ces fractures se trouvent les remplissages à muscovite.

Les systèmes M<sub>4</sub> (M<sub>4</sub>, M<sub>4</sub>', M<sub>4</sub>'', M<sub>4</sub>''') représente des groupes de plans de fissures avec des positions diagonales à la schistosité et aux autres systèmes de fissures. Les plans de fissures M<sub>4</sub>, M<sub>4</sub>', M<sub>4</sub>'', M<sub>4</sub>''', correspondent, comme position, aux fissures de cisaillement. Ils sont parallèles aux axes tectoniques *a* et *b* et se rangent dans les groupes de fissures (h0l) et (0kl).

Outre les plans de fissures, dans la région étudiée ont été mises en évidence également des failles locales, de direction approximative NE—SW.

#### **La distribution géochimique de quelques microéléments dans les sols évolués sur des pegmatites et les roches environnantes**

Selon ce qu'on connaît déjà, entre la nature de la roche et la composition chimique du sol, à savoir des végétales, il y a une interdépendance qui rend possible l'emploi des recherches géochimiques et biogéochimique dans la prospection des gisements. Vu les possibilités d'application de la reconnaissance géochimique régionale à la prospection de certains gisements, les auteurs se sont proposés de discuter dans ce chapitre la distribution du Mn, Zn, Cu, Pb, Co, Ni, Mo et B dans les sols évolués sur les pegmatites et les micaschistes de la série de Rebra.

La distribution des microéléments dans les horizons des coupes pédologiques (fig. 141), ainsi que la caractérisation de la distribution en coupes géochimiques (fig. 143, 144, 145) a mené aux suivantes conclusions :

— En vertu de la teneur moyenne, les microéléments se rangent dans l'ordre suivant : Mn > Zn > Cu > Ni > B > Pb > Co > Mo.

— La fréquence de la teneur en microéléments montre que les limites entre lesquelles ceux-ci varient sont différentes et dépendent de la nature de la roche sur laquelle le sol s'est formé. La variation de la teneur en Mn, Zn, Co, Pb a lieu entre des limites larges, tandis que B, Mo et Cu présentent une variation entre des limites assez restreintes.



— La distribution du Mn, B et Mo dans les coupes pédologiques n'est guère influencée par le pH du milieu. Mais, on a mis en évidence la dépendance entre la teneur élevée en humus et la quantité de Mn dans les horizons supérieurs des coupes.

— La teneur en B des sols pourrait être utilisée en tant qu'indice dans la prospection géochimique des pegmatites à tourmaline noire (schörlite).

#### **La classification et les particularités géochimiques du processus de formation des pegmatites des Monts de Rodna**

##### **A) La classification des pegmatites des Monts de Rodna**

La classification des pegmatites des Monts de Rodna a été réalisée en fonction de :

1. *Les caractères externes.* Les relations avec les roches environnantes (1) décident de leur encadrement dans le type concordant et la forme lenticulaire (2) est caractéristique pour leur aspect général.

2. *La structure interne.* Conformément aux recherches de C a m e r o n et al. (1949), on peut diviser les pegmatites des Monts de Rodna en : pegmatites zonées de manière symétrique (1a) et pegmatites zonées de manière asymétriques (1b), non-zonées (2) ou avec commencement de zonation (3). La classification de V l a s o v (1952) nous porte à apprécier que les pegmatites examinées appartiennent aux suivants types : graphique, bloc, différencié, de substitution (fig. 153).

3. *La composition minéralogique.* A partir des minéraux principaux, les occurrences étudiées ont été séparées en : pegmatites feldspatiques (1) et pegmatites à mica (2). La présence des minéraux accessoires complète cette classification et donne des indices sur leur degré de différenciation. Dans ce sens, les pegmatites appartiennent au type à schörlite (borofluorique) et au type à grenat spessartinique.

D'après la teneur en molécules de pyrope, almandin et spessartine des grenats, les pegmatites des Monts de Rodna se rattachent au type des pegmatites à mica (S o k o l o v et al., 1962).

4. *La profondeur de formation.* Indique que les pegmatites de la série de Rebra appartiennent au type des pegmatites à mica (G h i n z b u r g, 1961), dont l'évolution a eu lieu en roches métamorphiques, à des profondeurs comprises entre 6 et 8 km.

##### **B) Les particularités géochimiques du processus de formation des pegmatites des Monts de Rodna**

Les recherches en terrain et de laboratoire ont établi que l'évolution géochimique du processus de formation des pegmatites des Monts de Rodna a eu lieu dans les suivantes étapes :

*L'étape chalco-sodique.* Elle est assez faiblement représentée dans les occurrences étudiées et s'est manifestée par un enrichissement en feldspaths et en grenats de la zone de contact, en molécules d'anortite et notamment d'andradite.

*La première étape alcaline.* La développement de cette étape (fig. 152, 153) est un trait caractéristique du processus pegmatitique, en justifiant l'existence des structures graphiques dans les pegmatites du Massif de Rodna. L'alcalinité de cette étape est donnée par le feldspath plagioclase et potassique qui participe à la formation des structures graphiques.



*La deuxième étape alcaline.* Elle est caractérisée par une teneur beaucoup plus élevée en alcalis (fig. 153). L'augmentation de l'alcalinité a eu comme conséquence la formation des zones monominérales de microcline à structures pegmatoïdes et en blocs.

*La première étape d'hydrolise.* Pendant cette étape s'est formée la muscovite et parfois les grenats et la schörlite. La formation de ces minéraux dans les pegmatites des Monts de Rodna confirme la supposition des chercheurs que le développement de l'hydrolise réclame un nouvel apport de substances, tout d'abord d'eau, ensuite des composants de B, F etc (fig. 153).

Au cours de l'étape d'hydrolise a eu lieu aussi la muscovitisation de la biotite.

*La première étape silicique.* Le quartz formé pendant cette étape participe à la formation des structures en blocs, fréquemment rencontrées dans les corps pegmatitiques à structure interne.

*L'étape sodique.* Dans cette étape s'est formée l'albite.

*La deuxième étape silicique.* Elle s'est manifestée par la déposition du quartz de basse température.

Il est à remarquer que dans l'évolution géochimique du processus de formation des pegmatites des Monts de Rodna, en certaines lentilles quelques-unes des étapes mentionnées peuvent manquer.

Le changement des associations de minéraux, caractéristiques aux pegmatites des Monts de Rodna, au cours des différentes étapes de l'évolution du processus pegmatistique, a permis la mise en évidence de la périodicité du changement de la nature des solutions : alcalines (la première et la deuxième étape alcaline) — neutres (l'étape d'hydrolise) — acides (la première étape silicique) — alcalines (l'étape sodique) et acides (la deuxième étape silicique) qui marque la fin du processus pegmatistique (fig. 152). Ces observations montrent que l'évolution géochimique du processus de formation des pegmatites des Monts de Rodna se reflète en grande mesure dans le changement du rôle des alcalis. Leur importance dans le cadre des étapes caractéristiques de la formation des pegmatites étudiées a été mise en évidence également par le calcul de l'alcalinité relative (B) de la pegmatite graphique et de certains minéraux des zones riches en structures pegmatoïdes et en blocs (tab. 101).

Les aspects présentés, qu'on peut voir aussi dans la figure 153, montrent que l'apparition des pegmatites de composition simple : pegmatites primaires (quartz feldspathiques  $\pm$  biotite) dans les Monts de Rodna a eu lieu dans les premières étapes (le stade magmatique), jusqu'à la manifestation de l'hydrolise. En même temps que le large développement de l'hydrolise, les pegmatites ont subi l'action des solutions riches en minéralisateurs. Ainsi se sont créées les conditions favorables au déroulement des processus métasomatiques qui ont présidé la formation des pegmatites de composition complexe, telles qu'on peut les voir à présent, dans lesquelles, à côté des minéraux du stade magmatique et en majeure partie sur leur compte, se sont formées : la muscovite, la tourmaline, les grenats, l'apatite et la biotite.

#### Considérations économiques

Les estimations d'ordre économique sur les pegmatites des Monts de Rodna portent sur les possibilités de valorisation des feldspaths, de la muscovite, du quartz et de la tourmaline.

*Les feldspaths.* Les résultats acquis montrent que la microcline des pegmatites du Massif de Rodna est caractérisée par :

- des teneurs élevées en oxydes alcalins
- une valeur plus grande que l'unité dans le rapport  $K_2O/Na_2O$
- une teneur assez constante en silice
- une teneur réduite en fer.

Ces constatations confèrent aux feldspaths des pegmatites du Massif de Rodna des qualités supérieures, reclamées par l'industrie céramique.



*La muscovite.* L'importance économique du système de zonation des pegmatites est un élément fondamental dans la possibilité de valorisation de la muscovite. L'estimation de la qualité de la muscovite a été faite à partir de la taille des cristaux et l'absence des impuretés colorées.

*Le quartz.* La teneur en silice (99 % SiO<sub>2</sub>) et certaines valeurs de 0,0017–0,020 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> recommandent le quartz pour exploitation et ensuite pour valorisation.

*La tourmaline.* Bien que la tourmaline soit un minéral subordonné au quartz, aux feldspaths et à la muscovite, cependant par son teneur élevée en Al et B il faut la prendre en considération, comme matière première pour l'extraction de ces deux éléments.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Esquisse géologique de la partie sud-ouest des Monts de Rodna.

1, formations sédimentaires ; 2, formations éruptives : dacites, andésites (néogènes) ; 3, formations cristallines : s-c, schistes séricito-chloriteux ; π, pegmatites ; a, amphibolites et schistes amphiboliques ; c, calcaires cristallins ; m<sub>1</sub>, micaschistes et paragneiss ; 4, la position de la schistosité métamorphique ; 5, failles ; 6, travaux miniers.

Localization des occurrences étudiées :

1, la pegmatite de la vallée Rebreșoara ; 2, le corps pegmatitique între Rebre ; 3, pegmatites et blocs de roches pegmatitiques sur la vallée Rebra ; 4, les pegmatites de Nigu ; 5, le corps pegmatitique situé au confluent du ruisseau Scărișoara avec la vallée Rebra ; 6, les pegmatites de Făget ; 7, les pegmatites de Pascaru ; 8, les pegmatites de Tarnița Scărișoarei ; 9, les pegmatites de Maiern (Valea Caselor).

### Planche II

a) Le diagramme microtectonique pour les plans de fissures du corps pegmatitique între Rebre 160 pôles : 0 – 1 – 2 – 4 – 6 – 8 – 10 %; b) le diagramme microtectonique pour les plans de fissures du corps pegmatitique situé au confluent du ruisseau Scărișoara avec la vallée Rebra 120 pôles : 0 – 1 – 2 – 4 – 6 – 8 – 10 %; c) le diagramme microtectonique pour les plans de fissures des pegmatites du secteur Făget 180 pôles : 0 – 1 – 2 – 4 – 6 – 8 – 10 – 12 %; d) le diagramme microtectonique pour les plans de fissures des micaschistes et des amphibolites du secteur între Rebre 200 pôles : 0 – 2 – 4 – 6 – 8 – 10 – 12 – 14 %; e) le diagramme microtectonique pour les plans de fissures des micaschistes et des amphibolites du secteur de la vallée Rebra – la vallée Scărișoara – Făget 175 pôles : 0 – 2 – 4 – 6 – 8 – 10 %; f) le diagramme microtectonique pour la schistosité (micaschistes et amphibolites du bassin supérieur de la vallée Rebra) 80 pôles : 0 – 2 – 4 – 6 – 8 – 10 %;

Les diagrammes structuraux sont rédigés dans l'hémisphère supérieur.

### Planche III

Fig. 1. – Cuarț cristalizat în cavități miarolitice. Pegmatitele de pe valea Rebra.

Quartz cristallisé en cavités miarolithiques. Les pegmatites de la vallée Rebra.

Fig. 2. – Microclin cenusiu (Mi) din structuri în blocuri, cu vinisoare de albite (Ab). Zona intermedia rea a corpului pegmatitic de la confluența pârâului Scărișoara cu valea Rebra.

Microcline sombre (Mi) des structures en blocs, à veinules d'albite (Ab). La zone intermédiaire du corps pegmatitique situé au confluent du ruisseau Scărișoara avec la vallée Rebra.



Fig. 3. -- Microclin cu structură în grătar. Zona intermediară cu structură în blocuri din corpul pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra. Secțiune paralelă la (001); N+ ;  $\times 200$ .

Microcline à structure en grille. La zone intermédiaire à structure en blocs du corps pegmatitique situé au confluent du ruisseau Scărișoara avec la vallée Rebra. Section parallèle à (001); N+ ;  $\times 200$ .

Fig. 4. -- Microclini-micropertit din zona intermediară cu structură în blocuri a corpului pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra. Secțiune paralelă la (010); N+ ;  $\times 200$ .

Microcline-micropertite de la zone intermédiaire à structure en blocs du corps pegmatitique situé au confluent du ruisseau Scărișoara avec la vallée Rebra. Section parallèle à (010); N+ ;  $\times 200$ .

#### Planche IV

Fig. 1. -- Structură macrografică din zona externă a corpului pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra. Q, cuarț; F, feldspat.

Structure macrographique de la zone externe du corps pegmatitique situé au confluent du ruisseau Scărișoara avec la vallée Rebra. Q, quartz; F, feldspath.

Fig. 2. -- Structură zonală într-un bloc de pegmatit : Q, cuarț cenușiu (zona centrală, nucleul); F, feldspat; Ms, muscovit (zona intermediară). Corpul pegmatitic între Rebre.

Structure zonale dans un bloc de pegmatite : Q, quartz gris (zone centrale, noyau); F, feldspath; Ms, muscovite (zone intermédiaire). Le corps pegmatitique între Rebre.

Fig. 3. -- Microclin cu structură în grătar substituit de albă (Ab) și cuarț (Q). Pegmatitele de pe valea Scărișoara. N+ ;  $\times 90$ .

Microcline à structure en grille, substituée par albite (Ab) et quartz (Q). Les pegmatites de la vallée Scărișoara. N+ ;  $\times 90$ .

Fig. 4. -- Substituția albătului (Ab) de către cuarț (Q). Zona intermediară a corpului pegmatitic între Rebre. N+ ;  $\times 90$ .

La substitution de l'albite (Ab) par le quartz (Q). La zone intermédiaire du corps pegmatitique între Rebre. N+ ;  $\times 90$ .

#### Planche V

Fig. 1. -- Turmalină din zona de contact cu micașisturile. Corpul pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra. F, feldspat; Q, cuarț; Ms, muscovit.

Tourmaline de la zone de contact avec les micaschistes. Le corps pegmatitique situé au confluent du ruisseau Scărișoara avec la vallée Rebra. F, feldspath; Q, quartz; Ms, muscovite.

Fig. 2. -- Muscovit (Ms) dispus pe fracturi (sistemul  $M_3$ ) într-un bloc de albă (Ab) asociat cu cuarț cenușiu (Q). Zona intermediară a corpului pegmatitic între Rebre.

Muscovite (Ms) disposée sur des fractures (système  $M_3$ ) dans un bloc d'albite (Ab) associée avec du quartz gris (Q). La zone intermédiaire du corps pegmatitique între Rebre.

Fig. 3. -- Microclini-pertit din corpul pegmatitic între Rebre. N+ ;  $\times 90$ .

Microcline-pertite du corps pegmatitique între Rebre. N+ ;  $\times 90$ .

Fig. 4. -- Pegmatit cu turmalină (T), granat (G) și cuarț (Q). Zona marginală bogată în elemente feromagneziene a corpului pegmatitic între Rebre. N || ;  $\times 37$ .

Pegmatite à tourmaline (T), grenat (G) et quartz (Q). La zone bordière riche en éléments ferro-magnésiens du corps pegmatitique între Rebre. N || ;  $\times 37$ .



### Planche VI

Fig. 1. — Turmalină neagră (schörlit) asociată cu feldspat (F) și cuarț (Q) din zona intermedieră cu structură în blocuri a corpului pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra.

Tourmaline noire (schörlite) associée avec du feldspath (F) et du quartz (Q) de la zone intermédiaire à structure en blocs du corps pegmatitique situé au confluent du ruisseau Scărișoara avec la vallée Rebra.

Fig. 2. — Muscovit larg cristalizat („industrial”) asociat cu albit (Ab). Muscovitul prezintă forme de creștere în trepte. Zona intermedieră a corpului pegmatitic Între Rebre.

Muscovite largement cristallisées („industrielle”) associée avec de l’albite (Ab). La muscovite présente des formes de croissance en gradins. La zone intermédiaire du corps pegmatitique Între Rebre.

Fig. 3. — Turmalină (T) cu incluziuni de muscovit (Ms) și cuarț (Q) din zona intermedieră cu structură pegmatoidă a corpului pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra. N ||; × 90.

Tourmaline (T) à inclusions de muscovite (Ms) et quartz (Q) de la zone intermédiaire à structure pegmatoidé du corps pegmatitique situé au confluent du ruisseau Scărișoara avec la vallée Rebra. N||; × 90.

Fig. 4. — Cuarț (Q) în turmalina (T) din pegmatitele de la Pascaru. N ||; × 90.

Quartz (Q) dans la tourmaline (T) des pegmatites de Pascaru N ||; × 90.

### Planche VII

Fig. 1. — Modul de dispunere a cristalelor de turmalină în zona de contact cu micașisturile a corpului pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra.

Le mode de disposition des cristaux de tourmaline dans la zone de contact avec les micaschistes du corps pegmatitique situé au confluent du ruisseau Scărișoara avec la vallée Rebra.

Fig. 2. — Cristale de turmalină deformate și fracturate în zona marginală a corpului pegmatitic de la confluența pîriului Scărișoara cu valea Rebra.

Cristaux de tourmaline déformés et fracturés dans la zone bordière de corps pegmatitique situé au confluent du ruisseau Scărișoara avec la vallée Rebra.

Fig. 3. — Distribuția zonară a intensității de culoare în turmalina din pegmatite. Valea Scărișoara. N ||; × 90.

La distribution zonaire de l'intensité de couleur dans la tourmaline des pegmatites. La vallée Scărișoara. N || ; × 90.

Fig. 4. — Cuarț (Q) în granații almandin-spessartinici (G) din pegmatitele de la Tarnița Scărișoarei. N ||; × 65.

Quartz (Q) dans les grenats almandin-spessartiniques (G) des pegmatites de Tarnița Scărișoarei.N ||; × 65.

### Planche VIII

Fig. 1. — Turmalină fisurată într-o masă de feldspat (F) asociat cu cuarț cenușiu (Q) și muscovit (Ms). Zona intermedieră a corpului pegmatitic Între Rebre.

Tourmaline fissurée dans une masse de feldspath (F) associé avec du quartz gris (Q) et de la muscovite (Ms). La zone intermédiaire du corps pegmatitique Între Rebre.

Fig. 2. — Cristale de turmalină din micașisturile (a) și din zona de contact a pegmatitelor (b) de pe valea Scărișoara.



Cristaux de tourmaline des micaschistes (a) et de la zone de contact des pegmatites (b) placées sur la vallée Scărișoara.

Fig. 3. — Incluziuni de cuarț (Q) și apatit (Ap) în granații din zona intermedie a corpului pegmatitic de la confluența pârâului Scărișoara cu valea Rebra. N ||; × 65.

Inclusions de quartz (Q) et d'apatite (Ap) dans les grenats de la zone intermédiaire du corps pegmatitique situé au confluent du ruisseau Scărișoara avec la vallée Rebra. N ||; × 65.

Fig. 4. — Granat almandin-spessartinic (G) cu oxizi de mangan (negru). Corpul pegmatitic Între Rebre. N ||; × 65.

Grenat almandin-spessartinique (G) à oxydes de manganèse (noir). Le corps pegmatitique Între Rebre. N ||; × 65.

### Planche IX

Fig. 1. — Granat almandin-spessartinic (G) cu incluziuni de cuarț în pegmatitele de la Tarnița Scărișoarei. F, feldspat ; Q, cuarț ; Ms, muscovit.

Grenat almandin-spessartinique (G) à inclusions de quartz dans les pegmatites de Tarnița Scărișoarei. F, feldspath ; Q, quartz ; Ms, muscovite.

Fig. 2. — Cuiburi de granați almandin-spessartinici (G) în pegmatitele de pe valea Rebrișoara. F, feldspat ; Q, cuarț ; Ms, muscovit.

Nids de grenats almandin-spessartiniques (G) dans les pegmatites situées sur la vallée Rebrișoara. F, feldspath ; Q, quartz ; Ms, muscovite.

Fig. 3. — Granat (G) asociat cu hornblendă (H), biotit (Bi) și cuarț (Q) în șisturile amfibolice din zona corporilor pegmatitice. Valea Rebra. N ||; × 37.

Grenat (G) associé avec de la hornblende (H), de la biotite (Bi) et du quartz (Q) dans les schistes amphiboliques de la zone des corps pegmatitiques. Vallée Rebra. N ||; × 37.

Fig. 4. — Porfiroblast de granat (G) cu incluziuni de cuarț (Q) din micașturiile în care sunt localizate pegmatitele. Valea Rebra. N ||; × 37.

Porphyroblaste de grerat (G) à inclusions de quartz (Q) des micaschistes dans lesquels sont logées les pegmatites. Vallée Rebra. N ||; × 37.

### Planche X

Fig. 1. — Granat (G) asociat cu plagioclaz (Pl), biotit (Bi) și cuarț (Q) în paragnaisele din zona corporilor pegmatitice. Valea Rebrișoara. N ||; × 37.

Grenat (G) associé avec de la plagioclase (Pl), de la biotite (Bi) et du quartz (Q) dans les paragneiss de la zone des corps pegmatitiques. Vallée Rebrișoara. N ||; × 37.

Fig. 2. — Incluziuni de cuarț (Q) și apatit (Ap) în granații din pegmatite. Valea Scărișoara. N ||; × 37.

Inclusions de quartz (Q) et d'apatite (Ap) dans les grenats des pegmatites. Vallée Scărișoara. N ||; × 37.

Fig. 3. — Incluziuni de biotit (Bi) și cuarț (Q) în granații din pegmatite. Corpul pegmatitic Între Rebre. N ||; × 37.

Inclusions de biotite (Bi) et de quartz (Q) dans les grenats des pegmatites. Le corps pegmatitique Între Rebre. N ||; × 37.

Fig. 4. — Incluziuni de biotit (Bi) și muscovit (Ms) în granații din pegmatite. Valea Rebra. N ||; × 37.

Inclusions de biotite (Bi) et de muscovite (Ms) dans les grenats des pegmatites. Vallée Rebra. N ||; × 37.



## SCHITĂ GEOLOGICA A PĂRȚII DE SV A MUNTILOR RODNEI

0 500 1000 1500

#### LEGENDA

## FORMATIUNI SEDIMENTARE

1

#### **FORMATIUNI ERUPTIV**

### **3. *Dacito endozito (pacchetti***

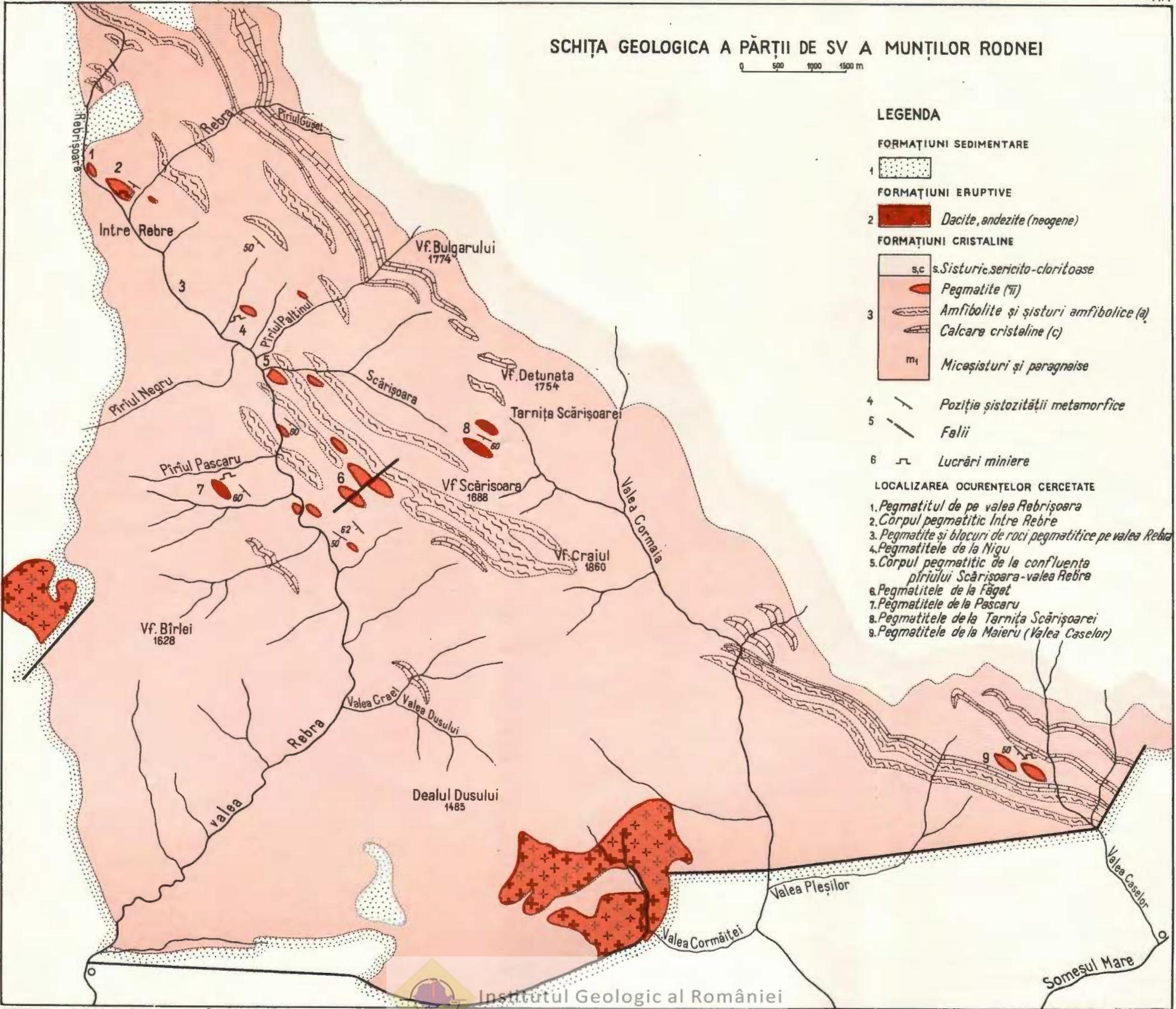
**FORMATIUNI CRISTALINI**

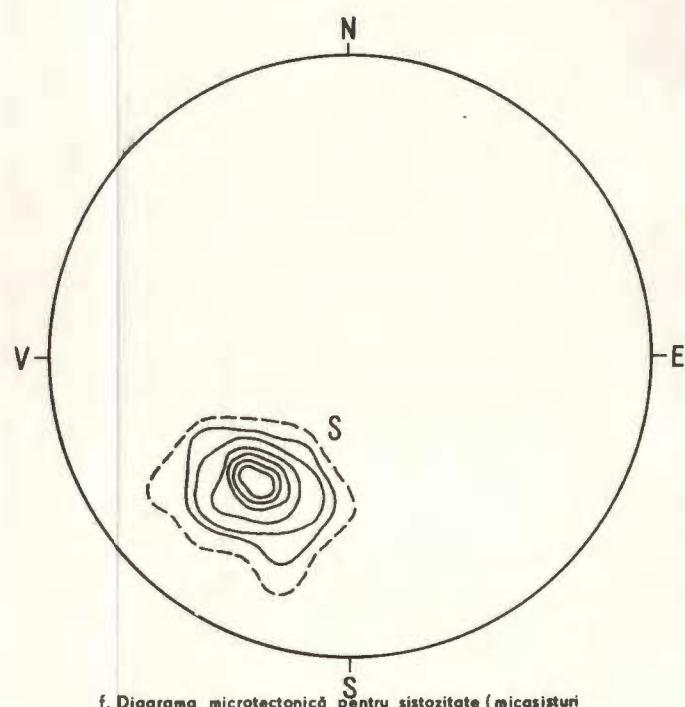
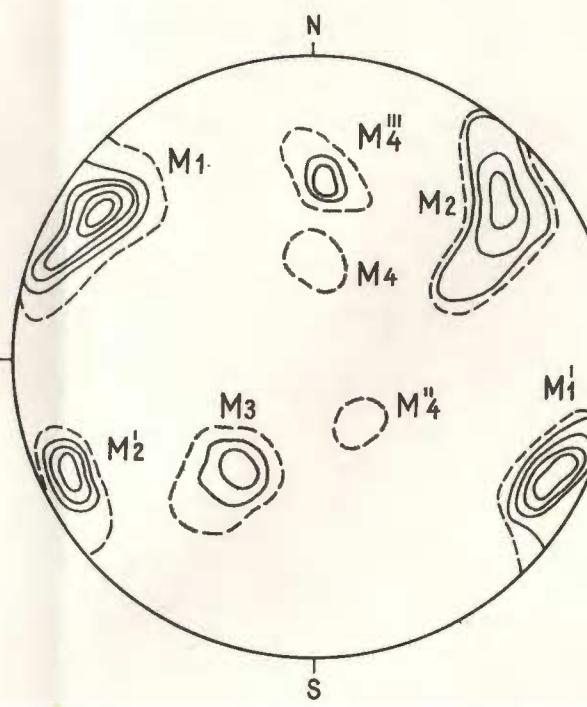
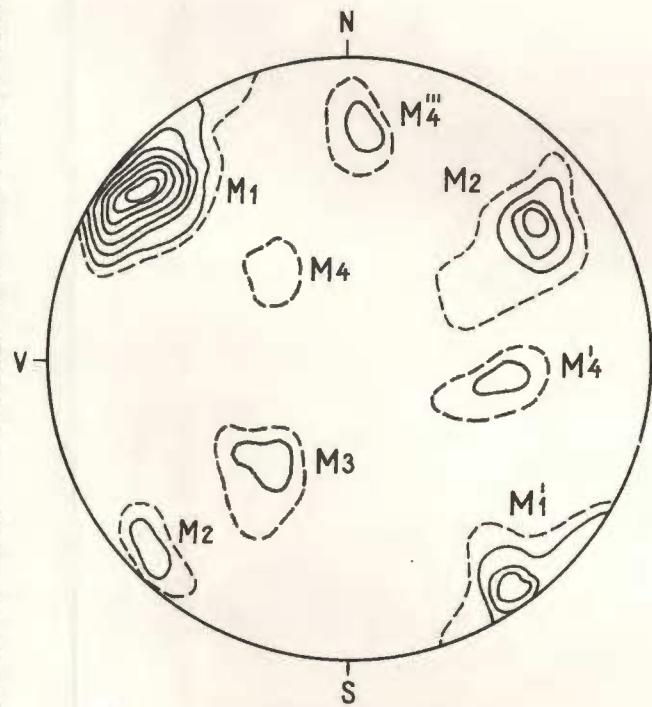
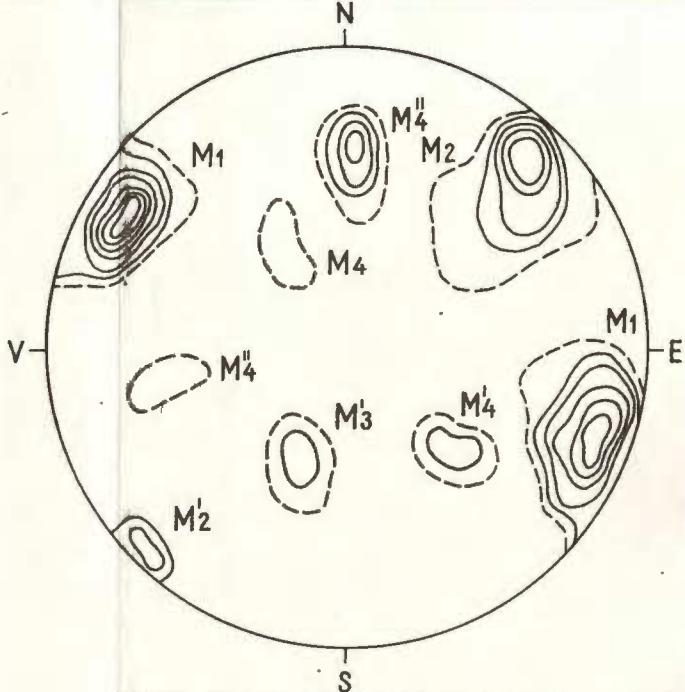
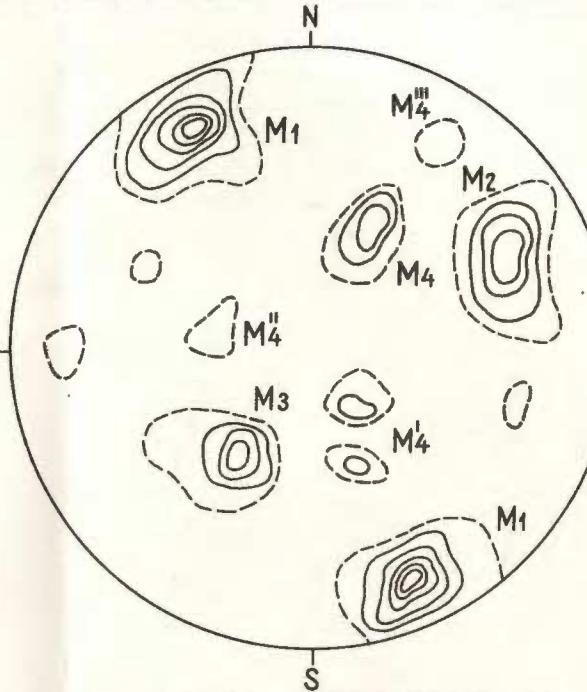
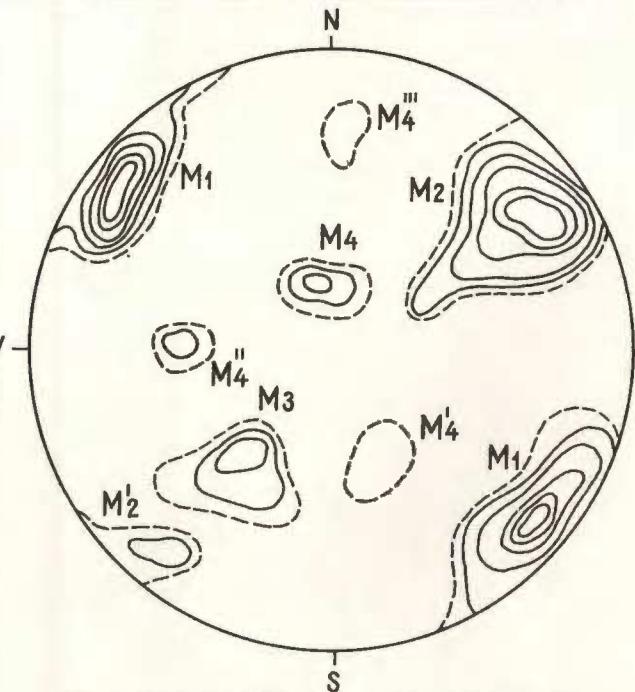
 <b>3</b>	<p><i>s. Sisturi de sericită - cloritoase</i></p> <p><i>Pegmatite (II)</i></p> <p><i>Amfibolite și sisturi amfibolice (a)</i></p> <p><i>Calcare cristaline (c)</i></p>
 <b>m<sub>1</sub></b>	<p><i>Micașisturi și paragnaise</i></p>

4 Poziția sistozitatii metamorfice  
5 Falii

## LOCALIZAREA OCURENTELOR CEBCEATĂ

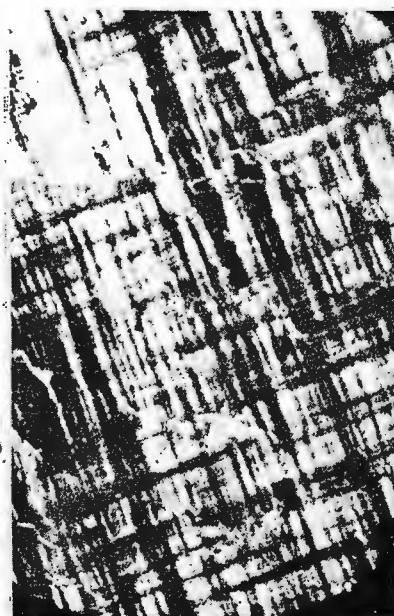
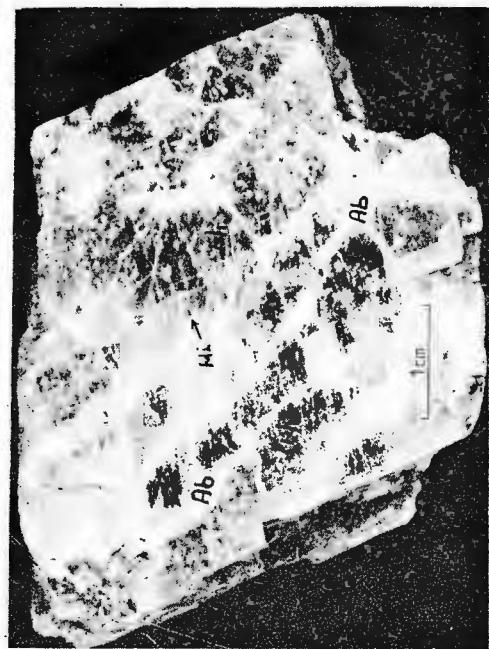
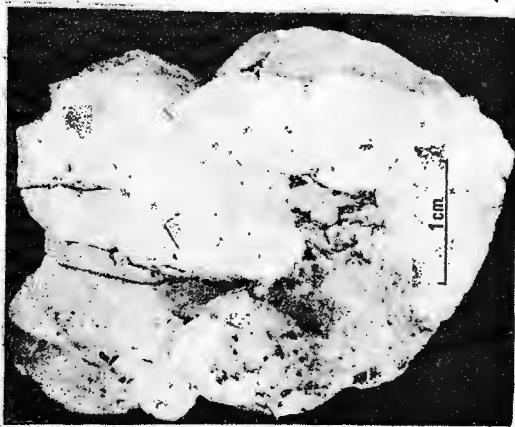
1. Pegmatitul de pe valea Rebreșoara
  2. Corpul pegmatitic Intre Rebre
  3. Pegmatite și blocuri de roci pegmatitice pe valea Rebia
  4. Pegmatitele de la Nigu
  5. Corpul pegmatitic de la confluenta  
pârâului Scărisoara-valea Rebra
  6. Pegmatitele de la Făgăat
  7. Pegmatitele de la Pascuru
  8. Pegmatitele de la Tarnița Scărisoarei
  9. Pegmatitele de la Maiereu (Valea Caselor)





T. MURARIU. Pegmatitele din muntii Rodnei.

Pl. III.

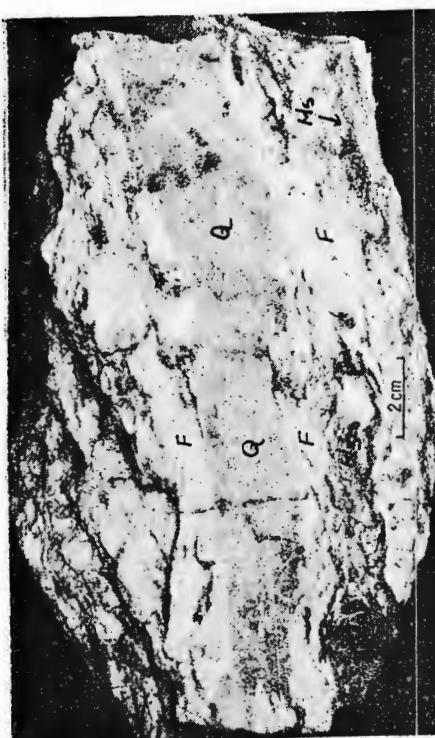


T. MURARIU. Pegmatitele din munții Rodnei.

Pl. IV.



1



2



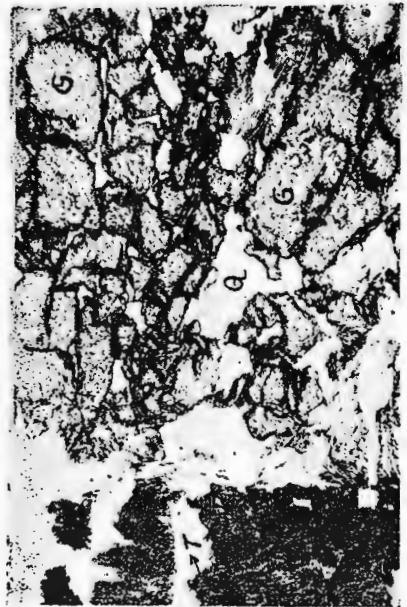
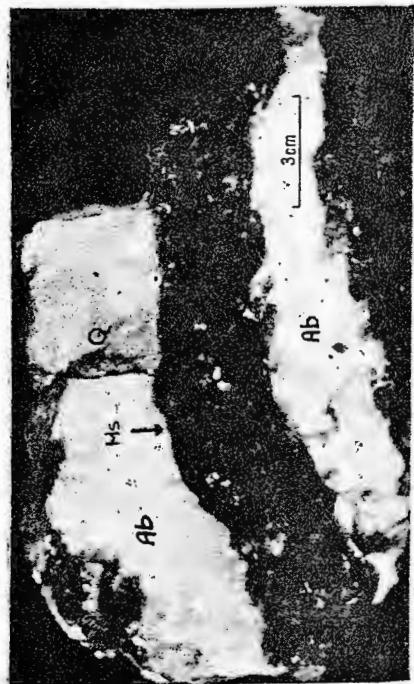
3



4

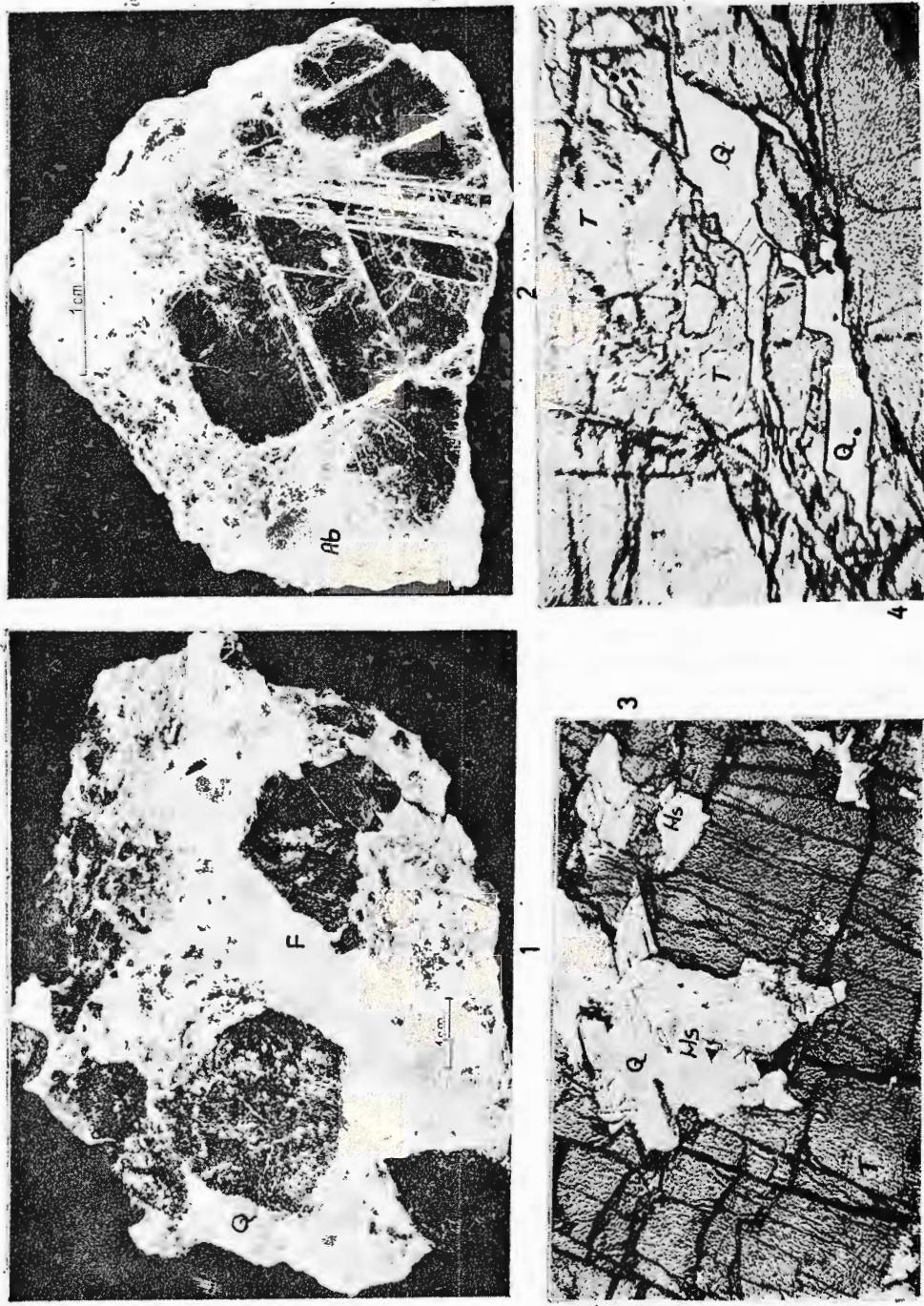
T. MURARIU. Pegmatitele din munții Rodnei.

Pl. V.



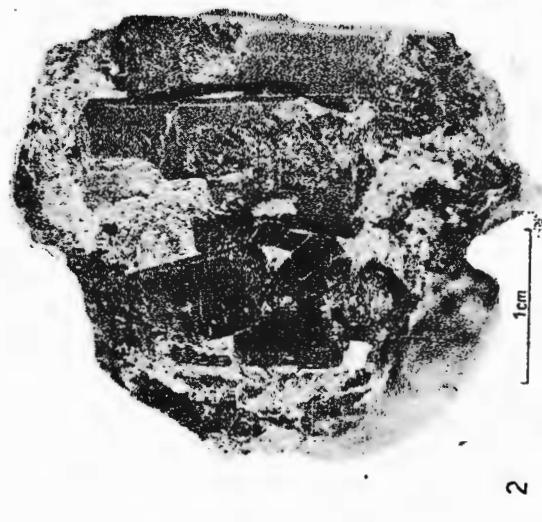
T. MURARIU. Pegmatitele din munții Rodnei.

Pl. VI.



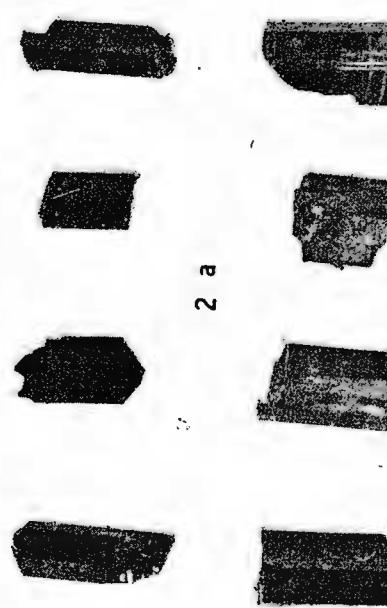
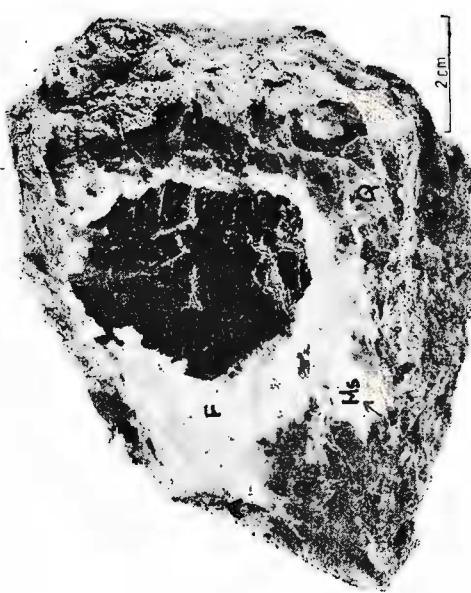
T. MURARIU. Pegmatitele din munții Rodnei.

Pl. VII.



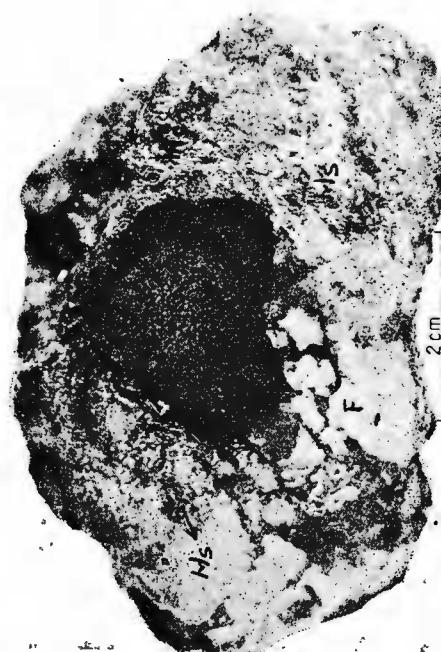
T. MURARIU. Pegmatitele din munții Rodnei.

Pl. VIII.

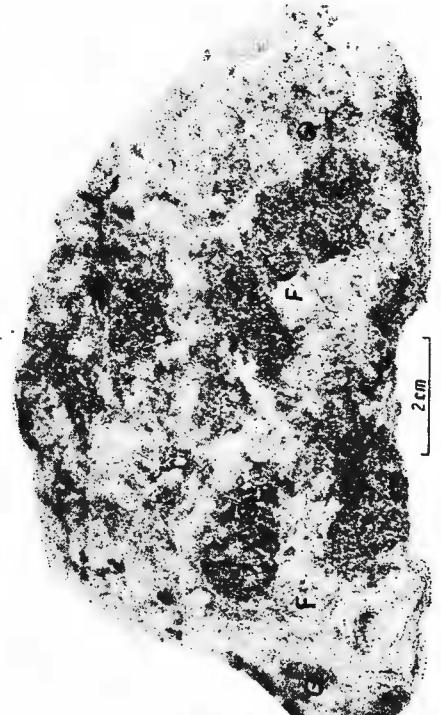


Ț. MURARIU. Pegmatitele din munții Rodnei.

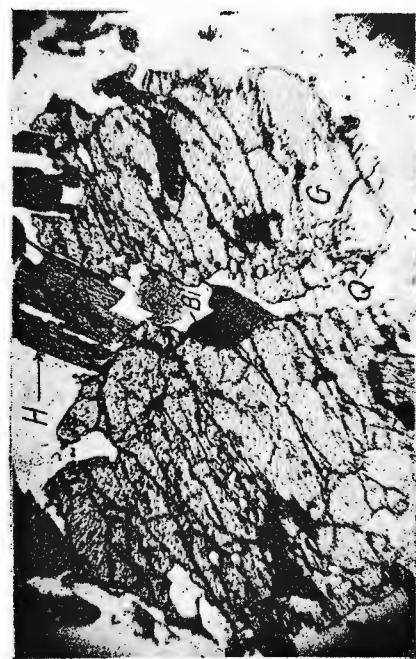
Pl. IX.



1.



2



3



4

T. MURARIU. Pegmatitele din munții Rodnei.

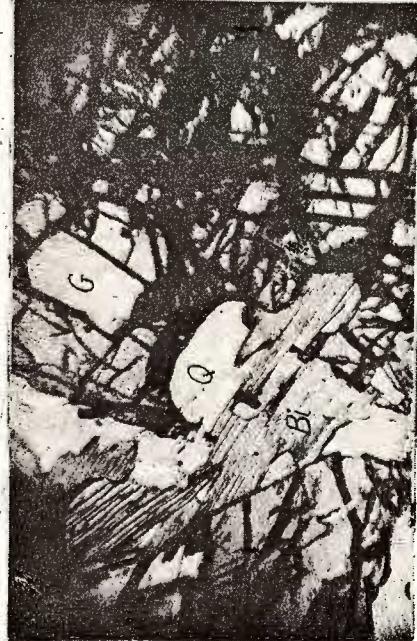
Pl. X.



1



2



3



4

Studiile tehnice și economice, seriile A—J au apărut  
în decursul timpului în cadrul următoarelor instituții:

Institutul Geologic al României  
Comitetul Geologic  
Comitetul de Stat al Geologiei  
Institutul Geologic  
Institutul de Geologie și Geofizică



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României