

Emil Constantinescu

MINERALOGENEZA SKARNELOR DE LA SASCA MONTANĂ



Tatălui meu

Emil Constantinescu

Mineralogeneza
skarnelor
de la
Sasca Montană

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
BUCUREȘTI, 1980

Mineralogenesis of Sasca Montană skarns
Минералообразование скарнов в Саска-Монтанэ

EDIȚIA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
79 717 R, București, Calea Victoriei nr. 125

Cuprins

<i>Prefață</i>	9
CAPITOLUL 1	
Istoricul mineritului și al cercetărilor geologice	11
1.1. Evoluția mineritului în regiune (p. 11). 1.2. Cercetări privind petrografia banatitelor și a rocilor de contact (p. 14). 1.3. Inventarul mineralogic al zonei Sasca Montană (p. 16).	
CAPITOLUL 2	
Date geologice și tectonice asupra regiunii Sasca Montană	21
CAPITOLUL 3	
Caracterizarea chimico-mineralogică a principalelor formațiuni petrografice antrenate în procesul de formare a skarnelor	26.
3.1. Sedimentarul prelaramic (p. 26). 3.1.1. Caracterizarea mineralogică și petrografică a depozitelor mezozoice din zona valea Nerei — valea Radimniuței (p. 26). 3.1.2. Chimismul depozitelor carbonatice mezozoice (p. 31). 3.2. Eruptivul laramic (banatic) (p. 32). 3.2.1. Mineralogia banatitelor (p. 32). 3.2.1.1. Descrierea principalelor minerale (p. 32). 3.2.1.2. Concreșteri minerale: contribuții la ipoteza originii metasomatice a concreșterii micrografice (p. 36). 3.2.2. Petrografia, microtectonica și chimismul banatitelor (p. 39). 3.2.2.1. Date petrografice (p. 39). 3.2.2.2. Date microtectonice (p. 41). 3.2.2.3. Date petrochimice (p. 42). 3.2.3. Petrogeneza banatitelor (p. 45).	
CAPITOLUL 4	
Mineralogia și chimismul skarnelor	48.
4.1. Descrierea principalelor minerale. Particularități optice și cristalochimice (p. 48).	
CAPITOLUL 5	
Termodinamica procesului de formare a skarnelor	65.
5.1. Enunțul principalelor elemente teoretice considerate (p. 65). 5.2. Reacțiile posibile de formare a principalelor minerale (p. 66). 5.3. Definirea sistemului ales și a limitelor sale (p. 67). 5.4. Parametrii fizici care condiționează geneza skarnelor.	

Diagrame de stabilitate (p. 70). 5.4.1. Condițiile fizice ale reacțiilor de formare pentru principalele minerale din skarnele de la Sasca Montană (p. 70). 5.4.1.1. Condiția de stabilitate a wollastonitului (p. 70). 5.4.1.2. Condiția de stabilitate a diopsidului (p. 72). 5.4.1.3. Condiția de stabilitate a tremolitului (p. 73). 5.4.1.4. Condiția de stabilitate a grossularului (p. 73). 5.4.1.5. Condiția de stabilitate a vezuvianului (p. 74). 5.4.2. Definirea factorilor care au controlat formarea skarnelor (p. 75). 5.4.2.1. Factorul presiune (p. 76). 5.4.2.2. Factorul temperatura (p. 77). 5.5. Modelul termodinamic al procesului de formare a skarnelor de la Sasca Montană (p. 78).

CAPITOLUL 6

Alterări hidrotermale 81

6.1. Zona de alterație hidrotermală a banatitelor (p. 81). 6.1.1. Descrierea principalelor minerale (p. 81). 6.1.2. Particularități chimico-structurale ale mineralelor din zona de alterație (p. 91). 6.1.2.1. Politipia mineralelor micacee (p. 91). 6.1.2.2. Interstratificații la mineralele argiloase (p. 92). 6.1.3. Proprietățile fizice ale rocilor banatitice transformate hidrotermal (p. 93). 6.1.4. Considerații mineralogenetice (p. 93). 6.2. Zona de alterație hidrotermală a skarnelor (p. 96). 6.2.1. Descrierea principalelor minerale (p. 96). 6.2.2. Evoluția chimică a procesului de alterare hidrotermală a skarnelor magneziene (p. 101).

CAPITOLUL 7

Mineralizația 102

7.1. Modul de prezentare a mineralizației (p. 102). 7.1.1. Asociații caracteristice (p. 102). 7.1.2. Morfologia corpurilor de minereu (p. 103). 7.2. Descrierea principalelor minerale metalice (p. 104). 7.2.1. Elemente (p. 104). 7.2.2. Sulfuri-sulfosaăruri (p. 105). 7.2.3. Oxizi-hidroxizi (p. 117). 7.3. Structurile și texturile mineralizației (p. 119). 7.3.1. Structuri (p. 119). 7.3.1.1. Structuri de dezamestec (exsoluție) (p. 119). 7.3.1.2. Structuri myrmekitice (p. 120). 7.3.1.3. Structuri de substituție (p. 120). 7.3.1.4. Structuri de pseudoexsoluție (p. 122). 7.3.2. Texturi (p. 122). 7.3.2.1. Texturi ritmice (p. 122). 7.3.2.2. Texturi concetrice (p. 124).

CAPITOLUL 8

Evaluarea statistică a caracteristicilor chimico-mineralogice 126

8.1. Evoluția tipurilor petrografice (p. 126). 8.2. Frecvența mineralelor caracteristice mineralizației (p. 127). 8.3. Frecvența elementelor chimice caracteristice mineralizației (p. 128). 8.3.1. Tipul de distribuție pentru Cu, Fe și S (p. 129). 8.3.2. Media și dispersia Cu, Fe și S în zăcămintă (p. 133). 8.3.3. Corelația Cu—Fe în mineralizație (p. 133). 8.3.4. Variația direcțională a elementelor (p. 137).

CAPITOLUL 9

Evoluția proceselor petrogenetice și metalogenetice	135
---	-----

CAPITOLUL 10

Indicatori metalogenetici	140
---------------------------------	-----

Bibliografie	143
--------------------	-----

Minéralogèneses des skarns de Sasca Montană (résumé)	151
--	-----

Prefață

Skarnele și mineralizațiile asociate, a căror complexitate a atras în ultimul secol mulți geologi, sînt ușor de recunoscut prin elementele fundamentale comune ale cadrului geologic, dar derutante prin variația capricioasă a unor trăsături specifice pentru diferite ocurențe. Abordarea studiului legilor de acumulare a substanțelor minerale utile, în zăcăminte asociate aceluiași tip genetic, se poate face, din punctul de vedere al concepției de cercetare, în două moduri:

— prin conexarea unor observații parțiale colectate dintr-un număr cît mai mare de zone;

— printr-un studiu aprofundat al uneia sau al cîtorva zone reprezentative, pentru a se ajunge, prin interpretarea observațiilor de teren, a informațiilor microscopice și chimico-structurale, pe baza principiilor termodinamicii și a datelor experimentale, la elaborarea unor modele genetice.

Zona Sasca Montană, caracterizată printr-o diversitate mineralogică și petrografică puțin obișnuită, face parte dintr-o regiune clasică pentru studiul fenomenelor pirometasomatice, în care de la bun început zăcămintele au fost studiate în ansamblu, pe baza cîtorva trăsături comune. Aceasta a asigurat o bază de cunoaștere generală satisfăcătoare pentru o primă etapă de investigație, dar insuficientă pentru interpretarea volumului de date acumulat între timp.

Cercetările noastre în zona Sasca Montană, începute în anul 1968, în contextul unui program geologic unitar, privind reîntegrarea în circuitul economic a vechilor zone miniere din Banatul de sud-vest și depistarea unor noi acumulări de substanțe minerale utile, asociate magmatitelor laramice, au evoluat în paralel cu activitatea de prospecțiune, explorare și exploatare parțială a zăcămintului.

Răspunzînd unor necesități actuale, printre care verificarea posibilității existenței unor mineralizații sărace de cupru diseminat, atenția noastră s-a îndreptat spre abordarea complexă (mineralogică, petrologică, geochimică) a principalelor elemente geologice implicate în procesul de formare și distribuție a elementelor metalice: sedimentarul mezozoic, banatite, skarne, alterații hidrotermale. Datele cantitative obținute au fost prelucrate statistic și s-au analizat condițiile fizico-chimice și cadrul structural, în vederea evidențierii unor indicatori metalogenetici, utilizabili în activitatea de prospecțiune și explorare, la scară locală sau regională. Lucrarea cuprinde rezultatele cercetărilor noastre, organizate conform acestui punct de vedere.

Datorez recunoștință acad. prof. Dan Giușcă, de la care am deprins nu numai tehnica, ci și filozofia cercetării geologice, conturînd imaginea generoasă a unei științe care, neputîndu-se limita la o simplă determinare de elemente în zone restrînse, revendică o meditație profundă în fața unor procese naturale, a căror anvergură în timp și în spațiu este excepțională.

Mulțumesc prof. dr. doc. V. Ianovici, membru corespondent al Academiei R. S. România, pentru sprijinul acordat cercetărilor mele în domeniul mineralogiei și prof. dr. doc. Grațian Cioflica, care m-a îndreptat spre studiul zăcămintelor laramice.

Multe idei prețioase, dar mai ales un climat de emulație și solidaritate colegială datorez lect. dr. M. Șeclăman, lect. dr. Gh. Popescu, lect. dr. N. Anastasiu, lect. dr. I. Măldărăscu, lect. Iosif Drăghici și dr. Gh. Udubașa.

Doresc să mulțumesc, de asemenea, cercetătorilor științifici C. Crăciun, N. Pop, Marina Toader, P. Andâr, geologilor Rodica Serghie, E. Nicu și chimistei Ioana Anastasiu pentru amabilul concurs oferit în diferite momente ale elaborării acestei lucrări.

Menționez cu plăcere sprijinul acordat la realizarea părții tehnice a lucrării de tehnicienii R. Fueru, Valentina Stroescu, A. Mancovschi, D. Danci și desenatoarea artistică Claudia Constantinescu.

Ultimii, dar nu cei din urmă, cărora le datorez mulțumiri sînt studenții, care în decursul anilor m-au însoțit pe teren, și geologii de la întreprinderile productive, de a căror simpatie și sollicitudine m-am bucurat permanent.

AUTORUL

Istoricul mineritului și al cercetărilor geologice

„Eroarea este fecundă“ — Erasmus

1.1. Evoluția mineritului în regiune

Banatul este una din vechile regiuni miniere ale Europei. Informațiile existente atestă preocupări privind extragerea și prelucrarea minereurilor pe o perioadă de aproape patru milenii. Cele mai vechi urme găsite sînt unelte de cupru și este probabil că, pînă în epoca de bronz, mineritul se rezuma la culegerea manuală a cuprului nativ din bogatele zone de oxidație superficială de la Sasca Montană și din zăcămintele învecinate.

În epoca de bronz, pe vetrele actualelor centre miniere s-au constituit așezări în care preocupările legate de cultivarea pămîntului erau dublate de cele legate de prelucrarea mineralelor de cupru, iar în epoca de fier, de prelucrarea oxizilor de fier. Resturile unor topitorii de cupru și obiecte de bronz s-au găsit în sudul și nordul Banatului, iar zgurele unor topitorii de fier din această perioadă s-au identificat la Bocșa Montană, în legătură cu exploatarea zăcămintului de magnetit de la Ocna de Fier.

Exploatarea primitivă sînt înlocuite de o tehnică minieră mai avansată odată cu constituirea statului dac și mai ales după ocuparea Daciei de către romani. Din această perioadă s-au păstrat resturi de instrumente miniere, lămpi de mînă, precum și urme de galerii romane la Sasca Montană, Moldova Nouă, Ocna de Fier. Zona minieră Moldova Nouă—Sasca este denumită de Tacitus (120 e.n.) „Centum putae“, regiunea cu o sută de mine. Marka (1869), vorbind despre exploatarea cuprului de la Sasca Montană de către romani, considera mina Sasca ca una din cele mai vechi din Banat. Numeroase vestigii: cărămizi cu inscripții, canalizări, băi, monede (Lotreanu, *Monografia Banatului*) atestă existența unui puternic castru și centru urban la Moldova Nouă. În același timp, la Berzovis (astăzi, Berzovia) funcționa o școală pentru deprinderea meșteșugului prelucrării metalelor—Schola fabrorum (Kissling, 1967).

Din prima parte a evului mediu există date cu privire la funcționarea unor puncte miniere pe valea Radimnei între Sasca Montană și Moldova Nouă (Gheorghită, 1975). În anul 1554, după bătălia de la Mohacs, Banatul devine pașalic turcesc și, timp de 164 de ani, mineritul continuă, dar într-un ritm foarte redus și fără a se realiza progrese tehnice, datorită lipsei de experiență a turcilor și dezinteresului pentru dezvoltarea regiunilor ocupate. Se sapă doar o serie de tunele în cheile Nerei, în dreptul localității Sasca Română.

După pacea de la Passarovitz (1717) urmează o perioadă de înflorire a mineritului în regiune. Astfel, chiar în anul 1717, generalul E. Mercy înființează „Banater Bergwerk Einrichtungskommission“ cu sediul la Timișoara,

luînd măsuri pentru reorganizarea exploatărilor și dezvoltarea cercetărilor miniere. Se înființează, de asemenea, un directorat și o școală minieră la Oravița și patru oficii montanistice (miniere) la Oravița, Sasca Montană, Moldova Nouă și Dognecea. Ca rezultat, mineritul se dezvoltă rapid, reclamînd un număr mare de brațe de muncă. Cei mai mulți muncitori, care lucrau la mine și în topitorii, erau olteni proveniți din Mehedinți, recrutați în special dintre cei care lucraseră la vechile mine de la Baia de Aramă. Emigrarea acestora în Banat s-a produs în diferite perioade ale secolului al XVIII-lea și ei au format baza populației de la Sasca Montană, Ciclova Montană, Dognecea, Ocna de Fier. Și astăzi locuitorii din Sasca Montană mai sînt numiți „bufeni“ (olteni), spre deosebire de cei din zona predominant agricolă de la Sasca Română, numiți „frătuți“.

Minele și fabricile au fost administrate, inițial, direct de către curtea imperială, dar, după 1733, perimetrele miniere au fost concesionate unor întreprinzători particulari, individuali sau asociați, dependenți de directoratul minier care îi îndruma și supraveghea prin funcționarii săi. Curtea își rezerva dreptul de a cumpăra produsele topitoriilor la prețul stabilit prin contract, iar ca impozit se rețineau la fiecare majă (56 kg) de cupru 7,5 funți. O mare parte din producția de cupru era exportată în Imperiul otoman (Kissling, 1967).

Date interesante asupra exploatărilor miniere din regiune sînt furnizate de celebrul inginer de mine din secolul al XVIII-lea, Ignatz von Born, care, în 1774, întreprinde o călătorie în Banat și publică ulterior, la Paris, în 1780, lucrarea *Voyage minéralogique fait en Hongrie et en Transylvanie*. El remarcă marea productivitate a minelor de cupru de la Sasca Montană și Ocna de Fier pe care le apreciază ca fiind printre cele mai bogate din Europa.

În 1869, inginerul de mine Georg von Marka, care în acea perioadă conducea lucrările de exploatare la Moravicza (Ocna de Fier), publică, la Viena, lucrarea *Einige Notizen über das Banater Gebirge* în care apar numeroase observații personale asupra zonei Sasca Montană. El menționează că, în anul 1863, exploatarea minieră Sasca avea 180 de muncitori minieri, producînd

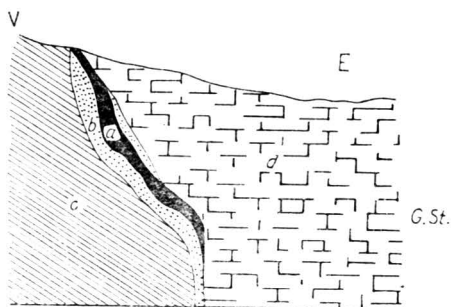


Fig. 1. — Profil prin zăcămintul din dealul Gheorghe (după Marka, 1869): a, minereu; b, ganga; c, șisturi cristaline; d, calcare; G. St., galeria Sfintu Gheorghe.

anual, cu două cuptoare de cupru, circa 600 țoli de cupru curat și face o serie de considerații asupra rezervelor de minereu pe care le apreciază la circa 2 milioane de țoli. Descrie amănunțit înrina „Cavalerul Sf. Gheorghe“ pe care îl consideră ca mai importantă (fig. 1).

Tot în aceeași perioadă, specialistul francez M. Castel este invitat ca expert pentru stabilirea perspectivelor miniere ale provinciei. În lucrarea *Mémoires sur les mines et usines métalliques du Banat*, publicată în anul 1869 la

Paris, în „Anales de Mines“, Castel împarte zăcămintele de la Sasca Montană în două grupuri, nordic și sudic, după natura minereului și modul de zăcămint. Castel menționează în zona dintre valea Nerei și valea Radimniuței (care face obiectul studiului nostru) un mare număr de exploatari. Astfel, pe teritoriul comunei Sasca Română se citează minele Maria Ana, Sveti-Thomas, Anton și Nicolae, cu minereu cuprifera, slab argentifer, conținutul de Cu fiind de 3%; pe teritoriul comunei Sasca Montană amintește minele Anastasia, Iakob, Fillipi, Lobkovitz, exploatate pentru minereuri cu conținuturi de 4% Cu și abandonate în anul 1793 din cauza dificultăților de evacuare a apelor, după ce ajunseseră la 40 m sub nivelul văii Susara. Ca și Marka, consideră ca cea mai importantă mină „Cavalerul Sf. Gheorghe“ pe care o descrie cu minuțiozitate, din punct de vedere geologic și minier. Accesul la minereu se făcea prin două galerii de coastă, Sf. Gheorghe-Zuban și Valea Morii. La nivelul superior erau interceptate 11 cuburi de minereu cu lungimi în jur de 4 m și grosimi de circa 1,5 m și conținuturi medii de 4—5% Cu. De la acest nivel lucrările avansau 70 m în profunzime, puțul de evacuare a apelor (unde era instalată o mașină cu coloană de apă) pătrunzând pînă la 99 m sub galeria Sf. Gheorghe. Perforarea galeriei Valea Mare, la 56 m sub galeria Sf. Gheorghe, în scopul exploatarii nivelelor inferioare, a început în 1842, fiind terminată în 1866. Pe teritoriul comunelor Știnapari și Cărbunari se remarcă, de asemenea, existența unui mare număr de lucrări miniere: Spiridon, Sf. Ștefan, Eleonora, Sabina, Joia Verde, Maria Radna, Patru Evangheliști, Rex Regius, Fortunatus, Rafael. Cele mai multe dintre ele conțin minereu piritos (circa 10% pirită) cu conținuturi în cupru reduse (în jur de 1%), dar cu zone de oxidație care local ating concentrații excepționale în cupru (15—35%). Unele minereuri oxidate erau și slab argentifere. Minele Sabina, Sf. Ștefan, Rex Regius au fost exploatate pentru fier, alimentînd furnalul înalt de la Sasca Montană, minereu piritos de la minele Patru Evangheliști, Eleonora, Joia Verde era întrebuintat ca adaus în metalurgia cuprului sau folosit la fabricarea acidului sulfuric, iar galeria Rafael, situată în calcarele de pe contactul estic, a fost folosită pentru exploatarea unor mici concentrații de galenă argentiferă. În această perioadă, ca și anterior, centrele miniere din Banat erau în același timp și centre metalurgice, marile halde de zgură existente pe teritoriul comunei Sasca Montană atestînd volumul minereului prelucrat. Cuptoarele pentru extragerea metalelor erau alimentate cu cărbuni de lemn, produși de locuitorii comunei Cărbunari, alte surse de energie fiind asigurate de apele râurilor Nera și Susara. Castel apreciază cantitatea de minereu extrasă la 175 000 t, iar cantitatea de cupru obținută la peste 3 500 t.

Metoda folosită de proprietarii particulari pentru exploatarea concentrațiilor metalifere consta, în special pentru platoul Știnapari-Cărbunari, în săparea unui puț de cîțiva metri pentru interceptarea minereului, după care acesta era exploatat cu galerii scurte pînă în zonele cu conținuturi mai scăzute. De multe ori punctele părăsîte ca prea sărace erau reluate cu succes de alți concesionari, după cîțiva ani. Forma de exploatare prin intermediul concesiunilor particulare devine însă cu timpul ineficientă și, în 1854, toate domeniile miniere dintre Bocșa și Moldova Nouă sînt preluate de societatea „Staateisenbahngesellschaft“ (S.T.E.G.) cu capital francez, care dobîndește dreptul exploatarii minelor din Transilvania. Prin introducerea unor utilaje noi și mărirea numărului de salariați, producția și productivitatea minelor cresc considerabil.

Spre sfârșitul secolului al XIX-lea însă, cea mai mare parte a lucrărilor miniere de la Sasca Montană se închid, datorită problemelor puse de infiltrația apelor în zonele mai adânci din mina principală „Sf. Gheorghe” și a epuizării zonelor superficiale cu minereu cuprifera oxidat, din platoul Știnapari.

După 1900 au loc doar câteva încercări sporadice ale unor concesionari particulari și unele tentative de redeschidere a minei „Sf. Gheorghe” de către U.D.R. (Uzinele de fier și domeniile Reșița) — societate cu capital românesc care preia, după primul război mondial, controlul minelor și uzinelor din Banat.

În 1951, în cadrul unui program de cercetări geologice organizate de Comitetul Geologic pentru valorificarea potențialului economic al provinciei banatitice, Întreprinderea geologică de explorări (IGEX) începe lucrări de explorare cu foraje și lucrări miniere în zona Gheorghe-Știnapari. Rezultatele favorabile obținute prin aceste lucrări au determinat reluarea, în 1975, a exploatării zăcămintului cuprifera Sasca Montană.

1.2. Cercetări privind petrografia banatitelor și a rocilor de contact

Existența pe o perioadă îndelungată a exploatărilor miniere a permis cercetări geologice detaliate asupra principalelor formațiuni geologice. Deși în cadrul vastului material acumulat există date interesante privind rocile sedimentare (de exemplu, clasică ocurență pentru triasic din dealul Redut), rocile metamorfice sau tectonica regiunii, vom reține numai elementele cu incidență directă asupra temei abordate în această lucrare, în speță cele privind rocile eruptive și de contact termic.

Ca și în cazul datelor privind mineritul, majoritatea considerațiilor geologice privesc în ansamblu fie cele cinci zăcăminte principale din vestul Banatului (Dognecea, Ocna de Fier, Oravița, Sasca Montană, Moldova Nouă), fie numai zona sudică a acestora (Oravița, Sasca, Moldova Nouă).

Primele informații importante privind petrografia regiunii sînt furnizate de I. von Born. El citează și o dizertație publicată de C. Delius la Viena, în prima jumătate a secolului al XVIII-lea, în care acesta descriind zăcămintele din Banat constată localizarea mineralizațiilor la contactul calcarelor din acoperiș și a corneenelor din fundament și explică formarea lor printr-un aport de „materie nouă”. După cum au remarcat și alți autori (Kissling, 1967), se pare că este prima identificare a cauzelor metamorfismului de contact metasomatic în literatura geologică universală.

În secolul al XIX-lea, cercetările efectuate de Beudant, în 1818, asupra rocilor eruptive din Banat (pe care le numește porfire sienitice) și asupra mineralizațiilor sînt urmate de lucrarea publicată în 1855 la Viena, de către Hauer, Ritter și Foeterle, în care aceștia descriu orientarea și poziția „sienitelor” de la Moldova Nouă, Sasca, Oravița și consideră mineralizația din sudul Banatului predominant cuprifera, separînd o așa-numită „direcție a argintului”, pe contactul estic al magmatitelor de la Moldova Nouă și Sasca. În 1863, Schröckenstein, într-un manuscris depus la Academia de Mîncîr Freiburg, explică cutarea depozitelor sedimentare din sudul Banatului prin presiunile dirijate de la NV spre SE produse de ridicarea „granitelor” de la Oravița — Ilidia — Sasca, în cretacic.

Un moment important îl constituie apariția, în 1865, a cunoscutei lucrări a lui Bernhard von Cotta *Erzlagerstätten im Banat und Serbien* în care acesta introduce termenul de „banatit” pentru a desemna rocile eruptive cretacee din Banat. Deși ulterior termenul de banatit, încetățenit în literatura petrografică, va fi uneori asimilat cu cel de granodiorit (chiar în unele tratate moderne — Iohannsen, 1956), Cotta, remarcând variațiile chimismului și structurii la banatite a subliniat că nu urmărește introducerea unui nou termen, pentru a indica un anumit tip de rocă, ci pentru a marca înrudirea lor. Se evidențiază astfel ideea de consangvinitate a unui grup de roci, anticipând noțiunea de provincie petrografică. Cotta întocmește o hartă cu răspândirea rocilor intrusiv din Banat (pe care la Sasca Montană sînt figurate atît corpurile din aliniamentul vestic, cît și cele din aliniamentul estic — Cioaca Înaltă) și sesizează legătura genetică a concentrațiilor metalifere cu banatitele, prefigurînd astfel și noțiunea de provincie metalogenetică.

Castell (1869) consideră corpurile intrusiv de la Sasca sienite și le împarte în trei sectoare: nordic (Sasca Română), central (Sasca Montană, dealul Gheorghe) și sudic (Știnapari-Cărbunari), remarcînd înclinarea generală spre vest a acestora cu un unghi de 30 — 40°. Descrie compoziția mineralogică a aureolei de contact și sesizează existența unor zone de brechie.

În 1876, Szabo, în lucrarea *Einige eruptive Gesteine von Uj Moldova*, introduce pentru rocile eruptive de la Sasca termenul „trahit andezino-cuarțos” și menționează zona de contact a acestora cu calcarele.

În 1908, Rozložnic și Emstz publică un interesant studiu petrografic și chimic asupra unor eșantioane colectate din diferite corpuri de roci banatitice din Banatul de vest. De la Sasca sînt analizate chimic două probe.

În 1910, Bergeat, în lucrarea *Beobachtung über den Diorit (Banatit, von Vaskö im Banat und seine endogene und exogene Kontakt metamorphose*, publicată la Stuttgart, descrie procesele de endometamorfism ale rocilor banatitice și separă skarnele în endo- și exoskarne.

Liffa, în lucrarea *Notizen über den Kontaktzug von Oravitza, Cziklova — Banya und Szaszka Banya (Uj Moldova)*, publicată la Viena în 1911, consideră că eruptivul cretacic este reprezentat prin granodiorite care au erupt pe „crăpături” și descrie o zonă „de contact endogen” și una de „contact exogen”.

În 1931, Codarcea publică teza sa de doctorat *Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocșa Montană*. Oferind o imagine petrografică și petrochimică complexă a rocilor banatitice din nordul Banatului, această lucrare avea să devină un studiu de referință pentru cercetările ulterioare efectuate asupra eruptivului din întreaga provincie laramică.

Interesul pentru această regiune a fost reactualizat în ultimele decenii, cînd s-au realizat o serie de lucrări de sinteză privind petrografia și chimismul banatitelor sau a zonei lor de contact — Giușcă și colab. (1967), Cioflica (1976), Cioflica, Vlad (1973) Cioflica și colab. (1977). În același timp, autorii unor teze de doctorat au adus contribuții importante la înțelegerea mecanismelor petrogenetice și metalogenetice de la Ocna de Fier (Kissling, 1967), Dognecea (Vlad, 1974), Moldova Nouă (Gheorghită, 1975), Oravița (Constantinof, 1980).

În cadrul unui program de cercetări geologice organizat de Comitetul de Stat al Geologiei (astăzi Ministerul Minelor, Petrolului și Geologiei) în zona Sasca Montană au fost efectuate, în perioada 1957 — 1962, prospecțiuni detaliate în vederea cartării și descrierii principalelor tipuri de roci, con-

tribuțiile la cunoașterea acestora fiind materializate într-o serie de rapoarte geologice întocmite de: Constantinof, Bercia I., Bercia E., Olteanu, Gheruci, Teodoru, Mateescu (1955—1956); Constantinof (1958); Ciocănelea, Hîrlea, Preda (1962).

Date noi privind conturarea corpurilor banatitice, a rocilor de contact și a zonelor mineralizate s-au obținut prin lucrările de explorare efectuate de I.G.E.X și ulterior de I.P.E.G. „Banatul“, acestea fiind sintetizate în rapoartele și hărțile alcătuite de Popa, Rogoz, Slabu (1966); Slabu, Zbarcea, Teodosiu (1970) și Nicu (1974—1977). Descrieri ale materialului recoltat din foraje și din lucrările miniere au fost efectuate în rapoartele geologice realizate de Angela Rafalet (1967—1975), Rodica Serghie (1970—1976), Cornelia Andrei (1971—1972), Felicia Dima (1975—1979).

1.3. Inventarul mineralogic al zonei Sasca Montană

În activitatea de cunoaștere geologică, o pondere deosebită au avut-o investigațiile mineralogice, Banatul de sud-vest fiind apreciat în literatura mineralogică mondială ca o zonă clasică pentru studiul mineralelor din rocile și mineralizațiile de contact, atât prin considerarea ca ocurență reprezentativă (Palache și colab., 1954; Deer și colab., 1967; Ramdohr, Strunz, 1966; Tröger, 1955; Ramdohr, 1969), cât și prin utilizarea lor ca etaloane pentru diferite tipuri de analize fizice moderne: RX (Thorez, 1975), I.R. (Moencke, 1962; Marel, 1974), D.T.A. (Mackenzie, 1952).

Primele informații asupra mineralelor de la Sasca Montană incluse în literatura geologică se pare că datează de la sfîrșitul secolului al XVIII-lea. Într-un mod oarecum paradoxal pentru un zăcămint cuprififer, ele privesc două minerale de plumb: *plumbul nativ*, menționat de I. von Born în 1790, într-un catalog sistematic al colecției „Melle E. de Raab“ din Viena, și *ceruzitul*, descris de J. Fichtel în lucrarea *Mineralogische Bemerkungen von den Karpathen* publicată la Viena, în 1791.

În 1804 celebrul mineralog F. Mohs, în cunoscuta lucrare de *Oryktonosie* în care pune bazele clasificării mineralelor după criterii macroscopice, descrie o serie de minerale din zona de oxidație de la Sasca aflate în colecția de minerale „J. F. von Hull“ din Viena: *crisocol* în concreștei sferoidale și *cuprit* sub formă de cristale mici asociate cu *malachit*, *azurit*, *limonit*, *cupru nativ*.

C. A. Zipser, în 1817, într-o primă încercare de realizare a unei *Mineralogii topografice* citează numeroase minerale de la Sasca Montană. Astfel, descrie cristale „frumoase“ ∞ O_2O_2 , de *grossular* verde-oliv și de epidot verde-gălbui, asociate cu *bornit*, *calcopirită*, *cuarț*, *calcit* în skarne, iar din galeria Sf. Gheorghe cristale albe fine cu dispoziție radiară de *grammatit*, concreșcute cu granat și bornit, în calcare recristalizate. Din zona de oxidație menționează *wulfenit* asociat cu galenă și mici cristale de *ceruzit*, în concreșțiuni dispuse în calcarele recristalizate din galeria Therezia, precum și *tenorit* (kupferschwärze), în mase compacte cu limonit, malachit, calcopirită.

Într-un alt tratat de mineralogie topografică *Handwörterbuch, der topographischen Mineralogie*, publicat în 1813, la Heidelberg, de către G. Leonhard, se citează — la Sasca — *piromorfite* în asociație cu ceruzit și galenă.

În *Lewy's Atlas*, editat la Londra în 1838, sînt menționate din zăcămintul Sasca cristale de azurit și malachit, care apar în druze formate în limo-

nit sau ca agregate sferoidale, iar în *Atlas der Krystallformen des Mineralreiches*, publicat la Viena în 1864 de A. S. Schrauf, este descris și *brochantitul*, care apare sub formă de cristale de culoare verde închis sau în cruste pe cuprit și malachit.

În 1854 (la Harlem) și apoi în 1863 (la Stuttgart), J. R. Blum publică o serie de remarcabile lucrări asupra „pseudomorfozelor” de minerale. Cu această ocazie el discută câteva relații interesante surprinse la Sasca Montană, printre care cristale de azurit îmbrăcate în pelicule fine de *alofan*, cristale de *gips* $P\infty P\infty (\infty Pe)$ ($\infty P\infty$) acoperite de malachit și azurit și frumoase cristale de pirită pseudomorfozate de limonit.

În 1859, apare la Viena primul volum din *Lexiconul mineralogic al imperiului austriac* elaborat de V. von Zepharovich, care va fi urmat de alte două volume, în 1875 și, respectiv, în 1893. În această amplă lucrare, care se referă la un spațiu vast din Europa centrală și răsăriteană, sînt citate de la Sasca Montană un număr de 37 de minerale, inserate în tabelul nr. 1. În acest lexicon, în afara datelor preluate de la autorii anteriori, Zepharovich include și multe observații personale din lucrările sale publicate sau manuscrise, realizate pe baza observațiilor afectuate asupra unor eșantioane provenite de la Sasca Montană și aflate în colecțiile muzeelor din Viena, ale muzeului național din Pesta, ale muzeului civic din Mailand etc. El descrie astfel cristale de *apofilit* dispuse pe romboedri de calcit în druzele din calcarele dolomitice,

Tabelul nr. 1

Inventarul mineralogic al zăcămintului Sasca Montană

După Marka (1869)	După Zepharovich (1859, 1875, 1893)	După Rădulescu și Dimitrescu (1966)
amfibol (hornblendă)	apofilit	alofan
apofilit	auricalcit	andradit
azurit	auripigment	anglezit
calcit	azurit	ankerit
calcopirită	bornit	apofilit
calcozină	brochantit	arsenopirit
ceruzit	calcantit	aur
covelină	calcit	auricalcit
cuarț	calcopirită	auripigment
cuprit	calcozină	azurit
cupru nativ	ceruzit	bornit
digenit	crizocol	brochantit
epidot	cuprit	calcantit
fluorină	cupru	calcit
granat	diopsit	calcopirită
hematit	fluorină	calcozină
limonit	galenă	ceruzit
malachit	gips	crizocol
magnetit	hematit	cuprit
manganit	magnetit	cupru
pirită	malachit	diopsid
pirotină	manganit	fluorină
psilomelan	molibdenit	galenă
sفالerit	pirită	gips
steatit	piroluzit	goslarit
(Speckstein)	piromorfit	grossular
zeolit fibros	pirotină	hematit
	plumb	hemimorfit
		ilsemanit
		magnetit
		malachit
		manganit
		manganocalcit
		molibdenit
		pirită
		piroluzit
		piromorfit
		pirotină
		plumb
		scheelit
		smithsonit
		(szaszkait)
		stilpnosiderit
		talc
		tenorit
		tetraedrit
		tremolit
		wollastonit
		wulfenit

cristale de *redruthit* (calcozină)—maclate în formă de cruce—și agregate sferoidale sau concreționare de calcopirită cu grosimi de 1/2 țoli, în druze. Dintre mineralele menționate prima dată amintim *auricalcitul*, *auripigmentul*, *calcantitul*, *molibdenitul*, *tetraedritul*, *stilpnosideritul*, *wadul*, *wollastonitul*.

În 1865 B. von Cotta (op. cit), referindu-se la mineralizația de la Sasca Montană, dă o listă de minerale, printre care menționează descoperirea în galeria Sf. Gheorghe a *digenitului*.

Marka (1869) (op. cit) descrie mai multe minerale (tabelul nr. 1) dintre care *covelina*, *pirotina*, *manganitul* și *zeoliții* fibroși sînt amintite pentru prima oară la Sasca.

Dintre cercetările ulterioare reținem ca semnificative pentru zona discutată studiile cristalografice executate de Toth (1882) și Tokody (1926) asupra *ceruzitului* la care sînt determinate formele (010) (110) (130) (012) (011) (112) (113) și de Vendl (1927) asupra calcitului, pentru care sînt citate 13 forme printre care: (1010) (1120) (1011) (5052) (4041) (0112) (0221) (1233).

În perioada 1925—1928, D. M. Cădere publică sub titlul *Fapte pentru a servi la descrierea mineralogică a României*, în Memoriile Academiei Române, un serial de comunicări, în care aduce contribuții remarcabile la cunoașterea zăcămintului Sasca Montană, menționînd pentru prima dată prezența *gossularitului* (pentru care citează exemplare de la Naturhistorisches Hofmuseum din Viena), *ankeritului*, *aurului*, *manganocalcitolui* și *smithsonitului*.

În 1966, Rădulescu și Dimitrescu, în *Mineralogia topografică a României*, o sinteză cuprinzătoare a răspîndirii mineralelor pe teritoriul țării noastre, citează la Sasca Montană 48 de minerale. În afara mineralelor menționate au mai fost citate: *cubanit*, *enargit*, *bournonit*, *bismutină*, *linneit* (Superceanu, 1969); *saponit*, *deweylit* (Neacșu, 1978).

În prezentul studiu au fost descrise un număr de 97 de minerale: actinot, albit, amiant, anatas, andezin, andradit, anhidrit, ankerit, antigorit, antofilit, aragonit, argentit, augit, augit egirinic, aur, azurit, barchevikit, biotit, bornit, boulangerit, bravoit, brookit, bytownit, calcedonie, calcit, calcopirită, calcozină, caolinit, clinohumit, covelină, crisotil, cuarț, cuprit, cupru nativ, deweylit, digenit, diopsid, dolomit, egirin, enargit, epidot (pistachit), epistilbit, ferosalită, flogopit, fluorină, forsterit, galenă, gips, goethit, grossular, hastingsit, hematit, hidrogoethit, idait, illit, ilmenit, jamesonit, laumontit, lepidocrocit, leucocen, linneit, magnetit, malachit, marcasită, melnicovit, microclin, millerit, mispichel (arsenopirită), molibdenit, mont, morillonit, muscovit, nacrit, nontronit, opal, ortoză, penin, pirită, pirotină-psiromelan, rutil, salit, saponit, scapolit (dipyr), sfalerit, sfen, sheridanit, siderit, siegenit, stilbit, sulf, talc, tennantit, tetraedrit, tremolit, turmalină (schorlit), vezuvian, wollastonit, zircon.

În această listă nu sînt trecute mineralele citate anterior care nu au mai fost regăsite sau confirmate în cercetările noastre. Față de mineralele trecute în lista publicată de Rădulescu și Dimitrescu (1966) (tabelul nr.1), sînt descrise în plus un număr de 73 de minerale. Dintre acestea, *idaitul* și *siegenitul* au fost menționate pentru prima dată în România, iar un număr de 49 sînt minerale noi pentru zăcămintul Sasca Montană. O parte din mineralele nou descrise (*vezuvian*, *scapolit*, *turmalina*, *brookit*, *anatas*, *idait*, *illit*, *nontronit* ș.a.), prin gradul de răspîndire sau semnificația petrogenetică și metalogenetică, conturează o nouă imagine asupra zonei de contact, a alterațiilor hidrotermale și a mineralizației.

Prezentarea unui istoric este desigur justificată, în măsura în care degajă și o semnificație actuală. Dacă evocarea îndelungatei tradiții a mineritului din Banat se asociază cu regretul că mari resurse minerale au fost de multe ori exploatare în beneficiul unor civilizații materiale de pe alte meleaguri, istoricul cercetărilor geologice este însoțit de satisfacția că tezaurul mineralogic al acestei zone a contribuit la progresul cunoașterii și la dezvoltarea gândirii geologice prin elaborarea unor concepte recunoscute pe plan mondial.

Reflectînd dialectic complexitatea fenomenelor geologice, cunoștințele acumulate la un moment dat ridică pe un plan superior noi întrebări. Astfel, dacă cercetările mai vechi au insistat asupra asemănărilor dintre principalele zăcăminte laramice din Banat, cercetările mai noi efectuate asupra fiecăruia din aceste zăcăminte, confirmînd consangvinitatea lor, au lăsat să se întrevadă și o serie de particularități remarcabile. Explicarea acestora, pe lîngă o integrare mai exactă în cadrul tectonostructural, a implicat considerarea unor mecanisme genetice mai subtile și folosirea unui număr cît mai mare de date chimico-mineralogice cantitative.

Cercetătorul care abordează studiul unei regiuni cercetate într-o perioadă îndelungată se află pus în fața unei opțiuni delicate, în ceea ce privește utilizarea materialului de observație, acumulat între timp. Folosirea lui ar asigura o considerabilă lărgire a bazei de informații, dar utilizarea unor analize executate în laboratoare și de analiști diferiți, la distanțe de zeci sau chiar peste o sută de ani, pe eșantioane a căror localizare este uneori destul de vagă, poate antrena și unele erori de apreciere. Pe de altă parte, așa cum s-a întîmplat în multe regiuni miniere, multe din mineralele din zonele exploatare (în special din zonele de oxidație și orizonturile superioare) nu mai pot fi astăzi regăsite și reanalizate. Pentru aceste motive, cu speranța că menționarea diferitelor date în capitolul de istoric a fost cît mai completă, am preferat ca în cuprinsul lucrării să ne limităm strict la datele de observație personale, realizate pe probe precis localizate, în cadrul perimetrului cercetat.

Determinările efectuate¹ s-au realizat în următoarele condiții:

— *Difracție RX* — difractometru Phillips (pentru filosilicați, sulfați, oxizi) și T.U.R. M 62 (pentru carbonați), radiație Cu K_{α} filtru Ni, 35 kV, 15 mA, viteza goniometrului $1/4^{\circ}/\text{min}$, viteza de deplasare a hîrtiei 600 mm/oră, etalon intern KCL; intensitatea liniilor a fost apreciată prin măsurarea înălțimii peak-urilor și raportare la linia cea mai intensă.

— *Spectroscopie de absorbție în infraroșu* — spectrofotometru Perkin Elmer 325 (pentru granați, vezuvian, carbonați), spectru I.R. în transmisie, domeniul spectral $4\,000\text{ cm}^{-1}$ — 200 cm^{-1} , pastilă KBr (25 mg probă/300 mg KBr), viteză 1, amplificare 260, program de fantă automat și spectrofotometru Zeiss UR 20 (pentru filosilicați) în domeniul $4\,000\text{ cm}^{-1}$ — 400 cm^{-1} , pastilă, KBr (probă 0,20%).

— *Analize termodiferențiale și termogravimetrice* — derivatograf M.O.M. sistem F. Paulik, J. Paulik, L. Erdey. S-au folosit termocupele Pt-Pt-Rh, material inert — alumina calcinată la $1\,600^{\circ}\text{C}$, creuzet de platină în formă de trunchi de con; greutatea materialului mojarat în mojar de agat a fost 1,2 — 1,6 g la probele de silicați, 1,4 — 1,7 g la cele de carbonați, 0,6 g la cele de oxizi. S-a lucrat în aer cu o viteză de încălzire 10°C pe minut.

¹ Probele martor, secțiunile și diagramele originale ale mineralelor analizate sînt depuse în colecția Laboratorului de mineralogie al Facultății de geologie și geografie din București.

Analizele cu microsonda electronică (granați, vezuvian, argentit) s-au efectuat cu un aparat J.S.M. 5 produs de firma Jeol—Japonia, iar cele prin *microscopie electronică* (minerale argiloase, filossilicați magnezieni), prin utilizarea unui aparat J.S-2 — firma Jeol — Japonia.

Microdurețea la mineralele metalice (sulfuri, sulfosăruri, oxizi, elemente native) s-a obținut cu microdurimetrul MHP-160 prin măsurarea suprafeței impresiunii în mm²; constanta impresiunii Vickers 1854,4; greutatea (P) folosită —80 g. Pentru fiecare mineral s-au efectuat 40 de măsurători, rezultatele fiind prelucrate statistic, valoarea redată reprezentând mediana. Microdurețea la silicați (granați, vezuvian, turmalină) s-a măsurat cu un microdurimetru PM 3 — greutatea (P) 200 g, iar valorile reprezintă media a trei măsurători pe cristal.

Capacitatea de reflexie — măsurătorile s-au efectuat cu un fotometru C. Zeiss Iena montat pe un microscop Amplival pol. U, cu filtre de interferență în următoarele lungimi de undă: 487 nm, 552 nm, 591 nm, 658 nm, folosindu-se un etalon de siliciu.

Indicii de refracție s-au măsurat prin metoda imersiei cu variația temperaturii, folosindu-se un refractometru Abbé și măsura de încălzire Boetius montată pe un microscop MIN 8.

Greutatea specifică s-a determinat cu picnometrul.

Date geologice și tectonice asupra regiunii Sasca Montană

„Dealuri, dulci sfere-mpădurite
Ascunse jumătate în pământ...”

Ana Blandiana

Perimetrul cercetat este delimitat la nord de valea Nerei, la sud de valea Radimniuței, la vest de dealurile Calvaria și Tilva Cerbului, iar la est de Dealul Orașului și valea Bolborosu. Principalele formațiuni geologice, reprezentate în harta anexată (planșa XII), sînt șisturile cristaline, rocile sedimentare paleozoice și mezozoice, rocile eruptive laramice (banatite), rocile de contact termic și metasomatic.

Șisturile cristaline. Nu apar la zi. Ele constituie fundamentul regiunii și aparțin seriei epimetamorfice de Locva (Răileanu și colab., 1964). Mărginesc perimetrul cercetat la nord și vest după o linie de contact anormală (falia Oravița), urmărită de la Fața Micoșului, în nord, pînă la Tilva lui Samoilă, în sud. Din punct de vedere petrografic, au fost separate șisturi sericitocloritoase cu porfiroblaste de albit, șisturi muscovito-cuarțoase, sernifite și amfibolite.

Rocile sedimentare. Depozitele paleozoice sînt reprezentate prin șisturi argiloase negre, de vîrstă permiană, care apar sporadic în valea Șușara. Depozitele mezozoice aparțin triasicului, jurasicului și cretacicului inferior. Relațiile dintre diferitele formațiuni sedimentare sînt evidențiate în imaginile panoramice reproduse în figurile 2,3 și în blocdiagramele

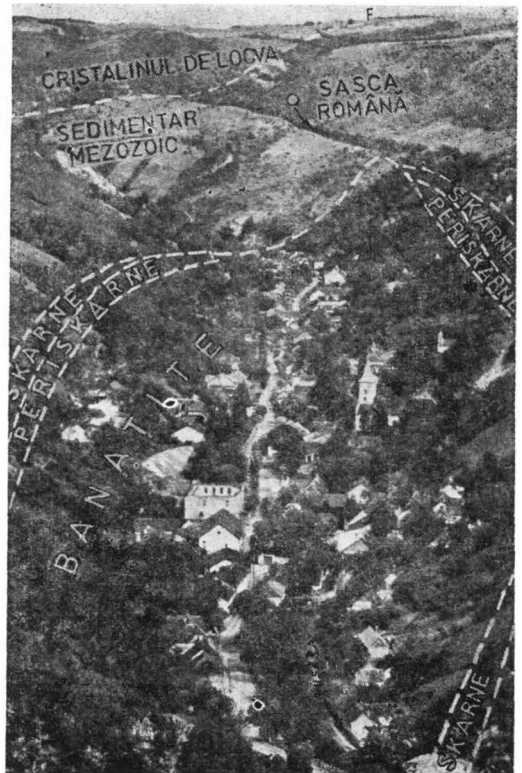
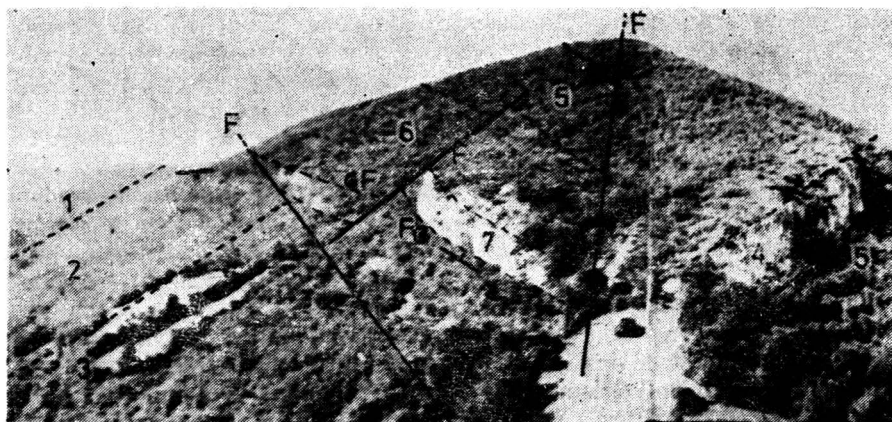


Fig. 2. — Imagine panoramică a zonei Sasca Montană.

din figura 4. O descriere detaliată a litostratigrafiei, mineralogiei și petrografiei acestor depozite este dată în capitolul 3.1.

Rocile eruptive laramice (banatite). Banatitele de la Sasca Montană fac parte din aliniamentul vestic al magmatitelor laramice din Banat (fig.5). În zona studiată aflorează pe o distanță de 8 km. Aflorimentele, care au forma



↘ Poziție de strat ; F⊙ punci fosilifer ; / falie.

Fig. 3. — Relații stratigrafice și tectonice în flancul vestic al sinclinalului Sasca (versantul stîng al văii Șușara): 1, calcare sublitografice (Marila) — tithonic superior; 2, calcare de Brădet — kimmeridgian superior — tithonic inferior; 3, skarne cu granați și vezuvian; 4, calcare spatice organogene — bajocian; 5, gresii și conglomerate — aalenian; 6, calcare negre — anisian inferior proparte-ladinian; 7, calcare dolomitice — werfenian superior — anisian inferior; 8, gresii și conglomerate werfenian inferior și mediu.

unor corpuri alungite longitudinal, se pot grupa în două subaliniamente orientate N—S; unul principal, în vest, și altul cu dezvoltarea mai redusă, în est, paralele cu linia tectonică Oravița și faliile Sasca, Crucea Otmanului, Nera. Corpurile eruptive din aliniamentul vestic au fost grupate în trei sectoare: nordic, central și sudic.

În sectorul nordic, banatitele aflorează în vestul localității Sasca Română. Sînt alterate, prezentînd aspecte de exfoliere cu formare de grus, putîndu-se totuși deosebi în masa lor cristale de biotit, hornblendă și feldspați plagioclazi.

În sectorul central, banatitele aflorează sub forma a două corpuri mari: unul pe care este amplasat satul Sasca Montană, dezvoltat între vârful Crucea lui Ciucar la nord și confluența văii Șușara cu valea Gheorghe la sud (fig. 2,4 b), iar al doilea, alcătuiind în întregime dealul Gheorghe, apare bine deschis pe valea Gheorghe (fig.4 a). Aceste două corpuri, cu dimensiuni apreciabile pentru această zonă (lungimea 1,5 km și grosimea 300—400 m), sînt însoțite de un cortegiu de corpuri satelite mai mici, probabil apofize. Banatitele au valori mai scăzute ale indicelui de culoare la Sasca Montană și sînt de culoare mai închisă în dealul Gheorghe, datorită unei participări mai masive a hornblendei în compoziția mineralogică.

În sectorul sudic, rocile eruptive alcătuiesc corpuri în zona localităților Știnapari și Cărbunari; în această zonă porțiunea străbătută de banatit are lățimea maximă. La nord și vest de Știnapari aflorează o serie de apofize de dimensiuni reduse. Corpuri de roci eruptive mai apar la sud de Știnapari

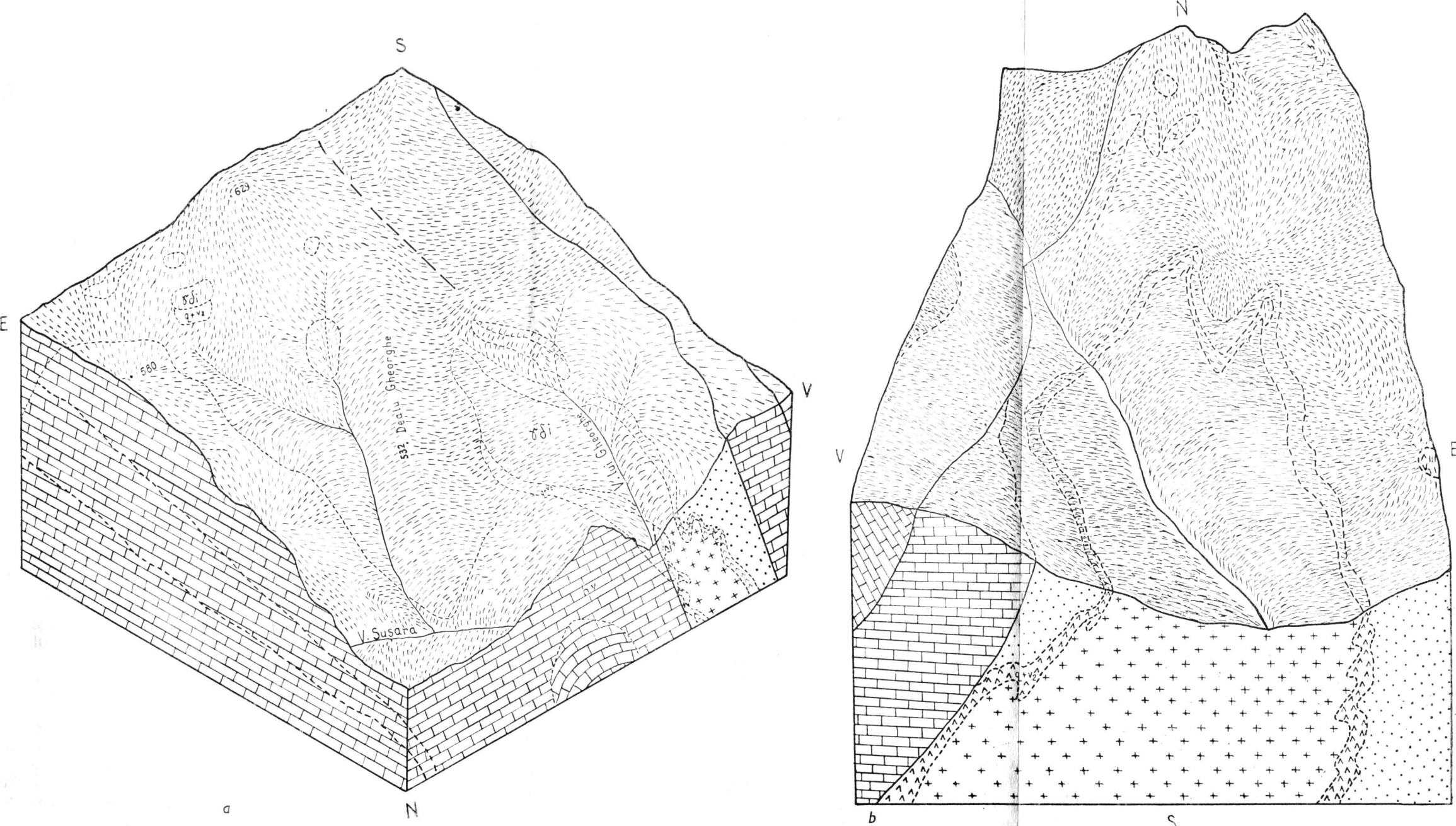


Fig. 4. — Bloc-diagrame ilustrind structura geologică a regiunii: *a*, sectorul Gheorghe; *b*, sectorul Sasca Montană. Pentru semnificația semnelor utilizate vezi legenda hărții geologice (planșa XII).

și la vest de Cărbunari. O serie de apofize de dimensiuni mai mici au fost evidențiate pe valea Radimniuța și pe o serie de mici afluenți ai acesteia.

În aliniamentul estic se remarcă corpul Cioaca Înaltă; limitele acestui corp, deși cunoscut în trecut (Cotta, 1864; Marka 1869), erau mai puțin clare, datorită mascării lui sub depozite cuaternare. El a fost parțial probat de noi

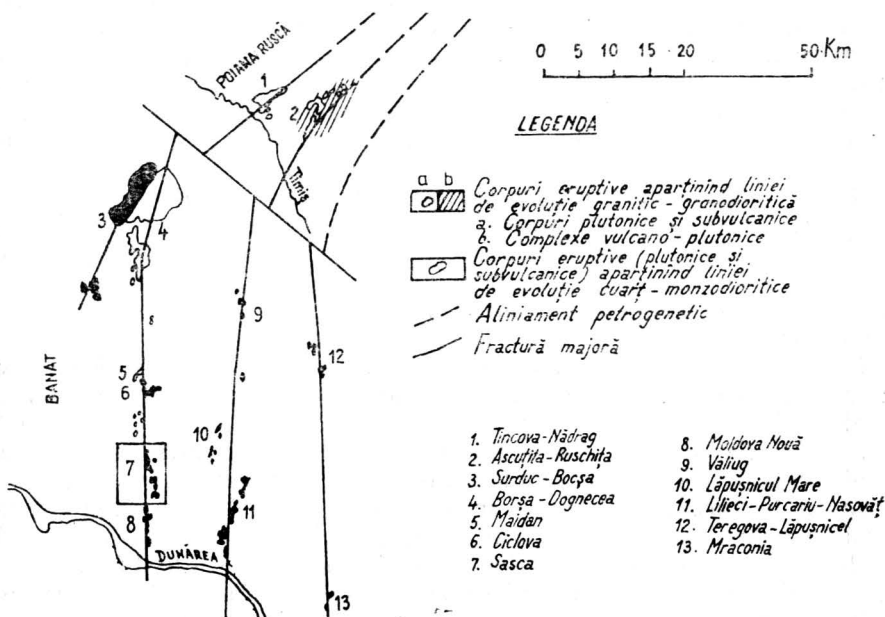


Fig. 5. — Detaliu la sud de Mureș din schița distribuției magmatismului laramic în România (după Cioflica și colab., 1977).

în aflorimentele izolate, de pe fundul dolinelor formate în platoul de eroziune. Forma alungită a acestui corp și orientarea N—S au fost precizate prin lucrările de explorare efectuate în zonă de I.P.E.G. Banatul. Banatitele au o culoare închisă și sînt în general proaspete. În zona cea mai estică se trece treptat de la structura porfirică la un facies andezitic.

Alura corpurilor în profunzime este dificil de sesizat în sectorul nordic și chiar în cel central, unde conturul elipsoidal al suprafeței interceptate de eroziune permite urmărirea în versanți a relațiilor cu sedimentarul prelaramic. Ea a fost însă clar evidențiată prin foraje în sectorul sudic (Știnapari — Cărbunari), unde banatitele apar sub forma unei lame (sfenoid) cu grosimea de 200 m, direcția N—S și căderea 45—50° V, intrusă parțial concordant în depozitele jurasic-cretacic inferioare.

Rocile de contact termic și metasomatic sînt reprezentate în principal prin skarne și calcare recristalizate. Skarnele aflorază în sectorul nordic pe versanții văii Șușara și spre sud pe valea Gheorghe, cunoscînd o dezvoltare mai mare în sectorul Știnapari, unde sînt însă acoperite de haldele lucrărilor miniere vechi. În sectorul Știnapari zona de contact formează în adîncime o bandă aproape continuă care urmărește pe direcție, cu mici variații de grosime, culcușul și acoperișul lamei banatitice. Fascicularea acesteia în părțile terminale determină mărirea suprafeței de contact și extinderea skarnelor interceptate la diferite nivele în foraje.

Compoziția mineralogică prezintă o variație notabilă, fiind caracteristice asociațiile: grandite-vezuvian, grandite-diopsid-vezuvian, wollastonit-grossular, grandite-diopsid-antofilit, diopsid-tremolit, grandite-wollastonit-salit-epidot, scapolit-wollastonit-grandite, brucit-calcit, forsterit flogopit. Dintre acestea, granditele, vezuvianul și tremolitul formează local zone practic monominerale însoțite doar de o cantitate redusă de calcit. Se pot separa parageneze tipice skarnelor calcice, precum și asociații cu caracter pregnant magnezian. Subliniem însă caracterul local al asociațiilor magneziene identificate în galeria Carolina și în forajele și lucrările miniere din platoul Știnapari, ca și larga răspândire a asociației grandite-vezuvian în sectoarele cercetate. Skarnele cu compoziție mineralogică mai complexă (wollastonit-salit-scapolit-grandite-epidot) apar pe contactul estic al corpului Gheorghe.

Referitor la dispunerea spațială a metasomatitelor, observațiile microscopice și de teren permit separarea unor zone de skarne apobanatitice, cu dezvoltare limitată și mineralogie mai simplă, de zonele de skarne apocarbo-natice, cu întindere și variație mineralogică apreciabile, dar în care distribuția asociațiilor bi — sau monominerale menționate are, de cele mai multe ori, un caracter nereglat.

Trecerea de la magmatitele laramice la skarnele apobanatitice se face printr-o bandă îngustă de periskarne (feldspat potasic — augit egrinic, relicte de plagioclazi), care se poate regăsi cu o remarcabilă regularitate pe contactele estic și vestic ale corpului Sasca Montană, pe contactul estic al corpului Gheorghe și la partea superioară a lamei banatitice din platoul Știnapari.

Calcarele recristalizate ocupă, în contrast cu skarnele care au în general dimensiuni reduse, o zonă mult mai largă, dezvoltându-se pe câteva sute de metri de-o parte și alta a contactelor corpurilor banatitice. Ele diferă ca granulație și culoare. În zonele apropiate de contact apar calcare larg recristalizate de culoare cenușiu deschis, cu diametrul granulelor pînă la 3 cm, macle polisintetic, caracteristice pentru zăcămintul Sasca Montană. În eșantioane se observă deoseori cum impuritățile cărbunoase din calcarele sedimentare sînt expulzate în timpul recristalizării și împinse spre limitele granulelor, creînd texturi particulare.



Marea variabilitate a faciesurilor petrografice condiționează o multitudine de aspecte morfologice, fiecare tip de rocă generînd forme de relief caracteristice. Calcarele determină formarea unor abrupturi stîncoase, cu grohotiș la baza pantei (Calvaria), culmile fiind modelate în platouri de eroziune (Știnapari); apar zone de carst cu o mare dezvoltare a dolinelor (Cioaca Înaltă, Sălașul lui Toma, Cărbunari), sau a cheilor (Cheile Nerei, Cheile Șuşarei). Intercalațiile marnoase controlează apariția locală a izvoarelor. La contactul cu rocile banatitice relieful prezintă modificări de pantă, devenind mai domol. În vestul zonei, unde apar șisturile cristaline, relieful ia un aspect caracteristic de culmi rotunjite.

Tectonica regiunii este caracterizată prin prezența unor elemente structurale cu caracter plicativ și disjunctiv.

Depozitele sedimentare mezozoice formează o serie de cute anticlinale și sinclinale aplecate (frecvent cu un flanc laminat), ale căror orientări NNE-SSV se încadrează în stilul general tectonic al sinclinoriului Reșița — Moldova Nouă (fig. 3). Pe harta anexă (pl. XII) sînt indicate cele mai importante struc-

turi: anticlinalul Sasca — valea Gheorghe; anticlinalul Șușara; sinclinalul Sasca Română; sinclinalul Radimniuța — Crucea Otmanului.

Principalele dislocații tectonice au orientare meridiană. Limita de vest a perimetrului este fixată de falia Oravița (dislocația vestică) — o falie inversă după care cristalul de Locva încăleacă peste depozitele sinclinalului Reșița — Moldova Nouă (pînza supragetică — Codarcea, 1967; Săndulescu, în Mahel, 1974), iar în cadrul perimetrului apar alte trei linii profunde, cvasiparalele, dispuse aproximativ N—S: falia Sasca, falia Crucea Otmanului, falia Nera.

Deformațiile rupturale majore se completează cu o serie de dislocații transversale evidențiate în dealul Redut și în dealul Gheorghe, care determină o ușoară decroșare spre vest a fracturilor longitudinale.

Sistemul cvasiortogonal de fracturi imprimă o tectonică în blocuri, determinînd o afundare în trepte a compartimentelor de roci banatitice de la nord (Sasca Montană) spre sud (Moldova Nouă) — (Constantinescu, 1977).

Caracterul profund al principalelor fracturi a fost confirmat de cercetările seismice gravimetrice (Airinei, Ștefănescu, 1976)², care au evidențiat prezența în zona Sasca Montană a trei linii crustale: o linie crustală de ordinul II (A_1) orientată NNV—SSE, o linie crustală legată de erupțiuni cu orientare NNE—SSV și o linie crustală de ordinul III cu orientare aproximativ E—V. Joncțiunea celor trei linii are loc în sectorul Gheorghe — Știnapari (fig.6).

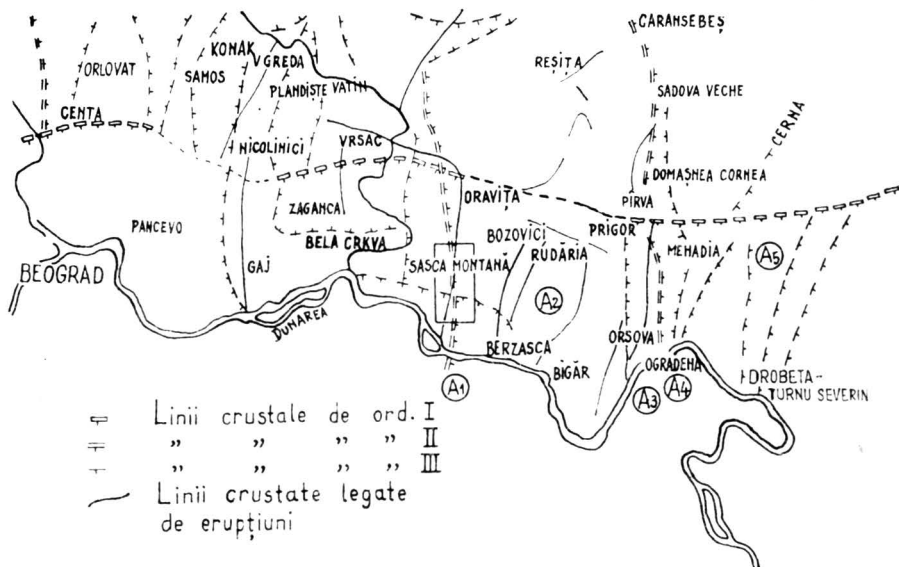


Fig. 6. — Detaliu în zona sudică a hărții structurii geologice profunde după date geofizice (gravimetrice și magnetice) din regiunea Banatului românesc și Banatului sîrbesc (după Airinei, Ștefănescu, 1976).

Elementele tectonice majore sînt completate cu un sistem complex de deformații rupturale cu amploare diferită, de la microfisuri și diaclaze pînă la dislocații la nivelul crustalelor. Ele au afectat rocile eruptive, metasomatitele și mineralizația, principalele procese petrogenetice și metalogenetice purtînd evident amprenta controlului structural.

² Airinei, Ștefănescu (1976), raport geofizic, arh. Inst. geol. geofiz.

Caracterizarea chimico-mineralogică a principalelor formațiuni petrografice antrenate în procesul de formare a skarnelor

„Pentru mine prima piatră pusă în rucsac
valorează cit un zăcămint“

Fernando

3.1. Sedimentarul prelaramic

Cunoașterea compoziției chimice, mineralogice și petrografice a sedimentarului prelaramic, care a funcționat ulterior ca paleosom pentru neoformațiunile de contact asociate banatitelor, este necesară pentru reconstituirea procesului de metamorfism termic și metasomatic în regiune. Întrucât depozitele paleozoice sînt reprezentate doar prin cîteva iviri sporadice de permian (dealul Redut), nesemnificative pentru obiectivul enunțat, vom examina exclusiv depozitele mezozoice.

3.1.1. Caracterizarea mineralogică și petrografică a depozitelor mezozoice din zona valea Nerei — valea Radimniuței

Datele privind succesiunea stratigrafică³, descrierea litologică macroscopică, asociațiile mineralogice caracteristice și clasificarea petrografică a formațiunilor sedimentare mezozoice sînt prezentate sintetic în figura 7. Sînt menționate, de asemenea, grosimile aproximative în metri ale principalelor formațiuni.

Date mineralogice. Prin analize microscopice s-au identificat următoarele minerale: cuarț, microclin, minerale argiloase, mice, carbonați trigonali, aragonit, oxizi și hidroxizi de fier, sulfuri. Fiind cunoscută dificultatea precizării pe cale optică a fazelor mineralogice, în cazul carbonaților și mineralelor argiloase, s-au efectuat investigații de detaliu prin analize termice, difracția razelor X și spectroscopie de absorbție în infraroșu.

Carbonați. Analizele röntgenstructurale au evidențiat prezența calciului (reflexele 3,025 (10 $\bar{1}$ 4)—1,921—1,863—1,039), a dolomitului (reflexele 2,862 (10 $\bar{1}$ 4)—2,661—2,179—1,783) și a aragonitului (reflexele 1,97; 3,39) (fig. 7). Spectrele de absorbție în I.R. ale carbonaților romboedrici prezintă

³ După Aurelia Bădăluță, 1964, 1973, rapoarte geologice.

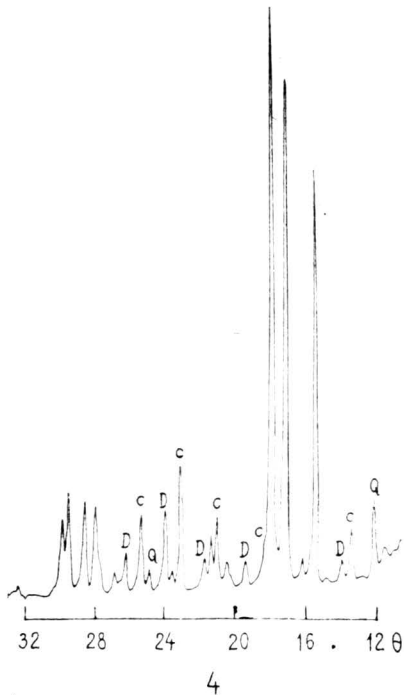
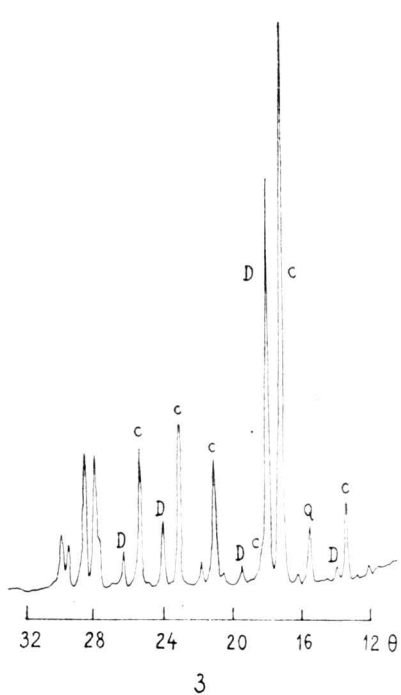
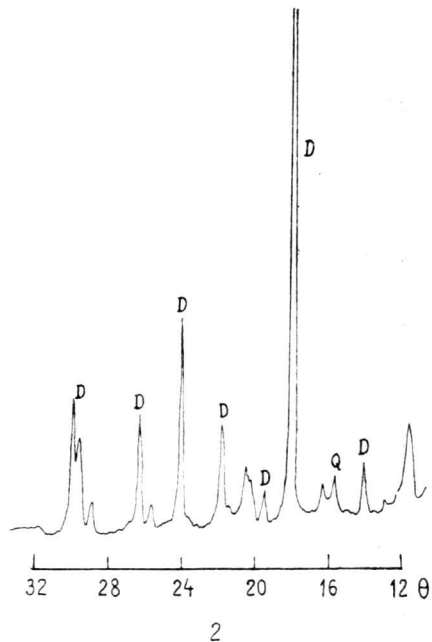
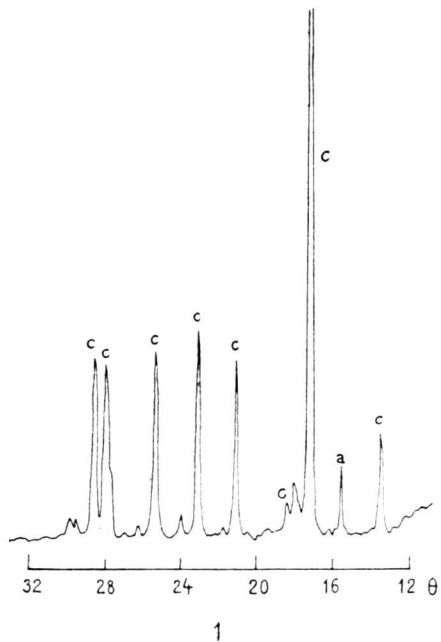


Fig. 7. — Diffractogramele rocilor carbonatice mezozoice de la Sasca Montană: c, calcit; D, dolomit; a, aragonit; Q, cuarț.





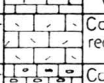

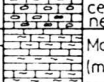

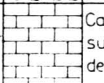

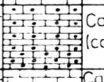

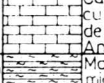

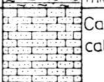



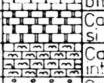

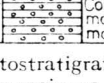

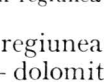

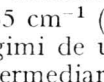

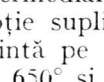

VIRSTA			INDICE GROS STRAT.	LITOSTRATIGRAFIA	MINERALOGIA	PETROGRAFIA	
SISTEM	SERIE	ETAJ				DESCRIERE MACROSCOP.	PARAGENEZĂ
CRETA- CIC		ALBIAN	Cr ₁ 100m		Conglomerate, gresii, calcare grezoase (strate de Radimna)	21. Q+F+L	 Gresii subcuartfoase conglomerate
		APTIAN SUPERIOR	Cr ₁ 300m		Calcare cenușii-gălbui-roșcate, masive sau stratificate a) cu intercalații de marne cu orbitoline b) cu laterizări (calcare de Valea Minisului)	20. Calcit+Ar	 Micrite cu bioclaste
	INFERIOR	Cr ₁ 200m		Calcare organogene masive recitile (facies urgonian)	19. Calcit±Ar	 Biotite Calcare bioconstruite	
	HAUTE-RIVIAN	Cr ₁ 80-120m		Calcare și marnocalcare cenușii cu silixuri dispuse neregulat	18. Calcit+Q±Fe	 Calcisiltite ± Silicilite	
	VALAN-GINIAN	Cr ₁ 40-200m		Marne cenușii foioase (marne de Crivina)	17. Calcit+A±Q	 Marne Calcilitute	
JURA- SIC	SUPERIOR	BERRIASIAN TITHONIAN SUPERIOR	J ₃ 150-300m		Calcare fine, gălbui-cenușii sublitografice (calcare de Marila)	16. Calcit	 Sparite de recristalizare
		KIMMERIDGIAN (TITHONIAN INFERIOR)	J ₃ 100m		Calcare cenușii noduloase (calcare de Brădet)	15. Calcit+Q±L 14. Calcit+Ar 13. Calcit	 Siltite Calcilite Micrite cu bioclaste
	KIMMERIDGIAN INF. OXFORDIAN SUP.	J ₃ 200-300m		Calcare fine, cenușii stratific. cu intercalații centimetrice de silice (calcare de Valea Aninei)	12. Calcit ± Calcedonie	 Micrite cu bioclaste și silicilite	
	OXFORDIAN INF.	J ₃ 20m		Marne sistoase, cenușii, micacee (marne de Tămășa)	11. Calcit+A	 Marne	
	MEDIU	CALOVIAN SUPERIOR	J ₂ 60-180m		Calcare grezoase și gresii calcaroase spatic	10. Calcit+L 9. Calcit+Q±Ar 8. Q+Mu+Bi	 Calcisiltit Calcare alochemic
INFERIOR	CALOVIAN MED. INF. BATHONIAN BAJOCIAN	J ₂ 15-30m		Conglomerate și gresii cuarțitice	7. Calcit	 Biomicrite	
TRIASIC	MEDIU	ANISIAN SUPERIOR	T ₂ 100-150m		Calcare negre, slab bituminoase	6. Calcit+Dolomit 5. Calcit+Dolomit	 Microdolosparite Dolosparite
		ANISIAN INFERIOR	T ₂ 25-100m		Calcare albe dolomitice și dolomite	3.4. Q+F+L+Calcit	 Calcarenite cu bioclaste
	INFERIOR	WERFENIAN SUP. WERFENIAN INF.	T ₁ 20-50-150m		Calcare grezoase cu interc. de dolomite Conglomerate cu elemente marf de cuarț prinse într-o matrice de gresie cuarțifică	2. Q+F+L (Mu+Bi) 1. Cuarț (Q)	 Arcosidite Subarcosidite Conglomerat cuarțos

Fig. 8. — Caracterizarea litostratigrafică, mineralogică și petrografică a depozitelor mezozoice din regiunea valea Nerei — valea Radimniuței.

benzi de absorbție în regiunea caracteristică grupării anionice CO_3 ; 713 cm^{-1} — calcit, 729 cm^{-1} — dolomit și legăturilor de tip M—O: la 1418 cm^{-1} (Ca—O) respectiv 1435 cm^{-1} (Mg—O). Benzile de absorbție obținute pe probele analizate au lungimi de undă apropiate de valorile standard (Zussman, 1969), cât și valori intermediare. Aragonitul se individualizează prin prezența unei benzi de absorbție suplimentare de slabă intensitate la 1065 cm^{-1} . Derivatogramele prezintă pe curbele D.T.A. peak-uri endotermice marcante la 890°C (calcit) și la 650° și 800°C (dolomit) și efecte termice puternice la aceleași temperaturi, pe curbele T.G. și D.T.G., corespunzând pierderilor de greutate provocate de eliminarea CO_2 din rețeaua cristalină.

Determinările calitative au fost completate cu analize cantitative, în vederea precizării ratei de participare a fazei calcitice, respectiv dolomitice, în compoziția rocilor carbonatice. Determinările s-au executat pe un număr de 35 de probe recoltate din orizonturile reper. În studiul prin difracția razelor X s-au utilizat raportul intensității reflexelor $3,03 \text{ \AA}$ (calcit) / $2,88 \text{ \AA}$ (dolomit) (fig. 7) și proiecția raportului intensității peak-urilor pe curba Tennant, Berger (1957).

În spectroscopia de absorbție în I.R. s-a folosit banda de absorbție de la 713—729 cm^{-1} , a cărei poziție variază cu proporția substituției Mg-Ca (Adler, Kerr, 1963).

În analiza termică s-a efectuat măsurarea pe curbele termogravimetrice ale pierderilor de greutate corespunzătoare eliminării CO_2 legat de Mg, respectiv Ca (Mackenzie, 1971; Constantinescu, 1980) (tabelul nr. 2, coloana 8).

La mineralele argiloase determinările efectuate (RX, IR, D.T.A.) au indicat prezența dominantă a mineralelor din grupul kanditelor, illitelor și micelor. Kanditele sînt reprezentate predominant prin caolinit (principalele reflexe 7,151—3,568—1,485 Å, benzi de absorbție la 472, 539, 1 009, 1033 cm^{-1} ; peak endoterm la 620°C și peak exoterm la 1 080°C) și subordonat prin nacrit și dickit.

O răspîndire importantă o au mineralele de tip illit — muscovit. Illitul corespunde la două forme polimorfe: $2M_1$ și $1M$, care se diferențiază pe difractogramele probelor neorientate prin prezența seriei complete de reflexe hkl, respectiv prin serii incomplete de astfel de reflexe. În cazul absenței cuarțului, separarea celor doi polimorfi este posibilă pe baza prezenței ($2M_1$) sau absenței ($1M$) unei benzi de absorbție în infraroșu la 803 cm^{-1} . Este posibil ca o parte a muscovitelor larg cristalizate (fig. 7) să reprezinte efectul unei recristalizări a illitului în zonele apropiate de contactul masivelor banatitice. În alte cazuri însă muscovitul pare a prezenta un caracter evident alogen.

Date petrografice. În definirea tipurilor petrografice s-au luat în considerare criteriul mineralogic și criteriul structural-textural.

Asociațiile mineralogice din seriile stratigrafice examinate (fig. 8) reflectă clar evoluția procesului de sedimentare în timpul triasicului, jurasicului, cretacicului inferior și transformările postdepoziționale ale sedimentelor în timpul litificării și ulterior acestui proces.

Paragenezele minerale din cadrul depozitelor triasice sînt definite prin constituenții alojeni: (1—4)⁴ *cuarț + feldspați + mice* și autigeni: (6—7) *calcit + dolomit*. În partea superioară a seriei, calcitul și dolomitul se individualizează în nivele distincte, prezentînd diferite grade de cristalinitate.

Depozitele jurasice, cu excepția liasicului (8), *cuarț + muscovit*, cuprind asociații minerale simple în care termenul comun este calcitul: (9, 10, 13) *calcit ± aragonit ± cuarț ± mice cu caracter alogen*; (11, 14) *calcit ± minerale argiloase (caolinit, dickit, nacrit)*; (12) *calcit ± calcedonie*; (15) *calcit ± minerale opace (hidroxizi de fier)*.

În depozitele cretace, asociațiile minerale (17—20) sînt de asemenea simple și similare cu cele în depozitele jurasice. O particularitate mineralogică o constituie asociația (21) — *cuarț + feldspați + fragmentele litice (alogene)* întîlnită la nivelul albianului într-o serie cu caracter transgresiv.

În funcție de criteriul structural-textural, rocile clastice au fost definite după natura constituenților alojeni, a liantului și a parametrilor granulometrici (Pettijohn și colab., 1973), iar rocile carbonatice după gradul de cristalinitate al carbonaților și raportul dintre alocheme („elemente figurate”), extraclaste și ortocheme (liante) (Folk, 1959).

În succesiunea stratigrafică, seria triasică cuprinde în bază *conglomerate cuarțoase, subarcoze și arcoze* cu ciment calcitic care treptat, prin creșterea conținutului de granule carbonatice, trec la *calcarenite cu bioclaste*. În concor-

⁴ În paranteză este indicat numărul paragenezelor din figura 7.

Tabelul nr. 2

Chimismul fracțiunii carbonatice a depozitelor mezozoice din regiunea v.alea Nerei-valea Radimniului

Nr. probei	Localizare	CaO/%	MgO/%	FeO/%	$\frac{SiO_2}{mg/g}$	Suma cationilor dozați raportată la 2			Natura mineralogică a fracțiunii carbonatice
						Ca	Mg	Fe	
601	DI. Redut	19,85	12,73	0,35	1,03	Ca 1,046	Mg 0,933	Fe 0,011	1 fază: dolomit
602	DI. Redut	14,30	7,60	0,41	0,85	Ca 1,130	Mg 0,837	Fe 0,022	1 fază: dolomit
603	DI. Redut	47,25	5,10	0,36	0,93	Ca 1,729	Mg 0,258	Fe 0,010	2 faze: 1 calcit dominant; 2 dolomit
604	DI. Redut	43,15	6,27	0,91	1,17	Ca 1,640	Mg 0,330	Fe 0,025	2 faze: 1 calcit dominant; 2 dolomit
605	DI. Redut	49,02	3,80	0,35	0,36	Ca 1,799	Mg 0,183	Fe 0,004	2 faze: 1 calcit dominant; 2 dolomit
606	DI. Redut	29,70	19,56	0,43	0,98	Ca 1,040	Mg 0,953	Fe 0,003	1 fază: dolomit
607	DI. Redut	45,18	8,68	0,35	0,63	Ca 1,580	Mg 0,398	Fe 0,007	2 faze: 1 calcit dominant; 2 dolomit
608	DI. Redut	38,42	13,20	0,57	1,13	Ca 1,340	Mg 0,640	Fe 0,013	2 faze: 1 calcit dominant; 2 dolomit
609	DI. Redut	42,15	8,15	0,38	1,15	Ca 1,566	Mg 0,421	Fe 0,010	2 faze: 1 calcit dominant; 2 dolomit
610	DI. Redut	38,82	7,90	0,60	1,30	Ca 1,541	Mg 0,427	Fe 0,017	2 faze: 1 calcit dominant; 2 dolomit
611	DI. Redut	37,20	3,15	0,22	3,15	Ca 1,781	Mg 0,209	Fe 0,008	2 faze: 1 calcit dominant; 2 dolomit
612	DI. Redut	32,12	2,10	0,10	0,90	Ca 1,827	Mg 0,166	Fe 0,003	2 faze: 1 calcit dominant; 2 dolomit
613	DI. Redut	43,16	0,73	0,19	0,35	Ca 1,946	Mg 0,045	Fe 0,005	1 fază: calcit
614	DI. Calvaria	49,20	0,65	0,23	0,88	Ca 1,956	Mg 0,035	Fe 0,006	1 fază: calcit
615	DI. Calvaria	51,32	0,56	0,43	1,30	Ca 1,955	Mg 0,029	Fe 0,010	1 fază: calcit
616	DI. Calvaria	53,60	0,70	0,15	1,90	Ca 1,959	Mg 0,034	Fe 0,004	1 fază: calcit
617	DI. Calvaria	48,56	1,17	0,75	0,73	Ca 1,911	Mg 0,064	Fe 0,022	1 fază: calcit
618	DI. Calvaria	41,38	5,25	1,17	0,56	Ca 1,667	Mg 0,294	Fe 0,036	2 faze: 1 calcit dominant; 2 dolomit
619	DI. Calvaria	38,58	9,10	1,08	0,73	Ca 1,479	Mg 0,484	Fe 0,032	2 faze: 1 calcit dominant; 2 dolomit
620	DI. Calvaria	36,45	7,13	1,13	0,43	Ca 1,540	Mg 0,417	Fe 0,035	2 faze: 1 calcit dominant; 2 dolomit
621	DI. Redut	21,13	5,80	0,31	0,83	Ca 1,435	Mg 0,545	Fe 0,015	2 faze: 1 dolomit dominant; 2 calcit
622	DI. Redut	17,90	10,86	0,93	1,15	Ca 1,060	Mg 0,894	Fe 0,039	1 fază: dolomit
623	DI. Redut	20,15	12,30	0,63	0,95	Ca 1,066	Mg 0,906	Fe 0,023	1 fază: dolomit
624	DI. Redut	21,70	0,86	0,00	2,13	Ca 1,891	Mg 0,102	Fe 0,000	1 fază: calcit
625	DI. Redut	21,80	0,72	0,10	1,80	Ca 1,902	Mg 0,083	Fe 0,004	1 fază: calcit
626	DI. Redut	34,30	0,15	0,10	0,70	Ca 1,982	Mg 0,009	Fe 0,003	2 faze: 1 calcit; 2 aragonit
627	DI. Redut	21,05	6,15	0,25	0,35	Ca 1,411	Mg 0,572	Fe 0,011	2 faze: 1 dolomit dominant; 2 calcit
628	DI. Redut	21,18	6,40	0,42	0,72	Ca 1,390	Mg 0,582	Fe 0,018	2 faze: 1 dolomit dominant; 2 calcit
629	V. Șușara	50,15	0,36	0,45	0,17	Ca 1,964	Mg 0,017	Fe 0,013	1 fază: calcit
630	V. Șușara	41,13	0,82	0,05	0,40	Ca 1,943	Mg 0,053	Fe 0,000	1 fază: calcit
631	V. Șușara	35,42	0,22	0,15	0,45	Ca 1,975	Mg 0,015	Fe 0,006	2 faze: 1 calcit; 2 aragonit
632	V. Șușara	41,10	0,95	0,20	0,85	Ca 1,928	Mg 0,060	Fe 0,005	1 fază: calcit
633	V. Șușara	51,15	1,15	0,00	0,10	Ca 1,937	Mg 0,059	Fe 0,000	1 fază: calcit
634	V. Șușara	24,35	3,80	0,35	0,90	Ca 1,627	Mg 0,352	Fe 0,015	2 faze: 1 calcit dominant; 2 dolomit
635	V. Șușara	42,50	1,17	0,48	1,15	Ca 1,908	Mg 0,073	Fe 0,015	1 fază: calcit

danță cu calcarenitele, în partea superioară a werfenianului apar nivele de *dolosparite* și *microdolosparite* care, în anisianul inferior, formează bancuri compacte de ordinul metrilor. Materialul bioclastic, abundent în anisianul superior, caracterizează *biosparitele* și *biomicritele*. Diageneza rocilor menționate constă în special în recristalizări ana- și epidiagenetice care au determinat faciesurile sparitice.

Seria jurasică începe prin *gresii subcuartoase* cu caracter transgresiv de vîrstă liasică și continuă pînă în baza cretaciceului cu *calcare alochemice*, *micrite cu bioclaste*, *marnе* și intercalații de *calculutite*, *silicolite* și *siltite*. În partea terminală a jurasicului, micritele sînt parțial recristalizate (sparite de recristalizare), fenomenul fiind de natură diagenetică.

Seria cretacică valanginian — aptian superior este reprezentată din punct de vedere petrografic prin două tipuri de asociații: *calculutite* și *calcisiltite* cu intercalații de *marnе*, *silicolite* și *biolitite* de tip recifal, în facies urgonian. Albianul, transgresiv, cuprinde *gresii subcuartoase* și *subarcoze*. Diageneza tîrzie a afectat în special textura rocilor și structura bioclastelor.

3.1.2. Chimismul depozitelor carbonatice mezozoice

Pentru evidențierea chimismului depozitelor carbonatice mezozoice s-a analizat un număr de 35 de probe recoltate din trei aflorimente principale: dealul Redut, dealul Calvaria și valea Șușara. Rezultatele obținute sînt consemnate în tabelul nr. 2: principalii cationi Ca, Mg, Fe sînt dați sub formă de oxizi în valori procentuale; participarea rezidului silicios este exprimată în mg de SiO₂ per gram de rocă (coloana 6).

Suma cationilor dozați, susceptibili de a aparține fracțiunii carbonatate a fost arbitrar raportată la 2 și proporțiile respective pentru acești cationi sînt indicate în coloana 7. Pentru cazul unui constituent unic, aceasta poate fi considerată ca o încercare de stabilire a formulei structurale; în cazul unui amestec de două faze, cifrele obținute nu reprezintă o realitate cristalochimică, dar ele pot fi semnificative pentru situarea compoziției chimice medii a fracțiunii carbonatate în raport cu compoziția ideală a celor două faze mineralogice principale — calcit și dolomit.

Pentru o corelare mai lesnicioasă cu determinările mineralogice, este dată natura mineralogică a fracțiunii carbonatate stabilită prin analize termice și difracție RX (coloana 8).

O imagine sintetică s-a obținut prin proiectarea acestor rezultate într-o diagramă ternară Ca, Mg, Fe. Această diagramă (fig. 9), în care punctele figurative indică compoziția chimică a fracțiunii carbonatate a eșantioanelor examinate, arată în ansamblu o compoziție situată între calcitul și dolomitul pur. În același timp se sesizează destul de pregnant o tendință de grupare în trei domenii corespunzînd calcarelor, dolomitelor și calcarelor dolomitice.

Domeniul calcarelor (în special) și al dolomitelor prezintă o omogenitate mai mare; în cazul calcarelor dolomitice dispersia este mai ridicată și se poate chiar contura o tendință de separare în două subgrupuri limitate de o lacună compozițională (fig. 9, schițele de detaliu).

Examinînd chimismul formațiunilor mezozoice din zona Sasca Montană comparativ cu cel al formațiunilor mezozoice din zona altor zăcăminte laramice din Banat (Ocna de Fier — Kissling, 1967; Dognecea — Vlad, 1974; Moldova Nouă — Gheorghiu, 1975), se constată un conținut mai ridicat de Mg, Al, K în compoziția paleosomului de la Sasca Montană.

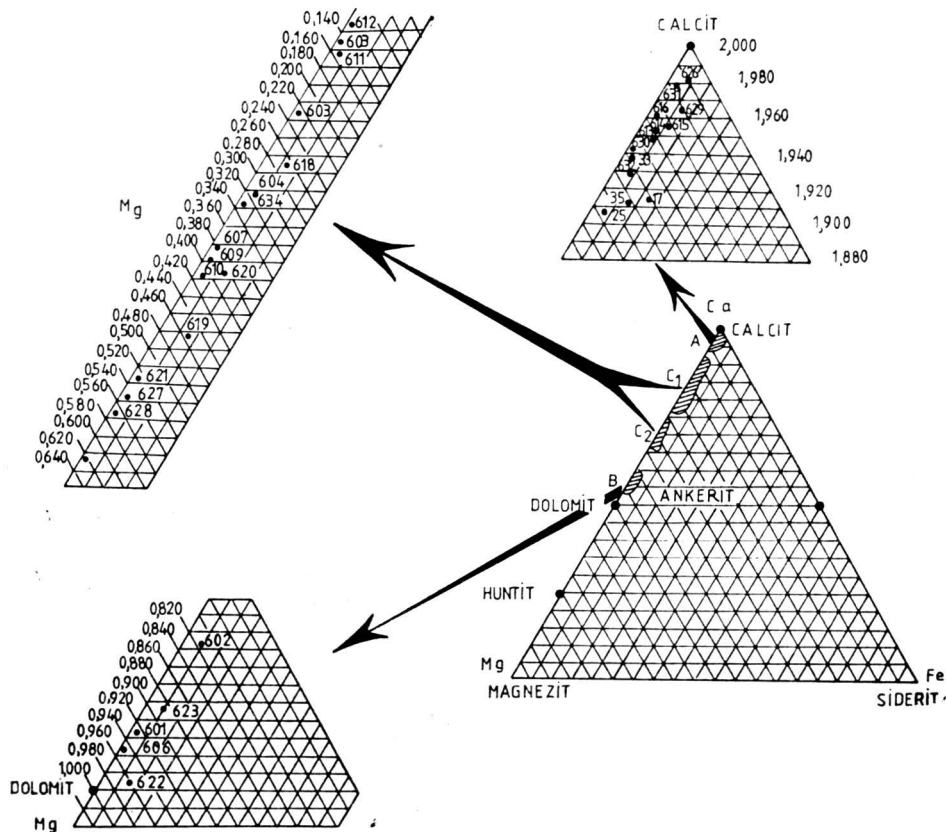


Fig. 9. — Proiecția valorilor conținuturilor în Ca, Mg, Fe ale fracțiunii carbonatate din depozitele mezozoice de la Sasca Montană pe diagrama de compoziție calcit — magnezit—siderit: A, calcare; B, dolomite; C₁ și C₂, calcare dolomitice.

3.2. Eruptivul laramic (banatic)

3.2.1. Mineralogia banatitelor

3.2.1.1. Descrierea principalelor minerale

Banatitele sînt constituite predominant din feldspați, maficele (biotit, piroxeni, amfiboli) avînd în general valori sub 30%. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin sfen, apatit, magnetit, rar zircon, rutil.

Plagioclazul reprezintă componentul esențial al rocilor banatitice, formînd cristale bine individualizate în masa rocii.

În rocile porfirice se dezvoltă sub formă de cristale euhedrale, subhedrale, rareori prezentându-se ca plaje. Habitusul este prismatic, ușor alungit, mai rar izometric. Des, în rocile echigranulare și mai rar în rocile porfirice, prezintă o prospețime remarcabilă.

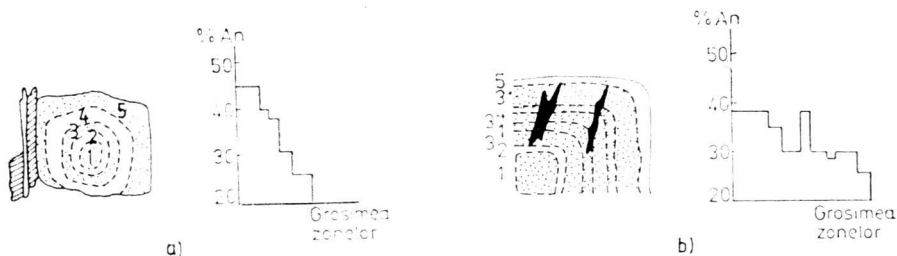


Fig. 10. — Diagrame de zonare la plagioclazi: *a*, granodiorit, valea Gheorghe; *b*, diorit, Dealul Orașului.

Conținutul în anortit al plagioclazilor determinat cu M.U.F. pe un număr de 80 de cristale din 20 de secțiuni, selecționate din diferite tipuri de roci, variază între 25 și 48%. Variația conținutului în An, în funcție de numărul de cazuri, reflectă predominarea netă a andezinului.

Plagioclazii sînt în mod caracteristic zonați. Zonarea este normală sau recurentă (fig. 10). La unele cristale se observă suprapunerea recurențelor pe un fond general normal. Subordonat, la unele granodiorite cu hornblendă și biotit și la diorite apare o recurență inversă, în cazul unor cristale cu zonalitate anhedrală. Aceasta poate fi considerată ca o zonalitate metasomatică, provocată de substituția plagioclazului cu albit (planșa II, fig.1) și în acest sens remarcăm contactele zimțate la cristalele bordate cu albit. Unele cristale de plagioclaz conțin diverse incluziuni a căror dispoziție zonală este asemănătoare tipului „fagure” („Honeycomb structure”). La cristalele parțial transformate se observă sericitizarea selectivă a sîmburelui, iar zonarea este deseori marcată de un pigment caolinitic.

Repartiția statistică a tipurilor de maclă, a fețelor de asociere și variația conținutului în anortit al macrelor obținute pentru plagioclazii din principalele tipuri de roci și pentru ansamblul rocilor eruptive (tabelul nr.3) arată predominarea macrelor complexe.

Proiecția polilor axului de maclă pe stereograma $N\alpha - N\gamma$ (Kaaften) a indicat valori scăzute și intermediare pentru temperatura de formare a feldspatilor plagioclazi, corespunzînd probabil cristalizării în condiții plutonice și subvulcanice.

Feldspatul potasic este reprezentat în general prin ortoza. Prezintă contur euhedral, subhedral și anhedral. În granodiorite formează deseori zone înguste bordînd conturul cristalelor de feldspat plagioclaz. În unele cazuri corodează cristalele anhedrale de plagioclaz pătrunzînd în interiorul acestora (pl. II, fig. 1). În diorite cuarțifere, monzonite, monzodiorite, apare sub forma unor plaje substituitid plagioclazii sau maficele (piroxeni, hornblendă). În microgranite formează structuri grafice cu cuarțul (pl. II, fig.2). În unele roci porfirice (granodioritice), ortoza apare numai în mezostază. În rocile alcaline prezintă deseori caracter micro- sau criptopertitic (pl. II, fig.3). În aceste cazuri aspectul neregulat al vinișoarelor de albit și deformările feldspatului potasic

Tabelul nr. 3

Frecvența tipurilor de maciă și conținuturile în anortit ale plagioclazilor

Tipul de rocă	Frecvența tipurilor de maciă (M%)	Maci normale	Maci paralele				Maci complexe			Plan de asociere	
	Conținutul mediu în anortit (An)		Albit	Ala B	Ala A	Periclin	Carlsbad	Albit Carlsbad	Albit Ala B	Manebach Ala B	010
Granodiorite	M%	7,4	22,2	—	3,9	—	31,4	18,4	16,7	70	30
	An	24,5	30,2	—	27,0	—	26,3	28,5	31,3		
Diorite cuarțifere	M%	41,1	—	11,7	5,8	—	23,4	—	—	80	20
	An	35,5	—	34,2	34,3	—	37,0	—	—		
Monzodiorite	M%	—	12,4	9,4	6,2	3,1	29,3	18,1	20,7	58	42
	An	—	38,3	34,2	40,1	32,5	36,2	30,4	35,1		
Frecvența totală pe tipuri de maci și hemitropii		17,3	12,2	7,5	5,7	1,1	30,1	12,8	13,3		
		17,3	26,5				56,2				

argumentează posibilitatea existenței unor pertite de substituție. Domeniul de variație al unghiului $2V$ măsurat cu M.U.F. este cuprins între 62° și 72° , cores-punzând feldspatului potasic monoclinic.

Cuarțul prezintă forme granulare, anhedrale. Cantitativ este subor-donat mineralelor feldspatice. Formează adeseori plaje neregulate, înglo-bînd plagioclazul, hornblenda și biotitul. Frecvent corodează ortoza. Formează structuri grafice cu ortoza în formă de pene (pl. II, fig.2) și mai rar structuri myrmekitice (pl. II, fig.4).

Amfibolii sînt reprezentați în majoritatea rocilor de o hornblendă verde pleocroică (γ — verde închis; β — verde deschis; α — gălbui). Domeniul de variație al unghiului de extincție (M.U.F.) $\gamma \wedge c = 17-23^\circ$; $2V\alpha = 64-66^\circ$. Prezintă macle după (100) și structuri zonare. Deseori apare sub forma unor cristale ciuruite, cu aspect de agregat, aceasta facilitînd resorbția și invadarea ei de către lamele de biotit. În alte cazuri prezintă benzi de reacție cu magnetit și piroxeni sau incluziuni de zircon și apatit. Rar a fost întîlnită o varietate sodică (hastingsit) prismatică, alungită, cu pleocroism; γ — verde închis; β — brun gălbui; α — verzui gălbui; $\gamma \wedge c = 20^\circ$; $2V\alpha = 28^\circ$. Prin alterarea hornblendei se formează de asemenea o varietate fibroasă actinolică dezvoltată în cuiburi sau snopi.

Piroxeni apar de obicei în rocile mai bazice (diorite) și mai rar în grano-diorite, fiind reprezentați în general prin augit. Augitul apare în cristale idio-morfe alungite după axul c. Este slab pleocroic în culori violacee. Constantele optice ($\gamma \wedge c = 46^\circ$; $\Delta = 0,024$; $2V\gamma = 68^\circ$) indică o varietate mai bogată în fier. În diorite, deseori, este înlocuit de o hornblendă brună. În alte cazuri se alterează în hematit sau limonit, apărînd opacizat pe margini și cu mici cuiburi de limonit în interior, în final ajungîndu-se la înlocuirea lui completă cu oxizi de fier. În rocile cu caracter alcalin (monzodiorite, sienite, sienite alcaline și granite alcaline) se remarcă o tranziție gradată la augit egirinic. Valorile unghiurilor de extincție și $2V\alpha$ măsurate corespond, după diagrama Larsen-Tröger (1968), unor termeni din seria izomorfă augit-egirin cu 15—60% mol. egirin în compoziție. În secțiune se poate observa înlocuirea treptată a augitului cu augit egirinic sau egirin. Egirinul apare rar și independen-t sub formă de cristale alungite după axul c ($\alpha \wedge c = 1-8^\circ$; $\Delta = 0,05$).

Biotitul apare alături de hornblendă sau singur. Pleocroism $\alpha =$ brun, $\gamma =$ galben. Cel mai des apare sub forma unor fenocristale mari ciuruite de feldspați sau ca foițe fine cu contur neregulat în interstițiile feldspaților ($\gamma =$ verde; $\beta =$ bruniu; $\alpha =$ galben). De multe ori pseudomorfozează crista-tele de hornblendă sau apare pe marginile cristalelor de magnetit, fiind trans-format la rîndul său în penin. Biotitul conține incluziuni de plagioclaz, mag-netit, sfen, apatit, rutil (sagenit) și zircon care generează aureole pleocroice.

Mineralele accesorii sînt reprezentate prin sfen, apatit, zircon, rutil, magnetit, pirită. Local se remarcă îmbogățiri în sfen și apatit cu dimensiuni apreciabile. Adesea sfenul este asociat cu magnetit; în acest caz este prezent și leucoxenul.

3.2.1.2. *Concreșteri minerale : contribuții la ipoteza originii metasomatice a concreșterii micrografice*

Originea concreșterilor grafice este un subiect de controversă. Cei mai mulți cercetători urmează interpretarea clasică a lui Fersman (1952), după care concreșterile grafice sînt o consecință a cristalizării simultane a feldspatului și cuarțului, dintr-un mediu gazos (Simpson, 1962). Argumentele invocate pentru a sprijini ipoteza cristalizării simultane sînt relativ numeroase și ele privesc proprietățile înseși ale concreșterilor (cum ar fi proporția și poziția reciprocă a mineralelor concreșcute — Vogt, 1928) sau ocurența acestora (Mehnert, 1968). Alți cercetători însă sînt de părere că mineralele concreșcute grafic s-au putut forma succesiv, prin substituția unuia de către celălalt, de-a lungul unor zone de slabă rezistență (Schaller, 1926; Wahlstrom, 1939; Drescher Kaden, 1948 etc.).

Nu este exclus ca structurile grafice să fie poligenetice. Este posibil ca în diverse locuri ele să se fi format pe căi diferite, fapt care ar explica divergențele de opinii cu privire la originea lor. Dacă lucrurile stau într-adevăr astfel, este foarte probabil ca ele să fie asemănătoare numai prin aspectele lor generale. Fiecare concreștere trebuie să poarte însă în plus niște trăsături particulare, dependente de mecanismul concret de formare, deci cu semnificație genetică.

Concreșterile micrografice cuarț-feldspat potasic care apar în magma-titele de la Sasca Montană par să prezinte astfel de trăsături cu caracter particular. Aceste elemente au fost interpretate de Șeclăman și Constantinescu (1972), în cadrul unui studiu comparativ, cu unele microconcreșteri grafice din Munții Sebeș, ca argumente în favoarea ipotezei originii metasomatice a concreșterilor grafice.

Microconcreșterile grafice caracterizează în special granitele alcaline din Dealul Orașului. Aici cuarțul apare esențial în concreșteri grafice cu pertitele și rar ca cristale izolate cu dimensiunea de circa 2 mm, dispuse liniar în masa microgranitului.

Microscopic, aspectul de ansamblu al concreșterilor micrografice din corpul de la Sasca Montană se poate vedea în figura 11 *a*. La prima vedere, concreșterile de aici sînt similare cu cele care se întîlnesc în unele granofire și deci ar putea fi denumite concreșteri granofirice. Întocmai ca la granofire, remarcăm aici niște „fenocristale“ idiomorfe de feldspat, înconjurată de o masă micrografică. De obicei fenocristalele din granofire sînt interpretate ca reprezentînd un stadiu de dezvoltare anterioară a feldspatului, cînd acesta putea să crească singur și nestîngenit, dintr-o topitură omogenă, pe cînd feldspatul din concreștere ar reprezenta o generație mai tîrzie, corespunzătoare cristalizării simultane a acestuia cu cuarțul.

Observațiile microscopice scot în evidență următoarele:

1) „Baghetele“ sau „hieroglifele“ de cuarț cu aceeași orientare optică se pot găsi, deseori, incluse în gazde cu orientări diferite. Aceasta arată că și aici cuarțul grafic este scheletic, iar cel concreșcut nu este obligatoriu orientat față de feldspatul gazdă.

2) „Fenocristalele“ de feldspat nu sînt decît aparent asemănătoare cu adevăratele fenocristale pe care le găsim în rocile cu structură porfirică autentică. În detaliul din figura 11 *b* se poate vedea că „fenocristalele“ A și B nu sînt independente, ci sînt părți dintr-un cristal mai mare de feldspat alcalin, care este deformat neomogen. În acesta din urmă se observă cîteva benzi de deformare, paralele între ele, asemănătoare într-o oarecare măsură cu

acelea pe care le-a semnalat Siefert (1965) la albit. Benzile de deformare conțin numeroase „incluziuni” de cuarț grafic, în timp ce porțiunile relativ nedeformate dintre benzi nu conțin „incluziuni” de cuarț, fiind de fapt tocmai acele false fenocristale idiomorfe.



(c)



(c)



(b)



(d)

Fig. 11. — Concreșteri micrografice în granitele alcaline.

a. Concreștere feldspat alcalin-cuarț. De remarcat „fenocristalele” de feldspat alcalin înconjurate de concreșteri micrografice. Incluziunile de cuarț grafic au aceeași orientare optică deși gazdele lor sînt diferit orientate. *b.* Detaliu la fig. *a.* De observat benzile de deformare în cristallul de feldspat. Cuarțul grafic s-a dezvoltat metasomatic în special în benzile de deformare. Zonele relativ nedeformate dintre benzile de deformare nu sînt înlocuite de cuarț și au rămas relicte cu aspect de „fenocristale idiomorfe”. *c.* False fenocristale idiomorfe de feldspat înconjurate de concreșteri micrografice. Feldspatul alcalin este secționat aproape paralel cu (100). *d.* Fals fenocristal idiomorf de feldspat înconjurat de concreșteri micrografice. Feldspatul alcalin este secționat aproape paralel cu (100).

3) În unele porțiuni, cuarțul grafic are o continuitate optică perfectă, aceasta fiind un indiciu că n-a fost deformat, deși feldspatul gazdă prezintă fișii de deformare, plane de clivaj îndoite, extincție neuniformă etc.⁵

⁵ Posibilitatea cuarțului grafic de a apare sub formă scheletică a fost întrezărită încă de la sfîrșitul secolului trecut. Fersman (1952) respinge însă acest punct de vedere folosind ca argument observația că, prin alterarea feldspaților din eșantioane macrografice, cuarțul care se detașează nu are formă scheletică. Totuși, Simpson (1962), prin acționări succesive, demonstrează că la granitele macrografice din districtul Ramona cuarțul grafic este scheletic. Explicația pe care o dăm orientării optice comune depinde de felul cum interpretăm relațiile dintre diversele „hieroglife”. Dacă admitem că ele sînt într-adevăr izolate, așa cum face Fersman (1952), orientarea optică comună nu poate fi altfel explicată decît admițînd că fiecare „incluziune” este orientată reticular și în același mod față de feldspatul gazdă. Dimpotrivă, dacă admitem că „hieroglifele” sînt doar aparent izolate, datorită unui „efect de tăiere”, atunci toate „hieroglifele” care au aceeași orientare optică ar trebui interpretate ca fiind părți ale aceluiași cristal scheletic de cuarț.

Lipsa relativă a deformării cuarțului, precum și tendința sa de dezvoltare de-a lungul benzilor de deformare din feldspat pot fi dovezi puternice în favoarea ipotezei conform căreia cuarțul grafic s-a dezvoltat prin coroziune metasomatică. În consecință, „fenocristalele” trebuie interpretate ca fiind resturi necorodate ale unor cristale mai mari și nu ca nuclee de creștere ale feldspatului.

Unele din aceste false fenocristale sînt arătate în figurile 11 *c* și 11 *d*. În ambele figuri feldspatul este secționat perpendicular pe axul „a”, iar marginile plane ale fenocristalului sînt paralele cu clivajele. În figura 11 *c* „baghetele de cuarț grafic sînt evident dispuse de-a lungul clivajelor feldspatului. În figura 11 *d* axul de alungire al baghetelor se dispune, în unele zone, oblic față de clivajul (001), iar în alte zone paralel cu acesta. La prima vedere se dă impresia unei dispunerii radiare a cuarțului grafic față de „fenocristalul” central. Uspenski (1943) și alții deduc dintr-o astfel de dispoziție că faza grafică se dezvoltă de-a lungul direcțiilor de creștere ale feldspatului. În cazul nostru însă, „fenocristalul” nu este un nucleu de creștere, ci un relict. În consecință, aici nu avem de-a face cu o creștere „centrifugă” a feldspatului în jurul „fenocristalului” și de aceea nu avem certitudinea că acesta din urmă reprezintă o generație mai veche decît feldspatul concrescut din jurul său. În ciuda aparenței, trebuie să conchidem că dispoziția oarecum „radiară” a „baghetelor” de cuarț grafic din figura 11 *d* nu coincide cu direcțiile de creștere ale feldspatului. Mai de grabă înclinăm să credem că „baghetele” sînt rezultatul coroziunii feldspatului de către cuarț de-a lungul unor dislocații paralele sau oblice față de clivaje.

În concluzie, putem reține pentru concreșterile micrografice următoarele particularități:

1) Cuarțul grafic are formă scheletică, iar același cristal scheletic de cuarț pătrunde uneori în două sau mai multe cristale gazdă, aparținînd unuia sau mai multor minerale.

2) Lipsa sau slaba deformare a cuarțului grafic, în contrast cu cea a feldspatului concrescut, precum și tendința celui dintîi de a se dezvolta de-a lungul dislocațiilor, fișiiilor de deformare sau al altor discontinuități existente în feldspat.

Cele două particularități pot fi satisfăcător interpretate numai dacă admitem că procesul de formare a concreșterilor a parcurs următoarele două etape consecutive:

I. O deformare neomogenă a unor cristale feldspatice inițiale care nu erau încă concrescute cu cuarțul. Ca o consecință a deformării, o bună parte din aceste cristale s-au fragmentat, așa încît este de presupus că dimensiunile inițiale ale cristalelor feldspatice erau mai mari decît cele pe care le observăm acum. Caracterul neomogen al deformării constă în aceea că nu toate porțiunile din cristalele feldspatice au fost la fel de intens afectate de deformări. Unele porțiuni cu forme fie regulate, fie neregulate au fost mai puțin afectate, în timp ce altele au fost sediul dezvoltării unor dislocații reticulare, unor benzi de deformare etc., devenind zone „de slabă rezistență”, adică zone labilizate din punct de vedere reticular. Forma, frecvența și repartiția în cristal a acestor zone de slabă rezistență pot fi extrem de diverse, fiind în funcție atît de structura reticulară a cristalului, cît și de condițiile în care s-a desfășurat deformarea.

II. O înlocuire selectivă a feldspatului de către cuarț, în sensul că acesta din urmă a substituit numai zonele de slabă rezistență ale feldspatului, evitând celelalte zone. În consecință, cuarțul nu se dezvoltă tridimensional pentru a da „cuarțul liber“, ci ia o formă complicată, impusă de formarea zonelor de slabă rezistență, generându-se cuarțul scheletic. Probabil că o astfel de substituție este posibilă numai în condițiile în care cuarțul metasomatic se dezvoltă într-un mediu relativ slab suprasaturat în silice (Șeclăman, 1971). În aceste condiții, presiunea de creștere a cuarțului este slabă, așa încât el nu poate să disloce decât acele cristale sau numai acele zone din cristal care opun cea mai mică rezistență la dislocare.

3.2.2. Petrografia, microtectonica și chimismul banatitelor

3.2.2.1. Date petrografice

Determinarea cantitativ procentuală a componentelor minerali în diferite puncte ale eruptivului cercetat a permis separarea a diferite tipuri de roci încadrate, după diagrama Q.A.P. (Streckeisen, 1973) (fig. 12), în principal, domeniilor cuarț-dioritic, granodioritic, cuarț-monzodioritic. Se remarcă de asemenea prezența unor roci alcaline de tipul sienitelor alcaline și al granitelor alcaline.

Variația structurală a magmatitelor este marcantă, sesizându-se o tranziție gradată de la roci cu structuri caracteristice faciesului plutonic (diorite, diorite cuarțifere, granodiorite) până la un facies de tip porfiric. Această tranziție, bine exprimată, în special la rocile caracteristice domeniului hipobasic, prin modificarea dimensiunilor fenocristalelor și componentelor masei fundamentale, a permis separarea, în cadrul rocilor granodioritice și dioritice predominante în regiune, a unor tipuri corespunzând granodioritelor porfirice, microgranodioritelor, porfirelor granodioritice, respectiv dioritelor porfirice și microdioritelor. Prezența dominantă și uneori exclusivă a unuia din mineralele melancrate (biotit, hornblendă, piroxen) justifică considerarea unor varietăți, ca: granodiorit cu biotit; cu hornblendă; cu piroxeni sau cuarț-diorit cu hornblendă; cu piroxeni. De asemenea, calculul indicelui de culoare (Streckeisen, 1967) conduce la separarea unor mela- și leucovarietăți ale granodioritelor, dioritelor cuarțifere și ale monzonitelor cuarțifere analizate.

Limitele conținuturilor procentuale de minerale pentru tipurile principale de roci separate, obținute prin prelucrarea rezultatelor integrărilor (tabelul nr.4), indică o variație destul de largă pentru unele dintre acestea. Pe baza

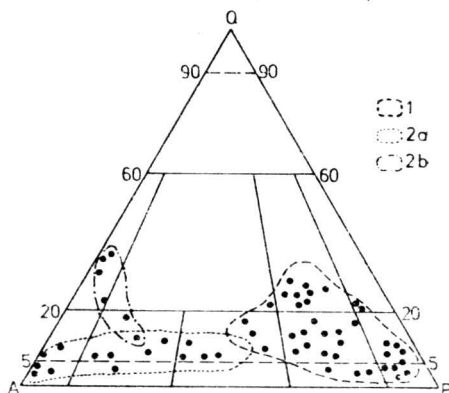


Fig. 12.—Proiecția valorilor procentuale: cuarț, feldspat alcalin, plagioclaz pe diagrama Q.A.P. (Streckeisen, 1973): 1, rocile corpurilor banatitice: diorite, cuarțifere, granodiorite; 2, roci alcaline din zonele de periskarn: a, sienite, sienite alcaline cu egrin; b, granite alcaline cu egrin, granite grafice.

Tabelul nr. 4

Compoziția modală a banatitelor

Tipul petrografic	Număr de secțiuni	Minerale componente (în %) (limite de variație)							
		Ortoză	Plagioclaz	Cuarț	Hornblendă	Biotit	Augit	Augit egrinic	Accesorii
Diorite	7	3,1 – 4,3	44,1–47,3	3,9– 4,8	41,2–43,2	–	1,0– 6,5	–	1,2–2
Diorite cuarțifere	12	5,4 – 6,2	42,3–44,8	9,6– 11,2	37,1–39,2	0,5– 1,4	0,5– 5,5	0,1– 1	0,5– 1,1
Monzodiorite cuarțifere	5	24,2 –26,7	42,4–43,5	17,6– 18,1	10,1– 15,6	0,1– 0,7	0,5– 9,7	–	0,5–2,4
Granodiorite	18	5,4 – 6,2	13,2– 14,6	52,4–54,3	19,7–20,3	12,4– 13,2	0– 4,5	–	0,4–2,2
Monzonite	8	39,6 –41,8	39,4–41,4	2,3– 3,4	11,1– 13,2	3,2– 3,7	10,1– 18,2	–	0,1–0,3
Monzonite cuarțifere	6	45,2 –57,3	44,8–58,2	5,6– 9,3	8,7– 12,3	1,2– 1,7	7,9– 9,3	–	0,2– 1,3
Sienite	3	41,2 –45,2	16 –21,7	1,02– 1,5	16,2– 1,2	6,5– 7	–	8,9– 18,4	0,8– 3,6
Sienite alcaline	4	56,9 –59,5	0 – 3,5	–	1,5– 2,5	–	–	19,2–24,4	0,6–2,5
Granite alcaline	5	53,8 –60,4	0 – 5,9	20,2 –35,2	0– 3,4	–	–	4,9–24,8	0,5–2,5
Microgranite	7	70,14 –72,11	–	27,18–28,72	–	–	–	–	0,4– 1,8

examinării sistematice a eşantioanelor recoltate din întreaga regiune se poate reţine însă că din punct de vedere cantitativ magmatitele dintre valea Nerei şi valea Radimniuţei sînt reprezentate în principal prin diorite cuarţifere cu hornblendă, granodiorite cu biotit şi hornblendă şi monzodiorite cuarţifere cu hornblendă şi piroxeni.

Rocile cu caracter alcalin (sienite, sienite alcaline, granite alcaline) cu dezvoltare redusă apar pe flancurile estic şi vestic ale corpului Sasca Montană, în extremitatea estică a corpului Gheorghe şi la partea superioară a corpului tabular din Ştinapari. În general se dispun paralel faţă de contactul corpurilor cu depozitele carbonatice adiacente, remarcîndu-se o tranziţie gradată pe distanţe mici de la granodiorite şi diorite cuarţifere la rocile alcaline, prin modificarea raportului feldspat plagioclaz—feldspat potasic în urma substituţiei plagioclazului prin feldspat potasic.

Caracteristică pentru magmatitele examinate este prezenţa enclavelor care pot avea caracter „homeogen” sau „enallogen” (Didier, 1973). Mai răspîndite sînt enclavele microgranulare cu compoziţie cuarţ-dioritică care se detaşează macroscopic printr-o culoare mai închisă pe fondul mai leucocratic al rocilor granodioritice. Au dimensiuni în general reduse, contur adesea elipsoidal (axa mare 2—12 cm) şi se întîlnesc în special în zonele periferice ale corpurilor, pîrînd a avea o orientare paralelă cu a acestora. De asemenea s-au observat mici separaţii melanocrate ce pot prezenta fie aspect de şlire, fie un contur cvasicircular. Sînt constituite în principal din hornblendă şi/sau biotit, care prezintă uneori aspecte de răsucire.

Enclavele enalogene sînt reprezentate prin fragmente de roci sedimentare carbonatice cu diferite dimensiuni şi contururi în general neregulate. La o scară mai mare, fascicularizaţiile terminale ale apofizelor banatitice pot îngloba uneori (platoul Ştinapari) adevărate blocuri de calcare care capătă astfel caracter de „roofpendants”.

3.2.2.2. Date microtectonice

Rocile banatitice din regiune prezintă numeroase fisuri formate prin răcirea magmei sau ca efecte tardive ale tectonicii laramice (pl. I, fig. 1). Pentru identificarea principalelor sisteme de fisuri au fost efectuate măsurători în zona Dealul lui Ciucar—Dealul Oraşului. Măsurătorile au fost executate în 4 aflorimente, datele obţinute fiind proiectate în diagramele din figura 13. S-au obţinut 4 maxime corespunzînd la 4 sisteme de fisuri: 1) N—S/50°V; 2) 40—50°E/E; 3) E—V/80—90° S; 4) E—V/N. Primele 3 sisteme sînt mai importante, cel de-al patrulea fiind subordonat.

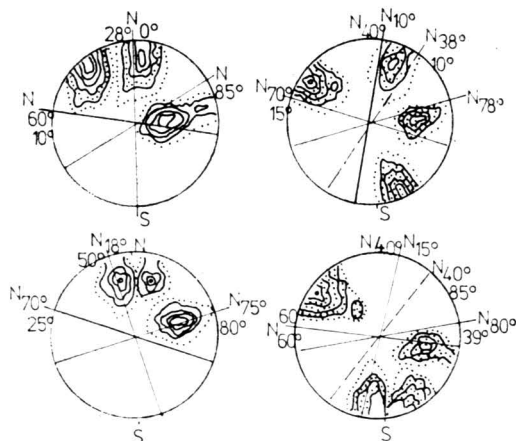


Fig. 13. — Diagramele fisurilor măsurate în magmatitele din Dealul lui Ciucar.

Fisurile din primul sistem — longitudinale — sînt paralele cu direcția corpului banatitic, urmărind variațiile locale ale direcției acestuia. Filoane aplice sau cuarțifere cimentează frecvent aceste fisuri și se observă deseori benzi decimetrice de skarne apobanatitice cu aceeași orientare.

Fisurile din sistemul 2 sînt mai slab evidențiate decît fisurile din primul sistem, dar au o frecvență mai mare. Ele au înclinare contrară, perpendiculară pe aceea a corpului eruptiv și reprezintă probabil fisurile Q (Cloos, 1936).

Fisurile din ultimele două sisteme au direcții aproximativ E—V, dar înclină spre sud sistemul 3 și spre nord sistemul 4. Aceste fisuri separă banatitul în bancuri regulate cu grosimi de 0,40—1 m și intersectează celelalte sisteme, producînd decroșări ale filonașelor de cuarț, dispuse după sistemul „1”. Se întîlnesc frecvent și în lucrările miniere, unde prezintă numeroase oglinzi de fricțiune cu striții liniare caracteristice. Faliile mai noi se înscriu după aceste direcții. Fisurile din ultimele două sisteme sînt probabil exokinetic în raport cu fisurile din primele două sisteme care au un caracter endokinetic.

3.2.2.3. Date petrochimice

Pentru urmărirea chimismului magmatitelor laramice din perimetru s-au executat 8 analize chimice asupra tipurilor petrografice cu răspîndire predominantă în corpurile cercetate. Din comparația conținuturilor procentuale obținute (tabelul nr.5) reținem o variație a acidității între 57,90 și 69,32%. Conținutul de Na₂O și K₂O variază e la 2,95 la 5,26%, respectiv de la 1,93 la 3,48%, valori ce se încadrează în limitele cunoscute (Giușcă și colab., 1967) pentru regiunea Banat a provinciei laramice din România.

Numărul relativ redus de analize chimice lasă deschisă problema definirii foarte exacte a caracterelor petrochimice ale banatitelor dintre valea Nerei și valea Radimniuței. Utilizarea unui număr relativ ridicat de diagrame în pre-

Tabelul nr. 5

Analize chimice ale magmatitelor laramice *

Nr. probei	121	272	83	307	274	436	139	210
Oxizi %								
SiO ₂	69,32	66,56	60,21	61,12	63,08	60,02	57,09	63,50
Al ₂ O ₃	14,83	14,74	17,05	17,00	17,59	15,11	19,00	13,70
Fe ₂ O ₃	1,96	3,05	3,57	5,40	3,02	4,78	5,40	5,00
FeO	1,52	2,31	1,27	0,25	1,63	3,34	0,20	0,18
MnO	0,00	0,08	0,18	0,10	0,05	0,12	0,14	0,10
MgO	1,12	2,03	2,67	2,82	2,65	2,42	2,80	2,26
CaO	2,31	2,53	5,09	5,53	5,13	5,63	6,02	7,35
Na ₂ O	4,15	5,26	3,78	2,95	3,62	3,64	4,25	3,22
K ₂ O	3,48	2,87	2,10	2,04	1,93	3,18	2,16	3,37
TiO ₂	0,08	0,16	0,66	0,60	0,16	0,11	0,10	0,12
P ₂ O ₅	0,05	0,09	0,28	0,08	0,07	0,16	0,18	0,14
CO ₂	0,59	0,00	1,23	0,10	0,00	0,00	0,18	0,10
S	0,37	0,00	0,63	0,12	0,00	0,00	0,18	0,00
H ₂ O ⁺	0,19	0,13	0,23	0,14	0,26	0,33	0,08	0,10
Total	100,76	100,05	99,98	98,75	99,98	100,14	99,89	99,94

* Analist Ioana Anastasiu I.G.P.S.M.S., București.

Tabelul nr. 5 (continuare)

Nr. probei								
Elemente min ore (p.p.m.)	121	272	83	307	274	436	139	210
V	80	70	70	85	64	58	60	60
Ni	16	18	20	20	17	16	15	20
Co	20	22	24	21	16	14	12	18
Cr	28	30	15	17	14	26	26	10
Ba	650	600	720	580	620	610	780	800
Sr	340	380	400	420	460	420	580	500
Li	28	26	20	24	10	12	16	25
Ga	16	18	14	16	18	22	15	5
Ge	5	7	11	9	14	12	7	5

121, granodiorit porfiric, Dealul Oraşului; 272, granodiorit cu biotit, dealul Gheorghe; 83, granodiorit cu biotit și hornblendă, Ştinapari; 307, granodiorit cu hornblendă, Ogaşul lui Ilie; 274, diorit cuarţifer, dealul Cioaca Înaltă; 436, diorit cuarţifer, Cărbunari; 139, monzodiorit Dealul Oraşului; 210, monzodiorit cuarţifer, dealul Calvaria.

lucrarea rezultatelor acestor analize se justifică prin interesul special pe care variațiile chimice locale îl prezintă pentru caracterizarea provinciei laramice în ansamblu, facilitându-se compararea rapidă și sugestivă a parametrilor mai frecvent utilizați.

Tipul de magmă (Niggli) corespunzător valorilor parametrilor Niggli (tabelul nr.6) este granodioritic, cuarț-dioritic, optdalitic, cu tendință către magmele alcaline (dioritic essexitice).

Din diagramele construite pe baza valorilor Niggli se desprind următoarele observații:

— Diagrama al-fm (fig. 14 a) evidențiază pentru banatite un caracter izofal-semisalic cu tendință izolată spre salic.

— În diagrama k-mg (fig. 14 b) totalitatea punctelor proiectate se plasează în zona delimitată de diagonalele 0,5 mg—0,5 k și 0,9 mg—0,9 k, caracteristică pentru rocile banatitice (Giușcă și colab., 1967), cîmpul de frecvență maximă fiind delimitat de diagonalele 0,7 mg—0,7 k și 0,8 mg—0,8 k caracteristice rocilor cu afinități pentru seriile subalcalină și alcalină.

— Pe diagrama al-alk (fig. 14 c) se observă o primă grupare în jurul liniei $alk = 1/2 al$ la limita cîmpului roci intermediare — roci alcaline și tendința de deplasare în cîmpul rocilor alcaline. Valorile lui c (fig. 14 c) se proiectează în cîmpul C normal spre limita superioară (Burri, 1959).

— În diagrama mg- c/fm (fig. 14 d) majoritatea punctelor se proiectează în cîmpul mai calcic, cu o ușoară tendință de predominare a Fe asupra Mg, mai accentuată la rocile cu conținut mai scăzut în Ca.

— În diagrama Q.L.M. (fig. 15) magmatitele examinate se plasează în cîmpul rocilor calcoalcaline, ocupînd o poziție centrală în spațiul ocupat de rocile banatitice din Banat conturat după Giușcă și colab. (1967) și evidențînd o tendință de grupare spre linia PF.

Diagrama de variație construită cu parametrii Niggli (fig. 16) indică o serie de diferențiere normală. Magma izofalică este cuarț-dioritică, urmărind linia diferențierii subalcaline.

Tendențele evolutive normale ale banatitelor sînt evidențiate, de asemenea, de diagrama de variație Nockolds-Allen (fig. 17). Se poate reține, urmă-

Nr. probei	Si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	P
121	31,04	39,96	20,19	11,31	28,54	0,36	0,38	0,28	0,10
272	259,62	33,87	28,54	10,57	27,02	0,26	0,41	0,47	0,15
83	212,19	35,40	27,76	19,21	17,63	0,27	0,50	1,75	0,42
307	213,31	34,95	28,86	20,67	14,51	0,31	0,49	1,57	0,12
274	223,53	36,72	27,02	19,47	16,79	0,26	0,52	0,43	0,10
436	195,83	29,05	33,16	19,67	18,12	0,37	0,35	0,27	0,22
139	182,91	35,36	26,91	20,37	17,36	0,25	0,49	0,24	0,24
210	222,22	28,25	25,77	27,55	18,44	0,41	0,46	0,32	0,21

rind și valorile indicelui felsic și ale indicelui de diferențiere (tabelul nr.7) că, în ansamblu, rocile analizate prezintă un caracter calcoalcalin cu o tendință de diferențiere alcalină.

Tabelul nr. 7

Valorile indicilor felsic și de diferențiere

Nr. probei	I.F.	I.D.	Nr. probei	I.F.	I.D.
121	9,158	11,363	274	20,623	6,166
272	13,080	9,721	436	13,868	6,508
83	19,940	5,877	139	18,906	4,823
307	20,951	5,564	210	16,108	6,076

I.F., index felsic (Kuno); *I.D.*, index de diferențiere (Larsen, 1938, modificat de Nockolds și Allen).

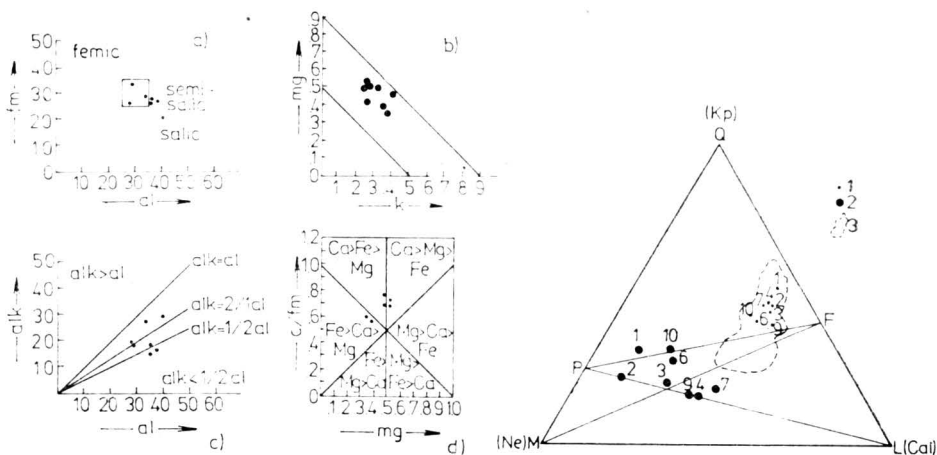


Fig. 14. — Diagramele: al — fm (a); k — mg (b); al — alk (c); mg — c/fm (d).

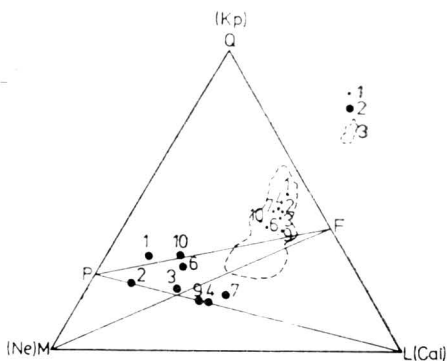


Fig. 15. — Diagrama Q.L.M. (Kp—Cal—Ne): 1, valorile Q.L.M.; 2, valorile Kp—Cal—Ne; 3, cimpul de variație pentru magmatitele laramice din Banat.

nr. 6

Niggli

W	cf/m	Q	L	M	ω	ρ	qz
0,54	0,54	51,45	42,04	6,51	0,162	10,798	102,89
0,53	0,37	45,03	43,36	11,61	0,113	4,164	51,56
0,69	0,69	44,31	43,25	12,44	0,335	3,732	41,69
0,93	0,69	46,47	40,71	12,83	0,413	4,520	55,25
0,62	0,72	46,82	41,89	11,29	0,363	5,020	56,37
0,56	0,59	40,43	41,17	18,40	0,232	2,117	23,34
0,93	0,76	39,81	47,02	13,16	0,341	1,929	13,47
0,94	1,07	44,34	37,89	17,77	0,210	3,222	48,47

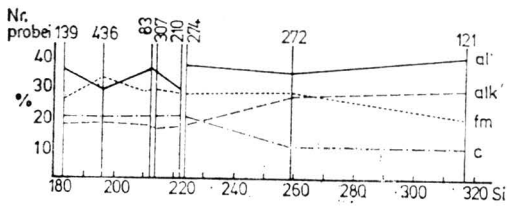


Fig. 16. — Diagrama de variație Niggli (localizarea probelor este dată în tabelul nr. 5).

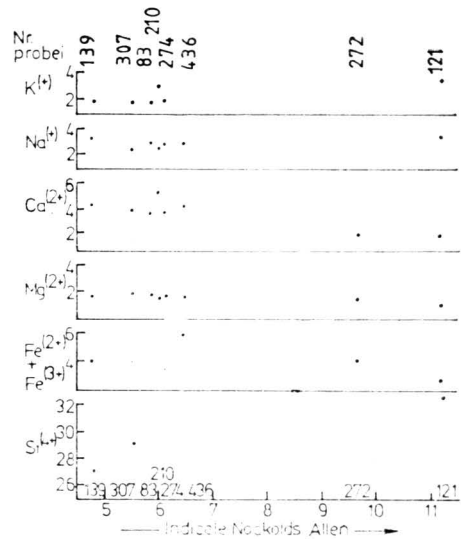


Fig. 17. — Diagrama de variație Nockolds-Allen.

3.2.3. Petrogeneza banatitelor

Petrogeneza magmatitelor laramice din sud-vestul Banatului, al cărei caracter fisural este evident, este controlată de prezența unui câmp de falii profunde cu caracter crustal.

Dezvoltarea remarcabilă a corpurilor banatitice și a metalogenezei asociate, între valea Nerei și valea Radimniuței, se corelează cu existența în această zonă a unui sistem ortogonal de fracturi orientate nord—sud, respectiv vest—est. Fracturile meridiane (Oravița, Sasca, Crucea Otmanului, Nera) au condiționat dispunerea în aliniamente și forma de corpuri lamelare alungite longitudinal, în timp ce apofizele se extind paralel cu fracturile transversale.

Căderea vestică a corpurilor întruse parțial concordant în depozitele mezozoice ale sinclinoriului Reșița—Moldova Nouă indică o tendință de înră-

dăcinare spre linia tectonică principală Oravița, care marchează șariajul pînzei supragetice peste sedimentarul zonei Reșița—Moldova Nouă.

Analiza unei succesiuni de profile transversale realizate pe baza datelor de suprafață, din lucrări miniere și foraje, arată însă, că spre deosebire de zona Oravița—Ciclova, în zona valea Nerei—valea Radimniuței principalele corpuri eruptive se dezvoltă de-a lungul faliei Sasca, căreia, la sud de Dunăre, îi corespunde falia Ridanj Krepoljin.

Trecerile gradate de la structuri echigranulare spre structuri porfirice ale rocilor și caracterele optice ale feldspaților plagioclazi indică o consolidare în condiții subvulcanice. Dezvoltarea magmatitelor din zona valea Nerei—valea Radimnei într-un facies hipoabisic, în comparație cu faciesul predominant porfiric la Moldova Nouă (Gheorghită, 1975; Gheorghitescu, 1974), și abisic la Oravița—Ciclova (Constantinof, 1972; Popescu, Constantinescu, 1977), reprezintă probabil efectul unei eroziuni diferențiate care poate fi explicat, credem, prin existența unor compartimente coborîte în trepte datorate unor fracturi transversale, mai degrabă decît unele afundări lente spre sud (Răileanu și colab., 1964).

Originea magmelor banatitice a fost abordată în cadrul tectono-structural alpin (centura est-mediteraneană -- Petrascheck, 1956 sau planetar — Janković, 1974). Ipotezele care conferă, în formarea banatitelor, un rol important proceselor de subducție (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Savu, Herz, 1974; Janković, 1974), indiferent de orientarea planului de subducție, ca și ipotezele care le consideră magmatite inițiale precoce, injectate în faza grabenhorst (Dewey, Bird, 1971) converg în a indica drept sursă a magmelor partea superioară a mantalei, admitînd de asemenea o contaminare crustală. Raportul izotopilor Sr^{87}/Sr^{86} (0,708—0,714) stabilit prin analizele executate pe rocile laramice din Iugoslavia (estul Serbiei) (Janković, Petrović, 1974) confirmă această apreciere.

Procesele complexe de diferențiere magmatică desfășurate după formarea magnei și parțial reacția cu rocile adiacente în timpul ascensiunii spre suprafață sînt controlate de condițiile geotectonice locale. Datele mineralogice și petrochimice prezentate pentru magmatitele din zona valea Nerei—valea Radimniuței indică o singură etapă de manifestare a magmatismului. Neomogenitatea diferențierii in situ a condus la apariția unor zone cu caracter granodioritic, cuarț-dioritic, cuarț-monzodioritic, între care există în general tranziții gradate, fără a se sesiza discordanțe nete. Enclavele de microdiorite ar putea reprezenta produsele unei etape anterioare manifestărilor magmatismului în provincia laramică, corespunzînd stadiului I al magmatismului paleocen—eocen inferior (Cioflica, Vlad, 1973).

După Giușcă și colab. (1967), magma inițială granodioritică a evoluat în provincia banatitică în două sensuri: bazic și alcalin. Lipsa în zona studiată a gabbrourilor, ca și a lamprofirelor, semnalate în sectoare limitrofe (Moldova Nouă, Oravița) și prezența cantitativ remarcabilă a monzodioritelor cuarțifere sprijină ideea predominării unei tendințe de diferențiere alcalină reflectată de valorile parametrilor petrochimici discutați.

Rocile alcaline (sienite alcaline cu egirin, sienite potasice, granite alcaline cu egirin, granite grafice), care apar în poziția unor periskarne, sub forma unor benzi înguste, la contactul magmatitelor cu depozitele carbonatice reprezintă rezultatul unor substituții metasomatice.

Diferitele studii de substituție, delimitate spațial pe teren și evidențiate microscopic, privesc înlocuirea plagioclazului cu feldspatul potasic, dispariția biotitului și a hornblendei, transformarea augitului în augit-egirin și egirin, dezvoltarea pertitelor de substituție. Structurile grafice sînt consecința unei substituții selective a feldspatului pertitic de către cuarț, în zonele de slabă rezistență ale acestuia, reprezentate prin benzi de deformare.

Parageneza și relațiile reciproce ale mineralelor rocilor alcaline sînt relativ asemănătoare cu cele întîlnite în zonele limitrofe xenolitelor carbonatice din unele masive granodioritice, dioritice (Muir, 1953; Tilley, 1949).

Mecanismul de formare, încă incomplet lămurit, se referă la un transfer de silice, K, Na, Fe. Reacția magmei cu rocile carbonatice poate determina într-o primă etapă o scădere a silicei și culminarea geochimică a unor baze (K_2O , Na_2O , FeO) (Reynolds, 1962).

Particularitățile petrogenzei rocilor alcaline din zona v. Nerei—v. Radimniuței, desfășurată parțial în faza subsolidus, sînt imprimate de caracterul ei discontinuu și de rolul deformării mineralelor, datorate reactivării periodice a sistemului de microfisuri.

Mineralogia și chimismul skarnelor

„...dacă ei tac, vor vorbi pietrele“
din Villiers de L'Isle-Adam

4.1. Descrierea principalelor minerale. Particularități optice și cristalochimice

GRANAȚII constituie componentul esențial al zonei de contact termic și metasomatic, atât din punct de vedere cantitativ, cât și prin participarea lor în majoritatea asociațiilor primare caracteristice diferitelor tipuri de skarn: apobanatitice (+diopsid+vezuvian); periskarne (+feldspat potasic+augit egirinic); apocalcaroase (+wollastonit); apodolomitice (+tremolit+humite+antofilit), precum și a asociațiilor secundare (+epidot+calcit).

Se prezintă sub formă de mase compacte monominerale (granatite), ca porfiroblaste în wollastonitite, sub formă de cuiburi și benzi, ca acumulări de cristale euhedrale în matrice de calcit larg recristalizat sau în geode.

Cristalele euhedrale prezintă fețe de dodecaedru romboidal, trapezoedru sau combinații de fețe de dodecaedru și trapezoedru. S-au identificat formele (110), (111), (100), (211), (311).

Culoarea variază într-un registru larg, de la negru, brun închis, brun-gălbui, galben, verde-gălbui, verde de iarbă, verde închis pînă la alb. Cu toate că s-au făcut unele tentative de corelare a culorii cu prezența a diferiți termeni din seria granditelor sau cu influența unor substituții chimice, corelații justificate în cazuri particulare, o explicație a variației atât de largi a culorii în cazul granaților de la Sasca Montană este dificil de dat.

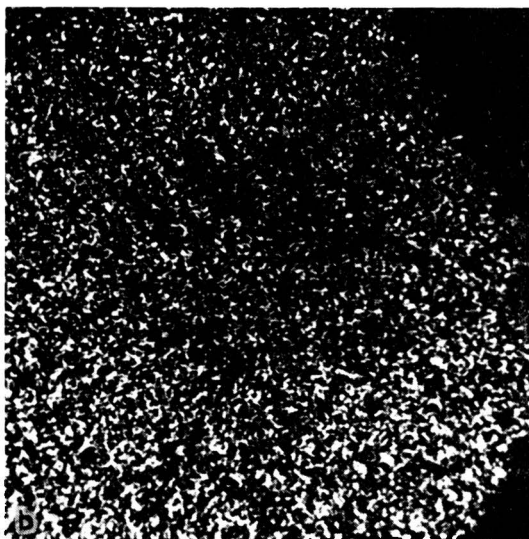
Determinările de greutate specifică au indicat valori cuprinse între 3,61 și 3,89 (tabelul nr.8), fără a se putea remarca o variație prea accentuată între probele analizate.

Determinările de microduratețe (tabelul nr. 8) indică valori cuprinse între 1 038 și 1 189 kg/mm², valorile fiind mai ridicate pentru termenii cu conținut mai mare de andradit.

Valorile indicilor de refracție determinate cu M.U.F. după metoda Nikitin pentru un număr de nouă probe (tabelul nr. 8; fig. 18) variază între 1,74 și 1,87.

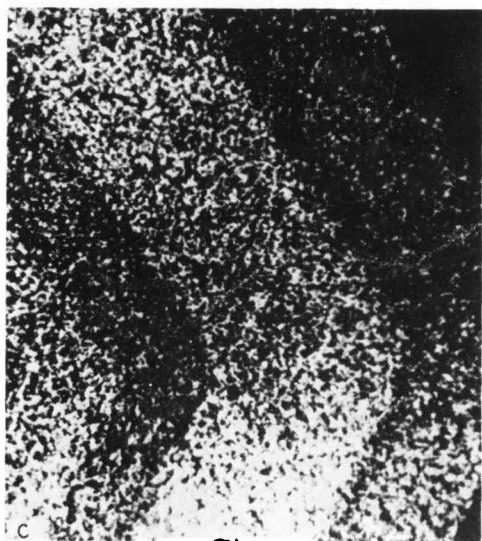
Cristalochimia granaților. Granații alcătuiesc o grupă de minerale cu formula: $X_3Y_2(ZO_4)_3$, unde: $X = Ca^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}$; $Y = Fe^{3+}, Al^{3+}, Cr^{3+}$; $Z = Si^{4+} (Al^{3+})$, în care numărul de coordonare poate fi 8 pentru cationii $Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}$, 6 pentru cationii $Fe^{3+}, Al^{3+}, Cr^{3+}$ și 4 pentru $Si^{4+} (Al^{3+})$.

a, imagine de compoziție, mărire 1200 x;

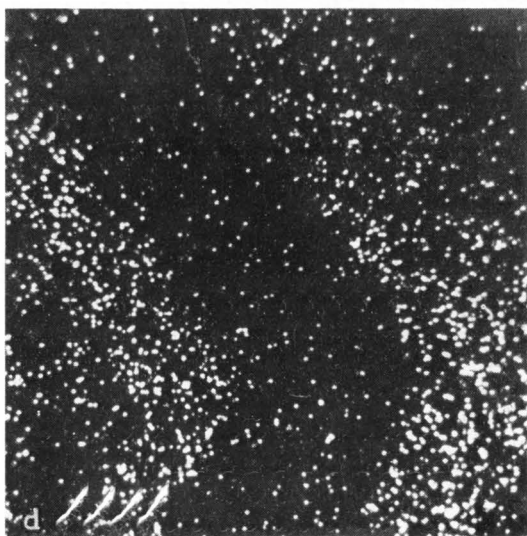


b, imagine de repartiție a Ca, mărire 1200 x;

Fig. 20. — Determinarea variației chimismului la granații zonați de la Sasca Montână cu microsonda electronică (*a*, *b*, *c*, *d*).



c, imagine de repartiție a Fe, mărire
1 200 x;



d, imaginea de repartiție a Al, mărire
1 200 x.

Tabelul nr. 8

Constantele fizice ale granaților

Parametrul fizic măsurat	Proba			
	328	330	331	332
n	1,83	1,75	1,87	1,77
G	3,78	3,61	3,89	3,69
a(Å)	11,95 Å ± 0,005	11,87 Å ± 0,008	12,36 Å ± 0,008	11,92 Å ± 0,005
D	1,188 kg/mm ² (Vnh) 7,25 (Mohs)	1,038 kg/mm ² (Vnh) 6,37(Mohs)	1,089 kg/mm ² (Vnh) 7,25(Mohs)	1,093 kg/mm ² (Vnh) 6,9(Mohs)

328, Grandit verde-gălbui, Sasca Română; 330, grandit castaniu deschis, dealul Gheorghe; 331, granat verde închis, Știnapari; 332, grandit brun-roșcat închis, Dealul Orașului.

Sintetizând un mare număr de analize chimice, Boecke (1914) a constatat existența a două serii, piralspitele — $(\text{Mg, Fe, Mn})_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ și ugranditele — $\text{Ca}_3(\text{Al, Fe, Cr})_2(\text{SiO}_4)_3$, separate printr-o largă lacună de miscibilitate (fig.19). În general, granații din skarne sînt reprezentați prin grandite, iar cei din șisturile cristaline prin piralspite, datorită controlului exercitat de presiunea mediului de formare a rocii.

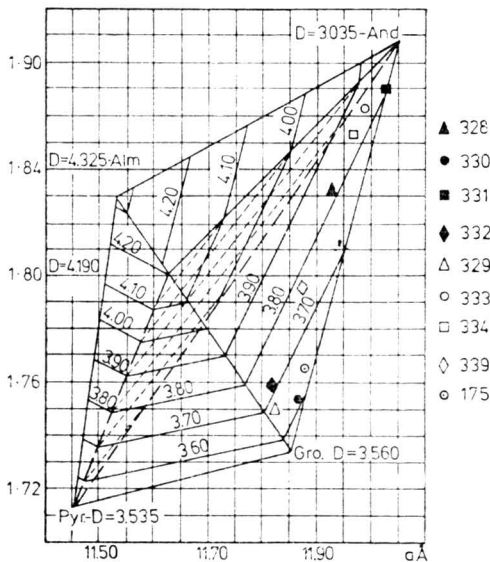


Fig. 18. — Proiecția valorilor parametrului reticular „a”, indicelui de refracție „n” și greutatei specifice „G” ale granaților din skarnele ce la Sasca Montană, pe diagrama Winchell; 328 — Sasca Română; 330 — Știnapari; 331 — Cărbunari; 332 — Dealul Orașului; 3290 — Ogașul lui Ilie; 333 — valea Gheorghe; 334 — Sasca Română; 339 — dealul Gheorghe; 175 — Cioaca Înaltă.

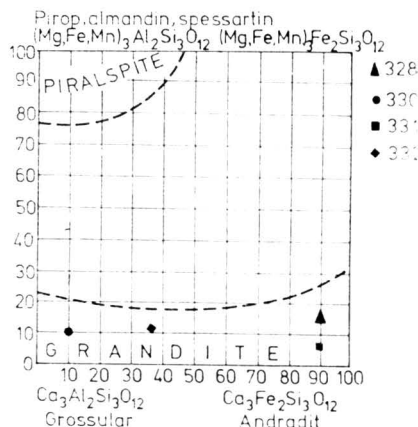


Fig. 19. — Proiecția valorilor reprezentând participarea procentuală a termenilor finali (în mol %) obținute pentru granații finali de la Sasca Montană, pe diagrama Boecke; 328 — Sasca Română; 330 — Știnapari; 331 — Cărbunari; 332 — Dealul Orașului.

Pentru caracterizarea chimismului granaților de la Sasca Montană s-au efectuat patru analize chimice pe baza cărora s-au calculat formulele structurale prin raportare la baza 24(0) (tabelul nr.9). Compoziția granaților în termeni finali recalculată în proporții moleculare este prezentată în tabelul nr.9.

Granații analizați chimic (probele 328, 330, 331, 332), ca și granații la care compoziția chimică a fost dedusă din analizele prin difracția razelor X

Tabelul nr. 9

Analize chimico-mineralogice ale granaților *

Oxizi %	328	330	331	332
SiO ₂	35,86	39,40	36,46	36,70
TiO ₂	0,15	0,60	0,14	0,41
Al ₂ O ₃	4,60	21,14	3,31	18,39
Fe ₂ O ₃	25,31	3,91	26,22	11,20
FeO	0,49	0,89	0,57	1,62
MnO	0,17	0,15	0,35	0,18
MgO	2,30	0,61	0,86	1,90
CaO	29,33	32,40	31,85	29,50
H ₂ O ⁺	0,10	0,07	0,04	0,06
H ₂ O ⁻	0,66	0,59	0,30	0,38
Total	99,98	99,76	100,10	100,42

Numărul ionilor raportat la baza 24 (0)

Si	5,916	5,515	6,015	5,626
Al	0,084	0,485	—	0,374
	6,00	6,00		6,00
Al	0,807	3,773	0,641	2,841
Fe ³⁺	0,130	0,209	3,253	1,197
Ti	0,018	0,058	0,017	0,047
	3,95	4,04	3,91	4,08
Mg	0,017	0,227	0,078	0,537
Fe ²⁺	0,067	0,203	0,048	0,023
Mn	0,023	0,217	0,213	0,217
Ca	5,148	5,136	5,630	5,211
	5,96	6,05	6,07	5,97

Participarea procentuală în termeni finali
(Mol. %)

Andradit	79,9	5,1	85,8	29,8
Grossular	5,1	84,1	8,3	57,5
Almandin	1,1	3,4	0,8	0,4
Pirop	13,5	3,8	1,4	8,9
Spessartin	0,4	3,6	3,7	3,4

328, Grandit verde-gălbui, Sasca Română; 330, grandit cafeniu deschis, dealul Gheorghe; 331, granat verde închis, Știnapari; 332, grandit brun-roșcat închis, Dealul Orașului.

* Analist Ioana Anastasiu—I.G.P.S.M.S., București.

și spectroscopia de absorbție în infraroșu (probele 329, 333, 334, 339) se caracterizează printr-o varietate compozițională marcantă, acoperind domeniul de la 85,8 mol. andradit, la 84,1 mol. grossular. Această îi deosebește de granații aproape exclusiv andraditici de la Ocna de Fier (Kissling, 1967), Dognecea (Vlad, 1974), Moldova Nouă (Gheorghiuță, 1975), ca și de cei de la Oravița, unde ocurența grossularului este caracteristică (Moенcke, 1962; Popescu, Constantinescu, 1977).

Proiecția compoziției chimice a granațiilor de la Sasca Montană pe diagrama Boecke (fig. 19) indică de asemenea o participare notabilă a pirlspitelor.

Studiul prin difracția razelor X. Dimensiunea parametrului celulei elementare este considerată un element esențial pentru diagnoza granațiilor.

Diagramele de variație și curbele de regresie utilizate pentru identificarea granațiilor (diagramele Ford, Fleischer, Skinner) se bazează pe variația liniară a parametrului reticular „a” și a unor proprietăți fizice (indicele de refracție, greutatea specifică), cu modificarea compoziției chimice. Această variație este valabilă în cazul miscibilității între doi termeni finali; apariția mai multor termeni componenți, modificând liniaritatea, poate introduce erori substanțiale.

Pentru a rezolva această problemă, Winchell (1958) a construit diagrame tetraedrice în care indicele de refracție și parametrul celulei elementare, ca variabile independente, sînt luate ca ordonată și abscisă, în timp ce compoziția chimică și greutatea specifică sînt considerate ca funcții ale acestor două variabile, compoziția granațiilor analizați putînd fi estimată în cîmpuri compoziționale delimitate de trei sau patru termeni extremi. Pe diagrama din figura 18 au fost proiectate valorile parametrului reticular „a” calculate pe baza reflexelor măsurate pe difractograme și valorile greutății specifice și ale indicilor de refracție obținute pe un număr de 9 granați. În comparație cu valorile procentuale în mol. ale termenilor finali calculate din analizele chimice se observă pentru probele 328, 330, 331 și 332 că participarea pirlspitelor (în special pirop) determină o scădere a valorilor parametrului reticular „a” sub valorile stabilite pentru cazurile în care se ia în considerare numai raportul grossular-andradit.

Studiul în spectrul de absorbție în infraroșu. Detalii structurale și indicii determinative asupra granațiilor pot fi obținute cu ajutorul analizei în infraroșu. Interpretarea spectrelor de absorbție ale granațiilor a făcut obiectul lucrărilor publicate de Moенcke (1962), Tarte (1960), Dimanche și Tarte (1965). Principalele rezultate pot fi sintetizate în următoarele concluzii:

— Diagrama I.R. formează un desen caracteristic al acestei grupe de minerale, net diferit de al altor specii de silicați.

— Alura diagramelor este în mare asemănătoare, indiferent de natura cationilor bivalenți sau trivalenți, cu excepția varietăților titanifere din seria melanit-schorlomit-ivariit, unde aspectul spectrului este modificat datorită faptului că titanul în coordinație tetraedrică înlocuiește parțial siliciul, dînd benzi caracteristice.

— Posibilitatea separării pirlspitelor de ugrandite este dată de existența, în cazul primelor, a două benzi în domeniul $280-350\text{ cm}^{-1}$, care lipsesc

la ugrandite. Aceste benzi sînt atribuite vibrațiilor metal-oxigen ale cationilor bivalenți (Fe^{2+} , Mn^{2+} , Mg^{2+}) în coordinație octaedrică. În seria ugranditelor, cationul bivalent este reprezentat prin Ca, legăturile ionice Ca—O neoferind o intensitate corespunzătoare benzilor de absorbție în acest domeniu.

— Detalii caracteristice pentru diferite tipuri de granați din cele două serii pot fi observate în regiunea spectrului cu frecvențe mai reduse de 500 cm^{-1} . Benzile de absorbție din această zonă fiind legate de vibrațiile metal-oxigen, poziția lor este în principal determinată de natura cationilor.

— În cazul substituțiilor izomorfe a fost pusă în evidență o migrare a pozițiilor benzilor, în funcție de înlocuirile cationilor. Se poate stabili o relație între variația frecvenței benzilor și variația lungimii parametrului celulei elementare „a”. Această variație este valabilă în domeniul frecvențelor ridicate, mai mari de 500 cm^{-1} .

Interpretarea alurii benzilor de absorbție pe spectrele realizate pentru granații de la Sasca Montană și compararea valorilor frecvențelor cu datele din literatură indică prezența unor granați granditici cu compoziție intermediară. În același timp, s-a sesizat o variație a valorilor benzilor diagnostice în cm^{-1} , corelabilă în mare cu variația parametrului recticular „a”.

Particularități optice și compoziționale. *Anomalii optice.* Majoritatea granaților din skarnele de la Sasca Montană sînt izotropi. Izolat însă s-au pus în evidență granați anizotropi. Sînt în general larg dezvoltati, prezintă contur euhedral și o zonare vizibilă macroscopic prin variații ale intensității culorii. Se dezvoltă în spații libere sau pe fisuri cu caracter tardiv față de granații izotropi.

Granații anizotropi prezintă două tipuri de anomalii optice;

— anomalii sectoriale — cristalele omogene în nicoli paraleli apar cu nicoli în cruce divizate în sectoare, în general de formă triunghiulară, cu vârful dispus în partea centrală a granulei. Limitele dintre sectoare sînt nete sau difuze. În general, sectoarele opuse prezintă aceeași orientare optică;

— anomalii în lamele — cristalele prezintă un sistem de lamele de grosime variabilă, alternativ izotrope și anizotrope, paralele cu bordura granulelor. Lamelele diferă între ele prin culoarea de birefrință (variabilă de la 0,001 la 0,005), refrință și culoare (de la incolor la gălbui). Unghiul axelor optice variază în zonele anizotrope de la 20 la 70° .

Problema anizotropiei granaților a constituit obiectul a numeroase lucrări de specialitate, ea fiind raportată în special pentru grandite, la variația conținutului în fier, gradul de ordine și dezordine al rețelei, cinetica de cristalizare.

Studiul efectuat de noi cu microsonda electronică (fig. 20) asupra granaților birefrinți din dealul Gheorghe, Sasca Montană, a indicat că alternanța de lamele izotrope și anizotrope corespunde cu modificarea regulată a conținutului în fier și aluminiu, sugerînd o variație ritmică a potențialului Fe/Al în cadrul procesului metasomatic. Verkaeren (1971) presupune, în cazul granaților izotropi de la San Leone, Sardinia, posibilitatea ca zonarea Fe/Al să fi fost provocată de circulația pe fracturile rocii în timpul ultimei faze de formare a skarnelor a unui fluid rezidual mai bogat în fier, la contactul căruia mineralele au fost susceptibile de a suferi transformări.

Studiul microscopic al granaților anizotropi de la Sasca Montană a evidențiat numeroase incluziuni de diopsid a căror prezență nu influențează însă liniaritatea limitelor dintre zonele izotrope și anizotrope. Observația ar putea să indice existența unor macle de deformare. Dacă această ipoteză este valabilă, ea ar constitui un argument în favoarea unui mecanism genetic de tipul celui invocat de Verkaar.

Particularități compoziționale. O trăsătură remarcabilă a granaților analizați privește conținutul relativ ridicat în piralspite (15,0; 12,7; 10,8; 5,9 mol.%, tabelul nr. 9) comparativ cu cea mai mare parte a analizelor de grandite publicate în literatură. Menționăm că unul din conținuturile cele mai ridicate de molecule piralspitice cunoscut pentru granditele din skarnele primare apare într-o analiză de andradit de la Ocna de Fier (Zombory, 1934, după Deer și colab., 1965) — cu 89,3% and., 9,7% sp. și 1% alm. Un conținut ridicat de piralspite a fost identificat de asemenea în granații din skarnele de la Dognecea (Vlad, 1974) și în granații de la Oravița (Popescu, Constantinescu, 1977).

În măsura în care studiile ulterioare vor confirma această tendință, ea ar putea fi reținută ca o particularitate notabilă în mineralogia skarnelor din Banat. Chiar în acest cadru, granditele de la Sasca Montană se individualizează prin prezența foarte rară, în cantitățile procentuale menționate (13,5; 8,9%), a moleculelor de pirop în granații calcici din skarnele primare.

Problema privește limitele și particularitățile miscibilității dintre grandite și piralspite, deosebit de interesantă, datorită deosebirilor de rază ionică între cationii Ca^{+2} , pe de-o parte, și Mg , Fe^{+2} , Al , pe de altă parte, substituțiile afectând structura.

În ultimul timp, diagrama solubilităților mutuale dintre termenii extremi ai grupului granaților elaborată de Boecke a constituit obiectul a numeroase discuții și tentative de revizuire, pe baza diferitelor sinteze de laborator și a materialului de analize acumulat între timp.

Nemec (1967) a urmărit miscibilitatea dintre piralspite și grandite în funcție de unele date experimentale și de contextul petrografic al granaților analizați. El consideră că în faciesul corneenelor piroxenice pot fi stabile numai ocurențele grossular-spessartin, datorită faptului că spessartinul este singurul granat din seria piralspitelor care poate fi sintetizat la presiuni atmosferice și la temperaturi joase. Sinteza almandinului și a piropului realizându-se la temperaturi și presiuni ridicate, conform datelor experimentale ale lui Coes (1955), Boyd și England (1959), Nemec consideră posibilă miscibilitatea grossular-almandin numai în condițiile faciesului granulitic.

Sobolev (1964), care a urmărit diferite stadii de miscibilitate între grossular și pirop, în eclogitele kyanitice din Iakuşk, consideră că numai presiunea ridicată de 20—30 Kb a permis apariția unor cristale mixte între acești termeni, în ciuda diferenței de rază ionică a Mg și Ca .

Dimanche (1969) a descris însă la Ginevro (Elba) un grossular ferifer cu 16% almandin, în skarne al căror caracter primar este bine dovedit. În vederea explicării acestei compoziții, el a făcut apel la rezultatele experimentale ale lui Gilbert (1966), care a obținut granați bogați în grossular și almandin prin deshidratarea unor amfiboli în condițiile unei fugacități scăzute a oxigenului, la o presiune a fazei fluide în jur de 500 bari. Dimanche consideră că în prezența unor medii reacționale la temperatură convenabilă, fugacitatea oxigenului și mai puțin presiunea totală poate condiționa compoziția unor granați.

Conținutul relativ ridicat în moli de pirof al unor grandite de la Sasca Montană pune în evidență și posibilitatea unei substituții notabile Mg-Ca, considerată pînă acum ca cel mai dificil de realizat în condițiile de presiune scăzută care caracterizează petrogeniza skarnelor.

VEZUVIANUL — datorită cristalografiei deosebite, complicațiilor structurii interne, variației neobișnuite a chimismului și constanțelor optice — a format obiectul a numeroase studii mineralogice, majoritatea ivirilor cunoscute fiind utilizate de autori pentru investigarea complexă a proprietăților sale.

În compoziția zonei de contact termic și metasomatic de la Sasca Montană, vezuvianul este al doilea mineral important din punctul de vedere al frecvenței, după granati.

El apare în mod obișnuit în skarne granato-vezuvianice, în care formează 20—40% din masa rocii. Are de obicei caracter microgranular și prezența sa imprimă skarnelor o culoare verde-gălbuie. Acestea afloréză pe contactele vestic (dealul Calvaria) și estic (Dealul lui Ciucar) ale corpului banatitic Sasca Montană și pe contactul estic al lamei banatitice din Știnapari (valea Ungurelu).

Izolată, apare în skarne vezuvianice, formate în medie din vezuvian 80% și calcit cenușiu larg cristalizat 20%, ceea ce conferă acestor skarne caracterul unor vezuvianite. Ele afloréză în Dealul Orașului, unde vezuvianul se prezintă sub forma unor cristale izolate, cu dimensiuni medii de 0,8 cm lungime și 0,3 cm lățime, sau în concreșteri de 2—4 indivizi.

Date cristalografice. Cristalele analizate reprezintă o combinație de fețe de prismă tetragonală speciile I și II, cu fețe de bipiramidă tetragonală specia I. Au fost identificate formele 100, 110, 010, 111, 101, 011, 001 și 210, 120, 201, 311, 331. Din examinarea unui număr de 70 de cristale se observă că la toate apar formele 100, 110, 010 și 111, dar la marea majoritate apar în plus și formele 001 (mai des), sau 101, 011, 210, 120, 201, 311, 331 (mai rar).

Tabelul nr. 10

Valorile unghiulare măsurate pe cristale la vezuvian

Fețe	Valori medii măsurate	Valori calculate
(110): (111)	52° 50'	52° 52' 6''
(101): (100)	61° 40'	61° 50' 10''
(101): (001)	28° 10'	28° 9' 50''
(201): (100)	43° 30'	43° 2' 30''

O caracteristică a exemplarelor de vezuvian studiate o constituie complicațiile geometriei exterioare a cristalelor. Din 70 de cristale, un număr extrem de redus (6—7) reprezintă exemplare cu simetrie exterioară holodetrică, în cele mai multe cazuri apărînd fie complicații ale geometriei individului cristalin: fețe vicinale, trepte de creștere, figuri de coroziune, fie concreșteri de diferite tipuri, de la neregulate pînă la cele cu aspect de maclă.

Se remarcă, fie la cristalele izolate, fie la concreșteri (fig. 21), că fiecare individ este marcat de neregularități care denotă o accentuată „sensibilitate

la structură" — („Strukturpfundlich“), legată probabil de diferite tipuri de defecte ale rețelei⁶.

Tipul de concreștere predominant la cristalele analizate îl prezintă asocierea a două cristale sub un unghi ascuțit aparent constant, în jurul a 30°

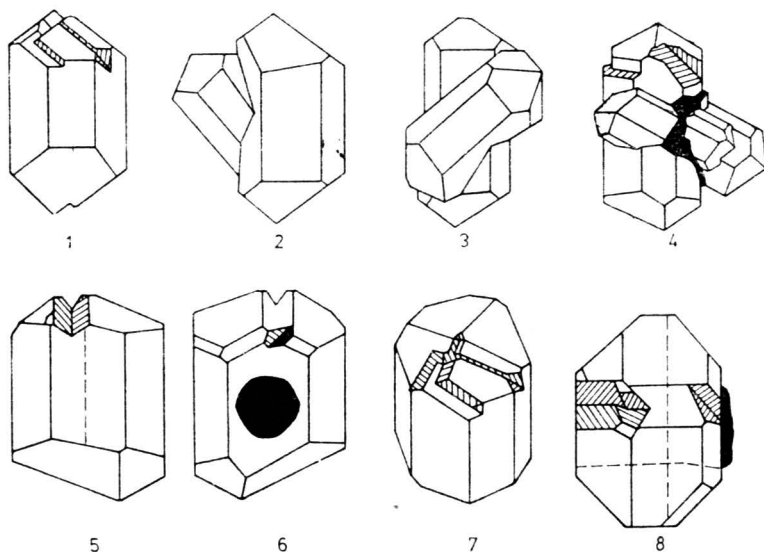


Fig. 21. — Morfologia cristalelor de vezuvian—Dealul Orașului.

(fig. 21), amintind de macla de penetrație a Sfântului Andrei. Examineate cu atenție macroscopic și microscopic, se observă însă că unghiul dintre axele c diferă, iar cristalele concreșcute sînt răsucite unul față de altul. Se pot paraleliza astfel cu tipul de concreșteri răsucite cunoscute de exemplu la cuarț, care reprezintă o consecință a „deficiențelor de creștere“ din domeniul dimensiunilor celulare prin devieri inițiale de la poziția perfect paralelă a paralelipipedelor elementare.

Date chimico-structurale. Compoziția chimică a vezuvianului de la Sasca Montană (Dealul Orașului) (tabelul nr.11), comparată cu diverse analize chimice din ocurențe cunoscute, indică un vezuvian cu conținuturi medii în principalii cationi. Doar conținutul în fier (5,23%, din care 4,87% ca Fe_2O_3) prezintă valori mai ridicate, fără a atinge totuși concentrația din varietatea feriferă-duparcit (7,80% Fe_2O_3 ; 3,96 FeO) (Nicolet, 1932; Phan, 1969).

Îmbogățirea în Fe_2O_3 nu este legată, ca în cazul altor vezuviane bogate în fier, de scăderea conținutului în Al_2O_3 , care rămîne la o valoare ridicată. Raportul $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ este astfel 17,29 — 4,87% la vezuvianul examinat, față de 12,66—4,36% (FeO 1,55%) la vezuvianul din Akhmat — Ural (Miașnikov, 1940, din Deer și colab., 1965), 13,36—4,15% (FeO 2,15%) la

⁶ Treptele și variatele neregularități prezente pe fețele cristalelor de vezuvian se pot explica satisfăcător prin existența semiplanurilor reticulare ce duc la apariția dislocațiilor tip T.O. (Dekeyser, Amelinkcs, 1955).

vezuvianul din Iron Mountains — New Mexico (Deer și colab., 1965) și 15,62—2,81% (FeO 2,96%) la vezuvianul din Turnback Lake—Canada (Meen, 1968, din Deer și colab., 1965). Apare însă remarcabilă starea de oxidare a fierului (Fe₂O₃ 4,87—FeO 0,36%) față de raportul Fe₂O₃—FeO observat la Akhmat, Iron Mountains, Turnback Lake și alte analize cunoscute.

Tabelul nr. 11

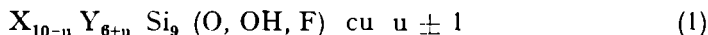
Analiza chimică a vezuvianului (Dealul Orașului)*

Oxizi	Conținut %	Numărul ionilor în baza 76 (O,OH)	
SiO ₂	35,55	Si	17,168
TiO ₂	0,78	Al	0,832
Al ₂ O ₃	17,29	Al	8,993
Fe ₂ O ₃	4,87	Fe ⁺³	1,760
FeO	0,36	Ti	0,284
MnO	0,31	Mg	2,146
MgO	3,00	Fe ⁺³	0,151
CaO	36,22	Mn	0,141
Na ₂ O	0,13	Na	0,113
K ₂ O	0,28	Ca	18,716
H ₂ O ⁺	1,00	K	0,162
H ₂ O ⁻	0,35	OH	3,248

* Analist I. Mercheș. I.G.P.S.M.S., București.

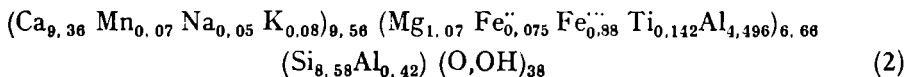
La vezuvianul de la Sasca Montană (Dealul Orașului), conținutul apreciabil în fier menționat a putut fi corelat cu valorile sensibil ridicate ale unor constante fizice, ca duritatea, greutatea specifică și refringenta, determinate cantitativ (tabelul nr.14) față de valorile cunoscute la vezuviane cu conținuturi mai scăzute în fier (Gädeke, 1939), iar raportul Fe₂O₃/FeO controlează probabil culoarea verde și transparența accentuată a cristalelor, asemănătoare cu culoarea și transparența unor vezuviane, cu grad de oxidare a fierului similar (Deer și colab., 1965).

Variația mare a chimismului la vezuvian a făcut dificilă stabilirea unei formule larg aplicabile. În urma centralizării analizelor chimice moderne (Deer și colab., 1965; Barth, 1963) formula care se acomodează cel mai bine cu rezultatele analitice este:



unde X=Ca, Mn, Na, K; Y = Mg, Fe, Ti, Al, Cu și în care Mg și Ca se pot înlocui în pozițiile structurale.

Formula structurală a vezuvianului analizat (tabelul nr. 11) calculată prin raportare la numărul ionilor în baza 76 (O, OH) este:



Se evidențiază poziția Mn, Na și K ca diadochii cu Ca; poziția Mg ca substituent izomorf exclusiv cu Fe și Al ca substituent izomorf cu Fe și Si.

Din punctul de vedere al conținuturilor, constituenții minori (tabelul nr. 12) reprezintă, ca și în cazul elementelor majore, valori medii. Cu, Be, Ce,

care în proporții ridicate determină varietăți: ciprin (Kurbatov, 1922, din Deer și colab., 1965), vezuvian berilifer (Hurlbut, 1955), vezuvian cerifer (Johnson, 1966 din Deer și colab., 1965), apar în cantitate redusă sau lipsesc. Remarcabile față de datele cunoscute sînt valorile Ni (920 p.p.m.) și Co (300 pp.m). Se remarcă prezența beriliului care apare în rețeaua vezuvianului

Tabelul nr. 12

Constituenții minori determinați pe cristalele de vezuvian din vezuvianitele din Dealul Orașului

Nr.	Element	Conținut în p.p.m.	Nr.	Element	Conținut în p.p.m.
1	Cu	15	6	Cr	40
2	Zn	150	7	Sn	15
3	Mn	900	8	As	30
4	Ni	920	9	B	650
5	Co	300	10	Be	40

Tabelul nr. 13

Valorile $\frac{d\alpha}{n}$ și I/100 calculate după difractograma vezuvianului din Dealul Orașului

Nr.	$\frac{d\alpha}{n}$	I/100	Nr.	$\frac{d\alpha}{n}$	I/100
1	2,973	92	6	1,632	15
2	2,775	65	7	1,578	46
3	2,614	44	8	1,565	15
4	2,563	26	9	1,881	12
5	1,917	13	10	1,867	53

prin substituirea grupului $(\text{SiO}_4)^{-4}$ ($R_i = 2,90 \text{ \AA}$) prin grupul $(\text{BeO}_4)^{-6}$ ($R_i = 2,90 \text{ \AA}$) și a borului a cărei existență poate duce la modificări marcante ale proprietăților optice și care poate apare fie ca izomorf endocriptic cu gruparea $(\text{SiO}_4)^{-4}$ (Rankama, Sahama, 1952), fie în formă mobilă în complexul $(\text{BO}_3)^{3-}$ care înlocuiește gruparea $(\text{OH})_3$ (Serdincenco și colab., 1968). În privința conținutului de Cu, care apare ca izomorf cu Mg, Fe, Ti, acesta se datorește probabil impurităților mecanice.

Caracterizarea chimică a fost completată cu analize prin difracție RX, spectroscopie de absorbție în I.R. și termodiferențiale. Valorile $d\alpha/n$ și intensitățile principalelor reflexe (tabelul nr. 13) calculate pe difractogramă

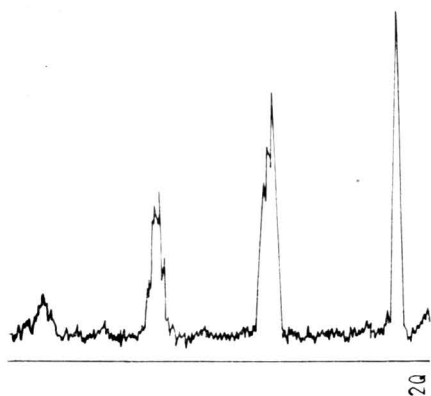


Fig. 22. — Detaliu în domeniul 20: 35–38 din difractograma vezuvianului — Dealul Orașului, Sasca Montană.

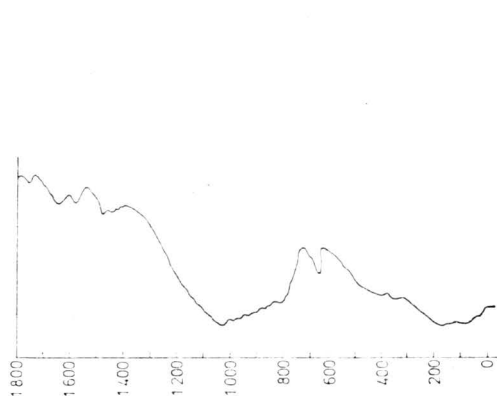


Fig. 23. — Spectrul de absorbție în I.R. al vezuvianului din Dealul Orașului, Sasca Montană.

(fig. 22) indică un vezuvian cu o compoziție complexă. Spectrul I.R. (fig. 23) pune în evidență prezența grupării OH — benzile 3440 cm^{-1} , 3632 cm^{-1} și starea de hidratare parțială prin alterare. Curba D.T.A. (fig. 24) arată un

singur peak endoterm foarte puternic la 1 040°C care marchează eliminarea grupării OH și distrugerea rețelei.

Constantele fizice ale vezuvianului de la Sasca Montană (tabelul nr. 14) și datele microscopice (tabelul nr.15) evidențiază pentru cele două ocurențe

Tabelul nr. 14
Constantele fizice ale vezuvianului

Proprietatea determinată	Proveniența probei	
	Vezuvianit — Delul Orașului	Skarn granato-vezuvianic Dealul lui Ciucartii Platoul Șifapari
Greutate specifică	3,4	3,3
Duritate	1054 kg/mm ² (Vnh) 6,75 (Mohs)	887 kg/mm ² (Vnh) 6,5 (Mohs)
Refringența*	$n_A = 1,710$ $n_B = 1,730$ $n_C = 1,735$	$\omega = 1,720$; $\epsilon = 1,725$

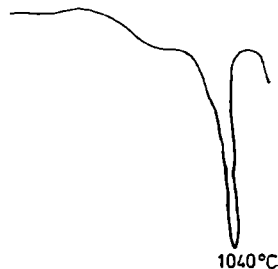


Fig. 24. — Curba termodiferențială a vezuvianului Dealul Orașului, Sasca Montană.

* Cu „n” sînt notate valorile medii caracteristice pentru diferitele zone din cristal denumite convențional A, B, C și determinate cu M.U.F. prin metoda Nikitin.

deosebiri ce se referă la majoritatea caracterelor optice și completează observațiile privind diferențele în modul de prezentare și paragenză semnalate macroscopic. Astfel, în skarnele granato-vezuvianice se remarcă tendința de transformare a granatului în vezuvian, proces care se dezvoltă inițial în zonele mai fracturate ale granaților și poate conduce în final la formarea unor pseudomorfoze după granat.

Particularități optice și compoziționale. Examenul microscopic al secțiunilor subțiri executate pe vezuvianul din Dealul Orașului a condus la sintetizarea unor observații ce permit detalierea la scara cristalului a unor aspecte sesizate în analiza chimico-structurală și cristalografică. Aceste date privesc mai ales zonarea cristalelor, natura și modul de prezentare al incluziunilor în cristal.

Tabelul nr. 15
Caracterile microscopice ale vezuvianului de la Sasca Montană

Proprietăți optice	Vezuvian Dl. lui Ciucar (Sasca Montană)	Vezuvian Platoul Știnapari
Contur	euhedral	anhedral
Culoare	incolor	galben deschis
Pleocroism	nepleocroic	ϵ -galben; ω -incolor
Clivaj	lipsit de clivaj	potrivit după 110
Extincție	$\omega \wedge c = 0^\circ$	$\omega \wedge c = 0^\circ$
Zonare	zonare intensă:	nezonat
	zona centrală și terminală	
Δ	0,000	0,005
Caracter optic	biax ($2V = 60 - 64^\circ$)	uniax
Semn optic	pozitiv	negativ

Zonarea cristalelor de vezuvian, care se observă și macroscopic în spărtură, prin variațiile liniare ale intensității culorii, se evidențiază microscopic prin diferența de relief (în nicolii paraleli) și de birefrință (în nicolii încrucișați) (pl. I, fig. 3).

Se rețin următoarele observații:

- zonarea are un caracter general apărind la toate cristalele analizate;
- în toate cazurile, zonele delimitate prezintă un caracter euhedral;
- succesiunea și dezvoltarea lor relativă sînt constante indiferent de mărimea cristalelor;

- toate zonele sting simultan, avînd aceeași orientare optică.

Se pot separa trei tipuri de zone cu proprietăți sensibil diferite:

zona A: refrința $n = 1,715$, culori de interferență anormale maron închis — albastru de Berlin, caracter optic biax pozitiv.

zona B: refrința $n = 1,730$, culoare de birefrință galben pai ($\Delta = 0,007$), caracter optic uniax negativ;

zona C: refrința $n = 1,735$, culoarea de birefrință galben intens ($\Delta = 0,010$), caracter optic uniax negativ.

În cristal, zonele de tip A formează partea centrală cu cea mai mare dezvoltare (circa 1/2 din suprafața secționată) și partea marginală foarte îngustă; zona C formează sectorul median bine dezvoltat, mărginit de două benzi subțiri ale zonei B care fac tranziția spre zonele A (fig. 25).

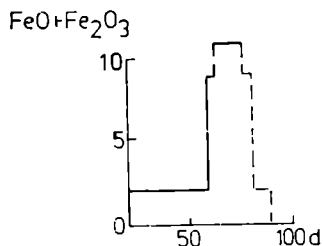


Fig. 25. — Diagrama Fe — distanță pentru vezuvianele zonate. Măsurarea grosimii în diviziuni microscopice s-a făcut pe secțiuni orientate paralel cu fețele de prismă (100) după profile perpendiculare pe axul c.

Datele prezentate în tabelul nr.11 definesc global vezuvianul descris; cristalele analizate chimic sînt însă caracterizate printr-o remarcabilă zonalitate, iar variația notabilă a proprietăților fizice și optice între diferitele zone sugerează eterogenitatea compozițională a mineralului cercetat.

Folosind relația dintre proprietățile optice și valorile procentuale ale unor componente, stabilită la vezuvian prin comparația și studiul unui mare număr de eșantioane diferite (Tröger, 1952; Oftedahl, 1964), am urmărit aprecierea în cadrul unui singur cristal a caracterului chimic diferit al zonelor separate, conturînd după diagrama Tröger (fig. 26) un conținut de Fe scăzut pentru zona A, ridicat pentru zona C, mediu spre ridicat pentru zona B și un conținut mai ridicat în OH (B) pentru zona A în comparație cu zonele B și C.

Modul de variație al conținutului de Fe în raport cu structura zonală este evidențiat în diagrama Fe — grosimea zonelor (fig. 25). Alura diagramei este caracteristică pentru tipul de zonalitate recurentă. Se evidențiază caracterul tranzitoriu al zonelor B cu conținuturi apropiate de zona centrală C, iar asimetria pronunțată de dreapta relevă dezvoltarea redusă a ultimei zone A în raport cu zona centrală. Saltul înregistrat în trecerea de la zona A spre zona B sugerează ideea apariției unei variații puternice în chimismul flui-

delor, ce poate contura existența unui front ferifer suprapus în timp cu durata de formare a zonelor B—C.

Aprecierile privind variația conținutului în Fe deduse din variația proprietăților optice sînt confirmate de analiza efectuată cu microsonda

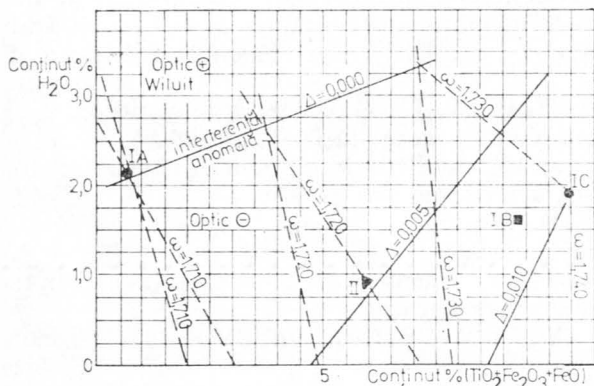
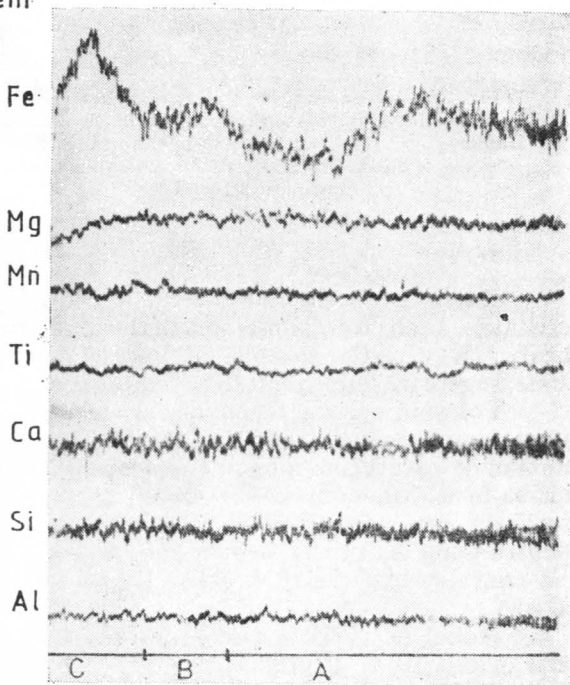


Fig. 26. — Proiecția valorilor indicilor de refracție (ω) și birefrinței (Δ) determinate pentru vezuvianul de la Sasca Montană: 1, proba 220 — vezuvian din skarnele granato-vezuvianice, Dealul lui Ciucar; 2, proba 234 — vezuvian din skarnele granato-vezuvianice, Platoul Știnapari; 3, proba 112 — vezuvian zonat din vezuvianitele din Dealul Orașului (cu A, B și C sînt notate diferite zone ale cristalelor).

Fig. 27. — Variația conținutului în diferiți cationi determinată cu microsonda electronică în vezuvianele zonate din Dealul Orașului. Analiza s-a efectuat pe un profil perpendicular pe axul c.

Element



electronică pe cristalele zonate din Dealul Orașului, care indică o creștere a valorii Fe în spațiul corespunzător zonelor B și C pe fondul unei participări constante a celorlalte elemente (fig. 27).

Raportat la cristalografia mineralului examinat, caracterul euhedral al zonelor permite reconstituirea variației vitezei de creștere pe diferite fețe. Această variație, care în unele cazuri este clar exprimată (pl. III, fig. 3), poate duce în cazul extrem la dispariția unor fețe existente într-un stadiu de dezvoltare al cristalului. Cu ocazia prezentării morfologiei cristalului se remarcă apariția sporadică a formelor de tipul: 201, 311, 331. Microscopic se pot sesiza pregnant tendința spre forme echilibrate ale cristalului în fazele finale și sensibilitatea fețelor cu dezvoltare redusă la variațiile vitezei de creștere pe diferite direcții. Remarcăm de asemenea că perturbările vitezei relative de creștere pe diferite direcții se suprapun în general cu zona C, fiind sincrone cu creșterea conținutului în fier.

Incluziuni. În toate cristalele de vezuvian se remarcă prezența, obișnuit în zona centrală, a unor incluziuni de granat izotrop, cu relief ridicat, aparent idiomorf, al cărui contur prezintă aspecte diverse. S-au sintetizat următoarele fapte de observație:

- granatul în skarnul cercetat apare exclusiv ca incluziuni în vezuvian;
- zonele marginale ale incluziunilor arată o înlocuire mai avansată sau mai redusă a granatului cu vezuvian; conturul inițial al incluziunilor rămâne însă clar vizibil în N+, datorită diferenței de birefrință a vezuvianului de înlocuire cu cel al cristalului gazdă;

- toate părțile marginale ale incluziunilor pseudomorfozate de vezuvianul birefringent sting simultan, avînd o orientare optică comună între ele și față de cristalul gazdă;

- culoarea de birefrință a zonei marginale a incluziunilor este în toate cazurile galben deschis, identică cu culoarea de birefrință a zonei B a cristalelor zonate corelată de noi cu un conținut mediu spre ridicat în Fe.

Zonele marginale ale incluziunilor delimitate euhedral de cristalul gazdă și neregulat față de partea centrală a incluziunii au luat naștere probabil prin transformarea periferică a granulelor de granat, instabile în condițiile unui potențial mai ridicat de OH și bor, în vezuvian. Desfășurarea acestui proces este facilitată de identitatea chimică dintre vezuvian și unii termeni ai seriei granditelor (Mc. Connel, 1939) (deosebite numai prin prezența în vezuvian a volatilelor — B, F — și a grupării oxidrilice) și de asemănările structurale ale celor două minerale la care, după Waren și Modell (1931), anumite părți ale structurii sînt comune, iar dimensiunea axei c a vezuvianului egală în lungime cu muchia cubului la grossular.

Considerații cristalogenetice. Sintetizînd observațiile făcute și interpretarea lor se poate reține:

- formarea cristalelor de vezuvian din vezuvianitele din Dealul Orașului a avut loc probabil într-un mediu izotrop reprezentat de un calcar omogen care a permis dezvoltarea zonalității euhedrale a acestora;

- caracterul constant al succesiunii și dimensiunilor relative ale zonelor de tip A, B, C, pe cristale de diferite mărimi indică dezvoltarea acestora într-o singură generație;

- în cursul creșterii, vezuvianul mai stabil înglobează cristale de granați pe care le transformă parțial în vezuvian;

- prezența în număr mare a incluziunilor de granat, îndeosebi în prima perioadă de formare a vezuvianului, a cauzat probabil deranjamentele rețelei interne ale acestuia, care determină abundența dislocațiilor observate la cristale;

— în timpul cristalizării au existat variații ale chimismului cu caracter ritmic, date de schimbarea conținutului în Fe, Ti, B, OH, care au dus la formarea unor zone cu proprietăți optice bine diferențiate;

— zona are caracter recurent, apărând bine exprimată variația conținutului în Fe cu un singur maxim puternic, care poate contura existența unui front ferifer în evoluția fluidelor, suprapus în timp cu durata de formare a zonelor B și C;

— în timpul formării cristalelor viteza de creștere a variat pe diferite direcții, ducând la dezvoltarea diferită a fețelor și, în cazuri extreme, la dispariția unora dintre ele;

— sensibilitatea fețelor cu dezvoltare redusă la aceste variații și tendința în fazele finale spre forma echilibrată au dus la predominanța combinației de fețe de prismă speciile I și II și fețe de bipiramidă specia I la cristalele examinate;

— perturbările vitezei de creștere pe diferite direcții se suprapun în general cu zona C, fiind sincrone cu variația bruscă a conținutului în fier.

WOLLASTONIT. Din punct de vedere chimic, compoziția wollastonitului este foarte simplă, eventualele variații privind doar substituțiile izomorfe limitate Ca—Mn și Ca—Fe. Structura wollastonitului a format însă obiectul multor discuții, atât în ceea ce privește poziția sa în sistematica silicaților — inosilicat (Deer și colab., 1965), ciclosilicat (Winchell, Winchell, 1964) — cât și în privința separării unor varietăți polimorfe: pseudowollastonit (β CaSiO₃) — triclinic, pseudorombic (Deer și colab., 1965) sau pseudo-hexagonal (Winchell, Winchell, 1964); parawollastonit — monoclinic și wollastonit — triclinic.

Wollastonitul apare în skarne asociat cu granații (care formează porfiroroblaste într-o masă compactă de wollastonit), cu diopsidul, cu epidotul sau formează benzi monominerale cu dimensiuni variate (1—16 cm). Ocurența cea mai reprezentativă este în dealul Gheorghe (aflorimentul de la confluența văii Gheorghe cu șoseaua și galeria 281, în subteran), în celelalte zone lipsind sau apărând sporadic (platoul Știnapari).

Se prezintă sub formă de cristale subhedrale și cuhedrale cu habitus columnar — pînă la fibros, cu clivaj paralel după 100.

Constante fizice determinate: refringența $\alpha = 1,62$; $G = 2,9 \pm 0,5$; $2V\alpha = 36^\circ$; $\beta \wedge b = 4-5^\circ$; $\alpha \wedge c = 41^\circ$.

Chimismul este prezentat în tabelul nr. 16. Valorile participării procentuale a Mn, Fe și Ca în compoziția wollastonitului, proiectate pe o diagramă ternară MnSiO₃, (Fe, Zn) SiO₃, (Ca, Mg) SiO₃, cad în cîmpul wollastonitelor cu conținut maxim de Ca, ceea ce coincide și cu valorile constantelor fizice măsurate.

Valorile $\frac{d\alpha}{n}$ și I/100 calculate din difractogramă (tabelul nr. 17) indică de asemenea un wollastonit aproape pur.

Spectrul de absorbție în I.R. prezintă benzi de absorbție cu valori foarte apropiate de valorile etalon (Gadsden, 1975), dintre care remarcăm dubletul de benzi cu intensitate puternică de la 1 098 și 1 058 cm⁻¹, banda cu intensitate foarte puternică de la 902 cm⁻¹ și dubletul de benzi puternice de la 460—452 cm⁻¹. Efectul slab și larg din zona 3 400 cm⁻¹ indică o ușoară hidratare a wollastonitului analizat.

Tabelul nr. 16

Analiza chimică a wollastonitului
din dealul Gheorghe*

SiO ₂	50,25
Al ₂ O ₃	1,80
TiO ₂	0,10
Fe ₂ O ₃	0,78
FeO	0,30
MnO	0,16
MgO	0,80
CaO	44,94
Na ₂ O	0,20
K ₂ O	0,19
CO ₂	0,28
H ₂ O ⁺	0,25
	100,05

* Analist Ioana Anastasiu,
I.G.P.S.M.S., București

Tabelul nr. 17

Valorile $\frac{d\alpha}{n}$ și I/100 calculate din difractogramele wollastonitului
din dealul Gheorghe

Nr.	$\frac{d\alpha}{n}$ Å	I/100	$\frac{d\alpha}{n}$ Å*
1	3,846	100	3,88
2	3,515	78	3,51
3	3,326	80	3,30
4	3,091	69	3,08
5	2,972	60	2,96
6	2,789	12	2,79
7	2,526	9	2,53
8	2,331	13	2,32
9	2,217	8	2,24
10	2,164	7	2,16
11	1,982	11	1,97
12	1,858	18	1,86
13	1,606	7	1,61
14	1,473	7	1,47
15	1,451	7	1,44
16	1,392	9	1,38

* Valorile „d” obținute pentru wollastonitul de la Perhemienie, Finlanda (Miheev, 1957).

PIROXENII din skarnele de la Sasca Montană aparțin seriei izomorfe diopsid-hedenbergit—Ca (Mg, Fe)Si₂O₆. Au în general o dezvoltare redusă și au fost identificați în dealul Gheorghe și culmea Carolina. Apar în asociație cu granați (pl. III, fig. 1), cu wollastonit, cu tremolit și cu epidot. Uneori apar ca incluziuni în granați.

Proiecția valorilor $\gamma \wedge C$ și $2V\gamma$, măsurate pe cristale din diferite asociații, pe diagrama de variație a proprietăților optice în seria diopsid-hedenbergit (Hess, 1949, după Tröger, 1952) (fig 28) indică prezența diopsidului (predominant) și a salitului și ferosalitului (subordonat).

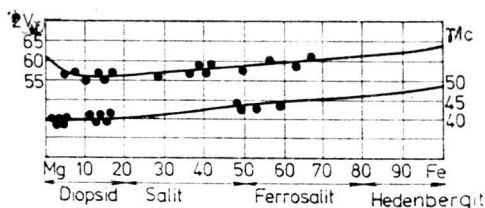


Fig. 28. — Proiecția valorilor $2V\gamma$ și $\gamma \wedge C$ măsurate pe piroxenii calცი din skarnele de la Sasca Montană pe diagrama Hess (1949).

SCAPOLITELE, a căror formulă generală poate fi scrisă sub forma $(Na, Ca, K)_4 Al_3(Al, Si)_3 Si_8 O_{24} (Cl, F, OH, CO_3, SO_4)$, reprezintă o serie izomorfă în care termenii extremi marialit și meionit au compoziția teoretică $3NaAlSi_3O_8 \cdot NaCl$, respectiv $3CaAl_2 \cdot Si_2O_4 \cdot CaCO_3$. Substituțiile sînt reduse

la nivelul cationilor, dar cunosc o extindere remarcabilă la nivelul anionilor (Cl cu CO_3 și F cu SO_4).

La Sasca Montană scapolitele au fost identificate în zona dealului Gheorghe, unde apar în asociație cu wollastonit, cu granați sau formează acumulări monominerale pe fondul cărora se dezvoltă o mineralizație piritoasă.

Macroscopic, se prezintă sub formă de cristale euhedrale sau subhedrale cu dimensiuni de la 0,5 la 2 cm. În unele cazuri pot ajunge la 5—6 cm lungime (pl. I, fig. 3). Au habitus prismatic și prezintă striații verticale. În eșanțion (pl. I, fig. 3) se observă cum în pirita care a cimentat ulterior spațiile dintre cristalele prismatice de scapolit s-au imprimat fidel aceste striații. Cristalele sînt incolore sau au o culoare alb-cenușiu deschis.

Microscopic, se observă un clivaj bun după fața de prismă, iar în secțiunile transversale două direcții de clivaj aproape ortogonale, $\omega \wedge C = 0$; culoarea de birefrință este galben-portocaliu de ordinul I, uniax negativ. Se observă frecvente calcitizări. Constantele fizice măsurate ($\omega = 1,54$; $\epsilon = 1,56$; $G = 2,6$; $\Delta = 0,02$), precum și valorile „d” calculate pentru principalele linii de difracție (3,221—2,888—2,562—1,973—1,792—1,283) corespund unui termen intermediar în seria scapolitelor de tip dipyr.

Termodinamica procesului de formare a skarnelor

„de esse ad posse valet consequentia“
(ceea ce există trebuie să fie posibil)

dicton latin

Rațiunea acestui capitol vizează evidențierea condițiilor genetice care au favorizat apariția asociațiilor mineralogice din skarnele de la Sasca Montană. Un model genetic în cazul skarnelor este implicit un model termodinamic. Modelul sugerat de noi presupunând utilizarea citorva concepte termodinamice, vom începe printr-o sumară expunere a acestora.

5.1. Enunțul principalelor elemente teoretice considerate

Toate analizele teoretice asupra unor modele termodinamice debutează cu impunerea unor constrângeri. În particular, este indispensabilă definirea sistemului considerat și a relațiilor sale cu exteriorul. Se ajunge astfel inevitabil la alternativa sistem închis — sistem deschis. Dacă se acceptă ipoteza sistemului deschis, se pune în continuare problema selecționării constituenților pentru care acesta poate fi considerat ca atare.

De fapt, elementul esențial al demersului teoretic urmărește stabilirea statutului constituenților prezenți. În situa de modele elaborate de Korjinski (1948, 1950, 1965, 1968), pentru explicarea fenomenului de metasomatoză sînt considerate două tipuri principale de constituenți: *constituenți inerti* (c.i.) și *constituenți perfect mobili* (c.m.), ultimii putînd fi transferați liberi prin infiltrație și/sau difuziune din sistem către exterior sau invers.

O modalitate convenabilă pentru distingerea acestor două categorii de constituenți este dată de utilizarea *potențialului chimic*: pentru constituenții inerti acesta depinde de concentrarea lor inițială, de presiune și de temperatură; pentru constituenții perfect mobili, potențialul chimic este o variabilă independentă impusă de mediul exterior și care joacă același rol cu presiunea, temperatura și concentrația constituenților inerti.

Korjinski a arătat că legea fazelor ia, pentru sistemele deschise, la T și P date, forma:

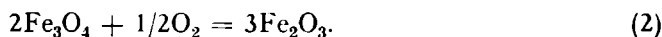
$$\varnothing = c - c.m. = c.i. \quad (1)$$

unde: c = numărul constituenților, iar \varnothing = numărul fazelor, indicînd că la P și T constante, numărul maxim al fazelor prezente este egal cu numărul constituenților inerti.

Thompson (1959) a arătat că nu este vorba, de fapt, de modificarea legii fazelor definită de Gibbs, ci de o consecință a punerii sistemului în condiții limită particulare.

O altă categorie o formează „constituenții tampon”⁷, care, prin proprietățile legate de potențialul lor chimic, prezintă unele analogii cu constituenții perfect mobili.

O serie de exemple pot sugera natura și rolul acestor constituenți. Dacă se consideră un ansamblu conținând hematit și magnetit în echilibru la P și T determinate, echilibrul poate fi exprimat prin relația:



Dacă se introduce în sistem o cantitate determinată de O_2 și viteza de reacție este suficient de mare, o oarecare cantitate de magnetit va fi transformată în hematit, pînă la restabilirea echilibrului, iar dacă se extrage din sistem o cantitate de O_2 , o cantitate corespunzătoare de hematit se va transforma în magnetit. Care este statutul oxigenului în acest sistem? Adăugînd sau scăzînd o cantitate a unui constituent într-un sistem, sistemul devine deschis pentru acesta și deci, după Korjinski, el devine un component mobil. Pe de altă parte el este în același timp inert, pentru că potențialul său chimic nu este controlat de mediul exterior. Potențialul chimic este fixat (tamponat) de prezența simultană a hematitului și magnetitului.

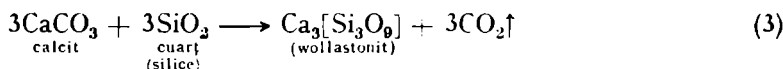
5.2. Reacțiile posibile de formare a principalelor minerale

În skarnele de la Sasca Montană mineralele principale formate prin reacții metasomatice sînt: wollastonitul, diopsidul, granditele (grossular — andradit), vezuvianul.

Paleosomul este esențial format din calcare, dolomite, roci carbonatice și detritice cu minerale aluminosae (caolinit, mice).

Reacțiile, teoretic posibile, care ar fi putut genera mineralele de skarn sînt:

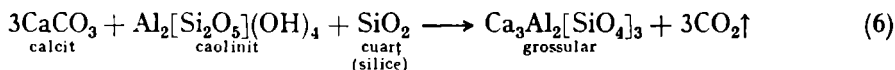
A. Reacția wollastonitului



B. Reacția diopsidului



⁷ Conceptul de „constituent tampon”, a cărui utilizare devine tot mai frecventă în petrologie, a fost introdus de Thompson (1959), acesta numindu-l inițial „component inactiv”. Ulterior, Thompson a preferat termenul de constituent tampon („buffered component”).

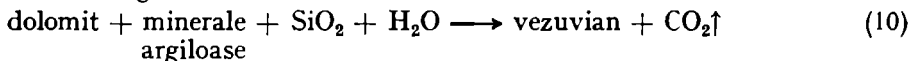
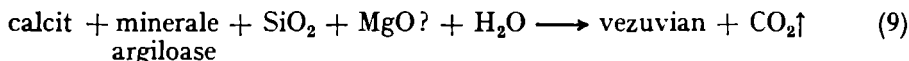
C. *Reacția grossularului*D. *Reacția andraditului*E. *Reacția vezuvianului*

Chimismul vezuvianului este reprezentat prin formula:

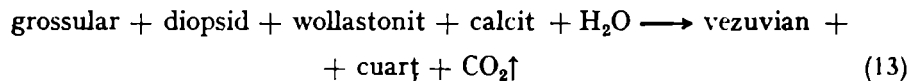
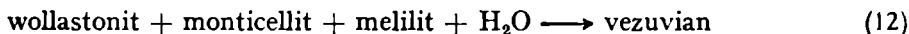
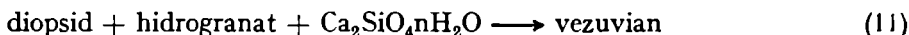
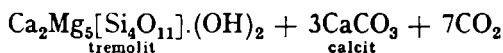
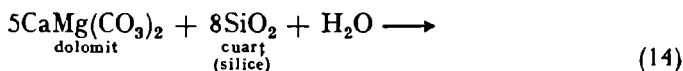


Dată fiind complexitatea chimismului, formarea vezuvianului nu poate fi redusă la reacții simple.

În principiu se poate accepta formarea lui fie direct în procesul de skarnizare — așa cum se formează grossularul cu a cărui compoziție este asemănător:



fie prin reacții între mineralele de skarn existente (Ito, Arem, 1970):

F. *Reacția tremolitului*5.3. **Definirea sistemului ales și a limitelor sale**

Un sistem include un număr oarecare de componenți chimici care se aleg plecând de la asociațiile mineralogice identificate în skarnele examinate. Limitele sale sînt definite de statutul constituenților prezenți.

Alegerea constituenților este relativ simplă. Toate mineralele prezentate în skarnele de la Sasca Montană se pot discuta în sistemul:



Lipsa unor concentrații importante de magnetit justifică omiterea O_2 din sistem, el jucînd în general rolul unui „constituent tampon”. Existența unor parageneze distincte în cadrul skarnelor implică considerarea a două subsisteme marcate distinctiv de lipsa sau prezența aluminiului:

A) subsistemul cu aluminiu $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ reprezentat prin asociația: grossular-vezuvian \pm epidot, wollastonit;

B) subsistemul fără aluminiu $\text{CaO} - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2$ reprezentat prin asociația: wollastonit-diopsid (salit)-andradit. În privința alternativei sistem deschis-sistem închis, numărul redus de minerale provenite din reacții angrenînd participarea unui număr mare de componenți (Thompson, 1959) și condițiile structurale indică clar existența unui sistem deschis pe tot parcursul procesului de skarnizare.

Mai delicată este problema fixării statutului constituenților prezenți. Vom discuta mai întîi situația constituenților a căror poziție este evidentă în condițiile geologice prezentate.

CaO : toate mineralele de skarn conțin Ca în cantități importante; conținutul în CaO al rocilor paleosomului fiind foarte ridicat, este logic să căutăm aici sursa sa⁸. Vom considera deci CaO ca un constituenț inert în toate cazurile.

CO_2 : lipsind aproape complet din mineralele de skarn, este normal să-l considerăm transferat din sistem către mediul exterior, deci mobil în toate cazurile.

H_2O : deși subzistă în unele minerale de skarn hidratate, are, în general, în evoluția procesului metasomatic, o comportare analogă cu CO_2 și o vom considera, de asemenea, în toate cazurile, component mobil.

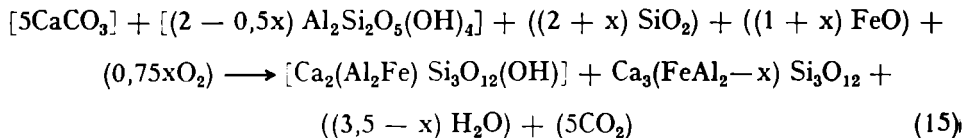
Fixarea caracterului celorlalți componenți (Fe , Si , Mg , Al) este mai complicată și în acest caz trebuie luate în considerare, comparativ, asociațiile mineralogice caracteristice skarnelor (vezi cap. 4.1) și cele caracteristice paleosomului (cap. 3.1). Plecînd de la diferite asociații concrete determinate în zona cercetată și făcînd să varieze în diferite maniere statutul constituenților prezenți, se pot aproxima în final liniile de forță ale comportării generale a acestora în sistemul considerat. Vom examina cîteva cazuri caracteristice pentru subsistemele cu aluminiu și fără aluminiu.

A) Subsistemul cu aluminiu

Asociația grandit — epidot. Dacă se consideră CaO și Al_2O_3 inerti și sistemul deschis pentru ceilalți constituenți, ansamblul celor două minerale

⁸ Luînd în considerare substituția metasomatică la volum constant (Lindgren, 1933), menționăm că transformarea unui m^3 de rocă constituită integral din calcit, într-un m^3 de rocă constituită din grandit presupune un consum de CaO estimat de Burt (1970) la 240 kg. Chiar pentru un component inert (Korjinski, 1968), potențialul său chimic rămîne determinat de concentrația inițială.

este bivariant. Plecând de la asociația calcit + caolinit, reacția se poate scrie astfel:



cu $0 \leq x \leq 2$ și

$$\frac{a_{\text{H}_2\text{O}}^{3,5-x} \cdot a_{\text{CO}_2}^5}{a_{\text{SiO}_2}^{2+x} \cdot a_{\text{FeO}}^{1+x} \cdot a_{\text{O}_2}^{0,75x}} K_{15}$$

la P , T considerate.

Raportul Al/Fe în grandit va depinde de: raportul calcit/caolinit; condițiile de oxidare; temperatura; activitatea silicei și fierului.

Temperatura și condițiile de oxidare ale SiO_2 și ale FeO fiind controlate de mediul exterior și considerate uniforme în fixarea raportului Al/Fe, în grandit esențial rămâne raportul calcit/caolinit.

B) Subsistemul fără aluminiu

B_1 — Un singur mineral — andradit. Sistemul este necesar deschis pentru silice și fier și dispune de două grade de libertate (bivariant). Paleosomul a fost un calcar pur transformat printr-o metasomatoză feriferă și silicioasă în skarn granatifer monomineral.

B_2 — Două minerale — andradit + wollastonit. Sînt două posibilități:

— Sistemul este deschis pentru silice și fier; ansamblul mineralogic este monovariant. Paleosomul a fost un calcar pur transformat prin metasomatoză feriferă și silicioasă într-un skarn bimineral cu andradit și wollastonit.

— Sistemul este deschis fie pentru silice, fie pentru fier; ansamblul mineralogic este bivariant. Paleosomul a fost un calcar silicios sau feruginos transformat într-un skarn bimineral cu andradit și wollastonit.

B_3 — Trei minerale — andradit + ferosalit + wollastonit. Sînt trei posibilități:

— Sistemul este deschis și pentru silice și pentru fier (magneziu); ansamblul mineralogic este invariant. Paleosomul a fost un calcar pur transformat prin metasomatoză feriferă (Mg) și silicioasă în skarn cu andradit — ferosalit — wollastonit.

— Sistemul este deschis fie pentru silice, fie pentru fier (Mg); ansamblul mineralogic este monovariant. Paleosomul a fost un calcar feruginos (slab magnezian) sau silicios transformat printr-o metasomatoză feriferă sau silicioasă în skarn cu andradit — ferosalit — wollastonit.

— Sistemul este închis pentru fier (Mg) și silice; ansamblul mineralogic este bivariant. Paleosomul a fost un calcar feruginos (slab magnezian) cu fracțiune detritică silicioasă transformat prin recristalizare într-o rocă de contact cu andradit — ferosalit — wollastonit.

Pentru o selecție între diferite posibilități, cunoașterea particularităților mineralogice ale paleosomului este esențială. În cazul skarnelor de la Sasca Montană acesta a fost caracterizat prin prezența calcarelor pure, a calcarelor cu impurități aluminoase și silicioase și a unor orizonturi de dolomite, calcarele

feruginoase lipsind aproape complet. Pe baza acestor elemente vom considera FeO component mobil în toate cazurile; SiO_2 — predominant mobil, izolat imobil; Mg — mobil, în cazuri izolate imobil; Al_2O_3 — imobil⁹.

5.4. Parametrii fizici care condiționează geneza skarnelor. Diagramă de stabilitate

Pentru stabilirea parametrilor fizici care au prezidat formarea skarnelor s-au avansat diverse modalități de investigație, cele mai multe dintre acestea vizînd stabilirea temperaturilor de formare (metode geotermometrice)¹⁰. Considerăm că o soluție mai eficientă este luarea în considerație a condițiilor de formare a principalelor minerale ce caracterizează paragenezele primare și secundare de skarn. Modalitatea de rezolvare propusă, urmînd linia raționamentelor termodinamice, are în același timp avantajul de a evidenția variațiile subtile ale factorilor presiune și temperatură, în diverse condiții genetice particulare, relevînd mai exact rolul presiunilor parțiale ale CO_2 și H_2O .

5.4.1. Condițiile fizice ale reacțiilor de formare pentru principalele minerale din skarnele de la Sasca Montană

5.4.1.1. Condiția de stabilitate a wollastonitului

Formarea wollastonitului (reacția 3 -§ 5.2) a fost studiată experimental, în absența apei, de Harker, Tuttle (1956, în Turner, 1968) (fig. 29) și în prezența unei faze fluide constituită de H_2O și CO_2 în proporții diverse, de Greenwood (1967) (fig. 30) și Winkler (1965) (fig. 31).

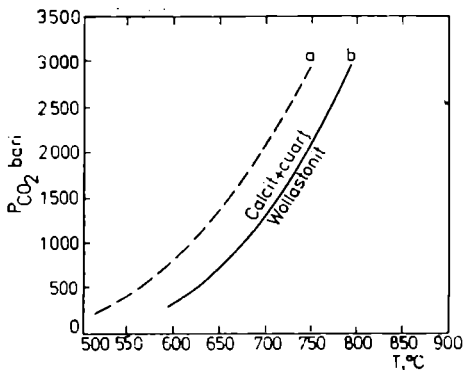


Fig. 29. — Curba de stabilitate a wollastonitului a, după Danielson, 1950; b, după Harker, Tuttle, 1956.

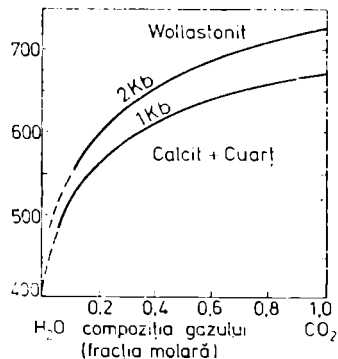


Fig. 30. — Curba de stabilitate a wollastonitului în prezența unei faze fluide ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) (după Greenwood, 1967).

⁹ Imobilitatea Al_2O_3 în procesul de skarnizare este luată în considerare de majoritatea autorilor: Kissling (1967) pentru skarnele de la Ocna de Fier; Verkaeren (1974) pentru skarnele din Sardinia.

¹⁰ Rezultatele multora din aceste metode au fost puse sub semnul întrebării. Astfel, stabilirea temperaturii minime de formare prin metoda omogenizării incluziunilor fluide, utilizată de unii autori (Pomirleanu, 1971) și în cazul mineralelor de skarn, nu poate fi aplicată, după Măldărescu (1976), pentru mineralele formate în domenii de temperatură superioare temperaturii critice a apei.

Așa cum se observă din diagramele prezentate, temperatura reacției wollastonitice este puternic influențată de presiunea parțială a CO₂. În cazul când în sistemul în care are loc reacția presiunea CO₂ este egală cu presiunea totală a fluidului (P_{CO₂} = P_F), temperatura de formare a wollastonitului este minimă (≈ 300°C) în condițiile presiunii atmosferice și crește foarte repede cu creșterea presiunii, ajungând ca la 2 kilobari să fie de circa 750°C. Din experimentele efectuate de Greenwood (1967) rezultă că, în prezența apei, presiunea parțială a CO₂ scade proporțional cu concentrația CO₂ în fluid. Astfel, pentru o concentrație oarecare xCO₂, presiunea parțială a CO₂ este dată de relația:

$$P_{CO_2} = P_F \cdot x_{CO_2} \quad (17)$$

Micșorarea presiunii parțiale a CO₂, ca urmare a prezenței apei în sistem, determină o reducere apreciabilă a temperaturii de reacție (fig. 31).

Trebuie subliniat că datele experimentale cunoscute nu se referă la condițiile de presiune scăzută a CO₂. În acest sens, curba de echilibru a wollastonitului, trasată experimental, așa cum reiese din diagramele prezentate (fig. 29 — 31) nu acoperă domeniile de presiune mică (sub 300 atm).

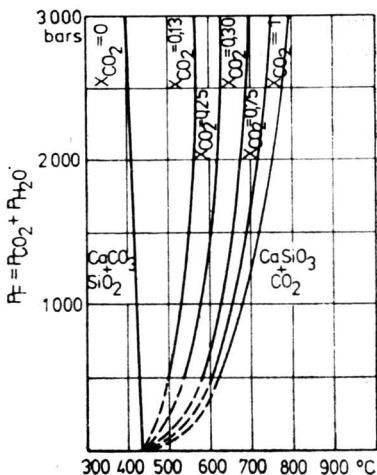


Fig. 31. — Curbe univariante de stabilitate a wollastonitului (ISO — XCO₂) funcție de P și T (după Winkler, 1965).

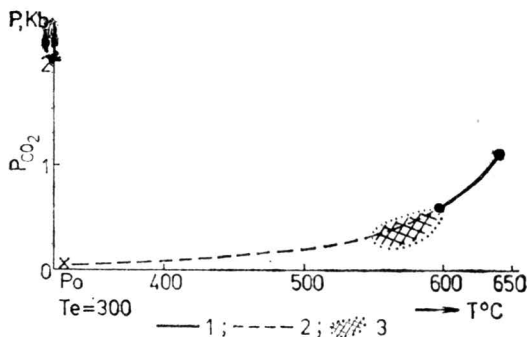


Fig. 32. — Curba de stabilitate a wollastonitului calculată pentru condițiile de presiune scăzută prezumate pentru skarnele de la Sasca Montană (h = 1 km, P = 270 bari ≈ 0,3 Kb); 1, curba determinată experimental; 2, curba calculată; 3, condiția probabilă.

Plecând însă de la constantele termodinamice implicate în reacție și luând în considerare faptul că temperatura de echilibru variază cu presiunea conform ecuației:

$$\left(\frac{dT}{dP}\right)_{\Delta G=0} = \frac{\Delta V_s + \Delta V_F \frac{dP_F}{dP_s}}{\Delta S} \quad (18)$$

în care: ΔG = energia liberă a reacției
 ΔS = entropia de reacție

$\Delta V_F =$ volumul gazului rezultat din reacție

$\Delta V_S =$ variația de volum a fazelor solide

putem totuși extrapola datele experimentale pînă la presiunea minimă de o atmosferă.

Din diagrama de echilibru a reacției wollastonitice (fig. 32) rezultă că la presiunea maximă CO_2 egală cu 250 atm, temperatura minimă de formare a wollastonitului este de 500°C . La presiuni mai mici, temperatura scade; la presiunea CO_2 de 50 atm, wollastonitul se putea forma chiar la temperaturi de 400°C .

5.4.1.2. Condiția de stabilitate a diopsidului

Pentru stabilirea condițiilor de stabilitate a diopsidului s-a luat în considerare reacția 4 (§ 5.2), pe care am calculat-o plecînd de la energiile libere de reacție la diverse temperaturi.

Presiunile de echilibru ale reacției au fost calculate pe baza ecuației:

$$\log Pe_T = \frac{\Delta G_T}{2,3RT} \quad (19)$$

unde:

$Pe_T =$ presiunea de echilibru a CO_2 la temperatura T

$\Delta G_T =$ energia liberă a reacției la temperatura T

R = constanta universală a gazelor (1,98 cal/mol).

Valorile energiei libere, ale presiunilor de echilibru și ale temperaturilor de echilibru (Te) corespunzătoare sînt date în tabelul nr. 18.

Tabelul nr. 18

Constantele termodinamice ale reacției diopsidului

$Te, ^\circ\text{K}$	300	400	500	600	700	800	900
$Te, ^\circ\text{C}$	25	125	225	325	425	525	625
$\Delta G_T, \text{kcal}$	+16	+6	-3	-10	-17	-25	-33
Pe, atm	$10^{-2,7}$	$10^{-1,7}$	$10^{0,35}$	$10^{1,8}$	$10^{2,5}$	$10^{3,1}$	10^4

Condițiile presiunii parțiale a CO_2 și ale temperaturii de echilibru ale reacției diopsidului au fost transpuse în diagrama din figura 33.

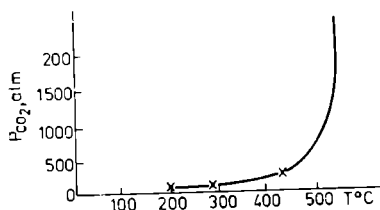


Fig. 33. — Curba de stabilitate a diopsidului calculată pe baza energiilor libere de reacție la diferite temperaturi.

5.4.1.3. Condiția de stabilitate a tremolitului

Pentru reacția de formare a tremolitului (14) energiile libere ale reacției sînt date în tabelul nr. 19. Entropia de reacție este de circa 200 cal/grad, mol, iar volumul de reacție al părții solide (ΔV_s) este 112 cm³.

Tabelul nr. 19

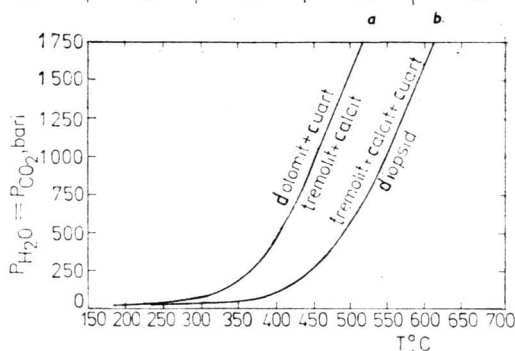
Energia liberă a reacției de formare a tremolitului la diferite temperaturi

Temperatură (°C)	ΔG_T (kcal)	Temperatură (°C)	ΔG_T (kcal)
25	+36	325	-37
125	+14	425	-62
225	-16	525	-88

Temperaturile și presiunile de echilibru ale reacției tremolitului

Te, °C	25	125	225	325	425	525
Pe, atm	$10^{-4.3}$	$10^{-1.3}$	$10^{1.5}$	$10^{2.1}$	$10^{3.1}$	10^4

Fig. 34. — Curba de stabilitate a tremolitului: a, calculată conform datelor din tabelul nr. 19; b, reprodușă după Turner, Verhoogen (1963).



Temperaturile corespunzătoare diverselor presiuni de echilibru ale reacției (tabelul nr. 19) sînt retranspuse în diagrama din figura 34.

5.4.1.4. Condiția de stabilitate a grossularului

Considerăm că una din cele mai probabile căi de formare a grossularului în skarnele de la Sasca Montană este reacția (6). Plecînd de la valorile redate în tabelul nr. 20 rezultă că în condiții standard această reacție se caracterizează prin: $\Delta G = -17$ kcal; $\Delta S = +175$ cal; $\Delta V_s = -108$ cm³.

Tabelul nr. 20

Constantele termodinamice ale reacției grossularului

	Calcit	Caolinit	Cuarț	Grossular	CO ₂	H ₂ O
S	22,15	8,53	9,88	57,7	51	45
V, cm ³	37	100	22,7	125,3	—	—
Hf	288	979	217	1588	94	57
Gf	267	902	204	1500	94	54

Pe baza relației:

$$T_e = T_o + \frac{\Delta G}{\Delta S} \quad (20)$$

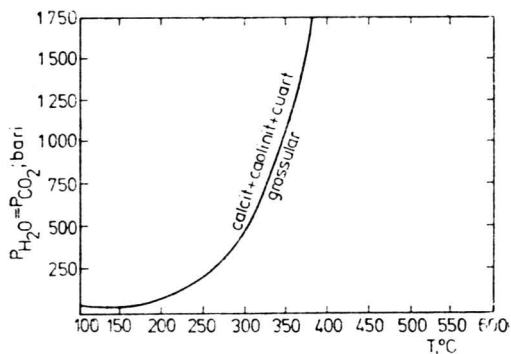


Fig. 35.— Curba de stabilitate a grossularului calculată conform datelor din tabelul nr. 20.

deducem că pentru cazul extrem, caracterizat prin condiția unei presiuni minime, egale cu o atmosferă, grossularul se poate forma la temperaturi foarte joase, de circa 100°C. Temperaturile de formare vor crește cu presiunea volatilelor de maniera figurată în diagrama din figura 35.

5.4.1.5. Condiția de stabilitate a vezuvianului

Condițiile de stabilitate ale vezuvianului sînt mai puțin cunoscute, în raport cu alte minerale de skarn. Una din cauze privește, este fără îndoială, complexitatea chimică a acestui mineral, care creează posibilitatea unei largi variații a domeniului de stabilitate, în funcție nu numai de proprietățile fizice ale componentelor reacției ei, ci și de condițiile fizice ale mediului.

Cercetări experimentale privind sinteza vezuvianului au fost efectuate de Levy (1967), Ito și Arem (1970).

Conform datelor lui Ito și Arem (1970) (fig. 36), stabilitatea vezuvianului (la chimism constant, cu compoziția: $\text{Ca}_{20}\text{Mg}_4\text{Al}_8\text{Si}_{18}\text{O}_{68}(\text{OH})_{8-n}\text{H}_2\text{O}$) este dependentă de temperatură și presiune. Astfel, la presiuni care depășesc 0,5 kilobari, stabilitatea vezuvianului este limitată la intervalul termic cuprins între 350 și 700°C (fig. 36 a), domeniu care se restrînge cu circa 50°C în medii alcaline (fig. 36 b). La presiuni mai mici de 0,5 kilobari, vezuvianul, cu compoziția studiată de Ito și Arem, se descompune în hidrogrossular și wollastonit-melilit. Este de remarcat că hidrogrossularul se formează în condiții de temperatură mai mică decît vezuvianul. Din păcate, datele experimentale nu oferă indicații despre comportarea vezuvianului la presiuni mici decît pentru domeniul termic cuprins între circa 350—600°C.

Plecînd de la proprietățile fizice ale vezuvianului și hidrogrossularului (volumi molare și entropii molare), considerăm că în prezența apei, la presiuni scăzute ale vaporilor de apă ($P_{\text{H}_2\text{O}}$ 500 bari), domeniile de stabilitate ale celor două minerale ar putea fi trasate ca în figura 37.

Fig. 36. — Diagrame de stabilitate ale vezuvianului pe baza datelor experimentale (după Ito, Arem, 1970, simplificat): a și b.

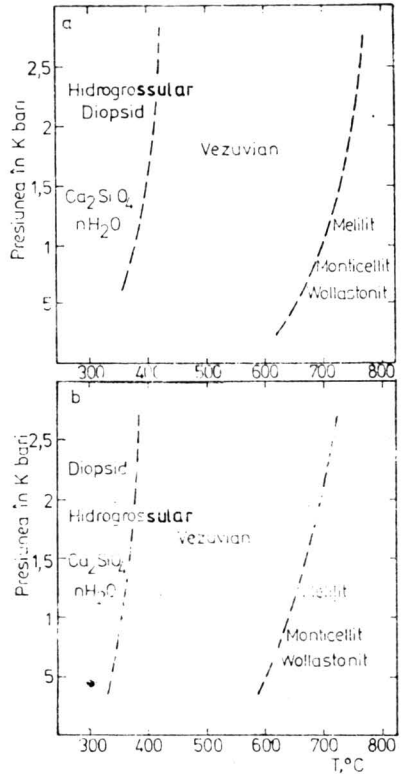
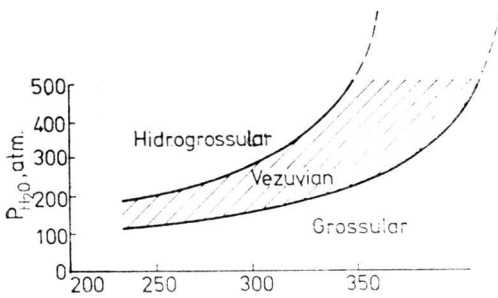


Fig. 37. — Diagramă ipotetică a stabilității vezuvianului la P_{H_2O} mici.



5.4.2. Definirea factorilor care au controlat formarea skarnelor

În esență, factorii care influențează reacțiile de formare ale skarnelor sînt temperatura și presiunea fluidelor.

Sintetizînd imaginile particulare ale curbelor calculate sau trasate experimental, pentru reacțiile de formare ale mineralelor de skarn (fig. 33 — 37), constatăm că în raport cu cei doi factori considerați ($P_F - T$), alura curbei ce separă domeniile de stabilitate ale paleosomului carbonatic și skarnelor

poate fi reprezentată schematic (fig. 38). Este astfel evident că nu se poate vorbi de temperatura de formare a skarnelor decît în contextul cunoașterii presiunii fluidelor și invers. Rezultă că pentru conturarea unei imagini chiar generale asupra condițiilor fizice de formare a skarnelor este necesară precizarea prealabilă a valorilor maxime posibile ale celor doi factori: presiunea fluidelor și temperatura.

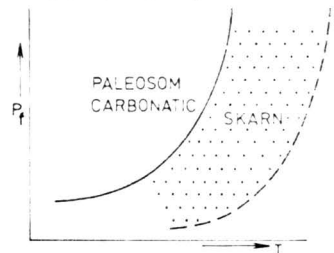


Fig. 38. — Curba de stabilitate paleosom — skarn.

5.4.2.1. Factorul presiune

Presiunea totală maximă a fluidelor. În accepția că sistemul este închis față de componenții volatili, presiunea maximă a fluidelor este aproximativ egală cu presiunea de sarcină:

$$P_F = P_t = \bar{\rho} \cdot g \cdot h \quad (21)$$

unde P_t = presiunea totală

h = adîncimea la care are loc reacția

$\bar{\rho}$ = densitatea medie a coloanei de roci de la suprafață pînă la adîncimea h

g = accelerația gravitațională (= 981 cm/s²).

Pentru aprecierea valorilor presiunii totale maxime de formare a skarnelor de la Sasca Montană s-au considerat $h = 1 \text{ km}^{10}$ și $\rho = 2,5^{11}$.

Introducîndu-se aceste valori în relația (21) obținem:

$$P_{t \max} = 2,5 \cdot 10^2 \cdot 1 = 250 \text{ bari.} \quad (22)$$

Presiunea parțială a CO₂ (H₂O). Toate reacțiile de skarnizare discutate (reacțiile (3)→(14) presupun eliberarea CO₂, ceea ce conferă presiunii parțiale a CO₂ calitatea de factor de control important în evoluția proceselor metasomatice. Din păcate, putem preciza numai presiunea maximă posibilă a CO₂ și nu toate valorile concrete (reale) pe care aceasta le poate lua.

Dacă admitem premisa că sistemul a fost impermeabil pentru CO₂, iar CO₂ a fost singura substanță volatilă în sistem, presiunea maximă a CO₂ trebuie să fi fost egală cu presiunea totală.

Conform relației (22):

$$P_{\text{CO}_2, \max} = P_t = 250 \text{ bari.} \quad (23)$$

Este însă imposibil să nu acceptăm existența unei permeabilități, fiind clar că CO₂ a avut statutul unui component mobil, care a migrat pe căi libere din sistem. În această situație, în eventualitatea existenței unei comunicări permanente a canalelor de evacuare a CO₂, (rezultat din reacție) cu suprafața, presiunea sa parțială putea coborî pînă la valoarea presiunii atmosferice.

Nu trebuie neglijat faptul că reacțiile de skarnizare presupun existența unui mediu fluid de transport¹², caracterizat în special prin prezența vaporilor de apă. O serie de reacții, care afectează un paleosol caracterizat prin prezența mineralelor argiloase, implică de asemenea punerea în circuit a moleculelor H₂O.

Existența apei în sistem diminuează presiunea CO₂¹³. În prezența H₂O:

$$P'_{\text{CO}_2} = P_{F \max} \cdot x \cdot \text{CO}_2 \quad (24)$$

¹⁰ 1 km = grosimea depozitelor erodate pînă la nivelul skarnelor actualmente la zi, corespunzînd formațiunilor cretacicului superior.

¹¹ S-a luat în considerație valoarea medie a măsurărilor de greutate specifică efectuate pe 12 probe recoltate din diferite tipuri de formațiuni; determinările au fost efectuate în laboratorul de geotehnică al I.G.P.S.M.S. București (densitatea medie a calcarelor, care reprezentau tipul petrografic principal în formațiunile cretacicului superior — $\rho = 2,5$).

¹² Faza fluidă statică (difuziune), fază fluidă mobilă (infiitrație).

¹³ Prezența unor mineralizatori în mediul reacțional (B, F, Cl, S) produce de asemenea o diminuare energetică a presiunii CO₂.

unde: P_{CO_2} = presiunea parțială a CO_2
 P_F = presiunea totală a fluidelor
 x = fracția molară a CO_2 .

În consecință, domeniul de variație a presiunii CO_2 estimat este:

$$P_{CO_2, \max} \longleftrightarrow P_{CO_2} = 250 \text{ bari} \longleftrightarrow 1 \text{ bar.} \quad (25)$$

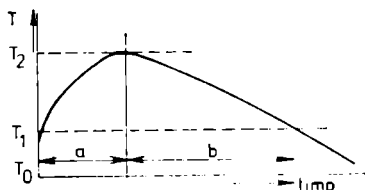
5.4.2.2. Factorul temperatură

Este aproape cert că în aureola de contact, temperatura a fost în timp și spațiu un factor variabil care a oscilat între o valoare minimă, corespunzătoare treptei geotermice la care se găsea paleosomul afectat, și o valoare maximă, corespunzătoare magmei intruse. În cazul reacțiilor de formare a skarnelor de la Sasca Montană considerăm ca limite ale domeniului de temperatură valorile:

$$T_{max} \approx 750^\circ C^{14} \longleftrightarrow T_{min} \approx 50^\circ C^{15}. \quad (26)$$

Existența unor asociații de minerale incompatibile termic¹⁶ acreditează ideea că, în timp, orice punct din aureola de contact a avut inițial o fază de încălzire, succedată de o fază de răcire, corespunzând unor etape progresive, respectiv regresive, ultima fiind probabil de durată mai mare (fig. 39).

Fig. 39. — Curba de variație a temperaturii, în timp, în aureola de contact. T_0 , temperatura treptei geotermice; T_1 , temperatura minimă a reacțiilor de skarnizare; T_2 , temperatura maximă a reacțiilor de skarnizare; a , etapa progresivă; b , etapa regresivă.



În spațiu, este logic să presupunem că temperatura a scăzut mai mult sau mai puțin constant de la contact spre exterior, suprafețele izoterme fiind în acest caz dispuse cvasiparalel cu suprafața de contact. Această idee a fost utilizată de Jaeger (1959) pentru a calcula grosimile zonelor corespunzătoare diferitelor faciesuri ale metamorfismului de contact în vecinătatea unor corpi în formă de dyke-uri¹⁷.

Greenwood (1967), studiind zonalitatea factorilor metamorfici de contact de la Salmo (Canada), a observat că în cazul în care suprafața de contact nu este plană, ci prezintă concavități și convexități, suprafețele izoterme se apropie de părțile convexe și se depărtează de părțile concave, acest fapt reprezentând consecința menținerii un timp mai îndelungat a unor temperaturi mai ridicate în zonele concave.

Este interesant de remarcat că morfologia zonelor de contact examinate la Sasca Montană prezintă aspecte ce se încadrează în ambele situații. Este cazul contactelor cvasiliniare ale corpului sfenolitic de la Știnapari

¹⁴ Valoarea temperaturii magmei grandioritice după Turner și Verhoogen (1963).

¹⁵ Valoarea temperaturii la treapta geotermică corespunzătoare adincimii de 1000 m.

¹⁶ Exemplu: wollastonit-diopsid-epidot (intersecția valea Gheorghe, șoseaua Sasca — Moldova Nouă); granat-tremolit (Știnapari, gal. 281).

¹⁷ Ulterior, schema lui Jaeger preluată de Winkler a fost supusă unor observații critice, în special pentru cazul aureolelor termice înguste (Loomis, 1966).

și al zonei concave situate la joncțiunea corpului Gheorghe cu corpul Sasca Montană (vezi pe harta anexată, intersecția văii Gheorghe cu șoseaua). În cel de-al doilea caz, cantonarea preferențială pe un spațiu larg în acest sector a asociației wollastonit — diopsid pledează pentru existența unei zone cu o temperatură comparativ mai ridicată a procesului de skarnizare față de cazul general al skarnelor de la Sasca Montană.

O situație mai delicată apare în cazul în care se urmărește relația suprafețe izoterme-zonalității mineralogice. Problema privește existența sau non-existența unei concordanțe între cei doi termeni ai acestei relații.

În eventualitatea că singurul factor care ar condiționa reacțiile de skarnizare ar fi temperatura, suprafețele izoterme ar trebui să coincidă cu suprafețele izograde¹⁸. Calculele termodinamice arată însă că o atare coincidență poate să apară numai în cazul existenței unor presiuni foarte mari ale CO₂, care să depășească 2 kilobari. În aceste condiții reacțiile de skarnizare sînt într-adevăr condiționate aproape exclusiv de temperatură. La valori mai mici ale presiunii parțiale a CO₂ trebuie să se admită că reacțiile de skarnizare sînt influențate atît de valorile temperaturii, cît și de cele ale presiunii CO₂.

În acod cu relația (23), în cazul reacțiilor de skarnizare de la Sasca Montană presiunea CO₂ nu a depășit 250 bari. În acest domeniu influența factorului presiunii parțiale CO₂ asupra factorului presiune devine însemnată.

5.5. Modelul termodinamic al procesului de formare a skarnelor de la Sasca Montană

Modelarea fenomenului de skarnizare reprezintă o tentativă de reconstituire a relației spațio-temporale dintre două entități petrografice: metasom (cunoscut prin observații directe) și paleosom (reconstituibil, în cazul nostru, prin extrapolarea datelor obținute din studii sedimentarului neafectat). Pentru ca schema să constituie o rezolvare corectă, importantă este de asemenea cunoașterea elementelor tectonice care pot constitui suportul explicării variației condițiilor fizice.

Plecînd de la elementele teoretice de bază menționate (§ 5.1), s-au avansat mai multe modele termodinamice pentru explicarea evoluției proceselor metasomatie în cazul unor ocurențe particulare: Turinsk (Korjinski, 1948), Kamioka (Fonteilles, 1962), San Leone (Verkaeren, 1974), Ocna de Fier (Kissling, 1967), Dognecea (Vlad, 1974) etc.

Aplicarea acestor modele în cazul zăcămintului Sasca Montană este inoperantă, datorită deosebirilor privind caracterul skarnelor (skarne de reacție Kamioka și parțial San Leone), zonalitatea metasomatică (zone monominerale clare la Turinsk, San Leone, Ocna de Fier, Dognecea), componenții care au reacționat la formarea skarnelor (la Dognecea s-a aplicat în majoritatea cazurilor sistemul Ca—Fe—Si; diagrama CaO, FeO, SiO₂, CO₂O₂ elaborată de Korkjinski, 1965; la San Leone s-a aplicat diagrama Si—Ca—Fe—μO₂—2μCO₂—elaborată de Burt, 1970).

Particularitățile skarnelor de la Sasca Montană sînt date de:

— lipsa unei zonalități periplutonice clare;

¹⁸ Suprafețele care delimitează două asociații minerale izochimice, de exemplu suprafața care delimitează asociația calcit+cuart de wollastonit.

— prezența în sistem a Al (grossular, vezuvian, epidot — metasom; kandidate, illite — paleosom);

— prezența mineralizatorilor: B, F, Cl¹⁹ (scapolit, vezuvian cu bor, turmalină, fluorină);

— existența unor deformații rupturale de diferite ordine: falii, fisuri, diaclaze;

— discontinuități geometrice vizibile la nivelul cristalelor indicând întreruperi în procesul de formare al metasomatitelor;

— raporturi ezitante între minerale: în cazul asociației principale de skarn — grossular + vezuvian au fost sesizate: granule euhedrale coexistente, incluziuni de grossular cu interfețe de compromis în vezuvian zonat, pseudo-morfoze de vezuvian după grossular;

— mai multe generații ale aceluiași minerale: granați izotropi, granați anizotropi grossularici cu zone andraditice formate ulterior, granați tardivi pe fisurile altor minerale, vezuvian I, vezuvian II.

Caracterele prezentate reflectă predominanța unei stări de dezechilibru (succesiunile de zone monominerale, corespunzând „echilibrului local“ — Thompson, 1959 —, fiind practic inexistente) și o slabă corelație între distanța față de corpul intrusiv (sau centrul cald) și suprafețele izograde²⁰.

Cu ocazia discutării condițiilor fizice ale reacțiilor de formare a principalelor minerale de skarn (§ 5.4.1), s-a remarcat că majoritatea curbilor de echilibru realizate pe baza datelor experimentale și a celor reproduse din literatură nu acoperă domeniile de presiune scăzută a CO₂ (sub 300 atm).

Plecând de la curba de echilibru, generalizată, a procesului de skarnizare (fig. 38), se observă suficient de clar că o asociație de skarn se poate obține nu numai prin creșterea temperaturii, dar și prin scăderea presiunii CO₂.

Căile prin care considerăm că s-a putut realiza trecerea de la condiția paleosomului carbonatic la condiția paragenezelor de skarn sînt redată schematic (fig. 40):

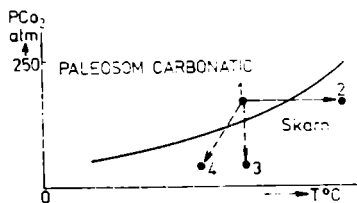
A) pe traseul 1—2, prin creșterea izobară a temperaturii;

B) pe traseul 1—3, prin scăderea izotermă a presiunii CO₂;

C) pe traseul 1—4, prin scăderea concomitentă a temperaturii și presiunii.

Demonstrarea posibilității existenței acestor trei căi de formare a paragenezelor de skarn, în cazul studiat, indică limpede că la Sasca Montană suprafețele izograde nu pot fi paralelizate cu suprafețele izoterme decît în cazuri

Fig. 40. — Diagramă ipotetică a posibilităților de realizare a paragenezelor de skarn în condiții de presiune scăzută a CO₂, caracteristice zăcămintului Sasca Montană: 1, asociații minerale caracteristice paleosomului; 2, 3, 4, asociații mineralogice caracteristice skarnelor.



¹⁹ În contrast, la Dognecea este menționată lipsa mineralelor conținând mineralizatori (scapolit, turmalină etc.) (Vlad, 1974).

²⁰ Lipsa gradientului de temperatură în cadrul coloanei metasomatice a mai fost menționată de Holser (1950) și Fonteilles (1962).

excepționale, devenind o regulă lipsa zonalității termice a paragenezelor. Conchidem, deci, că factorul esențial care determină neconcordanța izograodelor cu suprafețele izoterme este fluctuația presiunii CO_2 , care poate să

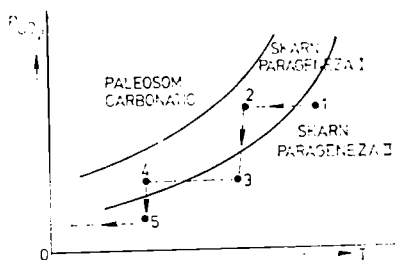


Fig. 41. — Diagramă ipotetică, ilustrând schimbarea condițiilor de stabilitate a mineralelor de skarn în etapa regresivă.

varieze independent de variația temperaturii. Factorii principali care determină această fluctuație a presiunii CO_2 sînt:

— factorul tectonic, care creează deschideri sau blocări ale canalelor de acces spre suprafața ale CO_2 ;

— prezența în cantități variabile a vaporilor de apă și a altor volatile (B, F), ceea ce poate fi corelat cu caracterul poliascendent al fluidelor skarnizante sau cu existența unor reacții cuplate, care presupun eliberarea H_2O .

Dezvoltînd această idee, în faza regresivă, care corespunde etapei de răcire a mediului, pot să se formeze și alte asociații decît cele atribuite în mod obișnuit scăderii temperaturii (exemplu tremolitizarea diopsidului). Avînd în vedere că pe fondul general de răcire presiunea CO_2 putea să scadă neuniform, temporar s-au putut parcurge diferite trepte pe traseul paleosom carbonatic — skarn și invers (fig. 41).

În consecință, într-un punct dat s-au putut forma mai multe generații de minerale de skarn (vezi exemplele menționate) nu prin reveniri la condițiile de temperatură, ci prin scăderea pulsatorie a presiunii CO_2 .

Modelul propus pentru dinamica procesului de skarnizare în zăcămintul Sasca Montană credem că ar putea fi luat de asemenea în considerare și pentru alte zăcăminte de skarn în care activitatea pulsatorie a tectonicii disjunctive a facilitat variația periodică a presiunii CO_2 și evoluția poliascendentă a fluidelor mineralizante.

Alterații hidrotermale

„Profunzimea în gindirea geologică este la fel de importantă ca profunzimea într-un foraj“

Levorsen (din Routhier)

6.1. Zona de alterație hidrotermală a banatitelor

Intruziunea magmatitelor laramice în regiunea Sasca Montană a fost acompaniată de importante procese petrogenetice și metalogenetice care au afectat atât rocile adiacente, cât și eruptivul intrus. Compoziția mineralogică a magmatitelor este astfel complicată de prezența neoformațiilor minerale, rezultate fie prin substituția mineralelor primare, fie prin depunere direct din soluții. Studiul microscopic, chimic, prin difracție RX, spectroscopie de absorbție în I.R. și analize termice a condus la identificarea a numeroase faze mineralogice, la evidențierea unor particularități chimico-structurale, precum și a relațiilor reciproce dintre mineralele zonei de alterație. Interpretarea informațiilor prezentate a permis conturarea condițiilor termodinamice și geochemice caracteristice procesului de autometamorfism hidrotermal în regiunea cercetată.

6.1.1. Descrierea principalelor minerale

TURMALINA. Prezența turmalinei a fost sesizată în aflorimente izolate într-o arie cu contur dreptunghiular (150/30 m), în general acoperită, situată la est de corpul banatic Cioaca Înaltă și paralelă cu acesta. Se remarcă o tranziție gradată, de la banatite parțial transformate pînă la roci constituite exclusiv din turmalină și cuarț (\pm magnetit). Feldpsații sînt transformați inițial într-o masă de sericit și zoizit. Într-o fază intermediară, roca prezintă un caracter cavernos, golurile corespunzînd probabil feldpsaților complet levigați.

Caractere macroscopice. În eșantion, turmalina are culoare neagră și apare fie sub forma unor cristale prismatice izolate cu habitus ditrigonal și dimensiuni de la 3—4 mm la 1,5 cm, fie în agregate radiare. Uneori constituie acumulări sub formă de benzi sau mase compacte cu dimensiuni pînă la 3—4 cm².

Caractere chimice și fizice. Turmalina este un mineral cu un chimism complex, pentru stabilirea formulei și structurii sale fiind avansate numeroase ipoteze. Majoritatea autorilor acceptă tratarea ei ca un grup cu largă variabilitate chimică, între cinci termeni extremi: dravit — $H_4NaMg_3Al_6B_3Si_6O_{31}$, schorlit — $H_8NaFe_3Al_6B_3Si_6O_{31}$, elbait — $H_4NaLi_3Al_6B_3Si_6O_{31}$, tsilaisit — $H_4NaMn_3Al_6B_3Si_6O_{31}$ și uvit — $H_4CaMg_4Al_5B_3Si_6O_{31}$, cu soluții solide continui între dravit—schorlit (și uvit), schorlit—elbait și lacună de miscibilitate între dravit și elbait.

Compoziția chimică, determinată pentru turmalina de la Cioaca Înaltă (tabelul nr. 21), corespunde seriei izomorfe dravit—schorlit cu un conținut redus de componente uvitice. Numărul ionilor calculați în baza 31(O,OH) (tabelul nr. 21), în comparație cu valorile similare calculate pentru un număr de 25 de analize de turmaline (schorlitice) de Deer și colab. (1965), relevă un conținut ridicat de Al^{2+} față de valorile medii din seria dravit—schorlit și o participare notabilă a fierului feric.

Tabelul nr. 21

Analiza chimică a turmalinei*		Numărul ionilor calculați în baza 31(O,OH)	
SiO ₂	35,11	Si	5,869
TiO ₂	0,46	B	2,814
B ₂ O ₃	9,79	Al ³⁺	6,000
Al ₂ O ₃	36,63	Al ²⁺	1,215
Fe ₂ O ₃	3,83	Fe ³⁺	0,482
FeO	7,27	Mg	0,713
MnO	0,12	Ti	0,060
CaO	0,73	Fe ²⁺	1,025
Na ₂ O	1,06	Mn	0,010
MgO	2,87	Na	0,341
K ₂ O	0,13	Ca	0,120
H ₂ O ⁺	2,33	K	0,020
H ₂ O ⁻	0,20	OH	2,613
Total	100,54	Fe ²⁺ + Fe ³⁺ + Mn	1,517

* Analist V. Sabliovschi, Institutul de geologie și geofizică.

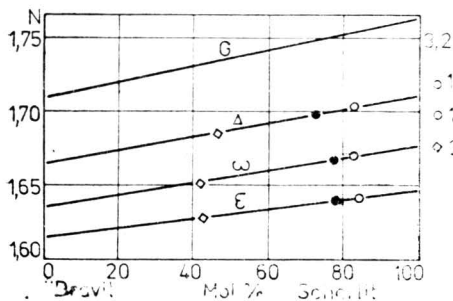


Fig. 42. — Proiecția valorilor indicilor de refracție, birefringenței și greutateii specifice, măsurate la turmalinele de la Cioaca Înaltă, pe diagrama dravit-schorlit (Winchell, Winchell, 1964): 1, cristale mari zonate; a, zona centrală (verde închis); b, zona periferică (galben deschis); 2, cristale aciculare incolore.

Constantele fizice măsurate sînt reproduse în tabelul nr. 22. Valorile ω , ϵ și Δ proiectate pe diagrama Winchell, Winchell (1964) (fig. 42) corespund unui domeniu situat între 60 și 80 mol schorlit. Informațiile obținute prin

difracția razelor X, spectroscopie de absorbție în infraroșu și analiza termodiferențială permit evidențierea particularităților chimico-structurale ale probei analizate.

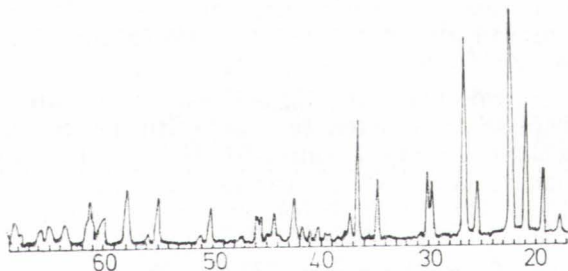
Tabelul nr. 22

Valorile 2θ , d și I calculate din difractograma turmalinei de la Cioaca Înaltă

Nr. crt.	2θ	$\frac{d}{n}$ (Å)	$I/100$	hkil	Nr. crt.	2θ	$\frac{d}{n}$ (Å)	$I/100$	hkil
1	13,82	6,41	16	10 $\bar{1}1$	14	51,12	1,7868	3	5490
2	17,73	5,004	10	20 $\bar{2}1$	15	55,02	1,669	15	6063
3	19,28	4,604	31	30 $\bar{3}0$	16	56,00	1,642	4	4383
4	20,90	4,250	60	21 $\bar{3}1$	17	57,92	1,5922	22	5,5.10.0
5	22,35	3,978	100	2240	18	60,30	1,5349	8	9090
6	25,50	3,494	26	10 $\bar{1}2$	19	64,00	1,4548	4	
7	34,78	2,5785	26	50 $\bar{5}1$	20	65,18	1,4312	7	
8	37,75	2,383	3	0003(?)	21	65,82	1,419	6	
9	38,30	2,350	2	10 $\bar{1}3$	22	69,18	1,358	6	
10	42,48	2,127	18		23	70,89	1,3294	5	
11	44,30	2,0445	12	2243	24	72,05	1,3108	15	
12	47,35	1,9198	3	7071(?)	25	74,32	1,2764	7	
13	50,20	1,8174	15	5053	26	77,98	1,2282	18	

Valorile d și I (tabelul nr. 22, fig. 43) sînt în general asemănătoare cu cele reproduse de Miheev (1957) pentru varietatea schorlit, iar valorile parametrilor c și a (tabelul nr. 23) corespund pe diagrama Deer și colab. (1965) unui domeniu 60—80 mol schorlit.

Fig. 43. — Difractograma turmalinei și a brookitului de la Sasca Montană.



Tabelul nr. 23

Proprietățile fizice ale turmalinei de la Cioaca Înaltă

$$\begin{aligned}\omega &= 1,670* \\ \epsilon &= 1,641* \\ \Delta &= 0,030\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}a(\text{Å}) &= 15,95 \pm 0,01 \\ c(\text{Å}) &= 7,20 \pm 0,01\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}G &= 3,20 - 0,02 \\ D(Vnh) &= 1,176 \text{ kg/mm}^2 \\ &(7,25 \text{ Mohs})\end{aligned}$$

* Valori medii.

Curba termodiferențială (fig. 44) indică un puternic efect endoterm la 1 020°C cauzat de pierderea borului. Temperatura acestui peak variază pentru diferite tipuri de turmalină între 1 000 și 1 100°C. Eliminarea grupei oxidril se produce în mod diferit la diverse tipuri de turmalină și chiar în cadrul aceluiași tip (Kauffman, Dilling, 1950; Kurylenko, 1950), fiind înregistrată într-o gamă de temperatură variind de la 145 la 770°C. Acest efect apare slab marcat pe diagramă sub forma unui efect larg în intervalul 100—300°C.

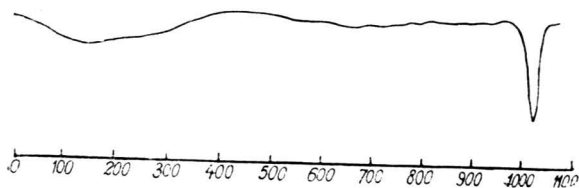


Fig. 44. — Curba termodiferențială a turmalinei de la Sasca Montană.

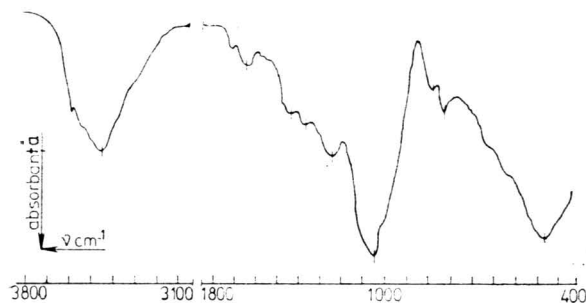


Fig. 45. — Spectrul de absorbție în I.R. al turmalinei (schorlit) de la Sasca Montană, dealul Cioaca Înaltă.

Spectrul de absorbție în I.R. al turmalinei este puțin comentat, atribuirea benzilor de absorbție fiind dificilă în lipsa unor analize pe minerale sintetice, cu compoziții corespunzătoare termenilor finali din seriile izomorfe, mulți autori preferând urmărirea aspectelor legate de culoare și pleocroism cu ajutorul spectrelor de absorbție în lumină polarizată și ultraviolet (Faye și colab., 1968).

Spectrul I.R. (fig. 45) este asemănător ca alură generală și dispoziție a benzilor caracteristice, a legăturilor Si—O—cationi din domeniul 400—1 600 cm^{-1} cu cel realizat de Moenke (1962) pentru schorlitul de la Ancône; remarcăm inflexiunile caracteristice prezenței grupărilor oxidril din domeniul 3 400—3 600 cm^{-1} și cele caracteristice pentru rețeaua planară BO_3 din domeniul 1 600—1 800 cm^{-1} .

Date microscopice. Turmalina apare în cristale izolate cu contur euheedral și subhedral, în agregate fibroase și sferulitice „soare de turmalină” sau ca aglomerări compacte cu extincție rulantă. Prezintă clivaj imperfect după 10 $\bar{1}$ 1.

Culoarea variază în secțiuni subțiri pentru diferite cristale de la verde intens la galben-verzui și incolor. Cristalele mai intens colorate prezintă un pleocroism marcat: ω = incolor, verde-gălbui, verde-albăstrui pa.; ϵ = verde-oliv închis. Birefrința prezintă valori variabile de la 0,024 la 0,034; culorile de birefrință nu au distribuție omogenă și sînt uneori mascate de culoarea mineralului.

O parte a cristalelor de dimensiuni mai mari sînt zonate. Zonele cu contur euhedral și paralele cu fețele de prismă sînt evidențiate prin variații ale culorii și birefrinței.

Determinarea indicilor de refracție a pus în evidență variații mici între zonele centrale și periferice la turmalinele zonate și variații notabile între valorile obținute la turmalinele intens colorate și cele incolore (fig. 42). Proiecții pe diagramă (fig. 46), indicii ω și ϵ măsurați se abat de la valoarea

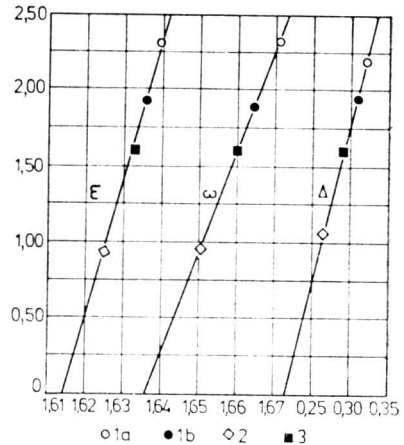


Fig. 46. — Proiecția valorilor indicilor de refracție și birefrință la turmalinele analizate pe diagrama de corelație: proprietăți optice — numărul ionilor ($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}$) în baza 31 (O,OH) (după Deer și colab., 1965). 1, Cristale zonate mari: a, zona centrală (verde închis); b, zona periferică (galben deschis). 2, Cristale aciculare incolore. 3, Valori virtuale corespunzătoare sumei ionilor Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn calculați în baza 31 (O, OH) pentru analiza chimică din tabelul nr. 21).

virtuală corespunzătoare sumei ionilor ($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}$) în baza 31(O,OH) egală cu 1,517 calculată din analiza chimică globală (tabelul nr. 21), sugerînd modificarea conținutului procentual în Fe.

Relațiile dintre minerale pledează pentru caracterul secundar al turmalinei din zona cercetată. Biotitul și feldspații din asociația mineralogică inițială a magmatitelor afectate au fost înlocuiți de o primă generație de turmalină reprezentată prin cristale mari de culoare verde închis, puternic pleocroice, uneori zonate. Acestea au fost corodate de cuarț și apoi au servit ca suport pentru o a doua generație de turmalină formată din cristale aciculare slab pleocroice sau incolore, uneori cu aspect radiar. Acestea se dezvoltă fie pe contactele dintre granulele de cuarț, fie că pătrund în acestea (pl. IV, fig.1). Variația valorii indicilor de refracție și birefrinței, corelată cu modificarea raportului Fe/Mg (Ward, 1931; Deer și colab., 1965), precum și variația culorii, corelată cu modificarea conținutului în Fe feros (Agfanova, 1947) la diferitele tipuri de cristale separate, indică o diminuare în timp a raportului Fe/Mg de la un conținut mai ridicat în fier spre o îmbogățire în magneziu.

FLUORINA. Macroscopic, apare sub forma unor cristale euhedrale sau agregate compacte de culoare violetă, asociată cu cuarț și pirită. Expusă la lumină prezintă o tendință de palidare a culorii. Microscopic prezintă clivaj bun după 111. Indicele de refracție $n = 1,43$. Parametrul celulei elementare calculat pe baza analizei prin difracție RX: $a = 5,46 \pm 0,02$.

OXIZII DE TITAN. Au fost puse în evidență cele trei varietăți polimorfe ale TiO_2 : rutil, brookit, anatas.

Rutilul, întâlnit frecvent ca mineral primar accesoriu, sub forma variației sagenit, dezvoltat acicular după două direcții în biotit, apare și ca mineral de neformație prin transformarea titanomagnetitului accesoriu din banatitele din zona Știnapari. Se prezintă sub formă de cristale izolate cu habitus prismatic acicular, fiind în toate cazurile asociat cu pirită.

Brookitul apare exclusiv în asociație cu turmalina în banatitele autometamorfozate din dealul Cioaca Înaltă. Microscopic, se prezintă sub forma unor cristale scurte prismatice bine dezvoltate, de culoare roșie, cu pleocroism evident. Participarea sa în cantități apreciabile în zonele turmalinizate este marcată de intensitatea primelor sale cinci linii caracteristice de difracție (3,225 — 2,905 — 2,455 — 1,679 — 1,355) în difractogramele realizate pe materialul recoltat din aceste zone de alterație (fig. 43).

Anatasul a fost identificat în banatitele transformate hidrotermal și mineralizate din platoul Știnapari (zona puțului 8 Mai). Microscopic, a fost evidențiat atât în secțiuni subțiri, cât și în secțiuni lustruite, sub forma unor granule subhedrale de dimensiuni submilimetrice asociate cu pirită, calcozină și covelină (pl. IV, fig.2). În lumină reflectată prezintă culoare cenușie-brună și capacitate de reflexie (R%) mai mare decât a covelinei; este izotrop și are reflexe interne verzui-albăstrui caracteristice.

HIDROMICE. Macroscopic, zonele sericitizate au culoare deschisă, aproape albă, fiind caracterizate prin distrugerea hornblendei, a biotitului, a plagioclazului și prin formarea abundentă de sericit. În alte situații, sericitul apare sub forma unor vinișoare care străbat în diferite direcții banatitul.

Microscopic, apare sub forma unor microagregate fine cu birefringență ridicată, uneori individualizându-se și cristale prismatice de dimensiuni medii, cu clivaj perfect și extincție dreaptă. Într-o fază inițială, sericitul substituie selectiv feldspatul plagioclaz din fenocristale și mezostază, feldspatul potasic rămânând proaspăt; mineralele melanocrate (biotit, hornblendă) sînt cloritizate. În stadiul final, atât fenocristalele, cât și masa fundamentală a rocilor porfirice sînt substituite total de sericit foarte fin și cuarț granular (\pm pirită), rezultînd un agregat compact sau microgranular sericito-cuarțos, în care contururile cristalelor de feldspat mai sînt uneori vizibile. Pirită apare sub formă de cristale euhedrale, mai rar cu aspect granular sau în mici filonașe, împreună cu calcopirita.

Analiza chimică a unui banatit, complet sericitizat (tabelul nr. 24, proba 2), în comparație cu compoziția chimică a unui granodiorit porfiric nealte-

Tabelul nr. 24

Analize chimice executate pe granodiorit porfiric proaspăt (1) și sericitizat (2) — platoul Știnapari

Oxidii (%)	1	2	Oxidii (%)	1	2
SiO ₂	66,56	70,05	K ₂ O	2,87	4,98
Al ₂ O ₃	14,74	15,29	TiO ₂	0,16	0,17
Fe ₂ O ₃	3,05	0,38	P ₂ O ₅	0,09	0,13
FeO	2,31	0,09	H ₂ O ⁻	0,13	0,96
MnO	0,08	—	H ₂ O ⁺	0,24	2,83
MgO	2,03	0,79	FeS ₂	—	3,69
CaO	2,53	0,13	CuFeS ₂	—	0,27
Na ₂ O	5,26	0,21			
			Total	100,05	99,97

rat din aceeași zonă (proba 1), pune în evidență constanța relativă (ușoară creștere) a conținutului în SiO_2 și Al_2O_3 , levigarea MgO , Na_2O , CaO și îmbogățirea în K_2O , FeS_2 și CuFeS_2 .

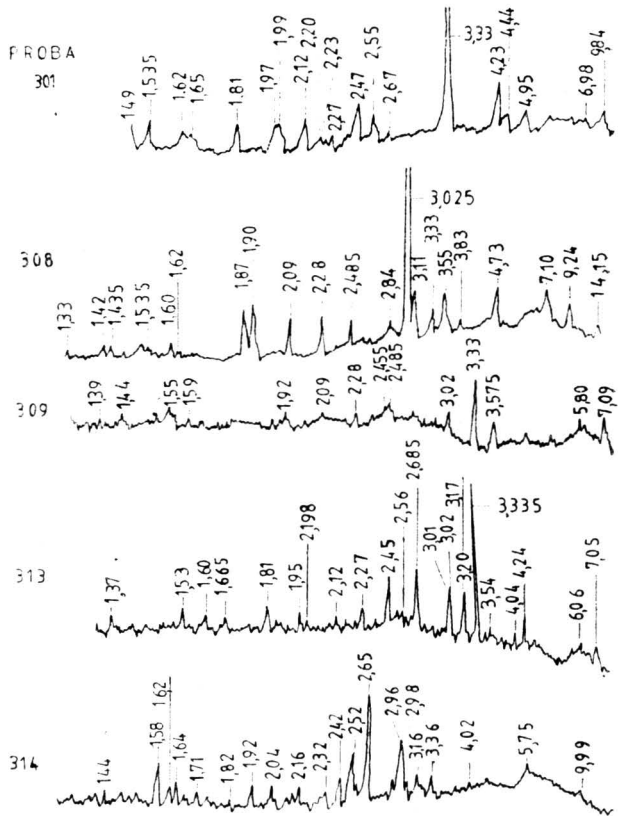


Fig. 47. — Difractogramele mineralelor din zona de alterație hidrotermală a banatitelor.

În zonele puternic alterate, fin granulare, în care sericitul apare intim asociat cu alte minerale de neoformație, prezența sa a fost detectată pe baza reflexelor caracteristice, obținute pe difractograme (fig. 47, 48), a benzilor de absorbție în spectrele I.R. (fig. 49) și a efectelor termice pe curbele D.T.A. (fig. 50).

KANDITELE sînt reprezentate în principal prin caolinit. Macroscopic, se prezintă sub forma unor zone de culoare alb-cenușie cu duritate scăzută. Zonele intens caolinizate nu pot fi analizate microscopic, dar în rocile la care caolinizarea se află într-un stadiu incipient, se poate sesiza preferința unor pseudomorfoze după feldspatul potasic.

Caolinitul a fost identificat prin difracția razelor X, spectroscopie de absorbție în I.R. și analize termice.

Difractogramele RX (fig. 47, 48) indică un caolinit cu o structură în general bine cristalizată (vezi proba 314). Pe spectrele de absorbție în I.R. prezența sa, chiar în cantități reduse, este marcată de apariția benzii de ab-

sorbție caracteristică de la $3\,700\text{ cm}^{-1}$ (fig. 49, probele 348, 350), iar pe curbele termodiferențiale, prin efectul exoterm de la 980°C (fig. 50, proba 314).

SMECTITELE sînt reprezentate prin montmorillonit, nontronit și saponit nontronitic.

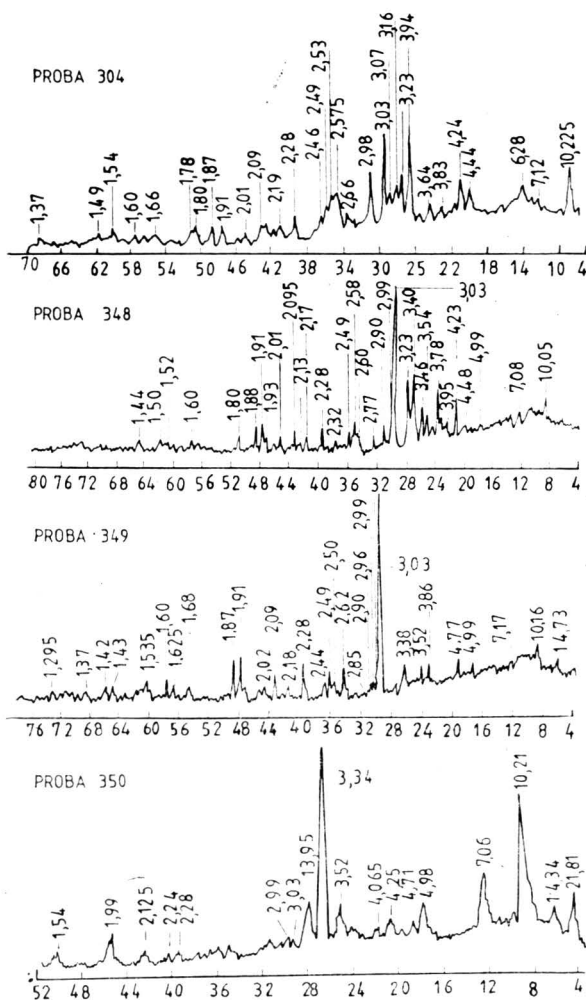


Fig. 48. — Difractogramele mineralelor din zona de alterație a banatitelor.

Macroscopic, smectitele prezintă o culoare alb-verzuie uneori alb-roz, rocile transformate mărindu-și apreciabil volumul în prezența apei.

Pentru separarea mineralelor din grupa smectitelor de kandite, s-au efectuat analize în RX pe probe orientate și saturate în etilen glicol, primele prezentînd un maxim evident la $17,27\text{ \AA}$ caracteristic mineralelor expandabile. Diferitele varietăți de smectite au fost stabilite prin compararea valorilor liniilor de difracție, a benzilor de absorbție și a efectelor termice (fig. 47—51) cu valorile etalon (Marel, Beutelspacher, 1976; Mackenzie, 1952; Smykatz Kloss, 1975).

CLORITE. Macroscopic, rocile clorizate prezintă o culoare verzuie, uneori verde închis pînă la negru. Se remarcă alterarea preferențială a mineralelor melanocrate.

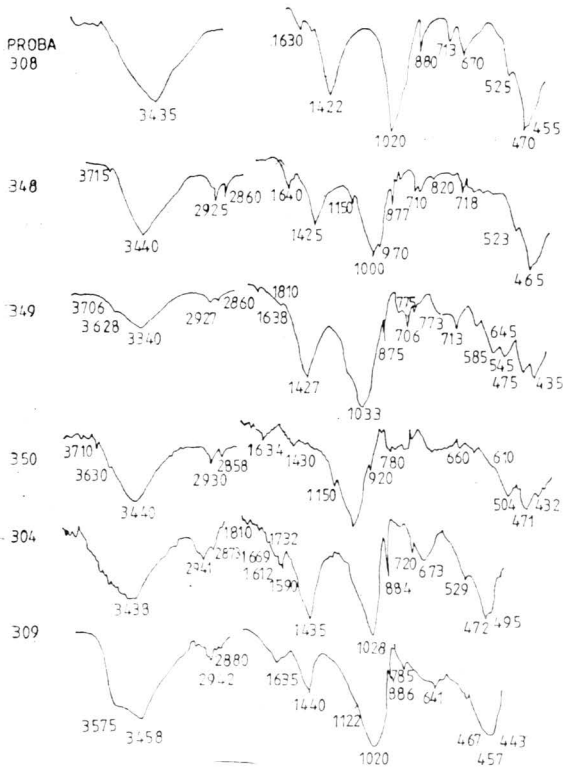


Fig. 49. — Spectre de absorbție I.R. ale mineralelor din zona de alterație hidrotermală a banatitelor.

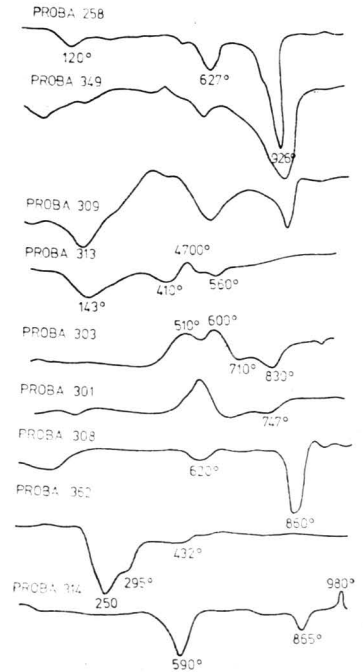


Fig. 50. — Curbe termodiferențiale ale mineralelor din zona de alterație hidrotermală a banatitelor.

Microscopic, au pleocroism slab, birefrință scăzută sau anomală în culori maron sau violet. Se pot sesiza diverse faze de substituție a hornblendei și biotitului pînă la pseudomorfozarea totală a acestora.

Analizele RX au indicat prezența reflexelor 14,7, 7,17, 4,77 Å (pe probe orientate: 14,5, 7,88, 4,73 Å) — figura 48, proba 349 și 14,84, 7,06, 4,71, 3,52, 2,28 Å — figura 48, proba 350, caracteristice unor ortoclorite, precum și asocierea cu sericit (illit), calcit, hidrogoethit (probele 348, 350).

Curbele termodiferențiale (fig. 50, probele 258, 308) prezintă efectul endoterm de la 620—627°C caracteristic cloritelor magneziene (Phillips, 1964; Smycatz Kloss, 1975), peak-ul exoterm de la 850°C este uneori anihilat de puternicul efect endoterm al calcitului (proba 258), dar el apare la proba 308 (sheridanit).

Pe spectrele de absorbție în I.R. (fig. 49,51), valorile benzii 472 cm^{-1} , a cărei poziție variază cu substituția Mg—Fe (Rahden, Rahden, 1972), indică de asemenea clorite magneziene. Poziția vibrațiilor Si—O de la 1 034 cm^{-1}

proba 350, corelată cu diagrama RX, arată, atît pentru clorit, cît și pentru sericit, o structură complexă în stratul octaedric.

SILICE. *Cuarțul*, ca mineral de neformație, apare atît pe fisuri cît și ca substituent al mineralelor primare care formează masa fundamentală sau fenocristalele banatitelor. În unele cazuri izolate, gradul ridicat de silicifiere al rocii creează aspecte asemănătoare cuarțitelor secundare, care pot îngloba relictte din rocile banatitice alterate. Zonele silicifiate au în mod obișnuit structură mozaicată, granulele de cuarț de dimensiuni microgranulare putînd prezenta și structuri îndințate, tipice depunerilor filoniene. Cuarțul de neformație apare asociat cu majoritatea mineralelor de alterație, paragenzele tipice fiind: cuarț—sericit—pirită; cuarț—carbonați—pirită—calcopirită; cuarț—molibdenit.

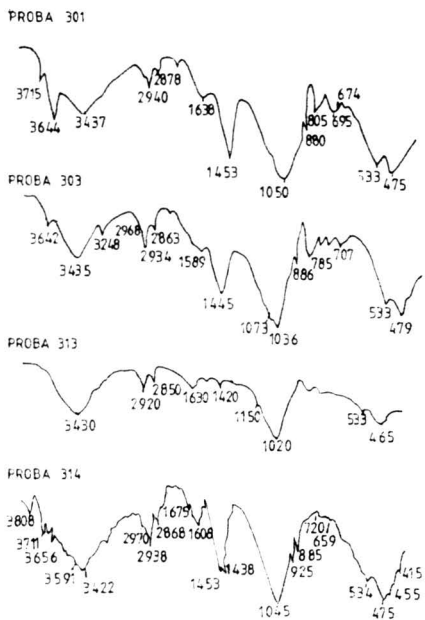


Fig. 51. — Spectre de absorbție în I.R. ale mineralelor din zona de alterație hidrotermală a banatitelor.

și I.R. (fig. 47—51) evidențiază prezența în proporții deseori remarcabile a carbonaților (calcit, ankerit, siderit) în zona de alterație.

Calcitul apare sub forma unor cristale izolate în filonașe sau geode, ca și prin calcitizarea unor fenocristale și a mezostazei. Cristalele pot avea uneori dimensiuni pînă la 4—5 cm și prezintă combinații variate de fețe de scalenoedru ditrigonal, romboedru și bipiramidă hexagonală. Formele observate de noi la calcitele de pe valea Gheorghe ($11\bar{2}1$), ($\bar{1}2\bar{1}1$), ($\bar{2}111$), ($\bar{1}121$), ($2\bar{1}11$) ($01\bar{1}2$), ($\bar{1}012$), ($31\bar{4}2$), ($1\bar{4}32$), (4312), ($\bar{1}342$), ($\bar{1}432$), (4132) sînt în mare parte comune cu cele determinate de Mareș și colab. (1970) pe calcitele din mina Vărad.

Microscopic se pot sesiza structuri zonare datorate probabil unei alimentări ritmice din soluții și extincții comune ale cristalelor depuse pe anumite sisteme de microfisuri.

Sideritul și *ankeritul*, identificate prin analize termice, sînt asociate cu sulfuri (sulfosăruri) pe care le corodează sau le străbat.

SULFAȚI. În forajele din platoul Știnapari au fost identificate ocurențe izolate de anhidrit și gips. Pe ansamblul zăcămintului Sasca Montană aceste

Calcedonia apare dispusă în cuiburi sau pe fisuri fiind depusă din soluții sau formată prin transformarea opalului. Caracterile optice: extincție dreaptă; alungire negativă; fixează varietatea calcedonit.

Opalul este bine dezvoltat în unele zone, sub formă de filonașe și benzi sub-paralele în banatite sericitizate. Culoarea maron-gălbuie este asemănătoare opalului nobil. Luciul sticlos; refringența $n = 1,42$ indică un conținut ridicat de apă.

CARBONAȚI. Observațiile microscopice, precum și analizele termice, RX

minerale prezintă o dezvoltare redusă în contrast cu larga lor răspîndire în zăcămintul Moldova Nouă — Suvorov (Gheorghită, 1975).

ZEOLIȚI. Apar ca depuneri pe fisuri, asociați cu calcit și cuarț sau cu substituenți ai cristalelor de feldspați plagioclazi din banatite. Microscopic s-au separat varietățile stilbit ($n = 1,50$; $c \wedge \alpha = 6-7^\circ$; $2V_\alpha = 34-36^\circ$) și thompsonit ($c \wedge \beta = 0^\circ$; $2V_\gamma = 60^\circ$).

Analiza chimică și principalele linii de difracție ale unei probe de zeolit (stilbit) sînt prezentate în tabelele 25 și 26; spectrul de absorbție în I.R. în figura 49; curbele D.T.A., T.G. în figura 50, proba 362.

Tabelul nr. 25

Analiza chimică a zeolitului din Dealul lui Ciucar — Sasca Montană *

Ozizi	%
SiO ₂	58,27
Al ₂ O ₃	13,50
Fe ₂ O ₃	0,89
FeO	1,16
MgO	4,22
CaO	1,05
Na ₂ O	0,47
K ₂ O	1,00
H ₂ O ⁺	19,40
H ₂ O ⁻	—
Total	99,96
SiO ₂ /Al ₂ O ₃ = 4,3	

* Analist V. Sabliovschi — I.G.G..

Tabelul nr. 26

Valorile 2θ, d/n, I/100 pentru zeoliții de la Sasca Montană

Nr. crt.	2θ	I/100	d/n (Å)		
			1	2	3
1	9,76	100	9,06	8,99	9,05
2	19,14	45	4,65	4,62	4,64
3	32,24	52	2,70	2,77	2,78
4	36,13	12	2,48	2,46	2,49
5	38,34	16	2,36	2,35	2,37
6	43,84	9	2,06	2,05	2,04
7	47,96	15	1,89	1,89	1,89
8	51,19	8	1,78	1,82	1,77
9	56,04	7	1,64	—	1,65
10	57,89	10	1,59	—	1,59
11	59,49	11	1,55	—	1,54
12	64,72	18	1,44	—	1,43
13	69,12	24	1,35	—	1,35
14	72,64	15	1,30	—	1,30

1, Dealul lui Ciucar; 2, Sasca Română; 3, stilbit etalon Palme Grover, Rhodesia, ASTM (1944 II — 88).

6.1.2. Particularități chimico-structurale ale mineralelor din zona de alterație

Studiul prin difracție RX, spectroscopie I.R. și analize termice a permis evidențierea unor aspecte de detaliu ale chimismului și structurii la filosilicații din zona de alterație a banatitelor de la Sasca Montană: politipii, interstratificații randomizate, grad de hidratare, capacitate de schimb.

6.1.2.1. Politipia mineralelor micacee

O problemă importantă în mineralogia zonelor de contact este delimitarea micelor argiloase denumite global sericit, în raport cu mineralele grupei illitului și ale grupei micelor, inclusiv stabilirea poziției hidromuscovitului. Problema

poate fi rezolvată satisfăcător prin studiul politipilor; după Burnham (1962), sericitelor putându-le fi atribuită o variație compozițional-structurală de la illitele dezordonate (politipul 1 Md), pînă la hidromică (3 mol% K). În același timp, Yoder și Eugster (1955) au arătat că politipii 1 Md și 1 M caracterizează miclele dioctaedrice sintetizate la temperaturi joase. La temperaturi mai mari acești politipi se transformă în politipul 2 M₁, ceea ce a creat suportul stabilirii istoriei termice a acestor minerale.

Prin analizele RX, politipii 2 M₁ și 1 M se diferențiază prin prezența, respectiv prin absența, unor serii complete de reflexe hkl. În condiții standard, lărgimea benzilor de difracție este corelabilă cu structurile stratificate dezordonate. În cazul absenței în probă a cuarțului, separarea politipilor se poate face pe baza prezenței (2 M₁), respectiv absenței (1 M), a benzii de absorbție în I.R., de la 803 cm⁻¹. Raportul procentual între politipii 1 Md și 2 M poate fi dedus din raportul intensităților reflexelor 3,74 Å/2,58 Å (Velde, Hoover, 1963).

Determinările efectuate pe miclele de la Sasca Montană au indicat prezența predominantă a politipului 1 M și subordonată a politipului 2 M (10—15%). Acesta din urmă apare în faciesul sericit+cuarț. Rezultatele obținute concordă cu observațiile lui Burnham (1962), după care polimorfii 1 Md și 1 M apar în proporție de 70%, cînd este prezent și montmorillonitul, și de 90% în prezența asociației montmorillonit+caolinit.

6.1.2.2. Interstratificații la mineralele argiloase

O parte a mineralelor argiloase studiate prezintă structuri mixte neregulate de tipul clorit-montmorillonit, illit-montmorillonit și nontronit-saponit. Acest ultim tip este caracteristic pentru proba 348, platoul Știnapari.

Spectrul de absorbție în I.R. (fig. 49), prin benzile de absorbție Si—O de la 465—523 cm⁻¹ și 1 000 cm⁻¹, indică prezența unor minerale argiloase cu Mg și Fe octaedric. Lipsa benzilor atribuite vibrațiilor Al—OH de la 920 cm⁻¹ și 3630 cm⁻¹ arată că este vorba de un amestec de minerale trioctaedrice, fapt confirmat și de inflexiunea de la 970 cm⁻¹, care indică prezența Fe și Mg octaedric într-o rețea trioctaedrică. Banda de deformare unghiulară a apei de la 1 640 cm⁻¹ subliniază o stare de hidratare relativ accentuată, fapt confirmat și de un maximum intens la 3 440 cm⁻¹.

Curba termodiferențială (fig. 50) prezintă un maxim larg dat de un amestec de minerale argiloase. Dehidroxilarea în două trepte, la 470°C și respectiv 600°C, indică o predominantă de Fe în stratul octaedric al mineralelor; efectele aplatisate însoțite de o pierdere treptată de greutate pe curba T.G. în timpul dehidroxilării arată probabilitatea ocurenței unui amestec complex de minerale argiloase de tip hidrobiotit—nontronit—saponit.

Difractograma (fig. 48) indică prezența unui mineral micaceu trioctaedric cu linii de difracție la 10,05—4,43 Å, 4,23—3,75—3,40—2,90—2,71—2,57—2,52—2,17—2,01 Å²¹. Existența unor linii de difracție intense la 3,78—2,40—3,23 Å, asociată cu compoziția predominant trioctaedrică și starea de

²¹ Diagrama probei saturată în etilen glicol a prezentat un maxim la 17,27 Å, confirmind prezența unui mineral expandabil.

hidratare accentuată a ionilor din spațiul interlamelar conduc la concluzia ocurenței unui mineral din grupa smectitelor cu o stratificație randomizată de tipul nontronit-saponit.

6.1.3. Proprietățile fizice ale rocilor banatitice transformate hidrotermal

În vederea sesizării unor aspecte caracteristice s-a efectuat pe banatite proaspete și transformate (tabelul nr. 27) determinarea unor proprietăți fizice, considerate indicatori importanți în studiul evoluției proceselor de automorfism și mineralizare (Burnham, 1962; Kurek, 1954) etc. Pentru banatitele

Tabelul nr. 27

Proprietăți fizice ale rocilor eruptive proaspete și autometamorfizate în zona zăcămintului Sasca Montană *

Nr. probei	Denumirea rocii	Localizare	Greutate specifică, (g/cm ³)	Porozitate totală (n%)	Porozitate aparentă
1	Granodiorit porfiric	Valea Gheorghe	2,932	14,85	2,42
2	Granodiorit cu biotit și hornblendă	Dealul Orașului	2,842	6,35	1,62
3	Diorit cuarțifer	Dealul Calvaria	2,863	6,15	1,25
4	Granodiorit cu biotit	Platoul Știnapari	2,755	8,58	3,90
5	Banatit sericitizat	Știnapari	2,992	—	3,20
6	Banatit sericitizat mineralizat	Știnapari	3,365	—	1,15
7	Banatit caolinizat	Cărbunari	2,560	—	1,05

* Analizele au fost executate în Laboratorul de geotehnică al I.G.P.S.M.S., București.

netransformate (probele 1—4), se observă o variație a greutății specifice între 2,755 și 2,932 g/cm³. Porozitatea prezintă o valoare în general ridicată (de la 6,15 la 14,85%). Aceasta se datorește mai mult existenței unei rețele de cataclaze, microfisuri sau diaclaze, decât porilor sensu stricto. Elementele ce dau porozitatea rocii sînt probabil de dimensiuni foarte reduse, fără legătură între ele, fapt relevat de valoarea scăzută a porozității aparente. Astfel, la proba 1, cu o porozitate totală de 14,85, prin saturare cu apă s-a obținut o porozitate aparentă de 2,42%, indicînd că doar 16% din volumul total de pori a fost umplut cu apă. În cazul banatitelor hidrotermalizate (probele 5—7), valorile porozității sînt mult mai ridicate, putîndu-se observa că transformările mineralogice și chimice provocate de procesele de alterație hidrotermală în ansamblu măresc porozitatea rocilor, în special acolo unde lesivarea componentelor este importantă.

6.1.4. Considerații mineralogenetice

Caracterele chimico-structurale ale mineralelor de neoformație, modul lor de asociere și distribuția spațială oferă informații interesante asupra particularităților termice și geochimice ale procesului de autometamorfism hidrotermal.

Mineralele identificate în zona de alterație pot fi atribuite în special faciesurilor argilitic și filic (Burnham, 1962), sau asociației argilitice intermediare și asociației sericitice (Mayer, Hemley, 1967)²².

Chimismul neoformațiunilor minerale din zona cercetată sugerează existența unui aport de B, F (mineralizatori), de K și o remobilizare accentuată a Mg, Fe, Ti, Ca, Si.

Plecând de la o compoziție granodioritic-dioritică, rocile banatitice au evoluat în condițiile unui potențial ridicat al H_2O (OH, H^+) în zona argilică spre o compoziție bogată de Al_2O_3 concomitent cu înlăturarea de CaO, NaO, K_2O .

Zona filică este caracterizată însă de introducerea unei cantități notabile de K. Faptul că feldspații potasici din banatitele sericitizate rămân proaspeți constituie o dovadă în acest sens. Urmărindu-se variația conținutului de K în rețelele illitice, pe baza raportului I_{001}/I_{002} (indicele White, 1969), s-au obținut valori între 1,5 și 1,7 pentru illitele din zona filică (conținuturi mai mari de potasiu) și între 1,8 și 2,1 pentru illitele din zona argilică (conținuturi mai scăzute de potasiu).

Caolinizarea apare astfel ca ulterioară sericitizării și corelată cu momentul consumării parțiale a potasiului în zona illitică. O relație asemănătoare, urmărită spațial față de principalele fisuri de acces ale soluțiilor hidrotermale, a fost evidențiată în cazul vulcanitelor andezitice de la Bocșa — Săcărîmb (Udubașa și colab., 1976).

Apariția interstratificațiilor randomizate și a mai multor politipi la illite este provocată de acțiunea unor soluții hidrotermale care-și mențin în timp chimismul asupra mineralelor argiloase formate anterior (Frank-Kamenetsky și colab., 1973).

Raportul K/Na s-a păstrat favorabil K pe întreaga durată a proceselor postmagmatice, fiind ilustrat de dezvoltarea redusă a albitului comparativ cu sericitul.

Un rol important în fixarea paragenezelor din zona de alterație revine Mg. Existența în zona limitrofă a banatitelor a unui mediu bogat în Mg (skarne magneziene, paleosom dolomitic) a determinat nu numai apariția unor parageneze specifice în zonele respective (crisotil, antigorit, amiant, sepiolit, saponit), dar a acționat și ca un factor de control în raportul kandite — smectite, favorizând formarea montmorillonitului în zona de autometamorfism hidrotermal²³. Dacă este posibil ca o parte a caolinitului din zona argilică să fie de origine supergenă, desfășurarea unui proces activ de caolinizare putând fi urmărită în galeriile de explorare din sectorul Știnapari, prezența montmorillonitului în această zonă atestă existența condițiilor caracteristice alterării hidrotermale.

Existența unor zone mai bogate în Fe, respectiv Mg, la unele minerale (turmalină) și a unor faze cu conținut mai mare sau mai mic de Mg (smectite, clorite) indică o variabilitate a raportului Mg/Fe în compoziția soluțiilor hidrotermale. În modificarea acestui raport, un rol notabil credem că poate fi atribuit levigării ionilor de Fe din mineralele primare ale banatitelor.

²² Utilizarea termenului de „asociație” propus de Mayer și Hemley ni se pare preferabilă celui de „facies”, ținând cont că de fapt dezechilibrul caracterizează ansamblul mineralelor specifice zonei examinate.

²³ După Hawkins (1961, din Burnham, 1962) montmorillonitul se formează numai în rocile care conțin mai mult de 2% Mg, în condițiile unei cantități mai mici de Mg formându-se caoliniți.

Zona de alterație evidențiază prezența constantă a titanului fixat în rutil, brookit și anatas — acesta putând proveni atât din transformarea unor minerale accesorii (titanomagnetit, sfen), cât și prin cloritizarea unor biotite bogate în titan.

Slaba mobilitate a Al_2O_3 explică formarea abundentă a zeoliților în fazele finale ale procesului de alterație hidrotermală a banatitelor. Preferința acestora pentru un mediu mai bazic determină o dezvoltare preferențială în rocile cu plagioclazi incomplet transformați, prezența lor în faciesul sericit-cuarț fiind sporadică.

Domeniul de stabilitate termică al mineralelor identificate în zona de alterație a banatitelor acoperă o gamă largă a temperaturilor de formare.

Asociația turmalină-cuarț, ca și unele forme particulare de prezentare a turmalinei („soare de turmalină”) ar putea fi corelate cu faciesul turmalino-cuarțos al procesului de greisenizare (Nacovnic, după Kurek, 1954), dar prezența turmalinei pare a caracteriza mai degrabă o alterație hidrotermală de temperatură ridicată în condiții asemănătoare celor care au afectat porfirele de la Cananea, Llallagua și Mount Potosi (Schwartz, 1947, 1959).

Precizări asupra temperaturii de formare a turmalinei pot fi deduse din prezența în parageneză cu aceasta a brookitului.

Din diagrama de fază a sistemului $TiO_2-Na_2O-H_2O$ (fig. 52) elaborată de Keesmann (1966) — după Lerz (1968), pe baza datelor obținute din sinteza rutilului, brookitului și a anatasului, în condiții hidrotermale, rezultă că brookitul nu este stabil în prezența Na^+ la temperaturi mai mari de $486^\circ C$. Observațiile microscopice care relevă o sericitizare avansată a turmalinei din zona Cioaca Înaltă, coroborate cu datele experimentale privind posibilitatea sintetizării brookitului în prezența KOH (Keesmann, *ibid.*), ne permit să estimăm pentru paragenza turmalină-brookit examinată o temperatură de formare în jur de $360-420^\circ C$.

Existența în zona de alterație și a celorlalte două modifiții ale TiO_2 — rutil (asociat cu pirită) și anatas (asociat cu covelină, calcozină) — arată rolul important pe care îl pot avea pH-ul și compoziția chimică a soluțiilor hidrotermale în fixarea domeniului de stabilitate termică a acestor minerale.

Predominanța politipului 1M la illitele asociate cu montmorillonit ± caolinit indică pentru faciesul argilic temperaturi sub $350^\circ C$ (politipul 1 M este stabil, după Yoder și Eugster, 1955, între 250 și $350^\circ C$), iar existența politipului 2M la illitele din faciesul filic (sericit + cuarț), temperaturi mai mari de $350^\circ C$ pentru acesta (Yoder, Eugster, 1955).

Dezvoltarea abundentă a zeoliților în zona studiată marchează prelungirea procesului de alterație hidrotermală pînă la temperaturi scăzute (sub $100^\circ C$), caracteristice faciesului zeolitic (Coomb, 1960).

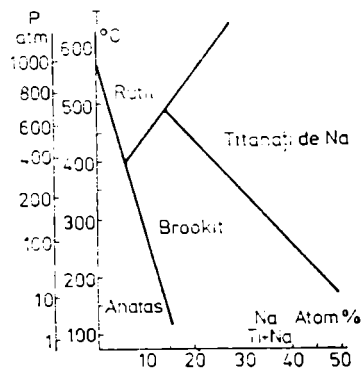


Fig. 52. — Diagrama de fază a sistemului $TiO_2-Na_2O-H_2O$ cu domeniile de stabilitate ale rutilului, brookitului și anatasului (după Keesmann, 1966).

6.2. Zona de alterație hidrotermală a skarnelor

Această zonă se dezvoltă pe seama skarnelor magneziene cu forsterit, tremolit, actinot, din vestul sectorului Știnapari, fiind pusă în evidență pe material recoltat din dealul Carolina și din lucrările miniere din platoul Știnapari.

Este reprezentată în principal prin minerale din grupele serpentinelor, talcului, sepiolitului, cloritelor și smectitelor. Precizarea diagnozei este îngreunată de faptul că cel mai adesea mineralele se prezintă sub formă de amestecuri. Sînt unele posibilități de recunoaștere pe baza caracterelor macroscopice, în special a habitusului (prismatic — tremolit; fibros — sepiolit, crisotil; lamelar, foios — clorite; compact — steatit; pulverulent — saponit), dar existența unor pseudomorfoze (exemplu talc după tremolit fibros) poate genera erori. Informații prețioase pot fi obținute prin studiul microscopic, eficace la o mare parte din aceste minerale, caracterizate prin constante optice distincte precum și prin studiul în RX, I.R., D.T.A.

6.2.1. Descrierea principalelor minerale

SERPENTINE. Mineralele din grupa serpentinelor, cu formula chimică: $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$, sînt caracterizate printr-o mare variație structurală, de la structuri monoclinice (clinocrisotil) la cele monoclinice cu „suprarețea“ (antigorit), rombice (ortocrisotil, paracrisotil), pseudohexagonale cu un strat (lizardit) și hexagonale cu 6 strate (minerale de tip Unst). Au fost identificați crisotilul și antigoritul.

Crisotilul apare macroscopic sub forma unor indivizi sau agregate cu aspect fibros, bine dezvoltate (cu lungimea de la 1—3 cm), pseudomorfozînd cristale de tremolit. Microscopic pot fi puse în evidență structuri relict și diferite stadii de substituție ale tremolitului. Apare, de asemenea, pe filonașe ce străbat masa skarnelor granatifere.

Antigoritul formează fie insule, fie mase compacte, sau zone cu aspect de rețea („mesh structure“).

Comparația valorilor d_{hkl}/n și $I/100$ (tabelul nr. 28), calculate pentru principalele reflexe obținute pe difractogramele din figura 53 (probele 306 și 310) cu valori corespunzătoare ale unor probe etalon (A.S.T.M.; Miheev, 1957; Thorez, 1975) pune în evidență pentru crisotil și mai ales pentru antigorit tendința spre termeni magnezieni aproape puri.

Studiul prin spectroscopia de absorbție în I.R. permite separarea antigoritului de crisotil, a crisotilului de asbest tremolitic și amiant. Spectrul probei 306 (fig. 54) prezintă benzile diagnostice ale antigoritului (457, 507, 624, 645, 995 cm^{-1}), și ale crisotilului (3656 și 3690 cm^{-1}). Existența simultană a ambelor faze este atestată de prezența benzilor 995, 645, 507, care sînt absente la probele pure de crisotil, și a benzii 556, absentă la probele pure de antigorit, precum și de individualizarea benzii 3 690, care la antigorit este

Tabelul nr. 28

Valorile $d_{\alpha/n}$ și $1/100$ calculate din difractogramele executate pe serpentinele din zona de alterație a șarnelor magneziene de la Sasca Montană

Antigorit, Sasca Montană Proba 306, Carolina			Antigorit, Griffin Noua Zeelandă		Crisotil, Sasca Montană Proba 310, Carolina			Crisotil, Zedford Miheev, 8130	
bkl	1/100	$d_{\alpha/n}$	1/10	$d_{\alpha/n}$	hkl	1/100	$d_{\alpha/n}$	1/10	$d_{\alpha/n}$
200	100	7,276	10	7,28	200	85	7,362	9	7,36
	35	6,254	2	6,25		58	4,429	6	4,43
	20	5,242	1	5,23		400	3,663	10	3,66
048	65	4,619	5	4,62	002	75	2,574	8	2,571
	52	4,173	5	4,17	600	83	2,424	8	2,424
400	95	3,630	10	3,63	65	2,101	6	2,089	
202	91	2,552	9	2,55	57	1,730	6	1,729	
600	56	2,423	4	2,425	120	97	1,523	10	1,522
402	65	2,176	5	2,17		73	1,310	7	1,300
	37	1,824	3	1,825		13	1,185	1	1,187
0120	72	1,570	6	1,570	16	1,040	2	1,039	
063	56	1,542	5	1,540	45	0,985	5	0,985	
	33	1,461	4	1,456	37	0,880	4	0,881	
004	15	1,352	2	1,353	18	0,763	3	0,761	
	36	1,321	4	1,320	12	0,726	2	0,727	
	8	1,264	1	1,265					
	25	1,217	3	1,213					
	15	1,057	2	1,056					
	10	1,032	1	1,037					
	12	1,013	1	1,016					
	14	1,011	1	1,005					
	8	0,953	1	0,952					
	21	0,910	3	0,907					

obișnuit foarte slab marcată. Intensitatea benzilor indică predominanța antigoritului. Diagrama mai denotă prezența în cantități reduse a calcitului. Spectrul probei 310 (fig. 54) evidențiază prezența aproape exclusivă a crisotilului.

Comportarea termică a mineralelor serpentinice este imprimată de caracterul trioctaedric al structurii lor. Probele examinate prin analiza termodiferențială (fig. 55, probele 306, 310) prezintă peak-uri endotermice la 774°C — crisotil și 722°C — antigorit, marcând distrugerea structurii filosilicatulului și peak-uri exotermice cu amplitudine ridicată la 822°C — crisotil și 835°C — antigorit, care reflectă formarea olivinei prin recristalizarea rețelei serpentinice descompuse. Crisotilul prezintă în plus, față de antigorit, un peak endotermic suplimentar la 640°C, datorat efectului de dehidroxilare (pierderea apei de constituție).

Prin paralelizarea comportării termice a serpentinei cu cea a cloritelor (Nauman, Drescher, 1966; Basta, Kadar, 1969), s-a luat în considerație variația temperaturii efectului de descompunere între 760 și 800°C la serpentinele lipsite de fier și, respectiv, 600—650°C pentru varietățile bogate în fier. Valorile temperaturii peak-ului considerat la probele analizate 857°C, 872°C, 883°C indică prezența unor termeni predominant magnezieni.

AMIANTUL. Reprezintă o varietate de asbest actinolic cu formula $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5 \text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Separarea de crisotil și în general de mineralele serpentinice s-a efectuat prin analizele RX, I.R., D.T.A. (fig. 53—55). La proba

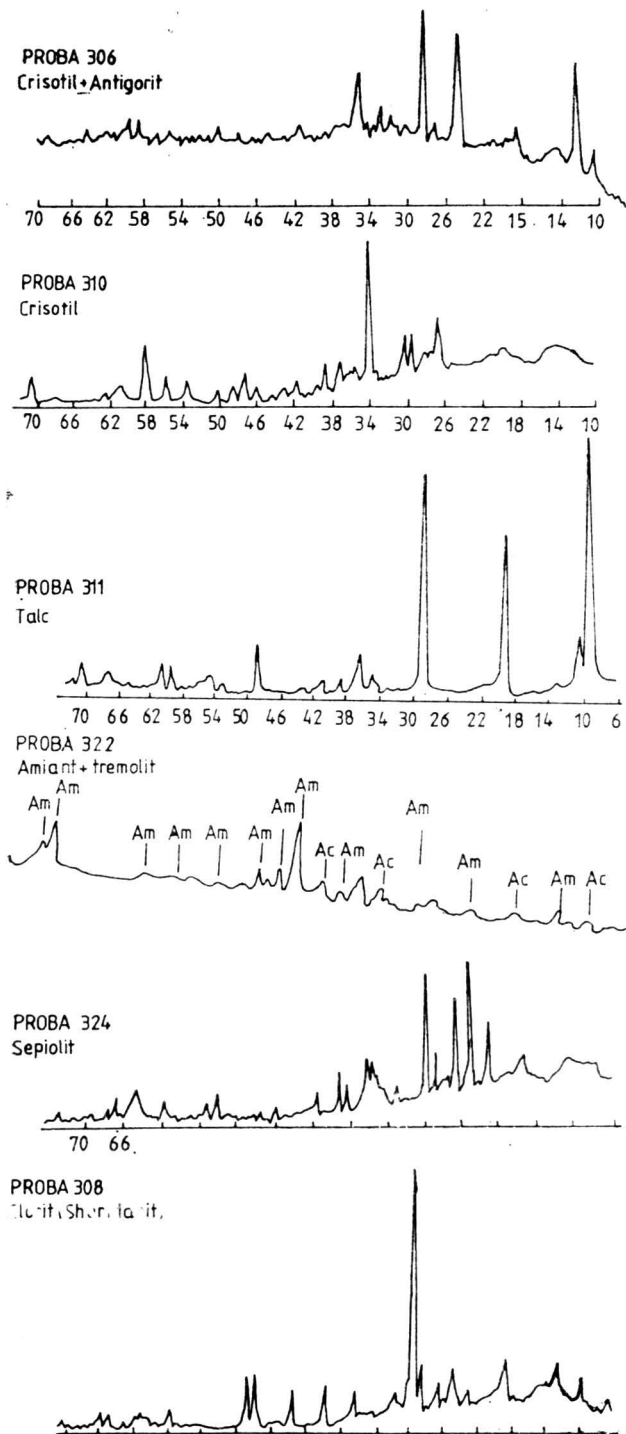


Fig. 53. — Difractogra-
mele filosilicaților mag-
nezieni din zona de al-
terație.

322, pe difractogramă, se remarcă lipsa reflexelor $d = 7,30-3,65-2,50 \text{ \AA}$ etc. și prezența unor reflexe tipice amfibolilor ($9,10-3,10-4,49 \text{ \AA}$ etc). Alura spectrului de absorbție în I.R. este diferită de cea a mineralelor serpentinice, iar pe curba D.T.A. se evidențiază un peak endoterm accentuat la 988°C .

TALCUL. În cadrul grupei talcului există o tranziție între talc — $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ și minesotait $(\text{Fe}^{++}, \text{Mg})_3, [\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$.

Tabelul nr. 29

Valorile $\frac{d\alpha}{n}$ și $\frac{I}{100}$ calculate din difractogramele executate pe probe de talc din zona de alterație a skarnelor magneziene

de la Sasca Montană

Talc, Sasca Montană; Proba 311, Carolina				Talc, Ural, Iogansen (Miheev, 1957)	
Nr.	I/100	2 θ	$\frac{d\alpha}{n}$	I/100	$\frac{d\alpha}{n}$
1	100	9,55	9,26	10	9,25
2	24	10,60	8,42		
3	43	19,08	4,652	6	4,64
4	13	19,50	4,553		
5	90	28,70	3,11	10	3,104
6	32	34,65	2,589	4	2,593
7	48	36,22	2,480	6	2,471
8	15	38,55	2,336	2	2,329
9	10	40,50	2,228		
10	63	40,65	2,2195	5	2,218
11	25	48,20	1,888	2	1,898
12	46	48,72	1,869	5	1,863
13	52	54,55	1,682	5	1,653
14	18	58,20	1,585		
15	25	59,30	1,558	3	1,552
16	56	60,67	1,5264		
17	85	60,72	1,5252	10	1,525
18	12	66,80	1,400		
19	37	67,20	1,393	6	1,383
20	45	70,49	1,335	5	1,334
21	16	82,45	1,169	2	1,167

Macroscopic, talcul analizat apare sub formă de mase compacte dure (steatit) cu culoare albă cu tente verzui, sau fibros (agalit). Microscopic apare fin cristalizat și se evidențiază prin culorile vii de birefrință.

Difractogramele talcului (fig. 53, proba 311) și valorile $\frac{d\alpha}{n}$ și I/100 (tabelul nr. 29) comparate cu datele cunoscute pentru etaloanele de talc și minesotait (Miheev, 1957), indică un termen accentuat magnezian, ceea ce concordă cu compoziția determinată prin analiza chimică (tabelul nr. 30).

Spectrul de absorbție în I.R. (fig. 54, proba 311) este caracteristic talcului. Se remarcă dezvoltarea

Tabelul nr. 30

Analiza chimică a talcului din culmea Carolina

SiO ₂	62,14
TiO ₂	—
Al ₂ O ₃	0,49
Fe ₂ O ₃	—
FeO	0,56
MnO	—
MgO	31,80
CaO	0,05
Na ₂ O	0,15
K ₂ O	—
H ₂ O ⁺	4,73
H ₂ O ⁻	—
Total	99,92

tarea puternică a benzilor 474 cm^{-1} (Si—O—Mg), 838 cm^{-1} (Si—O(Al,Mg)), $3\,692\text{ cm}^{-1}$ (Mg—O—H) și $3\,658\text{ cm}^{-1}$ (Mg, Al—O—H). Menționăm, de asemenea, intensitatea benzii $1\,303\text{ cm}^{-1}$ (Si—O—Si), caracteristică talcului și absentă la pirofilit. Slab marcate apar benzile 503 cm^{-1} (Al—O—H) și 691 cm^{-1} (Si—O—Al).

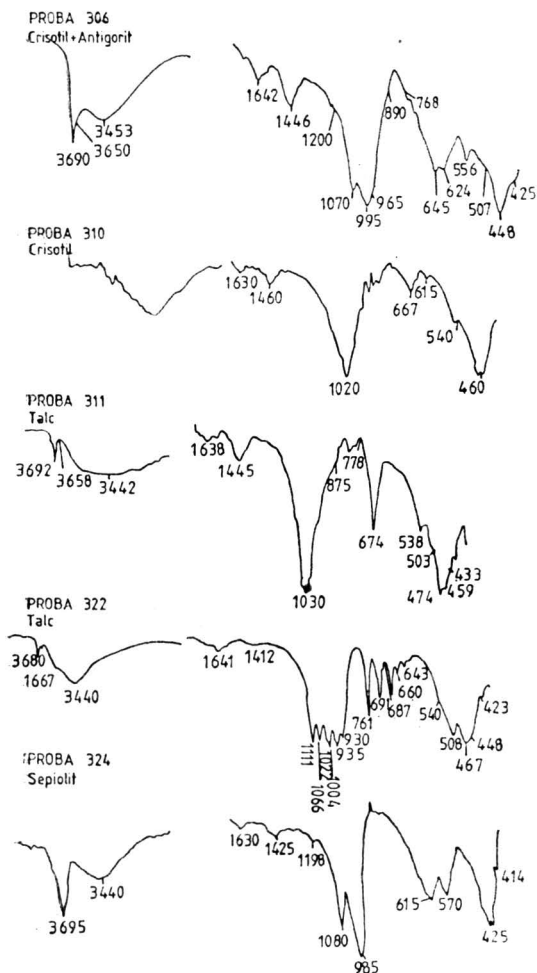


Fig. 54. — Spectre de absorbție în infraroșu ale filosilicaților magnezieni.

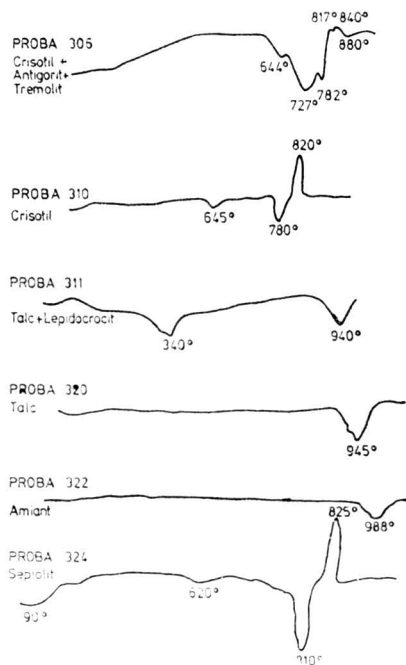


Fig. 55. — Curbele termodiferențiale ale filosilicaților magnezieni din zona de alterație a skanelor.

Curbele termodiferențiale (fig. 55, probele 311, 320) prezintă un singur efect endotermic puternic caracteristic la $940\text{—}945^\circ\text{C}$, ca urmare a pierderii grupărilor oxidrilice.

6.2.2. Evoluția chimică a procesului de alterare hidrotermală a skarnelor magneziene

Studiul microscopic, urmărind relațiile mutuale dintre principalele minerale prezente în paragenezele identificate, a evidențiat numeroase substituții: antigorit — tremolit, talc — antigorit, talc — tremolit, antigorit — forsterit, multe dintre acestea cu caracter de pseudomorfoze (pl. IV, fig. 3).

Caracterul complex al asociațiilor actuale în care, alături de neoformații, coexistă relict este determinat de continuitatea procesului metasomatic în diferite etape ale fazei hipogene: principală (diopsid, forsterit ± chondrodit), subsecventă (tremolit, actinot, flogopit), tardivă (serpentine, talc) și în faza supergenă. Existența a numeroase filonașe discordante (pl. IV, fig. 4) relevă de asemenea remobilizarea produselor anterioare în diferite etape.

Dezvoltarea filosilicaților magnezieni în partea vestică a zonei Știnapari este corelabilă spațial cu aria de răspândire a dolomitelor triasice care au jucat un rol de paleosom pentru skarnele magneziene.

Analizând comparativ chimismul asociațiilor tremolit — actinot, crisotil — amiant — antigorit, talc, se observă o concentrare a magneziului în silicații stabili în fazele finale ale procesului de alterare, concomitent cu o expulzare a fierului din rețelele cristaline ale filosilicaților și separarea lui în oxizi și hidroxizi de fier (magnetit bordînd texturile insulare în antigorit; lepidocrocit pe limitele granulelor de talc).

Mineralizația

„Multa fiunt eodem, sed non semper in eodem modo“ (Multe lucruri sînt asemănătoare, dar nu totdeauna s-au format pe aceeași cale)

dicton latin

7.1. Moduri de prezentare a mineralizației

Mineralizația din zăcămintul Sasca Montană este localizată în skarne, banatite transformate hidrotermal, calcare recristalizate și zone de brechie tectonică.

7.1.1. Asociații caracteristice

Mineralele metalice (ale căror relații reciproce cu mineralele nemetalice sînt prezentate în detaliu în capitolul 7.2) formează, în ansamblu, cinci asociații majore. Componenta mineralogică și principalele caractere structural-texturale ale acestor asociații sînt în strînsă corelație cu tipul de rocă-gazdă a mineralizației și cu particularitățile procesului genetic implicat în formarea lor:

— *mineralizația din skarne*: calcopirită-magnetit-pirită-bornit-digenit-molibdenit-pirotină-calcozină-mispichel-aur-sfalerit-argentit-specularit;

— *mineralizația din banatite autometamorfozate*: calcopirită-pirită-magnetit-molibdenit;

— *mineralizația din calcare recristalizate*: calcopirită-pirotină-pirită-molibdenit-sfalerit-galenă-tetraedrit-tenantit-enargit-jamesonit-boulangerit;

— *mineralizația din zona de brechie tectonică*: pirită-marcasită-calcopirită-sfalerit;

— *zona de alterație supergenă a mineralizației cuprifere*: calcozină-covelină-pirită-bornit-linneit-idaït-siegenit-millerit-cupru nativ-cuprit-goethit-lepidocrocit-malachit-azurit.

Din punctul de vedere al extinderii spațiale și al conținutului mediu în elemente metalice, acumulările cele mai importante sînt asociate skarnelor; concentrații excepționale (pînă la 10—30% Cu), dar limitate la volume foarte restrînse, s-au dezvoltat în zona de alterație supergenă a mineralizației cuprifere (oxidație-cimentare), astăzi aproape în întregime exploatată.

7.1.2. Morfologia corpurilor de minereu

În zăcămintul Sasca Montană zonele mineralizate urmăresc în general linia contactului banatit-skarne sub forma unor benzi cu caracter continuu sau discontinuu, dispunându-se preferențial în apropierea banatitelor.

Morfologia corpurilor de minereu reflectă îndeaproape efectul controlului fizic al mediului, reprezentat atât prin factorii structurali și texturali primari (porozitate, permeabilitate), cât și prin factorii tectonici suprapuși (falii, fracturi).

Din punct de vedere morfologic, acumulările de minereu sînt reprezentate în principal de coloane mineralizate, corpuri tabulare, corpuri lentiliforme, amase și zone de „breccia pipe“:

— *Coloanele mineralizate* au în general o înclinare de 75—85° și o dezvoltare pe verticală de 300—400 m. Uneori extinderea pe verticală este limitată sau doar întreruptă de apofize banatitice.

— *Corpurile tabulare*, cu înclinare sub 45° pînă la 15—25°, sînt mai puțin răspîndite; ele au în general un caracter concordant față de poziția paleosomului, amintind de tipul „Manto“ cunoscut în America de Sud (Park, Mac Diarmid, 1970).

— *Corpurile lentiliforme* apar în zonele de legătură dintre coloanele mineralizate; conținuturile în Cu și Fe arată o zonare concentrică, fiind mai ridicate în partea centrală și descrescînd treptat spre părțile marginale.

— *Corpurile cu contur neregulat*, capricios, cu aspect de „amase“ apar de obicei în zonele terminale, fasciculate ale apofizelor sau în jurul unor septe calcaroase, prinse în masa banatitelor; sînt în general de dimensiuni mici și lipsite de importanță economică.

Un caracter mai aparte îl prezintă structurile tip „breccia pipe“²⁴, ca un caz particular de coloană mineralizată, care în zăcămintul Sasca Montană cunosce o extindere spațială remarcabilă, în special în zona sudică. Aspectele morfologice cele mai sugestive apar în dealul Gheorghe unde structura „breccia pipe“ se dezvoltă pe limita banatit-calcare cretacice, la intersecția a două fracturi majore dispuse cvasirectangular (vezi harta anexată). Corpul de breccie are o înclinare apropiată de verticală (75—80°) și este constituit din fragmente subangulare de granodiorite porfirice, dolomite, calcare prinse într-o masă argilo-marnoasă fină de culoare neagră (pl. I, fig. 2). Fragmentele pot avea dimensiuni variate, de la decimetrice pînă la subcentimetrice. Mineralizația, constituită în special din pirită, calcopirită, marcasită, este fin diseminată în matricea argiloasă sau bordează fragmentele angulare de banatit

²⁴ „Coșurile“ sau „pipele“ pot fi definite, după Park, Mac Diarmid (1970), drept corpuri relativ scurte în două direcții și lungi în a treia, a căror înclinare poate fi variată. Cei mai mulți geologi au optat pentru restrîngerea termenului la depozitele în formă de undiță („rod schaped deposits“) și cu înclinări apropiate de verticală. Acele coșuri care conțin material spart de rocă sînt cunoscute ca „breccia pipes“ și pot fi mineralizate anterior sau posterior procesului de breccifiere (Sitter, 1964). Cele mai multe „breccia pipes“ mineralizate conțin minereu cuprifera și sînt asociate cu roci porfirice cuarțifere (Sales, 1954).

Structurile „breccia pipes“ mineralizate pot apare însă în diferite situații geologice și pot rezulta prin variate combinații de procese. În multe situații se atribuie un rol important în formarea lor fenomenului de prăbușire a fragmentelor de roci, fenomen legat de crearea unor goluri în formațiunile geologice de la anumite adîncimi (Routhier, 1963). O cuprinzătoare trecere în revistă a structurilor de prăbușire este realizată de Socolescu și colab. (1977) care atribuie o astfel de genă zăcămintelor de sulfuri polimetalice de la Rodna Veche.

sub forma unor benzi continue de pirită de 2—7 mm lăţime. Momentul depunerii mineralizaţiei este evident posterior brecifierii.

După părerea noastră, structura „breccia pipe“ din dealul Gheorghe s-a format prin efectul combinat al mai multor falieri cu caracter longitudinal şi transversal. Prima fractură cu caracter longitudinal a fost apoi deplasată lateral în faza a II-a de o fractură transversală, rolul principal în formarea brecciei avându-l reluarea mişcării în faza a treia, de-a lungul primei fracturi.

Un astfel de model a fost utilizat de Gemill (1968) pentru explicarea structurii „breccia pipe“ din zăcămintul Bristol, Nevada. O interpretare similară a fost dată pentru geneza zăcămintului Cortelu (Dobrogea de nord) (Stiopol şi colab., 1976).

7.2. Descrierea principalelor minerale metalice

7.2.1. Elemente

AUR—Au

Ocurenţă şi asociaţii caracteristice:

— în skarne: + bornit, calcozină, calcopirită, pirită, covelină.

Mod de prezentare — proprietăţi specifice. A fost identificat în grăunule izolate cu contur alotriomorf, incluse în calcozină (pl. V, fig. 1) şi în bornit.

R_{Au} : 476nm—34%; 552nm—65%; 591nm—70%; 658nm—81%. Vnh_{Au} : 86kg/mm². Prezenţa concomitentă a calcopiritei şi piritei în aceleaşi secţiuni lustruite facilitează aprecierea corectă a nuanţei culorii şi a gradului capacităţii de reflexie. Relieful este apropiat de cel al calcozinei şi uşor mai scăzut decât cel al bornitului. În toate probele în care a fost identificat (703, 711, 780 etc.) este inclus în bornit sau calcozină, mineralele vecine fiind lipsite de Au; această selectivitate, bine exprimată, constituind, după Ramdohr (1969), o caracteristică a aurului.

În zăcămintele pirometasomatice, aurul nativ apare, obișnuit, asociat cu minerale de bismut în cadrul mineralizaţiilor cupru-bismut-wolfram; exemplu: Vostok (wolfram) (Barabanov, 1975), Ustaraisk (bismut) (Cetîrboţkaia şi colab., 1975). O asociaţie de acest tip a fost evidenţiată şi în cadrul metalogenezei laramice din Banat, la Oraviţa — parageneza: Au-tetradimit-telurobismutit-bismut nativ (Popescu, Constantinescu, 1977).

Asociaţia aur nativ-calcozină-bornit (\pm calcopirită-digenit-covelină), identificată la Sasca Montană, pare a fi mai rară. O parageneză asemănătoare — aur nativ-calcozină-bornit-digenit (+blendă) — este citată la mina Rapka Panagiurişte, Bulgaria (Oelsner, 1965).

CUPRU—Cu

Ocurenţă şi asociaţii caracteristice:

— în zona de alteraţie supergenă: + cuprit, calcozină, covelină, malachit, azurit, lepidocrocit.

Mod de prezentare — proprietăţi specifice. Apare, obișnuit, sub formă de granule neregulate cu dimensiuni de la 0,05—0,8 mm incluse în cuprit. Uneori are aspect lamelar sau scheletic. Culoare roz, putere de reflexie mult ridicată faţă de cea a cupritului. R_{Cu} : 487nm—39,20%; 552nm—67,10%; 591nm—72,20%; 658nm—81,70%. Vnh_{Cu} : 126kg/mm². Relaţiile cu cupritul sugerează ideea formării cuprului nativ din cuprit, probabil prin reducerea oxidului de cupru (Pandelescu şi colab., 1970). Prezenţa în asociaţie a calcozinei indică poziţia sa în partea inferioară a zonei de oxidaţie.

7.2.2. Sulfuri — sulfosăruri

CALCOPIRITA — CuFeS_2 . Este cel mai important mineral metalic. Proporția remarcabilă a participării sale, din punct de vedere cantitativ, în cadrul mineralizației și ubicuitatea sa fixează caracterul cuprifer al zăcămintului Sasca Montană. Caracteristica de mineral reprezentativ este accentuată de apariția în relație directă a aproape toate mineralele metalice sau nemetalice identificate, de la asociații intramagmatice sau pirometasomatie, pînă la cele caracteristice stadiului epitermal sau zonei de alterație supergenă.

Ocurență și asociații caracteristice:

- în skarne: + magnetit, pirită, bornit, calcozină, digenit, pirotină, mispichel, molibdenit, specularit;
- în banatite: + pirită, molibdenit, magnetit, sfalerit;
- în calcare recristalizate: + tetraedrit, tenantit, sfalerit, galenă, boulangerit, marcasită;
- în brezii tectonice: + pirită, marcasită;
- în zona de alterație supergenă: + covelină, calcozină, bornit, idait, siegenit, millerit, cupru nativ, cuprit, pirită, goethit, lepidocrocit, malachit, azurit.

Mod de prezentare — proprietăți specifice. Observațiile macroscopice relevă variate moduri de prezentare:

- în skarne, sub formă de benzi compacte cu lățimi pînă la 0,5—1 cm, de cuiburi sau plaje umplînd spațiul dintre mineralele de skarn sau diseminată în masa acestora;
- în banatite, ca mineral accesoriu sau sub formă de filonașe și impregnații în zonele sericitizate — silicifiate;
- în calcare recristalizate, ca impregnații sau în benzi fine plan paralele sau concentrice;
- în brezii tectonice, bordînd fragmentele angulare de banatite și calcare sau diseminată în matricea argiloasă.

Analiza chimică: Cu—33,20%; Fe—32,21%; S—34,46% (total 99,87%) indică un conținut în Fe sensibil mai ridicat decît în alte ocurențe cunoscute: 30,92%—St.Agnes, Cornwall (Marea Britanie); 30,60% Sirianovski; Altai (URSS); 31,78% Arakawa (Japonia)—Ivanovici și colab. (1979). Analiza spectrografică a evidențiat pentru elementele minore conținuturi variînd între 45—650 ppm pentru Co; 14—85 ppm Ni; 10—150 ppm Mn; 115—250 ppm As. Unele valori ridicate pentru Bi (3200 ppm), As (3760 ppm), Sn (650 ppm) pot fi puse pe seama unor incluziuni fine de minerale de Bi, As și Sn.

R_{cp} : 487 nm—32,21%; 552 nm—42,08%; 591 nm—44,93%; 658 nm—45,88% (proba 707).

R_{cp} : 487 nm—35,48%; 552 nm—45,76%; 591 nm—47,07%; 658 nm—48,51% (proba 712).

R_{cp} : 487 nm—40,38%; 552 nm—47,74%; 591 nm—49,98%; 658 nm—48,36% (proba 759).

V_{nhcp} : 182 kg/mm² (proba 707); 213 kg/mm² (proba 712).

Valorile reflectivității și microdunității indică o dispersie accentuată care poate fi corelată cu variația conținutului de Fe în diferite probe.

Observațiile microscopice de detaliu au indicat de asemenea o serie de particularități mineralogice, cele mai semnificative dintre acestea referindu-se la anizotropie, macle, deformări, exsoluții.

În multe situații granulele de calcopirită au o anizotropie puternică, anomală, în tonuri verzui-albăstrui și o bireflexie distinctă. După Uytendbogardt și Burke (1971), anizotropia anomală poate fi cauzată de un exces de fier față de raportul stoichiometric indicat în formula mineralului.

Au fost identificate macle după (110) și (111), clivaje și deformări ale acestora. În planșa V, figura 2 este reprodusă partea superioară a unui granul de calcopirită cataclazat, în care se observă îndoirea planelor de macle și clivaj marcate prin filonașe fine de calcozină dispuse preferențial de-a lungul acestor plane.

Relațiile calcopiritei cu celelalte minerale metalice și cu mineralele transparente evidențiază variate raporturi structurale (concreșteri, exsoluții, substituții, pseudomorfoze) și texturale.

În raport cu mineralele componente ale skarnelor, calcopirita alotriomorfă substituie, într-o primă fază, preferențial matricea calcitică, mulind mineralele siliccate (granați, piroxeni, wollastonit, fig. 56 B). În unele cazuri (proba 708) se sesizează contacte zimțate între calcopirită și calcit, în frontul de substituție, ca și insinuarea calcopiritei pe planele de clivaj (110) ale piroxenilor calcici (salit). Aceeași tendință se remarcă și în substituția unor feldspați din banatitele autometamorfozate.

În raport cu mineralele metalice, calcopirita cimentează în mod obișnuit granulele cuhedrale de pirită (pl. V, fig. 4; pl. VI, fig. 1) sau le substituie parțial. Ea substituie de asemenea linneitul de-a lungul planelor de clivaj (fig. 57 A și B; pl. VII, fig. 2).

Relațiile cu multe minerale metalice (bornit, sfalerit, pirotină) sînt ezitante. Ele se pot coroda sau include reciproc, uneori chiar în aceeași probă (exemplu proba 721, pl. VI, fig. 2).

Calcopirita este substituită în general de calcozină (pl. V, fig. 2), de bornit + calcozină (caz în care fascicularizațiile fine ale filonașelor de bornit și calcozină în zona terminală indică clar substituția), de digenit (+ lepidocrocit, goethit) (pl. XI, fig. 2), de covelină (\pm limonit) (pl. XI, fig. 3).

Calcopirita poate să apară de asemenea cu aspectul unor benzi de reacție pe contactul tenantit-enargit (pl. VII, fig. 1). Interesante structuri de exsoluție apar între calcopirită și bornit (fig. 60 D și pl. VIII, fig. 3) și între calcopirită și sfalerit (pl. V, fig. 3; pl. XI, fig. 1). Structuri myrmekitice spectaculoase au fost evidențiate între calcopirită și tetraedrit (pl. VIII, fig. 4), ca și între calcopirită și calcozină.

Texturi ritmice cu caracter coloidal, foarte frumos dezvoltate, în special în zonele marginale ale zăcămintului, au fost surprinse între calcopirită-tetraedrit (pl. X, fig. 1); calcopirită-calcozină (pl. X, fig. 2); calcopirită-bornit (pl. X, fig. 3); calcopirită-digenit (pl. X, fig. 4).

Raporturile geometrice dintre calcopirită și celelalte minerale, caracteristice diverselor parageneze evidențiate, indică prezența mai multor generații de calcopirită, uneori clar evidențiate în aceeași secțiune (pl. V, fig. 3), și stabilitatea acesteia în condiții foarte variate de temperatură, presiune, pH, de la cele caracteristice depozitelor pirometamatice pînă la cele epitermale sau specifice zonelor de oxidație și cimentare.

CALCOZINA — Cu_2S (Cu_9S_5 ; $\text{Cu}_{1,96}\text{S}$). Termenul este de obicei considerat comprehensiv pentru diverse varietăți structurale și chimice. Majoritatea autorilor recunosc trei varietăți polimorfe: cubică — stabilă peste $430 \pm 10^\circ\text{C}$, hexagonală, între 430 și 102°C , și rombică, sub 102°C (Buerger, 1941; Kullerud,

Yund, 1960). Complicațiile compoziționale rezultă din faptul că în realitate calcozina este o soluție solidă a sistemului $\text{Cu}_2\text{S}-\text{CuS}$ (Eitel, 1958, după Park și Diarmid, 1970). Calcozina rombică poate dizolva pînă la 8% CuS iar cea hexagonală 2% CuS . Digenitul $-\text{Cu}_3\text{S}_5$ (sau $4\text{Cu}_2\text{S}\cdot\text{CuS}$) poate acoperi un raport $\text{Cu}:\text{S}$ variabil de la 9:5 pînă la 10:5 (Cu_{10}S sau Cu_2S) (Roseboom, 1960). Raportul $\text{Cu}_{1,96}\text{S}$ corespunde djurleitului.

Ocurență și asociații caracteristice. Calcozina este, alături de bornit, unul din mineralele de cupru pentru care zăcămintul Sasca Montană poate constitui o ocurență remarcabilă, aici fiind identificate toate varietățile polimorfe cunoscute, precum și aspecte structural texturale extrem de interesante.

Principalele asociații sînt:

- în skarne: + bornit, calcopirită, idait, pirită, aur;
- în banatite: + calcopirită, bornit, pirită;
- în calcare recristalizate: + calcopirită, tetraedrit, pirită;
- zona de alterație supergenă: + covelină, calcopirită, pirită, marcasită.

Mod de prezentare — proprietăți specifice

Macroscopic, poate forma agregate masive, de culoare cenușie, cu luciu metalic. Au fost exploatate acumulări tabulare cu lățimea pînă la 1 m. În aceste zone au fost descrise cristale euhedrale cu dimensiuni centimetrice și indivizi maclați după 110 cu aspect pseudohexagonal (Marka, 1869).

Apare deseori sub formă de mase pulverulente de culoare neagră, în skarne sau în calcare recristalizate.

Microscopic, diferitele varietăți de calcozină prezintă aspecte foarte diverse, apărînd ca granule larg dezvoltate, cu clivaj bun după (001) (fig. 56 A); sub formă de filonașe (+calcit) în bornit; de plajă, substituind matricea calcitică a skarnelor; cimentînd granule fracturate de bornit, de pirită și de calcopirită; ca lamele de exsoluție în bornit; formînd concreșteri myrmekitice sau texturi ritmice cu calcopirita.

BORNIT — Cu_5FeS_4 . Deseori se remarcă abateri de la formula teoretică, corespunzînd unor conținuturi mai mari de CuFeS_2 sau de Cu_2S , chiar în cristalele care optic și röntgenografic apar omogene.

După Kraus și Goldberry (1914), compoziția chimică a bornitului variază între Cu_3FeS_3 și Cu_9FeS_8 .

În bornit s-au identificat spectrografic²⁵: Mo, Ag, Ge, Pb, Zn, Ti, Mn (între 0,01 și 0,1%) și Au (0,4 p.p.m.).

Ocurență și asociații caracteristice

Este un mineral reprezentativ pentru zăcămint, atît din punct de vedere cantitativ, cît și prin multitudinea și varietatea relațiilor:

- în skarne: +calcopirită, calcozină, digenit, pirită, pirotină, aur;
- în banatite: +calcopirită, pirită;
- în zona de alterație supergenă: +calcozină, covelină, calcopirită, pirită, linneit, siegenit, millerit, cuprit, malachit, azurit.

Mod de prezentare — proprietăți specifice

Bornitul apare în general în plaje, proaspăt sau cu incluziuni foarte fine de calcozină. Culoarea variază de la roz deschis la roz portocaliu.

R_{bn} : 487 nm—14,75%; 552 nm—17,53%; 591nm—20,52%; 658 nm—24,04%.

²⁵ Analist Protopopescu I., I.G.P.S.M.S., București.

Valorile prezentate au fost obținute pe o probă (707) în care bornitul conținea calcozină fin dispersată. Măsurătorile executate pe suprafața atacată și relustruită a aceleiași probe au dat următoarele valori: 487 nm—19,53%; 552 nm—23,71%; 591 nm—26,73%; 658nm—29,08%. $V_{nh_{bn}}$: 86 kg/mm².

Relațiile sesizate microscopic arată o mare diversitate a formelor de prezentare. Apare astfel în plaje mari, proaspăt sau marcînd o slabă tendință

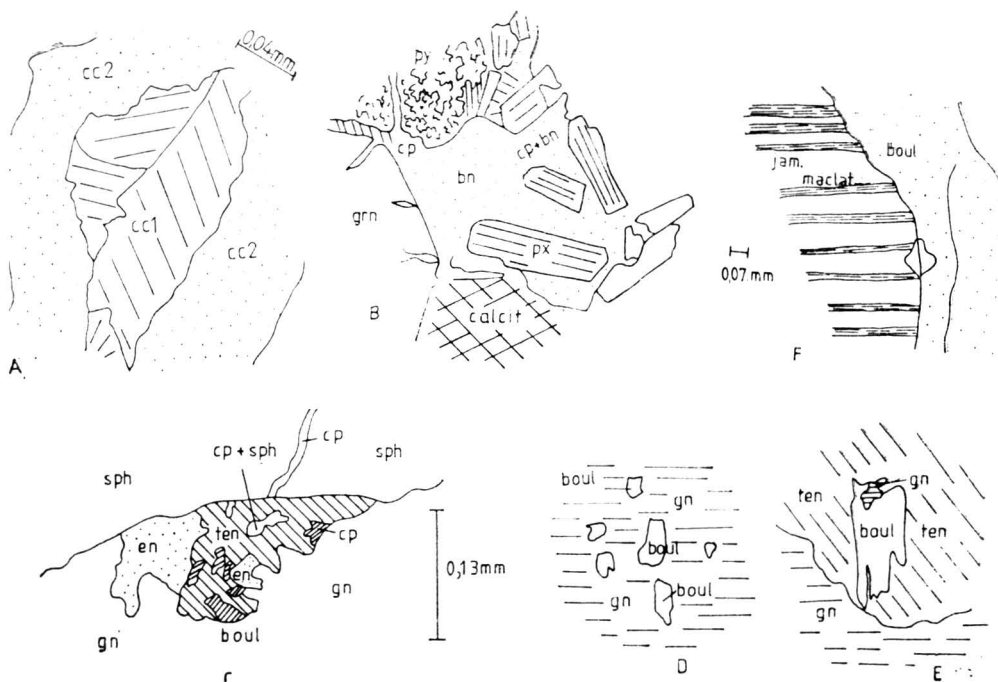


Fig. 56. — Aspecte microscopice ale mineralizației din zăcămintul Sasca Montană. *A*: *cc* 1, calcozină bleu, anizotropă, cu clivaj (001) sub formă de filonașe în masa calcozinei 2; *cc* 2, calcozină alb-gălbuie, masivă, slab anizotropă. *B*: *cp*, calcopirită; *bn*, bornit; *py*, pirită; *px*, piroxen (salit); *gn*, granat (grossular). *C*, *D* și *E*: *en*, enargit; *ten*, tenantit; *boul*, boulangierit; *cp*, calcopirită; *sph*, sfalerit; *gn*, galenă. *F*: *jam*, jamesonit.

de înlocuire pe fisuri fine prin calcozină. Deseori, este fracturat și sfărîmat în granule de dimensiuni reduse, cimentate cu calcozină.

Formează structuri de dezamestec cu calcozina sau calcopirita, ale căror lamele de exsoluție urmăresc planele 110 și 111 ale bornitului și texturi ritmice cu calcopirita, în mase cu aspect botrioidal.

Prezintă incluziuni de aur sau cuprinde relicte de pirotină, deși antipatia bornit-pirotină este bine cunoscută (Ramdohr, 1969).

Substituie sau cimentează granule mici de pirită (pl. IX, fig. 2). Substituie de asemenea linneitul (fig. 57 *A* și *B*; pl. VII, fig. 2) sau siegenitul (fig. 57 *C*). Relația de înlocuire cel mai des întîlnită este bornit-calcopirită,

putându-se sesiza toate fazele de transformare a calcopirită în bornit. Ceea ce ni se pare interesant pentru mineralizația din zăcămintul Sasca Montană este caracterul de instabilitate al bornitului, care tinde să se descompună în calcopirită și calcozină.

Transformarea bornitului în calcopirită marchează o fază intermediară, caracterizată prin formarea idaitului (fig. 57 D; pl. VI, fig. 3 și 4). Sensibi-

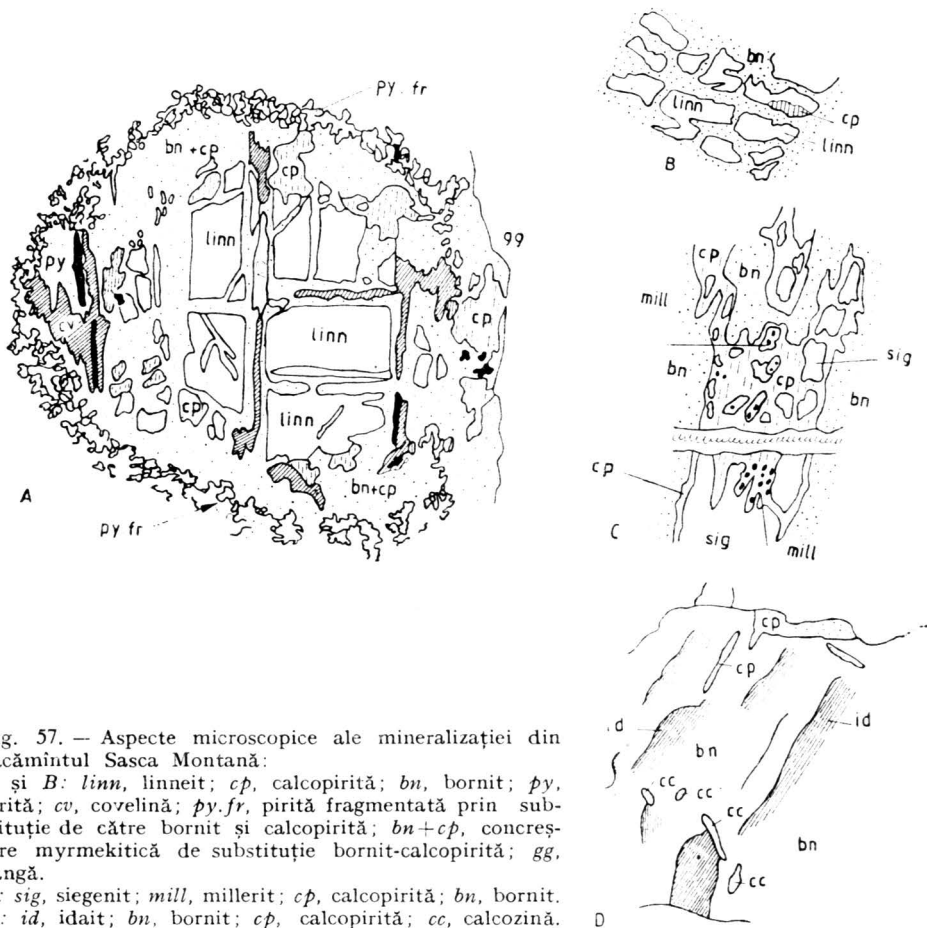


Fig. 57. — Aspecte microscopice ale mineralizației din zăcămintul Sasca Montană:

A și B: *linn*, linneit; *cp*, calcopirită; *bn*, bornit; *py*, pirită; *cv*, covelină; *py.fr*, pirită fragmentată prin substituție de către bornit și calcopirită; *bn+cp*, concreștere myrmekitică de substituție bornit-calcopirită; *gg*, gangă.

C: *sig*, siegenit; *mill*, millerit; *cp*, calcopirită; *bn*, bornit.

D: *id*, idait; *bn*, bornit; *cp*, calcopirită; *cc*, calcozină.

litatea bornitului este evidențiată și de faptul că, în concreșterile bornit-calcopirită, bornitul este înlocuit preferențial de mineralele secundare, exemplu cuarț (fig. 60 D; pl. IX, fig.1).

PIRITĂ — FeS_2 — sistemul cubic

Ocurență și asociații caracteristice:

— în skarne: +calcopirită, magnetit, bornit, calcozină, pirotină, molibdenit, sfalerit;

— în banatite: +calcopirită, magnetit, molibdenit;

— în calcare recristalizate: +calcopirită, tetraedrit, marcasiță, sfalerit, galenă, molibdenit;

- în breccii tectonice: +marcasită, calcopirită;
- în zona de alterație supergenă: + bornit, calcozină, covelină, linneit, cupru nativ, cuprit, goethit, lepidocrocit, malachit, azurit.

Mod de prezentare — proprietăți specifice

Elementele minore dozate în 18 probe de pirită indică valori cuprinse între: 15—380 ppm pentru Ni; 65—2300 ppm Co; 10—168 ppm Mn. Conținuturile în Co se pot grupa în jurul a două maxime corespunzătoare unor valori reduse 65—200 ppm și ridicate 700—900 ppm.

R_{py} : 487 nm—49,95%; 552 nm—54,91%; 591 nm—55,72%; 658 nm—56,43% (probele 717,759,761).

$V_{nh_{py}}$: 1 115 kg/mm² (unele valori obținute care se abat de la valorile medii pot indica după Uytenbogardt, Burke, 1972, diferențe în temperatura de formare).

Apare fie sub formă de cristale bine dezvoltate cu dimensiuni pînă la 1—1,5 cm, fie în mase compacte microgranulare. În diverse asociații prezintă contur euhedral, subhedral, anhedral și chiar forme scheletice (fig. 60).

Gradul de răspîndire a pirită în zăcămint este ridicat, iar relațiile cu mineralele metalice și de gangă, variate.

În general, substituie mineralele de skarn (în special matricea calcitică a acestora) sau magnetitul, fiind substituită de majoritatea sulfurilor, precum și a oxizilor și hidroxizilor din zona de alterație.

Microscopic au fost suprinsse cîteva aspecte caracteristice.

În planșa V, figura 4 sînt redate mai multe moduri de prezentare a pirită în spațiul aceleiași secțiuni lustruite: masivă „curată“, fisurată și microgranulară cimentată cu calcopirită și covelină. Acest aspect de fracturare a pirită, uneori în fragmente de dimensiuni foarte reduse, cimentate ulterior cu calcopirită, bornit, calcozină, covelină, este caracteristic pentru zăcămintul Sasca Montană. Frecvent se pot observa două generații de pirită: pirită II străbătînd agregatul de pirită microgranulară I cimentat cu calcopirită și covelină.

Cristalele mai mari de pirită sînt substituie centripet sau pe fisuri de calcopirită, calcozină și covelină (fig. 60 E și F) sau înglobate în plaje largi de calcopirită; în acest din urmă caz cristalele euhedrale de pirită sînt transformate în goethit și lepidocrocit, iar la contactul cu calcopirită se dezvoltă o lizieră fină de covelină. În mod frecvent, pirită este înlocuită de marcasită, iar în zona de oxidație, de goethit și lepidocrocit. Unele procese de transformare a pirită conduc la forme particulare, de tipul formațiunilor sferoidale sau „în atoli“ (fig. 60 A, B și C; pl. IX, fig. 3).

MARCASITĂ — FeS₂ — sistemul rombic

Ocurență și asociații caracteristice:

- în skarne: +calcopirită, pirită, pirotină, sfalerit;
- în banatite: +calcopirită, pirită, molibdenit;
- în breccii tectonice: +calcopirită, pirită;
- în calcare recristalizate: izolată;
- în zona de alterație: +pirită, cuprit, covelină, goethit, lepidocrocit.

Mod de prezentare — proprietăți specifice

Apare în general cu caracter alotriomorf substituind pirită sau pirotina. În calcarele recristalizate formează agregate sferulitice cu textură

fibro-radiară (pl. VII, fig. 4). Alteori se depune pe fisuri sau apare în geode alături de minerale secundare. În toate cazurile caracterul său tardiv este evident.

BRAVOIT — (Fe, Ni)S₂. Reprezintă un termen intermediar în seria izomorfă FeS₂ — NiS (vaesit), stabil la temperaturi joase (sub 130°C — Kullerud, Yund, 1960). Poate conține și mici cantități de CoS₂ (cattierit).

Ocurență și asociații caracteristice

În zona de alterație supergenă: +pirită, linneit, millerit, covelină, calcozină, calcit.

Mod de prezentare — proprietăți specifice

Apare sub formă de mici cristale euhedrale în care zona centrală (pirită) este bordată de o zonă de culoare ușor roză, anizotropă. Aspectul general este asemănător cu cel al bravoitelor supergene de la Marienburg, R. F. Germania, incluse în gangă de calcit (Maucher, Rehwald, 1962).

SFALERIT — ZnS. Zincul este substituit parțial de Fe (pînă la 10%) — varietățile marmatit și cristofit, de Cd — varietatea psibramit sau de Mn. Miscibilitatea limitată a ZnS cu FeS, cu CuFeS₂ și CuFeSnS₄ conduce la apariția structurilor de exsoluție.

Ocurență și asociații caracteristice

Spre deosebire de alte zăcămintele de contact din provincia Iaramică (Dognecea, Ocna de Fier), la Sasca Montană sfaleritul apare sporadic, în special în calcarele recristalizate din zona externă a zăcămintului:

— în skarne: + calcopirită, pirotină, pirită;

— în calcare recristalizate: + galenă, enargit, jamesonit, boulangerit, calcopirită, pirită, tenantit.

Mod de prezentare — proprietăți specifice

Macroscopic, sfaleritul din calcarele recristalizate prezintă o culoare mai deschisă și tente brun-gălbui, față de sfaleritul din skarne, colorat în nuanțe de negru. Microscopic, în primul caz se remarcă și reflexe interne roșcat-portocalii.

Analiza spectografică indică conținuturi variate în Fe în cele două tipuri de sfalerit: 3000 ppm în marmatite și 150 ppm în varietatea cleiofanică, care conține 6750 ppm Cd. În probele cu sfalerit cleiofanic din calcare au mai fost dozate: Mn—6800 ppm, Pb—3800 ppm, Ag—45 ppm, Ga—250 ppm.

R_{sph}: 487 nm—17,64%; 552 nm—16,58%; 591 nm—16,48%; 658 nm—16,07% (proba 730).

V_{nh,sph}: 138—270 kg/mm².

Apare în general sub formă de plaje mari, asociat cu galenă. Uneori, pe contactul sfalerit-galenă se remarcă granule de enargit, tenantit, boulangerit (fig. 56 C; fig. 58 A; pl. VII, fig. 1). Alteori, filonașe de enargit bordate de tenantit străbat plajele de sfalerit (fig. 58 D) sau apar concreșteri myrmekitoide pînă la subgrafice sfalerit-enargit.

Interesante sînt relațiile sfalerit-calcopirită; secțiunile examinate oferă numeroase exemple de structuri de dezamestec (pl. V, fig. 3; pl. VI, fig. 2).

Uneori, în masa sfaleritului (proba 726) se dezvoltă, în continuarea unor benzi mai late de calcopirită, vinișoare ultrafine (dimensiunea nu depășește 0,0006 mm), care prezintă o bireflexie distinctă cu variații clare ale puterii de reflexie și culorii (vertical: galben strălucitor și R% ≈ calcopiritei; orizontal: cenușiu, brun, verde de măr, R% ≈ sfaleritului (25%) și o anizotropie intensă, vie, asemănătoare cu cea a mackinavitului. Nu este exclus ca aceste vinișoare să reprezinte un produs de tipul Cu₃ZnS₄.

IDAIT — Cu_3FeS_4 . Formula chimică a fost stabilită inițial de Frenzel (1959) sub forma Cu_5FeS_6 — pe baza analogiei cu compusul sintetic similar. Formula: Cu_3FeS_4 a fost calculată de Levy (1967), pe baza analizelor cu microsonda electronică.

Ocurență și asociații caracteristice:

— în zona de alterație a mineralizației cuprifere din skarne: +calcopirită, calcozină, bornit.

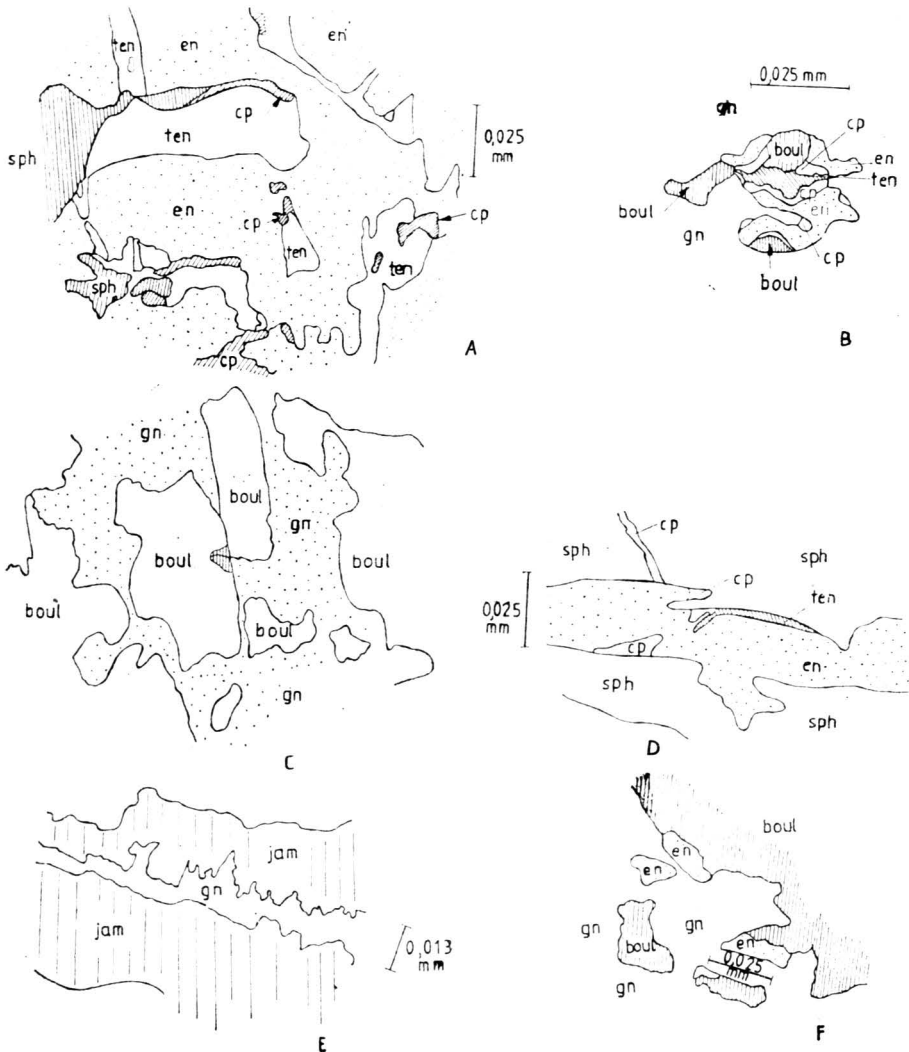


Fig. 58. — Aspecte microscopice ale mineralizației din zăcămintul Sasca Montană: *en*, enargit; *boul*, bournonit; *jam*, jamesonit; *ten*, tenantit; *cp*, calcopirită; *gn*, galenă; *sph*, blendă.

Mod de prezentare — proprietăți specifice

Apare ca produs de descompunere al bornitului inclus sub formă de plaje mari în calcopirită (pl. VI, fig. 3). Idaitul se prezintă sub formă de benzi alungite de culoare roșie-brună (uneori cu slabe tente violacee), bireflexie ridi-

cată (galben-cenușiu-brun roșcat) și anizotropie intensă în tonuri verzui-purpuri. În imersie (ulei), bireflexia devine și mai clară. Benzile de idait mărginite de zone de culoare gălbui-brun se dezvoltă de-a lungul unor fisuri al căror aspect este asemănător tipului „cracks-disease” (pl. VI, fig.4).

Paralel cu benzile de idait se observă lamele de calcopirită și uneori lamele fine, scurte, de calcozină (fig. 57 D; pl. VI, fig. 3 și 4).

Idaitului îi este atribuită atât o geneză hipogenă, cât și una supergenă (Lévy, 1967; Uyttenbogardt, Burke, 1971). Particularitățile structurale ale idaitului de la Sasca Montană pledează net pentru originea supergenă, el formându-se prin descompunerea bornitului în idait și calcopirită (\pm calcozină).

LINNEIT — Co_3S_4 . Compoziția chimică a mineralului poate include Ni în cantități variabile, determinând formarea diferitelor faze mineralogice aparținând grupului linneitului (siegenit, polidimit etc.).

Ocurență și asociații caracteristice:

- în skarne: + bornit, calcopirită, pirită, covelină, tetraedrit;
- în zona de alterație: + calcopirită, millerit, bornit.

Mod de prezentare — proprietăți specifice

Apare sub formă de cristale euhedrale și de granule anhedrale cu clivaj bun după 100 și mai slab după 110 (fig. 57 A; pl. VII, fig. 2). Culoarea alb-crem. Examinat în imersie (ulei), nuanța crem a devenit clară. Izotrop; $R\% \approx$ bornit, calcopirită și pirită. Pe fisurile din linneit de-a lungul clivajelor, după fețele de cub și de octaedru, apar pelicule fine de bornit + calcopirită, care îi conferă un aspect reticulat spectaculos.

Aspectul linneitului din proba 707, dealul Gheorghe (vezi pl. VII, fig. 2) este asemănător cu cel al linneitului din zăcămintul North Lyell, Tasmania (Ramdohr, 1969). Benzile de bornit și calcopirită dezvoltate paralel cu clivajele, din linneit, au fost interpretate în general fie ca lamele de exsoluție, fie ca structură de înlocuire. Relațiile mai complexe sesizate în figura 57 A la proba 701, din dealul Gheorghe reflectă clar substituția linneitului de către o masă fină de bornit și calcopirită (concescute intim sub forma unor myrmekite de substituție) și transformată parțial în covelină. Agregatul descris este limitat concentric de o bandă discontinuă de calcopirită (granule mari anhedrale) și de o bandă cvasicontinuă constituită din pirită fragmentată mărunț și substituită de calcopirită + bornit.

SIEGENIT — $(\text{Ni}, \text{CO})_3\text{S}_4$

Ocurență și asociații caracteristice:

- în skarne: + calcopirită, pirită;
- în zona de alterație: + bornit, calcopirită, millerit.

Mod de prezentare — proprietăți specifice

Aspect asemănător linneitului (contur, clivaje, relief, izotropie) de care se deosebește printr-o nuanță roz caracteristică (Uyttenbogardt, Burke, 1971). În figura 57 C sînt reprezentate granule relicte de siegenit (dintr-un cristal mai mare dislocuit de-a lungul planelor de clivaj) bordate de calcopirită, într-o masă largă de bornit.

Mineralele din grupul linneitului (linneit, siegenit) au o răspîndire limitată. În depozitele metasomatice de contact au fost citate la Azegour (Maroc) și în mina Henderson (Africa de Sud).

Prin dezvoltarea lor spațială și mai ales prin modul de prezentare, zăcămintul Sasca Montană se recomandă ca o ocurență reprezentativă pentru aceste minerale.

MILLERIT — NiS

Ocurență și asociații caracteristice:

— în zona de alterație a mineralizației din skarne: + linneit (siegenit), calcopirită, bornit, pirită, calcozină, covelină.

Mod de prezentare — proprietăți specifice

Conturul xenomorf, uneori prismatic spre acicular. Faptul că în eșantioanele examinate apare inclus în calcopirită a permis relevarea unor proprietăți diagnostice în raport cu aceasta: culoare galbenă, mai deschisă ca a calcopiritei, capacitate de reflexie mai mare decât a calcopiritei, anizotropie intensă și relief mai ridicat decât al calcopiritei. În figura 57 C se poate sesiza asocierea strânsă a milleritului cu siegenitul, pe seama căruia se dezvoltă.

Relațiile de substituție și asociația mineralogică în care a fost identificat la Sasca Montană (linneit — siegenit, calcopirită, pirită, ca minerale primare și calcozină, covelină, ca minerale secundare) concordă, de asemenea, cu tendința cunoscută de dezvoltare a milleritului în zona de tranziție dintre zonele de oxidație și de cimentare (Ramdohr, 1969).

TETRAEDRIT — TENANTIT — $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ — $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$. Formează o serie izomorfă cu miscibilitate continuă, cunoscută în literatura geologică sub denumirea generică de „Fahlerz” sau „fahlore group” ai cărei termeni extremi puri nu există în natură. Formula chimică a tetraedritului este redată de diferiți autori sub forma Cu_3SbS_3 , $\text{Cu}_3\text{SbS}_{3,25}$, Cu_3SbS_4 , $\text{Cu}_8\text{Sb}_2\text{S}_7$, în funcție de raportul Cu/S considerat.

Prezența în cantități remarcabile a mineralelor de tip „Fahlerz” în zăcămintul Sasca Montană conturează o particularitate a acestuia în cadrul zăcămintelor laramice din Banat. O altă particularitate este dată de prezența simultană în zăcămint atît a tetraedritului, cît și a tenantitului (determinate chimic, spectrografic și optic).

Ocurență și asociații caracteristice:

— în skarne: + calcopirită, pirotină, blendă, bornit;
— în calcare recristalizate: + calcopirită, galenă, sfalerit, enargit, bou-langerit, pirită.

Mod de prezentare — proprietăți specifice

Tetraedritul apare uneori în acumulări importante, în cuiburi cu diametrul pînă la 7—10 cm, în care se poate observa tendința unor granule spre aspecte idiomorfe sau de dispunere în benzi cu lățimi de la 0,2 la 0,8 cm.

$R_{(tetr)}$ 487 nm—31,5%; 552 nm—31,2%; 591 nm—31,2%; 658 nm—30,2%;
 $R_{(ten)}$ 487 nm—28,7%; 552 nm—27,6%; 591 nm—26,4%; 658 nm—25,6%.
Pe unele eșantioane (proba 726) s-au obținut valori scăzute: 25,48% (487 nm), 24,8% (552 nm), 24,48% (591 nm), 25,33% (658 nm) care ar putea indica prezența unui mineral din grupa stanninului (koesterit- $\text{Cu}_2\text{ZnSnS}_4$).

Vnh variabilă: 265—380 kg/mm².

Microscopic, s-au examinat în detaliu relațiile tetraedritului și tenantitului cu mineralele asociate. Tetraedritul, a cărui nuanță oliv este uneori clar vizibilă, apare asociat cu galenă și pirită; el formează concreșteri cu galena și substituie pirită, care apare ca relice în masa tetraedritului. Tenantitul apare tipic în asociație cu sfalerit, galenă, calcopirită, enargit, bou-langerit.

Tenantitul se dezvoltă, în general, la limita plajelor de galenă și sfalerit și include granule de calcopirită și enargit.

În alte cazuri se observă cum calcopirita urmărește fidel limita dintre tenantit și enargit (pl. VII, fig. 1).

Tetraedritul (sau tenantitul) formează spectaculoase structuri myrmekitice (pl. VIII, fig. 4) sau texturi ritmice cu caracter coloidal (pl. X, fig. 1) cu calcopirită. Aspectele structurale și texturale sugerează un aport remarcabil de As (Bi) — Cu în stadiul mezotermal, care a condus la o suprapunere a paragenezelor prezentate peste paragenezele pirometasomatice — hipotermale.

Unele relații susțin posibilitatea apariției locale a tetraedritului ca produs de reacție între blendă și calcopirită, invocată, de altfel, de unii autori (Ramdohr, 1969).

Dezvoltarea largă a texturilor ritmice (coloidale) calcopirită-tetraedrit în mineralizația cantonată în calcarele recristalizate, din zona marginală a zăcămintului, indică prelungirea formării mineralelor de tip „Fahlerz” pînă în faza epitermală.

ENARGIT — Cu_3AsS_4 (As poate fi substituit de Sb 7%)

Terminologia mineralelor din grupul enargitului (enargit, famatinit, luzonit, stibioluzonit) a format deseori obiectul unor confuzii în literatura de specialitate. După Strunz (1966, din Ramdohr, 1969), pentru mineralele cu compoziția $Cu_3(As,Sb)S_4$ se iau în considerare seriile luzonit-stibioluzonit (sistemul tetragonal) și enargit-stibioenargit (rombic) al căror chimism este similar, famatinitul fiind scos din uz.

Ocurență și asociații caracteristice:

— în skarne: + galenă, blendă, calcopirită, bornit, pirotină, tenantit, boulangerit;

— în calcare recristalizate: + galenă, tenantit, boulangerit, pirită.

Mod de prezentare — proprietăți specifice

Avînd în vedere variația proprietăților, vom reda în detaliu observațiile efectuate. Enargitul apare sub formă de granule anhedrale sau rotunjite, incluse în sfalerit și galenă sau ca plaje independente, cu incluziuni de sfalerit și pirită.

Culoare cenușiu-brun-roziu, asemănătoare pirotinei, dar cu putere de reflexie mai scăzută; relieful puțin mai ridicat decît al calcopiritei și mai scăzut decît al sfaleritului. Reflexe interne slabe, dar vizibile mai ales atunci cînd masa este microgranulară (proba 726). Anizotropie intensă în culori foarte vii: verde intens-brun-portocaliu-gălbui-slab verzui.

În imersie (ulei) $R^0\%$ scade, culorile devin mai mate, nuanța roză mai clară, reflexele interne mai expresive; nici la acest ordin de mărire nu se observă macle, ceea ce exclude posibilitatea prezenței luzonitului.

Relațiile enargitului cu mineralele asociate sînt foarte variate și interesante (fig. 56 C; fig. 58 A, B, D și F; pl. VII, fig. 1).

Deseori enargitul apare în concreșteri cu diverse minerale metalice. La marginea plajelor de sfalerit sau incluse în acesta apar concreșteri fine enargit-calcopirită-tenantit (fig. 58 A).

Pe fondul enargitului (gazdă) se dezvoltă concreșteri myrmekitoide pînă la subgrafice de enargit/sfalerit ± pirită, calcopirită, boulangerit. La limita concreșterilor enargit/sfalerit cu plajele de sfalerit se observă golfuri și mai rar vinișoare de enargit și sfalerit. Vinișoarele de enargit (late de 0,025 mm) din sfalerit sînt flancate discontinuu de calcopirită sau tenantit (fig. 58 D).

Granule alungite de enargit se dezvoltă la limita boulangerit-galenă. În acest caz tenta roz a enargitului este mult mai pregnantă decât în cazul asociației sfalerit-calcopirită-enargit (fig. 58 F).

BOULANGERIT — $Pb_5Sb_4S_{11}$ — sistemul monoclinic (după Born, Helner, 1960, formula este: $Pb_{18}Sb_{18}S_{33}$ și sistemul rombic).

Ocurență și asociații caracteristice:

- în skarne: + galenă, sfalerit, tenantit, enargit, calcopirită;
- în calcare recristalizate: + galenă, tenantit, pirită.

Mod de prezentare — proprietăți specifice

Cristale prismatice cu tendințe de dezvoltare aciculară incluse în enargit (fig. 58 B) sau tenantit (fig. 56 E); cristale subhedrale alungite cu dispoziție subparalelă incluse în galenă (fig. 56 D); plaje mari incluzând galenă sau enargit ± calcopirită (fig. 58 C); concreșteri cu galenă sau cu galenă ± enargit (fig. 56 C; fig. 58 F).

Culoare alb-cenușiu; în prezența galenei, cenușiu-slab verzui. Relieful asemănător cu al galenei. Capacitatea de reflexie ceva mai scăzută decât a galenei.

Reflexe interne slabe, vizibile doar la granulele mici incluse în plaje de galenă.

Examinând în imersie (ulei), capacitatea de reflexie a scăzut ($R\%$ galenă); s-a observat un slab pleocroism de reflexie alb-cenușiu la cenușiu-verzui; reflexe interne slabe și anizotropie în culori șterse. Nu s-au sesizat clivaje sau macle (fig. 56 F).

JAMESONIT — $Pb_4FeSb_6S_{14}$. Formula chimică mai poate fi scrisă sub forma: $4PbS FeS Sb_2S_3$, în care FeS poate varia de la 1:5 la 1:15; jamesonitul poate conține Bi (substituind Sb) pînă la raportul Bi: S = 1,07: 1 (Bi-jamesonit).

Ocurență și asociații caracteristice:

- în skarne: + calcopirită, tetraedrit, bornit;
- în calcare recristalizate: + galenă, boulangerit.

Mod de prezentare — proprietăți specifice

Apare în granule mari sau plaje intim asociat cu boulangeritul (fig. 56 F) Uneori include filonașe de galenă (fig. 58 E).

Culoare albă. Putere de reflexie ceva mai scăzută decât la galenă; clivaj slab (001). Bireflexie și anizotropie evidente; în imersie (ulei) aceste proprietăți au devenit mai clare. Datorită bireflexiei, culoarea variază în nuanțe de alb-cenușiu-verzui-gălbui; culori de anizotropie gri-albăstrui.

Prezintă macle caracteristice: lamele polisintetice pe o singură direcție, paralelă cu alungirea granulelor (plan de maclă 100). Lamelele pot fi egale ca lățime (fig. 56 F) sau lamele mai groase (0,007 mm), alternînd regulat cu lamele mai înguste (0,003 mm). Configurația maclelor este asemănătoare cu cea a cristalelor de jamesonit de la Arienta de Aroca, Bolivia (Ramdohr, 1969).

Deși jamesonitul este stabil într-un domeniu larg de temperatură și presiune, asociația boulangerit-jamesonit este considerată ca o formație tardivă specifică mineralizațiilor filoniene de tip Pb-Ag-Zn. Acest tip de mineralizație are o răspîndire ca totul subordonată la Sasca Montană, unde apare suprapus mineralizației cuprifere sau dezvoltat în zona marginală a zăcămintului, în calcare recristalizate.

7.2.3. Oxizi — hidroxizi

MAGNETIT — Fe_3O_4 **Ocurență și asociații caracteristice:**

- în skarne: + calcopirită, pirită, molibdenit, bornit, calcozină, pirotină;
- în banatite: + pirită, calcopirită, molibdenit;
- în calcare recristalizate: + pirită, calcopirită, sfalerit.

Mod de prezentare — proprietăți specifice

Macroscopic apare sub forme de indivizi bine cristalizați sau cu contururi rotunjite, cu dimensiuni pînă la 0,6 cm în skarne cu granați sau formează benzi și agregate microgranulare compacte.

Microscopic prezintă contur euhedral, subhedral sau anhedral, sau apare fin granular (0,1—0,5 mm). Apare asociat obișnuit cu calcopirita și pirită. Se dezvoltă în special în skarnele granatiferе, putîndu-se observa diferite stadii de substituție: de la magnetit format pe fisuri pînă la relice de granați în mase compacte de magnetit. Un aspect deosebit îl prezintă magnetitele cu structuri zonare rezultate prin substituția granaților zonați din dealul Gheorghe (pl. VIII, fig. 1). Magnetitul formează de asemenea pseudomorfoze caracteristice după specularit în procesul de muschetovitzare a acestuia.

Magnetitul este la rîndul lui substituit sau inclus în sulfuri, apărînd cel mai adesea sub formă de relice în calcopirită.

HEMATIT — Fe_2O_3 **Ocurență și asociații caracteristice:**

- în skarne: + calcopirită, pirită, molibdenit, calcozină;
- în banatite: + pirită, calcopirită, tetraedrit;
- în calcare recristalizate: + pirită, calcopirită, sfalerit.

Mod de prezentare — proprietăți specifice

Este reprezentat prin varietatea specularit, apărînd sub formă de lamele de culoare cenușiu de oțel cu dimensiuni pînă la 1—1,5 cm, dispuse radiar, în cuiburi sau formînd aglomerări în mase de calcit larg cristalizat ori în geode. Prin pseudomorfoza magnetitului se formează varietatea martit (pl. VIII, fig. 2).

CUPRIT — Cu_2O **Ocurență și asociații caracteristice:**

- în zona de alterație supergenă a mineralizației cuprifere: + cupru nativ, calcozină, bornit, covelină, calcopirită, pirită, malachit, azurit.

Mod de prezentare — proprietăți specifice

Macroscopic are o culoare cenușiu-negricios cu tente violacee și luciu mat. Microscopic, apare sub formă de plaje cu dimensiuni variate de la 0,02 la 0,6 mm. Plajele de cuprit înglobează de obicei lamele fine de cupru nativ și uneori granule mici de calcozină și calcopirită.

GOETHIT — $\alpha Fe_2O_3 \cdot H_2O$ sau $FeHO_2$;**LEPIDOCROCIT — $\gamma Fe_2O_3 \cdot H_2O$ sau $FeO(OH)$;****HIDROGOETHIT**

Cele trei faze apar deseori împreună, formînd cu alți hidroxizi de fier sau sulfați (jarosit) un amestec intim numit obișnuit limonit ²⁶.

²⁶ Existența limonitului ca specie mineralogică este infirmată de aproape toți autorii moderni (Routhier, 1963; Ramdohr, 1969).

Separarea diferiților hidroxizi de fier se face pe baza conținutului diferit în apă: hidrohematit (turgit) = $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 1/2 \text{H}_2\text{O}$; goethit (Nadeleisenerz) și lepidocrocit (Rubinglimer) = $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 1\text{H}_2\text{O}$; hidrogoethit = $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 1 \frac{1}{3} \text{H}_2\text{O}$; xantosiderit = $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; stilpnosiderit = $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

Ocurență și asociații caracteristice:

- în zona de alterație supergenă a mineralizației din skarne: + pirită, calcopirită, covelină, bornit, calcozină, cupru nativ, cuprit, azurit, malachit;
- în banatite autometamorfozate hidrotermale: + pirită, illit, hidrobiotit, clorit, siderit, cuarț.

Mod de prezentare — proprietăți specifice

Macroscopic se prezintă sub formă de agregate pulverulente de culoare brun-roșcată. În unele sectoare ale zonei de oxidație Sasca Română apare asociat cu hidroxizi de mangan (psilomelan) de culoare neagră și străbătut de o rețea de fisuri tapisate cu mici cristale de malachit verde intens, dând frumoase efecte coloristice.

Identificarea diferitelor faze mineralogice a fost realizată pe cale optică, prin analize röntgenstructurale și termodiferențiale.

Microscopic, goethitul și lepidocrocitul apar des asociate, pseudomorfozînd cristale de pirită. Culoarea lepidocrocitului este mai deschisă decât a goethitului, bireflexia mai clară și anizotropia mai puternică. În multe secțiuni lustruite se observă trecerea lepidocrocitului în goethit și dezvoltarea pe fisuri a hidrogoethitului (cenușiu închis) cu reflexe interne brun-roșetice foarte intense.

Lepidocrocitul apare de asemenea pe seama calcopiritei (pl. XI, fig. 2) pe care o substituie de-a lungul fisurilor. Uneori lepidocrocitul și goethitul formează texturi celulare (boxworks), considerate tipice pentru limonitul indigen și legate de prezența cuprului (Bosswell, Blanchard, 1929). La limita lepidocrocit-calcopirită se dezvoltă o zonă intermediară de covelină.

Goethitul prezintă de asemenea texturi ritmice coloidale.

Prin difracția razelor X au fost puse în evidență pe probele din zona de oxidație (712, SR 742, 770, SR 749 etc.) reflexele caracteristice lepidocrocitului (6,20, 3,28, 2,46, 1,93, 1,73 Å) și goethitului (4,19, 2,69, 2,45, 2,18, 1,72 Å) (A.S.T.M., 1962 și Miheev, 1957).

În zona de autometamorfism hidrotermal a banatitelor a fost identificat hidrogoethitul cu reflexele: 3,39, 2,62, 2,09, 2,45, 2,18 Å (vezi fig. 48, proba 349) Hidratarea accentuată a hidroxizilor de fier este marcată de lărgimea la bază a peak-urilor și de particularitățile spectrului de absorbție în I.R. (fig. 49, proba 349).

Separarea diferitelor faze mineralogice în cadrul hidroxizilor de fier a fost facilitată prin studiul cristalinității (gradului de dezordine: Kulp, Trites, 1952), cu ajutorul analizei termice diferențiale. Temperatura peak-ului endotermic (reprezentînd deshidratarea și descompunerea, Smykatz Kloss, 1975) prezintă valori mai ridicate: 411°C la goethit (α FeOOH) — proba 313, fig. 50 față de lepidocrocit (γ FeOOH): 345°C, proba 309, fig. 50. Valoarea ridicată a temperaturii peak-ului endotermic (411°C) la goethitul analizat arată un grad avansat de ordonare comparativ cu valorile standard (Kelly, 1956). Lepidocrocitul prezintă de asemenea un peak exoterm la 470°C

(fig. 50, proba 309), care indică un grad înalt de dezordine a structurii hidroxidului, efectul termic marcînd recristalizarea fazelor puternic dezordonate (Mackenzie, 1952) în condițiile creșterii temperaturii.

7.3. Structurile și texturile mineralizației

Apectul cel mai izbitor și în același timp atrăgător pentru cercetătorul mineralizațiilor din zăcămintul Sasca Montană îl constituie varietatea structurilor și texturilor acestora. Structuri și texturi variate, cunoscute în ocurențe diferite, se suprapun aici, reflectînd pe de o parte diversitatea proceselor genetice implicate în formarea zăcămintului și constituind, pe de altă parte, una din cheile preferate pentru descifrarea acestor procese. În cele ce urmează vom descrie tipurile cele mai semnificative.

7.3.1. Structuri

7.3.1.1. Structuri de dezamestec (exsoluție)

Calcopirită-bornit. Structurile de exsoluție calcopirită în bornit evidențiate în zăcămintul Sasca Montană sînt deosebit de spectaculoase, aspectul lor general fiind asemănător cu cel din ocurențele clasice de la Ida Mine (Namibia), Lautenberg (R. F. Germania) etc.

Formele pe care le prezintă calcopirita separată prin exsoluție în bornit sînt foarte variate și în literatura germană și americană (Schneiderhöhn, 1952; Frenzel, 1959; Schwartz, 1928 și 1951; Kullerud, Yund 1960 ș.a.); s-a apelat la diferite denumiri pentru descrierea lor: lamele, fuse, plăcuțe, flăcări etc. În concreșterile bornit-calcopirită din cadrul mineralizației cuprifere din zăcămintul Sasca Montană (vezi §7.2) s-au sesizat toate aceste tipuri de forme.

Lamelele de calcopirită formate prin exsoluție în bornit se dispun după direcțiile planelor (100), (110) și (111) din bornit, formînd adesea rețele rectangulare sau triunghiulare (pl. VIII, fig. 3). Multe din eşantioanele examinate microscopic arată o trecere de la lamele fine regulate spre forme de flăcări de dimensiuni mai mari dispuse după aceleași direcții și spre incluziuni foarte mărunte, uneori cu aspect globular, dispuse dezordonat sau alcătuiind în ansamblu un sistem ordonat.

Investigații experimentale asupra structurilor de exsoluție bornit-calcopirită au fost efectuate la Schwartz (1928) și Vincent și colab. (1957, în Ramdohr, 1969), care au obținut prin răcire bruscă, după încălzire la 600°C, lamele orientate după trei direcții cristalografice; la o răcire lentă, calcopirita separată, cu forme rotunjite, se dispune neregulat în masa bornitului.

Se pare că forma corpurilor de separare depinde de temperatură și că la Sasca Montană lamelele fine regulate s-au produs prin procese de separare la temperaturi înalte (460—500°C), iar structurile în flăcări la temperaturi medii; în unele rețele pot exista mai multe generații, cele mai tardive avînd dimensiuni submicroscopice.

Calcozină-bornit. Calcozina (digenitul) formează de asemenea separații de diferite forme în bornit, cel mai adesea orientate după două sau trei direcții;

(100), (110), (111). Cercetările experimentale și observațiile practice infirmă pentru aceste situații posibilitatea originii supergene.

Sfalerit-calcopirită. Secțiunile examinate oferă numeroase exemple de structuri de dezamestec sfalerit-calcopirită (pl. V, fig. 3; pl. VI, fig. 2.) Incluziunile „stelate” de sfalerit în calcopirită au forme foarte variate de la izometrice (cruciulițe, romburi, triunghiuri), pînă la aspecte neregulate sau scheletice și dimensiuni de la 0,2 mm la 0,9 mm (pl. VI, fig. 2). Ele au fost considerate de majoritatea autorilor ca produse de exsoluție, limitate restrictiv la depozite de temperatură ridicată. A fost însă invocată și posibilitatea formării, în special pentru incluziunile de dimensiuni mari, prin creșterea scheletică în cursul cristalizării simultane sau ca produs de solubilizare și redepunere a ZnS din CuFeS_2 (Borchert, 1934).

Cercetările experimentale (vezi Park, Mac Diarmid, 1970) au dovedit totuși că și pentru cele mai largi incluziuni naturale cunoscute poate fi luată în considerare posibilitatea formării prin exsoluție. „Steluțe” de calcopirită în sfalerit apar mai rar și au aspect punctiform. În planșa XI, figura 1 cele două situații discutate — incluziuni de sfalerit în calcopirită, respectiv de calcopirită în sfalerit — se pot observa în două granule alăturate.

Structurile de exsoluție au fost recomandate de mulți autori ca „termometre geologice”, pe baza cercetărilor experimentale. Unele estimări contradictorii previn că aprecierea temperaturilor de formare trebuie efectuată cu suficientă prudență.

7.3.1.2. Structuri myrmekitice

Termenul de structură myrmekitică²⁷, împrumutat, ca și cel de structură grafică, din petrologie, derivă din asemănarea aparentă cu structurile myrmekitice din rocile cuarțo-feldspatice sau cu texturile rezultate din cristalizarea eutectică a metalelor. În calcografie sensul este în primul rînd descriptiv, dimensiunea indivizilor concreșcuți fiind mai largă decît la structurile grafice, formele separate avînd contururi sau terminații rotunjite.

În zăcămintul Sasca Montană s-au descris interesante structuri myrmekitice între calcopirită-calcozină, calcozină-bornit și tetraedrit-calcopirită (pl. VIII, fig. 4).

Pentru explicarea apariției structurilor myrmekitice s-au emis diferite ipoteze. O evaluare critică a lor a fost efectuată de Ramdohr (1969), care conchide că aceleași aspecte texturale pot apărea în ocurențe complet diferite. Larga lor răspîndire în zăcămintul studiat le indică caracteristicile pentru metasomatismul de contact, nefiind însă exclusă și acțiunea unor procese hidrotermale tardive sau chiar supergene în formarea lor.

7.3.1.3. Structuri de substituție

Structurile de substituție reprezintă ansamblul cel mai frecvent constituit de relațiile mutuale ale mineralelor metalice și nemetalice din zăcămintul Sasca Montană.

²⁷ Se mai utilizează denumirile subgrafic, granofiric, simplectic, eutectoid, pseudoeutectic corelabile în parte termenului general de „concreșteri synantetice” utilizat de Sederholm.

Multitudinea aspectelor geometrice particulare ale structurilor de substituție examinate este influențată de clivaj, plane de translație, durtate, plasticitate, de stabilitatea chimică și concentrația relativă a componentilor, de temperatură și durata reacției.

Cum este și normal, cel mai clar apare exprimat rolul clivajului și al fracturilor, atît în stadiile incipiente, de exemplu în cazul calcopiritei insinuată pe planele de clivaj ale piroxenilor calcici, sau al calcozinei pe fisuri fine în bornit, cît și în stadiile mai avansate de înlocuire, cînd mineralul substituit este prins într-o rețea aproape completă de neosom. Structuri spectaculoase de acest tip apar prin înlocuirea calcopiritei de către calcozină de-a lungul clivajelor (111) și al spărturilor transversale (pl. X, fig. 2) sau prin înlocuirea linneitului de către bornit și calcopirită pe fisurile paralele cu clivajele (100) și (110) (fig. 57 A; pl. VII, fig. 2), acestea din urmă prezentînd o asemănare izbitoare cu structurile clasice de la Mt. Lyel, Tasmania, reproduse de Ramdohr (1969). Aspecte geometrice deosebite apar și prin înlocuirea calcitului de-a lungul planelor de clivaj paralele cu fețele de romboedru, creîndu-se structuri dendritice de tipul celor separate de Grigorieff (1928, după Ramdohr, 1969).

În substituțiile accentuate, mineralul înlocuit rămîne doar sub formă de relicte care pot avea contur anedral, subhedral, uneori chiar euhedral. Cu caracter de relict apar: pirita în calcopirită — aceasta fiind la rîndul ei transformată parțial în calcozină; în bornit și covelină (pl. VI, fig. 1) sau asociată cu calcit; pirita în pirotină; pirită în calcozină + covelină (fig. 60 E și F); bornit în calcozină (pl. V, fig. 1); calcopirită + bornit în calcozină.

Structurile create prin substituție au uneori caracterul unor structuri insulare sau celulare; ele apar frecvent în zona de alterație supergenă. În planșa XI, figura 2 se poate urmări relația calcopirită-digenit-lepidocrocit-hidrogoethit (proba 770 — Sasca Montană). Calcopirita se descompune plecînd de la fisuri și se transformă în digenit. Conținutul de fier al calcopiritei se hidrolizează și rămîne sub formă de $\text{FeO}(\text{OH})$ sau $\text{Fe}(\text{OH})_3$ în fisuri, creînd relații de înlocuire asemănătoare cu cele de la Silberner Mann, Harz (Oelsner, 1965). În cazul ilustrat în planșa XI, figura 3 (proba 712), la limita granulelor relicte de calcopirită transformate în limonit (goethit, lepidocrocit) se dezvoltă o zonă intermediară de covelină. În final se ajunge la agregate de limonit (goethit, lepidocrocit, hidrogoethit) cu o structură celulară (boxworks)²⁸ în care formele celulelor sînt relativ regulate, avînd obișnuit un contur angular. Texturile celulare sînt tipice pentru limonitul indigen, formarea unor zone de limonit indigen sau transportat fiind legată de prezența, respectiv absența cuprului (Bosswell, Blanchard, 1929).

Efectul altor factori activi în procesul de substituție conduce la apariția unor structuri zonare, cum sînt cele rezultate din înlocuirea granaților zonați cu magnetit și ulterior hematit (pl. VIII, fig. 2) sau la substituția selectivă a matricei calcitice din skarnele granato-piroxenice de către calcopirită (și/ sau bornit) (fig. 56 B).

Interpretarea genetică a structurilor de substituție cere, după cum au remarcat o serie de autori, experiență și adesea intuiție, chiar dacă procesul sau secvența paragenetică sînt în ansamblu cunoscute. În relațiile de substituție sesizate în zăcămintul Sasca Montană se observă deseori abateri de la linia obișnuită a succesiunilor de înlocuire. Astfel, nu numai calcopirita este

²⁸ Termenul boxworks a fost generalizat pentru aceste structuri (Routhier, 1963).

substituită de bornit și bornitul de calcozină, ca în exemplele menționate anterior, dar apar și cazuri de substituție inversă acestei ordini, în special în zona de alterație supergenă. O tendință de transformare interesantă și în mare măsură tipică pentru acest zăcămint este trecerea bornitului în calcopirită. Această înlocuire, mai accentuată în jurul fisurilor de contracție („crack-disease“) din bornit, se face prin intermediul idaitului, ca produs tranzitoriu (fig. 57 D; pl. VI, fig. 3 și 4).

7.3.1.4. Structuri de pseudoexsoluție

Un caracter mai aparte prezintă așa-numitele structuri de pseudoexsoluție, pentru care reprezentativ este aspectul redat în figura 60 D și în planșa IX, figura 1, unde apar sub forma unor structuri grafice regulate, în care lamelele de calcopirită sînt dispuse sub forma unei rețele rectangulare în cuarț. În figura 60 D este reprodus și un sector limitrof al aceleiași probe (717), în care se poate sesiza direct stadiul incipient de înlocuire a bornitului, concrescut cu calcopirită, prin cuarț, aceasta din urmă nefiind afectată. La formarea structurii discutate concurează deci două procese genetice: inițial o separare a lamelilor de calcopirită în bornit după planele (100), (110), urmată de o substituție selectivă a bornitului prin cuarț.

7.3.2. Texturi

7.3.2.1. Texturi ritmice

Texturile ritmice sînt foarte răspîndite în mineralizațiile din zăcămintul Sasca Montană. Apar în special în zona externă a skarnelor, spre contactul cu calcarele, în calcarele recristalizate și în zona de alterație supergenă. Sînt constituite prin alternarea unor benzi fine sau mai largi, formate din diverse minerale metalice: calcopirită — tetraedrit (pl. X, fig. 1); calcopirită — calcozină (pl. X, fig. 2); calcopirită — bornit (pl. X, fig. 3); calcopirită — digenit (pl. X, fig. 4); goethit — lepidocrocit. După cum se vede, calcopirită este foarte des prezentă în diverse combinații de minerale.

Formele rezultate prezintă contururi extrem de variate: botrioidal — reniforme, cum sînt texturile bornit-calcopirită (pl. X, fig. 3), asemănătoare cu cele de la Redruth, Cornwall, sau calcopirită-tetraedrit, calcopirită-calcozină (pl. X, fig. 1, respectiv fig. 2), circulare și ovale (goethit) și chiar aspecte de crizantemă. Uneori pot apărea combinații de contururi geometrice și colormorfe (pl. X, fig. 4).

Texturile ritmice corespund ca aspect și ocurență texturilor coloidale incluse în grupul al doilea al clasificării genetice a structurilor și texturilor a lui Schneiderhöhn (1952, 1958) și considerate ca precipitate din soluții coloidale la „temperatura camerei“. Grigorieff (în Ramdohr, 1969) le denumește metacoloïdale, considerîndu-le relice, situația lor originală fiind însă estompată de diferite circumstanțe ulterioare. Într-adevăr, mecanismul precipitării coloidale în natură și al conversiunii fazelor rezultate în starea cristalină este complex și greu de precizat în toate situațiile întîlnite. În orice caz, foarte largă răspîndire a acestor texturi (specifice mai ales mineralelor de gangă)

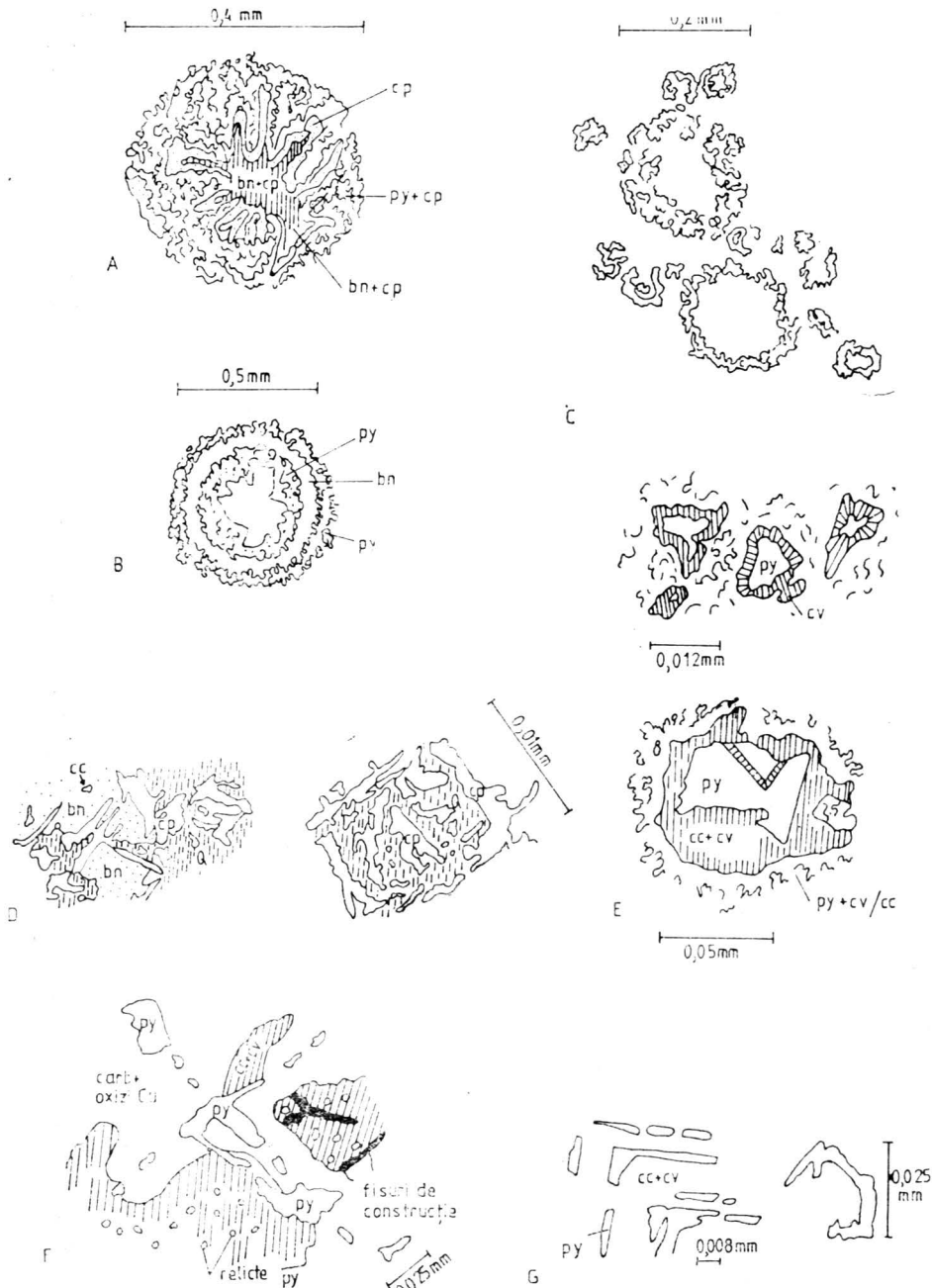


Fig. 60. — Aspectele structurale și texturale ale mineralizației: A și B, Structuri de substituție: *py*, pirită; *cp*, calcopirită; *bn*, bornit; *py-cb*, pirită „cimentată” cu carbonați de cupru. C, Atoli de pirită. D, Structuri de dezamestec → substituție: *bn*, bornit; *cp*, calcopirită; *cc*, calcozină; *Q*, cuarț. E și F, Structuri de substituție: *py*, pirită; *cc*, calcozină; *cv*, covelină. G, Cristale scheletice de pirită.

În mineralizația unui zăcămint metasomatic de contact și circumstanța antrenării unor minerale cunoscute ca formate la temperaturi mai ridicate (digenit) ni se par aspecte demne de relevat în contextul situațiilor descrise până în prezent în literatura de specialitate.

7.3.2.2. *Texturi concentrice*

Texturile „în atoli“ sînt reprezentate prin formațiuni concentrice de pirită, uneori cu contur perfect circular, al cărui interior, în secțiunile lustruite examinate, este ori liber, ori ocupat, fie de minerale de gangă (calcit), fie de calcopirită, care constituie în general masa minerală care înglobează acești atoli (fig. 60 C).

Structura atolilor de pirită este foarte fină și ea poate fi observată în imersie (vezi detaliul din pl. IX, fig. 4).

Texturile sferoidale — prin frecvența cu care apar — reprezintă o particularitate notabilă a mineralizației din zăcămintul Sasca Montană. Sînt localizate în special în skarne granatiferе. Au dimensiuni microscopice și sînt constituite din pirită masivă, uneori lamelară (lamellele dispuse radiar), sau cel mai adesea din pirită microgranularizată (fig. 60 A și B; pl. IX, fig. 2). În proba reprodusă în microfotografia din planșa IX, figura 2, se observă cum microgranulele de pirită sînt cimentate cu bornit sau de o concreștere foarte fină bornit + calcopirită cu o culoare intermediară între bornit și calcopirită. Unele aspecte mai complicate, cum sînt cele desenate în figurile 60 A și B, capătă forma unei „flori“, în care zona centrală, alcătuită din bornit-calcopirită, este înconjurată de pirită microgranularizată cimentată cu carbonați de cupru, iar „petalele“ sînt bordate de calcopirită (fig. 60 A). Alteori, în jurul sferelor concentrice există o centură continuă de bornit + calcopirită și/sau minerale de gangă (fig. 60 B).

Originea și semnificația acestor spectaculoase texturi sînt discutabile. Cei mai mulți autori atribuie formațiunile sferoidale de acest gen tipului „mineralized bacteria“ sau „framboide“ (vezi și Superceanu, 1969). În accepțiunea originală (Love, 1964), aceste forme sînt legate de coprecipitarea unui material organic; după Ramdohr (1969), cel puțin o parte a texturilor de acest tip au însă o origine hidrotermală. Un examen comparativ minuțios al aspectului microscopic al texturilor sferoidale de pirită din zăcămintul Sasca Montană cu imaginile texturilor tip „mineralized bacteria“ din ocurențele clasice de la Meggen (Westfalia), Tilkerode (Harz), Rammelsberg (Harz), reproduse de Oelsner (1965), arată că acestea diferă atît prin dimensiuni, cît și prin structură, în special prin absența în cazul texturilor de la Sasca Montană a diviziunii septariene a interiorului sferoidelor.

În ampla lucrare dedicată structurilor și texturilor minereurilor, de Betehtin și colab. (1964), astfel de texturi sferoidale sînt considerate coloidale. Nici această interpretare nu răspunde însă convingător la particularitățile texturilor descrise de noi.

G. Udubașa²⁹, care a întâlnit aspecte asemănătoare în zăcămintul Vorța (Munții Metaliferi), consideră că este vorba de o coroziune și substituție selectivă a granulelor de pirită de către calcopirită și bornit. Într-adevăr, formele scheletice cu contururi patratice par să sprijine ideea unei dizolvări preferențiale care urmărește în sens invers direcțiile de creștere a acestor granule. Este probabil că o oarecare neomogenitate compozițională a determinat instabilitatea lor deosebită în momentul formării asociației bornit + calcopirită.

²⁹ Raport geologic, 1980.

Evaluarea statistică a caracteristicilor chimico-mineralogice

„Dacă în loc să vorlim am calcula, multe dispute s-ar încheia mai repede“

Leibniz

Pentru stabilirea caracteristicilor cantitative ale mineralizației au fost prelucrate 5 630 de date mineralogice și chimice obținute prin analiza microscopică și chimică a unor probe recoltate sistematic în profile transversale pe structură³⁰. Datele privind principalele minerale metalice: calcopirită — pirită — magnetit și conținuturile chimice pentru cupru, fier și sulf au fost grupate pe tipurile principale de roci-gază — skarne, banatite, calcare recristalizate — și raportate pe verticală la patru orizonturi reper. Calculele efectuate au avut în vedere stabilirea frecvenței tipurilor petrografice, a frecvenței mineralelor principale ale mineralizației și a variabilității conținuturilor de Cu, Fe și S în zăcămint. O parte a calculelor a fost efectuată la calculatorul electronic I.C.L. 1905 de la Centrul de calcul electronic al Direcției centrale de statistică, utilizându-se o serie de programe în limbaj FORTRAN.

8.1. Evoluția tipurilor petrografice

Valorile obținute din prelucrarea datelor analizelor petrografice pentru 3 profile paralele V—E în sectorul Știnapari indică predominarea banatitelor (56,3%), a skarnelor (24,8%) și a calcarelor recristalizate (13,2%), urmate subordonat de formațiunea de brechie tectonică (4,3%), corneene și cuarțite secundare (1,4% împreună).

Frecvența de asociere, stabilită prin numărul de secvențe adiacente tipului petrografic considerat, relevă asociația banatit — skarn — calcar

³⁰ Pentru datele mineralogice și petrografice s-a efectuat integrarea a 160 de secțiuni lustruite și analiza microscopică a 350 de secțiuni subțiri, executate pe probe colectate de noi, din lucrările miniere deschise și probate anterior de I.P.E.G. „Banatul“. Ca date chimice s-au utilizat 4 800 de analize chimice parțiale, din documentația I.P.E.G. „Banatul“ (Slabu și colab., raport geologic, 1972), executate în laboratoarele I.G.P.S.M.S., pe un număr de 2 400 de probe.

În cazul mineralizației din skarne s-a probat în întregime zona de contact, considerată în ansamblu corp mineralizat; în cazul mineralizației din banatite și din calcarele recristalizate s-au probat doar fisurile mineralizate și o zonă restrinsă, de influență, în jurul acestora. Probarea s-a efectuat din metru în metru.

recristalizat, ca fiind caracteristică pentru zăcămint. Peste 90% din secvențele adiacente oricăreia din aceste tipuri petrografice sînt reprezentate prin celalte tipuri considerate.

8.2. Frecvența mineralelor caracteristice mineralizației

În zona testată — Știnapari, determinările cantitativ procentuale, efectuate prin integrarea microscopică a 160 de secțiuni lustruite, indică predominarea în cadrul mineralizației, a paragenezei pirită-calcopirită-magnetit (91%), alături de care apar subordonat bornit (3%), calcozină (2%), molibdenit (1%), alte minerale metalice (3%). Valorile procentuale în probele analizate recalculat pentru pirită-calcopirită-magnetit au fost proiectate în diagrame ternare Py—Cp—Mt construite pentru tipuri de roci și pe orizonturi (fig. 61 și 62). Examinarea acestora relevă caracterul predominant piritos al mineralizației, predominarea piritei și a calcopiritei în banatite, a piritei (marcasite) în calcare și dezvoltarea preferențială a magnetitului în skarne. La cele 4 orizonturi, domeniile de variație ale conținuturilor sînt apropiate,

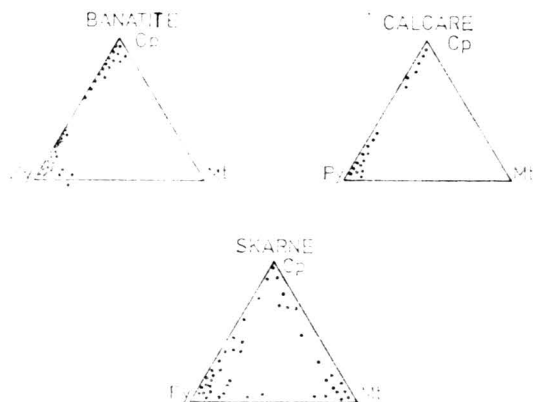


Fig. 61. — Diagrame Py—Cp—Mt obținute pe baza integrărilor microscopice ale mineralizației din principalele tipuri petrografice.

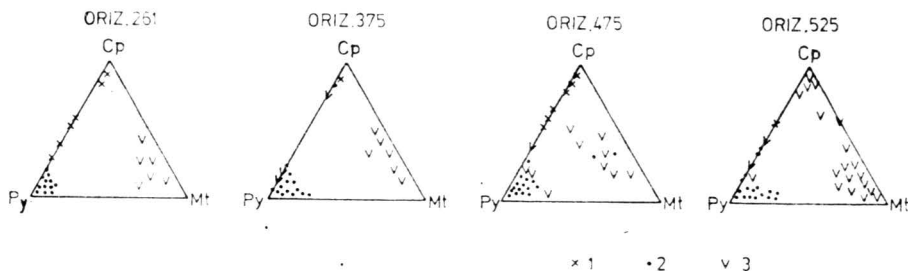


Fig. 62. — Diagrame Py—Cp—Mt obținute pe baza integrărilor microscopice ale mineralizației de la diferite orizonturi ale zăcămintului Sasca Montană (Sectorul Știnapari): 1, mineralizația din banatite; 2, mineralizația din calcare; 3, mineralizația din skarne.

conținuturilor mai mari ale magnetitului la orizonturile superioare corespunzând unei dezvoltări mai mari a skarnelor în zonele de apofiză ale magmatitelor.

Compozițiile normative pentru pirită-calcopirită-magnetit, calculate din analizele chimice³¹ (1 089 de analize), au fost proiectate în diagrame ternare cu linii de izoconținuturi, construite în mod similar pentru diferite tipuri de roci și orizonturi (fig. 63).

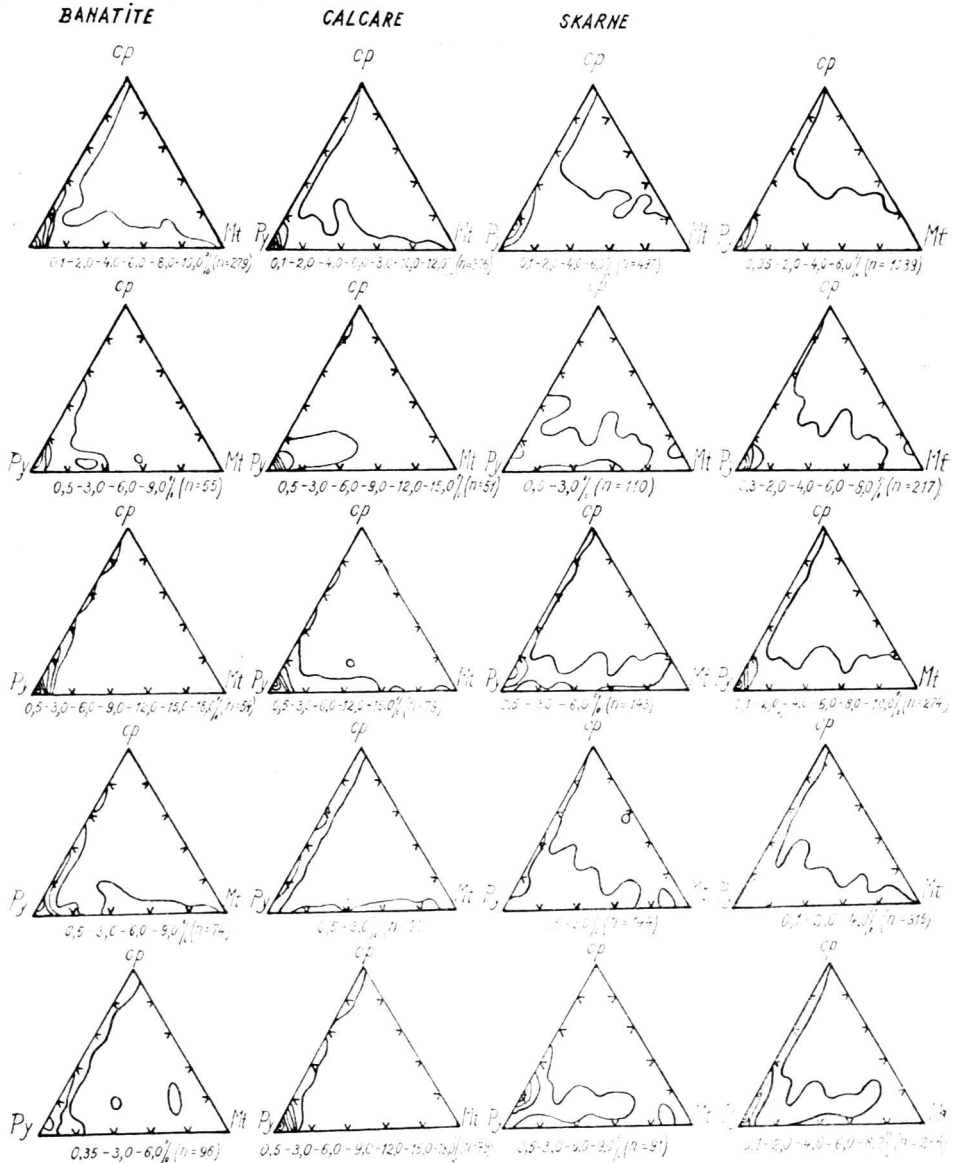


Fig. 63. — Diagrame Py—Cp—Mt obținute pe baza analizelor chimice ale mineralizației din principalele tipuri petrografice ale zăcămintului Sasca Montană (Știnapari).

³¹ Calculele stoichiometrice pentru determinarea sulfurilor indică, în cazul unor probe, prezența unor minerale în care proporția Cu/S este mai mare decât cea corespunzătoare calcopiritei. Spațial aceste probe corespund acumulărilor locale de calcozină. Excesul de sulf a fost corelat cu zonele de ocurență ale molibdenitului.

Pe tipuri de roci, maximumul de frecvență pentru banatite și calcare cade în vârful Py, iar pentru skarne pe latura Py—Cp (16% Cp—84% Py). Se confirmă, de asemenea, tendința de creștere a frecvenței magnetitului în skarne. Pe ansamblul zăcămintului se menține caracterul piritos³², maximumul de frecvență fiind tot în vârful Py, dar se manifestă și tendința unei frecvențe mai mari în magnetit, imprimată de concentrarea mai mare a acestuia în skarne.

8.3. Frecvența elementelor chimice caracteristice mineralizației

Pentru caracterizarea chimică a mineralizației s-au calculat parametri statistici ai principalelor elemente chimice (Cu, Fe, S), media aritmetică \bar{X} , abaterea medie patrată s și coeficientul de variație V , urmărindu-se variația acestora pe tipuri de rocă (tabelul nr. 31), pe tipuri de rocă și pe orizonturi (tabelul nr. 32).

Tabelul nr. 31

Parametrii statistici ai Cu, Fe și S pentru tipurile petrografice din zăcămintul Sasca Montană

		N	X _m	X _M	d.n			d. lg n		
					X	s	V%	X	s	V%
Banatite	Cu	596	0,01	4,62	0,31	0,58	186,2	0,35	1,27	361,5
	Fe	306	0,01	42,03	3,48	4,46	128,4	4,15	7,43	179,0
	S	295	0,01	42,36	7,99	8,05	100,8	10,42	20,13	193,1
Calcare	Cu	922	0,01	5,39	0,34	0,68	198,4	0,38	1,99	518,1
	Fe	357	0,01	42,56	3,92	4,80	122,3	4,60	9,06	196,7
	S	360	0,01	41,61	11,13	8,07	72,5	15,05	25,85	171,8
Skarne	Cu	858	0,01	6,89	0,58	0,59	100,9	0,73	1,48	202,9
	Fe	554	0,20	53,03	5,28	5,30	100,4	5,38	5,76	107,2
	S	525	0,22	37,33	6,81	6,05	88,8	7,16	8,14	113,7

8.3.1. Tipul de distribuție pentru Cu, Fe și S

Distribuția statistică a conținuturilor s-a stabilit pentru intervale egale logaritmice, a căror extindere d a fost determinată cu ajutorul funcției lui Sturges:

$$d = \frac{\lg X_{\max} - \lg X_{\min}}{1 + 3,322 \lg N} \quad (27)$$

în care $\lg X_{\min}$ și $\lg X_{\max}$ sînt logaritmiile valorilor extreme dintr-un șir de conținuturi avînd N valori (Șarapov, 1968).

³² Participarea calcopiritei este însă mai mare decît în zăcămintul Moldova Nouă (Valea Mare), vezi datele prezentate pentru acesta din urmă de Ianovici și colab. (1969).

Tabelul nr. 32

Parametrii statistici ai Cu, Fe și S în săcămlatul Sasca Montană pe brizonturi și tipuri petrografice

Tipul petrografic		Orizontul		261							375										
				N	X _m	X _M	d.n.			d. lg n			N	X _m	X _M	d.n.			d. lg n		
							\bar{X}	s	V%	\bar{X}	s	V%				\bar{X}	s	V%	\bar{X}	s	V%
Banatite	Cu	250	0,01	4,62	0,42	0,78	188,6	0,50	2,52	500,0	124	0,01	2,40	0,29	0,40	139,8	0,36	1,19	331,2		
	Fe	103	0,20	28,06	3,83	4,68	122,1	3,62	3,77	103,9	75	0,02	42,03	4,64	6,44	138,6	5,76	13,19	229,2		
	S	103	1,22	35,88	9,72	8,66	89,1	9,76	9,77	100,2	74	0,29	42,36	9,29	8,98	96,6	10,75	17,24	160,3		
Calcare	Cu	248	0,01	2,20	0,21	0,39	180,8	0,23	0,78	345,6	408	0,01	5,39	0,48	0,91	189,6	0,60	4,58	762,9		
	Fe	90	0,08	17,23	3,47	3,51	101,2	4,02	7,06	175,5	130	0,13	21,13	3,30	4,08	123,7	3,18	4,38	137,9		
	S	92	0,83	24,62	9,97	5,41	54,3	10,51	8,22	78,18	131	0,71	41,61	13,73	8,48	61,7	15,26	16,85	110,5		
Skarne	Cu	140	0,01	2,28	0,60	0,47	77,6	0,75	1,35	179,1	338	0,01	6,89	0,60	0,74	124,1	0,74	1,80	143,0		
	Fe	92	0,20	22,06	4,81	3,74	77,8	5,29	6,08	114,9	160	0,47	53,03	4,91	6,69	136,3	4,67	5,19	111,0		
	S	92	0,73	22,20	5,97	4,08	68,3	6,18	5,22	84,5	165	0,23	32,42	8,16	6,60	80,8	8,87	10,88	122,1		

Tipul petrografic		Orizontul		475							525										
				N	X _m	X _M	d.n.			d. lg n			N	X _m	X _M	d.n.			d. lg n		
							\bar{X}	s	V%	\bar{X}	s	V%				\bar{X}	s	V%	\bar{X}	s	V%
Banatite	Cu	96	0,01	2,52	0,23	0,38	163,6	0,27	0,91	338,8	126	0,01	2,01	0,19	0,28	145,8	0,21	0,44	209,4		
	Fe	58	0,01	7,13	2,46	1,83	74,4	3,05	4,64	151,8	70	0,01	11,74	2,54	2,24	88,2	4,28	11,46	268,0		
	S	58	0,01	37,33	7,15	7,26	101,6	8,95	14,25	159,2	60	0,01	23,54	4,23	4,50	106,4	8,38	32,59	388,6		
Calcare	Cu	126	0,01	1,39	0,20	0,34	166,2	0,21	0,71	330,7	140	0,01	22,34	0,30	0,44	144,7	0,44	2,14	483,0		
	Fe	84	0,01	42,56	4,93	7,48	131,4	7,91	25,21	318,6	53	0,01	19,50	4,63	4,98	107,5	6,14	14,24	231,9		
	S	84	0,01	40,72	8,71	8,74	100,4	18,29	75,03	410,2	53	0,01	38,43	10,51	8,21	78,1	4,35	23,62	164,5		
Skarne	Cu	180	0,01	2,18	0,62	0,44	71,4	0,77	1,20	155,4	200	0,01	2,52	0,52	0,47	92,1	0,63	1,20	191,1		
	Fe	155	0,29	22,10	4,82	4,05	84,2	4,99	5,18	103,8	147	0,70	40,33	6,45	5,44	84,3	6,55	6,08	92,9		
	S	155	0,24	37,33	6,79	6,70	98,7	7,12	8,92	125,2	113	0,22	29,31	5,56	5,21	93,9	5,80	6,00	103,5		

Testarea concordanței distribuțiilor statistice cu legea normalității sau lognormalității ($H_0: d, n$ sau $d, \lg n$) s-a efectuat prin metoda momentelor (Ianovici, Dimitriu, 1966).

Histogramele distribuției Cu, Fe și S pe tipuri de roci-gazdă ale mineralizației (fig. 64) relevă o tendință generală spre lognormalitate.

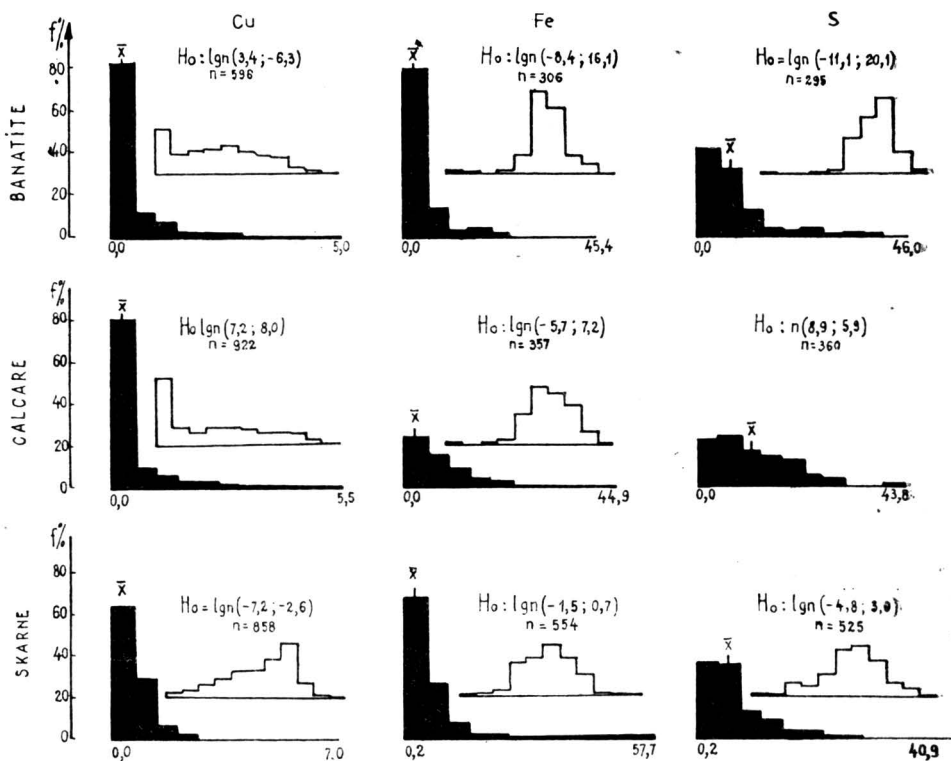


Fig. 64. Histograme de frecvență pentru Cu, Fe și S din principalele tipuri de roci.

Cuprul prezintă o distribuție lognormală, în cazul mineralizației din banatite și calcare, având aspect bimodal.

Fierul are aceeași tendință de lognormalitate, histogramele de frecvență în scară logaritmică fiind mai apropiate de alura de clopot decât în cazul celorlalte elemente.

Sulfurul prezintă tendința spre lognormalitate în banatite și skarne, în timp ce pentru mineralizația din calcare recristalizate indică o tendință spre normalitate.

Histogramele distribuției principalelor elemente metalice din mineralizație pe tipuri de roci-gazdă și pe orizonturi (fig. 65) arată în ansamblu aceeași tendință spre lognormalitate, cu câteva excepții: Fe și S din banatitele de la orizontul 475 și S din calcarele recristalizate (orizonturile 261, 375, 525).

Tendința generală spre distribuție lognormală remarcată pentru elementele metalice din zăcămintul Sasca Montană contrastează cu tendința de abatere de la lognormalitate caracteristică pentru zăcămintul Moldova Nouă (Suvorov) — Ianovici și colab. (1969), Gheorghită (1975). Menționăm că

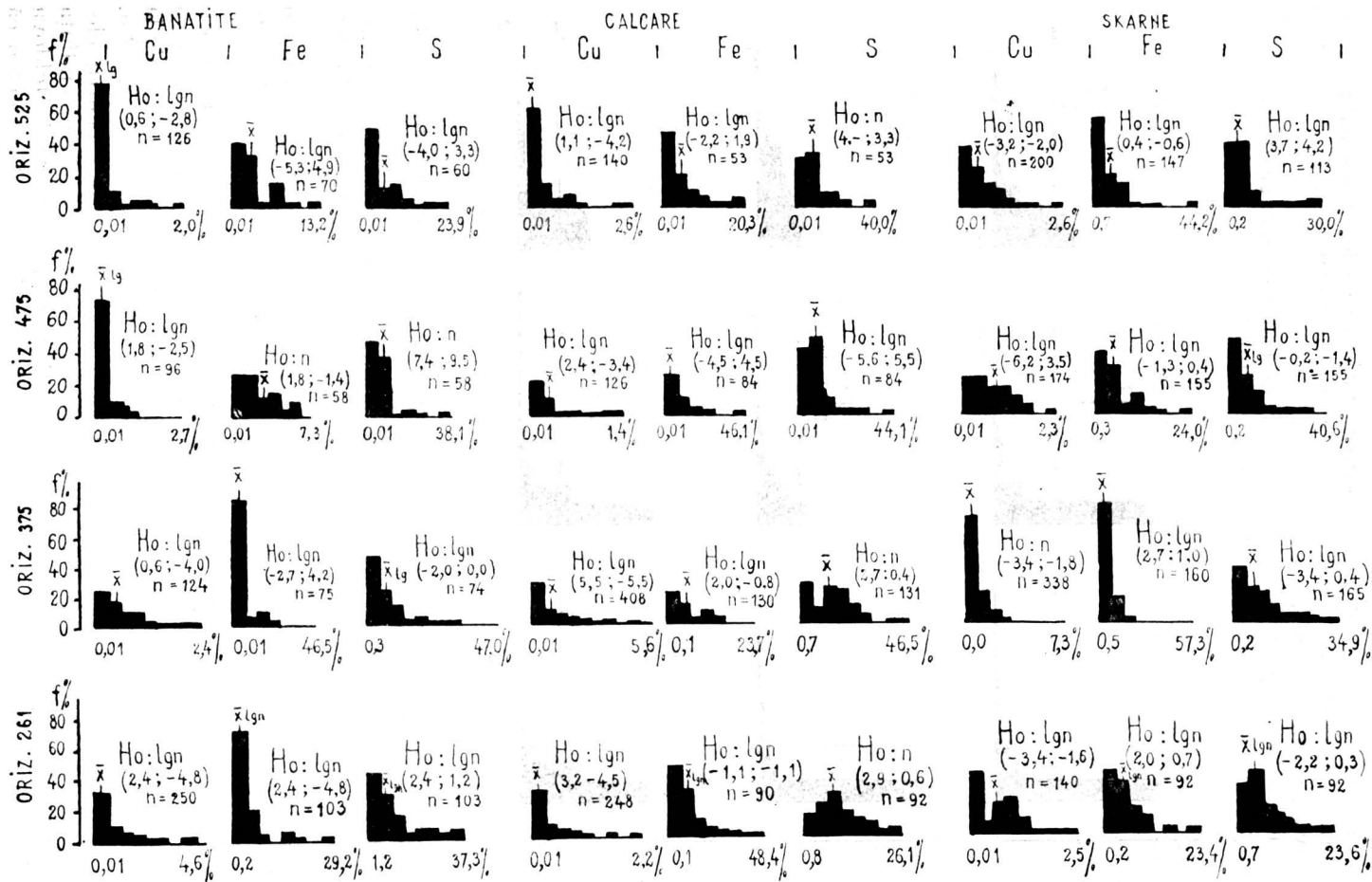


Fig. 65. — Histograme de frecvență pentru Cu, Fe și S pe tipuri de roci și orizonturi.

alurile histogramelor, atât logaritmice cât și aritmetice, pot fi influențate de prezența unor conținuturi de S fie prea mari (calcare recristalizate), fie prea mici (banatite).

Potrivit modelului geochimic al lognormalității, în corespondență cu legea efectului proporțional care generează această distribuție (după Ianovici și colab., 1969), abaterile de la alura de clopot, proprie distribuției lognormale, indică prezența în mineralizație a mai multor minerale purtătoare ale aceluiași element sau a mai multor generații ale aceluiași mineral. Cazurile de normalitate sugerează în opoziție prezența unui mineral dominant. Urmărind în această idee comportarea sulfului se poate reține ideea unui număr mai redus de minerale de sulf în banatite și skarne și mai mare în calcare recristalizate, ceea ce ar putea corespunde cu prezența unor sulfosăruri variate în mineralizația din calcarele recristalizate de la Sasca Montană. Asimetria puternică de dreapta remarcată la sulful din banatite ar putea indica un proces întrerupt brusc (secvența finală după care nu se mai depune nimic) corespunzător mineralizației asociate alterațiilor hidrotermale.

8.3.2. Media și dispersia Cu, Fe și S în zăcămint

Conținuturile medii (\bar{X}) și coeficienții de variație (V) ai Cu, Fe și S sînt calculate pentru mineralizația din diferite tipuri de roci și pe orizonturi (tabelele nr. 31 și 32). S-a apreciat că o interpretare mai amplă asupra stabilității conținuturilor medii de la un tip petrografic la altul este asigurată de utilizarea coeficientului de variație Pearson (V) decît a dispersiei.

Pentru Cu se remarcă prezența conținuturilor medii (\bar{X}) cele mai ridicate în mineralizația cantonată în skarne, unde prezintă și stabilitatea cea mai înaltă ($V = 203\%$), în timp ce în banatite și calcare recristalizate prezintă conținuturi medii mai mici și variabilitate mai mare ($V = 518\%$ în calcare recristalizate; $V = 362\%$ în banatite). Fe are o comportare asemănătoare cuprului, iar S prezintă conținuturi medii (\bar{X}) mai mari în calcarele recristalizate.

8.3.3. Corelația Cu-Fe în mineralizație

Corelația dintre Cu și Fe a fost urmărită prin valorile coeficientului de corelație $\frac{\overline{XY} - \bar{X} \cdot \bar{Y}}{s_x \cdot s_y}$. Rezultatele obținute sînt reproduse în tabelul nr. 33.

În general, se observă o lipsă de corelație atât pentru mineralizația din diferite tipuri de roci, cât și în cadrul diferitelor orizonturi. O corelație slabă se manifestă doar în cazul skarnelor de la orizontul 261.

8.3.4. Variația direcțională a cuprului

Variația direcțională a cuprului a fost urmărită prin autocovarianță (testul seriilor, al punctelor de întoarcere și al corelației rangurilor—Miller, Kahn, 1962). S-a observat că variația conținuturilor de Cu de-a lungul

unor profile transversale pe structură poate reprezenta fluctuații întâmplătoare în jurul unei anumite valori a conținutului, ori poate crește sau descrește sistematic (cu mici abateri).

Tabelul nr. 33

Coeficienții de corelație dintre Cu și Fe în zăcămintul Sasca Montană

	Oriz	N	E_{Cu-Fe}		N	E_{Cu-Fe}
Banatite	261	103	0,117			
	375	75	0,194			
	475	58	0,233			
	525	70	0,340			
Calcare	261	90	0,373			
	375	130	0,074			
	475	70	0,406			
	525	53	0,404			
Skarne	261	92	0,580	Banatite	306	0,148
	375	158	0,093	Calcare	343	-0,037
	475	155	0,255	Skarne	552	0,218
	525	147	0,376			

Prezența unei tendințe direcționale este mai marcantă la skarne (54% din cazuri) și banatite (48% din cazuri). Se poate sesiza astfel o dezvoltare neuniformă a proceselor de mineralizare, caracteristică proceselor hidrotermale, evidențiind uneori pregnant propagarea lor radială de la contactul banatitelor.

În concluzie, se poate aprecia ca nesemnificativă variația Cu, atât pe verticală, cât și în mineralizația din culcuș și acoperișul lamei banatitice, urmărită prin testare comparativă. Apare însă marcantă variația direcțională în profile transversale pe structură. Aceasta indică drept cale principală de acces pentru fluidele mineralizatoare contactul banatit — calcare, atât în acoperiș cât și în culcuș. Se poate considera, deci, că procesele metalogenetice principale au fost legate de procesul de contact metasomatic. Este posibil ca o parte a cuprului din banatite să fi provenit printr-un proces de concentrare corelat cu autometamorfismul rocii în faza sericit-cuarț, dar cantitativ amplasarea acestui proces la scara zăcămintului este redusă și limitată la zone res-trinse puternic fisurate.

Evoluția proceselor petrogenetice și metalogenetice

„Am închis ușile ca să nu intre greșeala.
Atunci adevărul m-a întrebat: pe unde intru eu?“

Rabindranath Tagore

Prin corelarea diferitelor parageneze de minerale metalice cu paragenezele rocilor-gazdă (banatite, skarne) și cu asociațiile de minerale secundare din zonele de alterație hidrotermală, descrise detaliat în cuprinsul acestui studiu, se pot contura succesiunile și discontinuitățile esențiale în procesul de geneză al mineralizației. Integrând aceste secvențe parțiale în cadrul geologic și structural analizat, obținem următoarea imagine a evoluției principalelor evenimente geologice care au prezidat formarea zăcămintului cuprififer Sasca Montană.

Șisturile cristaline proterozoic superioare, care constituie fundamentul regiunii, s-au format în ciclul tectonomagmatic baicalian.

Primele depozite sedimentare care se depun discordant peste șisturile cristaline aparțin paleozoicului superior reprezentat în zona Sasca Montană prin permian inferior. După o perioadă de exondare urmează transgresiv depozite mezozoice (triasic-cretacic inferior) reprezentate printr-o stivă groasă (1 600—2 000 m) de depozite cu caracter predominant carbonatic (calcare și pe zone restrânse dolomite, calcilitite, calcisiltite, marne, arcoze). Comparativ cu depozitele mezozoice din zona zăcămintelor laramice din Banatul de nord—Ocna de Fier, Dognecea (sinclinalul Ezeriș—Cîrnecea)—sedimentarul din zona Sasca Montană se caracterizează printr-o grosime mult mai mare și un conținut mai ridicat în Mg, Al, K, caracterele litostratigrafice mineralogice și petrografice reflectând depunerea într-o zonă mai depărtată de litoral decît în cazul primelor.

Începutul mișcărilor alpine (lias-albian) a imprimat depozitelor sedimentare o structură complicată exprimată prin linii de dislocație cu plane de încălecare și prin cute aplecate, frecvent cu un flanc laminat, a căror orientare generală este NNE—SSV. Principalul element tectonic este reprezentat de linia Oravița (dislocația vestică), o falie inversă după care cristalinul de Locva încăleacă peste depozitele sincliniului Reșița—Moldova Nouă.

Edificiul structural astfel constituit suferă în faza laramică efectul unei tectonici casante care favorizează apariția magmatitelor laramice, de-a lungul unor aliniamente petrogenetice metalogenetice, a căror amploare poate fi urmărită pe spații vaste în cadrul tectono-structural alpin (centura est mediteraneană; centura planetară).

Dezvoltarea remarcabilă a corpurilor banatitice și a metalogenezei asociate, între valea Nerei și valea Radimniuței, se corelează cu existența

în această zonă a unui sistem ortogonal de fracturi orientate N—S, respectiv V—E. Fracturile meridiane (Oravița, Sasca, Crucea Otmanului, Nera) au condiționat dispunerea în aliniamente și forma lamelară alungită longitudinal a corpurilor banatitice, în timp ce apofizele se extind paralel cu fracturile transversale. Căderea vestică a corpurilor intruse, parțial concordant, în depozitele mezozoice ale sincliniului Reșița-Moldova Nouă, indică o tendință de înrădăcinare spre linia tectonică principală Oravița, remarcându-se însă spre deosebire de zona Oravița-Ciclova, localizarea principalelor corpuri eruptive de-a lungul liniei Sasca.

Principalele fracturi au caracter profund, în zona Sasca Montană evidențiindu-se trei linii crustale: o linie crustală de ordinul II orientată NNV—SSE, o linie crustală legată de erupțiuni cu orientare NNE—SSV și o linie crustală de ordinul III cu orientare aproximativ E—V; joncțiunea celor trei linii are loc în sectorul Gheorghe-Știnapari.

Sursa magmei a fost probabil partea superioară a mantalei, existând de asemenea o contaminare crustală. Conținutul remarcabil în Cu al magmelor este asociat originii simice (Wedepohl, 1962) sau juvenile (Janković, Petrović, 1974).

Procesele complexe de diferențiere magmatică desfășurate după formarea magmei și parțial reacția cu rocile adiacente în timpul ascensiunii spre suprafață au fost controlate de condițiile geotectonice locale. Se poate aprecia că magma a avut caracter calco-alkalin, evoluind în sensul unei diferențieri alcaline. Neomogenitatea diferențierii în situ a condus la apariția unor zone cu caracter cuarț-dioritic, grandioritic, cuarț-monzodioritic, între care există în general tranziții gradate fără a se sesiza discordanțe nete. Corpurile cercetate aparțin în ansamblu etapei principale de manifestare a magmatismului laramic. Este posibil ca primele manifestări magmatice în regiune să fi început în paleocen-eocen inferior cu produsele corespunzătoare stadiului I (separat de Cioflica, Vlad, 1973) și relevat prin enclave de microdiorite semnalate în majoritatea magmatitelor descrise.

Consolidarea magmei a avut loc în condiții subvulcanice, diferențele privind structura banatitelor de la Sasca Montană (facies hipoabisic) față de cele de la Oravița (facies abisic) și Moldova Nouă (predominant porfiric), reprezentând probabil efectul unei eroziuni diferențiate datorate existenței unor compartimente coborâte în trepte spre sud, după fracturi transversale.

Intruziunea magmatitelor laramice a fost acompaniată de importante procese petrogenetice și metalogenetice, care au afectat atât rocile sedimentare adiacente, cât și eruptivul intrus. Efectul termic și acțiunea fluidelor post-magmatice au cauzat în aureola de contact o suită de transformări soldată cu formarea unor faze mineralogice stabilite în noile condiții. Relațiile reciproce dintre minerale și caracterele generale ale rocilor nou constituite arată că procesul de formare și evoluție a cunoscut trei faze: inițială (diopsid, wollastonit, forsterit), principală (grandite, vezuvian ± scapolit, flogopit) și subsecventă (tremolit, epidot). Dispunerea spațială a diferitelor asociații reflectă acțiunea controlului litologic și structural, poziția asimetrică a skarnelor față de principală cale de acces a fluidelor reprezentată de contactul banatite-sedimentar marcând rolul jucat de anizotropia permeabilității și contrastul chimic în dezvoltarea mai mare a skarnelor apocarbonatice în raport cu skarnurile apobanatitice. Predominanța asociației grossular-vezuvian la Sasca Montană — în contrast cu componența metasomatitelor de la Ocna de Fier-

Dognecea este determinată de existența mineralelor aluminosae în paleosom, iar caracterul magnezian al unor asociații este influențat de prezența în zonă a dolomitelor triasice.

Specifică pentru zăcămintul Sasca Montană este apariția unei zone de tranziție între banatitele neafectate și skarnele apobanatitice. Aceste zone care apar sub forma unor benzi înguste dar regulate în poziția unor periskarne prezintă parageneza: feldspat potasic + relice de plagioclaz + augit egrinic + cuarț și sînt caracterizate prin înlocuirea plagioclazului cu feldspatul potasic, dispariția hornblendei și a biotitului, transformarea augitului în augit egrinic, formarea pertitelor de substituție; structurile grafice întîlnite în aceste zone sînt consecința unei substituții selective a feldspatului pertitic de către cuarț în zonele de slabă rezistență ale acestuia, reprezentate prin benzi de deformare.

Asociații complexe ale mineralelor de skarn întrunind aproape toate mineralele descrise se întînesc în zona dealul Gheorghe, situată la intersecția unor fracturi longitudinale și transversale profunde în zonă, care a jucat rolul unui „centru cald” în dezvoltarea metasomatitelor.

În privința zonalității skarnelor, dacă acțiunea unui vector vertical considerat esențial (Korjinski, 1968) pentru apariția zonalităților tip coloană metasomatică de infiltrație este după părerea noastră foarte slab marcată în cazul tuturor zăcămintelor metasomatice din Banat, în cazul zăcămintului Sasca Montană și zonalitatea laterală foarte clară la alte zăcăminte (Ocna de Fier, Dognecea) este de asemenea neconcludentă. Activitatea pulsatorie a tectonicii disjunctive în zona cercetată a determinat o evoluție poliascendentă a fluidelor mineralizante, însoțită de o variație periodică a presiunii parțiale a CO_2 , ceea ce se reflectă, la nivelul skarnelor, în predominanța unei stări de dezechilibru și a unei slabe corelații între distanță față de corpul intrusiv sau față de „centrul cald” și suprafețele izograde.

Continuarea activității soluțiilor postmagmatice în etapa hidrotermală a condus la completarea compoziției mineralogice actuale a banatitelor și skarnelor cu o serie de neoformațiuni minerale, rezultate fie prin substituția mineralelor primare, fie prin depunere direct din soluții.

Chimismul neoformațiunilor minerale indică în zona de alterație a banatitelor existența unui aport de mineralizatori (B, F) de K și o remobilizare acuetuată a Mg, Fe, Ti, Ca, Si. Rocile banatitice plecînd de la o compoziție dioritic-granodioritică au evoluat în condițiile unui potențial ridicat al H_2O (OH, H^+) spre o compoziție bogată în Al_2O_3 și săracă în CaO, Na_2O , K_2O în zona argilică și spre o compoziție bogată în K în zona filică. Caolinizarea este ulterioară sericitizării, fiind corelabilă cu momentul consumării K în zona illitică; raportul K/Na se păstrează favorabil K, determinînd o dezvoltare redusă a albitului comparativ cu sericitul. Variabilitatea raportului Mg/Fe în compoziția soluțiilor hidrotermale, datorat în parte levigării Fe din mineralele primare ale banatitelor, determină structuri zonare la turmalină și apariția unor termeni cu conținut diferit în Fe (Mg) la clorite și smectite. Cloritizarea biotitelor bogate în titan și transformarea unor minerale accesorii (titano-magnetit, sfen) conduce la un exces de titan fixat în rutil, brookit și anatas.

În zona de alterație a skarnelor magneziene se observă remobilizarea magneziului în produsele diferitelor etape și concentrarea acestuia în silicații stabili în fazele finale ale procesului de alterare concomitent cu expulzarea fierului din rețelele cristaline ale filosilicaților și separarea lui în oxizi și hidroxi de fier.

Procesul de alterație hidrotermală s-a desfășurat într-o largă gamă termică, de la temperaturi de 420—360°C (parageneza turmalină-brookit) până la temperaturi sub 100°C (faciesul zeolitic); mineralele din faciesul filic s-au format la temperaturi peste 350°C (illite-politipul 2 M), iar cele din faciesul argilitic la temperaturi sub 350°C.

Principalele procese metalogenetice s-au desfășurat sub influența controlului litologic și structural, al cărui rol important este reflectat de morfologia corpurilor de minereu, de diferitele parageneze și de structurile și texturile mineralizației.

Morfologia corpurilor de minereu a fost determinată de controlul fizic al mediului reprezentat atât prin factorii structurali și texturali primari (porozitate, permeabilitate), cât și de factorii tectonici suprapuși (falii, fracturi).

Skarnele au fost înlocuite parțial sau total de minereu; minereul masiv dispus în zona internă, la contactul cu banatitele, este limitat la exterior de zone de impregnație tip „tactite mineralisation”; lipsesc filoanele mineralizate, fracturile fiind cimentate cu carbonați și silice. În banatite, mineralizația are caracter filonian și de impregnație. În calcarele recristalizate predomină texturile coloidale. În breția tectonică, formată prin efectul combinat al mai multor falieri cu caracter longitudinal și transversal, mineralizația depusă ulterior brecifierii este fin diseminată în matricea argilooasă sau bordează fragmentele angulare de banatit sau calcar.

Localizarea preferențială a minereului în skarne este justificată de porozitatea primară mai ridicată comparativ cu a celorlalte roci, de fisurabilitatea accentuată și de relativa instabilitate a mineralelor de skarn, formate în primele faze ale procesului metasomatic de contact, sub efectul soluțiilor hidrotermale, ceea ce favorizează substituția lor masivă. În ceea ce privește banatitele, caracterele petrochimice, asociația elementelor minore și conținutul în cupru al rocilor descrise comparate cu cele determinate pentru rocile banatitice de la Moldova Nouă (Gheorghiu, 1975) evidențiază consangvinitatea acestora și posibilitatea de a funcționa ca protor în procesul de formare al unor mineralizații de cupru diseminat. Magmatitele de la Sasca Montană prezintă însă o serie de particularități reflectate în menținerea unui grad de prospețime relativ ridicat pentru marea majoritate a corpurilor eruptive, grosimea redusă a zonelor de alterare cu porozitate ridicată, lipsa unei zonalități spațiale clare și dezvoltarea zonelor de alterație avansată (illit-cuart) cu care se asociază mineralizația, în special de-a lungul fisurilor.

Activitatea metalogenetică răspunzătoare de formarea principalelor mineralizații a debutat în faza subsecventă a metamorfismului de contact metasomatic cu formarea concentrațiilor de oxizi de fier.

Descăderea în această fază a temperaturii a determinat scăderea mobilității fierului, care precipită sub formă de hematit și magnetit substituind granații (cu formarea unor structuri zonare). Relațiile de muschetovitzare și martitizare semnalate local între hematit și magnetit reflectă variația conținutului în oxigen, care a jucat în sistem rolul unui constituent tampon. Scăderea în continuare a temperaturii, corelată cu diminuarea conținutului în fier conduce la depunerea sulfurilor de Fe și Cu (Mo).

Procesul de formare al mineralelor metalice a evoluat în cadrul sistemelor: Cu—Fe—S—O; Cu—Fe—S; Cu—S; Cu—Fe—As (Sb)—S. Mineralizația rezultată este constituită predominant din sulfuri și cu totul subordonat din oxizi. Ea are în ansamblu caracter cuprifer și aparține tipului Cu—Mo.

Asociația: calcopirită—bornit—digenit—tetraedrit este specifică zăcămintului Sasca Montană și individualizează acest zăcămint în contextul celorlalte zăcăminte laramice din Banat și Munții Apuseni.

Variația factorilor geochimici și termodinamici a determinat aspectele diverse și uneori contradictorii ale mineralizației, în care constatăm diferite sensuri de evoluție: calcopirită → bornit și bornit → calcopirită; substituiri reciproce; mai multe generații ale acelorași minerale.

Urmărind raporturile dintre diferitele stadii ale proceselor de alterare și mineralizații, se poate aprecia că în skarne precipitarea oxizilor de fier se corelează cu formarea epidotului, actinotului și cloritului, iar începutul formării sulfurilor cu silicifierea intensă corespunzătoare „fazei de cuarț cu sulfuri“.

În banatite, principalul moment metalogenic se asociază faciesului filic. Neoformațiunile tardive (zeoliți și carbonați) sînt evident postmetalogenice.

Diferitele parageneze de minerale metalice, precum și structurile și texturile mineralizației descrise indică un interval termic larg pentru desfășurarea procesului de mineralizare.

Atribuirea unui caracter pirometasomatic - hidrotermal mineralizației din zăcămintul Sasca Montană are în vedere atît dezvoltarea radială a proceselor de mineralizare față de contact, sesizată prin variația direcțională a principalelor elemente metalice, cît și asocierea genetică evidentă cu fluidele de temperatură ridicată, răspunzătoare de formarea metasomatitelor.

Indicatori metalogenetici

„Cele două cuvinte, cele mai scurte de pronunțat, da și nu, sînt cele care cer cea mai mare luare aminte“

Pitagora

Studiul complex efectuat asupra zăcămintului Sasca Montană a relevat mai multe elemente de ordin structural, petrografic, mineralogic și geochimic care pot fi utilizate ca indicatori metalogenetici în activitatea de prospecțiune și explorare geologică a zăcămintelor din provincia Iaromică.

Aceste elemente pot fi sugestiv reprezentate cu ajutorul unor simboluri pe hărțile metalogenetice constituind astfel metalotecte³³.

Principalele metalotecte separate în cadrul zăcămintului Sasca Montană pot fi considerate ca:

— **metalotecte valabile la scară provincială (provincia Iaromică):**

— *metalotect magmatic* — corpurile banatitice;

— *metalotect litostratigrafic* — depozitele sedimentare permomezozoice.

— **metalotecte valabile la scară regională (Banat):**

— *metalotect structural* — linia tectonică Oravița (dislocație vestică).

— *metalotecte mineralogice*:

— granditele, ca un component principal al tuturor skarnelor mineralizate din Banat;

— parageneza illit + cuarț, cu care se asociază mineralizația de Cu diseminat în banatitele alterate hidrotermale.

— **metalotecte valabile la scara zăcămintului (Sasca Montană)**

— *metalotecte structurale*:

— falia Sasca care a determinat orientarea principalelor corpuri banatitice;

— complexul ruptural ortogonal din dealul Gheorghe, care a jucat rolul unui „centru cald“ în evoluția proceselor de formare a skarnelor și mineralizației;

— *metalotect litologic* — paleosomul dolomitic prin afinitatea cuprului pentru magneziul — preexistent.

— *metalotecte mineralogice*:

³³ Termenul de „metalotect“ a fost introdus de Laffite și colab. (1965), care înglobează în această noțiune toate elementele geologice care contribuie la formarea concentrațiilor de substanțe minerale utile și care pot fi figurate pe o hartă metalogenetică. Încercări de evidențiere a unor metalotecte în cazul unor zăcăminte metasomatice de contact au mai fost efectuate de Dimanche și Tarte (1965), Vlad (1974).

— asociația grossular + vezuvian, care a reprezentat un mediu favorabil pentru concentrațiile de Cu—Mo;

— andraditul, pentru acumulările locale de magnetit.

Conjugarea tuturor acestor elemente explică clar acumularea în zona cercetată a remarcabilelor mineralizații cuprifere ce alcătuiesc zăcămintul Sasca Montană.

Indicatorii menționați pot fi eficient utilizați în aprecierea perspectivelor zăcămintului. Evaluarea lor conturează oportunitatea continuării activităților de explorare geologică din zona cercetată atât spre sud, nord și est cât și în adâncime.

Aplicarea aceluiași indicatori în zonele din aliniamentele estice ale provinciei laramice mai sumar investigate pînă în prezent poate conduce la rezultate promițătoare în activitatea de prospecțiune a acumulărilor metalifere.

Bibliografie

- Adler H. H., Kerr P. P., (1962), *Infrared study of aragonite and calcite*, Amer. Miner., **47**, 700.
- Adler H. H., Kerr P. P. (1963), *Infrared absorption frequency trends for anhydrous normal carbonates*, Amer. Miner., **48**, 124.
- Agfanova T. N. (1947), *Chemical composition and colour of tourmalines from Brcshhvochni Mountains*, Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R., **44**, 849.
- Amstutz G. C. (1960), *A geometric classification of basic intergrowth patterns of minerals*, Amer. Geol. Inst., **21**.
- Anastasiu N., (1971), *Feldspafii pctasici din rocile granitice ale Masivului Ogradena*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **16**, 1.
- Anastasiu N., Constantinescu E. (1976-1977), *Feldspafii pctasici din masivul alcalin de la Ditrău*, D.S. Inst. geol, **LXIV**, 14-36.
- Anastasiu N., Constantinescu E. (1980), *Plagioclazii din masivul alcalin de la Ditrău*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **27**, 1.
- Barabanov B. A. (1975), *Mineraloghia i geokhimiya grezencvii obrazovaniia mestrojdeniia V'cstck II (Primorie)*, Min. gheol. wolf. mest., Leningrad.
- Barth T. F. W., (1963), *Vezevianite from Kristiansand; other occurrences in Norway; the general formula of vezevianite*, Norsk. Geol. Tidsskr., **43**, 457-472.
- Bartholomé P. (1958), *On the paragenesis of copper ores*, Stud. Univ. Louv, **4**, 32 S, Leopoldville.
- Bartholomé P. (1970), *Minéraux et skarns dans les auréoles de métamorphisme*, Mineral. Deposita, **5**, 4, 345-353.
- Basta E. Z., Kadar Z. A. (1969), *The mineralogy of Egyptian serpentinites and talc-carbonates*, Mineral. Magaz., **37**, 394-408.
- Betehtin A. G., Genkin A. D., Filimonova A. A., Sadlin T. N. (1964), *Strukturo-texturnie osobennosti endogennih rud*, Izd. Nedra, Moskva.
- Beus A. A. (1957), *On beryllium idocrase*, Trans. Min. Muz. Acad. Nauk S.S.S.R., **8**.
- Beutelspacher H., Marek H. W. van der (1968), *Atlas of Electron Microscopy of clay Minerals and their Admixtures*, Elsevier.
- Boeke H. E. (1914), Z. Krist., **LIII**, 149.
- Borchert H. (1934), *Über Enmischungen im System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung als geologisches Thermometer*, Chemie der Erde, **9**, 145-172, Leipzig.
- Borg I. Y., Smith D.K. (1968), *Calculated powder patterns. I. Five plagioclases*, Amer. Miner., **53**, 1709-1723.
- Borg I. Y., Smith D. K. (1969), *Six potassium feldspars and barium feldspar*, Amer. Miner., **54**, 163-181.
- Born I. v. (1774), *Briefe über mineralogische Gegenstände auf einer Reise durch das Temesvarer Banat Siebendürgen, Ober- und Nieder-Hungarn*, Frankf. U.L.
- Born I. V. (1780), *Voyage minéralogique fait en Hongrie et en Transylvanie*, M. Mornet, Paris.
- Bosswell P. F., Blanchard R. (1929), *Cellular structure in limonite*, Econ. Geol., **24**, 8, 791-796.
- Boyd, England (1959), Annual Rep. Carnegie Inst.
- Boyle R. W. (1970), *Regularities in Wall-Rock Alteration Phenomena Associated with Epigenetic Deposits*, Int. Un. Geol. Sci. A. 2, in *Problems of Hydrothermal Ore Deposition*, Schweizerbart, Stuttgart, 231-260.
- Brett R. (1964), *Experimental data from the system Cu-Fe-S and their bearing on exclusion textures in ores*, Econ. Geol., **59**, 1241-1264.
- Buckley H. E. (1958), *Crystal Growth*, J. Wiley & Sons, New York.
- Buerger N. W. (1941), *The calcite problem*, Econ. Geol., **26**, 19-44, Lancaster.
- Buerger J. J., Buerger N. W. (1963), *Distribution of atoms in high chalcocite*, Science, **141**, 276-277, New York.
- Burnham W. (1962), *Facies and Types of hydrothermal alteration*, Econ. Geol., **57**, 5, 768.
- Burri C. (1959), *Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage*, Birkh-Verl., Stuttgart.

- Burt D. M. (1970), *Some phase equilibria in the system Ca-Fe-Si-C-O*, Carn. Inst. Yearbook, 70.
- Castel M. (1869), *Mémoire sur les mines et usines métallurgiques du Banat*, Annales des mines, XVI, 6, 440-449, Paris.
- Cetirbçkaia I., Sahonenck V. V., Smuraeva L. (1975), *U Zolcnosti wolframih mestorojdenii*, Min. gheol. Wolf. mest. Leningrad.
- Cădere D. M. (1925, 1926, 1927, 1928), *Fapte pentru a servi la descrierea mineralogică a României*, Mem. Acad. Rcm. 2, 3, 4, 5.
- Chumakov A. A., Merozov A.I., Ginzburg I. V. (1948), *Idokrazi v. zapadencvo Kieva*, Dokl. Akad. Nauk. S.S.S.R., 61, 1099.
- Cioflica G. (1960), *Contribuții la cumcașterea fencmenelor de contact dela Măgureaua Vașei (M. Drceea)*, St. cerc. Acad. R.P.R., 5, 3, București.
- Cioflica G. (1976), *Die Entwicklung des laramischen Magmatism in Rumänien*, Acta Geol. Ac. Sci. H., 11, 1-3.
- Cioflica G., Vlad Ș., Vasiliu C. (1967), *Granații din skarnelor de la Băița Bihercului*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 12, 1.
- Cioflica G., Vlad Ș. (1973), *The correlation of Laramian metallogenic events belonging to the Carpatho-Balkan area*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Serie de Géologie, 17, 2.
- Cioflica G., Istrate Gh., Ștefan A., Vlad Ș. (1977), *Contact metamorphism related to Laramian magmatism in Romania*, Congresul Carpato-Balcanic, Kiev.
- Cloos E. (1936), *Der Sierra Nevada-Pluton in Californien*, Neus Jahrb., 76, Abt. B. Geol.u.Fal.
- Codarcea Al. (1967), *Unitatea supragenetică în Carpații Meridionali*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 12, 2.
- Coes L. J. (1955), *Journ. Amer. Caram. Sec.*, 38, 298.
- Connel Mc. D. (1939), *Note on the chemical similarity of idocrase and certain garnets*, Amer. Miner., 24, 62.
- Constantinescu E. (1970), *Idocrase des skarns de Sasca Montană (Banat)*, Anal. Univ. București, XIX.
- Constantinescu E. (1971), *Observații asupra skarnelor și mineralizației cufrifere laramice de la Sasca Montană*, Anal. Univ. București, XX, 55-74.
- Constantinescu E. (1976), *Tecumaline de la zona de Cicaca Înaltă (SW de Banat)*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie, 20, 1, 147-153.
- Constantinescu E. (1976), *Granații din skarnelor de la Sasca Montană*, Anal. Univ. București, Științele naturii.
- Constantinescu E. (1977), *Mineralogia și petrologia magmatitelor laramice dintre valea Nerci și valea Radimniuței*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Géologie, 22, 1, 87-102.
- Constantinescu E. (1978), *Studiul mineralogic al alterațiilor hidrotermale ale tanatitelor de la Sasca Montană*, Anal. Univ. București, Seria geologie, XXVI.
- Constantinescu E. (1980), *Metode termice de analiză a mineralelor*, Tipogr. Univ. București (sub tipar).
- Constantinescu E., Anastasiu N. (1978), *Chemical-mineralogical investigations on the triassic lower cretaceous sedimentary rocks between the Nera and the Radimna Valleys*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie, 22, 121-127.
- Constantinescu E., Popescu Gh. (1980), *Clintonite des skarns d'Ciavăța (Romanie)*, Eull. Sec. Fr. Min. Crist. (sub tipar).
- Constantinescu E., Udușă G. (1980), *Some features of ore fabric Sasca Montană skarn deposit, Romania*, in *Ore Genesis 1980*, Edit. G. C. Amstutz, Miner., Petr., Inst., Universität Heidelberg.
- Constantinof D. (1972), *Considerații asupra rocilor metamorfice și eruptive din Banatul de vest (zona Firlug-Meldeva Nouă)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 17, 2, 177-193.
- Coombs D. S. (1959), *The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses*, Geochim. Cosmochim., Acta, 17, 53.
- Coombs D. S. (1960), *Lower grade mineral facies in New Zealand*, Geol. Congr. Reports XXI, 13, Copenhagen.
- Cotta B.v. (1865), *Über Eruptivgesteine und Erzlagerstätten in Banat und Serbien*, Edit. V. Braumüller, Viena, 51-55.
- Crăciun C. (1978), *The abnormal montmorillonite in bentonites from the Vicu-Gurasada Region*, St. tehn. ec. I., Miner., Petr., 14, 53-58.
- Danielson A. (1950), *The calcite-wollastonite equilibria*, Geoch. et Cosmoch. Acta, 1, 55-69.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman (1965), *Rock-forming minerals*, Longmans, London.
- Dekeyser W., Amelinks S. (1955), *Les dislocations et la croissance des cristaux*, Edit. Masson et Cie, Paris.

- Dewey, Bird (1971), *Plate tectonics and geosynclines*, Tectonophysics, **10**, 5, 6, 625–638.
- Didier J. (1973), *Granites and their enclaves*, Elsevier Co., Amsterdam, Lcndcn, New York.
- Dimanche F., Tarte P. (1965), *Grenatites et grenats de Diélette (Manche)*, Ann. Soc. Geol. Belg., **18**.
- Dimanche F. (1969), *Sur les particularités d'un grenat issu des skarns à magnétite du Ginevro (Ile d'Elbe, Italie)*, Bull. Soc., Fr. Min. Crist., **92**, 468–471.
- Dimitriu Al., Gheorghită I., Andăr P. (1971), *Variabilitatea mineralizației și a tipurilor petrografice în zăcămintul Mădăva Nouă (zona Suvorov – Valea Mare-Vărad)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **16**, 1, 1–38.
- Dimitriu Al., Zorilescu D. (1969), *Reparația lognormală în geologie*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **14**, 1.
- Drescher-Kaden F. K. (1948), *Die Feldspat-Quartz Reaktionsgefüge der Granite und Gneisse und ihre genetische Bedeutung*, Springer, Berlin.
- Farmer V. C. (1958), *The infrared spectra of talc, saaponite and hectonite*, Mineral. Magaz., **31**, 829–845.
- Faye G., Manning P., Nickel E. (1968), *The polarized optical absorption spectra of tourmaline, cordierite, chloritoid and vivianite; ferrus-ferric electronic interaction as a source of pleochroism*, Amer. Miner., **53**, 7, 8.
- Fersman A. E. (1952), *The graphic texture of pegmatites and its causes*, Izluannie trudi, I. Moskva, 37–50.
- Fleischer M. (1965), *Minor elements in some sulphide minerals*, Econ. Geol., part. II.
- Folk R. L. (1959), *Practical Petrographical Classification of Limestones*, Bull. Amer., Assoc. Petrol. Geol., D. s., **43**, 1.
- Fontelles M. (1962), *Contribution à l'étude des skarnes de Kamicha, Japon*, Journ. Fac. Sci Univ. Tokio, **XIV**, 1, Tokio.
- Frank-Kamenetsky V., Kotov N., Golio E., Klotchkova G. (1973), *Some aspects of structural transformations of clay minerals under hydrothermal conditions*, Proc. Internat. Clay Conf., Madrid.
- Frenzel G. (1959), *Ein neues Mineral: Idait*, Neues Jahrb. Min. Monat., **42**.
- Frenzel G. (1959), *Idait und „blaubleibender Cuveilin“*, N. Jahrb. Min. Abh. **93**, 87–132.
- Gadsden J. A. (1975), *Infrared spectra of minerals and related inorganic compounds*, Butterworths.
- Gädeke R. (1939), *Die gesetzmässigen Zusammenhänge und Anomalien in der Vesuvian gruppe und einigen anderen Kalksilikaten*, Chemie der Erde, **11**, 592.
- Gemill P. (1968), *Geologia rudnjh mestrcjdenii rascina Piche, shhat Nevada*, Rudnye mestorojdenia, S.U.A., I., edit. by J. Ridge, MIR, Moskva, 1972.
- Genite A. L., Roy R. (1960), *Isomorphism and crystalline solubility in the garnet family*, Amer. Miner., **45**.
- Gheorghită Ioana (1975), *Studiul mineralogic și petrografic al regiunii Mădăva Nouă (zona Suvorov – Valea Mare)*, Inst. geol., St. tehn. ec., Seria I, **11**, București.
- Gheorghitescu D. (1972), *Considerații privind mineralogia skarnurilor cu mineralizații cuprifere de la Vărad*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **17**, 1, 49–66.
- Gheorghitescu D. (1975), *Studiul mineralogic și geochimic al formațiunilor de contact termic și metasomatic de la Orașuța (Coscu'a)*, D. S. Inst. geol., **LXI**.
- Ghika-Budești Șt. (1931), *Les plagioclases des Banatites étudiés par la méthode Fedcress*, Bull. Swiss Min., Petr. **XI**, 1.
- Gilbert M. C. (1966), *Synthesis and stability relations of the hercynite ferrocargasite*, Amer. Journ. Sci., **264**, 698–742.
- Giușcă D., Ciclicca G., Savu H. (1967), *Caracterizarea petrografică a provinciei banatitice*, An.Inst. geol., **XXXV**.
- Goldschmidt V. (1918), *Atlas der Crystallformen*, 4, Universität buchhandlung, Heidelberg.
- Greenwood H. I. (1967), *Wollastonite: stability in H₂O–CO₂ mixtures and occurrence in a contact metamorphic aureole near Salmo, British Columbia, Canada*, Amer. Miner., **52**, 1669–1680.
- Guitard G., Laffite P. (1960), *Les calcaires métamorphiques et les skarns du Fic de Ccstabonne (Pyrénées Orientales)*, Sc. Terre Nancy, **6**, 1–2,57.
- Hautchinson M. R. (1956), *Structure and petrology of Enchanted Rock batholith, Llanc and Gilepsie counties*, Bull. Geol. Soc. Amer., **67**, 6.
- Holser W. T. (1947), *Metasomatic processes*, Econ. Geol., **42**.
- Holser W. T. (1950), *Metamorphism and associated mineralisation in the Philipsburg region, Montana*, Bull. Geol. Soc. Amer., **61**.
- Huckenholz H. G. (1969), *Synthesis and stability of Ti-andradite*, Amer. Journ. Sci., **267**.
- Huckenholz H. G., Yoder H. S. jr. (1971), *Andradite stability in the CaSiO₃ – Fe₂O₃ joint up to 30 kb*, N. Jahrb. Min., **114**.

- Hurlbut C. S. Jr. (1955), *Beryllian idocrase from Franklin, New Jersey*, Amer. Miner., **40**, 118.
- Ianovici V., Dimitriu Al. (1966), *Fundamentarea concluziilor în cercetarea geochimică cu ajutorul statisticii matematice*, D. S. Ccm. Geol., **LII**, 3, 355—384.
- Ianovici V., Dimitriu Al., Pieptea V. (1969), *Étude des caractéristiques chimico-minéralogiques quantitatives des minéralisations du gisement de Măldoava Nouă (Sectorul Terezia-Căvâdia) et les roches environnantes*, Rev. roum. Géol., Géophys., géogr., Série de Géologie, **13**, 2, 153—173.
- Ianovici V., Stîopol V., Constantinescu E. (1979), *Mineralogie*, Edit. didactică și pedagogică. București.
- Ito I., Arem E (1970), *Idocrase: synthesis, phase relations and crystal chemistry*, Amer. Miner., **55**, 880—912.
- Jaeger J. C. (1959), *Temperature outside a cooling intrusive sheet*, Amer. Journ. Sci., **257**.
- Janković S., editor (1977), *Metallgeny and plate tectonics in the northeastern Mediterranean*, Nauka i društvo, Beograd.
- Janković S., Petrović M. (1974), *Metallgeny and concepts of the geotectonic development of Yugoslavia*, Edit. Janković, OOUR, Strucna Knjiga, Beograd.
- Kajiwara Y. (1969), *Fukuchilite, Cu₂FeS₈, a new mineral from the Hanawa Mine, Akita prefecture*, Japan. Miner., **5**, 399—416.
- Kalinin D. V. (1966), *O sviazi anizotropii granatov s sostavom i himicheski sostanoschi ih sinteza*, Dokl. Akad. Nauk. SSSR, **172**.
- Kauffman A. J., Dilling E. D. (1950), *D.t.a. curves of certain minerals*, Econ. Geol., **45**, 222.
- Keesmann I. (1966), *Zur hydrothermalen Synthese von Brookit*, Z. anorg. allg. Chem., **346**, 30—43.
- Kelly W.C. (1956), *Application of d.t.a. to identification of the natural hydrated ferric oxides*, Amer. Miner., **41**, 353—355.
- Kissling Al. (1967), *Studii mineralogice și petrografice în zona de exscharn de la Ocna de Fier (Banat)*, Edit. Acad. R.S.R., București.
- Korjinski D. S. (1948), *Pétrographie des gisements de cuivre à skarns de Turinsk*, Trudy Inst. geol. Nauk SSSR, **68**, Trad. M. Szyszyn B.R.G.M. Paris.
- Korjinski D.S. (1950), *Differential mobility of components and metasomatic zoning in metamorphism*, Intern. Congr. G.B, 1948, London.
- Korjinski D. S. (1965), *Abriss der metasomatischen Prozesse*, Akad. Verlag, Berlin.
- Korjinski D. S. (1968), *The theory of metasomatic zoning*, Min. Dep. Berlin.
- Kraus E. Z., Goldberry J. P. (1914), *The chemical composition of bornite and its relation to other sulphosalts*, Amer. Journ. Sci., **37**, 539—553.
- Kullerud G., Yund R. (1960) *Cu—Si system*, Bull. Geol. Soc. Amer. **71**, 1911—1912.
- Kulp J. L., Trites A.F. (1952), *D.t.a. of the natural hydrated ferric oxides*, Amer. Miner., **36**, 23, 44.
- Kuček H.H. (1954), *Izmenanije oklerudnie porodi i ih priskevce značenje*, Gos. Izd. Moskva.
- Kurylenko C. (1950), *Analyse thermique de quelques tourmalines*, Bull. Soc. Fr. Min. Crist., **73**, 49.
- Lacroix A. (1893), *Minéralogie de la France*, I, Paris.
- Laffite P., Permingeat F., Routhier P. (1965), *Cartographie métallogénique métallotecte et géochimie régionale*, Bull. Soc. Fr. Min. Crist., **88**, 3—6.
- Lange H. (1954), *Paragnetische und genetische Untersuchungen an der Schwefelkieslagerstätte „Einheit-Harz“*, Akad. Verlag, Berlin.
- Laves F., Vishwanathan K. (1967), *Relation between the optic axial angle and triclinicity of potash feldspars and their significance for definition of „stable“ and „unstable“ states of alkali feldspars*, Schw. Min. Petr. Mitt., **47**, 1.
- Lee D. E. (1958), *An andradite-spessartite garnet from Pajsberg, Sweden*, Amer. Miner., **43**.
- Lerz H. (1968), *Über eine hydrothermale Paragenese von Anatas, Brookit und Rutil vom Dorf Krräpflech, Pragaten Osttirol*, N. Jahrb. Min., **11**, 414—419.
- Lévy C. (1967), *Contribution à la minéralogie des sulfures de cuivre du type CU₃XS₄*, Mem. Bur. Rech. Geol. Min., **54**, 178.
- Lewien E. (1933), *Untersuchung der Enargit-Kupferkieslagerstätten der Sredna Gera in Bulgarien*, Diss. Techn. Hochschule. Aachen (40 S.), Aachen.
- Liffa A. (1911), *Notizen über den Kontaktzug von Oravizta, Czihlevo-Banya und Staszka Banya (Vj. Măldoava)*, Jahrb. d.k.k. geol. R.A., **XXV**, Wien.
- Lindgren W. (1905), *The copper deposits of Clifton Morenci, district Arizona*, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., **43**, 370 S, Washington.
- Lindgren W. (1933), *Mineral deposits*, New York.
- Loomis A. A. (1966), *Contact metamorphic reactions and processes in the Mt. Tallac Roof Remnant, California*, Journ. Petr., **7**.

- Love L. H. (1964), *Early diagenetic pyrite in fine-grained sediments and the genesis of sulfide ores*, Sedimentology and ore genesis, 2, 11—17, Elsevier, Amsterdam.
- Machamer J. F. (1959), *The applications of Eh-pH data to metamorphic deposits*, Econ. Geol., 54.
- Mackenzie R. (1971), *Differential thermal analysis*, Academic Press, London.
- Mackenzie W. S. (1954), *The orthoclase—microcline inversion*, Miner. Magaz., 30, 354.
- Mahel M. (1974), *Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions*, Geol. Inst. Bratislava.
- Marel H. W. van der, Beutelspacher H. (1976), *Atlas of Infrared Spectroscopy of Clay Minerals and their admixtures*, Elsevier.
- Mareş I., Popescu I. C., Mareş Ioana (1970), *Contribuții la studiul calcitelor de la Vărad (Moldava Nouă)*, St. cerc. geol., geogr., biol., muzeol., Muzeul de Șt. Naturii, Piatra Neamț.
- Marfunin S. A. (1962), *The relation between structure and optical orientation in flash-soda feldspars*, Inst. L. Mallada Curs. Y. Conf., 8, Madrid.
- Marka G. (1869), *Einige Notizen über das Banater-Gebirge*, Jahrb. d.k.k. geol. R.A., XIX, 318—349, Wien.
- Maucher A., Ramdohr P. (1962), *Bildharten der Erzminerale*, Umschau, Frankfurt.
- Maucher A., Rehwald G. (1962), *Card index of Ore Photomicrographs*, Verlag, Frankfurt.
- Mauger R. L., Damon P.E. (1965), *Congruent laminae Magmatism and copper Mineralization in the Southwest Basin and Range Province*, Econ. Geol., 60, S, 1561, Lancaster.
- Mayer C., Hemley J. J. (1967), *Wall rock alteration in Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*, New York.
- Măldărescu I., Măldărescu M. (1965), *Asupra unor probleme privind alterările hidrotermale din regiunea Baia Mare*, Anal. Univ. București, Seria geologie, 1, 27—39.
- Măldărescu I. C. (1976), *Asupra limitelor de aplicabilitate ale metodei omogenizării incluziunilor fluide*, Mine, petrol și gaze, 27, 3, 140—143.
- Mc. Kinstry H. E. (1955), *Structure of hydrothermal ore deposits*, Econ. Geol. 50-th. annyr., 170—225.
- Mc. Kinstry H. E. (1959), *Mineral assemblages in sulfide ore, The System Cu—Fe—S—O*, Econ. Geol., 54, 6, 976—101, Lancaster.
- Mehnert K. B. (1968), *Migmatites and the origin of granitic rocks*, Elsevier Publishing Company, Amsterdam—London—New York.
- Mihéev V. I. (1957), *Rehghenometricalii creditelor minerale*, Gosgeoltekhizdat, Moscva.
- Miller R. L., Kohn J. S. (1962), *Statistical analysis in the geological sciences*, John Wiley, New York.
- Moenke H. (1962), *Mineral Speltren*, Akad. Verlag, Berlin.
- Mueller R. F. (1961), *Oxidation in high-temperature petrogenesis*, Amer. Journ. Sci., 259
- Muir I. D. (1953), *A local Tertiary Modification of the Ballaschulish Grandicrite*, Geol. Magaz., XC, 2, 182.
- Muir I. D. (1953), *Quartzite xenoliths from the Ballaschulish grandicrite*, Geol. Magaz., 90, 409—428.
- Nauman A. W., Drescher W. H. (1966), *The influence of sample texture on chrysothile dehydroxylation*, Amer. Miner., 51, 1200—1211.
- Neacșu, Gh., Urcan T., Serghie Redica (1978), *Mg—Hydrothermal argillization in the Sasca Montană area*, St. tehn. ec., I, 14, 119—123.
- Nemec D. (1967), *The miscibility of the pyrospite and grandite molecules in garnets*, Miner. Magaz., 36.
- Nicolet S. E. (1932), *Un minéral nouveau, la duparcite*, Schweiz, Min. Petr., Mitt., 12, 543.
- Nockolds S. R. (1950), *On the occurrence of neptunite and eudialite in quartz bearing sienites from Barnavave*, Miner. Magaz., 29, 27—33.
- Oelsner (1965), *Atlas des principales paragenèses minérales vues au microscope*, Edit. Gauthier-Villars, Paris.
- Oftedahl I. W. (1964), *Vesuvianite as a host mineral for beryll*, Nersk, Geol. Tidssk, 44, 377—383.
- Pabst A. (1936), *Vesuvianite from Georgetown, California*, Amer. Miner, 21, 1.
- Pandulescu C., Dumitrescu M. Bercea M. (1970), *Cercetări privind prepararea minerului de la Sasca Montană*, St. tehn. ec., B, 45, 135—151.
- Park C. F., Mac Diarmid R. A. (1970), *Ore Deposits*, San Francisco and London (Freeman Co.)
- Parsons A. B. (1957), *The Porphyry Coppers in 1965*, New York, A.I.M.E., Verlag.
- Petrascheck W. E. Jr. (1942), *Gebirgsaufbildung, Vulkanismus und Metallgenese in den Balkanien und Südkarpaten*, Fortsch. d. Geol. u. Pa XIX, 47, Berlin.
- Petrascheck W. E. Jr. (1953), *Magmatismus und Metallgenese in südsteuropa*, Geol., Rdsch., 42, 1, 127—143, Stuttgart.
- Petrascheck W. E. Jr. (1965), *Metallogenetic Epochs and ore Districts of Eastern Serbia*, Carp-Balk. Geol. Assoc., VII Congr. Reports Part. III, 309—318, Sofia.

- Pettijohn F. J., Potter P.E., Seaver R. (1973), *Sand and Sandstone*, Springer Verlag, Berlin.
- Phan Kien Dong (1969), *Skarns et minéralisations associées*, Chron., Mines et Rech. minière, **37**, 292—311, 339—362.
- Phillips W. R. (1964), *A differentiation thermal study of the chlorites*, Miner. Magaz., **33**.
- Pieptea Vasilica, Ciornei A., Weingartner R. (1972), *Mineralizația cuprifera de tip diseminat din corpul subvulcanic Suvorcu regiunea Măldușa Nouă*, D. S. Inst. geol., **LIX**, 2, 65—80.
- Pomirleanu V. (1971), *Termometria și aplicarea ei la unele minerale din România*, Edit. Academiei R. S. România, București.
- Popescu Gh., Constantinescu E. (1977), *Observații mineralogice asupra skarnelor și mineralizațiilor din regiunea Oravița*, Anal. Univ. București, Seria geologie, **1**.
- Popescu Gh., Constantinescu E. (1980), *Blendes hydrothermales de Roumanie: corrélation entre les propriétés physiques, la composition chimique et la structure cristalline*, Bull. Soc. Franc., Crist. Min. (sub tipar).
- Popescu Gh. C. Constantinescu E., Tatu M., Buia Gr. (1980), *Cercetări microdurimetrice și röntgenstructurale asupra blendelor din districtele Baia Mare și Țibleș*, Anal. Univ. București, **28**.
- Rafalet A. (1977), *Principal features of the Sencnian Magmatic activity in the ore district Sasca Montană*, Prob. of ore depositons IV-th IAGOD Simp., Varna.
- Rahden H. V.R., Rahden M. J. E. (1972), *Some aspects of the identification and characterisation of 14 Å chlorites*, Min. Sci. Eng., **43**.
- Ramdohr P. (1945), *Myrmekitische Verwachsungen von Erzen*, N. Jb. Miner. Geol. Pal. Abh. **79** A, 161—191.
- Ramdohr P. (1969), *The ore minerals and their intergrowths*, Pergamon Press, London—New York.
- Ramdohr P., Strunz H. (1967), *Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie*, I. Enke Verlag, Stuttgart.
- Rădulescu D., Dimitrescu R. (1966), *Mineralogia tipografică a României*, Edit. Acad. R.S.R., București.
- Rădulescu D., Săndulescu M. (1973), *The Plate-Tectonics Concept and the Geological Structure of the Carpathians*, Tectonophysics, **16**, 155—161.
- Răileanu Gr., Năstăsescu S., Boldur C. (1963), *Date noi asupra limitei tectonice de vest a zonei Reșița (Banat)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **8**.
- Răileanu Gr., Năstăsescu S., Boldur C. (1964), *Sedimentarul paleozoic și mezozoic al domeniului getic din partea de sud-vest a Carpaților Meridionali*, An. Ccm. Geol., **XXXIV**, partea a II-a București.
- Roseboom E. H., Kullerud G. (1958), *The solidus in the system Cu—Fe—S between 400° and 600°C*, Carn. Inst. W. Yearbook, **57**.
- Roseboom E. H. (1960), *High-temperature X-ray studies in the system Cu—S*, Bull. Geol. Soc. Amer., **71**, 1959—1963.
- Roseboom E. H. (1966), *An investigation of the System Cu—S and some natural copper sulfides, between 25° and 700° C*, Econ. Geol., **61**, 641—672, Lancaster.
- Routhier P. (1963), *Les gisements métallifères*, Edit. Masson et Cie, Paris.
- Rozlozsnik P., Emszt K. (1908), *Beiträge zur genaueren petrographischen und chemischen kenntniss der Banatite des Komitates Krassó-Szöreny*, Mt. a.d. Jahrbuch d.k. ung. geol. R.A. **XVI**, 4, Budapest.
- Russo-Săndulescu D., Berzea T. (1979), *Banatites from the western part of the Southern Carpathians (Banat)*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie, **23**, 2, 149—159.
- Sahama, G., Rankama K. (1952), *Geochemistry*, Univ. Chicago Press.
- Sales H. (1954), *Genetic relation between granites, porphyries and associated copper deposits*, Min. Eng. **6**, 5, 499—505.
- Savul M., Ianovici V. (1959), *Chimismul calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **4**, 1.
- Saxena S. K. (1968), *Distribution of elements between coexisting minerals and the nature of solid solution in garnet*, Amer. Miner., **53**.
- Schneiderhöhn H. (1952), *Erzmikroskopisches Praktikum*, Stuttgart.
- Schneiderhöhn H. (1958), *Die Erzlagerstätten*, Jena.
- Schouten C. (1962), *Determination tables for ore microscopy*, Elsevier, New York.
- Schwartz G. M. (1298), *Experiments bearing on bornite—chalcocite intergrowths*, Econ. Geol., **22**, 44—61.
- Schwartz G. M. (1947), *Hydrothermal alteration in the Porphyry copper deposits*, Econ. Geol., **XLII**, 4, 319—352.
- Schwartz G. M. (1959), *Hydrothermal alteration*, Econ. Geol., **54**, 161—183.
- Scott D. S., Barnes H. L. (1967), *Sphalerite geothermometry at 330°C to 580°C*, Abs. G.S.A. meet, New Orleans.

- Seifert K. E. (1965), *Deformation bands in albite*, Amer. Miner., 50, 1469–1472.
- Seki Y. (1959), *Relation between chemical composition and lattice constants of epidote*, Amer. Miner., 44.
- Semenenko P., (1964), *The genesis and the classification of skarns*, Krystallinikum, 2, 61–69, Praha.
- Serdincenco D. N. (1968), *Vezuvianii iz skarnirovanih porod Srednei Azii i ih himicheskaia konstitucia*, Dokl. Nauk, S.S.S.R., 180 2, 452–455.
- Shaller W. T. (1926), *Mineral replacements in pegmatites*, Amer. Miner., 12, 59–63.
- Shimazaki H. (1969), *Synthesis of a copper-iron disulfide phase*, Canad. Miner. 10, 146.
- Simpson D. R. (1962), *Graphic granite from the Ramona pegmatite district, California*, Amer. Miner., 47, 1123–1138.
- Sitter L.U. (1964), *Structural Geology*, Mc Graw-Hill, New Ycrk.
- Skinner B. J. (1956), *Physical properties of end-members of the garnet group*, Amer. Miner., 41.
- Smith F. G. (1949), *Transport and deposition of the nonsulfide vein minerals. VI. Tourmaline*, Econ. Geol., 44, 186.
- Smith F. G. (1953), *Review of physico-chemical data on the state of supercrystal fluids*, Econ. Geol., 48.
- Smykatz Kloss W. (1975), *Differential thermal analysis*, New York.
- Sobolev (1964), *Parageneticckie tipi granatov*, Moskva.
- Socolescu M., Diaconu Fl., Varga P. (1977), *Structuri de pipte în zăcămintele de sulfuri peltimetice de la Rodna Veche*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, 22, 59–73.
- Sriramadas A. (1957), *Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets*, Amer. Miner., 42.
- Stiopol Victoria, Măldărescu I., Popescu Gh. C., Martinof Gh. (1976), *Certelu cre deposits (North Dobrogea) – a new model on its formation*, Rev. roum. Géol., Gécphis., Gécgr., Série de Géologie, 20, 2, 179–184.
- Strecheisen A. L. (1973), *Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks – Recommendations By the IUGS Subcommissiön on the Systematic of igneous Rocks*, N. Jb. Miner, 4, 149–164.
- Strecheisen A. L. (1967), *Classification and Nomenclature of Igneous Rocks*, N. Jb. Miner. Abh., 107, 2, 144, Stuttgart.
- Strunz (1966), *Mineralogische Tabellen*, Leipzig.
- Stubican V., Roy R. (1961), *Isomorphous substitution and infrared spectra of the layer lattice silicates*, Amer. Miner., 46, 32.
- Șarapov L. P. (1968), *Utilizarea statisticii matematice în geologie*, traducere din limba rusă, Edit. tehnică, București.
- Șeclăman M. (1971), *Contribuții la cunoașterea structurilor grafice*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 16, 1, 133–146.
- Șeclăman M., Constantinescu E. (1972), *Metamatic origin of some micrographic intergrowths*, Amer. Miner., 57, 5–6.
- Supercăeanu C. (1958), *Skarne vezuvianice și granatice cu conținut de beriliu și bor în zăcămintul de contact de la Călcăva-Banatul de SV*, Rev. minier, 9, 12, 552–562.
- Supercăeanu C. I. (1969), *Die Kupfererzlagerrstätte von Sasca Montană im SW-Banat und ihre Stellung in dem alpidisch-estmittelmeerrischen Kupfer-Molybdän-Erzgürtel*, Geol. Rundschau, 58, 798–860.
- Supercăeanu C. I. (1970), *Kellcidale Kupfererz Paragenese in den Kontaktlagerstätte von Sasca Montană*, Freiberg, fcrs. Leipzig, 266, 77–87.
- Talić R. (1957), *Vezuvian u skarnu Ptoej Cuke*, Zborn. Rud. geol. fac. Univ. Beogradu, 5, 45–53.
- Tarte P. (1960), *Infra-Red-Spectrum of Garnets*, Nature, 186, 234.
- Tennant C. B., Berger R. W. (1957), *X-ray determination of the dolomite-calcite ratio of a carbonate rock*, Amer. Miner., 42.
- Thompson J. B. jr. (1959), *Local equilibrium in metamatic processes*, in *Researches in Geochemistry*, ed. P. H. Abelson Wiley, London.
- Thorez J. (1975), *Phyllosilicates and clay minerals*, Ed. G. Lelotte, Disyn Belgique.
- Tilley C. E. (1949), *An alkali facies of granite at granite-dolomite contacts in Skye*, Geol. Magaz., 86, 81–93.
- Tilley C. E. (1952), *Some trends of basaltic magma in limestone synthesis*, Amer. Jour. Sci. Bowen, 542–544.
- Tröger W. E. (1952), *Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinbildenden Minerale*, Stuttgart
- Tufar, W. (1967), *Der Bornit von Trattenbach (Niederösterreich)*, N. Jb. Miner, Abh. 106, 334–351.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. (1961), *Distribution of the elements in some major units of the earth's crust*, Bull. Geol. Soc. Amer., 72, 174–192, Boulder.

- Turner F. I. (1968), *Metamorphic Petrology*, New York — San Francisco.
- Turner F. I., Verhoogen I. (1963), *Igneous and metamorphic petrology*, New York.
- Udubaşa G., Istrate G., Dafin E., Braun A. (1976), *Mineralizațiile plicimctalice de la Becaşa (N de Săcărimb, Munții Metaliferi)*, D. S. Inst. geol., LXII, 97—124.
- Udubaşa G., Istrate G., Popa C. (1978), *Date preliminare asupra mineralizației de la Julești—Valea Fagului (M-ții Apuseni)*, D. S. Inst. geol., LXIV, 2.
- Uspensky N. M. (1943), *On the genesis of granitic pegmatites*, Amer. Miner., 29, 437—447.
- Uytendogardt W., Burke J.A.E. (1971), *Tables for microscopic identification of ore minerals*, ed. a II-a, Elsevier, Amsterdam.
- Velde, Hoover (1963), *Petrological significance of illites polytypes*, Amer. Miner., 48, 11—12, 1239.
- Verkaeren J. (1971), *Les grenats biréfringents des skarnes à magnétite de San Lecne (Sardaigne SW)*, Bull. Soc. Fr. Min. Crist., 94, 492—499.
- Verkaeren J. (1974), *Les skarns à magnétite de San Lecne, Sardaigne Sud-Occidentale*, Mém. Inst. Géol., Univ. Louvain, XXVII, 2, 1—163.
- Vinogradov A. P. (1962), *Srednie sederejnaia chimiceskikh elementov v glavniñ tipah izverzenih gornih parcd semmci keri*, Geochimia, 5, 555—571. Moskva.
- Vogt J.H.L. (1928), *On the graphic granite*, Norske Videnskapselskaps, Forh. 1, 67.
- Vlad S. (1974), *Mineralogeneza skarnelor de la Deznecea*, Edit. Acad.
- Vujanovic V. (1974), *The basic mineralogic, paragenetic and genetic characteristics of the sulphide deposits exposed in the Eastern Black-Sea coastal region (Turkey)*, Bull. Miner. Res. Explor. Inst. (Ankara), 82, 21—36.
- Wahlström E. E. (1939), *Graphic granite*, Amer. Miner., 24, 681—698.
- Wahlström E. E. (1964), *Introduction to theoretical igneous petrology*, Wiley, New York.
- Walker A. (1965), *Some factors affecting gas phase ore transport*, Econ. Geol., 60.
- Ward G. W. (1931), *Chemical and optical study of the black tourmalines*, Amer. Miner., 23, 607.
- Waren B. E., Modell D. I. (1931), *The structure of vesuvianite*, Z. Krist., 78, 422—424.
- Wedepohl K. H. (1962), *Beiträge zur Geochemie des Kupfers*, Geol. Rdsch., 52, 492—504, Stuttgart.
- Weibull M., (1896), *Studien über Vesuvian*, Z. Krist., 25, 1—37.
- Winchell A. N., Winchell H. (1964), *Elements of optical mineralogy*, New York.
- Winchell H. (1958), *The composition and physical properties of garnets*, Amer. Miner., 43.
- Winkler H. G. F. (1965), *Die Genese der metamorphen Gestein*, Berlin.
- White J. L. (1969), *Influence of potassium content on intensities of basal reflections and dimensions of dioctahedral micas*, Trav. Intern. Etude des Bauxites, des Oxydes et des Hydroxydes d'Aluminium, Zagreb.
- Yoder H. S. (1950), *Stability relations of grossularite*, Journ. Geol., 58, Lancaster.
- Yoder H. S., Eugster H. P. (1955), *Synthetic and natural muscovites*, Geochim., Cosmoch. Acta.
- Yovcev J. S. (1965), *Grundzüge der Geologie und Mineralagerstätten der V. R. Bulgarien*, VII Kongr. d. Karp.-Balk. Asoz. 57, Sofia.
- Yule V. G., Kendall M. G. (1969), *Introducere în teoria statisticii*, Edit. tehnică, București.
- Yund R. A., Kullerud G. (1966), *Thermal stability in the system Cu—Fe—S*, Journ. Petr., 7, 3.
- Zepharovich V. v. (1859, 1875, 1893), *Mineralogisches Lexikon für das Kaisterum Osterreich*, I, II, III, Viena.
- Zombori L. (1934), *Daten zur chemischen Zusammensetzung der Granate von Vaskö-Deznascha*, Math. t. -t. Ert., 52.
- Zussman I. (1969), *Physical Methods in Determinative Mineralogy*, Academic Press, London.
- * * * (1962), *Index to the X-ray powder data file*, ASTM, Sp., Tehn. Publ., 48, LII, 368, New York.

EMIL CONSTANTINESCU

MINERALOGENEZA SKARNELOR DE LA SASCA MONTANĂ

Minéralogénèse des skarns de Sasca Montană

Editura Academiei Republicii Socialiste România, București, 1980

Résumé

1. APERÇU DES RECHERCHES MINÉRALOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES

La zone de Sasca Montană localisée dans le SW du Banat revient à la province pétrologique et métallogénique banatitique (Iaramides) dont le développement sur le territoire de la Roumanie et de la Yougoslavie a été signalé dès 1865 par B.v. Cotta.

2. DONNÉES GÉOLOGIQUES ET TECTONIQUES CONCERNANT LA RÉGION DE SASCA MONTANĂ

Les principales formations géologiques consignées sur la carte au 1/10 000 (planche XII) sont les schistes cristallins qui constituent le soubassement de la région, les roches sédimentaires paléozoïques et mésozoïques, les roches éruptives Iaramides et les roches de contact thermique et métasomatique. La zone est affectée par une série de dislocations tectoniques profondes, longitudinales et transversales, qui engendrent un système orthogonal de fractures (fig. 6).

3. CARACTÈRES CHIMICO-MINÉRALOGIQUES DES PRINCIPALES FORMATIONS PÉTROGRAPHIQUES ENTRAÎNÉES DANS LE PROCESSUS DE FORMATION DES SKARNS

3. 1. *Roches sédimentaires antélaramides.* Les associations minéralogiques et la succession stratigraphique (fig. 7) indiquent trois moments d'accumulation des dépôts terrigènes (Réthien, Lias, Albien), correspondant aux phases de transgression, autant que la prédominance des dépôts carbonatés dont le chimisme (tableau 2) met en évidence une tendance de groupement en trois domaines correspondant aux calcaires, aux dolomies et aux calcaires dolomitiques (fig. 9).

3. 2. *Roches éruptives Iaramides (banatitiques).* La composition minéralogique (tableaux 3, 4; fig. 12) dénote la présence des diorites quartzifères et des granodiorites en tant que principaux types de roches. À la limite entre les roches banatitiques et les skarns apparaît une mince zone de roches à caractère alcalin que l'on peut considérer des «périskarns». Elles présentent la paragenèse: feldspath potassique + reliquats de plagioclases + augite aegyrinique + quartz et sont caractérisées par le remplacement du plagioclase par le feldspath potassique, par la disparition de la hornblende et de la biotite, par la transformation de l'augite en augite aegyrinique, par la formation des perthites de substitution. Les structures graphiques (fig. 11) rencontrées dans ces zones sont mises sur le compte d'un remplacement sélectif du feldspath perthitique par le quartz dans les zones à faible résistance, représentées par des bandes de déformation.

Les analyses chimiques des banatites (tableaux, 5, 6, 7) et les diagrammes de variation (fig. 15, 16, 17) dénotent un caractère chalcoalcalin avec une tendance de différenciation alcaline.

4. MINÉRALOGIE ET CHIMISME DES SKARNS

Grenats. Les analyses chimiques (tableau 8, fig. 19) et physiques, dont: diffraction en rayons X, spectroscopie d'absorption en I.R., microdurimétrie (Vnh), poids spécifique (G) (tableau 9, fig. 18) dénotent une variation marquée de la composition (entre 85,8 mol. andradite et 84,1 mol. grossulaire) et une participation notable (jusqu'à 15%, des molécules piralspitiques (tout spécialement les piropes), fait qui montre une substitution du Ca par le Mg, rarement rencontrée dans les conditions de basse pression spécifiques pour la formation des skarns. Les études microscopiques et les analyses au moyen de la microsonde électronique (fig. 20) ont mis en évidence des anomalies optiques, avec disposition en secteurs et en lamelles. Ces dernières, correspondant à différentes teneurs en Al et Fe peuvent indiquer une modification ultérieure de la teneur en fer due à la circulation de quelques fluides plus riches en fer le long de certaines macles de déformation.

Idocrase (= vésuvianite). Les caractères cristallographiques (tableau 9, fig. 21) et chimiques (tableaux 10, 11) autant que les analyses physiques (tableaux 12, 13, 14; fig. 22, 23, 24) mettent en évidence deux types d'idocrase, dont un est caractérisé par une séparation en zones évidentes. Les zones qui dans le cristal présentent des propriétés optiques et un chimisme différents (fig. 25, 26, 27) ont permis de saisir la modification de la vitesse de croissance du cristal (Pl. III; fig. 3), fait mis en corrélation avec la modification de la teneur en Fe. Les cristaux d'idocrase comportent des inclusions de grossulaire (Pl. III; fig. 4) apparemment idiomorphes, dont la périphérie est transformée en idocrase.

Wollastonite. Elle est en association avec les grenats, le diopside, l'épidote. L'analyse chimique (tableau 15) et les valeurs α/n (tableau 16) indiquent une composition proche de celle théorique.

Les pyroxènes reviennent à la série diopside — hédénbergite. Les valeurs γ/δ et $2 V_r$ (fig. 28) sont celles caractéristiques du diopside (prédominant), de la salite et de la ferrosalite (subordonnées).

Scapolites. Elles apparaissent en association avec la wollastonite et les grenats et sont représentées par le dipyre.

5. THERMODYNAMIQUE DU PROCESSUS DE FORMATION DES SKARNS

Afin d'élaborer un modèle génétique on a établi les conditions physiques des réactions de formation pour les principaux minéraux inclus dans les skarns de Sasca Montană, en calculant les courbes de stabilité de la wollastonite (fig. 32), du diopside (fig. 33), de la trémolite (fig. 34), du grossulaire (fig. 35) et de l'idocrase (fig. 37). La valeur calculée pour la pression totale maximum des fluides est de 250 bars, le domaine de la variation de la pression partielle du CO₂ a été estimée entre 250 bars et 1 bar et les limites du domaine des températures ont été considérées: T max. 750°C et T min. 50°C.

Les caractères des skarns de Sasca Montană comparés à ceux des skarns d'autres occurrences dont on a élaboré les modèles thermodynamiques d'évolution des processus génétiques, notamment à ceux de Turinsk (Korjinski, 1948), Kamioka (Fontelles, 1962), San Leone (Verkaeren, 1974), Ocna de Fier (Kissling, 1967), Dognecea (Vlad, 1974) révèlent une série de particularités pour Sasca Montană, à savoir: l'absence d'une zonalité périplutonique, la présence, dans le système, de l'Al et des minéralisateurs B, F, Cl, l'existence de quelques déformations rupturales (failles, fissures, diaclases), plusieurs générations de minéraux et des rapports hésitants dans leur succession. Ces caractéristiques trahissent la prédominance d'un état de déséquilibre et une faible corrélation entre les surfaces isogrades et la distance par rapport au corps intrusif (ou centre chaud).

Le manque de concordance entre les isogrades et les surfaces isothermiques vient de la fluctuation de la pression du CO₂, due au fait que les voies d'accès du CO₂ sont ouvertes ou bloquées et à la variation de la quantité de substances volatiles due au caractère polyascendant des fluides. Ainsi la formation de plusieurs générations de minéraux de skarns peut être expliquée (voir fig. 40, 41) par des retours aux conditions de température autant que par la baisse pulsative de la pression du CO₂.

6. ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES

1. Zone d'altération hydrothermale des banatites. Les principaux minéraux analysés sont: la tourmaline (variété schorlrite) (tableaux 21, 22, 23; fig. 43, 44, 45), la fluorine, les oxydes de titane (le rutile, la brookite, l'anatase) (fig. 43, 52), les hydromicas, la kaolinite, les smectites, la chlorite, les carbonates (calcite, ankérite, sidérite), les sulfates (anhydrite, gypse), les zéolites (stilbite, thompsonite (tableaux, 25, 26)). Les déterminations effectuées au moyen de la diffraction en rayons X, de la spectroscopie en I.R. et les analyses thermodifférentielles effectuées sur des minéraux argileux (fig. 47, 48, 49, 50, 51) dénotent la présence du polytype 1M (prédominant) et du polytype 2M (subordonnée) dans les micas autant que la présence de quelques interstratifications régulières et irrégulières: chlorite — montmorillonite, illite — montmorillonite, nontronite — saponite.

2. Zone d'altération hydrothermale des skarns magnésiens. Elle est représentée par les serpentines: antigorite, chrysotile, deweylite (tableau 28; fig. 53, 54), amiante, talc (tableaux 29, 30), sépiolites (fig. 53, 54, 55).

7. MINÉRALISATION

Au point de vue morphologique les accumulations de minerais sont représentées par des colonnes minéralisées, par des corps tabulaires ou lenticulaires, par des amas et des zones de « breccia pipe ». Les minéraux métalliques qui constituent la minéralisation ont été soumis à des analyses chimiques (composants majeurs et mineurs), à des déterminations quantitatives du pouvoir de réflexion (R%) et de la microdureté (Vnh); ils ont été également caractérisé au point de vue microscopique (fig. 56, 57, 58 et pl. V—VII). On a mis en évidence des types de structures intéressantes: d'exsolutions,

myrmékittiques, de remplacement, de pseudo-exsolution autant que des textures: rythmiques et concentriques (fig. 60; pl. VIII—XI).

La composition et les caractères structuraux-texturaux de la minéralisation ont été mis en corrélation avec le type de roche hôte et avec le processus génétique, fait qui nous a porté à conclure que les minéraux métalliques constituent cinq associations caractéristiques. Les *skarns*: chalcopryrite — magnétite — pyrite — bornite — digénite — molidbénite — pyrrotine — chalcosine — mispickel — or — blende — argentite — spécularite; les *banatites transformées par altération hydrothermale*: chalcopryrite — pyrite — magnétite — molidbénite; les *calcaires recristallisés*: chalcopryrite — pyrrotine — pyrite — molidbénite — blende — galène — tétraédrite — t'nantite — énergite — jamesonite — boulangérite; la *zone de la brèche tectonique*: pyrite — marcassite — chalcopryrite — blende; la *zone d'altération supergène de la minéralisation cuprifère*: chalcosine — covelline — pyrite — bornite — linnéite — idaite — siégénite — millérite — cuivre natif — cuprite — goéthite — lépidocrocite — malachite — chessilite (azurite).

8. ÉVALUATION STATISTIQUE DES CARACTÉRISTIQUES CHIMICO-MINÉRALOGIQUES

On a examiné 5 630 données minéralogiques et chimiques obtenues par l'analyse microscopique et chimique de quelques échantillons prélevés systématiquement des coupes transversales qui recoupent les structures. Les données concernant les principaux minéraux métalliques (chalcopryrite — pyrite — magnétite) et les teneurs en cuivre, fer et soufre ont été groupées en tenant compte des principaux types de roches hôtes et rapportées en sens vertical à quatre horizons repère.

La fréquence des types pétrographiques indique la prédominance des banatites (56%), des skarns (24,8%) et des calcaires recristallisés (13,2%), suivis, de manière subordonnée, par les brèches tectoniques (4,3%), les cornéennes et les quartzites secondaires (1,4%).

La fréquence des principaux minéraux métalliques (fig. 61, 62, 63) révèle la prédominance de la pyrite et de la chalcopryrite dans les banatites, de la pyrite (marcassite) dans les calcaires et de la magnétite dans les skarns.

Afin de caractériser au point de vue chimique la minéralisation on a calculé les paramètres statistiques \bar{X} , s, V (tableaux 31, 32). On a remarqué des teneurs moyennes (\bar{X}) plus élevées en cuivre et une stabilité plus marquée (V = 203%) dans les skarns par rapport aux valeurs correspondantes du cuivre des banatites et des calcaires recristallisés.

Les histogrammes de la distribution du Cu, Fe, S par types de roches (fig. 64) et par horizons (fig. 65) dénotent une tendance générale vers lognormalité, fait qui peut être expliqué par l'existence de plusieurs générations de minéraux et par la présence de plusieurs minéraux renfermant le même élément. La corrélation Cu — Fe (tableau 33) est faible. La variation du cuivre est insignifiante en sens vertical mais notable dans les coupes transversales qui recoupent les structures indiquant, comme voie d'accès pour les fluides minéralisateurs, la zone de contact entre les banatites et les calcaires.

9. ÉVOLUTION DES PROCESSUS PÉTROGÉNIQUES ET MÉTALLOGÉNIQUES

L'édifice structural constitué au cours de la phase autrichienne du cycle tectono-magmatique alpin a subi pendant la phase laramide les effets d'une tectonique cassante qui a favorisé l'apparition des magmatites laramides, le long de quelques alignements pétrogéniques et métallogéniques dont l'ampleur est poursuivable sur de vastes territoires dans le cadre tectono-structural alpin (ceinture est-méditerranéenne; ceinture planétaire).

Entre la vallée de la Nera et la vallée de la Radimnița le développement considérable des corps banatitiques et de la métallogenèse associée sont corrélables à l'existence dans cette zone d'un système orthogonal de fractures orientées N—S, respectivement W—E. Les fractures longitudinales (Oravița, Sasca, Crucea Otmanului, Nera) sont responsables de la disposition en alignements et de la forme allongée en direction N—S autant que des corps banatitiques les apophyses se développent parallèlement aux fractures transversales. Le pendage vers l'W des corps intrusifs, partiellement concordant aux dépôts mésozoïques du synclinorium de Reșița — Moldova Nouă dénote une tendance d'enracinement dans la zone de la principale ligne tectonique d'Oravița. Il est probable que c'est la partie supérieure du manteau qui a fourni le magma, mais il y a eu aussi une contamination pendant la traversée de la croûte, la teneur remarquable en Cu des magmas étant liée à leur origine simique.

L'intrusion des magmatites laramides a été accompagnée par d'importants processus pétrogéniques et métallogéniques qui ont affecté les roches sédimentaires adjacentes autant que les roches éruptives intrusives. L'effet thermique et l'action des fluides postmagmatiques ont engendré dans l'auréole de contact une suite de transformations qui ont conduit à la formation de certaines phases minéralogiques stables dans les nouvelles conditions. Les relations réciproques entre les minéraux et les caractères généraux des roches nouvellement formées montrent que le processus de formation et d'évolution a connu trois phases, notamment: initiale (diopside, wollastonite, forstérite), principale (grenats, idocrase, scapolite, phlogopite) et subséquente (trémolite, épidote). La disposition dans l'espace des différentes associations révèle le contrôle lithologique et structural. La position asymétrique des skarns par rapport à la principale voie d'accès des fluides, représentée par la zone de contact entre les banatites et les roches sédimentaires, marque le rôle joué par l'anisotropie de la perméabilité et par le contraste chimique dans le développement appréciable des skarns formés aux dépens des roches carbonatées par rapport aux skarns formés aux dépens des roches magmatiques. La prédominance de l'association: grossulaire — idocrase à Sasca Montană en contraste avec la composition des métasomatites d'Ocna de Fier — Dognecea vient de l'existence des minéraux alumineux dans le paléosoma, alors que le caractère magnésien de quelques associations y est influencé par la présence des dolomies triasiques.

Des associations complexes des minéraux des skarns, renfermant presque tous les minéraux décrits, sont rencontrées dans la zone de Dealul Gheorghe, située au croisement de quelques fractures longitudinales et transversales profondes, zone qui a joué le rôle d'un « centre chaud » pendant le développement des métasomatites.

L'activité pulsative de la tectonique disjonctive, dans la zone investie, a déterminé une évolution polyascendante des fluides minéralisateurs,

accompagnée d'une variation périodique de la pression partielle du CO_2 , fait qui, dans les skarns, a conduit à la prédominance d'un état de déséquilibre et à une faible corrélation entre les surfaces isogrades et la distance par rapport au corps intrusif (ou centre chaud).

La continuation de l'activité des solutions postmagmatiques pendant l'étape hydrothermale a conduit au complètement de la composition minéralogique des banatites et des skarns avec une série de minéraux de néoformation (résultés soit du remplacement des minéraux primaires soit de leur cristallisation aux dépens des solutions). Le chimisme des minéraux de néoformation indique, dans la zone d'altération des banatites, l'existence d'un apport de minéralisateurs (B, F) de K et une remobilisation marquée du Mg, Fe, Ti, Ca, Si. Les roches banatitiques, en partant de la composition dioritique-granodioritique, ont évolué en conditions d'un potentiel élevé en H_2O (OH, H^+), vers une composition riche en Al_2O_3 et pauvre en CaO, Na_2O , K_2O dans la zone argilique et vers une composition riche en K dans la zone phyllique. La kaolinisation succède la séricitisation, étant corréléable au moment de la consommation du K dans la zone illitique; le rapport K/Na se maintient favorable au K, déterminant un développement réduit de l'albite par rapport à la séricite. La variabilité du rapport Mg/Fe, dans la composition des solutions hydrothermales, due partiellement au lessivage du Fe des minéraux primaires renfermés par les banatites, conduit à des structures zonées dans la tourmaline et à l'apparition de quelques variétés de minéraux à teneur différentes en Fe (Mg) dans les chlorites et les smectites. La chloritisation des biotites abondant en titane et la transformation de certains minéraux accessoires (titano-magnétite, sphène) conduisent à un excès en titane fixé dans le rutile, la brookite et l'anatase.

Dans la zone d'altération des skarns magnésiens on observe la remobilisation du magnésium dans les produits des différentes étapes autant que sa concentration dans les silicates stables pendant les phases finales du processus d'altération, en même temps que la chasse du fer des réseaux cristallins des phyllosilicates et sa séparation en oxydes et hydroxydes de fer.

Le processus d'altération hydrothermale s'est déroulé pendant une large gamme thermique, à partir de températures de 420—360°C (paragenèse tourmaline — brookite) jusqu'à des températures inférieures à 100°C (faciès zéolitique). Les minéraux du faciès phyllique se sont constituées à des températures supérieures à 350°C (illite polytype 2M) et ceux du faciès argilique à des températures inférieures à 350°C.

Les principaux processus métallogéniques ont eu lieu sous l'influence du contrôle lithologique et structural, dont le rôle important est trahi par la morphologie des corps de minéraux, par les différentes paragenèses et par les structures et les textures de la minéralisation.

La localisation du minerai de préférence dans les skarns est justifiée par leur porosité primaire plus marquée par rapport aux autres roches, par leur fissurabilité accentuée et par l'instabilité relative des minéraux constituant des skarns (formés au cours des premières phases du processus métasomatique de contact) sous l'action des solutions hydrothermales, fait qui favorise leur substitution massive. Les caractères pétrochimiques, l'association des éléments mineurs et la teneur en cuivre, des roches banatitiques de Sasca Montană, comparés à ceux des roches banatitiques de Moldova Nouă (Gheorghiu, 1975) mettent en évidence leur consanguinité et la possibilité de fonc-

tionner à titre de protore dans le processus de formation de quelques minéralisations de cuivre disséminé. Les magmatites de Sasca Montană présentent toutefois une série de particularités dont : le maintien d'un degré de fraîcheur relativement élevé pour la plupart des corps éruptifs, l'épaisseur restreinte des zones d'altération à porosité marquée, l'absence d'une zonalité spatiale nette et le développement des zones d'altération avancée (illite — quartz) qui accompagne la minéralisation, tout spécialement le long des fissures.

L'activité métallogénique responsable de la formation des principales minéralisations a débuté dans la phase subséquente du métamorphisme de contact métasomatique avec formation des concentrations en oxydes de fer.

La baisse de la température au cours de cette phase a conduit à la baisse de la mobilité du fer qui précipite sous forme d'hématite et de magnétite, en substituant les grenats (avec formation de structures zonées). Les relations de transformation en muschétovite et martite, localement signalées entre l'hématite et la magnétite, dénotent la variation de la teneur en oxygène qui a rempli, dans le système, le rôle d'un constituant tampon. La baisse, plus loin, de la température corrélée à la baisse de la teneur en fer conduisent au dépôt des sulfures de fer et de cuivre (Mo).

Le processus de formation des minéraux métalliques a évolué dans le cadre des systèmes: Cu-Fe-S-O ; Cu-Fe-S ; Cu-S ; Cu-Fe-As (Sb)-S . La minéralisation résultée est constituée, de manière prédominante, de sulfures et de manière tout à fait subordonnée d'oxydes. Dans son ensemble elle présente un caractère cuprifère et revient au type Cu-Mo . L'association: chalcopryrite—bornite—digénite—tétraédrite est spécifique au gisement de Sasca Montană tout en l'individualisant par rapport aux autres gisements laramides du Banat et des Monts Apuseni.

La variation des facteurs géochimiques et thermodynamiques a déterminé les aspects divers et parfois contradictoires de la minéralisation qui laisse voir différents sens d'évolution: chalcopryrite—bornite, bornite—chalcopryrite; substitutions réciproques; plusieurs générations des mêmes minéraux.

Les différentes paragenèses des minéraux métalliques autant que les structures et les textures de la minéralisation décrite dénotent un large intervalle thermique de déroulement du processus de minéralisation.

Lorsque nous avons attribué un caractère pyrométasomatique-hydrothermal à la minéralisation du gisement de Sasca Montană nous avons tenu compte du développement radiare des processus de minéralisation par rapport au contact banatites — calcaires, saisi à cause de la variation en direction transversale des principaux éléments métalliques autant que de l'association génétique évidente avec les fluides de haute température, responsables de la formation des métasomatites.

10. INDICATEURS MÉTALLOGÉNIQUES

L'étude complexe du gisement de Sasca Montană met en évidence plusieurs éléments d'ordre structural, pétrographique et minéralogique, qui peuvent être utilisés comme indicateurs métallogéniques dans l'activité de prospection et d'exploration géologique des gisements de la province laramide.

Les principaux métallotectes séparés dans le cadre du gisement de Sasca Montană peuvent être considérés comme des:

métallotectes valables à l'échelle provinciale (Iaramide):

- métallotecte magmatique — les corps banatitiques;
- métallotecte lithostratigraphique — les dépôts sédimentaires permo-mésozoïques.

métallotectes valables à l'échelle régionale (Banat):

- métallotecte structural — la ligne tectonique d'Oravița;
- métallotectes minéralogiques:
 - grenats, principaux composants de tous les skarns minéralisés de Banat;
 - paragenèse illite + quartz qui accompagne la minéralisation de cuivre disséminé dans les banatites affectées par l'altération hydrothermale.

métallotectes valables à l'échelle du gisement:

- métallotectes structuraux:
 - la faille de Sasca qui a déterminé la principale orientation des corps banatitiques;
 - le complexe ruptural orthogonal de Dealul Gheorghe qui a joué le rôle d'un « centre chaud » au cours de l'évolution des processus de formation des skarns et de la minéralisation.
- métallotecte lithologique:
 - le paléosoma dolomitique (étant connue l'affinité du cuivre pour le magnésium préexistant).
- métallotectes minéralogiques:
 - l'association grossulaire + idocrase, avorable aux concentrations en Cu—Mo;
 - l'andradite, favorable aux accumulations locales de magnétite.

PLANȘE

1-XII

Fig. 1. — Skarnu cu granată anizotropi și diopsid; N+; $\times 10$.

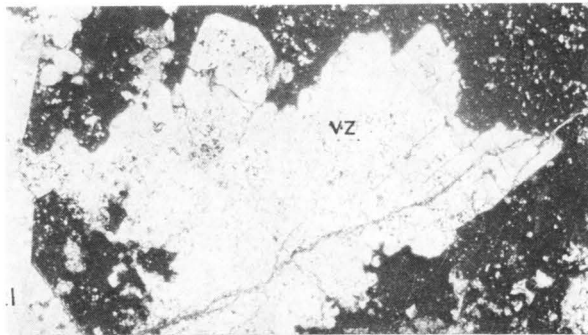
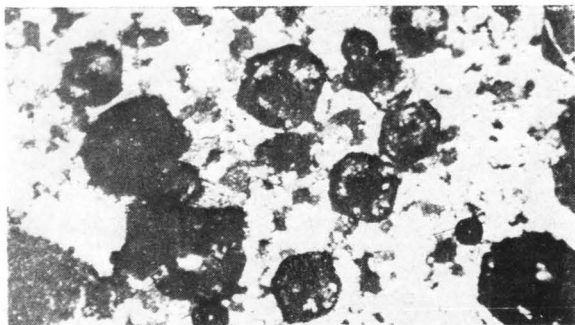


Fig. 2. — Cristal anhedral de vezuvian (vz) asociat cu grossular (negru) și calcit (cl) în skarne granato-vezuvianice; N+; $\times 10$.

Fig. 3. — Secțiune paralelă cu axul *c* într-un cristal de vezuvian. Se observă dislocația verticală marcată de o treaptă în morfologia exterioară a cristalului și modificarea numărului de fețe în timpul creșterii; N+; $\times 10$.

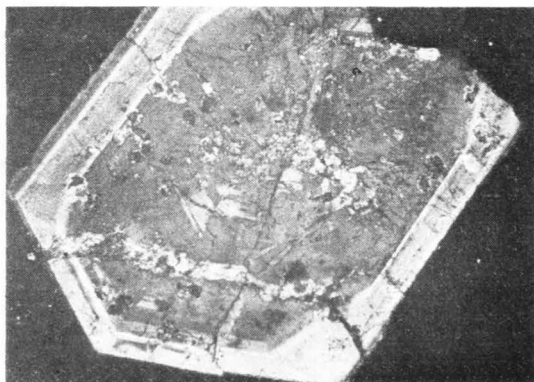


Fig. 4. — Incluziuni de granat delimitate de o zonă de reacție în vezuvian zonat; N+; $\times 10$.

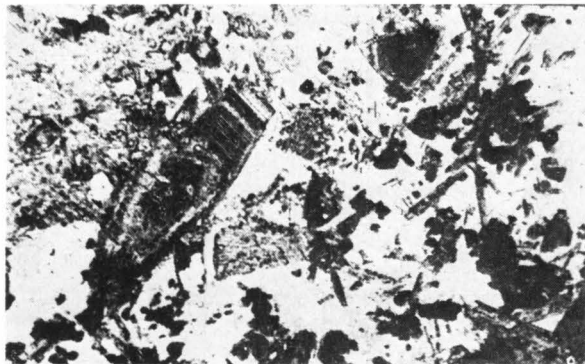


Fig. 1. — Cristale zonate de turmalină și cristale aciculare de turmalină înconjurând granulele de cuarț sau pătrunzind în acestea; N+; $\times 40$.

Fig. 2. — Anatas (*an*) în banatite transformate hidrotermal; cp = calcopirită; N II; $\times 80$.

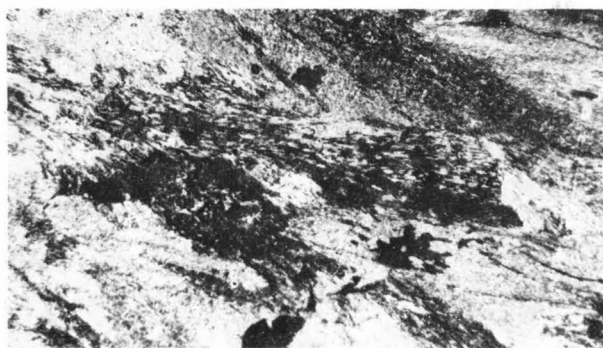
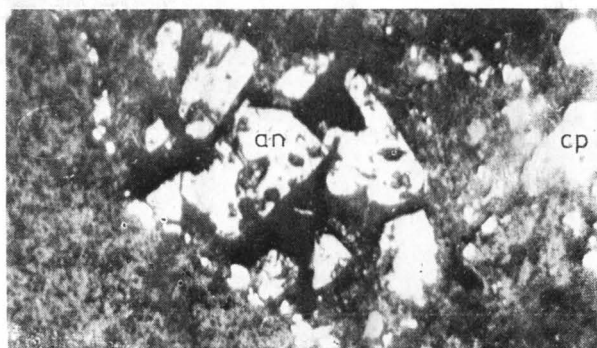


Fig. 3. — Tremolit transformat în talc. Se observă separarea oxizilor de fier de-a lungul planelor de clivaj ale tremolitului; masa înconjurătoare este constituită dintr-un agregat de crisotil, antigorit și talc; N+; $\times 20$.

Fig. 4. — Filonaș de crisotil în skarne magneziene hidrotermalizate. În masa skarnelor se observă relice de forsterit transformate în antigorit; N+; $\times 40$.



Fig. 1. — Aur nativ inclus în calcozină (digenit); *cpy*, calcopirită; *bn*, bornit; *dig*, digenit; N II; $\times 90$; imersie în ulei.

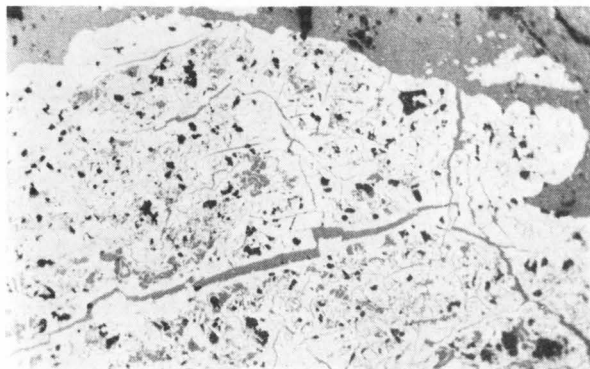
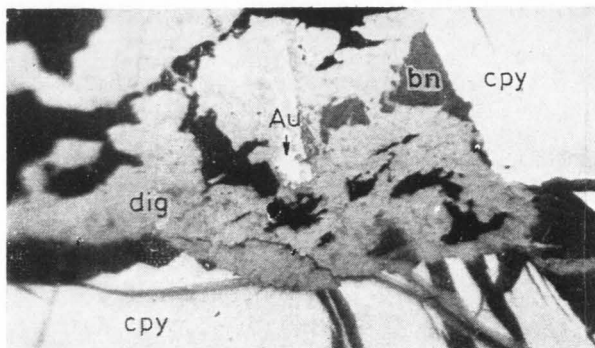


Fig. 2. — Calcopirită cataclazată și cimentată de-a lungul clivajelor (111) și spăturilor de către calcozină. Imaginea reprezintă partea superioară a unei structuri circulare bordate de calcozină; N II; $\times 200$; imersie.

Fig. 3. — Două generații de calcopirită: *cp I*, calcopirită de primă generație ca produs de exoluție în sfalerit (*sph*) și *cp II* în plaje, cimentând granule de pirită (*py*); N II; $\times 90$.

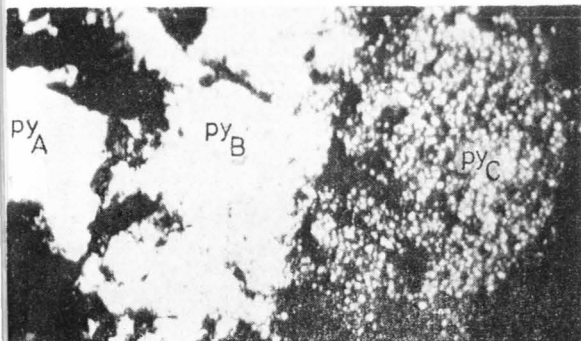
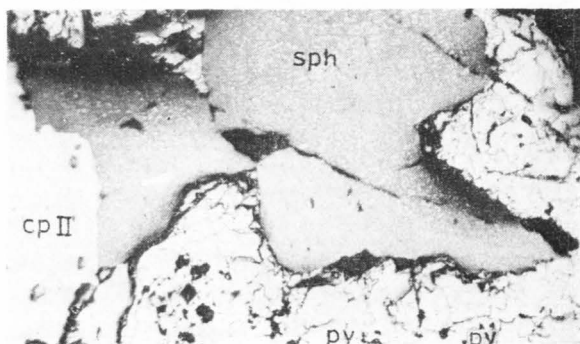


Fig. 4. — Diferite moduri de prezentare a piritei: A, masivă „curată”; B, fisurată „coaptă”; C, microgranulară cimentată cu calcopirită și covelină; N II; imersie în ulei.

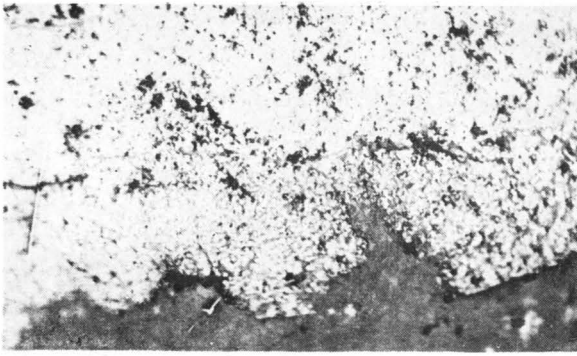


Fig. 1. — Granule de pirită sfărâmate și cimentate cu calcopirită ulterior transformată în bornit și covelină; N II; $\times 200$; imersie în ulei.

Fig. 2. — Pirotină (*pt*) și calcopirită (*cp*). În calcopirită „stelețe” și „romburi” de sfalerit; N II; $\times 200$.

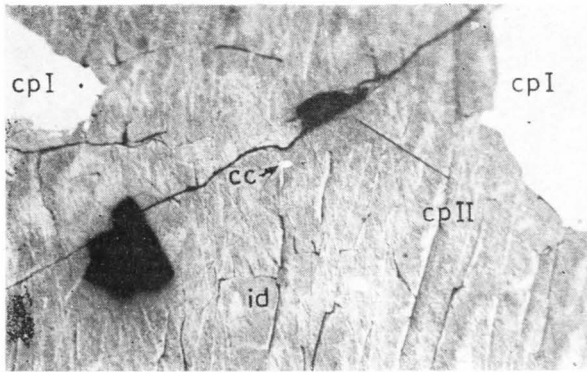
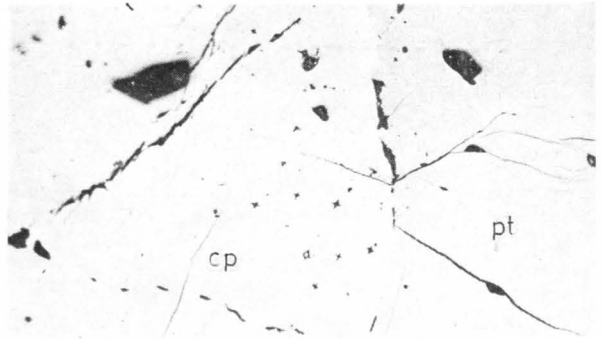
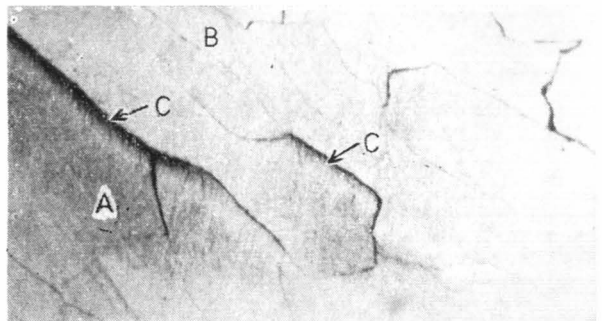


Fig. 3. — Idait (*id*) dezvoltat de-a lungul fisurilor de contracție („crack-disease”) în bornit; *cp II*, calcopirită pe fisuri în bornit idait; *cp I*, calcopirită în plaje înconjurând granulul de idait; *cc*, calcozină; N II; $\times 200$; imersie în ulei.

Fig. 4. — Idait — detaliu la fig 3. *A*, zone brun-roșcate cu bireflexie și anizotropie intense; *B*, zone galben-brun; *C*, fisuri tip „crack-disease”; N II; $\times 500$; imersie în ulei.



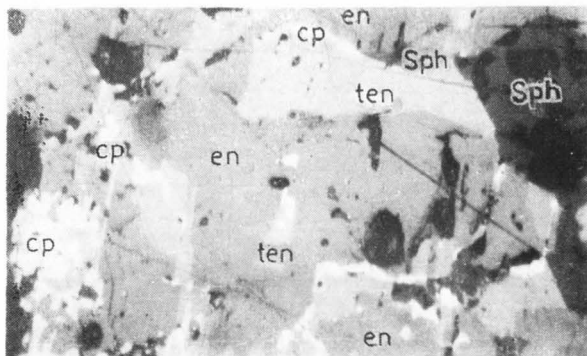


Fig. 1. — Asociația enargit (*en*) — tenantit (*ten*) — calcopirită (*cp*) — sfalerit (*sph*). Calcopirita se dispune la limita enargit-tenantit; N II; $\times 400$; imersie în ulei.

Fig. 2. — Cristal de linneit (*linn*). Pe fisurile paralele cu cili razele 100 și 110 pelicule fine de bornit și calcopirită (*bn+cp*). În jurul cristalului de linneit plăci de bornit (*bn*) și calcopirită (*cp*); N II; $\times 200$; imersie în ulei.

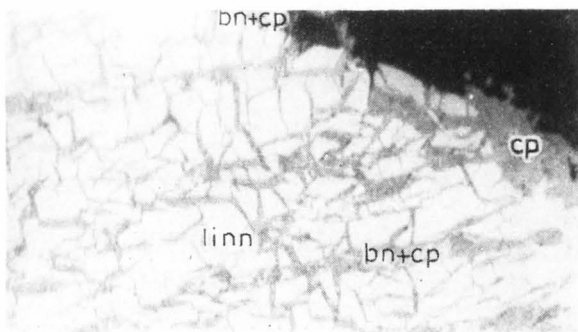


Fig. 3. — Molibdenit (*Mo*) asociat cu calcopirită (*cp*) în ganga de calcit (culoare închisă); N II; 16/0,4.

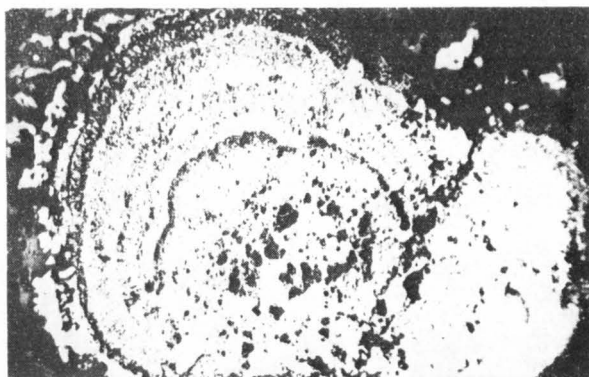


Fig. 4. — Marcasită cu textură ritmică; N II; $\times 10$.



Fig. 1. — Magnetit substituind zonar granații; N II; $\times 10$.

Fig. 2. — Hematit muschetozitat; N II; $\times 80$.

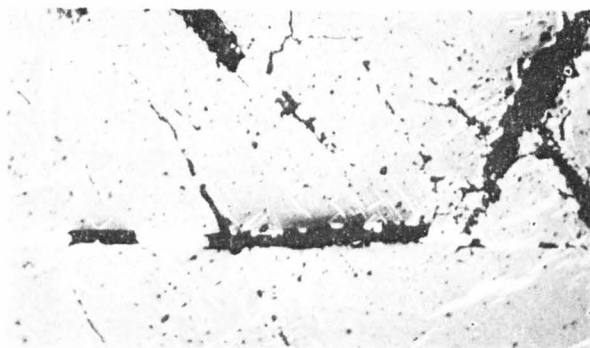
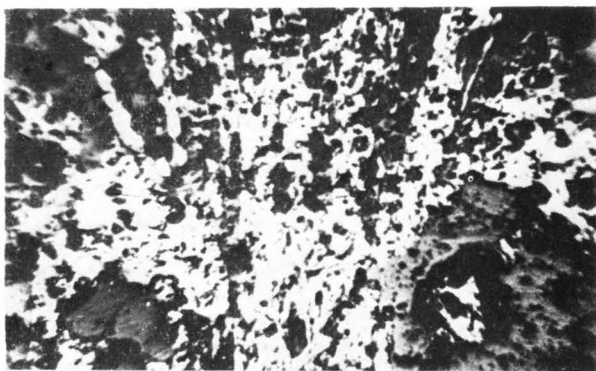


Fig. 3. — Structuri de dezamestec calcopirită (alb) urmind 3 direcții cristalografice (100, 110, 111) în bornit (cenușiu). În partea stângă bornitul a fost substituit de minerale de gangă rezultind texture de „pseudoexoluție”; N II; $\times 200$.

Fig. 4. — Concreștere myrmekitică; tetraedrit (tetr) — calcopirită (cp), N II; $\times 400$, imersie în ulei.

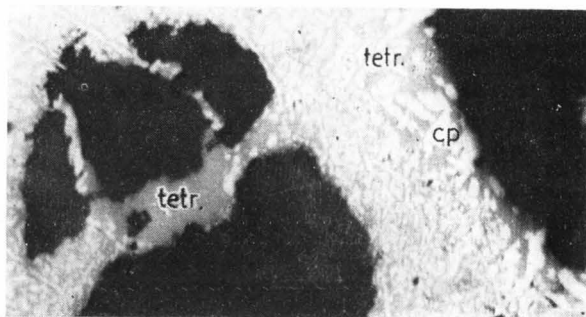


Fig. 1. — Structuri de „pseudoexsoluție” calcopirită (alb)—cuarț (cenușiu închis). Cuarțul a substituit preferențial bornitul aflat inițial în concreștere cu calcopirită; N II; $\times 500$; imersie în ulei.

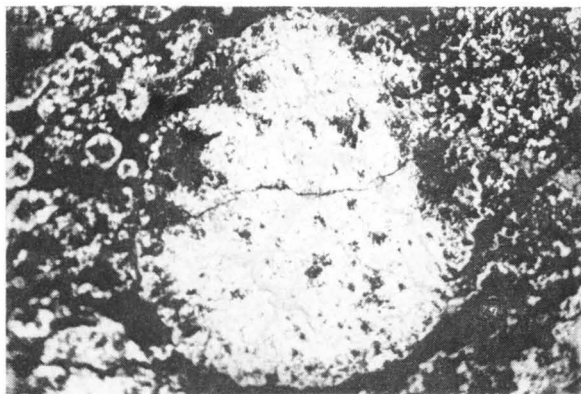
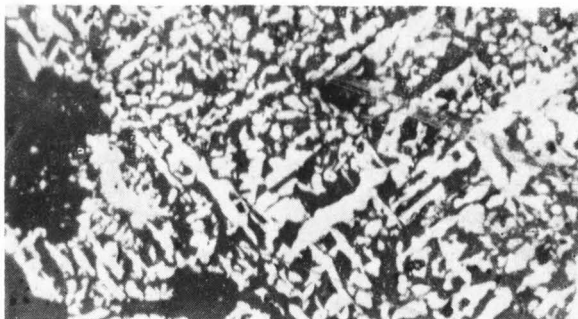


Fig. 2. — Formațiuni sferoidale constituite din aglomerări de cristale microgranulare de pirită (alb) cimentate de bornit (cenușiu deschis); N II; $\times 90$.

Fig. 3. — „Atoli” de pirită în calcopirită (*cp*). Ganga de calcit (cenușiu închis); N II; $\times 90$.

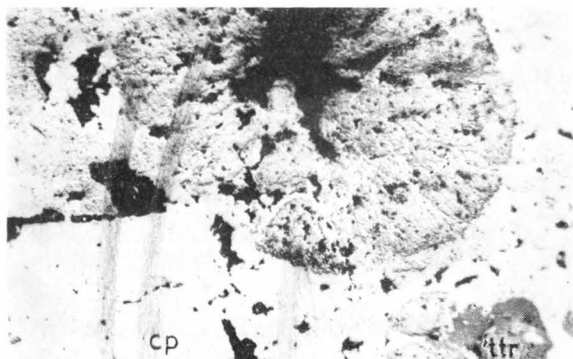
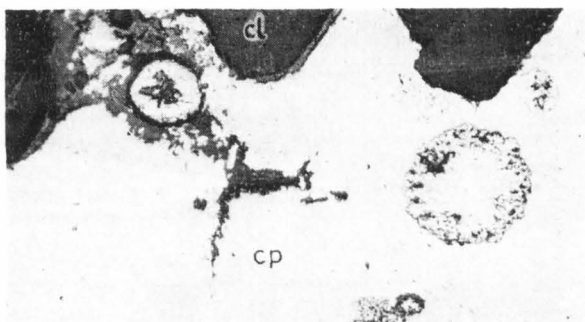


Fig. 4. — „Atoli” de pirită (detaliu într-o masă de calcopirită (*cp*) și tetradrit (*ttr*).

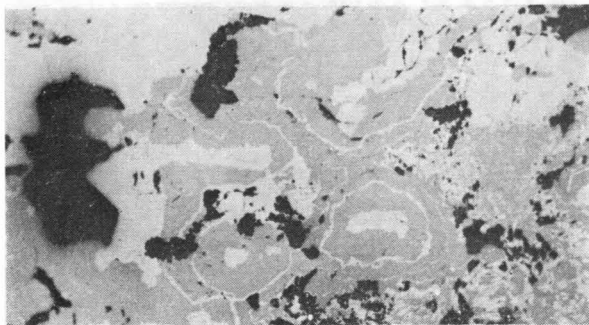


Fig. 1. — Texturi ritmice : calco-pirită (alb), tetraedrit (gri deschis); N II; $\times 200$.

Fig. 2. — Texturi ritmice: calco-pirită (alb), calcozină (gri deschis); N II; $\times 200$.

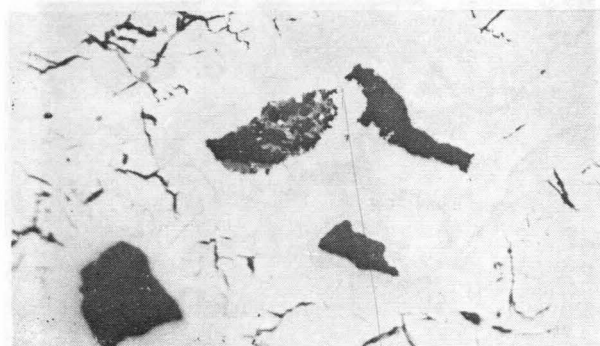
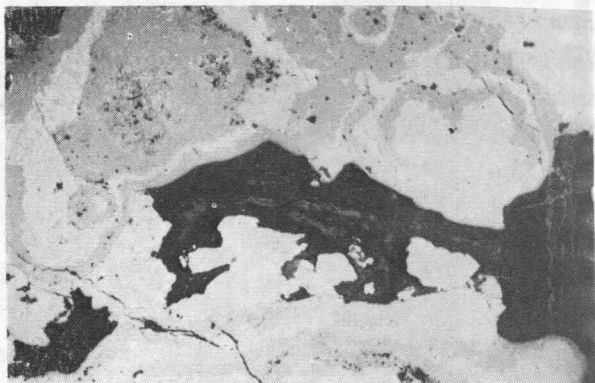


Fig. 3. — Texturi ritmice: calco-pirită (alb), bornit (gri) în mase cu aspect botrioidal; N II; $\times 300$; imersie în ulei.

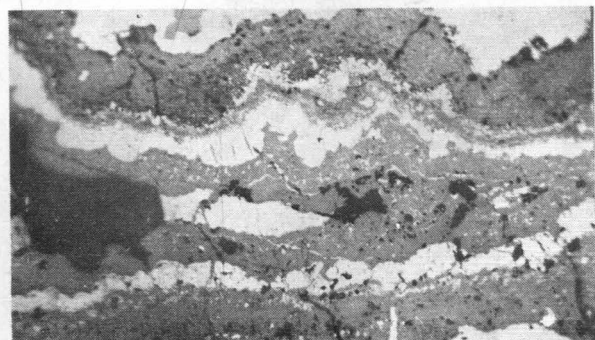
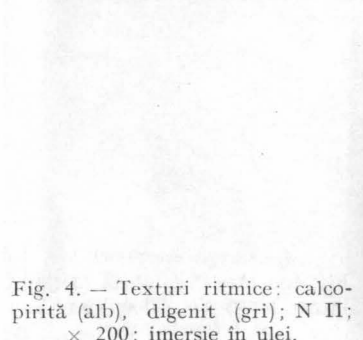


Fig. 4. — Texturi ritmice: calco-pirită (alb), digenit (gri); N II; $\times 200$; imersie în ulei.

Lei 12,50

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

<https://biblioteca-digitala.ro>