135/V66

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ ALE ȘEDINȚELOR

VOL. LIV/3
1966-1967

BUCUREȘTI
1969

125/18.06.86

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

ALE

ȘEDINȚELOR

VOL. LIV
Partea a 3-a

INSTITUTUL GEOLOGIC
(Sesiunea de Comunicări ştiinţifice 1967)

BUCUREȘTI
1969

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

MASIVUL CRISTALOFILIAN AL GÎRBOVEI (MUNŢII PERŞANI)

DE

MARCELA DESSILA-CODARCEA, MIRCEA BORCOŞ, ADELA ARGHIR-DRĂGULESCU[2]

Abstract

Gîrbova Crystalline Massif (Perşani Mts). The research work carried out in the Gîrbova massif has shown that it is constituted in its most part of weakly metamorphosed crystalline schists, named ,,Gîrbova series'', which transgressively overlies an old basement built up of compact gneisses. Within the Gîrbova series three horizons have been identified: the metagrauwacke (1), the quartzite-sericite schist (2) and the phyllite (3) horizons. The petrographic characters show that the Gîrbova series represents an old flysch basement belonging to the tectonic cycle of P. D. Krynin. According to the authors of this paper the Gîrbova series may be considered as a flysch formation, fact that permits the Prepaleozoic evolution of a part of the territory in Romania to be completed. The deposits of the Gîrbova series have been metamorphosed during the Baikalian cycle at the level of the greenschists. The Gîrbova massif is characterized by a less complex tectonical structure, a series of folds with the NE—SW strike being evidenced. The folds have a general E—W strike with dips towards the north.

Masivul Gîrbova face parte din munţii Perşani, fiind cuprins între valea Comanei la nord şi bazinul văii Veneţia la sud. În centrul masivului se înalţă vîrful Gîrbova (992 m), constituit din calcare tithonice; el domină dealurile mai joase formate din şisturi cristaline, înconjurate de coline constituite din depozite mezozoice şi terţiare.

Cristalinul Gîrbovei este situat la nord de extremitatea estică a masivului Făgăraş, ocupînd în raport cu cristalinul Carpaţilor Meridionali o poziţie internă.

[1] Comunicare ţinută în şedinţa din 24 aprilie 1967.

[2] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

Această mică insulă de șisturi cristaline prezintă un aspect mai puțin muntos în comparație cu masivul Făgăraș. Morfologia sa actuală se datorește atît caracterului litologic al depozitelor premetamorfice, cît și poziției sale în marginea zonei de scufundare treptată a bazinului Transilvaniei.

Constituția petrografică puțin variată a masivului Gîrbova nu a suscitat într-o măsură prea mare interesul cercetătorilor terenurilor cristalofiliene. Date sporadice referitoare la acest masiv provin de la H. Wachner (1916) care menționează „mase de micașisturi" biotitice fine, șistoase, atunci cînd se referă la fundamentul calcarelor mezozoice din această parte a munților Perșani. H. Wachner semnalează de asemenea apariții de șisturi clorito-sericitoase și șisturi grafitoase în aria de răspîndire a formațiunilor sedimentare, remarcînd că amfibolitele, care apar frecvent în partea sudică a munților Perșani (la Șinca Nouă), lipsesc complet în masivul Gîrbovei.

Cercetările efectuate în anul 1964 în cristalinul Gîrbovei au avut ca scop orizontarea și caracterizarea depozitelor slab metamorfozate care iau parte preponderentă în alcătuirea lui; aceste depozite au fost separate sub denumirea de „seria de Gîrbova"[3]. Ele se așternpeste un fundament gnaisic vechi, care apare la zi pe o suprafață restrînsă.

Fundamentul vechi

Fundamentul vechi aflorează numai în partea estică a masivului cristalin al Gîrbovei (fig. 1). În bazinul superior al văii Comana pe ramificațiile de nord-est ale vîrfului Gîrbova se întîlnesc roci compacte foarte alterate, care se deosebesc prin caracterele lor, de șisturile seriei de Gîrbova. Studiul microscopic a pus în evidență roci gnaisice, constituite dintr-un fond oligoclazic foarte alterat, care înglobează lentile de cuarț cu structură mozaicată. Este interesant de remarcat prezența unor minerale cristalizate ulterior procesului de metamorfism regional, care a generat gnaisele; aceste minerale sînt dispuse neorientat în masa rocii, fiind reprezentate prin clorit, muscovit și carbonați feriferi.

În regiunea Rășinari — Cisnădioara — Sadu unul dintre autori (Marcela Dessila-Codarcea, 1966) a separat în baza stivelor de șisturi cristaline o serie de fundament predominant gnaisică, seria de

[3] Marcela Dessila-Codarcea, M. Borcoș, Adela Arghir-Drăgulescu, 1965. Cercetări geologice în masivul Gîrbova. Arh. Inst. Geol.

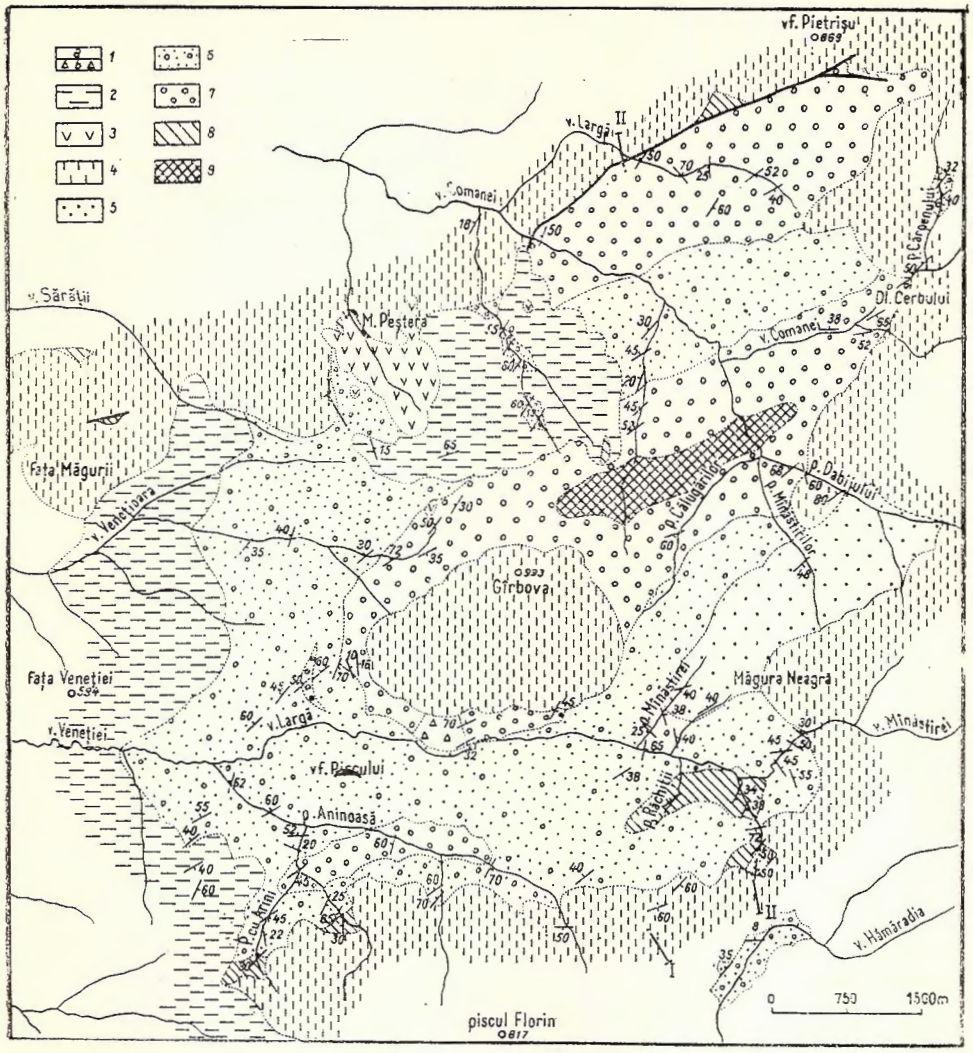


Fig. 1. — Harta geologică a masivului Gîrbova (limita cu formațiunile sedimentare după D. Patrulius, Elena Popa, Ileana Popescu și M. Săndulescu, Jana Săndulescu).

Sedimentar: 1, Cuaternar — a, depozite aluviale; b, depozite deluviale; 2, Terțiar; 3, bazalte; 4, Mezozoic. Seria de Gîrbova: 5, orizontul filitelor; 6, orizontul șisturilor cuarțito-sericitice; 7, orizontul metagraywackelor. Fundamentul vechi: 8, roci cuarțo-feldspatice (Dornean?); 9, gnaise (Lotrian).

Carte géologique du massif Gîrbova (limite avec les formations sédimentaires d'après D. Patrulius, Elena Popa, Ileana Popescu et M. Săndulescu, Jana Săndulescu).

Sédimentaire: 1, Quaternaire — a, dépôts alluviaux; b, dépôts déluviaux; 2, Tertiaire; 3, basaltes; 4, Mésozoïque. Série de Gîrbova: 5, horizon des phyllites; 6, horizon des schistes quartzo-séricitiques; 7, horizon des métagraywackes. Soubassement ancien: 8, roches quartzo-feldspathiques (Dornnéen?); 9, gneiss (Lotrien).

Măgura. Această serie este comprehensivă reprezentînd continuarea zonelor de gnaise de Cumpăna şi de Cozia din masivul Făgăraş la vest de Olt. Gnaisele din masivul Gîrbova, reprezintă fundamentul de Măgura ; ele aparţin în schema paleotectonică a Carpaţilor Meridionali complexului cutat lotrian (M a r c e l a D e s s i l a-C o d a r c e a, 1967).

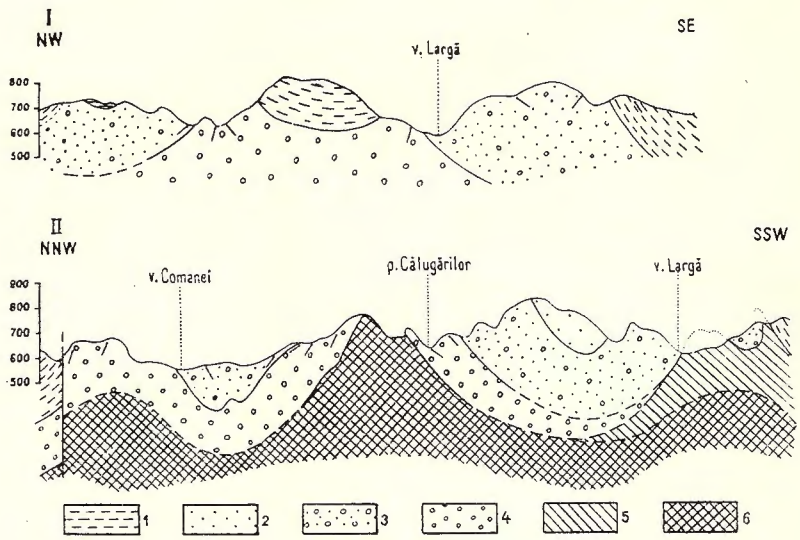


Fig. 2. — Profile geologice prin masivul Gîrbova.

1, sedimentar; 2, orizontul filitelor; 3, orizontul şisturilor cuarţito-sericitice; 4, orizontul metagraywackelor; 5, roci cuarţo-feldspatice; 6, gnaise.

Profils géologiques à travers le massif Gîrbova.

1, sédimentaire; 2, horizon des phyllites; 3, horizon des schistes quartzo-séricitiques; 4, horizon des métagraywackes; 5, roches quartzo-feldspathiques; 6, gneiss.

Menţionăm de asemenea că cercetările recente efectuate în cristalinul Gîrbovei au pus în evidenţă şi un pachet de roci cuarţo-feldspatice. Astfel, în extremitatea de SE a masivului, pe Pîrîul Răchiţii şi pe următorul afluent stîng al văii L a r g i, apar roci microcristaline în axa unei cute anticlinale. Poziţia stratigrafică a acestor roci nu este clară; ele nu vin în contact direct nici cu gnaisele, nici cu orizontul inferior al seriei de Gîrbova; în schimb suportă depozitele ritmice ale orizontului median al acestei serii (fig. 2). Situaţia menţionată poate conduce la presupunerea că aceste roci fac parte dintr-un relief vechi, erodat inegal,

peste care s-a suprapus transgresiv formațiunea de Gîrbova. Este dificil să se precizeze cărui complex cutat aparțin aceste roci rezultate în mod evident prin metamorfozarea unor depozite vulcanogene acide. Caracterul lor microcristaloblastic și prezența foițelor de biotit conținînd incluziuni de zircon înconjurate de aureole pleocroice largi ne-au sugerat ideea încadrării lor în Alutian (Marcela Dessila-Codarcea, 1967). În prezent înclinăm pentru posibilitatea apartenenței lor la a doua etapă de dezvoltare a geosinclinalului baicalian (Dorneanul).

Seria de Gîrbova

Șisturile cristaline ale seriei de Gîrbova apar de sub depozitele sedimentare mezozoice sau terțiare în bazinul văii Largi a Veneției și în bazinul văii Comana.

Această serie este caracterizată în primul rînd prin ritmicitatea sa; secvențe mai compacte avînd grosimi de ordinul decimetrilor alternează cu secvențe șistoase. Deoarece depozitele primordiale au fost afectate în mică măsură de procesele de metamorfism regional, caracterele detritice s-au conservat adeseori aproape intacte. Constituția premetamorfică a seriei de Gîrbova a fost dedusă astfel cu ușurință prin studiul microstructurilor relicte; pe această cale s-a stabilit că rocile care constituie secvențele compacte se încadrează în general în categoria graywackelor, în timp ce secvențele șistoase sînt constituite din diferite tipuri de șisturi cuarțitice sau filite.

Șisturile cristaline care alcătuiesc masivul Gîrbova prezintă deci caractere specifice care le deosebesc de seriile sau zonele cristalofiliene cunoscute în Carpați. Din acest motiv am propus denumirea de serie de Gîrbova pentru formațiunea ritmică, slab metamorfozată, care constituie cea mai mare parte a acestui masiv.

Din considerarea caracteristicilor generale ale pachetelor de șisturi cristaline ale seriei de Gîrbova, reiese posibilitatea separării ei în trei orizonturi, caracterizate prin predominanța unui anumit tip de rocă: orizontul filitelor; orizontul șisturilor cuarțito-sericitice; orizontul metagraywackelor.

În privința succesiunii geometrice, remarcăm că primul orizont, caracterizat prin prezența unui material mai grosier prezintă o poziție inferioară, în timp ce orizontul filitelor constituit preponderent din fracțiunea fină este situat la partea superioară.

Orizontul metagraywackelor. Rocile metagraywackice apar în axa cutelor anticlinale sau flanchează gnaisele de fundament. Ele sînt bine dezvoltate îndeosebi în partea centrală și nordică a masivului. Depozitele mezozoice care constituie vîrful Gîrbova se așternpeste pachete de roci aparținînd acestui orizont. Menționăm de asemenea prezența metagraywackelor acestui orizont și în partea sudică a cristalinului Gîrbovei, pe Pîrîul cu Arini și Valea Largă.

Orizontul metagraywackelor este constituit preponderent din roci blastopsamitice de culoare cenușiu deschis, în general compacte. Studiul microscopic pune în evidență conservarea aproape intactă a caracterelor primare ale granulelor detritice, reprezentate prin plagioclaz acid în măsură mai mică prin cuarț. Microclinul apare cu totul sporadic. Granulele sînt înglobate într-o matrice cloritică, sericitică, uneori mai mult sau mai puțin cuarțoasă (pl. I, fig. 1). Adeseori ele prezintă conture zimțate sau lobate rezultate în urma acțiunii corozive, exercitată de matrice în timpul recristalizării ei (pl. I, fig. 2). Acest fenomen nu produce o deformare a granulelor, încît caracterele lor primare se pot stabili fără dificultate. Rocile se deosebesc printr-un grad de sortare redus. În privința gradului de rulare a sfericității, studiul microscopic al unui număr suficient de secțiuni subțiri ne-a permis să stabilim caracterul subangular pînă la subrotunjit al granulelor.

În acest orizont apar și alte tipuri de roci. Deși acestea au o răspîndire mai redusă ele sînt caracteristice seriei de Gîrbova. Astfel în partea nordică a masivului Gîrbova se întîlnesc destul de frecvent roci care diferă de metagraywackele tipice descrise mai sus, prin schimbarea raportului cantitativ dintre cele două minerale componente principale pe de o parte. În aceste roci cuarțul tinde să predomine, iar matricea este mai abundentă. Ele sînt caracterizate de asemenea printr-o sortare mai accentuată și prin gradul de rulare al granulelor mai avansat. După caracterele lor aceste roci s-ar integra destul de bine în categoria subgraywackelor (pl. I, fig. 3). Metabreciile sînt de asemenea foarte caracteristice; ele sînt constituite din granule angulare pînă la subrotunjite de plagioclaz acid înglobate într-o matrice sericito-cloritică (pl. I, fig. 4). Menționăm de asemenea prezența unor roci de tipul microconglomeratelor graywackice, caracterizate prin prezența granulelor de cuarț cu dimensiuni ce depășesc 2 mm și a fragmentelor de gnaise plagioclazice, în general subangulare, de dimensiuni milimetrice, înglobate într-o matrice cuarțo-clorito-sericitică (pl. II, fig. 1).

Orizontul metagraywackelor conține în afara rocilor specifice descrise mai sus, diferite tipuri de șisturi cristaline comune faciesului șisturilor verzi. Menționăm astfel prezența destul de frecventă a cuarțitelor sericitice sau cloritice (pl. II, fig. 2), a șisturilor cuarțitice sericitice rubanate (pl. II, fig. 3) și a șisturilor clorito-muscovitice. Șisturile sericitice blastodetritice, psamitice fine și aleuritice sînt caracterizate prin prezența granulelor detritice de plagioclaz, rar de microclin, înglobate într-o matrice predominant sericitică, avînd o textură ușor orientată datorită dispoziției paralele a sericitului (pl. II, fig. 4, pl. III, fig. 1). În unele cazuri, conțin secvențe metagraywackice, în care granulele detritice în general ovale sînt înglobate într-o matrice sericitică. Conturul lor este subliniat adeseori de pelicule brune opace care le învelesc (pl. III, fig. 2).

Urmărind repartiția spațială a diferitelor tipuri de roci aparținînd orizontului metagraywackelor, remarcăm predominanța metagraywackelor în partea centrală a masivului, în timp ce subgraywackele sînt cantonate în mod constant în partea nordică. La sud, în bazinul văii Largi metagraywackele sînt asociate cu șisturi cuarțitice blastopsamitice. Aceste diferențe în ceea ce privește caracterul litologic primar al rocilor se datoresc foarte probabil variațiilor de facies, determinate de factorii de transport și depoziționali (distanța față de sursa materialului sedimentar și adîncimea de depunere a acestuia).

Analiza repartiției diferitelor tipuri de roci indică o variație pe verticală care ar îndreptăți admiterea unei stratificații gradate la scară mare. În partea inferioară a acestui orizont predomină metagraywackele asociate cu cuarțite muscovitice, în timp ce la partea superioară, caracterul ritmic este mai pregnant, datorită alternanțelor frecvente de cuarțite sericitice și de șisturi cuarțitice sericitice.

Depozitele orizontului metagraywackelor au fost metamorfozate la nivelul faciesului șisturilor verzi. Procesele de metamorfism regional au afectat mai intens partea inferioară a orizontului provocînd apariția biotitului și a granaților submilimetrici (pl. I, fig. 2) (Pîrîul Rășinarului). Caracteristicile materialului premetamorfic s-au conservat însă și aici aproape intacte, acțiunea metamorfismului manifestîndu-se numai prin apariția orientată a cloritului sau sericitului în matricea rocii sau a mineralelor micacee din secvențele pelitice.

Orizontul șisturilor cuarțito-sericitice. Acest orizont prezintă o dezvoltare largă, în partea sudică a masivului Gîrbova, în bazinul văii

Largi. Roci aparținînd acestui orizont apar și pe valea Hămăradiei de sub formațiunile sedimentare. Orizontul șisturilor cuarțito-sericitice prezintă un caracter ritmic pregnant, marcat prin alternanța șisturilor cuarțitice sau muscovitice mai compacte cu filite. Aceste roci sînt caracterizate în general printr-un aspect fin rubanat, datorită alternanței milimetrice a unor fîșii de culoare deschisă cu fîșii cenușiu-negricioase. La microscop rocile apar constituite din microsecvențe cuarțoase-plagioclazice echigranulare (aleuritice) conținînd solzi rari de sericit și clorit, alternînd cu microsecvențe filitice (pelitice), constituite din sericit, muscovit și subordonat cuarț (pl. III, fig. 3). Dimensiunile microsecvențelor sînt variabile; predominarea microsecvențelor cuarțitice dă rocii un aspect mai compact (pl. III, fig. 4), în timp ce lărgirea fîșiilor micacee le imprimă un caracter filitic (pl. IV, fig. 1). Microsecvențele filitice sînt constituite de obicei din solzi de sericit orientați riguros paralel, formînd o masă compactă; în microsecvențele clorito-sericitice aceste două minerale concrescute intim sînt dispuse de obicei perpendicular pe stratificația rocii. Trebuie remarcat de asemenea că metagraywackele lipsesc, întîlnindu-se rareori metasubgraywacke. Frecvent se observă însă prezența granulelor detritice mărunte rotunjite de plagioclaz foarte alterat și fisurat, învelite în pelicule brune opace, înglobate în microsecvențele sericitice, mai rar în cele cuarțitice. Menționăm de asemenea, prezența sporadică a cuarțitelor sau filitelor grafitoase și a rocilor porfiroide (Pîrîul cu Arini).

O caracteristică importantă a acestui orizont este dată de prezența granulelor rulate de turmalină și zircon. Zirconul își păstrează conturul său rotunjit, neproducînd aureole pleocroice, atunci cînd vine în contact cu biotitul. Turmalina este foarte adesea regenerată, conturul granulului rulat inițial fiind foarte evident în interiorul idioblastului care îl înglobează, dezvoltat sub acțiunea metamorfismului. Foarte rar se observă prezența granaților remaniați, total retrometamorfozați. Exceptînd granulele de turmalină remaniate, în general regenerate, șisturile complexului median conțin în mod constant idioblaste mărunte de turmalină.

Transformarea depozitelor detritice în șisturi cristaline s-a produs la nivelul faciesului șisturilor verzi. Menționăm prezența granaților de dimensiuni submilimetrice în microsecvențele de cuarțite sericitice sau muscovitice. Acțiunea metamorfismului regional s-a manifestat în mod inegal, în funcție de compoziția rocii sedimentare primordiale. Prezența

materiei organice a provocat încetinirea procesului de blasteză; microsecvenţele pelitice conţinînd materie organică sînt foarte puţin recristalizate, avînd aspect ardeziform. Cînd materia organică lipseşte, ele sînt recristalizate complet fiind transformate în fişii sericito-cloritice. Lamelele bine dezvoltate de muscovit apar în mod constant în microsecvenţele cuarţitice. Rar se observă fenomene de blasteză ale plagioclazului, rezultînd poikiloblaste mărunte, rotite uneori în timpul formării lor.

Orizontul filitelor. Acest orizont este destul de dificil de separat, deoarece este constituit din tipuri de roci asemănătoare, trecerea spre orizontul şisturilor cuarţitice sericitice făcîndu-se gradat. În extremitatea estică a masivului, începînd din bazinul văii Largi şi continuîndu-se în bazinul văii Comana apar într-o cută sinclinală depozite predominant filitice cu caracter ritmic aparţinînd acestui orizont. Menţionăm de asemenea prezenţa unor depozite asemănătoare în culmea dintre Valea Largă şi pîrîul Aninoasa.

Studiul microscopic pune în evidenţă diferite tipuri de şisturi şi filite: şisturi ardeziforme, şisturi sericitice blastodetritice, filite clorito-sericitice, filitele sericitice, şisturi muscovitice. Componenţa petrografică indică un material premetamorfic predominant pelitic. Fracţiunea aleuritică este prezentă în aceste şisturi, întotdeauna în cantitate redusă, sub formă de granule rotunjite de cuarţ, mai rar de feldspat diseminate uniform în masa micacee sau imprimînd rocilor un aspect fin stratificat prin înşiruirea lor paralelă constituind lamine fine (pl. IV, fig. 2). Frecvent şisturile care constituie acest orizont conţin granule rotunjite de plagioclaz atingînd limitele fracţiunii psamitice încadrîndu-se astfel în categoria metagraywackelor[4]. Caracterul detritic al acestor granule este subliniat prin peliculele brune opace care le învelesc (pl. IV, fig. 3). Prezenţa unor faze aleuritice reprezentate prin microsecvenţe constituite din plagioclaz, cuarţ şi sericit care alternează cu microsecvenţe sericitice — faze pelitice — imprimă şi acestui orizont un caracter ritmic (pl. IV, fig. 4).

Acţiunea metamorfismului regional s-a exercitat cu intensitate mai scăzută asupra depozitelor pelitice ale orizontului superior. Şisturile muscovitice se întîlnesc sporadic; în schimb aspectul ardeziform, care

[4] Aceste roci diferă însă de metagraywackele orizontului inferior prin dimensiunile psamitice fine ale granulelor de plagioclaz.

se datorește îndeosebi pigmentării difuze a pelitelor cu materie organică sînt foarte frecvente. Plagioclazii detritici, protejați de peliculele de materie organică, s-au conservat intacți.

Tectonica

Masivul Gîrbova este caracterizat printr-o tectonică simplă, fiind constituit dintr-o serie de cute, orientate NE—SW. Principala cută anticlinală, în axa căreia apar formațiunile gnaisice ale fundamentului, este dezvoltată în zona vîrfului Gîrbova, continuîndu-se spre NE pînă în bazinul văii Comana. Spre W această cută se termină periclinal, pe Pîrîul Rășinarului. Formațiunile orizontului metagraywackelor apar din nou la N, într-o altă cută anticlinală. În bazinul văii Largi, depozitele metagraywackice apar de sub șisturile cuarțitice sericitice ale complexului median în axa unei cute mici anticlinale. Cuarțitele feldspatice constituie două butoniere în Pîrîul Răchiții și pe primul afluent drept al văii Largi din amont.

Depozitele ritmice ale orizontului median flanchează formațiunea metagraywackică, constituind o serie de sinclinale. În partea estică a masivului Gîrbova filitele orizontului superior constituie umplutura unui sinclinal larg, care se închide periclinal pe Pîrîul Mînăstirii, afluent drept al văii Largi.

Măsurarea elementelor microstructurale arată că direcția generală a structurii este NE—SW. Observarea flancurilor inverse indică prezența unor cute secundare, care ondulează îndeosebi formațiunile orizontului median. Pe Pîrîul Rășinarului orizontul metagraywackelor apare, din nou, în axa unei mici cute anticlinale, deversate spre E.

Prezența faliilor este pusă în evidență prin milonitizarea accentuată a șisturilor cristaline. Adeseori existența lor este marcată prin prezența unui material cenușiu, cu aspect marnos. Măsurătorile efectuate indică că faliile au în general direcții E—W, cu căderi nordice (pînă la 30°). Din cauza monotoniei formațiunilor și al gradului ridicat de acoperire al regiunii, trasarea faliilor pe distanțe mai mari este aproape imposibilă. Remarcăm de asemenea că observarea atentă a zonelor de contact cu sedimentarul a confirmat în mod constant tectonizarea intensă a formațiunilor cristalofiliene, datorită mișcărilor de alunecare provocate de structura în pînze a munților Perșani.

Concluzii

Cercetările efectuate în masivul Gîrbovei aduc contribuţii noi în studiul formaţiunilor cristalofiliene carpatice. Determinarea caracterului materialului premetamorfic ne-a dat posibilitatea stabilirii existenţei unor depozite cu caractere specifice, care diferă din punct de vedere litologic şi formaţional de seriile de şisturi cristaline cunoscute în Carpaţi. Această formaţiune este caracterizată în primul rînd printr-o stratificaţie gradată la scară mare a materialului terigen : la partea inferioară predomină fracţiunea grosieră, în timp ce spre partea superioară abundă materialul fin.

Alternanţa stratelor detritice cu granulaţie diferită imprimă formaţiunii un caracter ritmic pregnant. În baza seriei ritmurile sînt caracterizate prin alternanţa rocilor psamitice de tip graywacke sau subgraywacke cu şisturi de provenienţă aleuro-pelitică[5]. Secvenţele grosiere, slab sortate şi cele fine pot fi considerate ritmuri binare depuse prin procese de depunere alternativ turbulente şi liniştite.

Orizontul median şi orizontul superior sînt constituite din secvenţe aleuritice şi pelitice. Şisturile cuarţitice sericitice microrubanate sînt comparabile cu şisturile zonate, descrise ca un caz particular în Brioverianul superior din Normandia, pe valea Noireau. Aceste şisturi sînt considerate ca reprezentînd mai multe ritmuri subţiri, în care se distinge o fază aleuritică şi o fază pelitică. Prezenţa sporadică a alternanţelor subgraywackice sau mai frecventă a şisturilor cuarţitice blastodetritice, poate fi explicată la fel ca şi în cazul Brioverianului din valea Noireau, prin acţiunea unor curenţi de turbiditate mai puternici. Stratificaţia gradată a depozitelor a fost determinată foarte probabil de existenţa unei surse apropiate de constituţie complexă, care treptat a încetat să furnizeze material grosier.

Caracterele menţionate mai sus permit considerarea seriei de Gîrbova drept un fliş vechi. Datorită prezenţei rocilor graywackice conţinînd mice, turmalină şi zircon, asociate cu cuarţ sedimentar şi metamorfic, seria de Gîrbova se încadrează în ciclul tectonic a lui P. D. Krynin, în categoria formaţiunilor depuse în geosinclinal, în timpul unei faze de deformaţie moderată.

---

[5] Spre partea superioară a orizontului, microsecvenţe aleuritice alternează cu microsecvenţele pelitice punînd în evidenţă o sedimentaţie gradată fină (pl. II, fig. 3).

Caracterul transgresiv al seriei de Gîrbova pe un fundament vechi este foarte evident, după cum am arătat mai sus. Analiza materialului detritic poate da indicații prețioase asupra constituției lui petrografice. Prezența în orizontul inferior a unor granule detritice de plagioclaz cu aspect poikiloblastic datorită incluziunilor de apatit, cuarț, zircon și minerale opace, precum și turmalina rulată din orizontul median indică micașisturile cu porfiroblaste plagioclazice și cu turmalină caracteristice Alutianului, în compoziția sursei care a furnizat materialul detritic. Complexul superior al filitelor se caracterizează prin apariția unor granule mărunte de plagioclaz, foarte alterat și fisurat provenit probabil din vechile complexe gnaisice ale seriei de Măgura. Astfel principiul sedimentării inverse formulat de Bleicher (fide A. Lombard, 1956) este respectat; partea inferioară a formațiunii de Gîrbova a rezultat prin dezagregarea unor termeni superiori, din punct de vedere stratigrafic, ai fundamentului — Alutianul — în timp ce sedimentele orizontului superior al acestei serii au provenit din complexe bazale ale fundamentului — seria de Măgura. Constatările de mai sus, ne-au determinat să admitem că formațiunea de Gîrbova este mai nouă decît Alutianul reprezentînd un termen superior al Proterozoicului tînăr.

Depozitele seriei de Gîrbova au fost metamorfozate la nivelul faciesului șisturilor verzi în ciclul baicalian. Biotitul și mai rar granații de dimensiuni submilimetrice apar îndeosebi în orizontul inferior, în timp ce depozitele orizontului superior au fost afectate mai puțin de procesul de metamorfism regional, rocile prezentînd adesea aspecte ardeziforme. Suprapunerea unor procese ulterioare de metamorfism de grad mai scăzut generate de ciclurile tectonice paleozoice este pusă în evidență prin: 1, cloritizarea parțială sau totală a biotitului; 2, recristalizarea muscovitului în condițiuni statice.

Separarea și caracterizarea seriei de Gîrbova drept o formațiune de fliș aparținînd ciclului baicalian permite completarea evoluției prepaleozoice a unei părți din teritoriul țării noastre. Pentru acest fliș vechi a fost propusă denumirea de „metafliș intracarpatic", datorită poziției sale în interiorul arcului carpatic. Posibilitatea extinderii metaflișului intracarpatic spre N, în relieful îngropat de la Comănești și în împrejurimile comunei Tomești, a fost arătată de Marcela Dessila-Codarcea (1965). Dezvoltarea acestei formațiuni în fundamentul bazinului Transilvaniei va putea fi confirmată în viitor de foraje.

BIBLIOGRAFIE

Dangeand L., Doré F., Juignet P. (1961) Le Briovérien supérieur de basse Normandie (Ètage de la Laize), série à turbidites à tous les caractères d'un flysch. *Rev. Géogr. phys., Géol. dynam.* (2), IV, 4.

Dumitriu Cristina (1967) Noţiuni şi metode de sedimentologie. *Com. Stat Geol., Stud. Tehn. şi econ., seria petrog.-min., J.* 3. Bucureşti.

Codarcea-Dessila Marcela (1966) Studiul geologic şi petrografic al regiunii Răşinari-Cisnădioara-Sadu. *Mem. Com. Geol.* VI. Bucureşti.

Codarcea-Dessila Marcela (1967) La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates roumaines. *Rev. de Géol.* 11, 1. Bucureşti.

Codarcea-Dessila Marcela (1965) Cîteva probleme privind stratigrafia precambrianului din Carpaţii româneşti. *Stud. Cerc. geol., geof., geogr., seria Geol.* 10, 2. Bucureşti.

Ghika-Budeşti Şt. (1941) Les Carpates méridionales centrales (Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoi). *An. Inst. geol. Rom.* XX. Bucureşti.

Krumbein C. W., Sloss L. L. (1958) Stratigraphy and sedimentation. *Dep. geol. Northwestern University.* San Francisco, California.

Lombard A. (1956) Géologie sédimentaire. Les séries marines. Paris.

Wachner H. (1916) Bericht über die in Sommer 1916 in Persanyer Gebirge ausgeführten geologischen Aufnahmen *Jahresbericht. Ung. Geol. Anstalt.* Budapest.

Patrulius D., Popa-Dimian Elena, Dimitriu-Popescu Ileana (1966) Seriile mezozoice autohtone şi pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (Munţii Perşani). *An. Com. Stat Geol.* XXXV. Bucureşti.

LE MASSIF CRISTALLOPHYLLIEN DE GÎRBOVA (MONTS PERŞANI)

PAR

MARCELA DESSILA-CODARCEA, MIRCEA BORCOŞ, ADELA ARGHIR-DRĂGULESCU

(Résumé)

Le massif de Gîrbova fait partie des Monts Perşani et il se trouve limité par la vallée de Comana et le bassin de la vallée de Veneţia.

Les recherches effectuées dans le cristallin de Gîrbova ont eu pour fin d'établir et de caractériser les dépôts faiblement métamorphisés qui prennent part d'une manière prédominante à sa formation; ces dépôts ont été séparés sous le nom de la „série de Gîrbova". Ils transgressent

un soubassement ancien qui affleure sur une surface restreinte dans l'est du massif.

Le soubassement ancien est formé de gneiss compacts, très altérés, constitués d'un fond oligoclasique aussi très altéré, qui comprend des lentilles de quartz à structure en mosaïque. On y remarque la présence de certains minéraux, disposés irrégulièrement dans la masse de la roche et représentés par chlorite, muscovite et carbonates de fer qui ont cristallisés ultérieurement au processus de métamorphisme régional qui avait généré les gneiss. Marcela Dessila-Codarcea (1967) a considéré le soubassement de Măgura comme appartenant au complexe plissé lotrien du schéma paléotectonique des Carpates Méridionales.

Dans la partie SE du massif affleurent, dans l'axe d'un anticlinal, des roches microcristallines, dont la position stratigraphique n'est pas claire ; elles ne sont en contact direct ni avec les gneiss, ni avec l'horizon inférieur de la série de Gîrbova. En échange, elles supportent les dépôts rythmiques de l'horizon médian de cette série. Ayant comme principal élément la situation mentionnée, on peut supposer que ces roches font partie d'un relief ancien, inégalement érodé, recouvert transgressivement par la formation de Gîrbova. Il est difficile à préciser le complexe plissé auquel appartiennent ces roches, résultées précisement par le métamorphisme régional de certains dépôts volcanogènes acides. Certains caractères suggèrent qu'ils pourraient appartenir au Dornéen.

La série de Gîrbova est généralement caractérisée par un granoclassement à grande échelle du matériel terrigène ; à la partie inférieure, la fraction grossière prédomine, tandis que vers la partie supérieure c'est le matériel fin qui abonde. L'alternance des couches détritiques à diverse granulation imprime à la formation un caractère rythmique prégnant.

Dans la série de Gîrbova ont été séparés trois horizons, caractérisés par la prédominance d'un certain type de roche : l'horizon des métagraywackes inférieur, l'horizon des schistes quartzito-sériciteux médian et l'horizon des phyllites supérieur.

L'horizon des métagraywackes est caractérisé par la présence des roches psammitiques de type graywacke ou subgraywacke et des schistes d'origine aleuro-pélitique. A la partie inférieure les métagraywackes associés avec des quartzites muscovitiques prédominent, tandis qu'à la partie supérieure, le caractère rythmique est plus prégnant, grâce aux fréquentes alternances de quartzites séricitiques, de schistes quartzitiques séricitiques et de schistes chlorito-muscovitiques. Les séquences grossiè-

res faiblement classées et celles fines peuvent être considérées des rythmes binaires, résultés à la suite des processus de sédimentation turbulents et tranquilles.

L'horizon des schistes quartzo-séricitiques présente un caractère rythmique prégnant, marqué par l'alternance des schistes quartzitiques ou muscovitiques plus compacts avec des phyllites. Une importante caractéristique de cet horizon est mise en évidence par la présence des grains usées de tourmaline, le plus souvent régénérée, du zircon sans auréoles pléochroïques, des grenats remaniés, complètement retrométamorphisés et par la présence constante de menues idioblastes de tourmaline.

L'horizon des phyllites est assez difficile à séparer, parce qu'il est constitué de types semblables de roches, le passage vers l'horizon des schistes quartzitiques séricitiques se faisant graduellement. Il est formé de schistes ardoisiers, de schistes séricitiques blastodétritiques, de phyllites séricitiques et de schistes muscovitiques. La constitution pétrographique indique un matériel prémétamorphique surtout pélitique; les fractions aleuritiques et psammitiques sont réduites. La présence sporadique des alternances de subgraywackes ou celle plus fréquente des schistes quartzitiques blastodétritiques, peuvent être expliquées, tout aussi comme dans le cas du Briovérien de la vallée Noireau, par l'action de certains courants, plus forts de turbidité. Le granoclassement des dépôts a été probablement déterminé par l'existence d'une source proche de constitution complexe qui peu à peu a cessé de fournir le matériel grossier.

Les caractères mentionnés permettent de considérer la série de Gîrbova comme un flysch ancien. Grâce à la présence des graywackes à micas, tourmaline et zircon, associées avec du quartz sédimentaire et métamorphique, la série de Gîrbova fait partie de la catégorie des formations déposées dans un géosynclinal, pendant une phase de déformation modérée, conformément au cycle tectonique de P. D. Krynin.

La présence, dans l'horizon inférieur, des granules détritiques de plagioclase à aspect poïkiloblastique (dû aux inclusions d'apatite, quartz, zircon et des minéraux opaques) ainsi que la tourmaline usée de l'horizon médian indiquent, dans la composition de la source qui a fourni le matériel détritique, les micaschistes à porphyroblastes plagioclasiques et à tourmaline, caractéristiques à l'Alutien. Le complexe supérieur des phyllites se caractérise par l'apparition de menues granules de plagioclase, très altéré et fissuré, provenu probablement des complexes gneissiques anciens de la série de Măgura. De cette façon, le principe de la sédimen-

tation inverse, formulé par Bleicher (fide A. Lombard, 1956) est respecté ; la partie inférieure de la formation de Gîrbova a résulté par la désagrégation de certains termes supérieurs appartenant au soubassement du point de vue stratigraphique (Alutien), pendant que les sédiments de l'horizon supérieur de cette série sont provenus des complexes inférieurs du soubassement (série de Măgura). Ce sont ces faits qui nous ont déterminé à admettre que la formation de Gîrbova est plus récente que l'Alutien, représentant un terme supérieur du Protérozoïque récent.

Les dépôts de la série de Gîrbova ont été métamorphisés au niveau du faciès des schistes verts pendant le cycle baïcalien. La biotite et plus rarement les grenats de dimensions plus petites qu'un millimètre, sont présents surtout dans l'horizon inférieur, tandis que les dépôts de l'horizon supérieur ont été moins affectés par le processus de métamorphisme régional, les roches présentant souvent des aspects ardoisiers. La superposition de certains processus de métamorphisme d'un plus bas degrè, générés par les cycles tectoniques paléozoïques, est mise en évidence par : 1, la chloritisation partielle ou totale de la biotite ; 2, la recristallisation du muscovite dans des conditions statiques.

La séparation et la description de la série de Gîrbova comme une formation de flysch, appartenant au cycle baïcalien, permettent à compléter l'évolution prépaléozoïque d'une partie du territoire de notre pays. Pour ce flysch ancien on a proposé le nom de „métaflysch intracarpatique", grâce à sa position à l'intérieur de l'arc carpatique. Marcela Dessila-Codarcea (1965) a démontré la possibilité d'élargir le métaflysch intracarpatique vers le N, dans le relief enterré de Comănești et dans les environs de la commune Tomești.

Le massif Gîrbova est caractérisé par une tectonique simple, étant constitué d'une série de plis, orientés NE—SW. On distingue un pli anticlinal principal, dans l'axe duquel affleurent les formations gneissiques du soubassement, développé dans la zone du sommet Gîrbova et quelques plis secondaires qui affectent surtout la formation de l'horizon médian. Les failles ont en général des directions E—W à affaissements nordiques jusqu'à 30°. L'observation des zones qui sont en contact avec le sédimentaire a confirmé constamment la tectonisation intense des formations cristallophylliennes, due aux mouvements de glissement provoqués par la structure en nappes des Monts Perșani.

PLANȘA I

PLANȘA I

Fig. 1. — Metagraywacke — Orizontul metagraywackelor. Valea Veneţioara : 1, plagioclaz ; 2, cuarţ ; 3, matrice clorito-sericitică. N. II. x 21.
Métagraywackes — Horizon des métagraywackes. Vallée de Veneţioara : 1, plagioclase ; 2, quartz ; 3, matrice chlorito-sériciteuse.

Fig. 2. — Metagraywacke — Orizontul metagraywackelor — Pîrîul Răşinarului : 1, plagioclaz ; 2, cuarţ ; 3, granat ; 4, matrice cuarţoasă-cloritică (cu biotit cloritizat). N. II. x 21.
Métagraywackes — Horizon des métagraywackes. Ruisseau Răşinaru : 1, plagioclase ; 2, quartz ; 3, grenat ; 4, matrice quartzeuse chloritique (à biotite chloritisée).

Fig. 3. — Metasubgraywacke — Orizontul metagraywackelor. Afluent drept al Văii Largă : 1, cuarţ ; 2, matrice (cuarţ, plagioclaz, clorit, sericit). N. +. x 21.
Métasubgraywackes — Horizon des metagraywackes. Affluent de droite de Valea Largă : 1, quartz ; 2, matrice (quartz, plagioclase, chlorite, séricite).

Fig. 4. — Metabrecie — Orizontul metagraywackelor. Bazinul superior al văii Comanei : 1, plagioclaz ; 2, cuarţ ; 3, matrice sericito-cloritică. N. +. x 21.
Métabrèche — Horizon des métagraywackes. Bassin supérieur de la vallée de Comana : 1, plagioclase ; 2, quartz ; 3, matrice séricito-chloritique.

1

2

3

4

PLANȘA II

Fig. 1. — Microconglomerat metagraywackic — Orizontul metagraywackelor. Pîrîul Răşinarului : 1, cuarţ ; 2, plagioclaz ; 3, matrice (cuarţ, clorit, sericit) ; 4, granat. N. +. x 21.

Microconglomérat métagraywackique — Horizon des métagraywackes. Ruisseau Răşinaru : 1, quartz ; 2, plagioclase ; 3, matrice (quartz, chlorite, sericite) ; 4, grenat.

Fig. 2. — Cuarţit cloritic — Orizontul metagraywackelor. Valea Largă afluent de dreapta : 1, cuarţ ; 2, clorit ; 3, plagioclaz (subordonat). N. +. x 21.

Quartzite chloritique — Horizon des métagraywackes de Valea Largă, affluent de droite : 1, quartz ; 2, chlorite ; 3, plagioclase (subordonné).

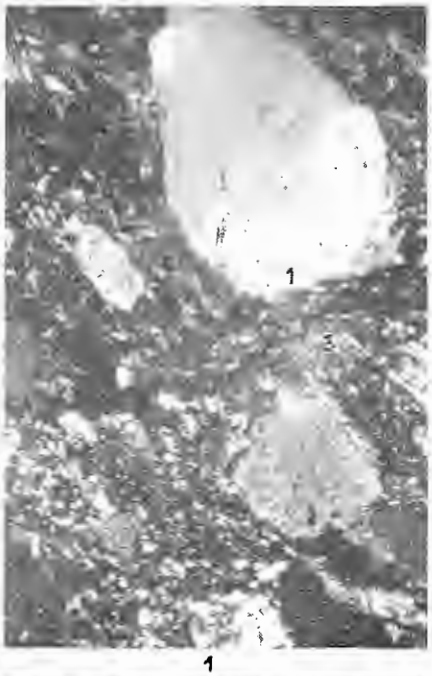
Fig. 3. — Şist cuarţitic sericitic rubanat — Orizontul metagraywackelor. Afluent dreapta Valea Largă.

Sedimentaţie gradată fină. Microsecvenţe aleuritice : 1, cuarţ ; 2, plagioclaz. Microsecvenţe pelitice : 3, sericit + muscovit ; 4, biotit cloritizat ; 5, minerale opace. N. II. x 21.

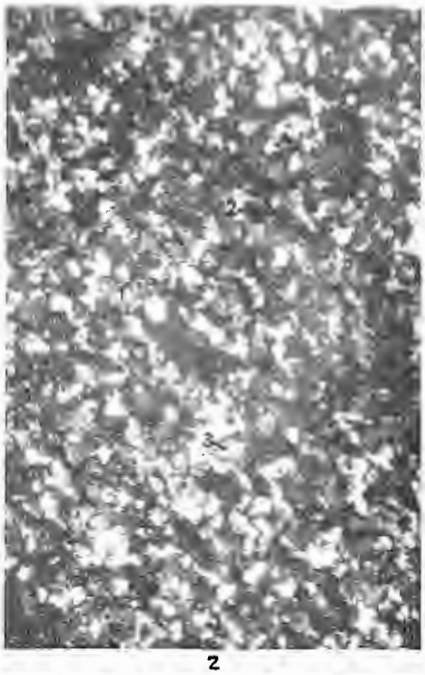
Schiste quartzitique séricitique rubané — Horizon des métagraywackes. Affluent de droite de Valea Largă. Sédimentation graduelle fine. Microséquences aléuritiques : 1, quartz ; 2, plagioclase. Microséquences pélitiques : 3, séricite + muscovite ; 4, biotite chloritisée ; 5, minéraux opaques.

Fig. 4. — Şist sericitic blastodetritic (psamitic fin) — Orizontul metagraywackelor. Afluent stîng al Văii Veneţioarei : 1, plagioclaz ; 2, cuarţ ; 3, matrice (sericit predominant ; subordonat : clorit, cuarţ, minerale opace).

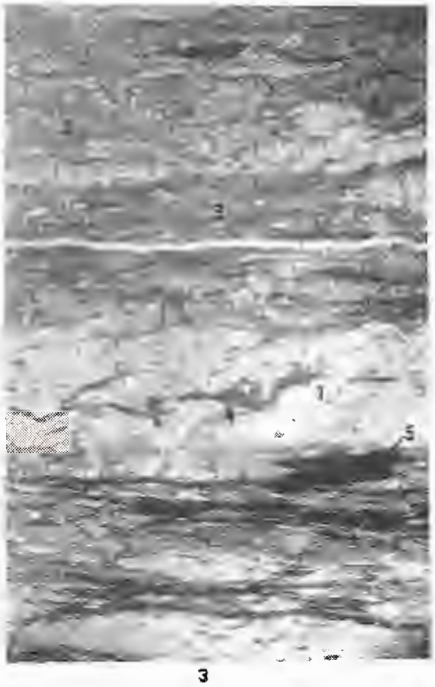
Schiste séricitique blastodétritique (psammitique fin) — Horizon des métagraywackes. Affluent de gauche de la Valea Veneţioarei : 1, plagioclase ; 2, quartz ; 3, matrice (séricite prédominant ; chlorite, quartz, minéraux opaques subordonnés).



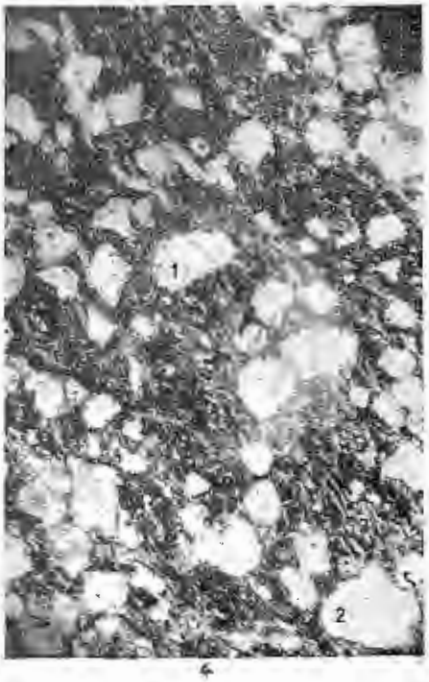
1



2



3



4

PLANȘA III

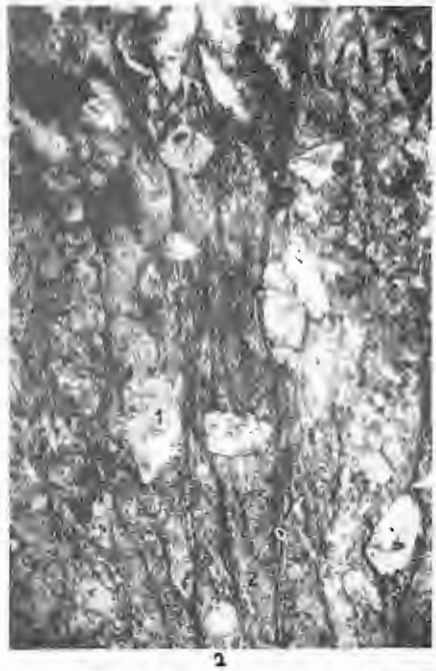
Fig. 1. — Șist sericitic blastodetritic (aleuritic) — Orizontul metagraywackelor. Afluent stîng al Văii Veneţioara : 1, plagioclaz ; 2, cuarţ ; 3, matrice (sericit predominant ; subordonat : cuarţ, clorit, minerale opace) ; 4, granat. N. ||. x 21.
Schiste séricitique blastodétritique (aleuritique) — Horizon des métagraywackes. Affluent de gauche de la Valea Veneţioara : 1, plagioclase ; 2, quartz ; 3, matrice : séricite (prédominant) ; quartz, chlorite, minéraux opaques (subordonné) ; 4, grenat.

Fig. 2. — Secvenţă metagraywackică în șist cuarţito-sericitic — Orizontul metagraywackelor. Obîrșia. Pîrîul Rășinarului : 1, plagioclaz ; 2, matrice predominant sericitică (clorit și cuarţ foarte puţin). N. ||. x 21.
Séquence métagraywackique dans le schiste quartzito-séricitique — Horizon des métagraywackes. Obîrșia. Ruisseau Rășinarul : 1, plagioclase ; 2, matrice prédominant séricitique (très peu de chlorite et de quartz).

Fig. 3. — Șist cuarţitic sericitic rubanat — Orizontul șisturilor cuarţito-sericitice. Bazinul superior al Văii Largă. Microsecvenţe aleuritice : 1, cuarţ ; 2, plagioclaz ; 3, sericit, clorit. Microsecvenţe pelitice : 4, sericit, muscovit, subordonat cuarţ ; 5, materie organică. N. ||. x 21.
Schiste quartzitique séricitique rubané — Horizon des schistes quartzito-séricitiques. Bassin supérieur de Valea Largă : Microséquences aleuritiques : 1, quartz ; 2, plagioclase ; 3, séricite ; chlorite. Microséquences pélitiques : 4, séricite, muscovite, quartz (subordonné) ; 5, matière organique.

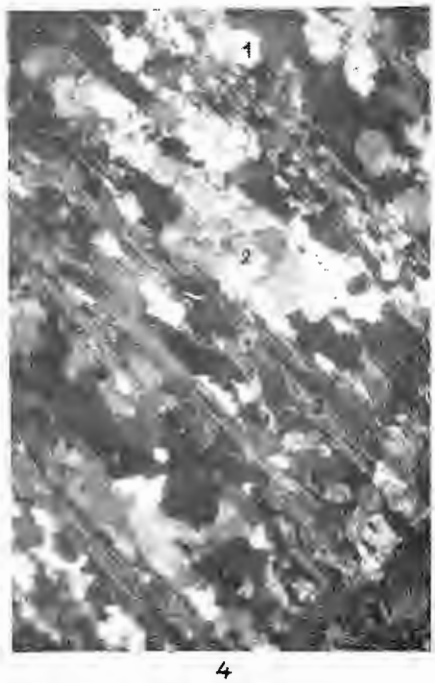
Fig. 4. — Șist cuarţito-sericitic — Orizontul șisturilor cuarţito-sericitice. Afluent stîng al Văii Comanei : 1, cuarţ ; 2, plagioclaz ; 3, sericit, muscovit, clorit.
Schiste quartzito-séricitique — Horizon des schistes quartzito-séricitiques. Affluent de gauche de Valea Comanei : 1, quartz ; 2, plagioclase ; 3, séricite, muscovite, chlorite.

1



2

3



4

PLANŞA IV

Fig. 1. — Filit rubanat — Orizontul şisturilor cuarţito-sericitice. Pîrîul cu Arini. 1, plagioclaz ; 2, cuarţ ; 3, sericit ; 4, clorit ; 5, materie organică. N. ||. x 21.
Phyllite rubanée — Horizon des schistes quartzito-séricitiques. Pîrîul cu Arini : 1, plagioclase ; 2, quartz ; 3, séricite ; 4, chlorite ; 5, matière organique.

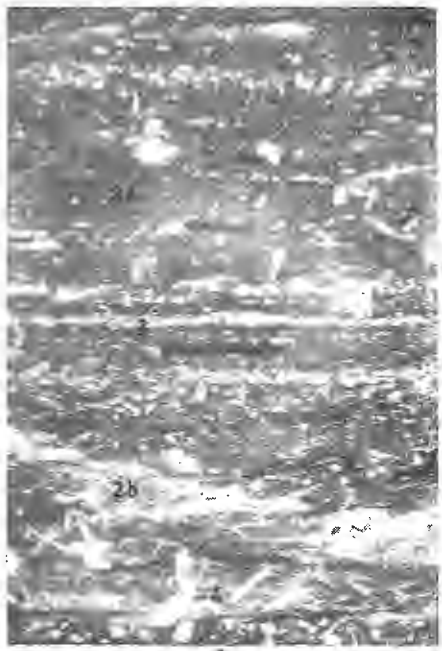
Fig. 2. — Şist ardeziform (pelitic cu lamine aleuritice) — Orizontul filitelor. Pîrîul Mănăstirilor : 1, secvenţe argiloase pigmentate cu material organic ; 2, secvenţe : a) sericitice ; b) muscovitice ; 3, lamine : plagioclaz, cuarţ ; 4, muscovit. N. ||. x 21.
Schiste ardésiforme (pélitique à lamines aleuritiques) — Horizon des phyllites. Pîrîul Mănăstirilor : 1, séquences argileuses pigmentées de matière organique ; 2, séquences : a) séricitiques ; b) muscovitiques ; 3, lamines : plagioclase, quartz ; 4, muscovite.

Fig. 3. — Metagraywacke — Orizontul filitelor — Afluent stîng Valea Largă amont de Pîrîul Răchiţei : 1, plagioclaz ; 2, matrice : sericit, clorit, cuarţ. N. ||. x 21.
Métagraywackes — Horizon des phyllites. Affluent de gauche de Valea Largă en amont de Pîrîul Răchiţei : 1, plagioclase ; 2, matrice : séricite, chlorite, quartz.

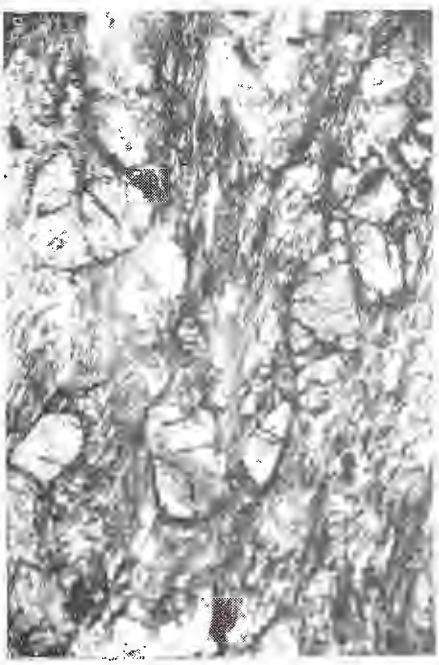
Fig. 4. — Şist sericitic blastodetritic rubanat — Orizontul filitelor. Afluent drept al Văii Largă : Microsecvenţe aleuritice : 1, plagioclaz ; 2, cuarţ ; 3, sericit ; 4, microsecvenţe sericitice. N. ||. x 21.
Schiste séricitique blastodétritique rubané — Horizon des phyllites. Affluent de droite de Valea Largă : Microséquences aleuritiques : 1, plagioclase ; 2, quartz ; 3, séricite ; 4, microséquences séricitiques.

22-6

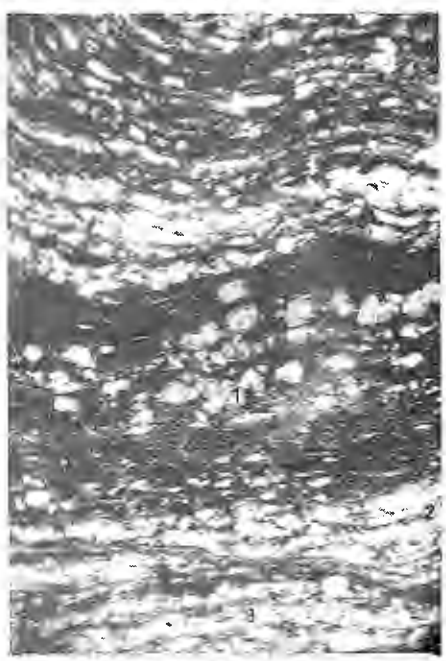
1



2



3



4

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

MICROFACIESURI, METAMORFISM TERMIC ŞI METASOMATIC ÎN BAZINUL SUPERIOR AL CRIŞULUI NEGRU [1]

DE

NICOLAE GHERASI[2]

Abstract

Microfacies, Thermal Metamorphism and Metasomatic Processes in the Upper Crişul Negru Valley. Intrusive contact of a deep-seated granodiorite with argillites and greywackes (Permocarboniferous and Lias) as with dolomitic limestones (Trias) is present in this area. Isochemical metamorphism is represented by the formation of spoten schists, biotite-andalousite hornfelses, which is followed by metasomatic processes. Introduction of Si, Ca, Mg, Fe leads to the formations of diopside and actinolite-tactites. A fluorine metasomatism was present as humite, clinohumite and fluobarite have been recorded from calcitic dolomites. Later epidote, prehnite and zeolite indicate a hydrothermal stage.

Majoritatea masivelor intrusive banatitice care se încadrează în provincia magmatică subsecventă a fazei laramice, au produs transformări complexe mai ales în depozitele mezozoice cu formarea de corneene, de calcare cu silicaţi şi de scarne. În Banat, regiune devenită clasică prin studiile lui B. Cotta (1865) şi Al. Codarcea (1933), au fost studiate recent la Ocna de Fier, produsele metamorfismului metasomatic de către A. Kissling (1967). În privinţa aureolelor de contact termic ale corpurilor intrusive situate în unitatea Munţilor Apuseni, s-au adus contribuţii interesante privind masivul Vlădeasa (D. Giuşcă, 1950) şi cel de la Budureasa (Angela Rafalet, 1963). Regiunea de care

[1] Comunicare în şedinţa din 24 aprilie 1967.

[2] Întreprinderea geologică de prospecţiuni, Calea Griviţei nr. 64, Bucureşti.

ne ocupăm este situată la sud de granodioritele de Budureasa şi de localitatea Băiţa Bihorului.

În anul 1951 am lucrat atît în bazinul superior al Crişului Negru la est de Băiţa Bihorului, cît şi în Valea Seacă, prospectînd regiunea pentru mineralizaţiile de Mo, Bi, Cu, Pb, Zn, cu investigarea vechilor galerii şi halde. Ulterior în 1956—1958 am avut prilejul să colectez probe interesante cu ocazia vizitei unor cercetători sovietici de la Academia de Ştiinţe din Moscova.

Date istorice. Localitatea minieră Băiţa Bihorului şi împrejurimile sale au atras de mult atenţia cercetătorilor prin bogăţia mineralelor sale, căpătînd astfel un renume internaţional.

Printre primele indicaţii despre această regiune, menţionăm pe cele consemnate de C. A. Zipser (1817), A. Baumgartner şi A. Ettingshausen (1826—1833) iar V. Zepharovich (1859—1873) în lexiconul său mineralogic menţionează 114 minerale de la Băiţa Bihor şi Valea Seacă.

În aceeaşi perioadă K. Peters întreprinde aici primul studiu geologic şi mineralogic publicînd în 1861 o lucrare remarcabilă, care şi acum poate fi consultată cu folos. În partea de stratigrafie descrie o serie de şisturi argiloase şi grauwacke considerate probabil carbonifere, gresii cu şisturi roşii atribuite Rothliegendes-ului (?) şi Triasicului (strate de Werfen) şi gresii şi calcare liasice cu brahiopode şi amoniţi la Onceasa. Calcarele jurasice nu sînt separate de cele neocomiene, însă aceste din urmă sînt prezente în Valea Seacă, unde conţin *Amonites cryptoceras* şi *Aptychus* sp. Descrie porfire cuarţifere din Rothliegendes (?), porfirite din Liasic şi sienite post-neocomiene la Valea Seacă; porfire sienitice ar fi prezente în galeriile Antonii şi Ladislau cît şi în valea Coşuri. Lucrarea lui K. Peters este completată de un studiu mineralogic fundamental cuprinzînd descrierea a 61—66 de minerale dintre care un borat-szajbelyit [3] (ascharit).

O contribuţie importantă aduce şi F. Pósepný (1874) care abordează studiul zăcămintelor în parte părăsite şi greu accesibile. Harta la scara 1 : 28.800 şi profilele anexate sînt valoroase şi au servit recent prospecţiunilor întreprinse de N. Mihailovici (1949).

Mult mai tîrziu J. Szádeczky (1906—1907) şi mai ales P. Rozlozsnik (1907—1914) au întreprins cercetări în Bihor. P. Roz-

[3] Dedicat maistrului minier în a cărui colecţie l-a descoperit.

lozsnik (1907) separă Carbonifer la est de Băiţa şi Poiana, unde este alcătuit din conglomerate şi marne şistoase metamorfozate ce conţin corali din grupul *Cyathophillum*, apoi Carbonifer superior format din conglomerate şi gresii cu şisturi cenuşii violete şi Permian la muntele Pregna, unde citează impresiuni ce amintesc forma *Posidonomya*. P. Rozlozsnik (1935) considera că în Biharia este o mare cută culcată avînd în flancul invers conglomerate carbonifere peste care stă cristalinul zonei axiale, iar Carboniferul încalecă depozitele permiene.

În anii 1936—1937 N. Arabu studiind formaţiunile paleozoice şi mezozoice descoperă fosile ladiniene (1941). Concomitent D. Giuşcă (1937) aduce contribuţii importante cu privire la metamorfismul hidrotermal care afectează rocile permocarbonifere datorită unui aport de Na, Ca şi Mg. Nu mai puţin importante sînt consideraţiile tectonice cu privire la structura în pînză din Bihorul de sud.

În 1940 D. Giuşcă iniţiază un studiu calcografic al mineralizaţiilor bismutifere, stabilind prezenţa galeno-bismutinei, cosalitului, emplectitului pe lîngă tetradimitul şi bismutina cunoscute din secolul trecut, deosebeşte cîteva tipuri de scarne şi pune în evidenţă caracterul metasomatic al mineralizaţiei. Cercetările geologice sînt reluate în 1951 de N. Gherasi, apoi de M. Bleahu[4], S. Bordea şi Gh. Mantea[5].

Prin faptul că datele esenţiale au fost publicate (M. Bleahu 1963; M. Bleahu, R. Dimitrescu, 1966), a fost posibil să le folosim. C. Superceanu (1960) semnalează prezenţa scheelitului pe care îl descrie în legătură cu scarnele cu diopsid şi grosular. G. Cioflica (1965) întreprinde un studiu mineralogic al granaţilor din scarne.

Stratigrafia

Formaţiunile sedimentare care constituie partea superioară a bazinului Crişului Negru aparţin Permocarboniferului, Liasicului şi Cretacicului inferior.

---

[4] M. Bleahu. Raport geologic asupra regiunii Arieşeni. 1956. Arh. Inst. Geol. M. Bleahu, Ştefana Balş, S. Bordea, Josefina Dan, Camelia Dia, Gh. Mantea, M. Tabacu. Lucrări de cartare în munţii Bihor şi Codru Moma. 1958. Arh. Inst. Geol.

[5] M. Bleahu, S. Bordea, Gh. Mantea. Raport asupra lucrărilor din munţii Bihor (sector Băiţa Bihor). 1959. Arh. Inst. Geol.

Permocarbonifer. Această formaţiune are o largă răspîndire începînd de la Băiţa Bihor spre E pînă la muntele Pregna, apoi mai apare la muntele Ţapu şi spre N în bazinul Văii Galbena (Groapa Ruginoasă).

În urma cercetărilor efectuate în tot cuprinsul Bihorului şi în munţii Codru, M. Bleahu (1958) stabileşte că Permianul de la Băiţa Plai aparţine pînzei de Arieşeni, iar în 1963 separă următoarele serii(începînd cu cea mai veche): seria vermiculară, seria tufacee, seria vărgată, seria oligomictică. În gresiile feldspatice ale acestei ultime serii la muntele Ţapu, N. Arabu descoperise fragmente dintr-un conifer determinat de Gothan (Germania) ca *Dadoxylon* sp. ce pot fi atribuite la *D. schrollianum* Goep sau *D. thodeanum*, forme care sînt foarte răspîndite în Rothliegendes. Pe de altă parte I. Popescu (D.G.M.R. fide M. Bleahu, 1963) a găsit resturi de *Cordaixylon* gr. *eyry* tipul *artisia*.

Recent Adina Visarion a determinat din cîteva probe forme de spori-polen care ar indica pentru seria vărgată o vîrstă carbonifer—permian-inferioară [6]. Aceste date sprijină părerea că seria vărgată are o poziţie stratigrafică inferioară seriei vermiculare şi că poate cuprinde o parte din Carbonifer, fără să fie exclusă prezenţa Permianului. De aceea, pînă la o reconsiderare a succesiunii stratigrafice şi a cercetărilor palinologice viitoare, rămînem la părerea că seria vărgată aparţine Permocarboniferului.

Anticipînd, precizăm că numai seria vărgată este afectată de metamorfismul de contact termic şi de procesele metasomatice de care ne ocupăm mai jos.

Seria vărgată se întinde de-a lungul văii Crişului Negru, din dreptul Băiţei Bihorului şi pînă la Blidar, unde vine în contact tectonic cu calcarele triasice. Spre S ajunge pînă în valea Poiana, unde a fost cercetată de M. Bleahu şi R. Dimitrescu (1966).

Seria este constituită din argilite cenuşii negre (de unde denumirea de serie neagră dată de N. Arabu, 1941), însă părţile net pelitice alternează cu altele în parte siltitice. Gradat are loc o creştere a materialului psamitic, cimentul însă rămîne esenţialmente pelitic, trecîndu-se astfel la graywacke. Frecvenţa acestora este deocamdată greu de stabilit, seria vărgată fiind puternic afectată de metasomatoză, iar structurile sînt obliterate de prezenţa diopsidului, amfibolilor, epidotului, aşa încît megascopic se distinge greu caracterul psamitic iniţial al rocilor.

[6] Comunicare verbală.

Graywackele aparțin la tipurile litice, cît și la cele feldspatice, primele fiind mai răspîndite. La unele graywacke litice domină fragmentele și aschiile de sticlă acidă și de felsite ușor devitrificate cu textură fluidală (pl. II, fig. 1). Un fragment de granofir a fost observat într-o graywacke litică de la gura văii Țiganului. Elemente de ortocuarțite și argilite sînt de asemenea remaniate.

Graywackele feldspatice conțin uneori numeroase cristale de schahbrettalbit ce provin din riolite (porfire cuarțifere). La graywackele din Valea Moriștei (aproape de contactul Blidaru) sînt remaniați atît feldspați albitici primari cît și micropertite provenite din riolite (porfire cuarțifere). Aici se observă o creștere a conținutului de cuarț rulat.

Argilitele conțin intercalații de tufite și tufuri riolitice și sînt străbătute de rare dyke-uri de riolite. Acestea au fost întîlnite și în sonda de la Băița Plai.

În ceea ce privește grosimea seriei vărgate, pe baza datelor de suprafață și de foraj, o apreciem la 300—350 m.

Triasic. Acesta este reprezentat prin dolomite și calcare care sînt străbătute de Crișul Negru. Răspîndirea lor este mai mare decît aceea cunoscută de N. Arabu (1941).

În urma cercetărilor întreprinse în 1951 [7] am găsit dolomite triasice la W de Valea Corlatului, iar în 1956 examinînd carotele forajului de la Băița Plai am identificat dolomite cu silicați și brucit, peste care urmează calcare cristaline zaharoide. Dolomitele aparțin Carnianului deoarece în Valea Mare stau pe calcare negre ladiniene fosilifere (N. Arabu, 1941). Calcarele cristaline fiind în succesiune stratigrafică, reprezintă Norianul. Acestea se regăsesc la zi în versanții Crișului Negru în amont de contactul Blidaru, unde înainte erau considerate ca aparținînd Neocomianului.

Carnian. Dolomitele masive care aparțin acestui etaj ocupă aria cuprinsă între muntele Fleșcuța, Coama Frăsinetu, Hoanca Moțului și pînă la Sturzău de unde ajunge în valea Crișului Negru pînă în amont de confluența văii Ponor. În subteran, în Mina 23 august la orizontul IX au fost întîlnite în contactul Blidaru la est de planul înclinat, iar la orizontul VI la 34 m SE de acest contact în galeria săpată spre mineralizația de la Antonio.

[7] N. Gherasi. Raport geologic preliminar asupra regiunii Băița Bihor. 1951. Arh. Com. Stat Geol.

Dolomitele sînt compacte, iar culoarea alb-gălbuie sau roz pal, cît şi faptul că se desfac după feţe prismatice scurte le deosebesc de la prima vedere de calcarele masive neocomiene. Dolomitele în general nu sînt marmureene, însă în secţiuni subţiri prezintă o structură microcristalină incipientă. În unele texturi brecioase, fragmente formate din agregate de dolomit apar într-un mozaic mai fin carbonatic.

Norian. Calcarele cristaline albe în care Crişul Negru îşi sapă albia în amont de contactul Blidaru reprezintă Norianul. Vîrsta aceasta a fost dedusă în baza succesiunii stratigrafice observată în carotele forajului Băiţa Plai comentat mai sus.

Calcarele noriene prin efectele metamorfismului de contact termic sînt transformate în marmure zaharoide. Acestea sînt exploatate într-o carieră mică în versantul drept al Crişului Negru, unde este dezvelit şi un filon de andezit.

Marmure cu silicaţi se găsesc în albia Crişului în amont de valea Ponor şi în versanţii săi peste dolomitele carniene, ceea ce le conferă de asemenea o vîrstă noriană. Aceste marmure reduse ca grosime vin în contact tectonic cu depozite liasice, lipsind Rhetianul.

Relativ la Norian şi Rhetian, M. B l e a h u [8] şi colaboratorii au abordat problemele de facies, cît şi cele stratigrafice într-un cadru mai larg, ţinînd seama şi de unităţile tectonice, reuşind să rezolve majoritatea situaţiilor rămase enigmatice. Cu această ocazie ţin să precizez că depozitele carbonatice ale Triasicului din bazinul Crişului Negru aparţin după M. B l e a h u (1958) pînzei de Codru.

Pentru a se vedea dacă rocile carbonatice din forajul de la Băiţa Plai sînt asemănătoare din punct de vedere chimic cu cele din valea Crişului Negru, în scopul de a verifica paralelizările care le-am făcut, au fost analizate cîte trei probe de dolomite carniene şi de calcare cristaline noriene, ale căror rezultate sînt trecute în tabelul 1.

Dolomitul 46 nu se deosebeşte de cel de la 919 m adîncime, deşi acesta din urmă conţine forsterit rezultat prin metamorfism termic (vezi pag. 29). Dolomitul de la 919 m este impur şi a fost afectat de metasomatoză cu aport de F (clinohumit).

[8] *Op. cit.* pct. 4.

Tabelul 1

	Proba					
	46	1000 m	919 m	2 a	918 m	830 m
CaO	32,09	38,60	31,64	54,12	55,26	55,32
MgO	20,83	20,75	10,15	0,25	0,32	0,18
SiO_2	0,18	0,15	2,61	1,80	0,10	3,14
R_2O_3	0,11	0,30	3,96	0,96	0,16	0,27
CO_2	46,97	40,52	42,15	43,85	43,90	39,72
Total	100,18	100,02	90,51	100,98	99,74	98,61
$Ca\,CO_3$	55,63	68,90	56,47	96,60	98,63	98,74
$Mg\,CO_3$	43,09	43,40	40,06	0,53	0,67	0,37

Analist: K. Spitzer.

Proba 46 Dolomit carnian, valea Crișului Negru, est de confluența cu valea Sturzău: analist G. Gâță.

Proba 2a Marmură noriană, carieră malul drept.

Calcarul cristalin de la 918 m este o marmură macrocristalină, pură, pe cînd cel de la 2a conține puțini silicați; marmura noriană de la 830 m este pură și cu o granulație medie.

Liasic. Am atribuit (1951) această vîrstă stratelor de Coșuri [9] denumite de F. Pósepný „Cosciuri Gesteine" (1878). Stratele de Coșuri se întîlnesc în valea Crișului numai pe o suprafață mică între gurile galeriilor Antonii și Ponor, de unde se lărgește spre N fiind bine deschise în taluzele șoselei Băița Arieșeni. Stratele de Coșuri vin în contact cu marmurele noriene pe valea Crișului, pe care se sprijină, însă mai la W sînt încălecate de Norian aproape de galeria Antonii. Această situație neclară a determinat pe M. Bleahu (1958) să avanseze mai multe ipoteze, admițînd provizoriu vîrsta rhetiană eventual și liasică.

Formațiunea este constituită din roci foarte variate ca aspect care apar împreună și diferențele sînt accentuate de fenomenele de metamorfism de contact termic și metasomatic, mai intense în valea Coșuri și de aici în Cîmpul Vacii, unde descresc cu altitudinea. Rocile au fost transformate în corneene cu biotit peste care s-au suprapus efectele metasomatozei calcice și magneziene. Aceste transformări au condus la o convergență de aspecte, corneenele din formația de Coșuri prezentînd asemănări cu unele roci din seria vărgată din Permocarbonifer, ceea ce a deter-

[9] Termen introdus de M. Bleahu (1958).

minat să fie atribuite la aceste perioade. Vîrsta paleozoică nu poate fi susţinută prin faptul că microfaciesurile sînt diferite, mai ales că în formaţiunea de Coşuri nu apar tufuri şi riolite.

Liasicul este constituit din arenite însoţite de şisturi argiloase cenuşii micacee şi calcare negre. Arenitele sînt reprezentate prin graywacke, subgraywacke şi rare ortocuarţite.

Graywackele sînt formate din granule de cuarţ angulare, subangulare şi rar rotunjite, puţin plagioclaz alterat şi lamele de muscovit prinse într-un ciment argilos brun, frecvent pigmentat cu substanţă cărbunoasă. O parte din ciment a rezultat din argilizarea feldspaţilor, ceea ce explică faptul că se găsesc în cantitate mică. De notat că nu sînt remaniaţi feldspaţi potasici, spre deosebire de graywackele din Permocarbonifer care conţin pe lîngă plagioclazi proaspeţi şi ortoză.

Prin creşterea conţinutului în cuarţ, cimentul devine subordonat, ajungînd la subgraywacke. Aceste microfaciesuri net deosebite de cele întîlnite în „seria vărgată", se datoresc în parte faptului că rocile iniţiale care au furnizat mineralele remaniate în graywacke au fost cu totul diferite. Participarea importantă a cuarţului indică un grad de maturitate destul de avansat, ceea ce nu este cazul pentru graywackele paleozoice, confirmat şi de prezenţa ortocuarţitelor, formate dintr-un mozaic de cuarţ.

Şisturile argiloase trec gradat la graywacke, însă fără ca siltitele să predomine ca în seria vărgată. Calcare negre apar ca intercalaţii subţiri; în valea Coşuri conţin resturi de echinoderme vizibile la microscop.

Cretacic inferior. Calcare albe masive aparţinînd Cretacicului inferior, formează la Piatra Muncelului o zonă dirijată E—W. Pe coasta de S aproape de coama principală, la altitudinea de 975 m, calcarele sînt organogene şi conţin numeroase fragmente de Pahiodonte. După D. P a t r u l i u s, prin faptul că acestea au cochiliile negre, ar fi o indicaţie că sînt neocomiene. Microfaciesurile sînt caracterizate prin prezenţa Miliolidelor ca în Pădurea Craiului. În secţiunile subţiri D. P a t r u l i u s a identificat forme de *Pseudocyclamina*, rare Textularide, radiole de echinide şi mici gasteropode. De notat lipsa organismelor constructoare ca algele calcaroase, corali etc. ce apar în calcarele tithonitice, ceea ce pledează pentru apartenenţa la Neocomian; calcarele nu prezintă aspectul tipic al faciesului urgonian. În Valea Corlatului mai apar calcare cretacic-inferioare şi este meritul lui M. B l e a h u (1958) de a fi precizat atît vîrsta cît şi încadrarea lor la unitatea autohtonă de Bihor.

Tectonica

Structura geologică a regiunii Băița Bihor a fost obiectul cercetărilor lui M. B l e a h u (1958—1959) care a cuprins atît terenurile munților Bihor, cît și cele ale munților Codru. Acest autor confirmă structura în pînză a regiunii și reușește să deosebească trei unități tectonice (tab. 2).

Tabelul 2

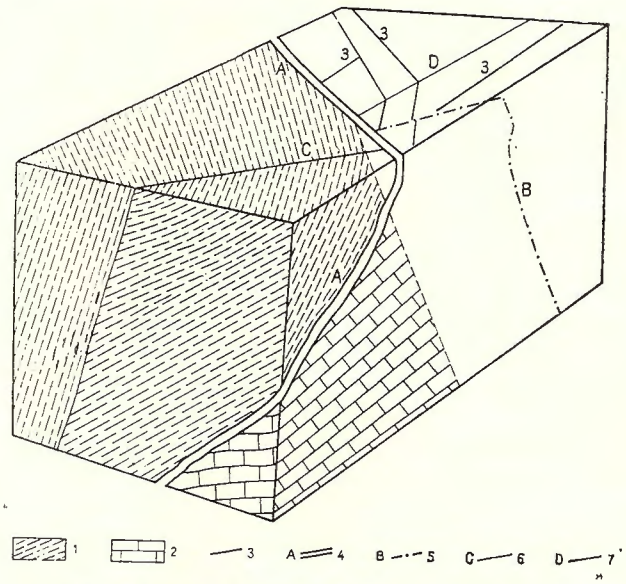
Unitatea	Litologia	Vîrsta
Pînza de Arieșeni	Seria vărgată tufacee vermiculară	Permian
Pînza de Codru	Strate de Coșuri: gresii, cuarțite, șisturi argiloase	Liasic
	Calcare negre	Rhetian
	Calcare albe masive	Norian
	Dolomite	Carnian
Autohton de Bihor	Calcare masive	Cretacic inferior

Anterior D. G i u ș c ă (1937) stabilise că la Piatra Grăitoare cristalinul Bihariei este șariat peste Permocarbonifer și postulează un stil în solzi și pînze solzi. În 1951 am considerat că Permocarboniferul aparținînd pînzei de Codru este șariat peste calcarele și dolomitele triasice ale autohtonului de Bihor. O confirmare indubitabilă a șariajului a fost prilejuită de rezultatele obținute prin forarea de sonde între anii 1955—1957, care străbătînd depozitele permiene la Țapu, au intrat în Triasicul pînzei de Codru. În lucrarea de față ne limităm la cîteva considerații privind structura de detaliu a pînzelor.

Pînza de Codru. În această unitate singura structură pusă în evidență este sinclinalul Coșuri dirijat NS și avînd în zona axială depozite liasice (formațiunea de Coșuri). Flancul său estic este afectat de o falie direcțională, de-a lungul căreia Triasicul este mult redus. Tectonica plicativă a avut loc se vede în faza austrică, ceea ce ar rezulta din faptul că în autohtonul de Bihor se găsesc calcare neocomiene.

Tectonica disjunctivă a solicitat masele de calcare şi de dolomite care au fost fracturate înainte de intruziunea banatitică. Faliile prelaramice aparţin la trei sisteme, dintre care cel NE—SW şi cel N—S sînt anterioare sistemului NW—SE, care are frecvenţa cea mai mare.

Sistemul NW—SW este cunoscut prin contactul Antonio (vezi fig.) de-a lungul căruia a fost descoperită în trecut o mineralizaţie cu-



Bloc diagram în zona contactului Blidaru.

1, pînza de Arieşeni, Permocarbonifer; 2, pînza de Codru, dolomite şi calcare triasice; 3, dyke; 4A, contactul Blidaru; 5B, contactul Antonio; 6C, falia Şandor; 7D, falia Marcian.

Bloc diagramme dans la zone de contact Blidaru.

1, nappe d'Arieşeni, Permo-Carbonifère; 2, nappe de Codru, dolomites et calcaires triasiques; 3, dyke; 4A, contact Blidaru; 5B, contact Antonio; 6C, faille Şandor,; 7D, faille Marcian.

priferă şi galeniferă. Falia este normală la nivelul orizontului de bază al minei 23 August, unde dolomite cu feţe de alunecare vin în contact cu riolite (porfire cuarţifere); planul faliei înclină 50° N. Mai sus, la nivelul galeriei Antonio contactul este invers, riolitele încălecînd cu 70° S dolomitele carniene. Din acelaşi sistem, face parte falia dintre dolomitele carniene şi calcarele noriene din galeria de bază şi pe care o denumim falia Marcian.

Sistemul N—S este reprezentat de falia direcțională care afectează flancul de E al sinclinalului Coșuri, menționat mai sus. Cîteva dyke-uri de lamprofire și andezite localizate mai ales în calcarele noriene, se încadrează în acest sistem. Două dintre dyke-uri au fost întîlnite în subteran (mina 23 August).

În sistemul NW—SE se înscrie bine cunoscutul contact Blidaru de care este legată principala mineralizație de molibden și bismut de la Băița Bihor. De-a lungul acestui contact argilitele și graywackele permocarbonifere ale pînzei de Arieșeni încalecă dolomitele și calcarele triasice ale pînzei de Codru. Planul de încălecare înclină cu 45°—50° spre SW, iar de-a lungul lui datorită metasomatozei se găsesc skarne și corneene cu silicați de calciu (tactite). Aceeași direcție are falia întîlnită de galeria Ponor între calcare și corneene liasice, însă cu înclinări între 62°—72°S.

Mai multe dyke-uri de andezite și porfire dioritice sînt orientate N 40°—50°W, de asemenea cu înclinări mari de 60°—85° (vezi fig.). În cariera de marmură din valea Crișului Negru dyke-ul de andezit este paralel cu contactul Blidaru și înclină cu 60° spre S.

Pînza de Arieșeni. Depozitele permo-carbonifere sînt cutate: în valea Crișului a fost observată prezența unui sinclinal aproape de confluența cu Valea Calului, urmat mai la N de un brachianticlinal; ambele structuri sînt minore. Un alt anticlinal este vizibil în Valea Mare, al cărui ax înclină spre E.

Asupra tectonicii disjunctive nu dispunem decît de puține date. Un sistem de falii N 40°—60°E a fost observat în galeria Șandor din Valea Mare. Aceeași direcție o are și falia dintre seria tufacee și seria vărgată stabilită de M. B l e a h u și colaboratorii (1959) [10].

Metamorfismul de contact termic

Formațiunile sedimentare permocarbonifere, triasice și liasice au fost afectate destul de puternic de metamorfismul de contact generat de punerea în loc a unui masiv intrusiv banatitic. Corpul eruptiv rămas în profunzime a fost pus în evidență în 1955 printr-un foraj amplasat pe Crișul Negru la Băița Plai aproape de confluența cu Valea Calului și care a intrat în granodiorite la adîncimea de 1004 m. Această adîncime mare

[10] *Op. cit.* pct. 5.

la care se găseşte masivul intrusiv explică faptul că în numeroasele lucrări miniere nu au fost interceptate, unele apofize de roci intrusive. Numai în galeria Maria Segen din valea Coşuri se găseşte un microdiorit cu structura allotriomorfă biotitizat şi un filon de andezit porfiric.

Intruziunea masivului banatitic a generat atît fenomene de contact termic izochimic cît şi allochimic. Acestea din urmă, rezultate prin procese metasomatice au avut o amploare deosebită.

Asupra rocilor de contact a atras atenţia F. P ó s e p n ý (1874) care a relevat asemănarea mineralizaţiunilor de la Băiţa Bihorului şi Valea Seacă cu zăcămintele de contact din Banat, a căror geneză a fost stabilită de B. v. C o t t a, descoperind astfel un nou tip de metamorfism; P. R o z l o z s n i k (1907—1939) se mulţumeşte să semnaleze apariţii de amfiboli, hornblendă şi epidot în şisturile carbonifere.

D. G i u ş c ă (1937—1940) abordează studiul metamorfismului hidrotermal şi al mineralizaţiilor de la Băiţa Bihorului, rezultate amintite la istoric.

Prezenţa corneenelor este indicată de N. A r a b u (1941) care menţionează metamorfismul formaţiunilor paleozoice şi mezozoice.

Metamorfism izochimic

Aureola de contact termic se întinde de-a lungul Crişului Negru pe o distanţă de peste 2500 m, iar transversal ajunge la 400—600 m; această distanţă însă creşte spre E, ajungînd în dreptul văii Coşuri la aproape 2000 m. De aici se întinde mult spre N, unde sînt afectate graywackele şi şisturile liasice, pe cînd dolomitele carniene sînt numai foarte puţin recristalizate. Această formă alungită a aureolei independentă de relief se datoreşte conturului masivului intrusiv, care pare să fie mai aproape de suprafaţă, la confluenţa văii Coşuri şi spre NE de aceasta.

Metamorfismul izochimic afectează în mod diferit formaţiunile sedimentare, în funcţie atît de compoziţia litologică, cît şi de granulometrie. În primul rînd a fost necesară o grupare după vîrstă a rocilor transformate, iar în cadrul perioadelor au fost cercetate rocile argiloase, arenacee şi carbonatice, ordine păstrată în prezenta lucrare.

Permocarbonifer. Dintre seriile acestei formaţiuni numai seria vărgată este afectată de metamorfismul de contact termic.

Argilitele ce conţin frecvent material siltitic sînt transformate în corneene cu biotit. Rocile capătă un aspect cornos caracteristic. În sec-

țiuni subțiri biotitul apare în pelicule ce formează o rețea care invadează fondul rocii. Policroismul este destul de slab cu *ng* = verde oliv palid sau brun-roșcat deschis, *np* = gălbui. O biotitizare selectivă care se întinde numai în părțile net argiloase, a fost observată într-o corneană de lîngă cota 898 m de la Blidaru și care este afectată și de procese metasomatice (pl. I, fig. 1). Biotitul formează mici porfiroblaste izolate și destul de rare, diseminate în masa rocii.

Șisturi pătate se găsesc pe valea Crișului Negru în amont de ivirile de riolite (porfire cuarțifere) apoi la contactul Blidaru și pe Valea Calului. Textura pătată pare să rezulte din acumularea unor pelicule de biotit însoțite de ace de turmalină. Au fost identificate și porfiroblaste de andaluzit, în care se concentrează pigmenți opaci. Corneene maculate cu andaluzit au fost întîlnite în partea inferioară a văii Calului. Textura lor maculată atrage atenția și se datorește prezenței porfiroblastelor de andaluzit.

Andaluzitul este dezvoltat în poichiloblaste cu contururi capricioase, spongioase (pl. II, fig. 3), apărînd maclat ortogonal. Biotitele formează pelicule în țesutul sericitic sau lamele izolate cu tendințe idioblastice.

Corneenele cu biotit provin nu numai din argilite și argilite siltitice, dar și din graywacke litice și feldspatice.

În aceste roci psamitice biotitul de neoformație se găsește în cimentul argilos care este în mare parte transformat în sericit și include lame opace de hematit. Astfel de corneene cu biotit apar pe valea Crișului și pe valea Moriștei. Biotitul de neoformație formează pelicule fine de 0,045—0,26 mm care invadează aproape complet liantul argilos. Izolat a fost observată cloritizarea aproape completă a biotitului, rezultată din acțiunea unor soluții hidrotermale.

În privința rocilor din seria tufacee nu am găsit deocamdată minerale de contact termic. De asemenea nici seria vermiculară nu este afectată termic. De altfel, gresiile micacee și-au păstrat culoarea roșie și nu sînt mai compacte, nici intercalațiile de șisturi argiloase nu sînt cornificate, fiind situate prea departe de corpul intrusiv, deși pe verticală nu ar depăși 1500 m.

Triasic. Dolomitele carniene pure au fost influențate în mică măsură de ridicarea temperaturii și au căpătat o structură microcristalină, fără să se formeze marmure cu o granulație medie. Efectul observat concordă cu cele indicate de G. Bain (1933) pentru regiunea Vermont, unde o macro-

cristalizare nu mai este prezentă dacă conținutul în MgO depășește 4% (vezi tab. 1).

Calcare dolomitice cu brucit (predazzite) au fost întîlnite în forajul de la Băița Plai la 35 și 51 m de masivul eruptiv. Brucitul formează agregate fibroase radiare cu aceeași orientare optică, uneori dispuse concentric. Acest aspect indică că brucitul este pseudomorf după periclaz (pl. III, fig. 3).

Într-o regiune învecinată dolomitele triasice în contact cu masivul Pietroasa au fost transformate în calcare cu brucit, care apar în cîteva locuri (A. Rafalet, 1963).

Calcare dolomitice cu brucit și forsterit au fost interceptate de același foraj la 4 m de contact. Roca carbonatică a fost analizată (tab. 1) și prezența moleculei de dolomit poate fi explicată printr-un aport de Mg căci în mod normal la temperatura de 410° carbonatul se disociază, magneziul trecînd complet în oxid (periclaz).

Forsteritul este rar maclat și are $+2V = 70°$. Cristalele de forsterit sînt străbătute de o rețea de crisotil (pl. III, fig. 4) și includ granule de magnetit.

Calcare dolomitice cu serpentin au fost recoltate de pe halda puțului și galeriei Bolfu, situate în versantul stîng al văii Corlatului deasupra confluenței cu Hoanca Moțului. Serpentinul este compact verde-gălbui și fibros (Schweizerit) provenind din forsterit.

Talc a fost întîlnit în dolomite, în galeria 23 August la orizontul VI, la marginea de SE a contactului Blidaru.

Dolomitele mai conțin silicați de calciu, dar fiind prezente și minerale care indică un aport de fluor și calciu, ne ocupăm de acestea la metasomatoză.

Calcarele noriene pure sînt transformate în marmure macrocristaline cu un aspect zaharoid tipic.

În forajul de la Băița Plai este caracteristic contrastul dintre marmura noriană de la 918 m adîncime, formată dintr-un agregat de cristale de calcit ce depășesc diametrul de 1—2 cm și carbonatitul subjacent (919 m, calcar dolomitic microcristalin carnian cu silicați de calciu afectat de metasomatoză și magnetit diseminat).

Liasic. Șisturile argiloase și graywackele formațiunii de Coșuri prin efectele metamorfismului de contact au fost transformate în șisturi pătate

și în corneene dure, compacte, cu spărtură aşchioasă, de culoare deschisă şi uneori vărgate, sau cu o textură rubanată.

Treapta cea mai scăzută de metamorfism este reprezentată prin apariţia şisturilor pătate pe şoseaua Băiţa-Arieşeni, la W de muntele Ţapu şi anume sînt şisturi grezoase de culoare închisă violacee cu pete negre sau verzui. La microscop au fost identificate porfiroblaste de cordierit, în care se concentrează pigmenţi opaci, probabil de grafit. Din cauza numeroaselor incluziuni, cordieritul este spongios şi contururile sale ovale se disting bine numai cu nicolii în cruce (pl. II, fig. 2); sînt prezente şi conture hexagonale rezultate din maclarea ciclică. Alteori cordieritul în formare nu este omogen. Incluziunile sînt atît de numeroase încît nu se pot distinge conture cristaline definite chiar cu ajutorul compensatorilor.

Corneenele cu biotit provin atît din şisturi argiloase cît şi din graywacke. În acestea din urmă biotitul a invadat liantul argilos, înlocuindu-l în mare parte. Biotitul formează pelicule slab pleocroice. Astfel de corneene de culoare cenuşiu închisă-violacee se găsesc pe şoseaua Băiţa-Arieşeni şi pe versanţii văii Coşuri, pe la 1040 m altitudine, deşi mai jos, în jur de 1020 m, apar graywacke neinfluenţate termic.

Corneene cu andaluzit cu un grad mai ridicat de metamorfism sînt prezente în ambele maluri ale Crişului Negru, puţin în aval de gura galeriei Antonio. De asemenea în galeria Ponor au fost întîlnite corneene cu andaluzit negre-verzui şi lucioase cu aspect de serpentinite.

Andaluzitul înlocuieşte împreună cu biotitul cimentul argilos din graywacke şi alcătuieşte o reţea în care ochiurile sînt ocupate de grăunţe de cuarţ. În timpul cristalizării andaluzitelor s-a produs o concentrare a incluziunilor opace în interiorul lor.

În aureola de contact este prezent în partea periferică faciesul corneenelor cu albit — epidot (N. Turner, J. Verhoogen, 1960), în rocile pelitice şi cuarţo-feldspatice (graywacke) găsindu-se paragenezele: cuarţ — albit — muscovit — biotit (şisturi pătate cu cordierit sau andaluzit); cuarţ — albit — epidot.

În rocile carbonatice apare uneori parageneza dolomit-talc.

Faciesul corneenelor cu hornblendă are o largă răspîndire, iar paragenezele întîlnite sînt următoarele:

Pelite şi graywacke:

Cuarţ — muscovit — biotit

Cuarţ — biotit — andaluzit

Carbonatite :
Diopsid — grosular — plagioclaz
Forsterit — brucit — spinel

Metamorfism allochimic

Transformări importante au afectat rocile din aureola de contact ca urmare a circulației de fluide și soluții ascendente după consolidarea corpului granodioritic. Printr-un aport și schimb de ioni de Si, Ca, Mg, Fe, F, B, s-au produs transformări metasomatice care au condus la cristalizarea unor minerale de neoformație, mai ales silicați de calciu și anume grosular, vezuvian, wollastonit, diopsid, epidot, apoi amfiboli, flogopit, clinohumit.

Procesele metasomatice au cuprins pachete întregi de strate, atît din Permocarbonifer, din Triasic, cît și din Liasic, depășind în suprafață aureola de contact termic propriu-zisă. Pe verticală ajung la 1700 m de corpul intrusiv, pînă unde mai apar șisturi pătate și corneene cu biotit. Astfel șisturile argiloase liasice sînt transformate în corneene cu biotit, diopsid și epidot, pînă la nivelul șoselei Băița-Arieșeni, la o altitudine de 1300 m.

În privința mecanismului metasomatozei, contribuțiile aduse de W. Lindgreen (1933), G. Bain (1936), W. Holser (1947) și D. S. Korshinsky (1949—1963) au permis să se elaboreze teoria acestor procese. Astfel se pot deosebi două cazuri extreme și anume : metasomatoza de infiltrație (prin rocă) și cea de difuzie generată de circulația soluțiilor pe fisuri. Ambele tipuri de metasomatoză se pot recunoaște la Băița Bihorului și au fost deosebite mai multe aspecte :

1. Metasomatoza de infiltrație a interesat atît graywackele, siltitele și argilitele permocarbonifere cît și cele liasice.

a) Metasomatoza de infiltrație selectivă s-a produs ca un efect al permeabilității diferite a rocilor, în funcție de dimensiunile spațiilor : de la supracapilare pînă la intergranulare și reticulare (W. Holser, 1947).

b) Căile de acces ale soluțiilor în metasomatoza de infiltrație au fost planele de stratificație sau suprafețele de forfecare.

2. Metasomatoza de difuzie este localizată astfel :

a) În lungul unor falii uneori importante, de exemplu la contactul Antonio caracterizat printr-o mineralizație cupriferă și galeniferă, apoi în

galeria Ponor (valea Crișului Negru) și în valea Coșuri în galeriile Bernat și Carol;

b) La contactul unor dyke-uri în mina 23 August, la cariera de marmură din valea Crișului, cît și în galeriile Maria Segen (valea Coșuri) și Bolfu;

c) De-a lungul unor fisuri în calcare triasice (lîngă confluența Crișului Negru cu valea Ponor) sau în corneenele permocarbonifere, cît și în cele liasice.

3. Procesele metasomatice cele mai importante au avut loc în jurul contactului tectonic Blidaru (vezi fig.), un plan de încălecare care a favorizat larga circulație a soluțiunilor, permițînd formarea scarnelor prin difuzie în calcarele noriene, urmată de o metasomatoză de infiltrație mai lentă ce a determinat cristalizarea unor silicați de calciu în corneenele Permocarboniferului.

Metasomatoza de Si, Ca și Mg. După cum a precizat D. G i u ș c ă (1937) aceste procese metasomatice au avut o mare amploare. Într-adevăr atît seria vărgată permocarboniferă, carbonatitele triasice cît și depozitele liasice au fost afectate de metasomatoza de infiltrație, iar rocile transformate ocupă suprafețe întinse pînă la obîrșia Crișului Negru.

Local se întîlnesc scarne a căror formare a fost favorizată de fisuri și falii (vezi punctele 2 și 3). În scarne s-au identificat paragenezele care indică temperaturile cele mai ridicate atinse în aureola de contact și anume:

1. Diopsid — grosular (vezuvian)
2. Diopsid — grosular — wollastonit (vezuvian)
3. Diopsid — grosular — cuarț
4. Calcit — grosular — wollastonit (vezuvian)
5. Grosular — wollastonit
6. Wollastonit — vezuvian

Aceste asocieri sînt tipice pentru faciesul de corneene piroxenice (F. T u r n e r, J. V e r h o o g e n, 1960). Intervalul de temperatură probabilă a variat între 650°—750° la o presiune evaluată la 450 bari.

În graywacke și argilite permocarbonifere și liasice se găsesc paragenezele:

1. Diopsid — grosular — plagioclaz — cuarț
2. Diopsid — grosular — cuarț — calcit

3. Diopsid — hornblendă — cuarţ

4. Diopsid — actinolit — cuarţ (plagioclaz)

Dintre aceste parageneze o largă răspîndire o are cea de la pct. 4.

În rocile carbonatice apar asociaţiile:

Calcit — forsterit — brucit — spinel (clinohumit)

Calcit — grosular — brucit — humit

Rezultă că în aureola de contact este reprezentat mai ales faciesul corneenelor cu hornblendă, a căror temperatură de formare a fost evaluată la intervalul 550°—700°. Parageneza calcit — forsterit — brucit — spinel indică o temperatură care atingea 665° (H. S. Yoder, 1952).

Procesele metasomatice au continuat şi în condiţii de temperatură mai scăzută într-o fază hidrotermală, formîndu-se atît epidot care înlocuieşte granatul, diopsidul şi amfibolul cît şi prehnit, zeoliţi, clorit. Rezultă deci că factorul determinant care a controlat metasomatoza a fost temperatura.

Permocarbonifer. Printre corneene (tactite)[11] se observă frecvent o textură rubanată rezultînd din alternanţa unor benzi verzui cu altele mai închise, brun-verzui sau cenuşii.

În general părţile siltitice sînt deschise la culoare şi conţin diopsid, pe cînd cele mai pelitice sînt închise, fiind invadate de amfiboli aciculari ± biotit. Vinişoare verzui cu epidot brăzdează în toate sensurile corneenele şi se intersectează formînd o reţea largă. Coloraţia mai închisă are aspecte uneori de flăcări, ceea ce se datoreşte prezenţei biotitului (pl. I, fig. 1).

Aportul de Si, Ca, Fe, Mg, a determinat formarea de diopsid-hedenbergit, amfiboli şi uneori granat. Granatul în secţiuni subţiri apare diseminat capricios în rocă şi are conture scheletice. Granatul este slab gălbui, puţin anizotrop şi aparţine seriei grosular-andradit. Blasteza granatului este o indicaţie că ar fi rezultatul unei metasomatoze de infiltraţie. Granatul este depus şi pe vinişoare (pl. III, fig. 1), ceea ce denotă şi o circulaţie mai rapidă prin diaclaze. Într-un stadiu hidrotermal granatul a fost epidotizat într-un mod incipient. Diopsidul apare mai ales în părţile siltitice, unde prezenţa granulelor de cuarţ a determinat reacţia dintre SiO_2 şi ionii de Mg şi Ca. Diopsidul are tendinţa să formeze porfiroblaste. Acestea se găsesc în cantitate mai mare lîngă vinişoarele pe care s-au depus cristale de diopsid, albit, cuarţ şi epidot.

[11] Corneenele care au fost transformate prin metasomatoză pot fi denumite tactite.

Diopsidul este ușor verzui și are extincția $ng : c = 38^0$. În unele cazuri $ng : c = 41-42^0$ indică 30% hedenbergit (salit). Unghiul axelor optice $+ 2V = 60-62^0$. Ca și granatul, diopsidul este diseminat în masa tactitelor, cristalizînd în urma unei difuziuni intergranulare a soluțiilor juvenile.

Amfibolii se dezvoltă de predilecție în părțile pelitice și siltitice ce nu depășesc 0,02 mm și în general este un actinot acicular (pl. II, fig. 4), divergent cu structura radiară uneori sferolitică. Actinotul este ușor verzui; $ng : c = 17^0-20^0$; $-2V = 60^0$.

Actinotul este glomeroblastic, fiind grupat în două-trei porfiroblaste mici, sau apare în cristale izolate ce au înlocuit pe cele de cuarț sau plagioclaz. În ciment, actinotul este radiar divergent în mici snopi cu un policroism mai pronunțat decît cel al porfiroblastelor, deci mai feros.

Tactitele de la Băița conțin uneori prehnit în cristale izolate și vinișoare cu zeoliți, indicînd o fază hidrotermală. Corneene cu biotit, hornblendă și diopsid provenind din graywacke au fost descrise de W. P h i l l i p s (1955) în aureola masivului Crifell.

În alte aureole de contact S. G a v e l i n (1952) a studiat hornblendele și respectiv amfibolii din scarne.

T r i a s i c. În dolomite se găsește uneori flogopit interstițial rezultat printr-un aport de SiO_2.

1. Dolomite cu flogopit apar în galeria Antonio, lîngă contactul tectonic cu calcarele noriene, cît și în albia Crișului Negru, în amont de confluența cu valea Ponor. Aici sînt asociate unui calcar dolomitic cu spinel, forsterit, flogopit și vinișoare de crisotil.

2. Marmure cu silicați cu structura în cocardă se găsesc de asemenea în galeria Antonio; ele conțin granat interstițial iar pe diaclaze și magnetit, alteori mult diopsid.

Calcarele noriene s-au transformat, prin reacții metasomatice, în cunoscutele scarne de la contactul Blidaru, care pot fi cercetate în mina 23 August, cît și cele de la cariera de marmură din valea Crișului Negru.

3. Scarnele de la Blidaru sînt formate din grosular-andradit, vezuvian și diopsid $\pm$ fluorină și conțin molibdenit sau bismutină și minerale de bismut (D. G i u ș c ă, 1941). Ele sînt localizate la contactul dintre marmurele noriene și corneenele permocarbonifere care le încalecă de-a lungul unei falii inverse care înclină cu 45^0-50^0 (vezi fig.).

Scarnele sînt uneori monominerale fiind reprezentate prin granatite. Uneori se găsește grosular anizotrop asociat unui granat izotrop cu mole-

cule de andradit, avînd indicele de refracţie mai ridicat decît granatul calcic.

Roci monominerale constituite din wollastonit dezvoltat în prisme lungi, divergente remarcabile prin dimensiunile sale (8—12 cm) se găsesc lîngă marmurele de contact.

Wollastonitul a cristalizat anterior vezuvianului, observîndu-se pseudomorfoze după primul.

Vezuvianul prezintă o structură zonară şi în general o culoare verzuie. Prezenţa sa se datoreşte unui aport de Fe^{+++}, Mg, Na, Si.

4. Scarnele de la carieră sînt situate la baza unui dyke de andezit cu grosular şi diopsid metasomatic care străbate marmurele noriene. Scarnele sînt constituite din grosular-andradit, diopsid şi wollastonit.

Diopsidul apare în cristale idioblastice şi xenoblastice în granat, în cuarţ şi în calcit. Extincţia $ng : c = 38^0$ indică un diopsid pur.

Wollastonitul este cristalizat în prisme scurte îngrămădite în cuiburi; calcitul îl substituie pe alocuri. Grosular-andraditul prezintă zone de creştere care coincid cu cîmpurile de anizotropie. Granatul este poichiloblastic, conţinînd numeroase cristale idioblastice corodate de diopsid. Cuarţul este uneori idiomorf şi prezintă conture de coroziune.

În privinţa succesiunii de cristalizare, wollastonitul şi diopsidul au cristalizat mai întîi, după care a urmat granatul, conturele de coroziune ale diopsidului fiind o indicaţie în acest sens. În scarnele de la Ocna de Fier E. Bergeat (1910) şi Al. Codarcea (1930) au stabilit de asemenea că diopsidul este anterior granatului. C. Superceanu (1956) indică o succesiune diferită pentru scarnele de la contactul Blidaru şi anume grosular şi diopsid apoi plagioclaz urmat de wollastonit, însă fără să o argumenteze.

Liasic. Corneenele cu biotit provenite din şisturi argiloase cît şi graywackele prin efectul metasomatozei, conţin mai ales diopsid, actinolit, rar hornblendă, wollastonit şi granaţi.

Într-o corneană (tactit) cu granat diopsidul a invadat aproape complet masa rocii siltitice. Alteori apare în cuiburi sau depus pe diaclaze, pe cînd laminele pelitice conţin actinolit.

O metasomatoză selectivă se observă într-un tactit de lîngă galeria Antonio, în care partea siltitică conţine biotit şi hornblendă, pe cînd în lamina de graywacke se găseşte diopsid şi epidot. În alte graywacke se observă o diopsidizare a cimentului argilos, ulterioară biotitizării.

O textură ocular ă apare într-un tactit provenit dintr-o graywacke datorită cristalizării în cuiburi a diopsidului și epidotului. În această rocă, cuarțul și feldspatul au fost complet înlocuiți de diopsid și apoi de epidot care apar glomeroblastic. Cimentul este în mare parte diopsidizat.

Diopsidul prezintă o extincție $ng : c = 40—41^0$ având în compoziție 18—23% hedenbergit după graficul lui A. N. Winchell.

În unele corneene diopsidul este orientat preferențial paralel cu planele de stratificație, deoarece a înlocuit cuarțuri alungite dispuse după acestea.

În aureola externă se constată că, atît rocile pelitice uneori cu lamine siltitice cît și graywackele în care apar amfiboli de neoformație sînt afectate de metasomatoză (pl. III, fig. 2). Astfel pe șoseaua Băița-Arieșeni, în șisturile argiloase cu siltite, se mai găsește diopsid, amfiboli în prisme scurte, epidot, depuși în masa rocilor, iar zeoliți pe diaclaze.

Wollastonitul este prezent într-o corneană cu diopsid și epidot provenită dintr-o graywacke al cărei ciment conține hidrobiotit slab pleocroic. Wollastonitul apare în prisme aciculare divergente cu extincție dreaptă cît și $ng : c = 45^0$. Această corneană cu wollastonit se găsește în valea Coșuri, la o altitudine de 800 m.

Geneza acestui wollastonit este desigur metasomatică, căci a trebuit să fie introdus Ca, în graywacke negăsindu-se calcit, iar temperatura de formare a depășit 450^0.

Wollastonit mai apare depus pe fisuri, într-o carotă tot din valea Coșuri, unde de altfel a fost întîlnit atît în galeria Maria Segen, cît și în galeria Bernat. Pe halde se găsesc scarne cu grosular, wollastonit, bismutină uneori cu bornit.

Scarne zonare cu wollastonit se găsesc în galeria Ponor formate prin reacție între o marmură și o corneană biotitică inclusă. În zona adiacentă marmurei se găsește wollastonit în prisme cu luciu mătăsos (pl. I, fig. 2), apoi o zonă constituită din granat roz, apoi una cu diopsid situată la contactul cu corneana. Aceste scarne zonare seamănă cu cele descrise de C. E. Tilley (1951) din insulele Skye (Anglia). Scarne zonare mai apar și lîngă galeria Ponor unde marmurele formează un perete cu o fisură suborizontală, de-a lungul căreia s-au format scarne cu granați și diopsid, uneori granatite. Zonele de scarne de reacție uneori în cocardă, se datoresc prezenței fragmentelor de corneene negru-violacee incluse în rocă.

De notat că în corneene se găsește granat, diopsid cît și labrador cu 64% An. Prezența plagioclazilor calcici într-un scarn cu bytownit și

diopsid a fost menţionată de altfel de D. G i u ş c ă (1941) la contactul Blidaru, unde conţine molibdenit.

Metasomatoza fluorului. Prezenţa clinohumitului indicînd un aport de F în dolomitele carniene din forajul de la Băiţa Plai a fost descoperită megascopic în 1957 de L. I. S a b î n i n şi confirmată ulterior prin date optice.

Dolomitele sînt transformate în marmure microgranulare cu dungi negre care marchează planele de stratificaţie. Clinohumitul se recunoaşte uşor, apărînd în cristale de culoare galben deschis.

Clinohumitul l-am mai identificat atît în galeria Antonio cît şi pe valea Crişului Negru. În ambele locuri, clinohumitul se găseşte fie în marmure brecioase cu un liant negru, fie în marmure dolomitice albe (m 318). În acestea din urmă clinohumitul se găseşte în parageneză cu un spinel verde şi crisotil cu relicte de forsterit. Clinohumitul din valea Crişului este asociat cu humit, ambele fiind slab colorate gălbui.

Humit în parageneză cu granat, hornblendă verde şi biotit, este prezent în marmura brecioasă de la galeria Antonio (m 260). Este caracterizat prin macle polisintetice de culoare gălbuie şi extincţie dreaptă.

În carotele forajului de la Băiţa Plai mineralele din grupul humitului se găsesc la adîncimile 919 m, 936 m, 944 m, 949 m. Prezenţa acestor minerale cu fluor a fost confirmată prin testuri chimice. Invariabil sînt în parageneză cu spinel şi magnetit, uneori cu forsterit.

Clinohumitul este dezvoltat în plaje, în poichiloblaste sau în granule izolate gălbui, uşor policroice cu ng = incolor, np = gălbui palid. Apare uneori maclat polisintetic $na : c = 11°$ iar $+ 2\ V = 80-85°$. Clinohumitul este concrescut uneori cu forsteritul (pl. I, fig. 3). Această parageneză a fost remarcată de H. S t r u w e (1959) care aduce contribuţii interesante în această privinţă. Aceste minerale sînt uşor serpentinizate, observîndu-se o reţea de antigorit.

Fluoborit este prezent într-un scarn cu molibdenit din mina 23 August. Acest scarn conţine grosular în parte anizotrop, cu incluziuni de diopsid şi prisme de wollastonit.

Fluoboritul este fibros, în agregate radiare divergente, cu alungire negativă şi maclat. Refringenţa sub 1,54 şi caracterul uniax negativ au permis determinarea sa. Acest mineral descoperit de P. G e i j e r (1926) a fost descris de P. E s k o l a şi A. J u u r i n e n (1952) cît şi de H. S t r u w e (1959).

Ocurența fluorinei în scarnele cu grosular de la contactul Blidaru a fost constatată de D. Giușcă (1941).

Metasomatoza de fluor în legătură cu intruziunile banatitice sînt cunoscute atît la Pietroasa (Bihor) de unde A. Rafalet (1963) menționează clinohumit, cît și la Oravița (Banat) unde V. Pieptea (1964) a găsit destul de frecvent chondrodit în scarne, aducînd precizîuni asupra proceselor metasomatice și hidrotermale.

Metasomatoza de bor pare să fi fost mai restrînsă decît a fluorului în aureola de contact de la Băița.

Ocurența ascharitului și cotoitului în galeria Antonio este determinată de aportul de bor.

BIBLIOGRAFIE

Arabu N. (1941) La géologie des environs de Băița (dép. du Bihor). *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXV. București.

Bain G. (1934) Calcites marble. *Econ. Geol.* XXIX. New-York.

Bain G. (1936) Mecanics of metasomatism. *Econ. Geol.* XXXI. New-York.

Bleahu M. (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni. *As. geol. Carp.-Balc. Congress V.* III/1, *Com. St. Stratigr.* București.

Cioflica Gr., Vasiliu Cecilia, Vlad S. (1967) Granații din scarnele de la Băița Bihor. *Acad. R.S.R., St. Cerc. geol.* 12, 1. București.

Codarcea Al. (1930) Comunicare preliminară asupra zăcămintelor de minereuri de la Ocna de Fer (Banat) Minele Reichenstein. *D. S. Inst. Geol.* XII. 1924. București.

— (1931) Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocșa Montană, Județ Caraș Banat. *An. Inst. Geol. Rom.* XV, 1930. București.

— Kissling A., Kissling Margareta (1957) Asupra ludwigitului de la Ocna de Fier. *Acad. R.P.R., Bul. științ. Secț. Geol. Geogr.* II/3—4. București.

Cotta B. (1864) Erzlagerstätten im Banat und Serbien. Wien.

Dimitrescu R., Bleahu M. (1966) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și structurii pînzei de Biharea. *D. S. Inst. Geol.* LII/2 (1964—65). București.

Eskola P., Juurinen A. (1952) Fluoborite from Pittkäranta. *Compt. R. Soc. Géol. Finlanda.* 25. Helsinki.

Gavelin S. (1952) Lime metasomatism and metamorphic differentiation in the Adak Ana. *Sver. geol. Undersök. Arsbök.* 45. Stockholm.

Geijer P. (1927) Some mineral associations from the Norberg district. *Sver. geol. Umdersök. Arsbök.* 20, 4. Stockholm.

Giușcă D. (1937) Les phénomènes de metamorphisme hydrotermal des roches paléozoïques des Monts du Bihor (Transylvanie). *Bul. Lab. Mineralog. Univ. București* II, 1. București.

— (1941) Note préliminaire sur la mineralisation des gisements de contact de Băiţa Bihorului (Monts Apuseni). *Acad. Roum. Mém. Sect.* (3) XVI/6. Bucureşti.

— (1952) Le massif éruptif de Vlădeasa. An. *Com. Geol.* XXIII. Bucureşti.

Holser W. (1947) Metasomatic proceses. *Econ. Geol.* XLII, 4. New-York.

Kissling A. (1967) Studii mineralogice şi petrografice în zone de exoskarn de la Ocna de Fier (Banat). Ed. Acad. R.S.R.

Korshinsky D. S. (1950) Differential mobility of components and metasomatic zoning in metamorphism. XVIII *Intern. Congr. G. B.* 1948. London.

— (1965) Abriss der metasomatischen Prozesse. *Akad. Verl.* Berlin.

Peters K. (1861) Geologische und mineralogische Studien aus dem südöstlischen Ungarn insbesonders aus der Umgebung von Rézbánya. *Sitzungsb. d. K. Akad. Wiss.* 43, 44. Wien.

Phillips W. (1955) The metamorphic rocks associated with Criffell Dalbeattic granodiorite. *Geol. Mag.* XCII 9—3. London.

Pieptea Vasilica (1964) Contribuţii la cunoaşterea scarnelor de la Oraviţa. *D. S. Com. Geol.* XLIX (1961—62). Bucureşti.

Pósepný F. (1874) Geologische montanistische Studie der Erzlagerstätten von Rézbánya (Băiţa Bihor). Budapest.

Rafalet Angela (1963) Notă asupra rocilor din aureola de contact a masivelor granodioritice de la Pietroasa şi Budureasa (Munţii Bihor). *As. Geol. Carp.-Balc. Congres* V. II *Min.-petr.* Bucureşti.

Rozlozsnik P. (1907) Beiträge zur Geologie der Umgebung des Nagybihar. *Jahrsb. d. k. Ung. Geol. A.* 1905. Budapest.

— (1907) Über die metamorphen und paläozoischen Gesteine des Nagy Bihor. *Jahrb. d. K. Ung. Geol. R. A.* XV, 2. Budapest.

— (1935) Neue Beiträge zur Kenntnis der metamorphen Gesteine der Umgebung des Nagy-Bihor (Cucurbeta). *Föld. Köz.* Budapest.

Struwe H. (1959) Data on the mineralogy and petrology of the dolomite-bearing N contact zone of the Quérigut granite, French Pyrenees. *Leidse geol. med.* 22. Leiden.

Superceanu C. (1956) Noi apariţiuni de Scheelit în zăcămintele de contact din provincia geochimică a banatitelor (I). *Rev. Minelor.* 4. Bucureşti.

Szádeczky J. (1906) Über den geologischen Aufbau des Bihorgebirges zwischen den Gemeinden Rézbanya, Petros und Scărişoara. *Jahresber. K. Ung. A.* 1904. Budapest.

Tilley C. E. (1951) The zoned contact of the Bradford area Skye, a study of boron fluorine metasomatism in dolomite. *Mineralog. Mag.* 29. London.

Turner Fr., Verhoogen J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. New-York.

Winchell A. N., Winchell H. (1951) Elements of optical mineralogy. Part. II. 4th ed. New-York.

Yoder H. S. (1952) The $MgO—Al_2O_3—SiO_2—H_2O$ system and the related metamorphic facies. *Am. Jour. Sci. Bowen vol.* New-York.

Zepharovich V. (1859—1873) Mineralogisches Lexicon des Kaiserthums Österreich. Wien.

MICROFACIÈS, MÉTAMORPHISME DE CONTACT THERMIQUE ET MÉTASOMATOSE DANS LA VALLÉE DE CRIŞUL NEGRU

PAR

NICOLAE GHERASI

(Résumé)

Stratigraphie

Le métamorphisme des roches, qui fait l'objet de nos observations, est dû à la mise en place d'un corp éruptif granodioritique (banatitique) situé à une profondeur d'environ mille m. Il fait partie des intrusions sous-séquentes aux mouvements laramiques des Monts Apuseni. Dans le bassin supérieur de Crişul Negru les dépôts sédimentaires sont représentés par des termes du Permo-Carbonifère, du Trias, du Lias et de l'Éocrétacé. Les terrains permo-carbonifères, entaillés par Crişul Negru, sont formés par une succession de graywackes et d'argilites foncées, auxquelles s'associent des tufs et des tuffites rhyolitiques (Série bigarrée). Des graywackes lithiques semblent prédominer par rapport aux graywackes feldspathiques (à perthites et albite en échiquier). Les premières contiennent des fragments de félsites et des éclats de verre acides d'orthoquartzites et d'argilites (planche II, fig. 1).

Le Trias est représenté par des dolomies carniennes et des calcaires noriens. Afin de vérifier la corrélation des roches carbonatées du forage de Băiţa Plai avec celles de la Vallée de Crişul Negru, six échantillons ont été analysés (voir page 29) et les résultats la confirment.

Les calcaires noriens supportent les couches de Coşuri que nous avons attribuées au Lias (1951). L'aspect fort varié des roches est accentué par les modifications dues au métamorphisme de contact thermique et à la métasomatose. Ces transformations sont la cause des convergences — les cornéennes du Lias qui ressemblent à celles du Permo-Carbonifère — ce qui a prêté à des confusions. Néanmoins les microfaciès sont différents et, en plus, on ne trouve ni tufs, ni rhyolites dans les couches de Coşuri. Ces dernières sont représentées par des graywackes, des schistes argileux gris, des calcaires noirs et de rares orthoquartzites. Les graywackes contiennent du quartz angulaire, de la muscovite et de rares plagioclases dans un ciment argileux foncé. L'importante participation du quartz par rap-

port avec le ciment, qui est subordonné quantitativement, dans les sous-graywackes, indique un degré de maturité assez avancé ; ce n'est pas le cas pour les roches du Permo-Carbonifère.

L'Eocrétacé est formé essentiellement de calcaires, parfois organogènes, à fragments de Pachiodontes (à Piatra Muncelului). Les microfaciès sont caractérisés par la présence des structures pseudo-oolitiques et l'abondance des Miliolides, tout comme ceux de Pădurea Craiului. Les calcaires contiennent de rares *Pseudocyclamina* déterminées par D. P a t r u l i u s que l'on trouve dans le Thitonique et l'Eocrétacé. En somme, l'absence des organismes constructeurs (algues calcaires, coraux etc.) qui sont constants dans les calcaires du Thitonique, plaide en faveur d'un âge néocomien ; les calcaires de Piatra Muncelului n'ont pas l'aspect typique du faciès urgonien. M. B l e a h u (1958) a précisé que les calcaires de Corlatu sont de même éocrétacés et appartiennent à l'unité autohtone du Bihor.

Téctonique

La structure géologique de la vallée de Crişul Negru et, en général, des Monts Bihor est celle d'un pays de nappes.

A Piatra Grăitoare, D. G i u ş c ă (1935) a mis en évidence une nappe écaille formée par les schistes cristallins de Biharea qui sont charriés sur du Permo-Carbonifere. M. B l e a h u et al. (1959)[12] distingue trois unités : l'authochtone du Bihor, représenté par des calcaires néocomiens, la nappe de Codru, composée par des dolomies carniennes et des calcaires noriens et réthiens ainsi que par des couches des Coşuri (Lias), surmontées par la nappe d'Arieşeni formée de dépôts permiens (voir le tableau pag. 31). Les observations qui suivent se rapportent à certains traits de la tectonique de détail des nappes.

Nappe de Codru. Dans cette unité on trouve une seule structure — — le synclinal de Coşuri — dont l'axe est dirigé N—S. La phase de plissement se rattache aux mouvements autrichiens du fait que l'on trouve des calcaires néocomiens dans l'autochtone du Bihor.Les cassures dans les masses calcaires et celles des dolomies sont dues à des mouvements disjonctifs prélaramiens, antérieurs aux intrusions banatitiques.

Les failles appartenant à trois systèmes. Ceux dirigés NE—SW et N—S sont précédés par le système NW—SE qui a la plus grande fréquence

[12] *Op. cit.* pct. 5.

(voir fig.). Le système NE—SW est représenté par le contact Antonio à minéralisation cuivreuse et plombifère exploité le siècle passé. La faille Marcian, qui met en contact les dolomies du Carnien avec les calcaires noriens, appartient au même système. Le système N—S est représenté par la faille qui réduit le flanc E du synclinal de Coşuri. Quelques dykes de lamprophyres et andésites s'encadrent dans ce système.

Le contact Blidaru fait partie du système NW—SE et le long de ce contact chevauchant est cantonnée une minéralisation de molibdène et de bismuth.

La faille interceptée par la Galerie Ponor est parallèle à ce chevauchement. De même, plusieurs dykes d'andésites et de porphyres dioritiques sont orientés N 40—50 W. A ceux-ci se rattache le dyke d'andésite de la carrière de marbre de Valea Crişului.

Nappe d'Arieşeni. Des plis mineurs affectent les dépôts permo-carbonifères de cette nappe. Nous n'avons que peu d'informations sur la tectonique disjonctive. Un système de failles N 40—60 E a été observé dans la Galerie Şandor. A ce système se rattache la faille qui met en contact la série bariolée avec la série tuffacée mise en évidence par M. B l e a h u (1959).

Métamorphisme de contact thermique

Les terrains permo-carbonifères du Trias et du Lias ont subis les effects dûs à la mise en place d'un massif banatitique. Le corps éruptif situé en profondeur, a été intercepté par un forage jusqu'à 1004 m de la surface. Les phénomènes de métamorphisme ont été autant isochimiques qu'allochimiques. Ces derniers ont un caractère complexe et ils sont prépondérants. F. P ó s e p n ý (1874) a relevé la ressemblance des roches de contact de Băiţa avec celles des gîtes de contact du Banat, découvertes par B. C o t t a. Plus tard, D. G i u ş c ă (1937—1940) aborde l'étude du métamorphisme hydrothermal et des minerais de bismuth et de molybdène de Băiţa.

Métamorphisme isochimique. L'auréole de contact thermique s'étend le long de la Vallée de Crişul Negru. La forme allongée de l'auréole, en quelque sorte indépendante du relief, est due à la forme du corp intrusif. Le métamorphisme isochimique a transformé d'une manière différente

les roches sédimentaires à cause de leur composition lithologique et leurs granulométries.

Permo-Carbonifère. Les argilites de la série bigarrée sont transformées en cornéenne-micacées. Dans une cornéenne de Blidaru, la biotite a invadé la roche d'une manière sélective, s'instalant exclusivement dans les „lamines" argileuses (planche I, fig. 1).

Des schistes tachetés pointent dans la Vallée de Crişul Negru en amont du dyck de rhyolite. Il semble que la texture tachetée résulte de l'accumulation de pellicules de biotite auxquelles s'associent des baguettes fines de tourmaline.

Les cornéenne à andalousite de Valea Calului ont une texture maculée caractéristique. Les cornéennes sont envahies par des nodules foncés d'andalousite ; celle-ci a des contours sinueux et un aspect spongieux, ayant une texture en écumoire à nombreuses inclusions opaques (planche II, fig. 3).

Les cornéennes micacées proviennent non seulement d'argilites et pélites gréseuses, mais aussi de graywackes. Dans ces dernières le ciment argileux a permis la formation de la biotite. Parfois celle-ci est chloritisée indiquant un stade hydrothermal.

Dans les séries tuffacées et vermiculaires nous n'avons pas trouvé de minerais de contact.

Trias. Les dolomies pures du Carnien sont peu influencées par la hausse de la température, car elles n'accusent que des structures microcristallines. G. B a i n (1933) a précisé que si le contenu en MgO dépassait 4%, une macrocristallisation n'aurait pas lieu.

Des calcaires dolomitiques à brucite ont été traversés par le forage de Băiţa Plai à une distance de 4 à 51 m du masif éruptif. La brucite en agrégats lamellaires a parfois une structure en cocarde (planche III, fig. 3). Cet aspect indique des pseudomorphoses de la brucite d'aprés du périclase. De la forstérite accompagnée de magnétite s'est formée dans les dolomies impures. De la serpentinite fibreuse provenant de la forstérite provient du puit Bolfu.

Les calcaires noriens purs sont transformés en marbres macrogranulaires.

Lias. Les schistes argileux et les graywackes des couches de Coşuri ont été transformés en schistes tachetés et en cornéennes de couleur vert

clair parfois barriolées, ou rubanées. Dans l'auréole externe on trouve des schistes tachetés sur la route Băiţa-Arieşeni à l'W du Mont Ţapu. Ces roches schisto-gréseuses violet foncé ont des taches vertes. La cordiérite est spongieuse à cause de nombreuses inclusions (planche II, fig. 2). Des contours hexagoneux résultants de la macle ciclique sont rares.

Des cornéennes micacées proviennent à partir des schistes argileux ainsi que des graywackes. Dans ces dernières la biotite s'est installée uniquement dans le ciment argileux. Des cornéennes à andalousite, indiquant un degré de métamorphisme plus élevé, sont présentes sur les deux rives de Crişul Negru près de la Galerie Antonio.

Métamorphisme allochimique. Les roches de l'auréole de contact ont subi d'importantes transformations à la suite de la circulation des fluides et des solutions ascendentes représentant les phases pneumatolytiques et hydrothermales de la consolidation banatitique. Par apport et par échange d'ions de Si, Ca, Mg, Fe, F, Bo, des processus de métasomatose ont déterminé la formation de silicates calciques (grossulaire idocrase, wollastonite, diopside, épidote) ainsi que d'amphiboles, phlogopite, clinohumite, magnétite, pyrrhotine.

La métasomatose a transformé les assises sédimentaires sur une étendue qui dépasse en longueur celle de l'auréole thermique proprement dite. On peut distinguer deux cas extrêmes : la métasomatose d'infiltration (dans les roches) et celle de diffusion, produite par la circulation des solutions dans les fissures (D. S. Korshinsky, 1949—1963).

A Băiţa Bihorului nous avons remarqué plusieurs aspects :

1. La métasomatose d'infiltration a modifié tant les graywackes, les pélites gréseuses et les argilites du Permo-Carbonifère que celles du Lias.

a) La métasomatose d'infiltration sélective est causée par la perméabilité différente des roches en fonction des espaces supracapillaires jusqu'à ceux intergranulaires et réticulaires (W. Holser, 1947).

b) Les solutions ont utilisés les plans de stratifications ou bien des surfaces de cisaillement.

2. La métasomatose de diffusion est localisée :

a) Le long des failles importantes comme par exemple le contact Antonio, caractérisé par une minéralisation cuivreuse. Elles ont été décelées par les Galeries Bernat et Carol (la Vallée de Coşuri) et par celle de Ponor.

b) Au contact de certains dykes dans la mine de Blidaru „23 August", de la carrière de marbre de Valea Crişului, ainsi que dans les galeries Maria Segen (Vallée de Coşuri) et Bolfu.

c) Le long des fissures dans les calcaires triasiques (au confluent de Crişul Negru avec Valea Ponor) ou bien dans les cornéennes du Permo-Carbonifère et du Lias.

3. Les plus importants processus de métasomatose se sont produits, favorisés par le plan de chevauchement de Blidar qui a permis la circulation abondante des solutions. Des skarns se sont formés dans les calcaires noriens par diffusion, suivie par une métasomatose d'infiltration plus lente qui a déterminé la cristallisation des silicates calciques dans les cornéennes permo-carbonifères sous-jacentes.

Métasomatose de Si, Ca, Mg. Ces processus ont eu une ampleur considérable. Les paragenèses que l'on a rencontrées dans les skarns indiquent les températures les plus élevées de l'auréole de contact. L'association diopside, grossulaire, wollastonite (idocrase), ainsi que cinq autres (voir pag. 39) sont typiques pour le faciès des cornéennes pyroxéniques (F. Turner, J. Verhoogen, 1960).

L'intervalle de température a varié entre 650°—750°, la pression étant évaluée à 450° bars. Dans les graywackes et les argilites permo--carbonifères et liasiques la paragenèse diopside, actinote, quartz (plagioclase) est la plus connue parmi quatre autres (voir pag. 39,40). Dans les roches carbonatées on trouve : calcite, forstérite, brucite, spinelle, clinohumite (1), calcite, grossulaire, brucite, humite (2). Il résulte que le faciès des cornéennes à hornblende domine et sa température oscillait entre 550°—700°. La paragenèse (1) indique une température qui atteignait 665° (H. S. Yoder, 1952). La métasomatose a aussi continué à des températures en baisse (phase hydrothermale) avec formation d'épidote qui remplace grenat, diopside et amphiboles, ainsi que de la préhnite, des zéolithes et des clorites.

Permo-Carbonifère. Parmi les cornéennes (tactites) on observe des textures rubanées ayant les parties gréseuses, de couleur verdâtre (diopside), tandis que celle argilleuses sont brun-gri foncé à amphiboles ± biotite (planche I, fig. 1). L'apport de Si, Ca, Fe, Mg, a déterminé la formation de diopside-hédenbergite, d'amphiboles et parfois de grenat (planche III, fig. 1).

Les amphiboles qui se développent surtout dans les parties pélitiques ou siltiques (> 0,02 mm) sont en général des actinotes aciculaires, parfois radiaires ou sphérolithiques.

L'actinote, groupé en glomérоblastes, remplace parfois le quartz et les plagioclases.

T r i a s. Dans les dolomies à forstérite et spinelle, l'apparition de phlogopite est due à un apport de SiO_2. Les marbres à grenats et diopside présentent une texture en cocarde, marquée par la magnétite.

Les calcaires noriens, par réactions métasomatiques, ont été transformés en skarns à Blidar; de même ceux de la carrière de marbre de Valea Crișului.

1. Les skarns de Blidar formés de grossullaire-andradite, idocrase et diopside contiennent de la molibdénite, et des minerais de bismuth (D. G i u ș c ă, 1941). Ils sont localisés au contact des calcaires avec les cornéennes permo-carbonifères qui les chevauchent.

Des skarns monominéraux sont représentés par des grenatites à grossulaire anisotrope associés avec un grenat isotrope à molecule d'andradite.

Des roches monominerales à wollastonite en jolis prismes fibreux (8 à 12 cm) sont cantonnées près des marbres de contact. La wollastonite est remplacée par l'idocrase.

2. Les skarns de la carrière de marbre sont logés au toit d'un dyke d'andésite à grenat et diopside métasomatique qui les traverse.

Dans les skarns, le diopside est accompagné de wollastonite. Le grenat est poecilitique contenant de nombreux cristaux idioblastiques de diopsides corrodés. Ces relations indiquent que le grenat a cristallisé après le diopside. Dans les skarns d'Ocna de Fier, E. B e r g e a t (1910) et A l. C o d a r c e a (1930) ont établi de même que le diopside est antérieur au grenat.

L i a s. Des cornéennes micacées, provenant de schistes argileux et de graywackes, contiennent surtout du diopside, de l'actinote et rarement de la hornblende, des grenats ou bien de la wollastonite. Dans une tactite à grenat, le diopside a invadé le ciment siltique de la roche. Parfois, il apparaît en glomérоblastes ou bien remplissant les diaclases, tandis que les lamines siltiques contiennent de l'actinolite (pl. III, fig. 2).

Une métasomatose sélective est observable dans une tactite dans laquelle on trouve une „lamine" de graywacke, diopside et épidote, tandis que celle siltique a de la biotite et de la hornblende. Une texture

oeillée est due aux pséudomorphoses d'épidotes à reliques de diopside qui ont remplacé des grains de quartz et des cristaux de plagioclases. Le ciment est envahi par du diopside.

La wollastonite est présente dans une tactite à diopside et épidote de Valea Coşuri, provenant d'une graywacke. Comme celle-ci ne contient pas de calcite, la wollastonite s'est formée à l'aide du calcium introduit par métasomatose et la température a dépassé 450°.

Des skarns zonaires à wollastonite et grenat formés par réaction apparaissent dans la Galerie Ponor (planche I, fig. 2). Ces skarnes zonaires ressemblent à ceux décrits par C. E. T i l l e y (1951). Des skarns zonaires se sont développés le long d'une fissure qui lézarde une parois de marbre près de la Galerie Ponor; on y trouve des skarns à grenat et diopside et des grenatites. Les skarns présentent aussi des textures en cocarde autour des fragments de cornéennes inclus dans la roche.

La présence du labrador à 64% An. dans ces tactites à grenat et diopside n'est pas suprénante car D. G i u ş c ă (1941) cite un skarn à bytownite et diopside à molibdénite du contact Blidaru.

Métasomatose du fluore. L'apport de fluore resulte de l'apparition de l'humite, de la clinohumite et de la chondrodite contenues dans les calcaires dolomitiques du Carnien. La clinohumite a été découverte par L. I. S a b î n i n en 1957 et confirmée ultérieurement en plaques minces. La clinohumite a été décelée dans les carbonatites de Valea Crişului Negru et dans la Galerie Antonio. On la trouve soit dans des marbres brechiques à liant noir, soit dans des marbres dolomitiques blancs. Dans ces derniers la clinohumite est en paragenèse avec un spinelle vert et de la crysothile à reliques de forstérite. L'humite est présente dans les calcaires dolomitiques à grenat, hornblende verte et biotite, rencontrés dans la Galerie Antonio.

Les carottes du forage de Băiţa Plai contiennent de même les mineraux du groupe humite. Invariablement, ils sont en paragenèse avec des spinelles, de la magnetite parfois de la forstérite.

La clinohumite est poecilitique, parfois mêlée. Elle est souvent en concrescence avec la forstérite (pl. I, fig. 3). H. S t r u w e (1959) a remarqué cette paragenèse dans des dolomies de Quèrigut (France).

De la fluoborite est présente dans un skarn à grenat et molybdénite de la mine de molibdène „23 August" de Băiţa. La métasomatose du bor semble être plus restreinte que celle du fluor dans l'auréole de contact.

PLANȘA I

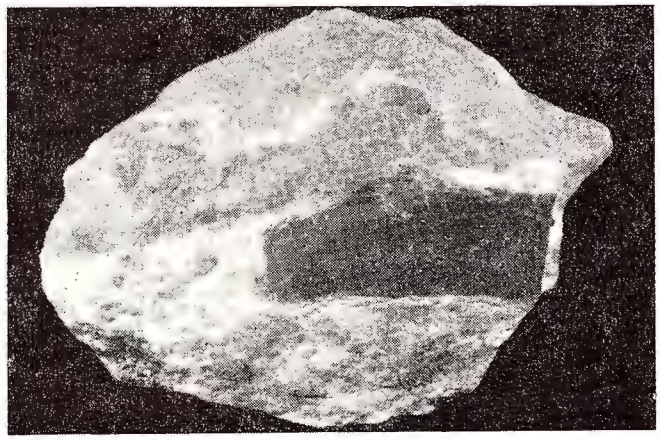
PLANŞA I

Fig. 1. — Corneană (tactit). Blidaru sub cota 898 m. Părţile închise pelitice conţin biotit, cele deschise diopsid, puţin epidot depus şi pe diaclaze.
Cornéenne (tactite). Blidaru sous la cote 898 m. Les parties foncées sont riches en biotite, les parties claires en diopside, un peu d'épidot, diaclases à épidot.

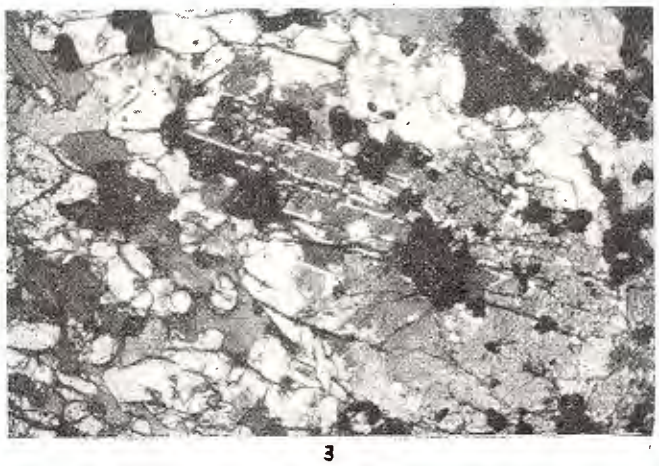
Fig. 2. — Scarn zonar. Galeria Ponor, micşorat 1,4.
Marmură microcristalină (la stînga), zonă cu granat (cenuşiu deschis), zonă cu diopsid la contact cu corneană biotitică (neagră).
Scarn zonaire. Galerie Ponor, réduit 1,4.
Marbre macrocristallin (à gauche), zone à grenat (gris claire), zone à diopside bordant la cornéenne biotitique (gris noir).

Fig. 3. — Clinohumit în calcar dolomitic carnian. Forajul de la Băiţa Plai m 836. Nic. +. x 32.
Clinohumit maclat concrescut cu forsterit (alb) şi care-l înconjoară ; spinel (negru), calcit (dreapta sus).
Clinohumite dans un calcaire dolomitique carnien. Forage Băiţa Plai m 836. Clinohumite maclée en concrescence avec de la forstérite (blanc) qui l'entoure ; spinelle (noir), calcite (en haut à droite).

1



2



3

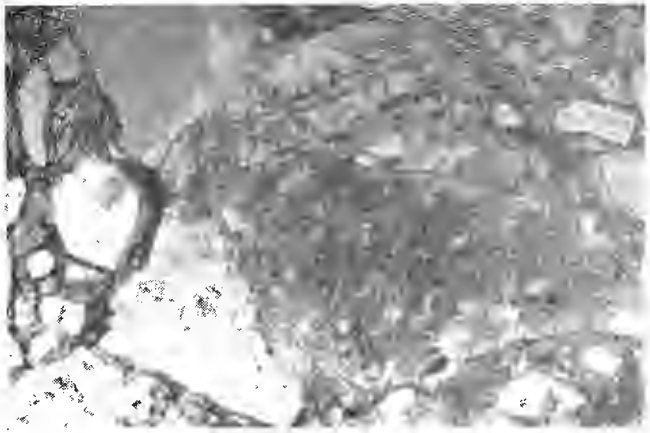
PLANŞA II

Fig. 1. — Graywacke litică, Permocarbonifer. Valea Crişului Negru, amont de gura Văii Mari. Nic. ||. x 27.
Fragment de felsit cu textură fluidală (cenuşiu), plagioclaz cenuşiu, cuarţ angular alb şi cenuşiu.
Graywacke lithique, Permo-Carbonifère. Vallée de Crişul Negru en amont du confluent Valea Mare.
Fragment de felsite à texture fluidale (gris), plagioclase gris, quartz angulaire blanc et gris.

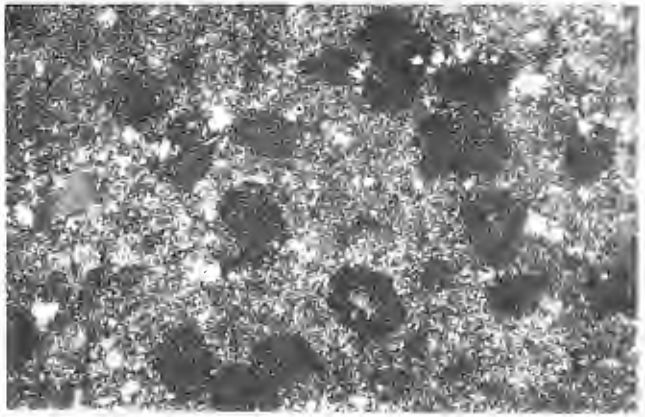
Fig. 2. — Şist pătat, Liasic. Şoseaua Băiţa-Arieşeni. Nic. +. x 25.
Cordierit cu porfiroblaste negre şi granule de cuarţ (alb) cu ciment sericitos.
Schiste liasique tacheté. Route de Băiţa-Arieşeni.
Cordiérite (porphyroblastes noires), grains de quartz (blanc), ciment sériciteux.

Fig. 3. — Andaluzit în corneană permo-carboniferă. Valea Calului. Nic. ||. x 70.
Andalousite dans une cornéenne permo-carbonifère. Valea Calului.

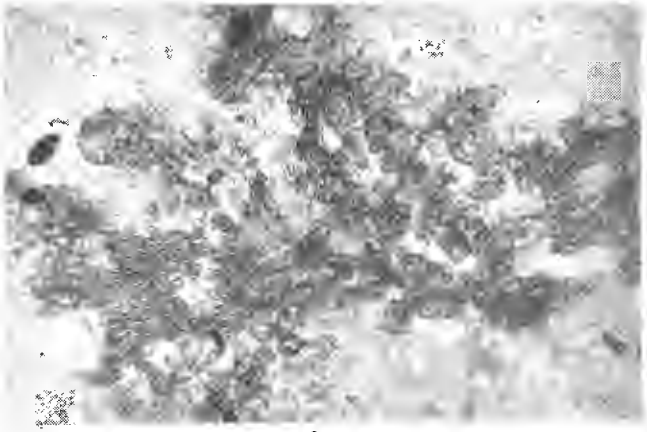
Fig. 4. — Tactit cu amfibol, Permocarbonifer. Valea Crişului Negru amont de confluenţa văii Calului. Nic. +. x 50.
Ace de actinolit în pelit cu hidrobiotit.
Tactite à amphibole, Permo-Carbonifère. Vallée de Crişul Negru en amont du confluent Valea Calului.
Aiguilles d'actinolite en pelite à hydrobiotite.



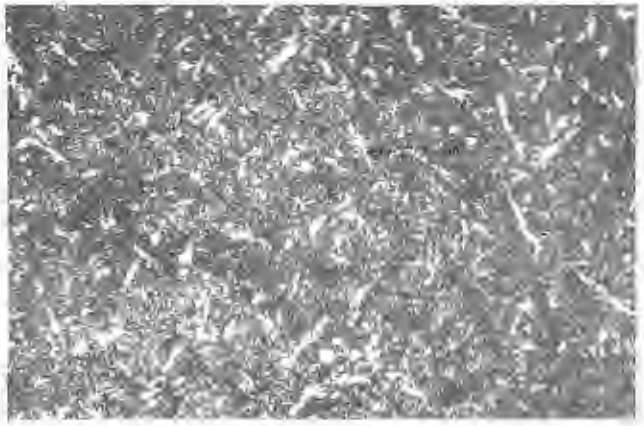
1



2



3



4

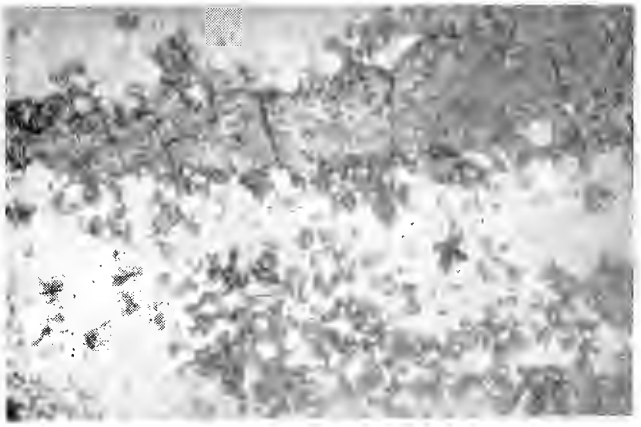
PLANŞA III

Fig. 1. — Tactit cu granaţi, Permocarbonifer. Valea Crişului Negru aval de contactul Blidaru. Nic. +. x 50.
Granat depus pe o diaclază; sus este poichiloblastic şi însoţit de diopsid.
Tactite à grenats, Permo-Carbonifère. Vallée de Crişul Negru.
Grenat formé le long d'une diaclase; en haut il est poecilitique et accompagné de diopside.

Fig. 2. — Actinolit în snopi în cimentul unei graywacke liasice. Obîrşia văii Coşuri, 810 m altitudine. Nic. +. x 70.
Gerbes d'actinolite dans le ciment d'une graywacke liasique. Sources de la Vallée Coşuri, 810 m altitude.

Fig. 3. — Brucit în predazzit, Carnian. Forajul de la Băiţa Plai m 968. Nic. +. x 52.
Brucite în agregate lamelare pseudomorfe după periclaz.
Brucite dans une predazzite, Carnien. Forage de Băiţa Plai m 968.
Agrégats lamellaires de brucite en pseudomorphose d'apres des périclases.

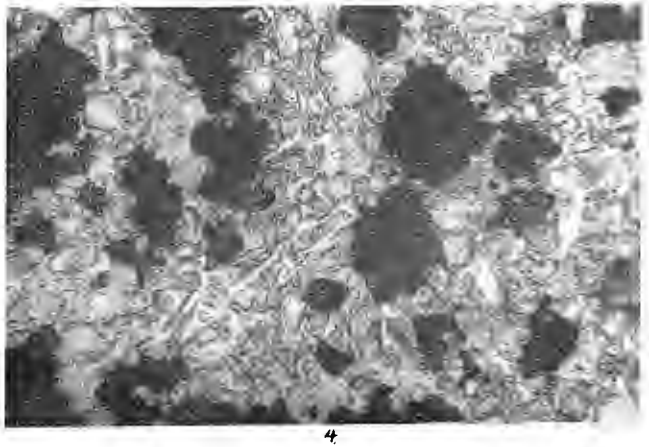
Fig. 4. — Forsterit şi magnetit în calcar dolomitic cu brucit, Carnian. Forajul de la Băiţa Plai, m 1000. Nic. +. x 60.
Forsterit poecilitic străbătut de o reţea de crisotil, granulite de magnetit.
Forstérite et magnétite dans un calcaire dolomitique, Carnien. Forage de Băiţa Plai m 1000.
Forstérite poecilitique traversée par un réseau de chrysotile, granules de magnétite.



1

2

3



4

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

STRUCTURA MASIVULUI GRANITOID DE LA MUNTELE MIC (BANATUL DE EST)[1]

DE

NICOLAE GHERASI[2], HARALAMBIE SAVU[3]

Abstract

Structure of the Muntele Mic Granitoid Massif (East Banat). The granitoid massif of the Muntele Mic is a pluton with a fan shaped structure, a product of the synorogenic magmatism phase in the Baikalian cycle. It has intruded into the epimetamorphic crystalline schists of the Danubian autochtonous, along a deep directional dislocation, and has become localized within the axial zone of an asymmetrical anticlinal structure with east- southeastern vergences. Its tectonics, in which the effects of the old plicative movements are impressed, has been modified during the alpin movements by overthrust faults and transverse fractures. On the eastern border the epimetamorphic schists close to the overturned fold have been intensely migmatized due to a process of alkaline metasomatism. The felspathization of the schists is rather capricious and shows that the metasomatism process has been a selective one, the former acting chiefly on silico-aluminous schists. The pluton massif is formed by quartz diorites, granodiorites with a gneissose structure, and granites of porphyritic texture; they contain numerous xenoliths of epimetamorphic schists. Within the weakly oriented rocks perthitic megachrysts, occur with a weakly zonary structure. The inclusions in megachrysts are parallel to the crystallographic faces. In the migmatic zone Schachbrettalbit megablasts were developed. The granitoid rocks resulted from a granodioritic magma of lithogenous origin whose differentiation presents calcoalkaline characters.

Introducere. În autohtonul danubian al Carpaţilor Meridionali sînt cunoscute mai multe masive granitoide, printre care este caracteristic şi cel de la Muntele Mic. Cercetări geologice asupra acestui masiv

[1] Comunicare în şedinţa din 24 aprilie 1967.

[2] Întreprinderea geologică de prospecţiuni, Calea Griviţei nr. 64. Bucureşti.

[3] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

au mai fost întreprinse anterior fără a se elabora pînă acum o lucrare de ansamblu. Lipsa unui astfel de studiu a apărut mai evident cu ocazia întocmirii hărții 1 : 200 000 a Institutului Geologic. Pentru a acoperi această lacună, am cercetat regiunea dintre Sadova Nouă și Măru între anii 1962 și 1965, folosind ca bază topografică hărți 1 : 10.000 în proiecție Gauss. Lucrarea de față cuprinde unele rezultate pe care le-am obținut în urma acestor investigații.

Regiunea în care se află masivul granitoid este dominată la est de muntele Țarcu, iar spre vest se întinde pînă la bazinul neogen Caransebeș. Ea are relief muntos, în care se remarcă Muntele Mic (1792 m), ce alcătuiește o creastă orientată pe direcția NNE—SSW, direcție în care altitudinile scad treptat. O creastă secundară leagă Muntele Mic de vîrful Țarcu.

Principalele văi care au erodat adînc masivul granitoid sînt Bistra Mărului, Sebeșul Mare, Pîrîul Armenișului și Rîul Lung, ape care își au obîrșia în creasta principală a munților Țarcu. Alte văi mai puțin importante, printre care menționăm valea Bolvașnița, Valea Morii, pîrîul Bratonia, Valea Borlovei și Pîrîul Sebeșelului, izvorăsc chiar din regiunea de culme a Muntelui Mic, sau din culmile situate la sud de acesta.

Istoricul cercetărilor. Printre primele date geologice mai sistematice asupra masivului Muntele Mic menționăm pe cele ale lui Fr. Schafarzik (1898), care se referă la șisturile cristaline dintre Vîrciorova și Ilova, încadrate la cristalinul grupului trei. Acest cercetător arată de asemenea, că șisturile cristaline sînt străbătute de un corp de granit cu biotit, care a fost pus în loc, după concepția sa tectonică, insinuîndu-se de la est spre vest. Într-o lucrare mai recentă (Fr. Schafarzik, 1899) el consideră că granitul, pe care îl aseamănă cu protogina, este în parte slab metamorfozat. În profilul geologic pe care îl prezintă, intruziunea granitică este înclinată spre vest, dar în adîncime ea tinde să se afunde tot spre est.

Mai tîrziu, Al. Codarcea și N. Gherasi[4] cercetînd bazinul văii Bistra Mărului, au arătat că extremitatea nordică a masivului este constituită din granite cu textură porfirică. Marginile masivului sînt marcate de șisturi cloritoase care se îmbogățesc treptat în feldspați.

[4] Al. Codarcea, N. Gherasi. Raport geologic preliminar asupra bazinului Bistrei Mărului cu privire la posibilitățile de amenajare hidroelectrică. (1945—1946). Arh. Com. Stat Geol.

Într-o lucrare de ansamblu asupra genezei granitoidelor din autohtonul danubian, pe care le consideră ca fiind formate în timpul mişcărilor caledoniene, Al. Codarcea şi L. Pavelescu (1963) arată că masivul Muntele Mic constă din roci granitice masive sau cu textură gnaisică. În raport cu învelişul cristalin, masivul prezintă tranziţii gradate şi zone de granitizare.

Menţionăm de asemenea, lucrările întreprinse de I. Hanomolo şi Antoaneta Hanomolo[5] pentru prospectarea filoanelor de cuarţ care străbat rocile granitice în partea de sud a masivului, cu care ocazie sînt puse în evidenţă granite gnaisice şi granite laminate. În anul 1958, I. Rădulescu şi Ludmila Rădulescu[6] cercetează partea de nord a regiunii, în care deosebesc un complex de roci granitice masive sau şistoase, al căror contact cu şisturile cristaline din partea de est este tectonic, fiind redat de o falie puternică. Ei descriu în regiune granite gnaisice cu biotit şi granite laminate, şistoase. În bazinul văii Bistra Mărului menţionează, ca şi cercetătorii anteriori, gnaise granitoide şi şisturi feldspatizate, formate pe seama şisturilor cristaline din învelişul masivului.

Cu ocazia prospectării serpentinitelor de pe Valea Craiul, N. Bîră[7] menţionează granite gnaisice şi şisturi verzi asemănătoare cu cele descrise de N. Gherasi (1937), ulterior denumite seria de Baicu.

Consideraţii geologice asupra regiunii Muntele Mic

Privită în ansamblu, regiunea în care este situat masivul granitoid de la Muntele Mic se află în apropierea zonei de curbură a cristalinului danubian. În partea de vest a regiunii, în imediata apropiere a masivului, cristalinul danubian vine în contact tectonic cu pînza getică, formată din şisturile mezometamorfice anterifeene ale seriei de Sebeş-Lotru care se dezvoltă larg în munţii Semenic.

Cristalinul danubian apare mai bine la zi în jumătatea de nord a regiunii, în timp ce la sud de falia transversală principală Vîrcio-

[5] I. Hanomolo, Antoaneta Hanomolo. Raport asupra lucrărilor de prospecţiuni pentru minerale piezoelectrice în regiunea Sadova — Ilova. 1957. Arh. Com. Stat Geol.

[6] I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu. Raport asupra geologiei regiunii Borlova — Poiana Mărului (Banat). 1958. Arh. Com. Stat Geol.

[7] N. Bîră. Raport asupra prospecţiunilor geologice efectuate în bazinul văii Craiului, 1958. Arh. Com. Stat Geol.

rova-Valea Craiului, pusă în evidenţă de noi în anul 1964, se afundă împreună cu masivul granitoid sub formaţiunile mezozoice şi neogene. El este format în această regiune din complexul ortoamfibolitelor de Măru, seria terigenă de Măgura (N. Gherasi et al., 1968) şi din seria vulcanogenă bazică metamorfozată de Bărniţa.

Complexul ortoamfibolitelor de Măru, care a fost echivalat cu zona de Ielova de către Al. Codarcea (1963), alcătuieşte partea cea mai inferioară a cristalinului danubian şi se dezvoltă la vest de masivul granitoid. Acest complex este format din ortoamfibolite rubanate, cu care se asociază metacuarţdiorite, metagabbrouri şi sporadic roci ultrabazice metamorfozate. În ortoamfibolite se intercalează uneori metatufite bazice şi metagraywacke cu muscovit. Complexul ortoamfibolitelor este străbătut frecvent de filoane leucocrate aplitice sau pegmatoide, de obicei concordante.

În partea de nord-est a masivului se dezvoltă seriile epimetamorfice de Măgura şi de Bărniţa (N. Gherasi, Voichiţa Zimmermann, P. Zimmermann, 1968), în care de fapt a fost pus în loc plutonul granitoid. Prima serie ocupă extremitatea nordică a masivului, fiind bine reprezentată între Măgura Marga şi vîrful Muntele Mic. Ea constă din şisturi cuarţitice cu biotit sau clorit şi şisturi clorito-albitice cu sericit, în care se intercalează rar metatufuri bazice şi ortoamfibolite.

Seria de Bărniţa care urmează peste seria de Măgura, ocupă creasta Muntelui Mic, de unde se extinde spre sud pînă la falia Vîrciorova — Craiul. Această serie este alcătuită mai ales din şisturi bazice metamorfozate, uneori cu structură ofitică relictă, în care este caracteristică parageneza albit—epidot—clorit; în rocile provenite din tufite se asociază sericitul şi cuarţul.

Paragenezele de minerale formate în şisturile cristaline ale seriilor de Măgura şi Bărniţa arată că acestea au fost metamorfozate în condiţiile subfaciesurilor cuarţ—albit—muscovit—clorit şi cuarţ—albit—epidot—biotit din faciesul şisturilor verzi (Fr. Turner, J. Verhoogen, 1960).

Între seriile de Măgura şi de Bărniţa pe de o parte şi ortoamfibolitele de Măru pe de alta, se interpune plutonul granitoid de Muntele Mic, care nu permite stabilirea relaţiilor dintre aceste serii metamorfice. Cu toate acestea, în extremitatea nordică a regiunii, pe valea Bolvaşniţa Mică, se constată că seria de Măgura vine în contact cu ortoamfibolitele de Măru, în lungul unei importante dislocaţii direcţionale.

Această situaţie arată că tectonica plicativă a şisturilor cristaline a început să se schiţeze prin formarea unei structuri anticlinale a cărei zonă axială, orientată pe direcţia NNE—SSW (pl. II), este ocupată actualmente de plutonul granitoid, şi a unei structuri sinclinale situată mai la est, în afara hărţii noastre. În timpul formării sale datorită împingerilor de la vest, structura anticlinală devine asimetrică, prezentîndu-se ca o cută cu vergenţe ESE-ice, care se afundă spre SSW (pl. II). Flancul normal al cutei este faliat în lungul dislocaţiei direcţionale, plan în lungul căruia s-au ridicat ortoamfibolitele de Măru, care tindeau să încalece peste seriile de Măgura şi de Bărniţa. Această dislocaţie profundă a fost în acelaşi timp şi calea de ascensiune a magmelor, care au alcătuit plutonul granitoid sinorogen.

Pe baza datelor de mai sus putem presupune că, complexul ortoamfibolitelor este mai vechi decît cele două serii epimetamorfice, dar nu se poate stabili dacă acestea sînt discordante — ceea ce ar fi mai verosimil — sau urmează în continuitate peste el. Acest complex ar putea să reprezinte Rifeanul inferior.

Ţinînd seamă de faptul că formaţiunea postcambriană de Vidra, formată în ciclul hercinic la est de masiv, remaniază fragmente de roci granitoide (N. Gherasi et al., 1968), rezultă că seriile de Măgura şi de Bărniţa ar putea fi de vîrstă rifean-superioară. În această situaţie ele aparţin ciclului baicalian, fiind cutate şi metamorfozate în timpul mişcărilor baicaliene puse în evidenţă de Marcela Dessila Codarcea (1964) în Carpaţii Meridionali centrali.

Şisturile verzi tufogene din seriile de Măgura şi de Bărniţa au provenit dintr-un material vulcanic, fin-piroclastic, produs al magmatismului iniţial al geosinclinalului proterozoic superior.

Masivul granitoid care este un pluton sincinematic, pus în loc sincron cu cutarea celor două serii epimetamorfice, reprezintă în acest caz magmatismul sinorogen al ciclului baicalian.

Structura plutonului granitoid

Plutonul granitoid de la Muntele Mic este alungit pe direcţia NNE—SSW, conform cu structura anticlinală în a cărei zonă axială s-a format, conturul lui descriind o elipsă turtită. El este separat în două compartimente prin falia transversală Vîrciorova — Craiul: un compartiment nordic ridicat şi altul sudic scufundat.

Contactul său vestic cu ortoamfibolitele de Măru apare, cu excepţia decroşărilor produse de faliile transversale, aproape ca o linie dreaptă, ce se menţine în lungul planului vechii dislocaţii direcţionale profunde. El se poate urmări de la est de Măru, prin valea Bistra Mărului, pe la est de Borlova şi Vîrciorova, unde este deplasat puternic spre vest de falia transversală principală. De aici el se continuă spre SSW prin Valea Irighişului şi pe la est de Ilova, de unde începe să se afunde sub depozitele mezozoice şi mai noi, pînă la Sadova Nouă. După măsurătorile efectuate acest plan este puternic înclinat spre WNW.

Contactul estic este din contră foarte neregulat şi arcuit, pe creste el avansînd mult spre est faţă de extremităţile plutonului şi de grosimea acestuia, măsurată în valea Sebeşului Mare care l-a erodat pînă la un nivel mai inferior. În extremitatea nordică şi în valea Bistra Mărului, unde altitudinile sînt în jur de 500 m, grosimea plutonului se reduce la aproape 2 km, dar mergînd spre sud către vîrful Muntele Mic (1792 m), cu cît cresc altitudinile şi contactul se deplasează mult spre est, lăţimea corpului ajungînd în această zonă la cca 6 km. De aici spre sud, către valea Sebeşului Mare, unde altitudinile sînt de asemenea mici (500—900 m), linia contactului se retrage din nou spre vest, pînă în falia Vîrciorova — Craiul, astfel că la nord de ea grosimea corpului se reduce din nou la cca 3 km. Arcuirea aceasta a contactului rocilor granitoide cu şisturile cristaline după relief, demonstrează că ele se afundă spre WNW, sub masa plutonului.

La sud de falia Vîrciorova — Craiul, în compartimentul căzut, în care plutonul granitoid şi şisturile cristaline sînt acoperite de depozite sedimentare, prin scufundarea contactului înclinat spre WNW, masa granitoidă avansează din nou mult spre ESE, ea putînd fi urmărită astfel pe sub depozitele şi vulcanitele mezozoice în ferestrele de eroziune din bazinele văilor Morii, Armenişului şi Rîul Lung. Mai la sud, plutonul granitoid şi şisturile cristaline sînt îngropate complet sub depozitele sedimentare, astfel că nu se mai poate şti pînă unde se extinde intruziunea. Faptul că în regiunea Vîrciorova contactul puternic înclinat spre vest este deplasat totuşi în această direcţie în blocul căzut, presupune fie o decroşare, fie o scufundare însoţită de o rotire axială de la vest la est în sensul acelor ceasornicului a blocului de la sud, sau chiar ambele mişcări combinate.

Secţiunea geologică din partea de nord a masivului (pl. II/I) confirmă concluziile asupra poziţiei contactelor, arătînd că cel vestic urmă-

reşte în adîncime planul puternic înclinat al dislocaţiei dintre ortoamfibolite şi seriile epimetamorfice, iar cel estic este concordant flancului invers al anticlinalului asimetric din seriile epimetamorfice şi se afundă conform cu acesta sub masa rocilor granitoide.

În ceea ce priveşte relaţiile dintre masa granitoidă şi ortoamfibolitele din partea de vest, se constată că ele se găsesc în raporturi nete de intruziune. Se constată de asemenea, că separaţia de diorite cuarţifere cu biotit din vestul părţii nordice a masivului, care se întinde de la sud de valea Bistra Mărului, prin bazinul văilor Borloviţa, Sebeşul şi Slătinioara, se opreşte brusc la contactul de vest al plutonului. Aceasta indică o oarecare discordanţă între structura plutonului şi contactul său de vest. Chiar dacă acest contact a mai putut fi reactivat mai tîrziu, nu se observă fenomene de injectare a ortoamfibolitelor şi nici enclave de ortoroci în masa granitoidă.

Cu totul alta este situaţia în lungul contactului plutonului cu şisturile celor două serii epimetamorfice de la est. Astfel, de la Măru şi pînă la falia Vîrciorova—Craiul, şisturile terigene ale seriei de Măgura şi şisturile verzi tufogene ale seriei de Bărniţa, situate în flanc invers, sînt injectate şi puternic migmatizate datorită unui proces de metasomatoză alcalină, pe o zonă a cărei lăţime variază între 400 m şi 500 m. Această zonă migmatică, în care rocile au fost feldspatizate ajungînd uneori pînă la fenomene de granitizare, poate fi urmărită din extremitatea nordică a masivului, prin valea Bistra Mărului, vîrful Muntele Mic pînă în bazinul văii Pietroasa. Migmatizarea formaţiunilor celor două serii epimetamorfice arată că ele constituie învelişul şistos al plutonului şi nu sînt deci în contact tectonic cu acesta.

Şisturile cristaline din zona migmatizată sînt cutate şi microcutate în flancul invers al anticlinalului (pl. II/I şi fig. 1). Presiunile determinate de ridicarea masei granitoide, care se exercitau din adîncime spre suprafaţă în direcţia ESE de evazare a cutelor, precum şi starea de plasticitate mai avansată a şisturilor în zonele îmbibate cu material granitoid, a condus uneori la formarea unor cute dizarmonice. Datorită acestui mod de cutare benzile de şisturi verzi tufogene au fost adesea budinate. Un asemenea stil de cutare s-a observat şi în jurul plutonului granitoid de la Poniasca (H. Savu, 1965a) precum şi în jurul corpului de granit de la Flă, descris de S. B. Smithson (1963).

Cu toate că benzile arteritice sînt de obicei concordante şi cutate împreună cu şisturile, se observă de multe ori şi raporturi discordante

între ele. Rocile migmatizate sînt străbătute uneori şi de filonaşe de epidot.

Feldspatizarea şisturilor din zona migmatică este capricioasă, fiind mai frecventă în jurul benzilor granitoide. De obicei, în rocile for-

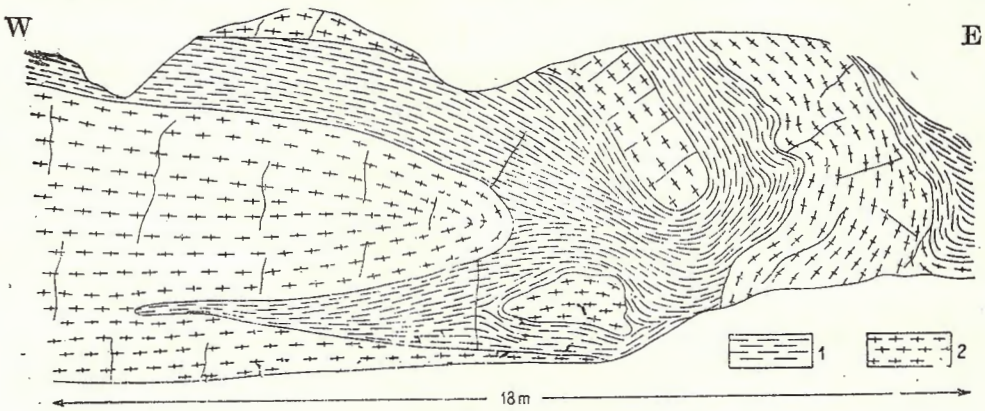


Fig. 1. — Migmatite arteritice cutate la sud-vest de vîrful Muntele Mic.
1, şisturi verzi tufogene; 2, granit porfiric.
Migmatites artéritiques plissées situées dans le sud-ouest du sommet Muntele Mic.
1, schistes verts tuffogènes; 2, granite porphyrique.

mate din alternanţe de şisturi sericitoase-cloritoase-cuarţoase cu şisturi verzi tufogene sau cu şisturi amfibolice, sînt feldspatizate mai ales primele. Aceasta arată că metasomatoza alcalină a fost selectivă, acţionînd preponderent asupra rocilor silico-aluminoase.

Fenomenele de migmatizare sînt din ce în ce mai frecvente, cu cît ne deplasăm către interiorul plutonului, astfel că la vest de vîrful Muntele Mic, se trece treptat la situaţia în care predomină materialul granitoid, în care apar zone migmatice cu dese pene şi enclave de şisturi cristaline, adesea injectate concordant şi feldspatizate, asemănătoare rocilor descrise de V. Marmo (1962) şi M. Härme (1965) în Finlanda sau de E. Raguin (1957). Mai la vest însă, din extremitatea nordică şi pînă în cea sudică a masivului se dezvoltă masa mai omogenă a rocilor granitoide cu rare enclave de şisturi epimetamorfice biotitizate, uneori şi cu separaţii melanocrate.

Enclavele din masa plutonului se pot repartiza, după compoziţia lor, celor două serii cristaline epimetamorfice. Astfel, în bazinul văii Bistra Mărului ele sînt alcătuite din şisturi sericito-cloritoase cu albit,

asemănătoare acelora din seria de Măgura, în timp ce spre sud, în toată masa plutonului apar enclave de şisturi verzi tufogene. Important este faptul că chiar în apropiere de contactul vestic cu ortoamfibolitele de Măru, enclavele au provenit tot din şisturile celor două serii epimetamorfice, ceea ce confirmă imaginea tectonică de încălecare a ortoamfibolitelor peste aceste serii.

Enclavele sînt de obicei biotitizate şi prezintă foliaţie evidentă, de obicei paralelă cu contactul lor. În bazinul văii Bistra Mărului, atît în enclavele mai mici şi în penele de şisturi cristaline prinse în masa plutonului, cît şi în rocile granitoide, s-a putut observa o foliaţie primară (S_1) şi un clivaj secundar (S_2) care face un unghi ascuţit cu planul foliaţiei primare, ceea ce arată că după punerea în loc a plutonului, acesta a fost antrenat în mişcări tectonice mai noi.

Dacă şisturile cristaline din afara plutonului, ca şi penele incluse în el în apropierea contactului de est, sînt frecvent feldspatizate, ajungînd uneori pînă la stadiul de skialit (G. E. Goodspeed, 1959), enclavele de pe marginea de vest şi din zona centrală a masivului se întîmplă adesea să nu conţină megablaste de feldspat alcalin. Faptul că feldspatizarea este mai puternică pe rama de est a plutonului, presupune că soluţiile care au produs-o avansau pe direcţia de injectare a magmei granitoide, deplasîndu-se pe planele S_1, mai permeabile, ale şisturilor cristaline (H. H. Read, 1957). Şisturile din învelişurile plutonului s-au comportat astfel, ca un burete care a absorbit soluţiile încărcate cu Si, Al şi mai ales ioni de K^{1+} şi Na^{1+}.

Pe baza datelor structurale prezentate, putem stabili că masivul granitoid de la Muntele Mic reprezintă un pluton cu structura în evantai (fig. 2), formă asemănătoare întrucîtva cu structura „în boltă" descrisă de E. Raguin după H. Cloos. Punerea lui în loc s-a făcut pe planul dislocaţiei direcţionale profunde dintre ortoamfibolitele de Măru şi seriile epimetamorfice de Măgura şi Bărniţa, în condiţiile împingerii masei ortoamfibolitelor de la WNW spre ESE. De aceea, tectonica lui a fost determinată de aceste condiţii geologice generale.

Magma s-a ridicat odată cu formarea structurii anticlinale şi a pătruns în şisturile cristaline migmatizîndu-le şi feldspatizîndu-le. În drumul lor prin masa formaţiunii cristaline injecţiile au tins să se adapteze condiţiilor termodinamice în care se metamorfozau acestea în faciesul şisturilor verzi, care se realizează după Fr. Turner şi J. Verhoogen (1960) la temperaturi cuprinse între 300°—500°C, iar după H. G.

Winkler (1965) între 400° şi 550°C. Diferenţa de energie termică dintre corpul granitoid şi şisturile cristaline a fost absorbită de aureola migmatică.

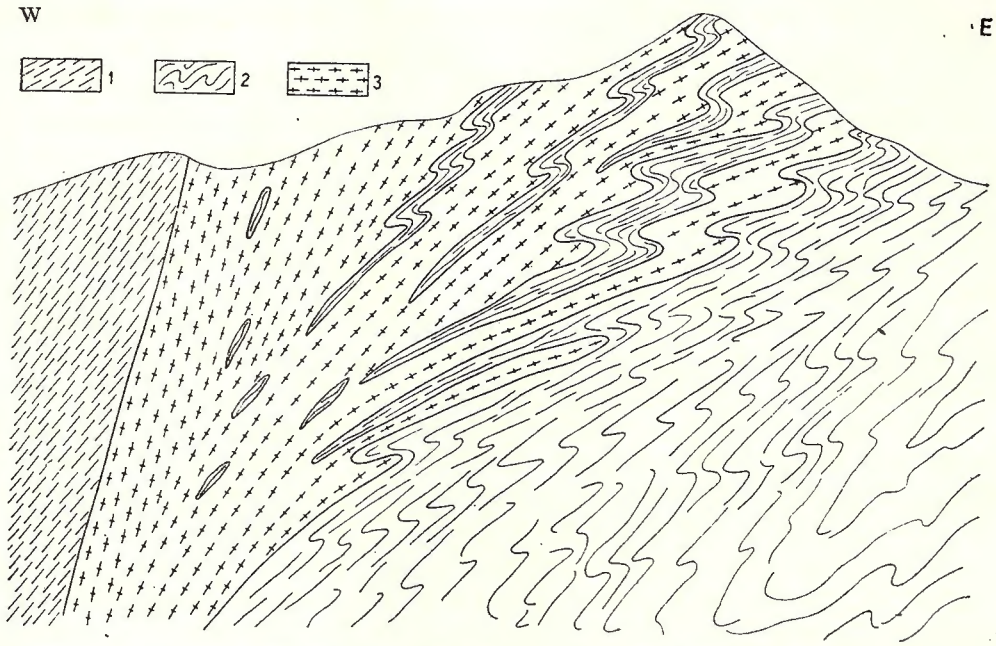


Fig. 2. — Structura în evantai a plutonului granitoid de la Muntele Mic.
1, ortoamfibolite de Măru; 2, seria terigenă de Măgura; 3, roci granitoide.

Structure en évantail du pluton granitoïde de Muntele Mic.
1, orthoamphibolites de Măru; 2, série terrigène de Măgura; 3, roches granitoïdes.

Injecţiile succesive au fost cutate împreună cu şisturile cristaline, ale căror cute se evazau spre est. Efectele mişcărilor plicative s-au simţit nu numai în zona marginală de est a masivului ci şi în masa lui omogenă, unde au fost însă mult mai slabe (fig. 3).

În urma consolidării plutonului, în masa lui au luat naştere fisuri transversale (*ac*) şi longitudinale (*bc*). Pe primele s-au format mai ales filoane de cuarţ, iar pe celelalte au fost puse în loc numeroase filoane de lamprofire, care le străbat uneori pe cele de cuarţ. Acestea din urmă sînt însoţite pe alocuri de filonaşe de cloritite.

Elementele lineare măsurate în enclave sau în rocile granitoide cu textură orientată, indică o afundare spre SSW, sub un

unghi de 15°—20°. Aceasta este în concordanţă cu afundarea şisturilor cristaline ale seriilor de Măgura şi Bărniţa şi arată că în tectonica internă a intruziunii sinorogene formată din roci granitoide consolidate sub acţiunea stress-ului, s-au imprimat elementele structurale ale şistu-

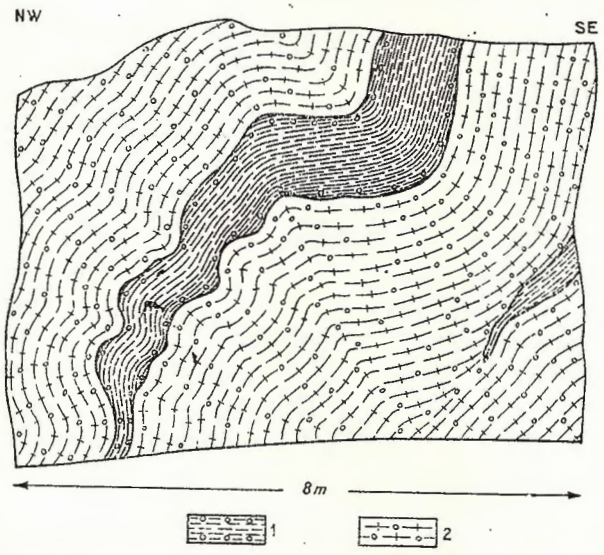


Fig. 3. — Granit porfiric (2) cu enclave de şisturi cristaline cutate şi feldspatizate pe margine (1). Megacristalele sînt orientate în planul foliaţiei granitului.

Granite porphyrique (2) à enclaves de schistes cristallins plissés et feldspathisés sur les bords (1). Les mégacristaux sont orientés suivant le plan de la foliation du granite.

rilor cristaline. Elementele lineare nu indică direcţia de intruziune a magmei, ci efectul presiunii orientate în timpul consolidării ei, sau ceea ce denumeşte E. C l o o s (1947), direcţia de transport tectonic. Aceasta este de fapt, deosebirea structurală esenţială dintre intruziunile sinorogene şi cele postorogene.

Ortoamfibolitele de Măru de pe contactul vestic al plutonului se afundă tot spre SSW, dar sub un unghi mai mare, aproximativ 20—25°.

Este greu să stabilim cum s-a comportat plutonul granitoid în timpul evenimentelor geologice din ciclul hercinic. Ştim totuşi, că formaţiunea paleozoică de Vidra remaniază roci granitoide, ceea ce ne determină

să presupunem că înainte de formarea ei, şisturile cristaline fuseseră erodate pînă la nivelul intruziunii care se găsea iniţial pusă în loc la o adîncime de aproximativ 10 km. Clivajul S_2 determinat în rocile granitoide este probabil, să se fi format în timpul cutării acestei formaţiuni, datorită mişcărilor hercinice.

Cert este că după aceasta a urmat erodarea întregii regiuni şi în timpul Mezozoicului s-au depus transgresiv peste masivul granitoid şi şisturile cristaline, formaţiuni sedimentare însoţite de o mare cantitate de produse vulcanice spilit-keratofirice, aparţinînd magmatismului iniţial al ciclului alpin.

În timpul mişcărilor alpine, cînd ia naştere pînza getică, al cărei contact cu autohtonul danubian se găseşte imediat la vest de regiunea cercetată, împingeri puternice s-au exercitat din direcţia NW, ceea ce a făcut ca structurile rezultate să se orienteze pe direcţia NE—SW, formînd un unghi ascuţit cu vechile structuri baicaliene. Masa rigidă a plutonului granitoid şi a şisturilor cristaline care constituiau soclul formaţiunilor mezozoice nu s-a mai cutat, dar a fost afectată de fracturi. Astfel a luat naştere o serie de falii puternice, în lungul cărora rocile granitoide şi metamorfice au încălecat peste depozitele sedimentare care se cutau (pl. II/II).

În extremitatea sudică a masivului, aceste formaţiuni sînt prinse tectonic sub formă de pene, în lungul mai multor falii de încălecare orientate pe direcţia NE—SW şi decroşate de falii transversale. Exemplul cel mai caracteristic este în această privinţă, falia în lungul căreia este prinsă pana de formaţiuni jurasice dintre Sadova Nouă, Piatra Ilovei şi valea Irighişului. La nord de această ultimă vale numărul faliilor de încălecare se reduce şi numai una din ele devine mai importantă. Aceasta se menţine pînă la falia transversală Vîrciorova — Craiul şi marchează limita estică a granitoidelor încălecate peste rocile vulcanogen-sedimentare mezozoice de la est. Fractura transversală deplasează această falie spre est, către izvoarele văii Craiului, de unde se poate urmări mai departe spre nord-est, pe la vest de vîrful Jigorei (1467 m) pînă în şaua de la est de vîrful Muntele Mic. În această porţiune însă, şisturile epimetamorfice sînt acelea care încalecă depozitele mezozoice.

Ulterior, întregul masiv a fost afectat de numeroase fracturi transversale, printre care am semnalat deja ca cea mai importantă, falia Vîrciorova — Craiul, cu implicaţii tectonice atît în ce priveşte masivul granitoid, cît şi regiunea în general.

În lungul faliilor de încălecare şi al celor transversale, atît formaţiunile vulcanogen-sedimentare mezozoice, cît şi rocile granitoide sînt puternic milonitizate şi laminate, granitoidele ajungînd să se transforme uneori în roci şistoase de culoare albă.

Prin scufundarea bazinului Caransebeş, extremitatea de sud a masivului este acoperită de depozite neogene.

Observaţii asupra petrografiei şi mineralogiei rocilor granitoide

Cea mai mare parte a plutonului granitoid este formată din granodiorite şi granite cu structură de obicei porfirică şi textură orientată, gnaisică. Ele sînt alcătuite din feldspaţi alteraţi şi înţesaţi cu material caolinos-sericitos, care le dă un aspect tulbure.

În masa acestor roci apar de obicei megacristale idiomorfe de feldspat potasic, a căror frecvenţă variază de la un loc la altul. În partea de sud a masivului, unde rocile sînt mai puţin orientate, megacristalele sînt pertitice, maclate Karlsbad şi prezintă uneori o slabă structură zonară, ca şi acelea din granitele banatitice de la Săvîrşin (H. Savu, Cecilia Vasiliu, 1966) sau din granitele din Portugalia descrise G. Schermerhorn (1956). Incluziunile de cristale idiomorfe de plagioclaz şi de lamele de biotit se dispun paralel cu feţele cristalografice cele mai apropiate (pl. I, fig. 1). În rocile mai gnaisice feldspatul potasic prezintă structura în grătar a microclin-pertitului sau a microclinului.

Plagioclazul este în parte albitizat sau alterat complet, astfel că rareori se mai pot observa maclele polisintetice formate după legea albitului sau periclinului.

Micele sînt reprezentate în special prin biotit, care conţine incluziuni de zircon şi concreşte uneori cu lamele de muscovit. În unele cazuri muscovitul se formează şi independent, iar în granitele cu turmalină afectate de soluţii postmagmatice de pe Valea Irighişului, el este singura mică prezentă.

Cuarţul interstiţial se prezintă în granule xenomorfe cu extincţie onduloasă. În rocile cu orientare mai evidentă el începe să se separe în granule de dimensiuni mai mici şi cu extincţie onduloasă mai puternică.

Rocile granitice şi granodioritice sînt străbătute uneori de filoane aplitice, roci cu structură echigranulară, formate din cuarţ şi feldspaţi de asemenea alteraţi. Foarte rar apar şi separaţii cu

caracter pegmatoid, care au suferit acelaşi proces general de autometamorfism.

Dioritele cuarţifere cu biotit separate în masa rocilor granodiorito-granitice au de asemenea textură slab orientată şi constau din feldspaţi alteraţi care prezintă adesea o aureolă de albit limpede, biotit, hornblendă actinolitică fibroasă şi cuarţ interstiţial. În ele se întîlnesc separaţii mai melanocrate de compoziţie dioritică, ce au suferit acelaşi fenomen de transformare a plagioclazului. În ambele tipuri de roci apar uneori cristale xenomorfe de microclin, care includ plagioclaz alterat, biotit şi hornblendă fibroasă.

Rocile migmatice sînt reprezentate fie prin forme arteritice lit par lit, fie oculare. Migmatitele arteritice conţin benzi granitoide concordante, mai rar discordante, care nu diferă de granitoidele din restul masivului, decît prin aceea că megacristalele de microclin sînt adesea înlocuite cu Schachbrettalbit.

În jurul benzilor granitoide, şisturile mai mult sau mai puţin biotitizate din zona migmatică sînt feldspatizate, formînd migmatite oculare (= metablastice) cu structură caracteristică. „Fenoblastele" din aceste roci au structuri diferite. Astfel, în unele roci ele sînt reprezentate prin cumuloblaste formate din mai multe granule de albit şi cuarţ, asociate uneori cu lamele de biotit şi granule de Schachbrettalbit.

Cele mai caracteristice sînt migmatitele în care „ocelii" sînt reprezentaţi printr-un singur megablast de Schachbrettalbit, cu incluziuni de plagioclaz sericitizat, mai rar de cuarţ sau biotit.

Din cele arătate mai sus rezultă că masivul Muntele Mic este alcătuit din roci magmatice care au suferit fenomene de autometamorfism, însoţite pe alocuri de procese de endoblasteză, cît şi din roci migmatice formate prin acţiunea soluţiilor magmatice asupra şisturilor din învelişul plutonului.

Caracterul feldspaţilor potasici a depins de condiţiile în care s-au format. Astfel, în rocile granitoide rezultate din consolidarea magmei în condiţii de stress slab, ei sînt reprezentaţi prin megacristale pertitice, uneori cu structură zonară şi cu incluziuni orientate paralel cu feţele cristalografice (pl. I, fig. 1). În granitoidele gnaisice cu orientare primară mai evidentă, feldspatul potasic ce a cristalizat sub influenţa mai accentuată a stressului, prezintă de obicei structura în grătar de microclin.

Megablastele din benzile granitoide ale migmatitelor sînt parţial albitizate, iar cele din migmatitele oculare sînt reprezentate prin forma

de Schachbrettalbit. Această ultimă situație arată că în rocile migmatice a avut loc inițial o metasomatoză potasică, datorită căreia s-au format megablaste de microclin, după care a urmat o metasomatoză sodică, ce le-a albitizat; ambele procese au avut loc în condiții de temperatură scăzută (A. V. Serebryakov, 1961; H. Savu, 1965b).

Faptul că megacristalele din rocile granitoide sau megablastele din rocile migmatice sînt orientate în planul foliației rocilor, arată că acestea s-au format sincron cu punerea în loc a plutonului granitoid și că soluțiile încărcate cu ioni de K^{1+} și Na^{1+}, care au condus la formarea migmatitelor, au provenit din însăși magma granitoidă și nu mai tîrziu și nici de la o sursă necunoscută.

Ultimele roci formate în masivul granitoid sînt filoanele de lamprofire cu hornblendă brună, transformată adesea în hornblendă verde secundară.

Granitoidele șistoase și milonitele se găsesc în zonele în care apare clivajul S_2 și în lungul faliilor de încălecare sau transversale. Ele sînt roci șistoase, caracter care în unele cazuri se accentuează foarte mult, textura devenind microcutată (pl. I, fig. 2). Chiar și filoanele de lamprofire prezintă uneori o șistozitate evidentă.

Cînd șistozitatea secundară este incipientă, masa fundamentală a granitoidelor este ondulată în jurul megacristalelor de feldspat potasic. Feldspații încep să se transforme în sericit, iar biotitul în clorit, trecînd printr-un stadiu de biotit verde-măsliniu. Cînd roca șistoasă cu clorit mai păstrează megacristale de feldspat potasic, biotitul inclus în ele se menține proaspăt, ceea ce arată că megacristalele s-au format înainte de a apărea șistozitatea secundară și nu după aceasta.

Exemple tipice de milonitizare a granitoidelor se întîlnesc în bazinul văii Bistra Mărului și în lungul faliei Vîrciorova — Craiul. În aceste roci feldspații s-au transformat complet în lamele de sericit sau de muscovit alcătuind mici lentile microcutate. Biotitul este transformat complet în clorit, iar cuarțul a fost pulverizat și alcătuiește un mortar fin granular, care formează lentile sau chiar benzi paralele cu planul șistozității rocii.

Chimismul rocilor granitoide

Rocile granitoide din masivul Muntele Mic nu au fost analizate chimic pînă în prezent. În cele zece analize pe care le prezentăm, sînt cuprinse principalele tipuri petrografice (tab. 1), dintre care cele mai

TABELUL 1

Compoziția chimică a rocilor granitoide de la Munlele Mic

Nr. crt.	Nr. probei	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	S	CO_2	H_2O+ 105°C	H_2O- 105°C	Suma
1	42	70,17	12,89	2,83	0,64	0,36	2,75	6,20	1,78	0,50	0,29	0,10	lipsă	lipsă	0,90	0,23	99,72
2	1553	68,54	15,75	1,40	0,86	0,87	2,45	3,60	4,30	0,35	0,12	0,12	0,10	lipsă	0,70	0,27	99,43
3	50/64	65,58	16,00	2,01	2,61	0,70	3,20	3,25	4,00	0,60	0,58	0,28	lipsă	lipsă	1,07	0,23	100,11
4	1579	63,72	16,90	3,13	1,40	0,33	3,24	5,10	3,38	0,45	0,25	0,35	lipsă	0,30	1,10	0,25	99,90
5	111	63,35	17,85	1,95	2,10	5,12	1,77	3,65	1,43	0,70	0,16	0,10	urme	2,00	0,20	0,16	100,54
6	9m	62,95	16,02	1,47	3,02	2,62	2,45	3,58	4,03	0,64	0,27	0,11	lipsă	1,66	0,60	0,20	99,62
7	12m	62,90	16,44	1,98	2,56	2,24	2,70	3,71	4,56	0,74	0,27	0,09	lipsă	urme	1,14	0,41	99,74
8	110	58,26	18,48	2,73	2,45	6,62	2,90	3,38	1,70	1,03	0,22	0,16	0,99	lipsă	1,90	0,13	99,95
9	1587	53,24	18,67	1,05	3,10	4,33	7,40	4,72	4,17	0,70	0,25	0,38	lipsă	lipsă	1,00	0,22	99,23
10	25/64	43,41	19,33	7,55	4,72	3,40	10,05	2,00	1,11	3,75	1,02	0,15	lipsă	lipsă	3,10	0,20	99,79

1, aplit granitic — creasta Orlea.
2, granit — Valea Satului.
3, granodiorit — pîrîul Slătinioara.
4, granodiorit — vîrful Muntele Mic.
5, granodiorit — Pîrîul Sebeşului.
} Analist: Al. Dănciulescu.

6, granodiorit — Pîrîul Morii — Ilova.
7, granodiorit — Pîrîul Morii — Ilova.
} Analist: Al. Kizyk.

8, diorit cuarţifer — Pîrîul Sebeşului
9, diorit — Valea de Rugi.
10, lamprofir — Pîrîul Sălătrucului.
} Analist: Al. Dănciulescu

multe sînt roci acide şi intermediare (53—70% SiO_2). Au fost analizate de asemenea, o separaţie dioritică şi un lamprofir, ultima rocă constituind produsul de diferenţiere cel mai bazic (43,41% SiO_2) din masiv.

Oxizii care intră în compoziţia acestor roci prezintă numeroase oscilaţii în raport cu variaţia constantă a conţinutului de SiO_2, care par

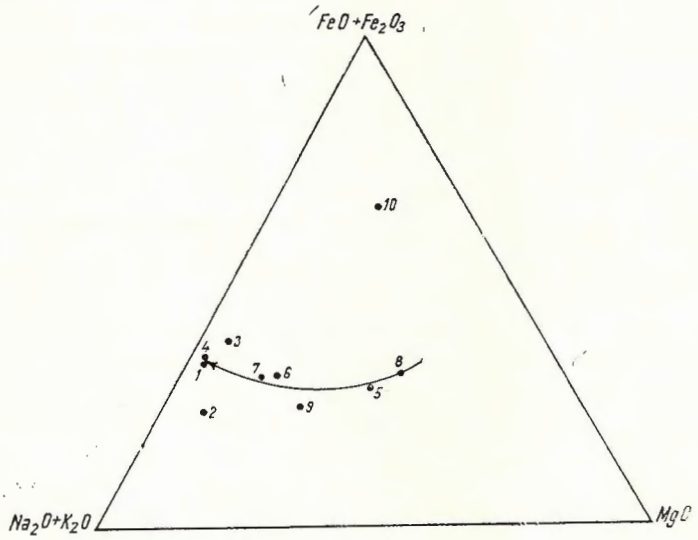


Fig. 4. — Diagrama $FeO + Fe_2O_3 - MgO - Na_2O + K_2O$.
Diagramme $FeO + Fe_2O_3 - MgO - Na_2O + K_2O$.

să reflecte transformările mineralogice survenite în urma proceselor de autometamorfism.

Diagrama $FeO + Fe_2O_3 - MgO - Na_2O + K_2O$ (fig. 4) pune în evidenţă totuşi raporturi de diferenţiere slabă între rocile masivului granitoid. Această diferenţiere merge de la roci cu un conţinut mai ridicat de MgO, către roci mai bogate în alcalii, cantitatea de oxizi de fier menţinîndu-se aproape constantă[8].

În ceea ce priveşte variaţia conţinutului de alcalii (fig. 5) din întreaga serie granitoidă, se constată o creştere a conţinutului de Na_2O pe măsura scăderii celui de K_2O.

[8] Conţinutul mai ridicat de MgO din probele 5 şi 8 s-ar putea datora şi erorilor de analiză posibile.

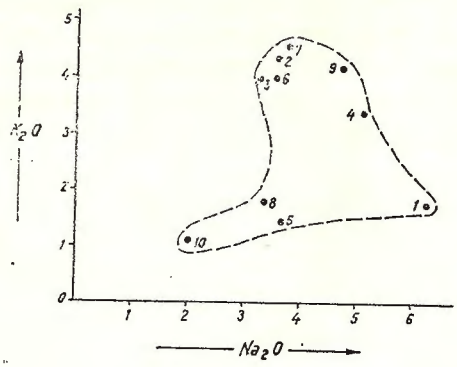


Fig. 5. — Variaţia conţinutului de K_2O/Na_2O din rocile granitoide.

Variation de la teneur en K_2O/Na_2O des roches granitoïdes.

Valorile parametrilor Niggli (tab. 2) încadrează rocile de masiv la magmele granitice, granodioritice şi cuarţ-dioritice, care aparţin seriei

TABELUL 2

Parametrii magmatici Niggli ai rocilor granitoide

Nr.	qz	si	al	fm	c	alk	k	mg	Tipul de magmă
1	+ 79,0	302,6	33,0	23,5	12,6	30,9	0,16	0,09	granitică
2	+104,8	323,2	43,8	14,0	12,6	29,6	0,44	0,41	yosemititgranitică
3	+ 83,2	279,2	41,0	21,0	14,0	24,0	0,44	0,20	granodioritică
4	+ 41	257,5	40,4	17,0	14,0	28,6	0,30	0,11	granitică-granodioritică
5	+ 64	228,5	37,9	39,1	6,9	16,0	0,20	0,70	granodioritică-cuarţdioritică
6	+ 50	244,6	36,8	29,4	10,2	23,6	0,42	0,51	granitică-granodioritică
7	+ 20	206	31,7	23,4	23,4	21,5	0,44	0,47	granodioritică-cuarţdioritică
8	+ 25,2	179,6	33,5	43,3	9,6	13,6	0,24	0,70	cuarţdioritică
9	— 33,4	146,6	30,4	27,8	21,8	20,0	0,36	0,63	dioritică
10	— 16,6	110,2	28,8	37,2	27,3	6,7	0,27	0,34	leucogabbroidă

calco-alcaline. Separaţiile melanocrate din dioritele cuarţifere aparţin magmelor dioritice, iar lamprofirele magmelor leucogabbroide (P. Niggli, P. J. Beger, 1923).

Variaţia parametrilor Niggli arată că magma primară din care au derivat rocile a fost o magmă granodioritică de origină litogenă, aşa cum au sugerat Al. Codarcea şi L. Pavelescu (1963) pentru toate granitoidele din autohtonul danubian. Diferenţierea ei a fost în general slabă şi a condus la separarea în masa granito-granodioritică, a dioritelor cuarţifere în care s-au acumulat din loc în loc cristale de

biotit şi plagioclaz, din care s-au format separaţiile melanocrate dioritice (H. S a v u, 1968c).

Pe diagrama *fm* : *al* (fig. 6) aceste separaţii dioritice se proiectează în cîmpul izofalic, iar cele mai multe roci acide se deplasează spre

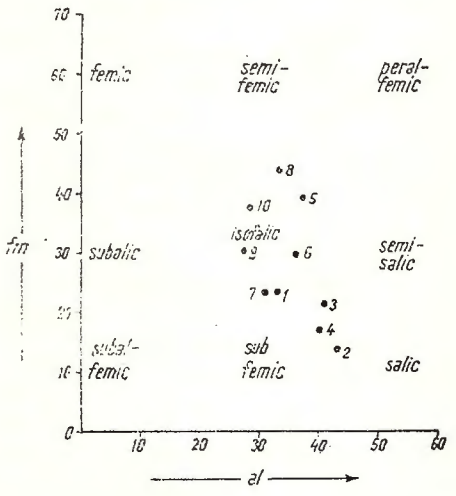


Fig. 6. — Diagrama *fm* : *al*
Diagramme *fm* : *al*

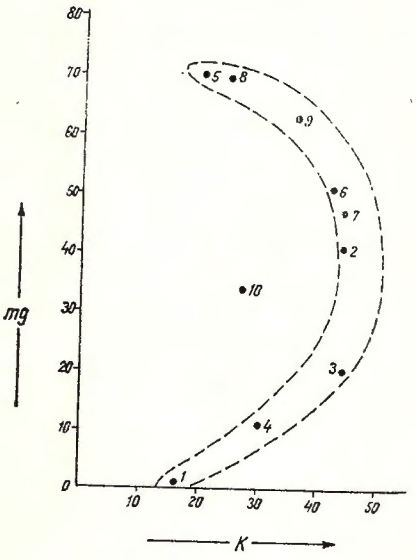


Fig. 7. — Diagrama *mg* : *k*
Diagramme *mg* : *k*

cîmpul salic. Lamprofilul şi dioritele cuarţifere mai bogate în mafite, care pe celelalte diagrame se situează în afara cîmpului de proiecţie al seriei de roci granitoide, tind să se deplaseze către domeniul semifemic.

Raportul dintre parametrii *mg* şi *k* variază foarte mult în această serie de roci, fapt care rezultă din diagrama din fig. 7. Cu excepţia lamprofirului şi a rocilor mai bogate în mafite, în rocile granitoide se observă o creştere atît a valorilor parametrului *mg*, cît şi ale lui *k*. Acest raport pare să fie determinat de variaţia conţinutului de feldspat potasic şi mai ales de biotit din roci.

Poziţia punctelor de proiecţie ale parametrilor Niggli pe diagrama de diferenţiere (fig. 8) oscilează de la o rocă la alta, ceea ce trădează influenţa proceselor de autometamorfism, eventual şi de endoblasteză, asupra componenţilor principali ai rocilor. În consecinţă, deşi curbele stabilite pe diagramă sînt puţin idealizate, cele ale parametrilor *fm* şi *c*

indică abateri evidente de la mersul normal al diferenţierii calco-alcaline, particularitate care deosebeşte granitoidele baicaliene de cele prebaicaliene[9]. Totuşi, curbele lor arată o scădere în sensul creşterii lui *si*. Din contră, valorile parametrilor *al* şi *alk*, ale căror curbe cresc constant de la rocile mai bazice spre cele acide, sînt foarte apropiate de mersul normal al diferenţierii calco-alcaline.

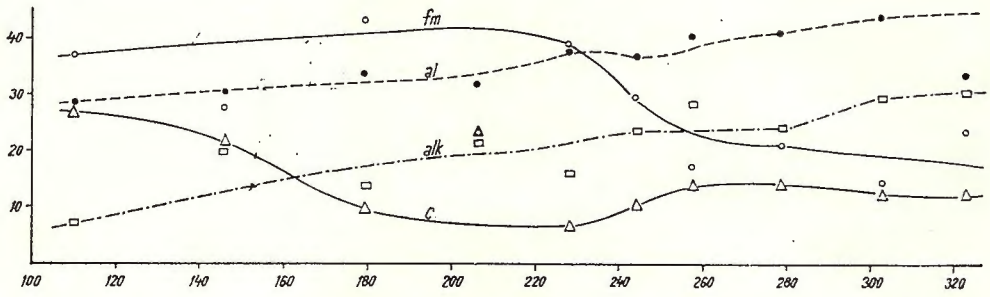


Fig. 8. — Diagrama de diferenţiere a rocilor granitoide.
Diagramme de différenciation des roches granitoïdes.

În concluzie, din aspectul general al diagramei rezultă că evoluţia magmei litogene primare, din care au provenit rocile granitoide din masivul Muntele Mic, prezintă caracterele unei diferenţieri calco-alcaline.

Concluzii. Regiunea din autohtonul danubian în care se află masivul granitoid de la Muntele Mic, este alcătuită din ortoamfibolitele de Măru şi seriile epimetamorfice rifean-superioare de Măgura şi Bărniţa.

Acest masiv prezintă un pluton cu structură în evantai, produs al magmatismului sinorogen al ciclului baicalian. El a fost pus în loc în lungul dislocaţiei direcţionale profunde dintre amfibolitele de Măru şi cele două serii epimetamorfice şi ocupă zona axială a unei structuri anticlinale asimetrice cu vergenţe est—sud-estice.

Magma s-a ridicat odată cu formarea structurii anticlinale asimetrice, ceea ce a făcut ca efectele mişcărilor plicative să se imprime şi în tectonica plutonului, mai intens în zona migmatică situată în flanc invers şi mai slab în partea vestică formată din roci granitoide.

[9] H. Savu, Cecilia Vasiliu. Contribuţii la cunoaşterea structurii şi chimismului masivului granitoid de la Poniasca (în acest volum).

În urma consolidării masivului s-au format fisuri *ac* şi *bc*. Elementele lineare indică o afundare de 15°—20° a structurilor din masa plutonului şi din şisturile cristaline spre SSW.

Mişcările alpine au condus la formarea unui sistem de falii, în lungul cărora granitoidele au încălecat peste formaţiunile vulcanogen-sedimentare mezozoice. Acestea au fost urmate de fracturi transversale, între care se remarcă falia Vîrciorova — Craiul, care separă plutonul în două compartimente : unul nordic ridicat şi altul sudic scufundat.

Şisturile epimetamorfice de pe contactul estic au fost migmatizate datorită unui proces de metasomatoză alcalină, pe o zonă destul de largă, în care s-au format migmatite arteritice lit par lit şi migmatite oculare. Zonele de feldspatizare destul de capricioase arată că metasomatoza a fost selectivă, afectînd mai ales şisturile silico-aluminoase.

Plutonul este alcătuit în cea mai mare parte din roci granodiorito-granitice cu structură porfirică şi din diorite cuarţifere, în care apar numeroase enclave de şisturi cristaline, mai mult sau mai puţin feldspatizate şi zone migmatice. Rocile au suferit fenomene de autometamorfism, însoţite uneori de procese de endoblasteză.

În zonele în care s-a format un clivaj S_2 şi în lungul fracturilor alpine, rocile granitoide sînt milonitizate.

Feldspatul potasic reflectă bine condiţiile în care s-a format. Astfel, în rocile mai puţin orientate s-au format megacristale pertitice, uneori cu structură slab zonară şi cu incluziuni paralele cu feţele cristalografice, iar în cele gnaisice este frecventă structura în grătar a microclinului, determinată de un stress mai accentuat. Megablastele din migmatitele oculare sînt înlocuite cu Schachbrettalbit, ceea ce demonstrează că după o metasomatoză potasică a urmat una sodică, ambele de temperatură scăzută.

Chimismul rocilor arată că ele au provenit dintr-o magmă granodioritică de origină litogenă, a cărei evoluţie prezintă caracterele diferenţierii calco-alcaline.

BIBLIOGRAFIE

Cloos H. (1947) Tectonic transport and fabric in a Maryland granite. *Comm. Géol. Finlande*. 140.

— (1923) Das Batholithenproblem. *Fortschr. Geol. u. Pal.*, 1. Berlin.

Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinţi. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. Bucureşti.

— Pavelescu L. (1963) Considérations sur la genése des roches granitoïdes de l'autochtone danubien des Carpates Méridionales. *Congr.* V, *Asoc. Carpato-Balc., Secţ.* I, II. Bucureşti.

Dessila-Codarcea Marcela (1964) Consideraţii asupra stratigrafiei, genezei şi structurii formaţiunilor cristalofiliene din Carpaţii Meridionali centrali (reg. Răşinari—Cisnădioara—Sadu). *An. Com. Geol.* XXXIV/1. Bucureşti.

Goodspeed G. E. (1959) Some textural features of magmatic and metasomatic rocks. *Amer. Min.* 44, 3—4.

Gherasi N. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Godeanu et Ţarcu. *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII. Bucureşti.

— Zimmermann Voichiţa, Zimmermann P. (1968) Structura şi petrografia şisturilor cristaline din partea de nord a munţilor Ţarcu (Banatul de est). *D. S. Com. Stat Geol.* vol. LIV, 1. Bucureşti.

Härme M. (1965) On the potassium migmatites of southern Finland. *Comm. Géol. Finlande,* 219.

Marmo V. (1962) On granites. *Comm. Géol. Finlande.* 201.

Niggli P., Beger P. J. (1923) Gesteins- und Mineralprovinzen I. Berlin.

Raguin E. (1957) Géologie du Granite. Masson et Cie. Paris.

Read H. H. (1957) The Granite Controversy. Murby, London.

Savu H. (1965a) Structura în virgaţie a cristalinului munţilor Semenic. *D. S. Com. Geol.* LI/1 (1963—1964). Bucureşti.

— (1965b) Masivul eruptiv de la Bîrzava. Mem. Com. Geol. VIII. Bucureşti.

— Vasiliu Cecilia (1966) Temperatura de formare a granitului de Săvîrşin. *D. S. Com. Geol.* LII/1 (1964—1965). Bucureşti.

— (1968) Sienitele cu nefelin de la Mălaia şi poziţia lor în structura cristalinului Lotrului. *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/3 (1965—1966). Bucureşti.

Schafarzik Fr. (1898) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Örményes u. Vercserova S-lich von Karansebeş im Komitate Krassó-Szörény. *Jber. d. k. ung. geol. R. A. f.* 1896. Budapest.

— (1899) Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Borlova und Pojana Mörul. *Jber. d. k. ung. geol. R. A. f.* 1899. Budapest.

Schermerhorn G. J. L. (1956) The granite of Trancoso (Portugal). A study in microclinization. *Amer. Journ. Sci.* 254, 6.

Serebryakov A. V. (1961) Autometasomatic alterations of granitoids and association of tin mineralization with the zone of sodium-potassium metasomatism. *International Geology Review,* 3, 2.

Smithson S. B. (1963) Granite studies: II. The precambrian Flagranite, a geological and geophysical investigations. *Norg. Geol. Undersök.* 219.

Turner F. J., Verhoogen J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. Sec. Ed. McGraw Hill.

Winkler H. G. F. (1965) Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer — Verlag.

STRUCTURE DU MASSIF GRANITOÏDE DE MUNTELE MIC (BANAT ORIENTAL)

PAR

NICOLAE GHERASI, HARALAMBIE SAVU

(Résumé)

Le massif granitoïde de Muntele Mic est situé aux abords de la zone de courbure des schistes cristallins danubiens, immédiatement à l'E de son contact avec la nappe gétique. L'autochtone danubien est constitué par le complexe des orthoamphibolites rubanées de Măru, situé à l'W du massif granitoïde et par deux séries épimétamorphiques : la série terrigène de Măgura, formée par des schistes quartzitiques à biotite ou chlorite et des schistes chlorito-albitiques à muscovite, surmontés par la série de Bărniţa, constituée de schistes tuffogènes basiques métamorphisés et métatuffites.

Les paragenèses des minéraux des deux séries indiquent que ceux-ci appartiennent aux subfaciès : quartz-albite-muscovite-chlorite et quartz-albite-épidote-biotite du faciès des schistes verts.

Étant donné que ces séries sont traversées par des roches granitoïdes, remaniées dans la formation paléozoïque de Vidra, il s'ensuit que les séries de Măgura et de Bărniţa se sont métamorphisées pendant le cycle baïcalien et qu'elles représenteraient le Riphéen supérieur, tandis que les orthoamphibolites de Măru seraient plus anciennes.

Les schistes verts tuffogènes de la série de Bărniţa représentent, dans ce cas, le magmatisme initial, tandis que le pluton granitoïde de Muntele Mic le magmatisme synorogène du cycle baïkalien.

La tectonique plicative des schistes cristallins est dominée par une structure anticlinale asymétrique, dont le flanc normal occidental est faillé. Le long de cette faille directionnelle les orthoamphibolites de Măru chevauchent les séries épimétamorphiques situées à l'E. Cette faille a constitué aussi la voie d'accès pour le magma granitoïde au dépens duquel le pluton s'est constitué.

Le massif granitoïde se présente sous forme d'ellipse aplatie, orientée en direction NNE—SSW, conformément à la structure anticlinale dans la zone axiale de laquelle il s'est formé. Il est recoupé par la faille transversale de Vîrciorova—Craiul en deux compartiments : un compartiment septentrional exondé et un autre méridional affaissé (pl. II). La

limite entre les granitoïdes et les orthoamphibolites de Măru, qui coïncide avec l'ancienne dislocation directionnelle, est penchée vers le WNW, apparaissant à peu près comme une ligne droite décrochée vers l'W par la faille transversale. Le plan de contact oriental est moins incliné et la masse des roches granitoïdes chevauche le flanc inverse de l'anticlinal de schistes épimétamorphiques (pl. II/I). Dans le compartiment méridional ce contact est recouvert par les dépôts sédimentaires et les produits volcaniques spilito-kératophyriques mézozoïques, d'en dessous desquels surgissent parfois les roches granitoïdes vers le sud.

Le caractère intrusif du pluton résulte de manière évidente de ses rapports avec les orthoamphibolites de Măru, la zone de diorites quartziques étant recoupée par ces dernières.

Le contact oriental avec les séries épimétamorphiques du flanc inverse est un contact migmatique. Les schistes sont injectés avec du matériel granitoïde (fig. 1) et fortement migmatisés par un processus de métasomatose alcaline et occupent une zone large de 400 à 500 m. Ils ont subi des phénomènes de feldspathisation, qui parfois aboutissent à des processus de granitisation. Ils sont plissés. À cause des poussées déterminées par l'intrusion du magma dans la direction d'épenchement des structures à vergence E—SE les schistes sont plissés et comme une conséquence de l'état de plasticité plus avancée des schistes imbibés de matériel granitoïde, dans la zone migmatique se sont parfois formées des structures disharmoniques.

La feldspathisation des schistes dans la zone migmatique est plus fréquente autour des bandes granitoïdes. Quant aux alternances des schistes silico-alumineaux avec des schistes tuffogènes basiques ou amphibolitiques, ce sont les premiers qui sont plus feldspathisés, fait qui dénote que la métasomatose alcaline a été sélective.

Les phénomènes de migmatisation sont de plus en plus intenses au fur et à mesure qu'on se déplace vers l'intérieur du pluton. Ainsi à l'W du sommet Muntele Mic graduellement le matériel granitoïde devient prédominant, tandis que à l'W se développe la masse homogène granitoïde du pluton.

Vu leur composition, les enclaves situées à l'extrémité septentrionale du pluton peuvent être attribuées à la série de Măgura, tandis que celles du reste du massif à la série tuffogène de Bărnița. On n'a point trouvé d'enclaves d'orthoamphibolites de Măru, et même aux

environs du contact occidental les enclaves sont formées, pareillement, par des schistes éptimétamorphiques.

Il est à remarquer que les enclaves situées dans la partie occidentale du pluton sont rarement feldspathisées, tandis que ce processus est très actif au contact oriental; aussi supposons-nous que les solutions migmatiques avançaient dans les schistes cristallins le long des plans S_1, suivant la direction de l'intrusion du magma. Les schistes épimétamorphiques du toit du pluton ont joué le rôle d'éponge, absorbant les solutions chargées d'ions de Si, Al et principalement de K^{1+} et Na^{1+}.

Les données structurales nous renseignent que le massif granitoïde de Muntele Mic représente un pluton à structure en éventail, dont la mise en place a eu lieu le long de l'ancien plan de dislocation profonde, dans les conditions de la poussée des orthoamphibolites de Măru vers l'ESE. Aussi sa tectonique interne y fut-elle déterminée par ces conditions géologiques (fig. 2).

La montée du magma a eu lieu en même temps que la formation de la structure anticlinale asymétrique, en migmatisant les schistes cristallins qui se plissaient, tendant à s'adapter aux conditions thermodynamiques dans lesquelles ceux-ci subissaient la métamorphose, au niveau du faciès des schistes verts. La différence d'énergie thermique entre le corp granitoïde et les schistes cristallins a été consommée pour la formation de l'auréole migmatique. Les effets des mouvements plicatifs ne se sont pas fait resentir seulement sur le bord oriental du pluton, mais aussi dans sa masse plus homogène, ou ils ont été plus faibles (fig. 3).

Après la consolidation, dans la masse du pluton se sont formées des fissures *ac* remplies de quartz et des fissures *bc* dans lesquelles ont été mis en place les filons de lamprophyres.

Les lineations indiquent un affaissement des structures des schistes épimétamorphiques et des roches granitoïdes vers le SSW, suivant un angle de 15° à 20°. Pourtant ces éléments ne révèlent pas la direction de l'instrusion du magma, mais plutôt les effets de la pression orientée au cours de sa consolidation, ou la direction de transport tectonique.

En même temps que les éléments structuraux primaires, dans la masse du pluton on a déterminé aussi un clivage S_2. Celui-ci recoupe la direction de la foliation primaire (S_1) des roches granitoïdes et des enclaves, à angle aigu. Il s'agit, vraissemblablement d'un résultat des mouvements hercyniens.

Au cours des mouvements alpins, dans la masse du pluton et des schistes cristallins se sont formées des failles de chevauchement, le long desquelles les granitoïdes et les schistes cristallins ont chevauché les formations mésozoïques (pl. II/II). Des fractures transversales, dont la plus importante est la faille de Vîrciorova—Craiul, recoupent et décrochent celles-ci. Dans les zones à clivage S_2 et le long des failles de chevauchement ou transversales, les roches granitoïdes ont été fortement mylonitisées (pl. I, fig. 2).

Le massif de Muntele Mic est constitué par des granitoïdes, granites et diorites quartizques à ségrégations mélanocrates. Il est traversé par des filons d'aplite et de lamprophyres. Les roches granitoïdes présentent des textures gneissiques et sont constituées de feldspaths plagioclases altérés par des processus d'autométamorphisme, de feldspaths potassiques, de biotite et de quartz intersticiel.

Il est intéressant à observer les caractères des mégacristaux de feldspath potassique qui dépendent des conditions dans lesquelles ils se sont formés. Ainsi, dans les granites à texture moins orientée se sont formés les mégacristaux pertitiques (fig. 3) parfois à structure faiblement zonaire et à inclusions de plagioclase et de biotite orientées parallèlement aux faces cristallographiques (pl. I, fig. 1). Dans les roches à orientation plus forte, où le stress a été plus intense et où la formation des feldspaths potassiques dépend, en bonne partie, des processus endoblastiques, les cristaux présentent des structures en grille, caractéristiques pour le microcline-pertite ou le microlcine. Dans les migmatites oeillées les phénoblastes formés par voie métasomatique présentent des structures de Schachbrettalbit en échiquier fait qui indique que dans la zone migmatique a eu lieu premièrement une métasomatose potassique, qui a déterminé la formation de mégablastes de microcline, suivie par une métasomatose sodique qui les a albitisés; les deux processus ont eu lieu à basse température.

Le fait que les mégacristaux des roches granitoïdes et migmatiques sont habituellement orientés suivant le plan de leur foliation montre qu'ils se sont formés pendant la mise en place du pluton synorogène et que les solutions qui ont généré les mégablastes des migmatites se sont dégagées du magma granitoïde même. Elles ne se sont pas formées ultérieurement et ne proviennent pas de source inconnue.

La composition chimique des roches granitoïdes (tableau 1) a subi, quelque peu, l'influence des processus d'autométamorphisme et d'endo-

blastèse manifestés au cours de la formation du pluton. Elle met pourtant en évidence un processus de différenciation du magma granitoïde primaire (fig. 4) à partir de roches plus riches en Mg, vers des roches plus riches en alcalis. On constate une augmentation de la teneur en Na_2O au fur et à mesure que le K_2O diminue (fig. 5).

Les valeurs des paramètres Niggli (tableau 2), les types de magma auxquels correspondent les roches, ainsi que la manière dont se présentent leurs projections sur les différents diagrammes (fig. 8) montrent que le magma primaire a été un magma granodioritique d'origine lithogène, dont l'évolution présente les caractères d'une différenciation calco-alcaline.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche II

Carte géologique du massif granitoïde de Muntele Mic.

1, alluvions; 2, Néozoïque; 3, Mésozoïque: formations sédimentaires, volcanites spilites-kératophyriques; 4, migmatites; 5a, mylonites; 5b, zones migmatiques à enclaves de schistes de contact; 5c, granodiorites et granites porphyriques gneissiques; 5d, diorite quartzique à biotite; 6, série volcanogène de Bărnița; 7, série terrigène de Măgura; 8, orthoamphibolites de Măru; 9, axe d'anticlinal asymétrique; 10, faille directionnelle; 11, faille de chevauchement; 12, faille transversale; 13, ligne indiquant la coupe géologique.

PLANŞA I

Fig. 1. — Granit cu megacristal de feldspat potasic, cu incluziuni de cristale de plagioclaz şi de biotit orientate paralel cu feţele cristalografice. Valea Pietroasa—Vîrciorova. Nic. II, x 6.
Granite avec mégacristal de feldspath potasique à inclusions de cristaux de plagioclase et de biotite orientées parallèlement aux surfaces cristallographiques. Vallée Pietroasa—Vîrciorova.

Fig. 2. — Granit milonitizat, cu textură ondulată. Valea Bistra Mărului. Nic. II, x 4.
Granite mylonitisé, à texture ondulée. Vallée de la Bistra Mărului.

1

2

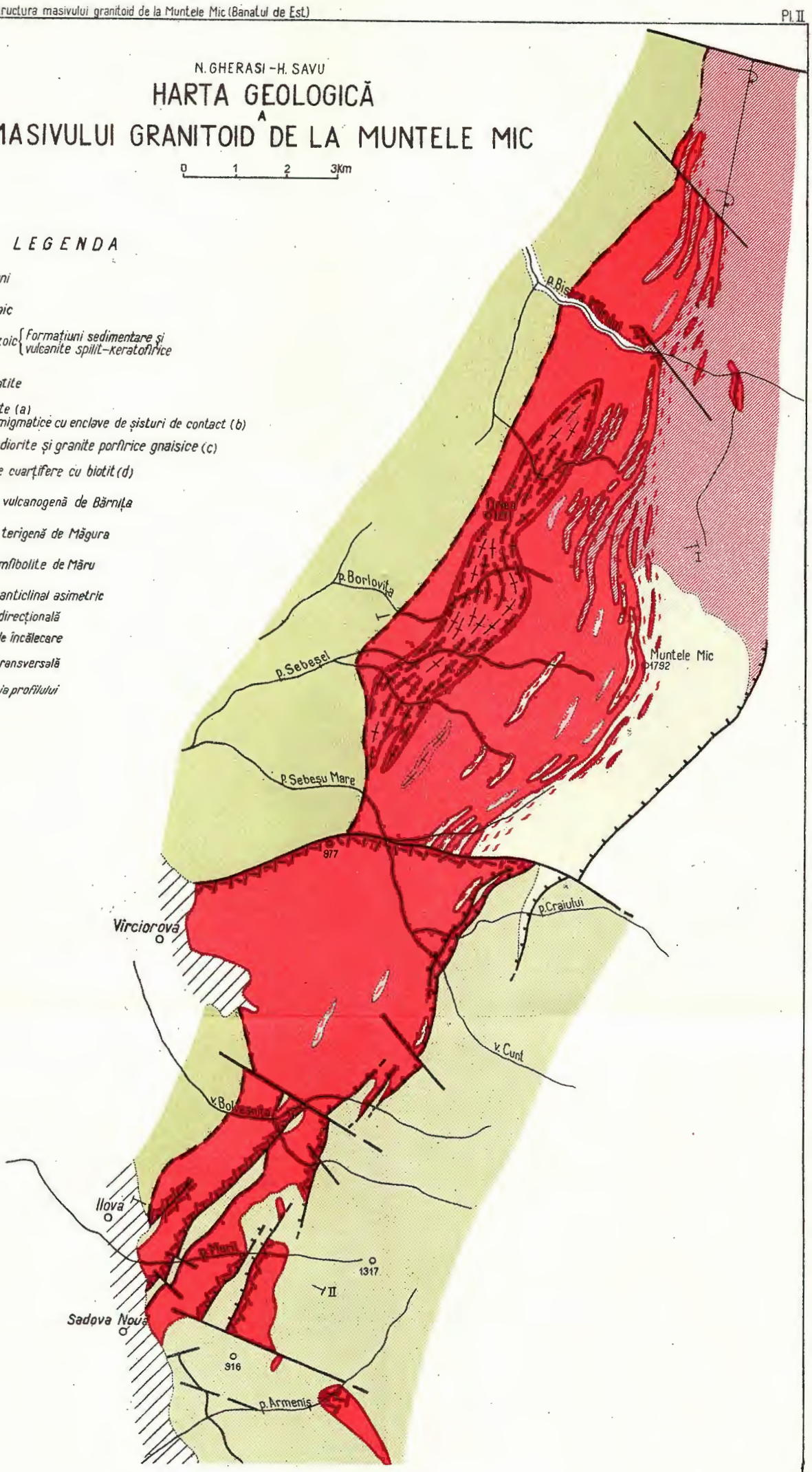
N. GHERASI – H. SAVU

HARTA GEOLOGICĂ A MASIVULUI GRANITOID DE LA MUNTELE MIC

0 1 2 3Km

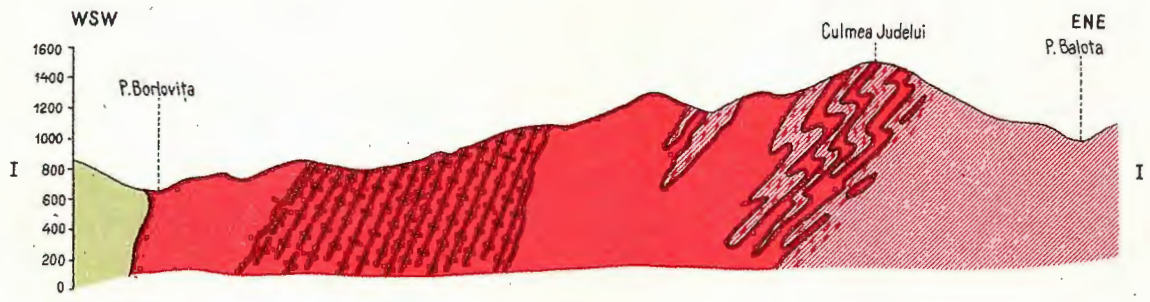
LEGENDA

1 Aluviuni
2 Neozoic
3 Mezozoic { Formațiuni sedimentare și vulcanite spilit–keratofirice
4 Migmatite
5 Milonite (a)
Zone migmatice cu enclave de șisturi de contact (b)
Granodiorite și granite porfirice gnaisice (c)
Diorite cuarțifere cu biotit (d)
6 Seria vulcanogenă de Bărnița
7 Seria terigenă de Măgura
8 Ortoamfibolite de Măru
9 Ax de anticlinal asimetric
10 Falie direcțională
11 Falie de încălecare
12 falie transversală
13 Direcția profilului



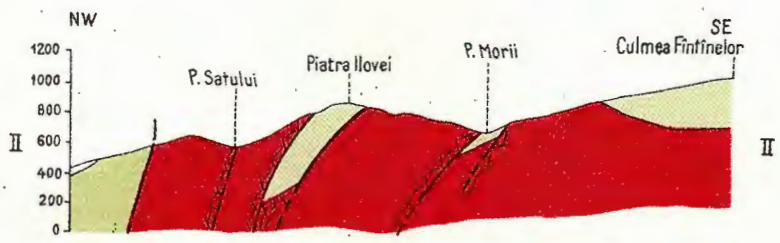
SECȚIUNE GEOLOGICĂ ÎNTRE PÎRÎUL BORLOVIȚA ȘI PÎRÎUL BALOTA

0 500 1000m



SECȚIUNE GEOLOGICĂ ÎNTRE ILOVA ȘI CULMEA FÎNTÎNELOR

0 500 1000m.



Imprim. Atel. Inst. Geol.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

UNELE REZULTATE ALE UTILIZĂRII DATELOR CANTITATIVE ÎN STUDIUL PIROCLASTITELOR [1]

DE

SERGIU PELTZ, MARGARETA PELTZ[2]

Abstract

Results Obtained from Applying Quantitative Data to the Study of Pyroclastics. Systematical research work on grain size distribution, angularity and petrographic composition of the constituent elements of pyroclastics, and the statistical processing of data resulting from a number of 10,775 measurements in 79 stations allowed both the identifying of the composition of the different explosive product deposits and of their areal delimitation. Based on the discussions of the statistical parameters it has been possible to make comparative appreciations between the types of levels of the pyroclastics in the studied region. Such research work carried out in the northwestern part of the Călimani—Gurghiu—Harghita eruptive chain, and in the southwestern end of the Metalliferous Mountains, testifies that the coarse pyroclastics are represented by pyroclastic breccia with microbrecciated and lapillic binding, pyroclastic microbreccia, agglomerates with microagglomeratic and lappilic binding, microagglomerates and mixed agglomerates. In the southwestern Călimani Mts four levels of pyroclastics representing different moments of explosion in the evolution of volcanism, have been established. Fragments of basaltic andesites predominate. Pyroclastics in the southwestern end of the Metalliferous Mountains present a more varied petrographic composition and the highest mean grain size distribution values. From the standpoit of sorting, in all regions studied, a variation in rather broad limites is to be noticed, the agglomerates being better sorted.

Introducere. În aria de răspîndire a vulcanitelor tinere pe teritoriul României, piroclastitele ocupă mari suprafeţe. Deşi de multă vreme a fost recunoscut rolul lor important în ansamblul manifestărilor vulcanice, ele au fost mai puţin cercetate decît vulcanitele masive.

[1] Comunicare în şedinţa din 24 aprilie 1967.

[2] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

Şi astăzi, cu toate progresele înregistrate în cunoaşterea produselor vulcanismului, piroclastitele au rămas mai puţin cercetate în comparaţie cu celelalte vulcanite. Pentru reconstituirea cît mai veridică a modului de desfăşurare a activităţii vulcanice, se impune cunoaşterea în egală măsură a tuturor formelor de manifestare ale acesteia. În ansamblul problemelor ce le ridică cercetarea piroclastitelor, stabilirea celor mai indicate metode de cercetare ocupă un loc principal.

În ultimii ani am avut prilejul să investigăm regiuni din lanţul eruptiv Călimani—Gurghiu—Harghita, unde piroclastitele au o largă dezvoltare. Examinîndu-le în detaliu am constatat că ele prezintă caractere variate, „monotonia" acestor regiuni şi uniformitatea depozitelor ce le alcătuiesc fiind aparentă. Justa reconstituire a proceselor explozive, recunoaşterea caracterului exploziei, determinarea compoziţiei materialului emis, delimitarea areală a produselor, ş.a. depind însă în cel mai înalt grad de cunoaşterea cît mai exactă a tuturor caracterelor depozitelor piroclastice. Astfel, a apărut ca insuficientă simpla identificare a tipului de rocă pe baza unei „cartări clasice". Ca o necesitate obiectivă s-a impus cercetarea sistematică şi complexă a stivei de material exploziv, precum şi găsirea celor mai adecvate şi eficiente mijloace de prelucrare şi interpretare a importantului volum de date astfel acumulat.

Primele cercetări de acest fel au fost efectuate de noi în anii 1962—1963 [3] şi au fost determinate de necesitatea sistematizării masei mari de material exploziv din sudul munţilor Călimani. Am obţinut unele indicaţii interesante care ne-au permis să continuăm activitatea în această direcţie. Problemele au fost adîncite în cadrul cercetărilor pe care unul dintre noi le-a efectuat în sud-estul munţilor Călimani [4]. Rezultatele obţinute au fost deosebit de încurajatoare. Ele au demonstrat eficacitatea utilizării datelor cantitative în studiul piroclastitelor, deoarece a putut fi efectuată o primă sistematizare a acestora din punct de vedere textural şi al compoziţiei. Aceasta ne-a determinat să intensificăm şi să extindem cercetările. Intenţia noastră este de a prezenta primele rezultate obţinute în urma examinării sub acest aspect a piroclastitelor din partea de sud-vest a munţilor

[3] S. Peltz. Raport asupra prospecţiunilor executate în partea de SE a munţilor Călimani, între valea Mureşului şi valea Voivodeasa. 1962. Arh. Com. Stat Geol.

S. Peltz, Margareta Peltz. Raport asupra prospecţiunilor geologice executate în sudul munţilor Călimani. 1963. Arh. Com. Stat Geol.

[4] S. Peltz. Studiul petrografic al părţii de sud-est a munţilor Călimani. Teză de doctorat. 1967, St. tehn. şi econ. ser. I_4. 1969. Bucureşti.

Călimani, din Valea Iodului (munţii Gurghiu) şi din extremitatea sud-vestică a Munţilor Metaliferi.

Datele acumulate au fost supuse unei prelucrări statistice în vederea corelării cu observaţiile geologice de teren pentru obţinerea unor concluzii edificatoare. Chiar prin aplicarea celor mai simple metode statistice se pot obţine rezultate favorabile, care contribuie la sistematizarea, ordonarea şi clasificarea datelor referitoare la rocile piroclastice. Acestea cumulează multe posibilităţi de măsurare, datorită numărului de ordinul miilor de fragmente care le constituie. De asemenea, se pune problema comparării modului de variaţie a diferiţilor indicatori statistici ce caracterizează piroclastitele pentru a putea face delimitări în cadrul depozitului, precum şi corelării pe suprafeţe mai mari. În cartările clasice aceasta se realizează cu dificultate, deoarece se bazează pe observaţii întîmplătoare, subiective. În această situaţie, prima problemă care se pune este de a clasifica datele existente, respectiv populaţia sau colectivitatea statistică — în cazul nostru elementele constitutive ale piroclastitelor — în grupe mai mici de efective, la care se calculează frecvenţa anumitor variabile (dimensiune, angularitate, compoziţie) şi încadrarea lor în tabele. Reprezentarea grafică, prin diferite metode, a datelor cumulate, constituie un mijloc eficient de comparare şi de stabilire a unor caractere comune; fiind intuitivă, aceasta dă în multe cazuri soluţii rapide fără a mai fi necesare calcule îndelungate.

În cazul nostru, populaţia are un caracter discret, iar limitele claselor pentru piroclastite au fost stabilite în funcţie de cele adoptate de majoritatea cercetătorilor. S-a urmărit verificarea cantitativă a încadrării în aceste clase în funcţie de caracteristicile lor şi de parametrii statistici pentru a obţine astfel detalieri confirmate statistic şi justificate din punct de vedere geologic.

Ca orice încercare de început, metodologia adoptată implică îmbunătăţiri, însă ea a confirmat posibilitatea obţinerii unor date valoroase care permit cunoaşterea mai completă a produselor vulcanismului exploziv, în primul rînd realizarea unor separaţii în marea masă aparent nediferenţiată, a rocilor piroclastice.

Probleme de nomenclatură

Deoarece unul din obiectivele principale ale studiului nostru este acela de a determina tipurile de roci care alcătuiesc masa vulcanitelor explozive, problema nomenclaturii şi a clasificării acestora apare ca deosebit de importantă. Adoptarea clasificării propusă de S. P e l t z (1965,

1966), a permis utilizarea în mod satisfăcător a numeroaselor date cantitative obţinute prin prelucrarea măsurătorilor.

TABELUL 1

Clasificarea şi nomenclatura piroclastitelor grosiere cu liant piroclastic (după S. Peltz, 1966)

Dimensiunea fragmentelor în mm	Facies subaerian şi subacvatic			
	compoziţia şi forma fragmentelor	omogenă, colţuroasă, subcolţuroasă	heterogenă	
			roci eruptive de compoziţie diferită	roci eruptive + roci metamorfice şi roci sedimentare, sub 50 %
			colţuroasă, subcolţuroasă, subrotunjită.	
	Liant	Piroclastic		
peste 100	Nomenclatură	Brecie piroclastică	Aglomerat	Aglomerat mixt
100—32		Microbrecie piroclastică	Microaglomerat	Microaglomerat mixt

Modul de lucru

Modul de colectare a datelor pe teren. Prima etapă a cercetărilor a constat în culegerea datelor pe teren. În aflorimentele examinate am determinat frecvenţa cantitativă pe mp a elementelor constitutive (blocuri, bombe, lapilli) din punct de vedere al dimensiunii maxime, al formei şi al compoziţiei petrografice. Pentru fiecare staţie acestea au constituit elementele primare. Măsurarea dimensiunilor s-a efectuat cu o riglă gradată, angularitatea a fost apreciată vizual, iar determinarea compoziţiei s-a făcut megascopic şi a fost controlată, după caz, prin examenul microscopic. Datele pe baza cărora am efectuat analiza sînt informative. Subliniem aceasta, deoarece staţiile se situează numai pe văile principale şi nu pe profile orientate şi echidistante.

Selectarea staţiilor şi încadrarea variabilelor în clase. În urma selecţiei staţiilor, rezultatele măsurătorilor au fost încadrate în clase. S-a constatat că staţiile în care s-au efectuat sub 50 de măsurători nu sînt reprezentative pentru stabilirea parametrilor statistici şi în consecinţă nu au fost luate în considerare. Această apreciere a fost făcută pe baza rezultatelor diferitelor studii granulometrice care au arătat că încercările cu un număr mic de valori conduc la concluzii eronate.

Variabilele specifice problemelor geologice urmărite sînt: *a*) compoziţia texturală (proporţia de bombe, blocuri, lapilli ş.a.); *b*) forma fragmentelor (angulară, subangulară, subrotunjită); *c*) compoziţia petrografică (fragmente de andezite bazaltice, andezite cu piroxeni ş.a.).

Datele privind aceste variabile au fost convertite pe baza măsurătorilor, în valori numerice care au fost introduse în clase, în funcţie de dimensiunile fragmentelor.

Diametrul fragmentelor este un parametru textural foarte important, deoarece în cazul rocilor clastice caracterizează tipul de rocă şi este un indicator al caracterului exploziei, în cazul piroclastitelor.

În cercetările efectuate am utilizat scara gradată după C. K. Wentworth (1922), C. K. Wentworth şi H. Williams (1932). Aceasta îndeplineşte cerinţele statisticii, reprezentînd o serie continuă, corespunzînd astfel unei populaţii discrete. Este o scară geometrică, fiecare clasă avînd o creştere constantă cu o raţie de 1/2, ceea ce dă semnificaţii egale claselor. Fragmentele măsurate (blocuri, bombe, lapilli) se încadrează în 11 clase cuprinse între 4—8192 mm.

Metodele statistice utilizate. Am folosit metode statistice descriptive, valorile numerice corespunzătoare variabilelor din fiecare staţie fiind aplicate direct pentru descriere şi interpretare. Am considerat că pentru început statistica descriptivă este corespunzătoare stabilirii caracteristicilor unei staţii şi efectuării comparaţiilor necesare. Ea este satisfăcătoare, permiţînd stabilirea distribuţiilor granulometrice. În cercetările noastre ne-am însuşit metode statistice şi grafice care şi-au dovedit eficacitatea în studiul granulometric al rocilor sedimentare clastice (W. C. Krumbein 1934, 1936a; D. L. Inman, 1952; H. G. Page, 1955; R. L. Folk, 1959). S-a utilizat scara φ ca o transformare logaritmică, pentru a simplifica calcularea parametrilor statistici.

S-au calculat valorile centrale; $\overline{X}$ (media), M (mediana), Mo (modulul) şi indicii de dispersie: σ^x (deviaţia standard luată în consideraţie şi ca coeficient de sortare), E_a (deviaţia absolută), R_{98} (intervalul de 98%), C_v (coeficientul de variaţie). De asemenea, pentru discutarea curbelor, a caracterului distribuţiilor, s-au calculat indicii de formă: α_p (asimetria Pearson) şi β_R (amplitudinea maximă, Kurtosis-Rosfelder).

Forma fragmentelor constituie a doua variabilă care se ia în consideraţie pentru definirea tipului de piroclastit. S-au făcut aprecieri vizu-

ale[5] privind angularitatea fragmentelor, luîndu-se în considerare cele trei aspecte întîlnite frecvent : angular, subangular, subrotunjit. Datele cantitative au fost convertite în valori numerice şi au fost reprezentate în histograme (fig. 1, pl. III).

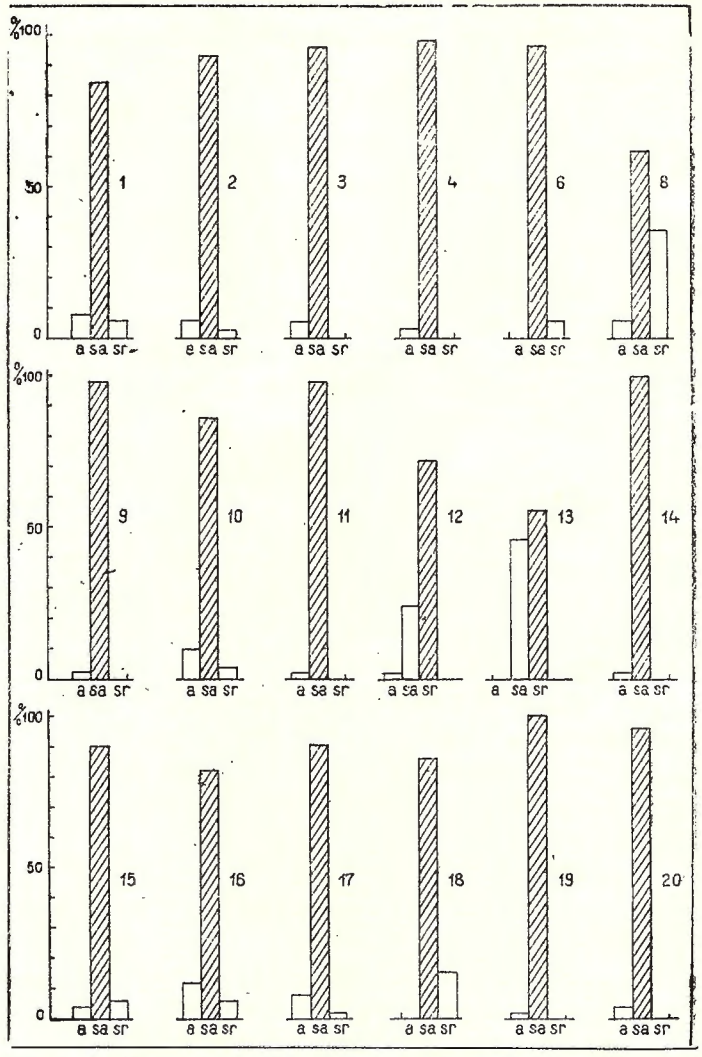


Fig. 1. — Histograme din regiunea Tisa — Bulza — Fintoag.
Histogrammes de la région Tisa—Bulza—Fintoag.

[5] Ele s-au executat asupra porţiunii de fragment vizibilă în deschidere, fără scoaterea sa din liant.

Astfel prelucrate, datele cantitative privind această variabilă, coroborate cu ale celorlalte variabile, au contribuit la caracterizarea piroclastitelor.

Compoziţia petrografică a fragmentelor a reprezentat a treia variabilă urmărită. Datele cantitative privind aprecierea megascopică şi microscopică au fost convertite în date numerice, pe clase, în cadrul fiecărei staţii şi introduse în diagramele circulare (fig. 2 şi 3). Acestea privesc următoarele

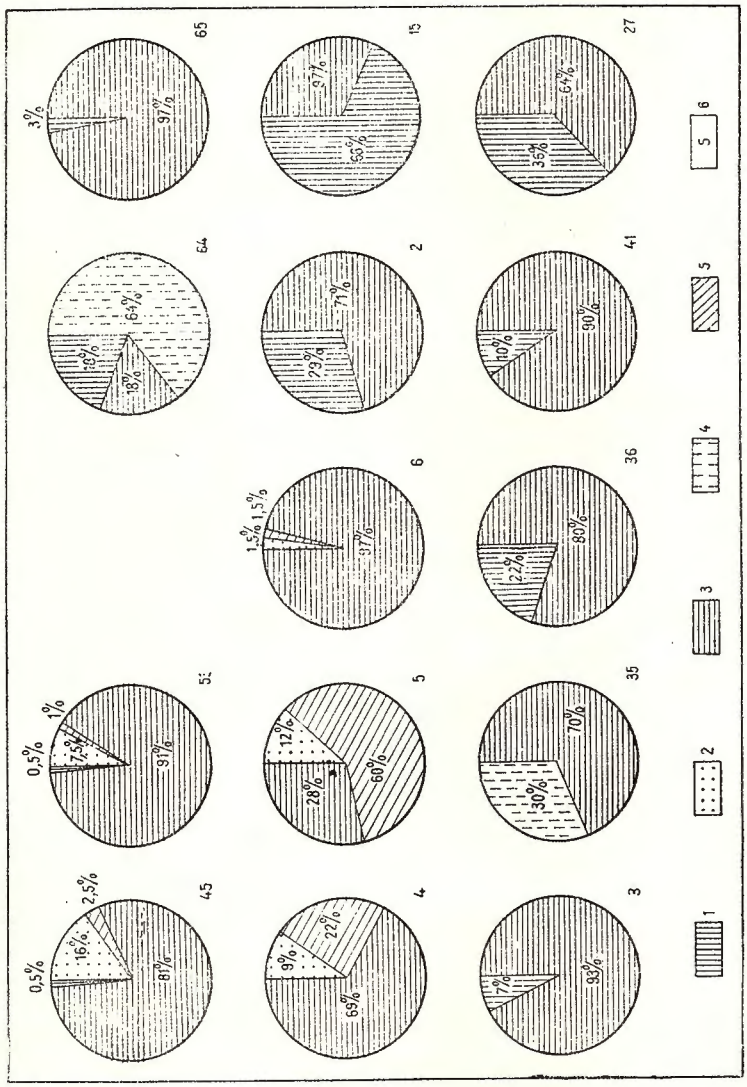


Fig. 2. — Diagrame circulare din munţii Călimani de SW (regiunea Lunca Bradului — Răstoliţa) şi Valea Iodului.

1, andezit ţbazaltic; 2, andezit cu hornblendă; 3, andezit cu piroxeni; 4, andezit argilizat; 5, andezit cu piroxeni şi hornblendă; 6, numărul staţiei.

Diagrammes circulaires des Monts Călimani de SW (région Lunca Bradului — Răstoliţa) et de la Vallée de Iod.

1, andésite basaltique; 2, andésite à hornblende; 3, andésite à pyroxènes; 4, andésite partiellement argilacée; 5, andésite à pyroxènes et à hornblende; 6, numéro de la station.

tipuri petrografice : andezit cu amfiboli, andezit cu amfiboli şi piroxeni, andezit cu piroxeni, andezit bazaltic, andezit argilizat, roci sedimentare ale fundamentului (gresii calcaroase şi gresii micacee).

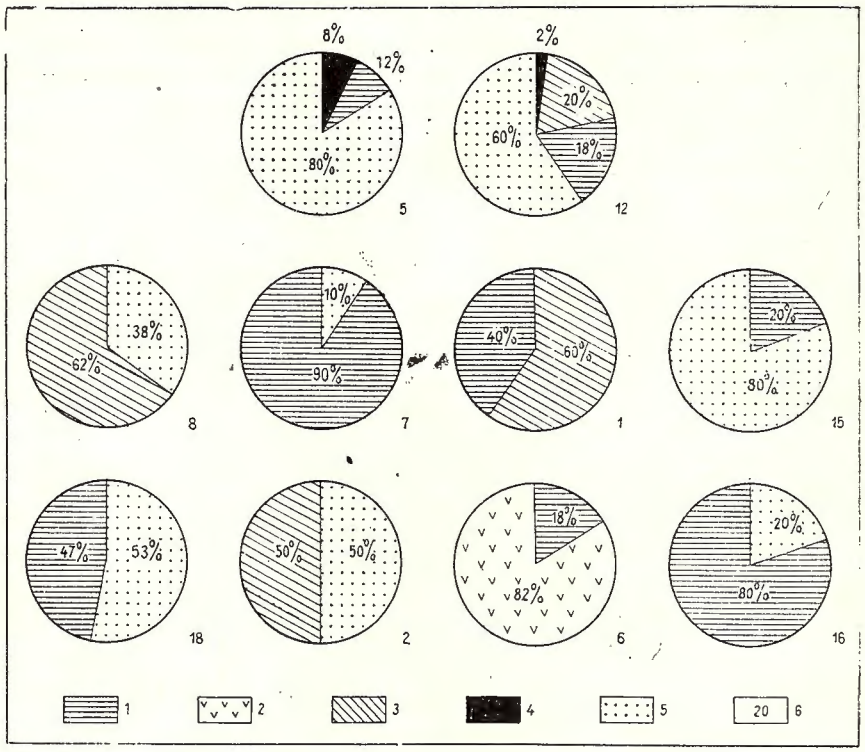


Fig. 3. — Diagrame circulare din regiunea Tisa—Bulza—Fintoag.
1, andezit cu piroxeni; 2, andezit argilizat; 3, andezit cu prioxeni şi hornblendă; 4, gresie; 5, andezit cu hornblendă; 6, numărul staţiei.

Diagrammes circulaires de la région Tisa—Bulza—Fintoag.
1, andésite à pyroxènes; 2, andésite partiellement argilacée; 3, andésite à pyroxènes et à hornblende; 4, grès; 5, andésite à hornblende; 6, numéro de la station.

Compoziţia petrografică este o variabilă importantă pentru determinarea tipului de piroclastit, deoarece în acord cu principiile adoptate în clasificare, în funcţie de omogenitatea sau heterogenitatea compoziţiei fragmentelor se separă breciile de aglomerate. Prelucrarea datelor privind compoziţia petrografică a condus însă nu numai la determinarea tipului de piroclastit ci şi la aprecierea frecvenţei relative a diferitelor andezite în cadrul regiunii cercetate, a extinderii lor areale (tab. 2).

TABELUL 2

Frecvența relativă a tipurilor de piroclastite

Regiunea în care s-au colectat datele		Nr. de stații	Totalul măsurătorilor	Tip de rocă		Compoziție petrografică						Morfometrie		
				Aglomerat	Brecie	sed.	arg.	hb.	hb.px	px	αβ	a.	s.a.	s.r.
		79	10.775	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
	I	2	379	100	—	—	12,1	0,1	87,7	0,1	—	19,5	73,3	7,2
	II	11	1372	100	—	—	3,7	2	6,3	83,6	4	1	73,2	25,8
Lunca Bradului-Răstolița	Nivel III aglomerate	3	524	14,19	85,81	—	—	—	—	76,3	23,7	1,2	96	2,8
		3691												
	brecii	20	3167			—	—	—	—	100	—	19,5	70,6	9,9
	IV aglomerate	6	643	36,74	63,26	—	—	—	—	70,8	29,2	8,6	74,6	16,8
		1750												
	brecii	9	1107			—	—	—	—	100	—	17,6	79,2	3,2
Valea Iodului		8	1162	—	—	—	33,3	—	—	62,4	4,3	15,2	48,6	36,2
Tisa — Bulza — Fintoag		20	2421	—	—	0,8	11,5	21,3	31,4	35	—	3,8	85,1	11,1

Notă : sed. = roci sedimentare ; arg. = andezit argilizat ; hb. = andezit amfibolic ; hb.px. = andezit cu amfiboli și piroxeni ; px. = andezit cu piroxeni ; αβ = andezit bazaltic.
a = angular ; s.a. = subangular ; s.r. = subrotunjit.

Caracterizarea piroclastitelor pe baza parametrilor statistici

Curbele cumulative construite au permis calcularea parametrilor statistici prin metoda percentilelor şi compararea pe baza lor, a rocilor piroclastice în care s-au efectuat măsurători, pe zone şi nivele.

Valorile centrale ($\overline{X}$, M, Mo) folosite pentru stabilirea claselor granulometrice după scara lui W e n t w o r t h şi W i l l i a m s indică omogenitatea sau variaţia diametrului în staţii şi oferă posibilitatea separării rocilor mai fine de cele grosiere. Pe curbele cumulative (pl. I, II) se poate examina direct repartizarea materialului în funcţie de valoarea medianei ($M = P_{50}$). Pe curbe sînt grupate 50% din fragmente — mai fine — de-o parte şi 50% din fragmente — mai grosiere — de partea cealaltă. Pentru a se asigura o precizie cît mai mare, citirea s-a făcut pe curbe cumulative neidealizate (pe abscisă $1\,\varphi = 4$ cm).

Valorile R_{98} rezultate din diferenţa între frecvenţele minime şi maxime indică variaţia maximă a valorii diametrelor medii în fiecare staţie (tab. 3).

Valorile $\overline{X} + \sigma^x$ şi $\overline{X} - \sigma^x$ (tab. 3) sînt reprezentative pentru stabilirea intervalelor de confidenţă, a limitelor între care se încadrează media pentru valorile mai apropiate de cele reale. Pentru 70% din materialul cercetat , se poate stabili încadrarea între aceste valori limită centrate faţă de medie.

Valorile deviaţiei standard (σ^x) sînt mici neafectînd exactitatea aprecierilor (tab. 3).

Gradul de sortare în funcţie de valorile lui σ^x a fost apreciat după scările: *a*) F o l k şi W a r d , 1957); *b*) F r i e d m a n , 1962 (tab. 3). În text, cînd ne referim la sortare, vom indica rezultatele după *a* şi *b*. Normalitatea distribuţiei populaţiei bazată pe valorile lui α_p, valoarea deviaţiei absolute (E_a), coeficientul de variaţie (C_v) Kurtosisul (β_R) pot fi urmărite în tabelele 3abc.

Regiunea Lunca Bradului-Răstoliţa (partea de sud-vest a munţilor Călimani). La alcătuirea geologică a părţii de sud-vest a munţilor Călimani participă vulcanite clastice şi masive aparţinînd unei activităţi eruptive care s-a desfăşurat mai ales în timpul Pliocenului. Cea mai mare parte din volumul masei eruptive se raportează piroclastitelor depuse în mediul subaerian şi subordonat în cel subacvatic, cărora li se asociază depozite de material epiclastic acumulate subacvatic în perioadele de calm vulcanic.

Rocile eruptive sînt reprezentate prin andezite cu amfiboli, andezite cu amfiboli şi piroxeni, andezite cu piroxeni şi andezite bazaltice.

În cadrul vulcanitelor masive, cea mai mare dezvoltare o au curgerile. Intruziunile minore constituie apariţii sporadice şi sînt reprezentate prin dyke-uri (Gălăoaia, Gura Secului) sau apofize (Răstoliţa-sat).

Variatele vulcanite sînt rezultatul activităţii preponderent explozive a unor aparate de tip central prezente atît în sud-vestul munţilor Călimani (Scaun, Piatra Mare), cît şi în regiunile învecinate.

Pentru cercetările efectuate ne-am limitat deocamdată la cîteva profile parcurse pe porţiunile bine deschise de văile principale. Au fost executate 7192 măsurători în 49 staţii, a căror amplasare este prezentată în fig. 4. La acestea se adaugă două staţii (27 şi 28) situate pe culmea Scaun, la vest de Răstoliţa şi care nu sînt figurate.

Abordarea studiului piroclastitelor în modul pe care-l prezentăm în această lucrare a completat cu numeroase elemente imaginea care am reuşit să ne-o facem asupra alcătuirii lor, încă cu prilejul cercetărilor efectuate în anul 1963 [6]. Coroborarea rezultatelor obţinute prin prelucrarea datelor cantitative cu cele ale cartării regionale, arată că stiva de material piroclastic este alcătuită din patru nivele bine individualizate; fiecare reprezintă un moment sau un grup de momente caracteristice, corespunzătoare unei etape în evoluţia vulcanismului.

N i v e l u l I. La baza complexului de piroclastite din vestul regiunii se situează un nivel de aglomerate cu masa de legătură microaglomeratică şi lapillică, avînd grosimea de cca 150 m. Elementele constitutive aparţin intervalului cuprins între clasele limită 8 — 16 mm şi 512—1024 mm. Mediile granulometrice ($\overline{X}$) variază în limite aproapiate cuprinse între 40,78 —64,11 mm, caracterizînd larga dezvoltare a liantului microaglomeratic. Valorile medianei (M) între 29,85—55,21 mm şi cele ale modului (Mo) între 16—42,22 mm, subliniază faptul că liantul este microaglomeratic şi lapillic, frecvenţa pe metru pătrat a bombelor fiind cu totul redusă (3%). Deviaţia standard (σ^x) variază între 0,38 şi 0,70φ (tab. 3 *a*) prezentînd o dispersie mică. După valorile lui $\overline{X} + \sigma^x$ şi $\overline{X} - \sigma^x$, cca 70% din material este cuprins în limitele de dimensiuni 25,10 — 83,13 mm centrate faţă de medie. Fragmentele sînt bine sortate (*a*, *b*). Simetria curbei, respectiv normalitatea distribuţiei, verificată cu valorile lui α_p între — 0,47 şi — 0,64 φ arată că aceasta se încadrează la curbe asimetrice cu tendinţa spre creşterea asimetrică la materialul mai grosier cu o populaţie predominant mai fină (tab. 3 a şi pl. I). Valorile Kurtosisului (β_R) între 1,34 şi 3φ indică

[6] *Op. cit.* pct. 3.

TABELUL 3a

Analize granulometrice ale piroclastitelor din regiunea Lunca Bradului — Răstolița

Stația	$\overline{X}$	M	M^0	R_{98}	σ^x	E_a	C_v	α_p	β_R	$\overline{X}+\sigma^x$ φ	$\overline{X}+\sigma^x$ mm	$\overline{X}-\sigma^x$ φ	$\overline{X}-\sigma^x$ mm
1	−6,00	−6,00	−6,00	5,32	2,1	1,68	−0,35	0,00	1,74	−8,80	384	−3,90	14,29
2	−6,02	−5,57	−4,67	5,10	1,17	0,93	−0,19	−0,38	0,91	−7,19	145	−4,85	4,84
3	−5,31	−5,22	−5,04	6,00	1,31	1,09	−0,20	−0,06	1,02	−6,62	98,36	−4,00	16,00
4	−6,12	−6,10	−6,18	4,63	1,36	1,08	−0,22	−0,01	0,56	−7,48	180	−4,76	27,09
5	−6,10	−5,37	−3,91	5,42	1,20	0,96	−0,19	−0,60	0,99	−7,30	158	−4,90	29,85
6	−7,15	−6,87	−6,31	4,75	1,15	0,92	−0,16	−0,24	0,57	−8,30	314	−6,00	64,00
9	−7,57	−7,80	−8,26	6,03	1,75	1,40	0,23	0,13	0,59	−9,32	425	−5,87	58,48
10	−4,95	−3,80	−1,50	6,51	2,05	1,64	−0,41	−0,56	0,44	−7,00	128,00	−2,90	46,43
11	−5,32	−5,30	−5,38	7,08	2,17	1,73	−0,40	−0,01	0,48	−5,49	44,94	−3,15	8,87
12	−5,23	−3,87	−1,15	6,90	2,23	1,78	−0,40	−0,69	0,49	−7,46	175	−3,00	8,0000
13	−6,00	−5,50	−4,50	5,50	1,50	1,20	−0,25	−0,33	0,66	−7,50	182	−4,50	22,62
14	−5,32	−5,50	−5,86	5,70	1,95	1,56	−0,36	+0,09	0,36	−7,27	155	−3,37	10,33
15	−7,02	−6,50	−5,46	8,70	1,27	1,01	−0,25	−0,40	1,26	−8,29	314	−5,75	53,81
16	−6,03	−5,90	−5,64	6,23	0,95	0,76	−0,16	−0,13	1,67	−6,98	126	−5,08	33,82
17	−5,81	−5,60	−5,24	5,65	0,94	0,16	−0,20	−0,20	1,77				
18	−6,50	−6,50	−6,50	5,55	1,60	1,28	−0,29	−0,00	0,53	−8,10	275	−4,90	29,85
19	−6,25	−5,75	−4,75	4,75	1,27	1,01	−0,20	−0,39	0,42	−7,50	182	−4,98	31,55
20	−6,13	−6,10	−6,04	5,48	1,26	0,98	−0,20	−0,01	0,91	−7,39	170	−4,87	29,24
21	−5,91	−4,95	−3,03	4,22	1,21	0,96	−0,20	−0,99	0,58	−7,12	139	−4,70	25,99
22	−6,29	−5,52	−3,98	3,85	1,42	1,13	−0,22	−0,63	0,23	−7,71	209	−4,85	28,84
23	−5,62	−5,25	−4,51	4,08	0,87	0,69	−0,15	−0,42	1,31	6,55	93,70	−4,75	26,90
24	−6,12	−5,70	−4,87	5,65	1,25	1,00	−0,20	−0,33	0,82	7,37	165	−4,87	29,24
25	−6,75	−6,35	−5,67	7,63	0,79	0,63	−0,11	−0,45	2,87	−7,50	182	−5,92	60,54
26	−6,16	−6,62	−7,54	4,80	1,46	1,16	−0,23	0,31	0,61	−7,72	209	−4,70	25,99
27	−6,45	−6,25	−5,85	4,60	1,50	1,20	0,20	−0,13	0,44	−6,95	127	−4,95	30,91
28	−6,35	−5,88	−4,94	4,13	0,71	0,56	−0,11	−0,66	1,48	7,06	137	5,64	49,86
30	−6,52	−5,85	−4,51	5,50	1,22	0,97	−0,26	−0,54	0,64	7,74	215	−5,30	39,39
31	−6,55	−5,52	−3,46	—	1,75	1,40	−0,26	−0,58	—	8,30	314	−4,80	27,85
32	−5,70	−5,25	−4,35	4,12	0,90	0,72	−0,15	−0,50	1,01	−6,60	97,00	−4,80	27,85
33	−5,26	−5,12	−4,84	3,72	0,49	0,39	−0,09	−0,18	1,75	−5,75	54,81	−4,77	27,28
34	−6,04	−6,12	−6,28	3,55	1,17	0,93	−0,19	−0,06	0,38	−7,21	150	−4,87	29,24
35	−5,20	−4,90	−3,73	3,68	0,55	0,44	−0,10	−0,89	1,81	−5,75	54,81	−4,65	25,10
36	−5,97	−5,50	−4,56	5,08	1,17	0,93	−0,19	−0,40	0,85	−7,14	142	−4,80	28,05
37	−6,26	−6,00	−5,48	4,22	1,19	0,95	−0,19	−0,21	0,61	−7,45	175	−5,07	33,59
38	−5,97	−5,45	−5,97	5,50	1,12	0,89	−0,18	0,46	1,22	−7,34	165	4,60	24,25
39	−6,67	−5,36	−2,56	8,47	1,87	1,09	−0,28	0,68	0,33	8,04	262	5,30	39,39
40	−6,29	−5,75	−4,67	6,48	1,19	0,95	−0,18	−0,45	1,23	−7,48	181	−5,10	34,29
41	−6,68	−6,57	−6,35	5,13	1,43	1,12	−0,21	−0,07	0,56	−8,11	275	−5,25	38,05

42	−6,27	−5,87	−5,07	4,23	1,07	0,85	−0,17	−0,37	0,88	−7,34	165	−5,20	36,75
43	−5,92	−5,52	−4,72	4,87	0,95	0,76	−0,16	−0,44	1,13	−6,87	118	−4,97	31,34
44	−5,93	−4,87	−2,75	5,43	1,31	1,04	−0,22	−0,80	0,89	−7,24	151	−4,62	24,59
45	−5,35	−4,90	−4,00	3,98	0,70	0,56	−0,13	−0,64	1,24	−6,05	66,25	−4,65	25,10
46	−5,56	−5,48	−5,32	3,19	0,69	0,55	0,12	−0,11	0,95	−6,34	81,00	−4,96	31,12
47	−6,75	−6,30	−5,40	4,63	0,99	0,79	0,14	0,45	0,88	−7,74	215	−5,76	54,19
48	−7,60	−7,30	−6,70	3,72	0,80	0,64	−0,10	−0,37	0,87	−8,40	325	−6,80	111
49	−6,23	−5,87	−5,15	4,38	1,36	1,08	−0,21	−0,79	0,52	−7,59	195	−4,87	29,24
50	−6,02	−5,87	−5,57	4,35	1,17	0,93	−0,19	−0,12	0,70	−8,19	290	−4,85	28,84
51	−6,27	−5,70	−4,56	4,90	1,35	10,8	−0,21	−0,42	0,66	−7,62	196	−4,92	30,27
52	−6,68	−6,00	−4,64	6,25	1,68	1,34	−0,24	−0,40	0,70	−8,36	323	−5,00	32,00
53	−5,98	−5,80	−5,40	3,70	0,38	0,30	−0,06	−0,47	3,00	−6,36	82,13	−5,60	48,50
54	−6,26	−5,87	−5,09	4,45	1,36	1,08	−0,21	−0,28	1,29	−7,62	196	−4,90	29,85

TABELUL 3b

Analize granulometrice ale piroclastitelor din Valea Iodului

61	−6,35	−6,57	−7,01	4,74	1,15	0,92	−0,14	0,10	0,81	−7,50	182	−5,20	36,75
63	−4,71	−4,00	−2,58	6,37	1,79	1,43	−0,38	−0,39	0,60	−6,50	90,51	−2,92	7,56
64	−4,61	−5,50	−1,28	5,90	1,76	1,40	−0,37	−0,63	1,70	−6,37	82,71	−2,85	7,21
65	−6,63	−6,75	−6,99	—	1,73	1,38	−0,52	+0,18	0,51	−8,36	323	−4,90	29,85
67	−3,81	−3,95	−4,23	5,88	0,89	0,71	−0,23	+0,16	1,57	−8,51	328	−6,73	105
68	−3,92	−3,62	−3,62	4,80	1,07	0,85	−0,27	−0,28	1,09	−4,99	31,77	−4,85	7,21

TABELUL 3c

Analizele granulometrice ale piroclastitelor din regiunea Tisa — Bulza — Fintoag

1	−8,17	−7,82	−7,12	3,55	1,07	0,85	−0,13	−0,32	0,50	−9,24	420	−7,10	138
2	−6,74	−6,60	−7,42	6,25	1,62	1,39	−0,24	±0,08	0,73	−8,06	260	−5,42	42,81
3	−7,62	−7,82	−8,42	6,69	1,62	0,39	0,18	±0,12	0,25	−9,24	420	−6,00	64
4	−7,08	−7,00	−6,84	4,24	1,28	1,02	−0,18	±0,06	0,49	−8,36	323	−5,80	55,71
5	−5,93	−5,78	−5,88	3,36	0,33	0,27	−0,05	−0,45	3,39	−6,26	77	−5,60	48,50
6	−5,75	−5,08	−3,74	5,30	1,00	0,8	0,17	−0,67	1,19	−6,75	107	−4,75	26,90
7	−5,51	−5,65	−5,09	4,13	0,60	0,48	−0,11	0,23	1,85	−6,11	70	−4,91	30,06
8	−6,87	−6,67	−6,27	4,26	1.00	0,80	−0,14	0,20	0,77	−7,87	235	−5,87	58,48
9	−6,69	−6,13	−5,01	5,96	1,80	1,46	−0,27	−0,29	0,49	−8,49	328	−4,89	29,65
10	−6,48	−6,00	−5,04	5,26	1,21	0,96	−0,06	1,09	0,34	−7,64	208	−5,27	38,58
11	−5,56	−5,50	−5,38	4,65	0,56	0,44	−0,03	−0,32	0,29	−6,12	70	−5,00	32
12	−7,23	−6,88	6,18	4,62	1,26	1,00	−0,17	−0,27	0,66	−8,49	328	−5,97	62,68
13	−5,92	−5,75	−5,59	3,67	1,12	0,89	0,18	±0,09	0,48	−7,04	132	−4,80	27,85
14	−5,98	−5,60	−4,84	4,67	1,11	0,88	−0,18	−0,34	0,85	−7,09	137	−4,87	29,24
15	−6,5	−5,87	−4,61	4,40	1,55	1,24	0,23	−0,40	0,30	−8,05	262	−4,95	30,91
16	−7,10	−6,87	−6,41	5,20	1,72	1,37	−0,24	±0,13	0,42	−8,82	384	−5,38	41,64
17	−7,28	−7,15	6,89	5,10	1,50	1,20	−0,20	−0,26	0,51	−8,78	383	−5,78	54,94
18	−6,60	−6,68	6,86	6,97	1,37	1,09	−0,20	+0,05	1,23	−7,97	250	−5,23	37,53
19	−7,45	−,750	−7,60	4,67	1,10	0,88	−0,14	+0,13	0,88	−8,55	330	−6,35	81,57
20	−8,67	−8,68	−8,70	4,54	1,31	1,04	−0,15	+0,07	0,57	−9,98	500	7,36	168

o sortare mai bună la clasele corespunzătoare capetelor curbelor (tab. 3 a). În cadrul fragmentelor heterogene din punctul de vedere al compoziției petrografice, abundă cele subangulare de andezit cu hornblendă și piroxeni (87,8% — tab. 3).

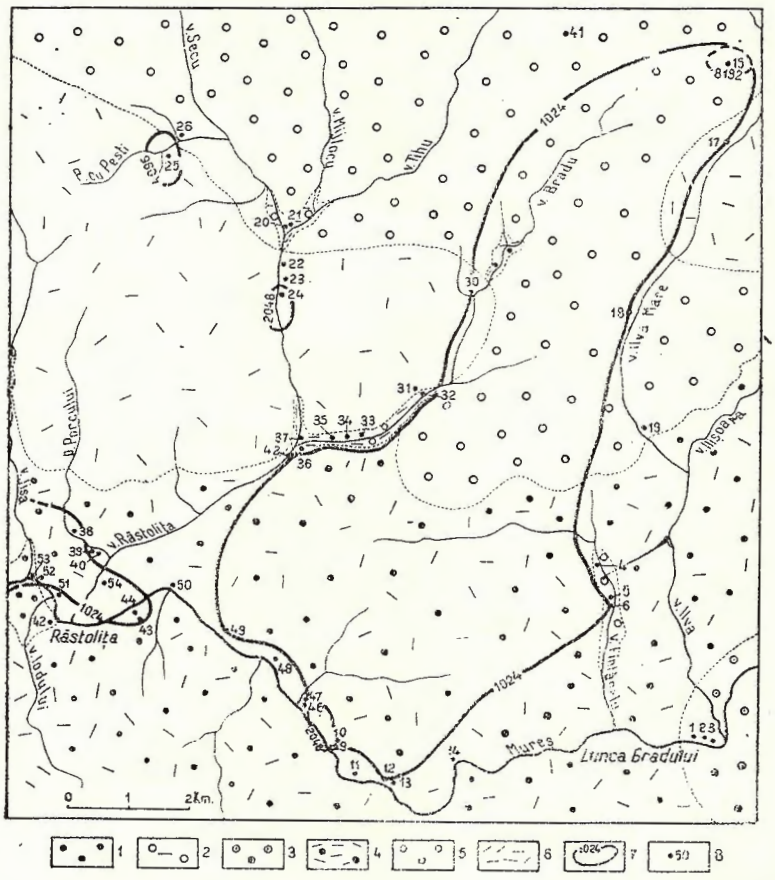


Fig. 4. — Schița răspîndirii piroclastitelor grosiere în regiunea Lunca Bradului—Răstolița.

1, aglomerate nivelul I; 2, aglomerate nivelul II; 3, aglomerate nivelul III; 4, brecii nivelul III; 5, aglomerate nivelul IV; 6, brecii nivelul IV; 7, izoliniile diametrului maxim; 8, numărul stației.

Schéma de la dispersion des pyroclastites grossières dans la région Lunca Bradului—Răstolița.

1, agloméràtes niveau Ier; 2, agloméràts niveau II; 3, agloméràts niveau III; 4, brèches niveau III; 5, agloméràts niveau IV; 6, brèches niveau IV; 7, isolignes du diamétre maximum; 8, numéro de la station.

Se poate spune că piroclastitele nivelului I sînt depărtate față de centrul de explozie și bine sortate. Ele aparțin aglomeratelor cu liant microaglomeratic și lapillic larg dezvoltat, cu o compoziție variată a fragmentelor (tab. 2). De remarcat prezența unor elemente de andezit piritizat la gura pîrîului Jisa.

N i v e l u l II este reprezentat prin aglomerate care alternează cu tufuri parțial bentonitizate și cu microaglomerate ale căror fragmente sînt intens argilizate. Piroclastitele acestui nivel au fost identificate pe văile Fîntînelu, Bradu, Răstolița (Gura Secului), unde apar de sub piroclastitele nivelelor II sau IV (fig. 4).

Fragmentele aparțin intervalului cuprins între clasele limită 4—8 mm și 512—1024 mm. Valorile mediei granulometrice ($\overline{X}$) variază între 36,75—140 mm, aceasta fiind mai mare decît la nivelul I, datorită unei abundențe sensibil mai mari a bombelor. Valorile medianei (M) între 30,91—115 mm ca și cele ale modulului (Mo) între 8,16—79,34 mm, acuză larga dezvoltare a liantului microaglomeratic.

Prin valorile centrale (tab. 3 a) se remarcă particularități pentru zona Fîntînelu, fiind posibil ca prin cercetări ulterioare, aceste aglomerate să se individualizeze de restul nivelului. Valorile centrale indică de asemenea prezența unor intercalații de microaglomerate pe Valea Bradului (stația 35) și la Gura Secului (stația 21) (tab. 3a).

Deviația standard (σ^x) se grupează între 0,49 φ și 1,36 φ indicînd fragmente de la bine sortate (a, b) la slab sortate (a), sau moderat sortate (b). 70 % din fragmente se încadrează între 25,60 mm ($\overline{X} - \sigma^x$) și 180 mm ($\overline{X} + \sigma^x$), centrate față de medie.

Asimetria curbelor marcată de valorile lui α_p indică variația de la curbe extrem de apropiate de cele perfect simetrice cu valori 0,01, la curbe asimetrice cu predominarea populației fine (tab. 3a). Kurtosisul (β_R) indică în general curbe cu amplitudini mici (tab. 3). Pentru majoritatea stațiilor se observă sortări bune în partea centrală a curbei.

La alcătuirea aglomeratelor participă în ordinea frecvenței : andezite cu piroxeni, andezite cu hornblendă și piroxeni, andezite bazaltice, andezite cu hornblendă și andezite argilizate (tab. 2, fig. 2). Predomină fragmentele subangulare (73,2 % — tab. 2 și pl. III).

N i v e l u l u i III i se raportează cea mai mare parte din piroclastitele care ocupă sudul regiunii. Acestea acoperă produsele nivelelor I și II, suportînd la nord de meridianul Gura Bradului, piroclastitele nivelului IV (fig. 4). La alcătuirea acestui nivel gros de cca 400 m, participă brecii

piroclastice şi subordonat aglomerate, cărora li se asociează piroclastite fine. Spre deosebire de piroclastitele nivelului II, ele s-au depus numai subaerian.

În urma coroborării rezultatelor măsurătorilor privind granulometria, angularitatea şi compoziţia, pornind de la principiile adoptate în clasificare, aici ca şi în cazul nivelului IV au putut fi separate aglomeratele de brecii.

Aglomeratele cu liant microaglomeratic şi lapillic ocupă o mică suprafaţă la gura Ilvei (fig. 4). La alcătuirea lor participă fragmente ce aparţin intervalului între clasele limită 4—8 mm şi 512—1024 mm. Valorile extreme ale mediei granulometrice ($\overline{X}$) variază între 41,07—64 mm, datorită dezvoltării liantului microaglomeratic. Acest fapt este subliniat şi de valorile medianei (M) cuprinse între 37,27—64 mm ca şi ale modulului (Mo) între 25,45—64 mm. O caracteristică a liantului aglomeratelor nivelului III este prezenţa fragmentelor ce nu depăşesc 64 mm, în general cu valori foarte apropiate pentru toţi parametrii centrali, cuprinşi aproape în totalitate în aceeaşi clasă granulometrică (tab. 3a).

Prin valorile σ^x cuprinse între 1,17 φ şi 2,1 φ, aceste piroclastite prezintă o dispersie mai mare ca la celelalte nivele, o sortare slabă şi subordonat o sortare foarte slabă (a, b).

TABELUL 4

Clasificarea după normalitatea distribuţiei (limite după Folk şi Ward, 1957)

Regiunea		Asimetria					
		Asimetric-grosier $\alpha p < -0{,}10$		Aproape simetric $\alpha p -0{,}10$ la $+0{,}10$		Asimetric-fin $\alpha p > +0{,}10$	
		aglomerate	brecii	aglomerate	brecii	aglomerate	brecii
Lunca Bradului — Răstoliţa	Nivel I	2		—		—	
	Nivel II	8		3		—	
	Nivel III	1	16	2	2	—	2
	Nivel IV	2	11	2	—	—	—
Valea Iodului		3		1		2	
Tisa — Bulza — Fintoag		11		5		4	

Distribuţia granulometrică este perfect normală ($\alpha_p = 0$), foarte apropiată de normală ($\alpha_p = 0{,}06$) şi asimetrică spre fragmentele grosiere ($-0{,}38$), predominînd granulaţia fină (tab. 3a şi 4).

Amplitudinea curbei (β_R) are valori cuprinse între — 0,91 φ — 1,74 φ, deci sortarea este mai bună în zonele marginale şi subordonată în cele centrale.

Breciile piroclastice reprezintă 85,81% din volumul piroclastitelor nivelului III (fig. 4). Spre deosebire de aglomerate, elementele constitutive aparţin unui interval de dimensiuni mult mai larg, între clasele limită 2—4 mm la 1024—2048 mm. Acest fapt este indicat şi de spectrul larg în care variază valorile mediei ($\overline{X}$) 30,91— 210 mm, ale medianei (M) 2,25— 22 mm şi ale modulului (Mo) 2,82 — 256 mm. Examinarea distribuţiei valorilor centrale permite separarea în cadrul breciilor nivelului III, a breciilor piroclastice cu liant microbrecios (Mo între 512—2048 mm) şi a breciilor piroclastice cu liant microbrecios şi lapillic (Mo sub 32 mm). Compararea valorilor centrale (tab. 3) în staţiile 9 şi 10 Valea Mureşului, a permis separarea la partea superioară a breciilor din acest sector, a unui nivel de microbrecii ($\overline{X}$ = 30,91 mm). Acesta este un exemplu de detectare a limitei între două tipuri de roci piroclastice prin modul de lucru utilizat. În cercetările de teren nu au putut fi sesizate aceste diferenţe. Deviaţia standard (σ^x) de asemenea prezintă valori ce variază în limite largi, cuprinse între 0,69 — 2,23 φ (tab. 3a). Fragmentele sînt slab sortate în restul regiunii (a, b). α_p cu valori între — 0,01 şi 0,8 indică distribuţii foarte aproapiate de cele normale (tab. 3 a).

Elementele constitutive sînt andezite cu piroxeni subangulare (70,6%) şi subordonat angulare sau subrotunjite (tab. 2).

N i v e l u l IV se situează la limita nordică a regiunii cercetate, avînd extindere mai ales în partea centrală a munţilor Călimani. La alcătuirea sa participă brecii, aglomerate şi subordonat cinerite depuse subaerian. Mai mult decît în cazul celorlalte nivele, se remarcă alternanţa cu lavele.

Spre deosebire de nivelul III, aglomeratelor li se raportează un volum important (36,74%) din masa piroclastitelor. Ele se separă de aglomeratele nivelului III prin breciile acestuia. Diametrul fragmentelor variază între 8 — 512 mm; excepţional în staţiile din Piciorul Tihuleţ (15) şi valea Ilva (18) au fost identificate fragmente cu diametrul între 1024—8192 mm, vădind mai mult decît în orice alt sector al regiunii cercetate, apropierea de centrul eruptiv (fig. 4).

Media granulometrică ($\overline{X}$) este între 76,10 — 128 mm; din examinarea valorilor $\overline{X} - \sigma^x$ şi $\overline{X} + \sigma^x$ rezultă că 70% din material se grupează între 29,85 — 390 mm (tab. 3 a). Variaţia medianei între 53,81—95,01 mm indică limitele strînse şi omogenitatea diametrului, iar valorile modulului

cuprinse între 25,45 — 100,42 mm, permit precizarea tipului de aglomerat cu masa de legătură microaglomeratică larg dezvoltată. Fragmentele sînt sortate slab (*a*) şi sortate moderat la slab (*b*), avînd σ^x cuprins între 1,27 — 1,60 φ.

α_p atestă o distribuţie perfect normală ($\alpha_p = 0$), aproape normală şi cu tendinţă de asimetrie în zona fragmentelor mai grosiere (tab. 2 şi 4).

β_R are valori cuprinse între 0,42 — 1,26 φ ceea ce evidenţiază sortări atît în zonele valorilor centrale cît şi la capetele curbei (tab. 3a).

Elementele constitutive sînt andezite cu piroxeni (70,8 %) şi andezite bazaltice (29,2 %), subangulare (74,6 %) şi subordonat angulare sau subrotunjite (tab. 2).

Breciile piroclastice prezintă dezvoltarea caracteristică pe porţiunea cuprinsă între Valea Bradului şi Valea Răstoliţa (fig. 4), iar cartările regionale indică extinderea lor spre est pînă în zona Scaun-Gălăoaia, unde reapar aglomeratele.

Fragmentele aparţin intervalului de 8—512 mm şi excepţional celui de 512—4096 mm.

Valorile granulometrice medii ($\overline{X}$) aparţin la două clase cuprinse între 49,18 şi 110 mm. Medianele (M) variază între 38,05 mm şi 89,36 mm, deci în limite şi mai stînse în cadrul aceleiaşi clase. Modulul (Mo) este reprezentativ, variind între 11 mm — 190 mm. Deci, pentru o parte a rocilor piroclastice fragmentele predominante au valori sub 32 mm exprimînd larga dezvoltare a liantului în sectoarele Gura Secului, Valea Bradului (staţiile 22,23,24,30— fig. 4) şi Scaun (staţia 28).

σ^x cuprins între 0,71—1,75φ indică o sortare de la moderată la slabă (*a* şi *b*).

În ansamblu, valorile parametrilor statistici sînt diferite de ale breciilor nivelului III, ceea ce justifică separaţiile efectuate între cele două nivele (tab. 3a).

Normalitatea distribuţiei (α_p) variază între —0,13 şi — 0,66. Curbele prezintă asimetrie în zona fragmentelor grosiere, populaţia fiind predominant fină cu valori negative ale lui α_p (tab. 4).

Kurtosisul (β_R) indică prin valorile sale cuprinse înte 0,23 — 1,77 sortări mai bune fie în zonele centrale ale curbei, fie la capete. Elementele constitutive ale breciilor nivelului IV sînt andezite cu piroxeni, subangulare (79,2 %) şi subordonat angulare şi subrotunjite (tab. 2).

Cercetările efectuate în regiunea Lunca Bradului—Răstoliţa au oferit posibilitatea schiţării răspîndirii areale a piroclastitelor grosiere pe nivele

şi chiar în cadrul aceluiaşi nivel. S-a realizat astfel unul din obiectivele principale, al utilizării datelor cantitative în studiul piroclastitelor. Schiţa anexată (fig. 4) reflectă stadiul actual de cunoaştere — sub acest aspect — al regiunii.

Se poate aprecia că în ansamblu, breciile piroclastice cu elemente de andezit piroxenic ocupă cele mai mari suprafeţe. Acestora li se asociază subordonat, în special în partea estică a regiunii, aglomeratele cu elemente de andezit piroxenic şi de andezit bazaltic.

Poziţia şi extinderea izoliniilor diametrului maxim (fig. 4) arată că fragmentele cele mai mari aparţinînd clasei 4046—8192 mm se plasează în culmea Piciorul Bradului, în apropierea unui sector în care atît cercetările noastre din anul 1963 [7], cît şi prospecţiunile gravimetrice[8], au indicat prezenţa unui centru de erupţie. De asemenea, este interesantă prezenţa izoliniei de 2048 mm pe valea Răstoliţa în apropierea centrului eruptiv Piatra Mare. Aceste cîteva rezultate preliminare recomandă eficienţa modului de lucru utilizat.

Valea Iodului (munţii Gurghiu). Străbătînd colţul nord-vestic al munţilor Gurghiu pe distanţa de cca 12 km, Valea Iodului constituie o secţiune naturală orientată aproximativ N—S, deosebit de preţioasă pentru cunoaşterea piroclastitelor din această regiune.

Cu prilejul cercetărilor anterioare s-a putut remarca faptul că pe Valea Iodului sînt vizibile piroclastite aparţinînd nivelului superior al complexului vulcanogen-sedimentar (D. Rădulescu et al., 1964) (fig. 5).

Am efectuat măsurători în 18 staţii cuprinzînd toate deschiderile, mai numeroase în cursul mijlociu al văii. Dintre acestea, sînt comentate numai rezultatele obţinute în cele 6 staţii în care s-au putut face peste 50 măsurători.

Prelucrarea statistică a datelor privind granulometria, morfometria şi compoziţia fragmentelor arată că la alcătuirea piroclastitelor participă brecii piroclastice cu liant microbrecios, microbrecii piroclastice cu liant lapillic, aglomerate cu liant microaglomeratic şi lapillic, aglomerate cu liant lapillic. La breciile piroclastice fragmentele cele mai mari aparţin

[7] *Op. cit.* pct. 3.

[8] S. Fotopolos, D. Fotopolos, M. Suceavă. Raport asupra prospecţiunilor gravimetrice de detaliu în munţii Călimani pentru localizarea aparatelor vulcanice. 1965. Arh. Com. Stat Geol.

clasei 128—256 mm. Liantul este microbrecios, fiind alcătuit în proporţie de 53,63% din fragmente cuprinse între 32—64 mm. Elementele constitutive sînt subangulare fiind reprezentate exclusiv prin andezite cu piroxeni (tab. 2).

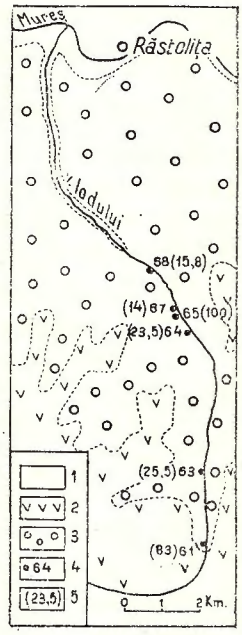


Fig. 5. — Schiţă geologică a văii Iodului (după D. Rădulescu et al., 1964).

1, aluviuni; 2, andezite cu hornblendă şi piroxeni; 3, complexul vulcanogen-sedimentar, nivelul superior; 4, numărul staţiei; 5, valoarea medie.

Schéma géologique de la Vallée de Iod (d'après D. Rădulescu et al., 1964).

1, alluvions; 2, àndésites à hornblende et pyroxènes; 3, complexe vulcanogène-sédimentaire, niveau supérieur; 4, numéro de la station; 5, valeur de la moyenne.

Microbreciile piroclastice aparţin claselor limită 2—4 mm la 64—128 mm, fragmentele clasei cele mai mari reprezentînd între 24,59%—55%. Forma este predominant subangulară (83,3%), subordonat subrotunjită (15,8%) şi sporadic angulară (0,8%). Sînt prezente exclusiv elementele de andezite cu piroxeni.

Aglomeratele alternează cu breciile şi microbreciile. Ele sînt reprezentate prin aglomerate cu liant microaglomeratic şi lapillic dezvoltat. În cadrul acestor depozite se remarcă prezenţa bombelor între 7—48%, precum şi larga participare a lapillilor la alcătuirea liantului, în special aglomeratele cu liant lapillic dezvoltat (94,97%). Predomină andezitele cu piroxeni, dar cu limite largi ale participării între 17,8—97,2%. Urmează în ordine andezitele argilizate (probabil amfibolo-piroxenice) 64,1—67,3% şi andezitele bazaltice 0,9—18,2%. Fragmentele sînt subangulare (19,6—81,6%) şi subrotunjite (18,4—80,4%). Examinarea indicatorilor statistici

arată că în ansamblul zonei cercetate mediile granulometrice ($\overline{X}$) variază între 14—99,04 mm. Tot într-un domeniu larg se încadrează mediana (11,31—108 mm) şi modulul (2,42—128 mm) (tab. 3b). Deviaţia standard (σ^x) variază între 0,89—1,79φ indicînd o predominare a fragmentelor slab sortate (*a*) şi moderat sortate (*b*). Examinate în detaliu, valorile centrale ca şi $\overline{X} + \sigma^x$, $\overline{X} - \sigma^x$ indică particularităţi pentru fiecare tip de piroclastit (tab. 3*b*). De pildă, valorile $\overline{X} + \sigma^x$ şi $\overline{X} - \sigma^x$ variază între 29,85—328 mm la aglomerate şi numai între 7,25—82,71 mm la microaglomerate, deci 70% din fragmentele măsurate se încadrează între aceste limite. Majoritatea distribuţiilor sînt aproape normale; două curbe cu simetrie pozitivă (staţiile 63, 64, 67, 68) şi trei cu asimetrie negativă (staţiile 61 şi 65). Kurtosisul (β_R) arată o tendinţă de anormalitate spre capetele curbelor, sortare mai bună la valorile centrale pentru rocile grosiere şi relativ mai bună la capete în cazul rocilor mai fine.

Profilul informativ efectuat pe Valea Iodului este foarte sugestiv şi arată că măsurătorile executate pe văi bine deschise, cu diferenţă de altitudine, permit punerea în evidenţă pe baza statisticii descriptive, a rocilor piroclastice de tipuri diferite.

Regiunea Tisa-Bulza-Fintoag (extremitatea sud-vestică a Munţilor Metaliferi). Această regiune prezintă o structură geologică complexă, la alcătuirea ei participînd şisturi epimetamorfice, formaţiuni sedimentare mezozoice, neogene şi cuaternare, ofiolite şi în special vulcanite neogene[9].

Vulcanismul miocen s-a manifestat cu intensitate şi în forme variate, ceea ce a condus la construcţia unui edificiu complex, care a fost supus unei intense modelări în timpul Pannonianului şi al Cuaternarului. Masivul eruptiv este rezultatul unei activităţi mixte, preponderent explozive, desfăşurată în cadrul structurilor situate în regiune sau în cele vecine. Manifestărilor extrusive li se asociază intruziuni de tip lacolit, dom, stîlp şi dyke prezente în toate sectoarele. Rocile eruptive acoperă sau străbat şisturile cristaline, depozitele sedimentare jurasice şi cretacice, ofiolitele. Ele sînt reprezentate prin: andezite cu biotit, andezite cu hornblendă şi biotit (unele cuarţifere), andezite cu hornblendă, ande-

[9] Caracterizarea geologică este prezentată pe baza lucrărilor efectuate de autori în colaborare cu T. Urcan:

S. Peltz, Margareta Peltz. Raport asupra prospecţiunilor geologice executate în regiunea Zam-Bulza. 1963. Arh. Com. Stat Geol.

S. Peltz, T. Urcan. Raport asupra prospecţiunilor pentru sulfuri complexe executate în regiunea Zam-Bulza. 1964. Arh. Com. Stat Geol.

zite cu hornblendă şi piroxeni, andezite cu piroxeni, diorite şi microdiorite, tufuri sudate şi piroclastite. Acestora din urmă li se raportează cea mai mare parte din masa produselor extrusive (fig. 6).

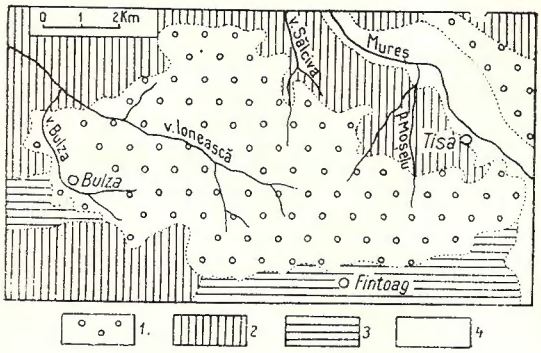


Fig. 6. — Extinderea piroclastitelor andezitice în regiunea Tisa — Bulza — Fintoag.

1, piroclastite; 2, fundamentul piroclastitelor (şisturi cristaline, depozite sedimentare jurasice şi cretacice, andezite cuarţifere cu biotit şi hornblendă, tufuri sudate); 3, depozitele sedimentare tortoniene şi pannoniene ale culoarului Nemeşeşti — Lăpugiu; 4, aluviuni.

L'étendue des pyroclastites andésitiques dans la région Tisa—Bulza—Fintoag.

1, pyroclastites; 2, soubassement des pyroclastites (schistes cristallins, dépôts sédimentaires jurassiques et crétaciques, andésites quartzifères à biotite et à hornblende, tuffs soudés); 3, dépôts sédimentaires tortoniens et pannoniens du couloire Nemeşeşti — Lăpugiu; 4, alluvions.

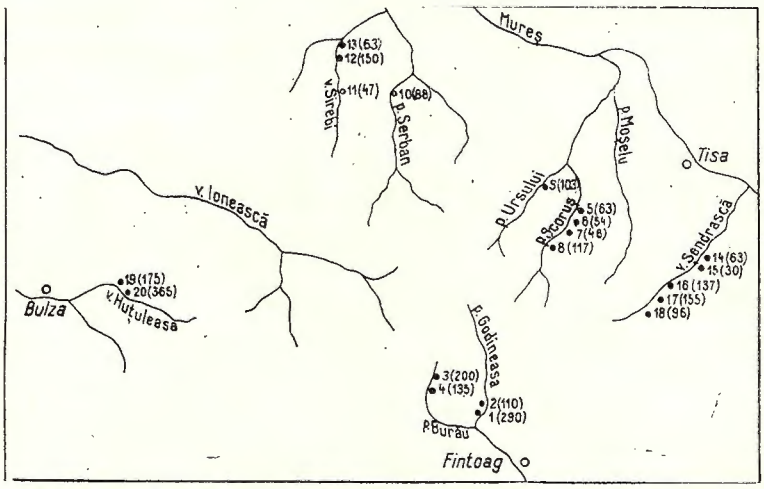


Fig. 7. — Localizarea staţiilor din regiunea Tisa—Bulza—Fintoag.
1 — 20, numărul staţiei, în paranteză este figurată valoarea mediei.

L'emplacement des stations de la région Tisa—Bulza—Fintoag.
1 — 20, numéro de la station; on a figuré entre parenthèses la valeur de la moyenne.

Ca şi în munţii Călimani, ne-am limitat cercetările la cîteva profile efectuate pe văile cu deschideri bune. Menţionăm că regiunea deşi cu un grad avansat de eroziune, prezintă deschideri puţin numeroase în piroclastite, ceea ce îngreuiază cercetările. S-au efectuat 2421 măsurători în 20 staţii, a căror localizare este prezentată în figura 7.

Prelucrarea statistică a datelor cantitative arată că piroclastitele sînt reprezentate prin brecii piroclastice cu liant microbrecios şi lapillic, aglomerate cu liant microaglomeratic, aglomerate cu liant microaglomeratic şi lapillic, aglomerate mixte.

Breciile piroclastice cu liant microbrecios au fost identificate pe valea Huţuleasa. Se caracterizează prin fragmente aparţinînd claselor limită 32—64 mm şi 1024—2048 mm, dintre acestea, cele cu diametrul cuprins între 512—1024 mm şi 1024—2048 mm reprezintă 15,86%. Liantul este microbrecios constituind abia 9,52% din masa rocii. Fragmentele angulare (4,8%) şi subangulare (95,2%) sînt în exclusivitate andezite cu piroxeni. Caracterele acestor piroclastite indică depunerea lor în apropierea centrului de emisie.

Breciile piroclastice cu liant microbrecios şi lapillic sînt prezente în toate sectoarele (staţiile 4, 9, 10, 11, 14, 19 — fig. 4). Fragmentele aparţin dimensiunilor cuprinse între clasele 8—16 mm şi 1024—2048 mm. Se caracterizează prin participarea liantului în proporţie de 73,95% la alcătuirea rocii. Predomină fragmentele subangulare (85,95—98,6%) de andezite cu piroxeni. Aglomeratele cu liant microaglomeratic au fost identificate numai pe valea Godineasa (staţia 1 — fig. 7). Elementele liantului reprezintă numai 13,84% din piroclastit, cele mai numeroase sînt bombele clasei 64—128 mm (44,64%). La alcătuirea acestor aglomerate participă fragmente de andezite cu piroxeni şi hornblendă (60%) şi andezite cu piroxeni (40%), care sînt subangulare (83%), angulare (9,3%) şi subrotunjite (7,7%).

Cea mai mare extindere se observă la aglomeratele cu liant microaglomeratic şi lapillic. Acestea sînt alcătuite din fragmente cu dimensiuni variate cuprinse între clasele 8—16 mm şi 1024—2048 mm. Cele mai numeroase sînt bombele cu dimensiunile claselor 64—256 mm (25,45—28,37%). Liantul reprezintă 51,47—92,93% din masa rocii. Elementele constitutive sînt: andezite cu hornblendă (10—80%), andezite cu hornblendă şi piroxeni (50—62%), andezite cu piroxeni 16—80%) (fig. 3); predomină cele subangulare (59,1—95,6%) (fig. 1).

Examinarea sistematică a deschiderilor a condus la identificarea aglomeratelor mixte pe văile Scoruş şi Sirebi (staţiile 5, 12, 13 — fig. 7). Caracteristică este prezenţa, alături de fragmentele andezitice, a celor de roci sedimentare (gresii micacee şi gresii calcaroase), aparţinînd fundamentului cretacic; participarea lor procentuală este între 3—8% (fig. 3).

Pentru întreaga regiune mediile granulometrice ($\overline{X}$) variază între 45,57—360 mm, indicînd prezența în exclusivitate a piroclastitelor grosiere. Se pot face trei grupări ale valorilor medii: 1) 42,25—64,00 mm; 2) 90,51—128 mm; 3) 180—360 mm (tab. 3c). Acestea corespund aglomeratelor sau breciilor cu liant microaglomeratic, respectiv brecios (3) și aglomeratelor sau breciilor cu liant microaglomeratic sau microbrecios și lapillic mai mult (1) sau mai puțin (2) dezvoltat (fig. 7).

Valoarea medianei (M) variază în spectru larg, între 33,82—350 mm cu predominarea termenilor cuprinși între 42,25—90,51 mm. Același fapt este indicat de frecvența valorilor modulului (Mo) între 13,36—380 mm (tab. 3c).

Prin valorile cuprinse între 0,33—1,80φ (tab. 3c), deviația standard (σ^x) indică o dispersie neînsemnată a fragmentelor. Gradul de sortare variază de la roci foarte bine sortate, la slab sortate (excepțional), cu predominarea celor moderat sortate (a, b). Valorile $\overline{X} + \sigma^x$ și $\overline{X} - \sigma^x$ sînt cuprinse între limite foarte largi (27—1024 mm, tab. 3c), indicînd intervalul de confidență în care se înscriu mediile fragmentelor; 70% din materialul măsurat se grupează în aceste limite centrat față de medie.

În ceea ce privește normalitatea distribuției populației, măsurătorile efectuate au indicat că din cele 20 stații, 6 se caracterizează printr-o distribuție foarte apropiată de cea normală, cu valorile centrale foarte apropiate (tab. 3c), iar celelalte prezintă distribuții normale mixte, datorită variației în valorile granulometrice ale claselor. α_p variază între —0,6φ și 0,23φ, indicînd o bimodalitate. În general, curbele sînt aproape simetrice, sau chiar foarte apropiate de cele simetrice, 19 stații avînd α_p mult sub valorile teoretice maxime (tab. 3c, 4).

Valorile β_R cuprinse între 0,29—3,39φ (unică), indică o sortare variată; predominarea valorilor sub 1φ exprimă sortări mai bune la valorile centrale (tab. 3c).

În ansamblul regiunii, se remarcă situarea mediei granulometrice celei mai ridicate în sectorul central-sudic Huțuleasa—Fintoag (fig. 7). Această observație concordă cu datele cartării regionale[10] precum și cu indicațiile gravimetrice[11] care sugerează prezența în această zonă a uneia din liniile eruptive ale extremității sud-vestice a Munților Metaliferi.

---

[10] *Op. cit.* pct. 3.

[11] J. Andrei. Morfologia și structura ariei septentrionale a cristalinului de Poiana Ruscă deduse din date geofizice. 1964. Comunic. Simpoz. Geofizică aplicată, București.

În sectoarele cercetate, cea mai mare extindere o au fragmentele subangulare de andezit cu piroxeni şi de andezit cu amfiboil şi piroxeni (fig. 1 şi 3). La limita cu depozitele fundamentului se află aglomerate mixte.

Concluzii. Cercetarea sistematică a granulometriei, angularităţii şi a compoziţiei elementelor constitutive ale piroclastitelor şi prelucrarea statistică a datelor obţinute prin efectuarea unui număr de 10.775 măsurători în 79 staţii, a permis descifrarea alcătuirii depozitelor de material exploziv, aparent nediferenţiate. Au fost caracterizate tipurile de roci şi s-a stabilit extinderea lor areală, în partea nord-vestică a lanţului eruptiv Călimani—Gurghiu—Harghita şi în extremitatea sud-vestică a Munţilor Metaliferi.

S-a putut stabili că la alcătuirea piroclastitelor grosiere din regiunile cercetate participă: brecii piroclastice cu liant microbrecios şi lapillic, aglomerate cu liant microaglomeratic şi lapillic, microbrecii şi microaglomerate, aglomerate mixte. Determinarea corectă a acestor piroclastite a fost posibilă deoarece a fost apreciată cu exactitate proporţia de blocuri, bombe şi lapilli, compoziţia petrografică şi angularitatea fragmentelor, pe clase, în fiecare staţie. În cadrul vulcanitelor explozive din regiunea Lunca Bradului—Răstoliţa au fost separate patru nivele. Piroclastitele grosiere ale nivelelor I şi II sînt aglomerate depuse subaerian şi subacvatic, care prezintă pentru fiecare nivel caractere granulometrice diferite. Nivelele III şi IV sînt alcătuite din aglomerate şi brecii depuse subaerian. Se observă fragmente cu dimensiuni mai mari şi o compoziţie petrografică mai simplă decît la nivelele I şi II. Rolul aglomeratelor este cu totul redus la alcătuirea nivelului III, pe cînd la nivelul IV acestea reprezintă 36,74%.

În Valea Iodului caracterele şi succesiunea piroclastitelor indică cinci secvenţe ale activităţii explozive. Aici se întîlnesc valorile granulometrice medii cele mai scăzute. Compoziţia fragmentelor este asemănătoare celor din nivelele I şi II ale regiunii Lunca Bradului—Răstoliţa. Spre deosebire de celelalte două regiuni examinate, fragmentele subrotunjite participă în procente importante la alcătuirea piroclastitelor.

Piroclastitele grosiere andezitice din regiunea Tisa—Bulza—Fintoag, prezintă o compoziţie petrografică mai variată decît cele din nord-vestul lanţului eruptiv şi valorile granulometrice medii cele mai ridicate.

Din punctul de vedere al sortării se remarcă o variaţie în limite destul de largi în cele trei regiuni, aglomeratele fiind în general mai

bine sortate. Roci bine sortate se întîlnesc în nivelele I şi II (regiunea Lunca Bradului—Răstoliţa), pe Valea Iodului şi în regiunea Tisa—Bulza—Fintoag.

Rezultatele obţinute demonstrează importanţa şi eficienţa utilizării datelor cantitative în studiul piroclastitelor, ele arată că astfel de cercetări de detaliu pot sta la baza construcţiei edificiului trainic al cunoaşterii tot mai complete a produselor vulcanismului exploziv.

BIBLIOGRAFIE

Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N. (1963) Turbidite în flişul Eocenului de Şotrile. *Congr. V. Asoc. Geol. Carpato-Balc.* III/1, p. 109—129. Bucureşti.

Fisher R. V. (1966) Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *Am. Journ. Sci.* 264, p. 350—363. New Haven.

Fisher R. V. (1966) Textural comparison of John Day volcanic siltstone with loess and volcanic ash. *Journ. Sed. Petrology.* 36/3, p. 706—718. Tulsa, Oklahoma.

Folk R. L. (1966) A review of grain-size parameters. *Sedimentology.* 6, 2, p. 73 — 93. Amsterdam.

Grifiths J. G. (1958) The Cow Run Sand, St. Marys west Virginia. *J. Sed. Petr.* 28, L, p. 15—30. Tulsa, Oklahoma.

Grifiths J. G. (1959) (Rock-fragments in Central Pens.). Size and shape of rock-fragments in Tuscaroia screce Fishing Creck, Central Pennsylvania. *J. Sed. Petr.* 29, 3, 391—401. Tulsa, Oklahoma.

Ianovici V., Dimitriu Al. (1965) Legi de distribuţie a concentraţiei elementelor chimice în roci carbonatice. Acad. *R. S. R., St. şi cerc. de geol.* X, 1, p. 129 — 159. Bucureşti.

Inman D. L. (1952) Measures for describing the size distribution of sediments. *Journ. Sed. Petr.* 22, 3, p. 125—145. Tulsa, Oklahoma.

Krumbein W. C., Sloss L. L. (1963) Stratigraphy and sedimentation. Second Edition. San Francisco and London.

Krumbein W. C., La Monica G. B. (1966) Classification and organization of quantitative data in geology. *Geologica Romana.* V. Roma.

Kuno H., Ishikawa T., Katsui Y., Yagi K., Yamasaki M., Taneda S. (1964) Sorting of pumice and lithic fragments as a Key to eruptive and emplacement mechanism. *Jap. Journ. Geol. Geogr.*, XXXV, 2—4, p. 223 -238. Tokio.

Lohse E. A. (1955) A theoretical curve for statistical analysis of sediments. *Journ. Sed. Petr.* 25. 4, p. 293—296. Tulsa, Oklahoma.

Mason C. C., Folk R. L. (1958) Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. *Journ. Sed. Petr.* 28, 2, p. 211—226. Tulsa, Oklahoma.

Page H. G. (1955) Phi-millimeter conversion table. *Journ. Sed. Petr.* 25. 4, p. 285—292. Tulsa, Oklahoma.

Panin N., Mihăilescu N., Jipa D., Contescu L. (1963) Asupra modului de formare a conglomeratelor de Bucegi. *Congr.* V, *Asoc. geol. Carp.-Balc.* III/2, p. 89—105. Bucureşti.

Panin N., Panin Ştefana (1966) Les dépôts de la zone littorale du délta du Danube *C.I.E.S.M.*, XX *congr.* Bucureşti.

Peltz S. (1966) Studiul petrografic al părţii de sud-est a munţilor Călimani. Autoreferatul tezei de doctorat. Bucureşti (litografiat).

Peltz S., Peltz Margareta (1967) Contribuţii la cunoaşterea tufurilor sudate de la Pojoga. *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/1. (1965—1966). Bucureşti.

Picard M. D. (1966) Petrography of Red Peak Member, Chugwater formation (Triassic) west-central Wyoming. *Journ. Sed. Petr.* 36. 4, p. 904—926. Tulsa, Oklahoma.

Rădulescu D., Vasilescu Al., Peltz S., Peltz Margareta (1964) Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a munţilor Gurghiu. *An. Com. Geol.* XXXIII, p. 88—151. Bucureşti.

Steinbach M. (1961) Prelucrarea statistică în medicină şi biologie. Ed. Acad. R.S.R. Bucureşti.

QUELQUES RÉSULTATS OBTENUS PAR L'UTILISATION DES DONNÉES QUANTITATIVES DANS L'ÉTUDE DES PYROCLASTITES

PAR

SERGIU PELTZ, MARGARETA PELTZ

(Résumé)

L'étude systématique de la granulométrie, l'angularité et la composition pétrographique des éléments constitutifs des pyroclastites ainsi que le traitement statistique des donées obtenues par 10.775 mesurages dans 79 stations ont conduit à déchiffrer la constitution des dépôts à matériel explossif apparemment non-différencié. On a caractérisé les types de roches en établissant leur extension en surface dans la partie NW de la chaîne éruptive de Călimani—Gurghiu—Harghita et dans l'extrémité SW des Monts Métallifères. On a pu établir qu'à la constitution des pyroclastites grossières des régions qui ont fait l'objet de ces recherches participent les brèches pyroclastiques à liant microbrécheux et lapillique, les agglomérats à liant microconglomératique et lapillique, les microbrèches et les microagglomérats, les agglomérats mixtes. On a pu identifier correctement les pyroclastites parcequ'on a apprécié exacte-

ment la proportion des blocs, bombes et lapilli, la composition pétrographique et l'angularité des fragments par classes, dans chaque station. On a établi dans les affleurements la fréquence quantitative par mètre carré des bombes, blocs et lapilli, au point de vue de la dimension maximum, de la forme et de la composition pétrographique. Celles-ci ont constitué les variables spécifiques poursuivies dans nos recherches. Les données concernant ces variables ont été converties, grâce aux mesurages, en valeurs numériques, réparties en 11 classes à partir de 4 mm jusqu'à 8192 mm.

On a calculé les valeurs centrales de $\overline{X}$, M, Mo, les indices de dispersion σ^x (considérés aussi comme coefficient de classement), E_a, R_{98}, C_v, les indices de forme des courbes de distribution α_p et β_p, les valeurs $\overline{X} - \sigma^x$ et $\overline{X} + \sigma^x$ (tableau 3).

Les recherches effectuées dans la région de Lunca Bradului—Răstolița (partie SW des Monts Călimani) ont donné la possibilité de faire une ébauche de l'aire d'extension des pyroclastites grossières. On a réalisé de la sorte les principaux objectifs de l'utilisation des données quantitatives dans l'étude des pyroclastites. L'esquisse (fig. 4) correspond à l'état actuel de nos connaissances concernant la région étudiée. On y a séparé quatre niveaux de pyroclastites. Les pyroclastites des niveaux I et II sont des agglomérats accumulés en milieu subaérien ou subaquatique ayant pour chaque niveau des caractères granulométriques différents. Les niveaux III et IV sont constitués par des agglomérats et des brèches subaériens. Le rôle des agglomérats est tout à fait insignifiant dans la constitution du niveau III, tandis que dans le niveau IV ceux-ci représentent 36,74%.

La coupe informative effectuée dans la vallée de Iod (Monts Gurghiu, fig. 5) est particulièrement suggestive. Elle indique que les mesurages exécutés dans les vallées qui offrent des affleurements, à différents niveaux mettent en évidence les roches pyroclastiques différenciées au point de vue statistique. Les caractères et la succession des pyroclastites ont conduit à la séparation des cinq séquences de l'activité explosive.

La composition des fragments est analogue à celle des niveaux I et II de la région de Lunca Bradului—Răstolița. Par rapport aux autres régions examinées, les fragments subangulaires participent en grandes quantités à la constitution des pyroclastites.

Les pyroclastites andésitiques, grossières, de la région de Tisa — Bulza—Fintoag (extrémité SW des Monts Métallifères) (fig. 6, 7) pré-

sentent une composition pétrographique plus variée que celles situées aux NW de la chaîne éruptive, et les valeurs centrales les plus élevées. La plus grande extension revient aux fragments d'andésites pyroxéniques et aux andésites à amphiboles et pyroxènes. À la limite avec les dépôts du soubassement se trouvent les agglomérats mixtes.

Les résultats obtenus dans toute la région démontrent que la valeur moyenne ($\bar{X}$) la plus élevée se situe dans le secteur central-méridional (fig. 7). Cette observation concorde avec les données géologiques et gravimétriques qui suggèrent la présence d'une ligne éruptive dans cette zone.

En ce qui concerne le classement, une assez grande variation s'observe dans les trois régions, les agglomérats étant les mieux classés. Des roches bien classées s'observant dans la niveau I et II (région de Lunca Bradului—Răstoliţa), dans la vallée de Iod et dans la région de Tisa—Bulza—Fintoag.

Les résultats obtenus démontrent l'importance et l'utilité de l'emploi des données quantitatives dans l'étude des pyroclastites. Pareilles recherches détaillées peuvent constituer une base pour une plus complète connaissance des produits du volcanisme explosif.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

Courbes cumulatives de la région Lunca Bradului—Răstoliţa.
1—48, numéro de la station.

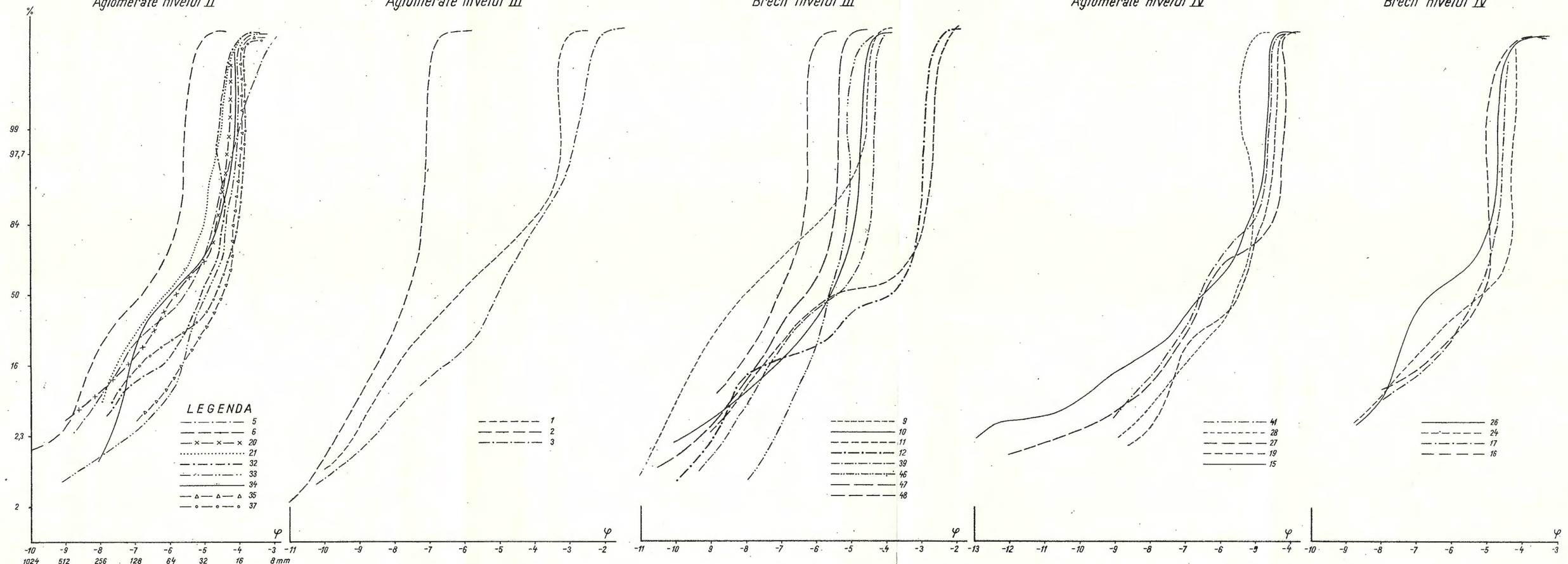
Planche II

Courbes cumulatives de la région Tisa—Bulza—Fintoag.
1—20, numéro de la station.

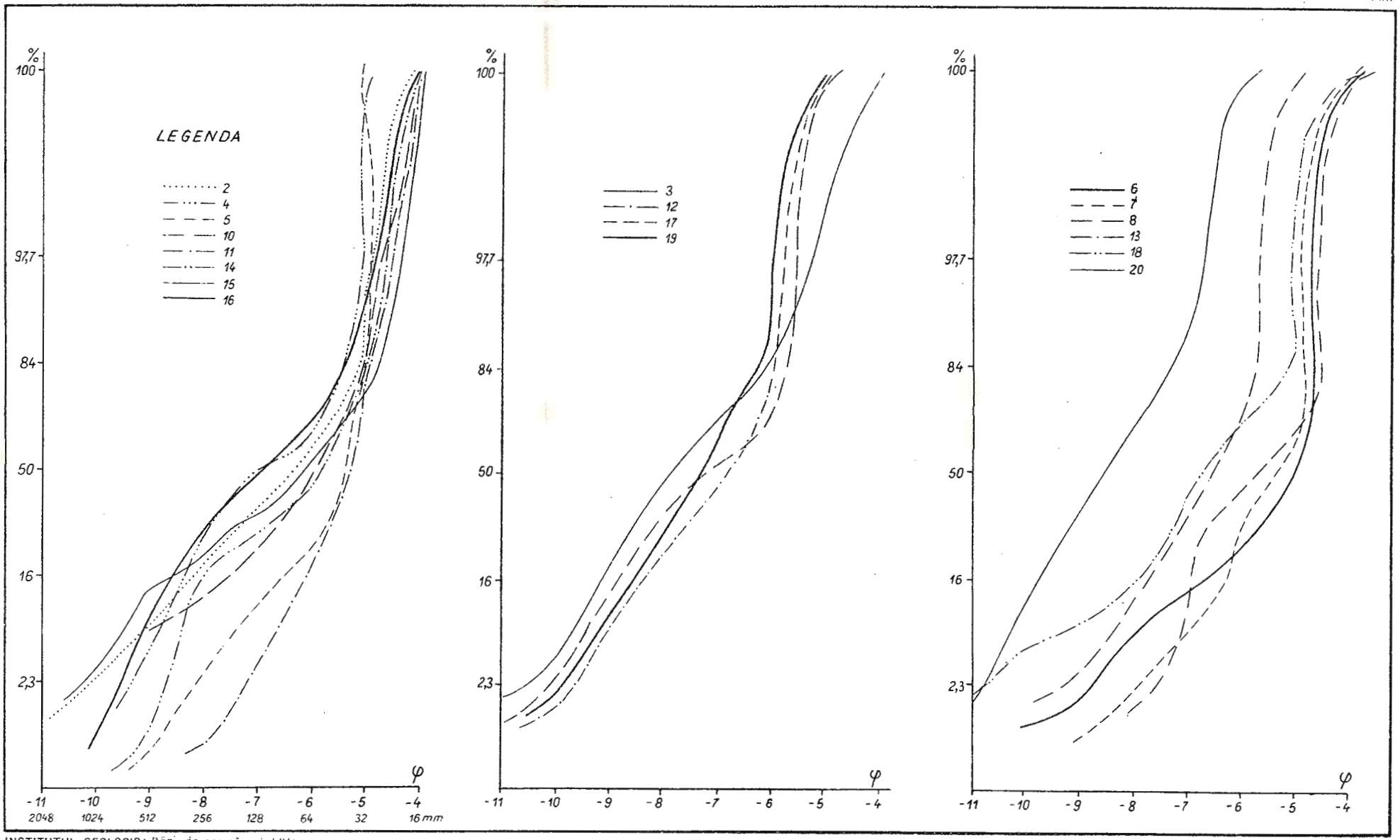
Planche III

Histogrammes de la région Lunca Bradului—Răstoliţa.

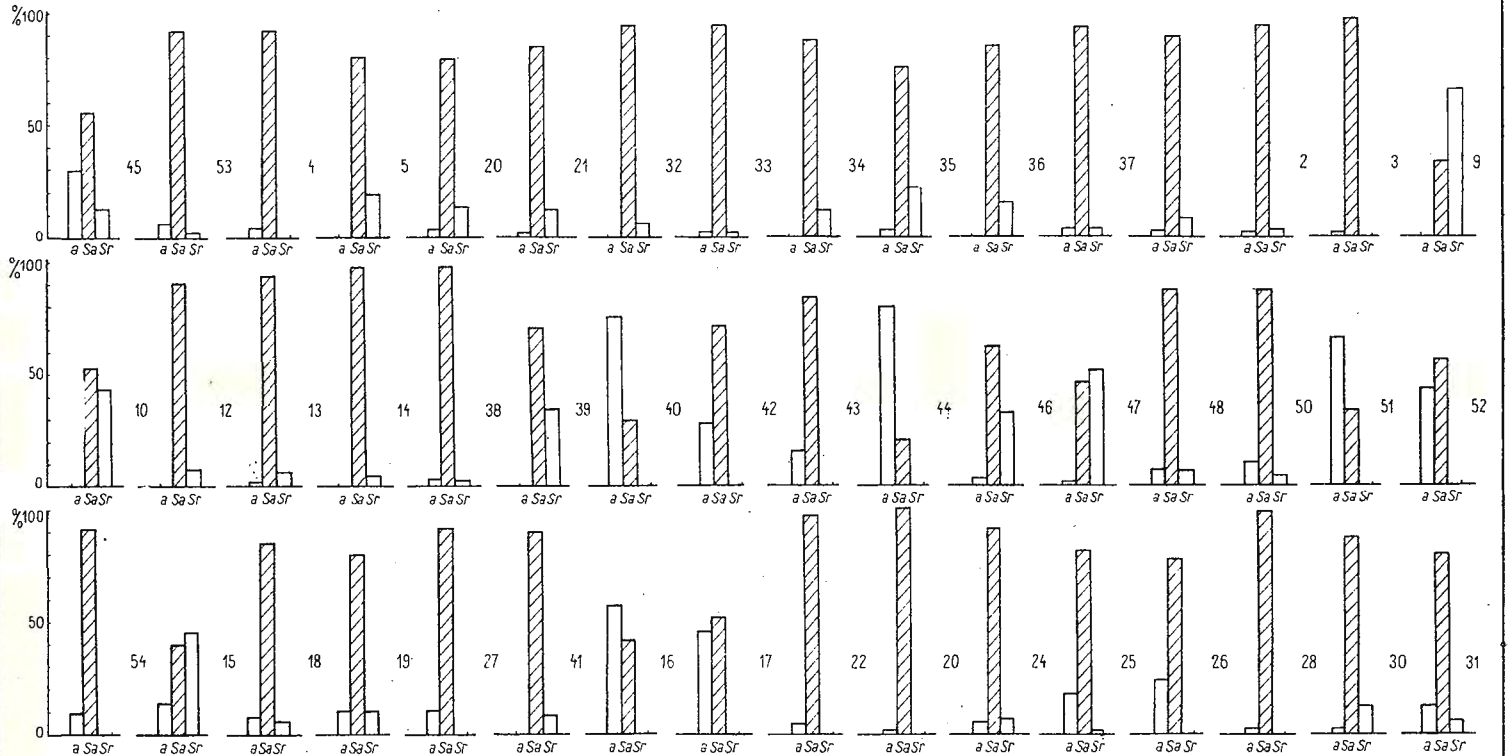
CURBE CUMULATIVE DIN REGIUNEA LUNCA BRADULUI-RĂSTOLIȚA



CURBE CUMULATIVE DIN REGIUNEA TISA–BULZA–FINTOAG



HISTOGRAME DIN REGIUNEA LUNCA BRADULUI-RĂSTOLIȚA



Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

SEDIMENTOLOGIE

SEDIMENTOGENEZA FORMAŢIUNILOR CRETACICE DIN MUNŢII PERŞANI ŞI ÎMPREJURIMILE CODLEI (CURBURA CARPAŢILOR)[1]

DE

DAN PATRULIUS, NICOLAE PANIN, ŞTEFANA PANIN[2]

Abstract

Sedimentogenesis of the Cretaceous formations of the Perşani Mountains and the surroundings of Codlea. The quartzarenitic sediments of the Neocomian flysch belonging to the outer unit of this area (Sinaia Beds Unit), are supposed to be derived from a source emplaced in the Transylvanian Depression, transported eastwards along the northen slope of the Getic Massif to a primary centre of accumulation, from which they spread out fan-like in the flysch trough. Supply of coarse detrital material during the Hauterivian preceeds the paroxysm of the austro-alpine diastrophism phase. During the Bedoulian, uplifting movements in the Transylvanian Depression resulted in the detachment of the large klippen of the Transylvanian Nappe which together with the argillaceous deposits accumulated in front were carried through sliding to the east (early Austrian phase). During the upper Aptian, gravels first and then quartzarenitic sediments have been supplied by the uplifted areas in the inner part of the Carpathian Bend, fan-like outspreading from the eastern end of the Getic Massif and transported from west to east in the northern part of the area. The supply of gravels was increased during the Albian, preceeding the paroxysm of the late Austrian phase. The Albian coarse sediments have also been dispersed in a fan-like pattern starting from the eastern end of the Getic Massifs.

Introducere

Munţii Perşani reprezintă unitatea morfologică cea mai internă a curburii Carpaţilor, formată în Pleistocen, chiar la marginea depresiunii

[1] Comunicare în şedinţa din 25 aprilie 1967.

[2] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

transilvane. Structura geologică complexă a acestor munţi a fost generată în decursul a numeroase faze de diastrofism mezozoice şi terţiare. Un rol deosebit revine diastrofismului cretacic atît în ce priveşte tectogeneza cît şi controlul tectonic asupra sedimentaţiei. După D. Patrulius, Elena Popa şi Ileana Dumitriu-Popescu (1966, 1967), pe teritoriul munţilor Perşani se pot recunoaşte următoarele unităţi structurale. :

1. Pînza transilvană (Dacidele centrale), dezmembrată în mari klippe de roci eruptive şi calcare triasice şi jurasice, şariate prin alunecare gravitaţională în cursul Apţianului.

2. Zona Wildflysch-ului (Dacidele mediane), corespunzătoare pînzei Bucovinice din Carpaţii Moldovei. Această zonă cuprinde trei grupe de formaţiuni :

a) Paleoautohtonul constituit din (1) şisturi cristaline (masivul Gîrbovei), (2) dolomite şi calcare triasice, (3) calcare şi marne din Domerian-Aalenian, (4) calcare şi gresii calloviene, (5) şisturi roşii şi fliş grezo-calcaros neocomian, (6) local şisturi argiloase şi jaspuri brune sau fliş marno-grezos de vîrstă presupusă barremiană, în poziţie discordantă pe flişul neocomian ;

b) Parautohtonul (subparautohton), reprezentat de o formaţiune de Wildflysch barremo-bedouliană care cuprinde olistolite de calcare şi roci eruptive triasice, de calcare jurasice, de calcarenite şi marne neocomiene (strate de Carhaga) ;

c) Neoautohtonul (cuvertura pînzei transilvane şi a formaţiunii de Wildflysch), constituit din următoarele formaţiuni dispuse discordant peste termenii mai vechi ai autohtonului şi parautohtonului : (1) calcare recifale, conglomerate şi fliş marno-grezos (Apţian mediu-superior), (2) conglomerate (Albian), (3) calcarenite, gresii, local conglomerate (Vraconian-Cenomanian), (4) marne cu inocerami (Turonian-Coniacian), (5) conglomerate, tufuri dacitice şi marne (Carpathian-Tortonian), (6) conglomerate şi bolovănişuri, gresii şi nisipuri (Sarmaţian), (7) pietrişuri nisipuri, argile şi marne, diatomite şi calcare lacustre, depozite vulcanoclastice cu blocuri de andezite, tufuri bazaltice şi bazalte (Pleistocen inferior-mediu).

3. Unitatea stratelor de Sinaia (Dacidele marginale), mai precis subunitatea de Baraolt, corespunzătoare pînzei de Ceahlău din Carpaţii Moldovei şi care ocupă numai o porţiune restrînsă din versantul oriental al munţilor Perşani.

Observațiile cu caracter sedimentologic, datorite lui N. Panin și Ștefana Panin, se referă în primul rînd la conglomeratele și depozitele de fliș eocretacic (Apțian mediu—Albian) ce constituie cuvertura pînzei transilvane și într-o măsură mai redusă la stratele de Sinaia și la depozitele Vraconian-Cenomanianului. Formațiunea de Wildflysch prezintă caractere particulare rezultate din deformațiile interne pe care le-a suferit în cursul deplasării prin alunecare gravitațională și care au obliterat aproape total trăsăturile sedimentologice primare. Despre această formațiune nu va fi vorba mai departe.

Pentru interpretarea datelor referitoare la formațiunile cretacice din munții Perșani, autorii au ținut seama și de observațiile sedimentologice privind cadrul regional mai larg care cuprinde munții Baraoltului, culoarul Dîmbovicioarei, precum și masivele Piatra Mare—Postăvaru, Ciucaș—Zăganu și Bucegi (C. Murgeanu, D. Patrulius, 1957, 1963; G. Murgeanu, M. G. Filipescu, D. Patrulius et al., 1961; G. Murgeanu, D. Patrulius et al., 1963; N. Panin, N. Mihăilescu, D. Jipa, L. Contescu, 1963; N. Mihăilescu, N. Panin, D. Jipa, L. Contescu, 1966.)

Pentru corelarea stratigrafică a formațiunilor din Apțianul superior-Albian s-a ținut seama de schema elaborată de G. Murgeanu și D. Patrulius (1963), schemă care cuprinde următorii termeni:

1. Conglomeratele de Bucegi inferioare cu calcare urgoniene asociate, respectiv: conglomeratele inferioare din munții Perșani și Baraolt, nivelul Teslei din masivul Ciucaș—Zăganu, conglomeratele inferioare din Piatra Mare (cu olistolite incorporate de calcare neojurasice), conglomeratele de Diham, Piatra Arsă și Peleș în masivul Bucegi și împrejurimile lui, conglomeratele inferioare din Ceahlău.

2. Fliș marno-grezos gargasian-clansayesian sub faciesul stratelor de Piscu cu Brazi; local acest termen lipsește (Piatra Mare).

3. Conglomeratele de Bucegi medii și superioare de vîrstă albiană, ultimele asociate în masivul Bucegi cu gresii în bancuri groase (gresia de Babele și gresia de Pripor-Negrița) și cu depozite grezo-argiloase (gresia de Scropoasa-Lăptici). Ca echivalente ale conglomeratelor de Bucegi medii și superioare din masivul Bucegi, sînt considerate conglomeratele care urmează flișului marno-grezos din munții Perșani și Baraolt, precum și conglomeratele superioare din masivul Ciucaș—Zăganu și Ceahlău.

Această precizare este necesară întrucît unele din conglomeratele citate drept conglomerate de Bucegi au fost considerate recent (M.

S ă n d u l e s c u, 1964, 1966) ca aparţinînd Vraconianului sau Vraco-conian-Cenomanianului (conglomeratele superioare din Piatra Mare, conglomeratele care stau pe flişul marno-grezos în munţii Perşani, conglomeratele dezvoltate la E de Măgura Codlei).

Cu privire la conglomeratele superioare din munţii Perşani este de remarcat că această formaţiune suportă un pachet cu grosime relativ constantă de calcarenite şi gresii calcaroase (calcarenite de Bogata) cu marne conţinînd o microfaună a Cenomanianului superior în partea terminală. Calcarenitele de Bogata depăşesc larg spre nord aria de extensiune a conglomeratelor, stînd discordant pe diverşi termeni mai vechi pînă la formaţiunile jurasice din împrejurimile Comanei, la W, şi pe stratele de Sinaia, la E. Ori, transportul materialului ruditic al conglomeratelor menţionate a avut loc tocmai spre N, deci spre o regiune de scufundare. În această situaţie lipsa conglomeratelor superioare în partea centrală şi de nord a munţilor Perşani nu poate fi explicată decît printr-o puternică eroziune, consecutivă unor mişcări de ridicare şi precedînd depunerea calcarenitelor de Bogata. Cu alte cuvinte, conglomeratele superioare aparţin unui ciclu de sedimentare anterior celui corespunzător calcarenitelor de Bogata, deci anterior Vraconian-Cenomanianului.

Conglomeratele dezvoltate la est de Măgura Codlei sînt comparabile în majoritate, atît în ce priveşte compoziţia (frecvenţa galeţilor de calcare) cît şi în caracterele morfometrice cu conglomeratele superioare din munţii Perşani. Totodată aceste depozite sînt mult diferite de conglomeratele vracono-cenomaniene care apar mai la sud, în împrejurimile Tohanului.

În cazul conglomeratelor de la Codlea, transportul a avut loc de asemenea de la sud spre nord, fapt care se opune şi el unei corelări stratigrafice cu conglomeratele vracono-cenomaniene de la Tohan, întrucît acestea din urmă, deşi se află situate pe parcursul căii de transport, mai aproape de sursă, au totuşi o matrice grezoasă mai abundentă şi un procent mult mai redus de galeţi de calcare.

În partea de sud a masivului Piatra Mare—Postăvaru, între stiva groasă a conglomeratelor superioare şi gresiile în bancuri vracono-cenomaniene se interpune un pachet de gresii cu intercalaţii de conglomerate. Această succesiune sugerează o continuitate de sedimentare. Totuşi spre sud, în lungul versantului oriental al văii Timişului se remarcă reducerea pînă la dispariţie a intercalaţiilor conglomeratice, iar gresiile Vraconian-Cenomanianului depăşind în această direcţie conglomeratele superioare ajung să stea direct şi în discordanţă evidentă pe conglomera-

tele de Bucegi inferioare (Apțian superior) și pe flișul marno-grezos subjacent. Aceste gresii vracono-cenomaniene se comportă deci ca o entitate stratigrafică independentă, întocmai ca și în extremitatea de nord a masivului Bucegi (Valea Glăjăriei).

Totuși, ținînd seama de argumentele prezentate de M. Săndulescu, autorii notei de față nu exclud posibilitatea ca seria conglomeratelor superioare din Piatra Mare și de la Codlea să aparțină, în parte cel puțin, Vraconianului. Pentru masa conglomeratelor superioare din munții Perșani autorii se mențin însă la concluzia că acestea aparțin Albianului (*sensu stricto*).

Prezentarea și discuția datelor

Vom prezenta și discuta mai jos principalele date sedimentologice referitoare la terenurile cretacice din munții Perșani—Codlea. Vor fi analizate din acest punct de vedere stratele de Sinaia, terenurile cretacice neoautohtone precum și depozitele vraconian-cenomaniene.

Strate de Sinaia. În succesiunea stratelor de Sinaia care ocupă marginea de E a munților Perșani, se disting doi termeni: stratele de Sinaia medii, constituite din lutite, arenite fine calcaroase și marno-calcare și stratele de Sinaia superioare, mult mai grosiere, cuprinzînd pe lîngă lutite și arenite, intercalații de microconglomerate și cîteva bancuri groase de conglomerate.

Sistemul de curenți care au transportat materialul detritic al acestor strate, este longitudinal, cu orientare spre NNE (fig. 3). În genere, se poate spune că nu există deosebiri esențiale în orientarea direcțiilor de transport identificate în cei doi termeni ai stratelor de Sinaia.

Materialul ruditelor din stratele de Sinaia superioare are o proveniență, de asemenea, sudică, curenții care l-au transportat fiind dirijați spre N (azimuturi între 347° și 32°). Este de remarcat că elementele conglomeratelor sînt constituite mai ales din cuarț și cuarțite gălbui, calcare tithonice, recifale (tip Stramberg), micașisturi cu granați și cloritoșisturi.

Terenuri cretacice neoautohtone. În cadrul depozitelor cretacic-inferioare care constituie cuvertura comună a autohtonului, parautohtonului (formațiunea de Wildflysch) și pînzei transilvane, se disting la

exteriorul masivului cristalin al Gîrbovei, trei termeni: 1, conglomerate polimictice (conglomerate de Bucegi inferioare), local asociate cu gresii în bancuri grezoase (bazinul văii Bogata); 2, fliş marno-grezos; 3, conglomerate polimictice, comparabile atît în ce priveşte compoziţia şi trăsăturile sedimentare, cît şi poziţia stratigrafică, cu masa conglomeratelor albiene din masivul Bucegi (mai ales cu conglomeratele de Bucegi medii).

Pe însăşi teritoriul masivului cristalin al Gîrbovei şi spre nord, pînă la Fîntîna, primii doi termeni au ca echivalenţi: calcare masive, gresii moi conglomeratice şi marnele de Comana care constituie o formaţiune marno-siltitică cu intercalaţii de brecii, de şisturi cristaline, dar fără caractere pregnante de fliş.

Termenul următor al cuverturii neoautohtonului este constituit din depozitele calcarenitice şi grezoase ale Vraconian-Cenomanianului cu poziţie net discordantă faţă de terenurile Apţian-Albianului în partea centrală a munţilor Perşani.

Conglomerate de Bucegi inferioare şi gresii masive asociate. Conglomeratele de Bucegi inferioare se dezvoltă la exteriorul masivului cristalin al Gîrbovei, în partea centrală şi de nord a munţilor Perşani. Elementele lor componente sînt variate. De remarcat în special abundenţa galeţilor de calcare urgoniene şi neojurasice, de cuarţ şi cuarţite, de gresii calcaroase asemănătoare cu cele din stratele de Sinaia şi mai rar, de şisturi cristaline filitoase.

Din punct de vedere granulometric conglomeratele de Bucegi inferioare sînt slab sortate, cu elemente de 3—15 cm conţinute într-o matrice nisipoasă microconglomeratică.

Studiul orientării planelor maxime *a/b* ale galeţilor (imbricaţia) a permis detectarea direcţiilor de transport a materialului ruditic. S-au executat 10 staţii de studiu a imbricaţiei, plasate pe cît se poate mai uniform pe întreaga arie de dezvoltare a conglomeratelor de Bucegi inferioare.

Direcţiile de transport sînt orientate în general de la W spre E. Azimutul mediu al direcţiilor măsurate în 10 staţii este de 82° (pl. I, fig. 4). Diagramele de contur au permis efectuarea unor observaţii asupra valorii înclinării planelor maxime *a/b* faţă de suprafeţele de stratificaţie. La conglomeratele de Bucegi inferioare media înclinărilor planelor maxime ale galeţilor este de aproximativ 40°.

Sub raportul caracterelor granulometrice și a înclinării planelor maxime ale galeților aceste conglomerate sînt comparabile cu depozite proluviale. Aspectele amintite sugerează depunerea sub formă de conuri de dejecție submarine.

În bazinul văii Bogata, încadrat de două falii, apare un pachet gros de gresii apțiene, în bancuri. În succesiunea normală aceste gresii se află situate între formațiunea de Wildflysch și conglomeratele de Bucegi inferioare, care au aici o grosime mai redusă decît la N (defileul Oltului). Mecanoglifele gresiilor în bancuri groase arată un transport longitudinal de la S la N sau NNE. Dezvoltarea în aceeași direcție a conglomeratelor în detrimentul gresiilor capătă o semnificație deosebită dacă se ține seama de faptul că în primul caz transportul este longitudinal de la S la N, iar în al doilea caz, transversal de la W la E.

Fliș marno-grezos. Flișul marno-grezos din munții Perșani aparține Apțianului mediu, eventual și superior. În sectoarele cu dezvoltare caracteristică este compus din lutite, siltite și arenite calcaroase cu rare intercalații de microbrecii, uneori și de brecii calcaroase sau de șisturi cristaline epimetamorfice. Arenitele grosiere și unele microbrecii conțin pe alocuri numeroase Orbitoline.

Stratele de arenite calcaroase cu grosimi de 3—25 cm, prezintă numeroase mecanoglife, în special „tool-casts" datorite obiectelor transportate de curenții care au adus materialul detritic. Se observă și arenite cu laminație convolută, sau cu laminație paralelă bine exprimată în partea superioară a stratelor.

Materialul detritic al flișului marno-grezos cu Orbitoline a fost transportat de două sisteme de curenți net deosebite. Primul este un sistem de curenți longitudinali dirijați de la SSW spre NNE. Al doilea este un sistem transversal dirijat de la W spre E cu oarecare devieri spre S și N (fig. 5).

Conglomerate de Bucegi medii—superioare. Conglomeratele de Bucegi medii—superioare apar dezvoltate în partea centrală și sudică a munților Perșani. Mai la S, conglomerate similare apar la E de Măgura Codlei.

În munții Perșani stiva de conglomerate prezintă înclinări monoclinale spre S și SE, astfel încît în partea nordică a ariei lor de extindere sîntem în prezența termenilor celor mai profunzi ai succesiunii. Măsurătorile făcute într-un șir meridian de stații au permis să se aprecieze varia-

ţia caracterelor granulometrice, morfometrice şi a compoziţiei pînă în partea terminală a acestei succesiuni.

Conglomeratele de Bucegi din munţii Perşani şi împrejurimile Codlei au fost studiate din punct de vedere granulometric, morfometric şi petrografic cît şi al direcţiilor de transport al materialului ruditic. Prezentăm mai jos rezultatele acestui studiu.

Granulometrie. Studiul granulometric statistic al conglomeratelor de Bucegi medii—superioare din munţii Perşani s-a efectuat în două staţii plasate una (staţia nr. 1) la partea inferioară, iar cealaltă (staţia nr. 10), aproximativ la mijlocul succesiunii conglomeratelor. Acest studiu a fost efectuat în secţiune.

S-a constatat o uşoară creştere a dimensiunilor elementelor începînd din bază spre partea mijlocie a succesiunii, media aritmetică granulometrică fiind de 13,0 mm la bază (staţia nr. 1) şi de 16,00 mm în partea mijlocie (staţia nr. 10). Variaţia deviaţiei standard are acelaşi sens. Astfel pentru staţia nr. 1 aproximativ 68% ($\bar{x} \pm \sigma^x$) din totalul elementelor se încadrează în domeniul 6,5—25,5 mm iar la staţia nr. 10, în domeniul 8,0—31,0 mm.

Curbele de distribuţie ale frecvenţelor granulometrice sînt asimetrice fiind mai abrupte spre fracţiunea fină a conglomeratelor, ceea ce demonstrează că această fracţiune este mai bine triată.

Kurtozisul (indice de Kurtozis Rosfelder) arată că aceste curbe sînt foarte apropiate de forma normală a clopotului Gauss. În partea mijlocie a succesiunii de conglomerate curba are o uşoară tendinţă de platikurtism.

Zona mediană a succesiunii de conglomerate (staţia nr. 10) reprezintă o zonă de maxim granulometric. De la acest maxim spre partea superioară dimensiunile elementelor scad. Conglomeratele cele mai fine sînt cele din partea superioară a stivei (sudul munţilor Perşani).

Morfometrie. Studiul morfometric al elementelor conglomeratelor de Bucegi din munţii Perşani s-a efectuat în patru staţii dispuse pe un aliniament orientat N—S, şi anume staţiile nr. 1 şi nr. 2 în bază, staţia nr. 10 în partea mijlocie, iar staţia nr. 12 în partea terminală a succesiunii. În conglomeratele din împrejurimile Codlei studiul morfometric a fost limitat la o singură staţie (nr. 31), plasată la partea superioară a succesiunii.

Studiul morfometric s-a executat asupra galeţilor de calcar din două clase dimensionale — clasa 4,0—6,0 cm şi clasa 3,0—3,5 cm (A. C a i l-

leux, J. Tricart, 1959). Din fiecare clasă au fost măsurați aproximativ 150 galeți.

Pentru caracterizarea formei galeților s-au calculat următorii indici morfometrici :

indicele de aplatisare : $\alpha = (a+b)/2c$ (1)

unde a, b, c sînt axele galeților ;

indicele de rotunjire de ordinul I : $\rho_I = 1.000\ 2r_1/a$ (2)

în care $2r_1$ reprezintă diametrul celui mai ascuțit vîrf al galetului în proiecția maximă ;

indicele de rotunjime de ordinul II : $\rho_{II} = 1.000\ 2r_2/a$ (3)

în care $2r_2$ este diametrul vîrfului următor ca rotunjime după r_1, în aceeași proiecție ;

indicele de disimetrie : $\partial = 1.000\ AH/a$ (4)

unde AH este cel mai mare dintre cele două segmente măsurate pe axa „a" de la intersecția cu axa „b" pînă la una din extremitățile galetului ; $a/2 \leqslant AH \leqslant a$;

indicele de sfericitate Krumbein : $\Psi_k = \sqrt[3]{b \cdot c/a^2}$ (5)

indicele de sfericitate Aschenbrenner :

$$\Psi_A = \frac{12{,}8^3 p^2 q}{1 + p(b+q) + 6^3 1 + p^2(b+q^2)} \quad (6)$$

în care p (modul de aplatisare) $= c/b$ iar q (modul de alungire) $= b/a$;

indicele de portanță : $\omega = a.b/c^2 = 1/p^2 q$ (7)

Datele obținute au fost prelucrate statistic astfel încît s-au putut trage anumite concluzii asupra variației caracterelor morfometrice ale elementelor de la bază spre partea superioară a succesiunii. Pentru a putea caracteriza mai bine distribuțiile de frecvență ale diverșilor indici s-au calculat pentru fiecare stație și pentru fiecare indice morfometric în parte, parametrii statistici de poziție ($\overline{X}$, M, M_o), de dispersie (R_{98}, σ^x, e_a), de formă (α_p, β_R) și coeficientul de variație C_v.

Indicele de aplatisare. În munții Perșani aplatisarea elementelor de calcare crește de la partea inferioară către cea superioară a pachetului de conglomerate (fig. 1).

Această variație este uniformă și mai ușor vizibilă la elementele din clasa dimensională 4,0—6,0 cm. Diferența de aplatisare între elementele de la partea inferioară și cele de la partea superioară este remarcabilă.

Variaţia aplatisării elementelor din clasa dimensională 3,0—3,5 cm este asemănătoare, în linii generale, cu cea de la clasa superioară. Deviaţiile

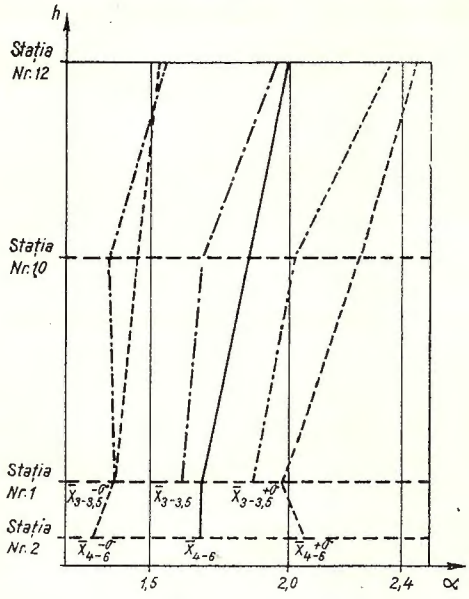


Fig. 1. — Variaţia valorilor mediilor aritmetice ale indicilor de aplatisare, începînd de la bază spre partea superioară a conglomeratelor de Bucegi medii-superioare din munţii Perşani.

Variation des valeurs des moyennes arithmétiques des indices d'aplatissement, à partir de la base vers la partie supérieure des conglomérats moyens-supérieurs de Bucegi (Monts Perşani).

standard cresc şi ele pe verticală, avînd valori mult mai ridicate la partea superioară decît la cea inferioară a succesiunii (tab. 1).

TABELUL 1

Indicele de aplatisare

Staţia	$\bar{X}$	M	M_o	R_{98}	σ^x	e_a	C_v	α_p	β_R
Clasa dimensională 4,0 — 6,0 cm									
2	1,680	1,740	1,520	1,680	0,735	0,3000	0,210	0,853	0,781
1	1,680	1,600	1,440	2,210	0,315	0,2500	0,187	0,762	1,700
10	1,841	1,783	1,667	2,190	0,397	0,3176	0,200	0,436	1,270
12	1,990	1,860	1,600	2,169	0,460	0,3680	0,243	0,540	0,877
31	1,607	1,600	1,397	1,275	0,282	0,2256	0,176	0,745	1,065
Clasa dimensională 3,0 â— 3,5 cm									
2	1,770	1,685	1,515	1,700	0,340	0,2720	0,198	0,750	1,140
1	1,616	1,565	1,463	1,178	0,251	0,2008	0,155	0,610	1,108
10	1,682	1,610	1,466	1,515	0,327	0,2616	0,196	0,660	0,190
12	1,955	1,915	1,835	1,500	0,400	0,3200	0,225	0,375	1,750
31	1,630	1,550	1,390	1,030	0,270	0,2160	0,165	0,890	1,742

Conglomeratele din împrejurimile Codlei sînt caracterizate prin aplatisări destul de scăzute (1,55—1,60) şi o dispersie mică a valorilor indicilor de aplatisare ($\sigma^x = 0{,}28—0{,}27$).

Indicele de rotunjime. Valorile mediei aritmetice ale indicilor de rotunjime ale elementelor conglomeratelor de Bucegi din munții Perşani sînt cuprinse între următoarele limite (tab. 2, 3):

TABELUL 2

Indicele de rotunjime de ordinul I

Staţia	$\overline{X}$	M	M_0	R_{98}	σ^x	e_a	C_v	α_p	β_R
				Clasa dimensională 4,0 — 6,0 cm					
2	365,00	295,00	305,00	550	110,00	188	0,320	0,545	0,103
1	285,00	295,00	315,00	495	130,00	104	0,456	0,230	0,113
10	253,75	260,00	272,50	450	106,25	85	0,418	0,176	1,250
12	287,50	237,50	137,50	520	137,50	110	0,477	1,095	0,745
31	362,25	270,00	270,50	443	103,75	80	0,274	0,525	0,725
				Clasa dimensională 3,0 — 3,5 cm					
2	403,75	345,00	227,00	480	156,25	125	0,375	1,100	0,376
1	301,25	270,00	277,50	440	133,75	83	0,344	0,905	0,930
10	325,00	307,50	269,50	537	100,00	80	0,308	0,555	1,160
12	313,75	285,00	227,50	615	96,25	77	20,306	0,905	1,440
31	363,75	300,00	172,50	480	98,75	79	0,271	1,935	1,150

TABELUL 3

Indicele de rolunjime de ordinul II

Staţia	$\overline{X}$	M	M_0	R_{98}	σ^x	e_a	C_v	α_p	β_R
				Clasa dimensională 4,0 — 6,0 cm					
2	442,00	437,50	427,00	570,00	107,50	186	0,243	0,139	1,123
1	382,50	365,00	330,00	500,00	132,50	106	0,346	0,396	0,600
10	350,00	332,50	296,00	497,50	117,50	94	0,336	0,308	0,800
12	368,75	337,50	275,00	535,00	143,75	115	0,394	0,652	0,990
31	426,25	400,00	347,50	457,50	112,25	89	0,261	0,706	0,881
				Clasa dimensională 3,0 — 3,5 cm					
2	441,25	432,50	415,00	497,50	103,75	83	0,234	0,252	1,195
1	381,25	360,00	216,75	507,50	98,75	79	0,259	0,655	0,910
10	387,50	380,00	365,00	407,50	97,50	78	0,240	0,231	1,135
12	377,50	370,00	355,00	562,50	102,50	82	0,275	0,220	1,136
31	488,75	427,50	306,00	377,50	143,75	115	0,296	1,280	0,384

indicele de rotunjime de ordinul I:

clasa 4,0—6,0 cm — între 253,75 şi 365,0

clasa 3,0—4,5 cm — între 301,25 şi 403,75

indicele de rotunjime de ordinul II:

clasa 4,0—6,0 cm — între 350,00 şi 433, 00

clasa 3,0—3,5 cm — între 377,00 şi 441,00

Se constată o zonă de anomalie a valorilor indicilor de rotunjime în regiunea staţiei nr. 10. O anomalie asemănătoare se înregistrează şi pentru variaţia deviaţiei standard a valorilor indicilor de rotunjime, în aceeaşi zonă.

Elementele conglomeratelor din împrejurimile Codlei au un grad de uzură ridicat, media aritmetică a valorilor indicelui de rotunjime fiind pentru ρ_I de 362—364 iar pentru ρ_{II} de 426—488.

Indicele de disimetrie. Analiza variaţiei valorilor mediei aritmetice ale indicilor de disimetrie pentru conglomeratele din munţii

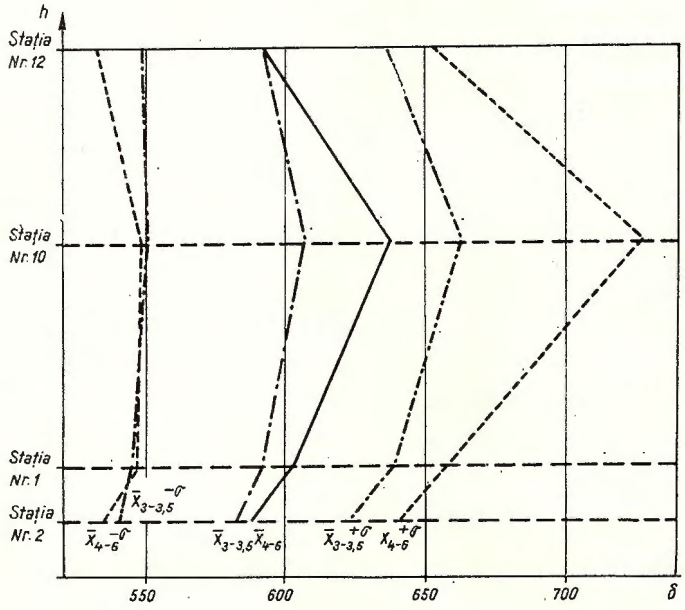


Fig. 2. — Variaţia valorilor mediilor aritmetice ale indicilor de disimetrie, începînd de la bază la partea superioară a conglomeratelor de Bucegi medii-superioare din munţii Perşani.

Variation des valeurs des moyennes arithmétiques des indices de disymétrie, à partir de la base vers la partie supérieure des conglomérats moyens-supérieurs de Bucegi (Monts Perşani).

Perşani arată existenţa unei zone anomale în regiunea staţiei nr. 10. Aici se înregistrează valorile cele mai ridicate ale acestui indice. Anomalia este subliniată şi de un maxim al deviaţiei standard (fig. 2; tab. 4).

TABELUL 4

Indicele de disimetrie

Stația	$\overline{X}$	M	M_o	R_{98}	σ^x	e_a	C_v	α_p	β_R
				Clasa dimensională 4,0 — 6,0 cm					
2	588,75	570,00	532,50	237,50	53,50	42,80	0,091	1,500	0,775
1	603,75	602,50	600,00	230,00	56,25	45,00	0,093	0,060	0,795
10	638,00	590,00	494,00	207,00	93,50	74,80	0,146	1,530	0,110
12	592,00	582,50	478,00	191,25	61,00	48,80	0,103	0,147	0,560
31	598,00	595,00	589,00	233,00	51,87	41,49	0,088	0,173	3,220
				Clasa dimensională 3,0 — 3,5 cm					
2	582,00	572,50	552,00	150,00	42,50	34,00	0,048	0,705	2,400
1	592,00	583,75	565,00	193,75	47,50	38,00	0,080	0,574	0,800
10	607,00	597,50	565,50	142,50	57,50	46,00	0,095	0,721	0,000
12	586,25	572,50	545,00	160,00	43,75	35,00	0,074	0,143	1,055
31	577,50	567,50	547,50	222,50	40,00	32,00	0,069	0,750	1,370

Conglomeratele din împrejurimile Codlei au elemente cu o simetrie destul de avansată ($\delta = 589$ pentru clasa 4,0—6,0 cm și $\delta = 577$ pentru clasa 3,0—3,5 cm), dispersia valorilor indicilor de disimetrie fiind destul de redusă ($\sigma_{4-6} = 52$; $\sigma_{3-3,5} = 40$).

Indicele de sfericitate Krumbein. În munții Perșani variația valorilor indicilor de sfericitate Krumbein este inversă, după cum este și normal, variației aplatisării. Astfel se observă o descreștere treptată a sfericității de la baza conglomeratelor către partea lor superioară. Sfericitatea elementelor din partea inferioară a pachetului de conglomerate este mult mai mare decît cea a elementelor din partea superioară a acestuia (tab. 5).

Deviația standard variază în limite strînse ($\sigma = 0,07—0,08$) ceea ce arată că dispersia indicilor de sfericitate în jurul valorii mediei aritmetice este mică.

În împrejurimile Codlei conglomeratele de Bucegi sînt constituite din elemente relativ sferice ($\psi_{k\,4-6} = 0,757$; $\psi_{k\,3-3,5} = 0,764$).

Indicele de sfericitate Aschenbrenner. Valorile mediilor aritmetice ale indicilor de sfericitate Aschenbrenner la ambele clase dimensionale sînt cuprinse între 85,75 și 90,50 (tab. 6). Variația acestor valori este foarte asemănătoare cu cea a sfericității Krumbein. Deci și această metodă de control a sfericității elementelor arată că elementele cele mai puțin sferice se găsesc la partea superioară a stivei de conglomerate.

TABELUL 5

Indicele de sfericitate Krumbein

Staţia	$\overline{X}$	M	M_0	R_{98}	σ^x	e_a	C_v	α_p	β_R
				Clasa dimensională 4,0 — 6,0 cm					
2	0,730	0,725	0,680	0,3225	0,070	0,056	0,096	0,628	1,053
1	0,743	0,749	0,755	0,4250	0,081	0,065	0,109	—0,140	1,260
10	0,715	0,715	0,742	0,4100	0,078	0,063	0,112	—0,522	1,156
12	0,680	0,640	0,668	0,3925	0,080	0,064	0,136	0,150	0,913
31	0,757	0,757	0,757	0,2950	0,072	0,058	0,096	0,000	0,830
				Clasa dimensională 3,0 — 3,5 cm					
2	0,770	0,770	0,770	0,340	0,070	0,056	0,091	0,000	1,110
1	0,735	0,735	0,735	0,312	0,065	0,052	0,885	0,000	1,040
10	0,750	0,750	0,750	0,360	0,070	0,056	0,093	0,000	1,140
12	0,695	0,707	0,707	0,280	0,075	0,060	0,108	—0,100	0,700
31	0,764	0,760	0,753	0,330	0,071	0,057	0,093	0,156	0,093

TABELUL 6

Indicele de sfericitate Aschenbrenner

Staţia	$\overline{X}$	M	M_0	R_{98}	σ^x	e_a	C_v	α_p	β_R
				Clasa dimensională 4,0 — 6,0 cm					
2	89,65	88,60	90,50	19,30	4,35	3,480	0,049	—0,655	1,099
1	89,45	90,60	92,90	21,80	3,85	3,080	0,039	—0,897	1,380
10	87,55	88,66	90,88	23,30	4,55	3,640	0,052	—0,731	1,274
12	85,75	86,80	88,95	23,30	5,65	4,520	0,066	—0,558	1,540
31	90,30	90,50	90,90	15,40	3,20	2,560	0,036	—0,187	1,190
				Clasa dimensională 3,0 — 3,5 cm					
2	88,50	89,70	92,10	20,05	4,00	3,200	0,022	—0,900	1,210
1	90,50	91,20	92,00	16,70	3,15	2,520	0,069	—0,833	1,110
10	89,40	90,50	92,70	19,40	3,75	3,000	0,043	—0,296	1,137
12	86,20	87,15	89,05	17,65	4,80	3,840	0,056	—0,475	0,750
31	90,45	91,20	92,70	14,40	2,95	2,360	0,033	—0,865	1,125

Variaţia deviaţiei standard arată că odată cu scăderea sfericităţii elementelor creşte şi dispersia valorilor indicilor de sfericitate în jurul valorilor mediilor aritmetice. Deviaţia standard maximă se găseşte, pentru ambele clase dimensionale, la staţia de la partea superioară a conglomeratelor (staţia nr. 12). Valoarea mediei aritmetice a indicilor de sfericitate Aschenbrenner pentru conglomeratele din împrejurimile Codlei este su-

perioară mediilor obținute pentru munții Perșani, iar deviația standard mai mică, ceea ce arată că valorile din împrejurimile Codlei sînt mult mai grupate față de cele din munții Perșani.

Indicele de portanță. Variația acestui indice arată că elementele de la partea superioară a stivei de conglomerate au o portanță mai mare decît cele de la partea inferioară (tab. 7).

TABELUL 7

Indicele de portanță

Stația	M	S	S_k	K
Clasa dimensională 4,0 — 6,0 cm				
2	1,44	1,08	1,00	0,17
1	1,35	1,08	1,01	0,17
10	1,42	1,06	0,98	1,16
12	1,47	1,14	1,04	0,24
31	1,34	1,09	0,99	0,17
Clasa dimensională 3,0 — 3,5 cm				
2	1,41	1,10	0,99	0,19
1	1,32	1,09	1,03	0,18
10	1,33	1,09	1,03	0,17
12	1,50	1,10	0,99	0,20
31	1,35	1,07	0,95	0,14

Portanța elementelor este în funcție de forma acestora. Cu cît elementele sînt mai sferice cu atît au portanța mai mică și invers, cu cît aplatisarea este mai mare și portanța este mai mare.

Variația indicelui de portanță a elementelor din conglomeratele de Bucegi din munții Perșani este de același tip cu variația aplatisării și inversă variației sfericității.

Elementele din împrejurimile Codlei au o portanță mică, sfericitatea lor fiind mare.

Direcții de transport. Studiul orientării planelor maxime *a/b* ale galeților a permis detectarea direcțiilor de transport ale materialului ruditic.

În conglomeratele medii—superioare s-au executat 22 stații în care s-a studiat imbricația elementelor; stațiile efectuate acoperă uniform aria de aflorare a acestor conglomerate.

Direcțiile de transport predominante în conglomeratele de Bucegi medii—superioare sînt de la S la N, cu o ușoară tendință de abatere spre

NNW în partea nordică a ariei lor de răspîndire. În împrejurimile Codlei azimutul mediu este de 14°, iar în munţii Perşani de 330° (pl. I, fig. 6).

S-au efectuat observaţii asupra înclinării planelor maxime *a/b* ale galeţilor. Valoarea medie a înclinării acestor plane faţă de suprafeţele de stratificaţie este, în munţii Perşani şi împrejurimile Codlei, de aproximativ 29°. Se constată o oarecare variaţie a înclinărilor de la S la N. În împrejurimile Codlei media înclinărilor este de 30°, iar în munţii Perşani de 27°.

Compoziţia petrografică. Sub raportul compoziţiei petrografice cantitative, a fost studiată doar partea inferioară a succesiunii de conglomerate din munţii Perşani, pînă la nivelul staţiei nr. 10. În general, pornind din bază şi pînă la acest nivel nu se remarcă vreo variaţie semnificativă a compoziţiei petrografice.

Printre elementele componente, un loc important îl ocupă calcarele (în jur de 60%) dintre care cele albe predomină (49—53%) faţă de cele roşii (35,%) şi cele negre bituminoase (4,9—7,5%). Cuarţitele reprezintă aproximativ 13—15%, şisturile clorito-sericitoase în jur de 13%, micaşisturile şi gnaisele aproximativ 10%, gresiile, calcarenitele şi alte roci 1%. La nivelele inferioare ale succesiunii se întîlnesc jaspuri (0,4—0,5%), iar spre partea mediană apar gresii şi conglomerate mărunte de tip Verrucano (54%).

Vraconian — Cenomanian. Cu privire la direcţiile de transport ale materialului detritic din intervalul Vraconian-Cenomanianului, singurele indicaţii de care dispunem sînt cele oferite de stratificaţia oblică a calcarenitelor nisipoase din valea Bogatei. Aceasta indică un transport de la S la N.

Controlul tectonic al sedimentaţiei

Analiza complexă a cadrului regional mai larg al curburii Carpaţilor oferă următoarele date cu privire la condiţiile de sedimentare în timpul Neocomianului.

Se disting două arii de sedimentare net individualizate prin compoziţia litologică: (1) una cu depozite esenţialmente marnoase şi calcaroase, practic lipsite de material detritic terigen, cuprinzînd actualmente teritoriile limitrofe masivului cristalin al Leaotei (culoarul Dîmbovicioarei,

Bucegi, Postăvaru), și foarte probabil extins și în partea de est a masivului cristalin getic; (2) alta cu depozite de fliș grezos-calcaros, mărginind promontoriul format de masivul getic și anexa lui, masivul Leaota, atît la interior (flișul neocomian din împrejurimile Comanei), cît și la exterior (stratele de Sinaia).

Teritoriul promontoriului getic constituia în timpul Neocomianului o platformă relativ stabilă situată la mică adîncime sub nivelul mării.

Dimpotrivă, aria de sedimentare a flișului neocomian corespunde unei fose cu adîncimi apreciabile și puternic subsidente, mărginită de falii la contactul cu platforma învecinată. Ca sursă a materialului detritic terigen din formațiunile de fliș neocomian sînt de luat în considerare, după cît se pare, numai taluzurile, dar nu și suprafața platformei formate de promontoriul getic, întrucît aceasta era acoperită de depozite neocomiene marnoase și calcaroase. Părțile marginale ale promontoriului getic par să fi generat mai ales sedimente ruditice (șisturi cristaline de tip Leaota, calcare cu Calpionellide și calcare de Stramberg în ruditele stratelor de Sinaia superioare). Este însă greu de imaginat că aceleași taluzuri abrupte, create printr-o tectonică rupturală, să fi constituit și sursa materialului arenitic, în special abundent în intervalul Hauterivianului.

Direcțiile de transport detectate în stratele de Sinaia și care în munții Perșani sînt orientate spre N, iar în bazinul văii Prahova, spre S și SE, indică existența unui centru de dispersiune a materialului arenitic situat în extremitatea de nord-est a promontoriului getic (fig. 3). După toate aparențele acest centru corespunde unei regiuni de acumulare secundară. Sursele primare se află, foarte probabil, situate mai departe spre W, în cadrul ariei transilvane precum și pe masivul getic propriu-zis, materialul fiind transportat în lungul marginii de nord a ultimului. O indicație în acest sens este oferită de prezența unui fliș neocomian grezo-calcaros în partea sud-vestică a munților Perșani (Comana).

Într-o zonă încă mai internă, poate chiar în teritoriul de origine a pînzei transilvane se situează aria de sedimentare a stratelor de Carhaga, caracterizată prin dezvoltarea unui facies marnos eupelagic în intervalul Barremian—Hauterivian inferior și a unui facies calcarenitic în Hauterivianul superior. Prin urmare se poate presupune că materialul arenitic al stratelor de Sinaia a fost transportat de la W în lungul unui canal mărginit de două arii de sedimentare cu depozite marnoase: terminația de NE a promontoriului getic la S (faciesul de Dîmbovicioara) și blocul transilvan la N (faciesul de Carhaga). Pornind din capătul de N al promontoriului

getic, unde se acumulau la debuşeul canalului menţionat, sedimentele arenitice au fost apoi redistribuite prin curenţii de turbiditate dirijaţi atît spre N (munţii Perşani), cît şi spre S şi SE (teritoriul anticlinoriului Zamura) (fig. 3).

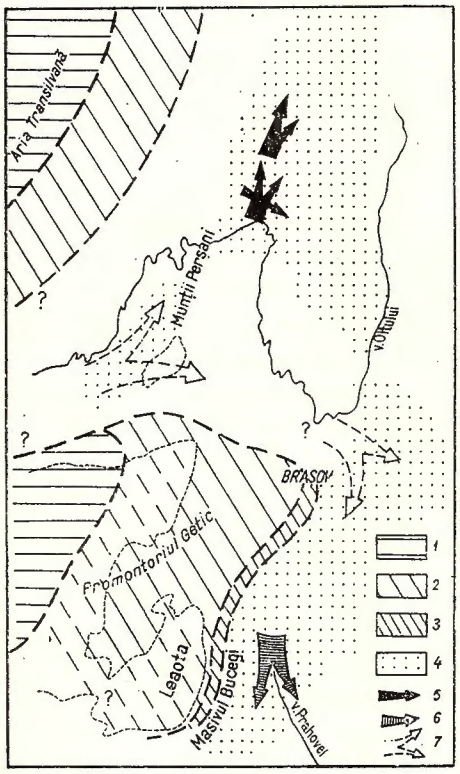


Fig. 3. — Schiţă paleogeografică a părţii interne a curburii Carpaţilor în timpul Neocomianului.

1, uscat; 2, shelf cu sedimentaţie marnoasă; 3, zona probabilă a taluzului continental (prag submarin); 4, aria de afloriment a flişului neocomian (stratele de Sinaia); 5, direcţii de curenţi măsurate de N. Panin şi Ştefana Panin în munţii Perşani; 6, direcţii de curenţi măsurate de D. Jipa în masivul Bucegi (Ghidul excursiilor — Carpaţii Orientali, 1961); 7, direcţii ipotetice de curenţi.

Schéma paléogéographique de la partie interne de la courbure des Carpates pendant le Néocomien.

1, terre ferme; 2, shelf à sédimentation marneuse; 3, zone probable du talus continental (seuil sous-marin); 4, surface d'affleurissement du flysch néocomien (couches de Sinaïa); 5, directions de courants mesurées par N. Panin et Stefana Panin dans les Monts Perşani; 6, directions de courants mesurées par D. Jipa dans le massif Bucegi (Guide des excursions — Carpates Orientales, 1961); 7, directions hypothétiques des courants.

În aria de sedimentare a flişului neocomian se remarcă o creştere procentuală a materialului arenitic spre partea terminală a stratelor de Sinaia, care cuprinde chiar şi depozite ruditice. Această variaţie litologică pe verticală, în special evidentă pe marginea de est a munţilor Perşani, anunţă o ridicare paroxismală a ariilor de sursă spre sfîrşitul Hauterivianului (faza de diastrofism austro-alpină). În aria de sedimentare a faciesului de Dîmbovicioara, corespunzătoare promontoriului getic, aceste mişcări de ridicare sînt abia indicate prin apariţia unor calcare organoclastice şi a unor conglomerate intraformaţionale în intervalul Barremianului.

În schimb, pe teritoriul munților Perșani, ca și mai la N, pe teritoriul pînzei Bucovinice, faza de diastrofism austro-alpină a culminat cu cutarea depozitelor neocomiene peste care se așternu cu discordanță unghiulară evidentă formațiunea de Wildflysch barremo-bedouliană (sinclinalul Hăghimaș) sau depozitele echivalente (formațiunea argilo-silicolitică din împrejurimile Comanei — munții Perșani).

În cursul Barremianului și mai ales a Bedoulianului, așa cum arată prezența ruditelor haotice din formațiunea de Wildflysch, este antrenat într-o mișcare de ridicare și teritoriul de origine al pînzei transilvane. În comparație cu flișul neocomian se remarcă totuși o diminuare a aportului de material arenitic, atît în aria de sedimentare a formațiunii de Wildflysch, cît și în aria mai externă a flișului (stratele de Comarnic și echivalentele).

Ridicarea ariei transilvane are drept consecință, în cursul paroxismului austric vechi, desprinderea principalelor klippe din pînza transilvană. Acestea alunecă peste formațiunea de Wildflysch, a cărei masă instabilă de argile, dezechilibrată prin supraîncărcare se pune și ea în mișcare alunecînd împreună cu klippele spre est.

Diastrofismul austric vechi s-a manifestat și în teritoriul ocupat de stratele de Sinaia, anume printr-o cutare sinsedimentară ce a afectat stratele de Comarnic și echivalentele lor (anticlinoriul Zamurei și anticlinoriul Baraoltului). Imediat după punerea în loc a pînzei transilvane și parautohtonului ei (formațiunea de Wildflsych), adică spre finele Bedoulianului, partea de sud-vest a munților Perșani cuprinzînd masivul cristalin al Gîrbovei și sectorul Comana—Fîntîna, ca și promontoriul getic inclusiv teritoriul Leaotei, sînt antrenate de ridicarea care a progresat spre exterior. Această primă schimbare mai importantă în configurația părții interne a curburii Carpaților, survenită după începutul Cretacicului, a avut repercursiuni considerabile asupra cursului sedimentației.

Aria de ridicare corespunzătoare părții sud vestice a munților Perșani și extremității de nord-est a munților Făgăraș a oferit un substrat favorabil pentru dezvoltarea faciesului recifal. Acest teritoriu se prezintă ca un shelf ce prelungește spre nord promontoriul getic. Simultan cu dezvoltarea faciesului recifal, în teritoriile limitrofe promontoriului getic are loc o recrudescență a aportului de material detritic (conglomeratele de Bucegi inferioare și local flișul cu gresii în bancuri groase). Pentru sedimentele arenitice și subordonat ruditice din intervalul Apțianului mediu și superior sînt de luat în considerare două arii de sursă (fig. 5) : (1) pro-

montoriul getic şi (2) aria transilvană. Promontoriul getic a furnizat sedimente detritice şi local olistolite pentru teritoriul situat la est (masivul Bucegi, Piatra Mare, partea de nord a anticlinoriului Zamura) şi la nord-est (partea meridională a munţilor Perşani).

Direcţiile de transport spre nord, în partea meridională a munţilor Perşani şi spre sud, pe versantul estic al masivului Bucegi arată existenţa unui centru de dispersiune care s-ar situa aproximativ la W sau NW de Piatra Mare. O indicaţie asupra localizării acestui centru o oferă şi puternica dezvoltare a conglomeratelor apţiene din Piatra Mare, conglomerate ce conţin un procent ridicat de calcare anisiene bituminoase similare celor din împrejurimile Braşovului.

În ceea ce priveşte formaţiunile apţiene din masivul Bucegi, direcţiile de transport identificate în terenurile de fliş sînt aproape exclusiv longitudinale, în general de la N la S. Totuşi compoziţia în ansamblu a conglomeratelor apţiene ca şi variaţia pe care o prezintă această compoziţie de la un sector la altul (Dihamu, Sinaia, Raciu-Piscu cu Brazi), indică existenţa mai multor surse în însăşi masivul Leaotei, adică un aport transversal de sedimente detritice care se adaugă celui longitudinal de la N.

Transportul longitudinal spre N al materialului detritic provenit din promontoriul getic, pus în evidenţă în partea meridională a munţilor Perşani, a avut loc la exteriorul shelf-ului pe care se dezvoltau simultan recifii urgonieni din sectorul Gîrbova—Fîntîna. Aceştia din urmă au furnizat probabil blocurile mari de calcare cu Pachiodonte care se întîlnesc în conglomeratele apţiene.

În partea centrală şi de nord a teritoriului munţilor Perşani, adică în sectorul de înecare axială spre nord a promontoriului getic, la aportul longitudinal de la S se adaugă un aport transversal de sedimente detritice ruditice şi arenitice provenind de la W, din aria de sursă transilvană. În ce priveşte ruditele, aportul de la W suplează complet pe cel de la S. El este singur răspunzător pentru grosimea considerabilă (700—800 m) pe care o ating conglomeratele apţiene în partea centrală a munţilor Perşani (defiletul Oltului) (fig. 4). În schimb, în ceea ce priveşte flişul ce urmează acestor conglomerate, la aportul de la W se adaugă şi un aport de la S (fig. 5).

Flişul, care în munţii Perşani sau masivul Bucegi se interpune între conglomeratele de Bucegi inferioare şi cele medii-superioare, corespunde, unui episod intercurent de calm orogenic relativ. Odată însă cu Albianul sedimentaţia detritică grosieră este reluată la o scară mai mare. Această

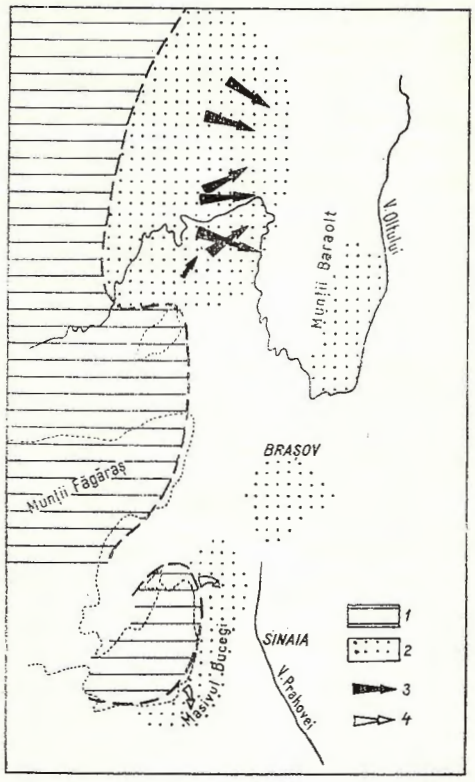


Fig. 4. — Schița paleogeografică a părții interne a curburii Carpaților, în timpul sedimentației (conglomerate de Bucegi inferioare) (Aptian mediu și superior).

1, uscat; 2, aria de răspîndire a conglomeratelor de Bucegi inferioare; 3, direcții de curenți măsurate de N. Panin și Ștefana Panin în munții Perșani; 4, direcții ipotetice de curenți pe teritoriul masivului Bucegi.

Schéma paléogéographique de la partie interne de la courbure des Carpates, pendant le processus de sédimentation (conglomérats inférieurs de Bucegi) (Aptien moyen et supérieur).

1, terre ferme; 2, surface de la répartition des conglomérats inférieurs de Bucegi; 3, directions de courants mesurées par N. Panin et Ștefana Panin dans les Monts Perșani; 4, directions hypothétiques de courants sur le territoire du massif Bucegi.

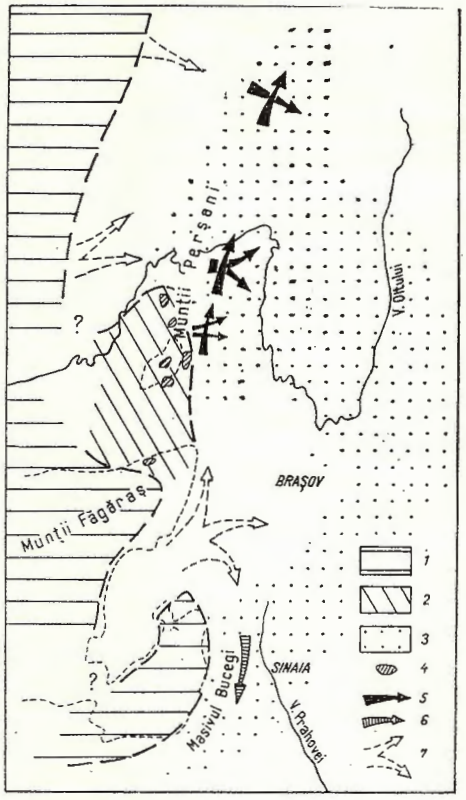


Fig. 5. — Schiță paleogeografică a părții interne a curburii Carpaților, în timpul sedimentației (flișul marno-grezos aptian).

1, uscat; 2, shelf cu sedimentație recifală; 3, aria de răspîndire a flișului marno-grezos; 4, recifi; 5, direcții de curenți măsurate de N. Panin și Ștefana Panin în munții Perșani; 6, direcții de curenți măsurate de D. Patrulius și N. Mihăilescu în masivul Bucegi (Ghidul excursiilor — Carpații Orientali, 1961); 7, direcții ipotetice de curenți.

Schéma paléogéographique de la partie interne de la courbure des Carpates, pendant le processus de sédimentation (flysch aptien marno-gréseux).

1, terre ferme; 2, shelf à sédimentation récifale; 3, surface de répartition du flysch marno-gréseux; 4, récifs; 5, directions de courants mesurées par N. Panin et Ștefana Panin dans les Monts Perșani; 6, directions de courants mesurées par D. Patrulius et N. Mihăilescu dans le massif Bucegi (Guide des excursions — Carpates Orientales, 1961); 7, directions hypothétiques de courants.

recrudescenţă a aportului de material ruditic corespunde cu începutul fazei de diastrofism austrică nouă în cursul căreia se ridică partea centrală a promontoriului getic, principalul, dacă nu unicul, furnizor de sedimente ruditice pentru intervalul Albianului în zonele interne ale curburii Carpaţilor. Corelativ cu aceste ridicări, are loc o schimbare în

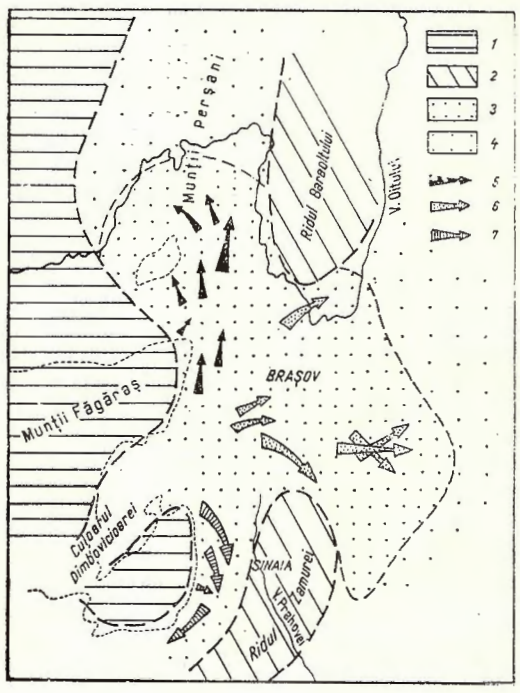


Fig. 6. — Schiţa paleogeografică a părţii interne a curburii Carpaţilor, în timpul Albianului (conglomerate de Bucegi medii—superioare) şi al Vraconianului (după N. Mihăilescu, N. Panin, D. Jipa, L. Contescu, 1967).
1, uscat; 2, fund înalt, rid submarin; 3, aria de răspîndire a conglomeratelor de Bucegi medii-superioare; 4, faciesurile grezoase echivalente; 5, direcţii de curenţi măsurate de N. Panin şi Ştefana Panin în munţii Perşani şi împrejurimile Codlei; 6, direcţii de curenţi măsurate de N. Mihăilescu, D. Jipa, L. Contescu (1967) în masivele Postăvaru—Piatra Mare, Ciucaş—Zăganu şi munţii Baraolt; 7, direcţii de curenţi măsurate de N. Mihăilescu şi N. Panin în masivul Bucegi (1967).

Schéma paléogéographique de la partie interne de la courbure des Carpates pendant l'Albien (conglomérats moyens-supérieurs de Bucegi) et le Vraconien (d'après N. Mihăilescu, N. Panin, D. Jipa, L. Contescu, 1967).
1, terre ferme; 2, haut fond, pli sous-marin; 3, surface de répartition des conglomérats moyens-supérieurs de Bucegi; 4, faciès gréseux équivalents; 5, directions de courants mesurées par N. Panin et Ştefana Panin dans les monts Perşani et les environs de Codlea; 6, directions de courants mesurées par N. Mihăilescu, D. Jipa, L. Contescu (1967) dans les massifs Postăvaru—Piatra Mare, Ciucaş—Zăganu et les monts Baraolt; 7, directions de courants mesurées par N. Mihăilescu et N. Panin dans le massif Bucegi (1967).

părţile marginale ale promontoriului getic, antrenate în mişcarea generală de subsidenţă ce a cuprins teritoriul munţilor Perşani, o mare parte din depresiunea Braşovului, precum şi teritoriul masivelor Ciucaş-Zăganu şi Bucegi. Astfel în partea meridională a munţilor Perşani direcţiile generale de transport de la S la N, arată că masivul cristalin al Gîrbovei nu mai constituia un fund înalt ca în timpul Apţianului. Este de asemenea antrenată în scufundare marginea externă a masivului Leaotei aşa cum arată extinderea spre W a conglomeratelor albiene peste terenurile Neocomianului de facies marnos şi peste calcarele neojurasice din cuvertura masivului.

În această mişcare generală de scufundare, două teritorii din aria de sedimentare a flişului rămîn totuşi în poziţie relativ înaltă (fig. 6), şi

anume : ridul Baraoltului la N și ridul Zamurei la S. Prezența unui fund înalt pe teritoriul munților Baraolt determină o deviere a curenților de la direcția generală spre N și anume : spre NE (sudul munților Baraolt) și spre NNW (sudul munților Perșani). Fundul înalt de la S separă două culoare longitudinale ; cel de la vest corespunde masivului Bucegi, cel de la est, ariei de dezvoltare a conglomeratelor din munții Grohotișu și Bobu.

În sectorul de înecare spre N al ridului Zamurei, transportul nestingherit de la W spre E al materialului detritic este răspunzător pentru acumularea sedimentelor ruditice din teritoriul masivului Ciucaș-Zăganu.

Studiul morfometric al galeților duce la ideea că modelarea lor a fost produsă în cursul unui transport în care factorii hidrodinamicii au fost foarte asemănători cu cei fluvio-continentali. Transportul ulterior și redistribuirea materialului ruditic pe o suprafață foarte mare s-a efectuat, probabil, cu ajutorul unor curenți foarte puternici (pentru aceasta pledează înclinarea mai mare a planelor maxime a/b ale galeților), care au constituit într-un fel continuarea submarină a agenților de transport continentali. S-a format în acest mod o foarte vastă pînză de depozite ruditice (fig. 6).

În cursul depunerii întregii mase de conglomerate de Bucegi medii — superioare, în aria de sedimentare a munților Perșani, se observă o constanță remarcabilă a direcției sistemului de curenți. Nu același lucru se poate spune despre intensitatea lor. Puterea agenților de transport crește de la bază spre mijlocul stivei de conglomerate, pînă la un anumit moment marcat printr-un maxim granulometric și o anomalie morfometrică (zona stației 10), iar apoi scade din ce în ce mai mult spre partea superioară a conglomeratelor.

Faza de diastrofism austrică tîrzie se încheie cu o emersiune spre sfîrșitul Albianului, urmată de o transgresiune vraconiană. Aceasta din urmă este evidentă în partea centrală a munților Perșani, ca și la S de masivul Leaotei în valea Dîmboviței și constituie un fapt general pe tot teritoriul unității stratelor de Sinaia. Este interesant de notat că după acest episod final al mișcărilor austrice, deși noi teritorii au fost cîștigate uscatului totuși începînd din Vraconian aportul de materiale ruditice și arenitice începe să scadă în zonele interne de la curbura Carpaților. În intervalul Vraconian-Cenomanianului inferior, o acumulare mai importantă de sedimente ruditice a avut loc în culoarul Dîmbovicioarei, iar după M. Săndulescu, și pe teritoriul masivului Piatra Mare-Postăvaru.

În schimb pe teritoriul munţilor Perşani, începînd cel puţin din Cenomanian, dacă nu mai devreme, aportul de material ruditic sistează complet, iar cel de sedimente arenitice terigene este şi el comparativ foarte redus. Această schimbare în mersul sedimentaţiei se poate explica numai în parte prin uzura reliefului vecin zonelor de acumulare. Ea este foarte probabil condiţionată şi de o modificare a climatului care a condus la o alteraţie mai profundă a rocilor în teritoriile emerse.

BIBLIOGRAFIE

Cailleux A., Tricart J. (1959) Initiation à l'étude des sables et galets. I, II, III. C.D.U. Paris.

Dumitriu M., Dumitriu Cristina (1962) Cartodiagrama de paleocurenţi a munţilor Perşani (valea Vîrghişului, defileul Oltului, valea Măeruşului). *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.* VII, 3—4. Bucureşti.

Mihăilescu N., Panin N., Contescu L., Jipa D. (1967) Transportul şi sedimentarea galeţilor din molasa conglomeratică albiană din Carpaţii Orientali (România). *Acad. R.S.R., Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Seria Geologie,* XII, 1, Bucureşti.

Murgeanu G., Patrulius D. (1957) Cretacicul superior de pe marginea Leaotei şi vîrsta conglomeratelor de Bucegi. *Bul. Şt. Acad. R. P. R.,* II, 1. Bucureşti.

— Filipescu M. G., Patrulius D. et al. (1961) Ghidul excursiilor B — Carpaţii Orientali. *Congr.* V *Asoc. Geol. Carpato-Balcanică.* Bucureşti.

— Patrulius D., Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N., Panin N., (1963) Stratigrafia şi sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Carpaţilor. *Com. Sc. Congr.* V (1961) *Asoc. Geol. Carpato-Balcanică.* III/2. Bucureşti.

— Patrulius D. (1963) Les conglomérats de Bucegi, formation de molasse mésocrétacée des Carpates Orientales. *Trav.* VI-e *Congr. Ass. Géol. Carpato-Balkanique, Varsovie.* Cracovie.

Panin N., Mihăilescu N., Jipa D., Contescu L. (1963) Asupra modului de formare a conglomeratelor de Bucegi. *Com. Sc. Congr.* V (1961) *Asoc. Geol. Carpato-Balcanică.* III/2. Bucureşti.

Patrulius D. (1964) Observaţiuni asupra depozitelor mezozoice din Bucegi şi Perşani. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII. Bucureşti.

— Popa-Dimian Elena, Dimitriu-Popescu Ileana (1966) Seriile mezozoice autohtone şi Pînza de decolare transilvană din împrejurimile Comanei (Munţii Perşani). *An. Com. Stat Geol.* XXXV. Bucureşti.

Pauliuc S. (1963) Studiul geologic al munţilor Perşani centrali cu privire specială la Cretacicul superior. Com. Stat Geol., Stud. tehn. econ. seria J_4. Bucureşti.

Rivière A. (1952) Expression analytique générale de la granulométrie des sédiments meubles. *B.S.G.F.* 6-e *série,* II, 1—3. Paris.

Rosfelder A. (1960) Contribution à l'analyse texturale des sédiments. Thèse, Univ. d'Alger.

Săndulescu Jana (1966) Biostratigrafia şi faciesurile Cretacicului superior şi Paleogenului din Ţara Bîrsei (Carpaţii Orientali). *D. S. Com. Stat Geol.* LII/2. Bucureşti.

Săndulescu M. (1964) Structura geologică a masivului Postăvaru — Runcu (Munţii Braşovului). *An. Com. Geol.* XXXIV. Bucureşti.

— (1966) Structura geologică a terenurilor mezozoice de la exteriorul masivului cristalin al Făgăraşului. *D. S. Com. Stat Geol.* LII/2. Bucureşti.

LA SÉDIMENTOGENÈSE DES FORMATIONS CRÉTACÉES DES MONTS PERȘANI ET DES ENVIRONS DE CODLEA

PAR

D. PATRULIUS, N. PANIN, ŞTEFANA PANIN

(Résumé)

Sur le territoire des Monts Perşani qui représentent l'unité morphologique la plus interne de la Courbure des Carpates Roumaines se distinguent les unités structurales suivantes : (1) la nappe Transylvaine (Dacides centrales) ; (2) la zone du Wildflysch (Dacides médiannes) à 3 groupes de formations : (*a*) le paléoautochtone, (*b*) le parautochtone et (*c*) le néoautochtone ; (3) l'Unité des couches de Sinaïa (Dacides marginales).

Les auteurs ont analysé du point de vue sédimentologique les Couches de Sinaia (flysch néocomien des Dacides marginales) ainsi que les formations crétacées néoautochtones de la zone du Wildflysch notamment les conglomérats de l'Aptien et de l'Albien (peut-être aussi du Vraconien) désignés comme Conglomérats de Bucegi, un flysch marno-gréseux de l'Aptien moyen et supérieur, enfin des grès et des calcarénites du Vraconien-Cénomanien. Basés sur les données qui en résultent, les auteurs ont tenté de reconstituer les conditions de sédimentation propres aux zones internes de la Courbure des Carpates pendant l'intervalle du Néocomien—Cénomanien.

L'aire de sédimentation du flysch néocomien correspond à une fosse relativement profonde et à subsidence marquée, bordée au NW par le Môle Transylvain et au SW par le Massif Gétique dont l'extrémité

orientale qui s'avance jusque dans les environs de Braşov constitue le Promontoire Gétique. Les directions de transport du matériel détritique mesurées dans le flysch néocomien (Couches de Sinaïa) des Monts Perşani sont orientées vers le N et le NNE, tandis qu'à l'est du Promontoire Gétique les courants étaient dirigés vers le S et le SE (vallée de la Prahova). Cette disposition indique l'existence d'un centre d'accumulation primaire du matériel détritique situé à l'extrémité NE du Promontoire Gétique d'où a eu lieu une dispersion fortement divergente. Les sources du matériel semblent être situées beaucoup plus loin vers l'ouest, à l'intérieur même de l'actuelle Dépression Transylvaine, car le haut fond représenté par le Promontoire Gétique, de même que la bordure orientale du Môle Transylvain, sont à exclure comme aires d'origine des sédiments arénitiques, ces deux territoires étant pendant le Néocomien le siège d'une sédimentation marneuse (fig. 3).

Vers la partie supérieure des Couches de Sinaïa l'on constate un accroissement dans le pourcentage du matériel arénitique de même que la présence de conglomérats. Cet apport de sédiments grossiers prélude à la phase de diastrophisme austro-alpine dont le paroxysme marque la fin de l'Hauterivien. Sur le territoire des Monts Perşani et plus au N sur le territoire de la Nappe Bucovinienne cette phase a culminé par le plissement des dépôts néocomiens sur lesquels repose avec discordance la formation de Wildflysch (Barrémien-Bédoulien) ou les dépôts équivalents.

Pendant le Barrémien et surtout au cours du Bédoulien des mouvements de soulèvement se manifestent dans le territoire d'origine de la Nappe Transylvaine. À la fin de la première phase du diastrophisme autrichien ces mouvements ont pour conséquence le décollement des principaux lambeaux de la nappe qui glissent sur la formation de Wildflysch. La masse argileuse de cette dernière, déséquilibrée par surcharge, se met elle-aussi en mouvement, portant vers l'est les lambeaux qui la surmontent.

Après la mise en place de la Nappe Transylvaine et de son parautochtone (la formation de Wildflysch), c'est à dire vers la fin du Bédoulien, la partie SW des Monts Perşani (le Massif cristallin de Gîrbova et le secteur de Comana — Fîntîna), ainsi que le Promontoire Gétique, y compris l'actuel Massif de Leaota, sont entrainés dans le mouvement général de soulèvement qui progressait vers l'extérieur. La zone de soulèvement qui embrasse la partie SW des Monts Perşani ainsi que l'extrémité

NE des Monts Făgăraș constitue un shelf offrant des conditions favorables pour le développement du faciès récifal. À l'extérieur de ce shelf la sédimentation est marquée par une récrudescence dans l'apport de matériel détritique grossier (Conglomérats de Bucegi inférieurs et localement flysch en gros bancs de l'Aptien).

Au cours de l'Aptien moyen—supérieur deux aires dispensatrices de matériel arénitique et ruditique entrent en jeu, notamment : (1) le Promontoire Gétique à configuration modifiée et (2) le Môle Transylvain. Le Promontoire Gétique a fourni du matériel détritique et par endroits des olistolithes pour les territoires situés à l'est (le Massif de Bucegi, Piatra Mare, la partie septentrionale de l'anticlinal de Zamura) et au nord (partie méridionale des Monts Perșani). Dans le Massif de Bucegi la direction prédominante de transport est longitudinale, du N au S, tandis que dans la partie méridionale des Monts Perșani elle est de sens contraire, du S vers le N. Plus au nord, dans la partie centrale et septentrionale des Monts Perșani, qui correspond au secteur d'ennoyage du Promontoire Gétique, un puissant apport de matériel détritique grossier d'ouest en est, provenant du Môle Transylvain efface totalement le transport longitudinal du sud vers le nord (fig. 4). C'est seulement après le dépôt des conglomérats de Bucegi inférieurs, pendant l'Aptien moyen et supérieur, que l'apport dû aux courants longitudinaux provenant du Promontoire Gétique égale en importance, sur le même territoire, les apports transversaux à partir du Môle Transylvain. On doit noter toutefois que le matériel transporté est beaucoup plus fin qu'auparavant (flysch marno-gréseux). Puisque dans l'aire de sédimentation qui correspond au Massif de Bucegi la direction de transport dominante du matériel détritique du flysch est longitudinale vers le sud, on peut supposer que le centre de dispersion de ce matériel était situé à l'extrémité NE du Promontoire Gétique (fig. 5).

Avec l'Albien la sédimentation des rudites est reprise à une échelle beaucoup plus grande (Conglomérats de Bucegi moyens—supérieurs). Cette récrudescence dans l'apport des sédiments grosiers correspond à la deuxième phase du diastrophisme autrichien, quand la partie centrale du Promontoire Gétique affectée par un soulèvement progresif devient dorénavant la principale sinon l'unique source des sédiments ruditiques développés dans les zones internes de la Courbure des Carpates. Simultanément tout le territoire qui embrasse les Monts Perșani, la Dépression de Brașov, les Massifs de Ciucaș-Zăganu et des Bucegi,

est soumis à un mouvement général de subsidence. Dans cette subsidence sont également entrainées la partie méridionale des Monts Perşani — respectivement le Massif cristallin de Gîrbova qui constituait pendant l'Aptien un haut fond à sédimentation récifale — et la bordure externe du Massif de Leaota. Les directions de transport mesurées dans les conglomérats albiens, notamment du S vers le N (Monts Perşani), d'W en E (Massif de Ciucaş-Zăganu), du N vers le S (Massif de Bucegi) forment dans l'ensemble un éventail dont le centre de divergence se trouve situé approximativement au débouché du Couloir de Dîmbovicioara (fig. 6). Le contour de cet éventail est déformé par deux rides qui dans le territoire soumis à la subsidence se maintiennent dans une position relativement élevée. Ce sont la ride de Baraolt au N et la ride de Zamura au S. La présence d'un haut-fond au nord est mise en évidence par une déviation des courants vers le NNW sur le territoire des Monts Perşani et vers le NE à l'extrémité méridionale des Monts Baraolt. La ride de Zamura est responsable pour le dédoublement de la voie de transport vers la sud. L'étude morphométrique des gafets indique que l'usure au cours du transport a été déterminée par des facteurs hydrodynamiques semblables à ceux qui actionnent dans le transport des sédiments fluvio-continentaux. La rédistribution du matériel détritique sur une vaste superficie c'est probablement effectuée à l'aide de courants puissants, continuation sous-marine des agents transporteurs continentaux.

Pendant la sédimentation de la masse des Conglomérats de Bucegi moyens—supérieurs on peut constater sur le territoire des Monts Perşani une constance remarquable dans la direction des courants transporteurs. On ne peut pas dire la même chose en ce qui concerne leur intensité. La force des agents transporteurs augmente de la base vers la partie moyenne de la succession, jusqu'à un niveau marqué par un maximum de la granulométrie et une anomalie morphométrique. Une fois cette limite dépassée la force des courants a diminué progressivement vers le sommet des sédiments ruditiques.

La deuxième phase du diastrophisme autrichien s'achève vers la fin de l'Albien par une émersion, à laquelle fait suite une transgression vraconienne. Cette dernière est évidente dans la partie centrale des Monts Perşani, sur le territoire du Couloir de Dîmbovicioara, ainsi que sur toute l'étendue de l'Unité des Couches de Sinaïa. Au Vraconien des accumulations locales de rudites sont encore à noter (Couloir de Dîmbovicioara) mais dès le Cénomanien la sédimentation y devient principalement marneuse.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte des directions de paleocourents dans les conglomérats crétaciques des Monts Perşani et de la région Codlea (limites géologiques d'après D. Patrulius, Elena Popa, Ileana Popescu (1964) et M. Săndulescu, Jana Săndulescu (1964).

1, conglomérats de Bucegi moyen-supérieurs (Crétacé moyen-supérieur) ; 2, conglomérats de Bucegi inférieurs (Crétacé moyen) ; 3, formations calcaires mésozoïques (Trias, Jurassique, Crétacé inférieur) ; 4, formations cristallines ; 5, surfaces d'égale densité des pôles du plan maximum a/b des galets mesurés ; 6, directions d'écoulement des paléocourents, résultées des diagrammes d'orientation des galets ; 7, station où l'on a établi l'orientation des galets ; 8, station où l'on a effectué des mesurages morphométriques ; 9, station ou l'on a effectué des mesurages granulométriques et morphométriques ; 10, numéro de la station (35), nombre des mesurages (100).

N. PANIN, ȘTEFANA PANIN

HARTA DIRECȚIILOR DE PALEOCURENȚI ÎN CONGLOMERATELE CRETACICE DIN MUNȚII PERȘANI ȘI REGIUNEA CODLEA

Limitele geologice după D. Patrulius, Elena Popa, Ileana Popescu (1964) și M. Săndulescu, Jana Săndulescu (1964)

0 1500 3000 4500 m.

LEGENDA

1. Conglomerate de Bucegi medii - superioare (Cretacic mediu-superior)
2. Conglomerate de Bucegi inferioare (Cretacic mediu)
3. Formațiuni calcaroase mezozoice (Triasic, Jurasic, Cretacic inf.)
4. Formațiuni cristaline
5. Suprafețe de egală densitate a polilor planului maxim a/b al galeților măsurați: 25-35 %; 15-25 %; 1-5 %
6. Direcții de curgere a paleocurenților rezultînd din diagramele de orientare a galeților: Pentru conglomerate de Bucegi medii-superioare; Pentru conglomerate de Bucegi inferioare
7. Stație în care s-au efectuat măsurători de orientare a galeților
8. Stație în care s-au efectuat măsurători morfometrice
9. Stație în care s-au efectuat măsurători granulometrice și morfometrice
10. 35. Numărul stației; 100. Numărul măsurătorilor

Racoșul de Sus
Racoșul de Jos
Augustin
Bogata Olt
Dopca
Comana
Măeruș
Vlădeni
Codlea
v. Virghiș
v. Baghimaș
v. Fenișa
v. Olt
v. Ormeniș
v. Remetea
v. Bogata
v. Măeruș
v. Comana
v. Mînăstirii
v. Crișbavului
v. Goldbah
v. Vulcănița

INSTITUTUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. LIV/3

Imprim. Atel. Instit. Geol.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

STRATIGRAFIE

STRATIGRAFIA ŞI STRUCTURA PÎNZEI INTERNE SUPERIOARE DIN FLIŞUL CRETACIC, DINTRE VALEA BISTRIŢEI ŞI VALEA MOLDOVEI (CARPAŢII ORIENTALI) [1]

DE

GRIGORE ALEXANDRESCU[2]

Abstract

Stratigraphy and Structure of the Upper Innermost Nappe of the Cretaceous Flysch between the Bistriţa and Moldova Valleys (East Carpathians). The stratigraphical units of the innermost Flysch nappe are described, i.e. : the Sinaia Beds (Neocomian), the Bistra Beds (Barremian-Bedoulian), the Babşa Beds (Bedoulian-Upper Aptian) and an Albian gritty-conglomeratic complex. Paleontological evidence is given supporting the correlation of the Bistra and Babşa Beds. The major folds and faults of the nappe are listed. The amplitude of the overthrusting is estimated to be of 8 km at least.

Introducere. Prin studiile de sinteză asupra flişului cretacic al Carpaţilor Orientali, M. G. Filipescu (1955 a, b) şi I. Băncilă (1955, 1958) au adus importante modificări schemei stratigrafice elaborată de G. Macovei şi I. Atanasiu (1926) pentru acest domeniu.

În conformitate cu noua schemă stratigrafică şi tectonică elaborată de M. G. Filipescu şi I. Băncilă pentru flişul cretacic al Carpaţilor Orientali, în sectorul moldovenesc cuprins între valea Bistricioarei (la sud) şi valea Moldovei (la nord), s-au separat două unităţi tectonice care sînt încălecate una peste alta, de la vest la est. Faciesurile acestor două unităţi sînt deosebite. Cele ale pînzei interne inferioare au fost analizate într-o

[1] Comunicare în şedinţa din 25 aprilie 1967.

[2] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

altă lucrare (Gr. Alexandrescu, 1966). Faciesurile şi structura pînzei interne superioare se vor analiza în cele ce urmează (v. pl.)

Date stratigrafice

Pînza internă superioară (M. G. Filipescu) = **flişul vest-intern** (I. Băncilă) = **unitatea de Ceahlău** (I. Dumitrescu et al.). Această unitate se situează între zona cristalino-mezozoică (= pînza bucovinică) şi „flişul curbicortical" (vezi planşa). La alcătuirea sa iau parte următoarele entităţi litologice:

a) *Strate de Sinaia* (V. Popovici-Hatzeg, 1898, *Valanginian—Hauterivian*, W. Teisseyre, 1907). Aceste strate sînt dezvoltate în partea de vest a pînzei interne superioare şi apar sub forma unei benzi orientată N—S. Lăţimea acestei benzi este variabilă, ajungînd în unele locuri la 7 — 8 km, cum este de exemplu pe paralela Grinţieş — Bistricioara, dar reducîndu-se treptat spre nord, pînă în valea Moldovei unde nu are decît 200— 300 m. De aici stratele de Sinaia se continuă pînă la graniţa de nord a ţării, trec apoi pe teritoriul U.R.S.S., unde sînt cunoscute sub numele de strate de Rachov.

În acest sector carpatic în stratele de Sinaia s-au identificat două orizonturi, cu caractere litologice deosebite:

Orizontul inferior, alcătuit dintr-o alternanţă de şisturi argiloase, marno-calcare cenuşii şi negricioase, calcare litografice, gresii calcaroase în bancuri groase şi conglomerate. Gresiile calcaroase sînt dispuse în bancuri de 1—3 m şi au la partea inferioară „hieroglife" mari. Acestea se întîlnesc în malul Bistriţei la Mădei (la vest de podul de la Gîsca), precum şi la confluenţa pîrîului Cotrigaşi cu rîul Bistriţa.

Orizontul superior, reprezintă un pachet de trecere între sedimentele calcaroase-grezoase ale orizontului inferior şi sedimentele detritice ale stratelor de Bistra. Este constituit în cea mai mare parte din şisturi argiloase, gresii calcaroase dure cu diaclaze umplute cu calcit, gresii cu structură convolută şi intercalaţii subordonate de marno-calcare cenuşii de tipul celor din orizontul inferior. Pînă în prezent, s-a constatat că acest orizont apare numai în partea estică a zonei cu strate de Sinaia, la limita cu stratele de Bistra (pe pîrîul Dreptu, aval de confluenţa Pîrîului Larg cu pîrîul Dreptu, apoi mai spre N, la confluenţa Pîrîului Buşmei cu valea Bistriţei şi pe Pîrîul lui Găină, în versantul stîng al Bistriţei, unde se întîlneşte un profil

complet al acestui orizont). Lipsa acestuia în restul ariei stratelor de Sinaia, se datorează probabil eroziunii, iar în partea vestică a zonei cu strate de Sinaia, este probabil acoperit tectonic de către zona cristalino-mezozoică (= pînza bucovinică).

b) *Strate de Bistra* (G. Macovei, I. Atanasiu 1926, 1934; G. Cernea, 1952, *Barremian—Apțian inferior*). Aceste strate ocupă o suprafață relativ mare, păstrînd în mod constant aceleași caractere litologice, începînd din regiunea Bicaz, unde au fost descrise de G. Macovei și I. Atanasiu (1926), pînă în valea Moldovei unde dispar tectonic sub stratele de Sinaia (la sud de Slătioara). Acestea imprimă regiunii un relief puternic, luînd parte la alcătuirea culmilor celor mai înalte dintre valea Bistriței și valea Moldovei, care începînd de la S spre N sînt: Hurduga (1347 m), Rozemul (1434 m), Gemenii-Borca (1440), Migovanu-Căpățîna (1425 m), Băieșescu (1307 m), continuîndu-se apoi în muntele Ostra (1332 m) pînă la S de Slătioara.

Litologic, stratele de Bistra sînt alcătuite din 3 tipuri principale de roci: șisturi argiloase, gresii și conglomerate poligene. Gresiile sînt rocile cele mai răspîndite și mai caracteristice formînd bancuri puternice de 1—8 m așa cum se observă pe văile: Fărcașa, Sabasa, Pietroasa, Cărbunaru, Ostra și Gemenea.

Conglomeratele se dezvoltă local la partea superioară, fiind formate din roci cristaline (ortognaise, cloritoșisturi, micașisturi) și fragmente și blocuri de roci sedimentare (calcare cenușii și albicioase, dolomite, gresii calcaroase și marno-calcare). Acest tip de roci se întîlnește pe pîrîul Cornului în bazinul Bistriței, pîrîul Galu, pîrîul Vremenița, apoi în valea Sabasa și la Gemenea la sud de valea Moldovei.

Vîrsta barremiană acordată stratelor de Bistra (G. Macovei, I. Atanasiu, 1926) a fost ulterior confirmată de două specii de amoniți citați de G. Macovei (1958): *Macroscaphites yvani*, la Chisirig în valea Bicazului și *Costidiscus recticostatus*, pe valea Bistricioara. Menționăm faptul că autorul sus citat, nu a precizat poziția exactă din care au fost recoltate aceste forme.

Autorul prezentei note, a găsit la partea superioară a stratelor de Bistra în valea Sabasa, afluent pe stînga văii Bistrița, formele: *Costidiscus recticostatus*, *Cheloniceras* sp., *Tropaeum* sp. și *Pseudohaploceras* sp. Stratele de Bistra, cuprind așadar și o parte din Apțianul inferior (Gr. Alexan-

d r e s c u , 1967). În ceea ce priveşte limita inferioară a stratelor de Bistra, din lipsa unor dovezi convingătoare, nu se pot face aprecieri.

c) *Strate de Babşa* (S. A t h a n a s i u , 1905, *emend.* G r . A l e x a n d r e s c u, 1967, *Apţian*, 400— 500 m). Aceste strate urmează în continuitate peste stratele de Bistra şi reprezintă un fliş şistos-grezos tipic, fiind alcătuite dintr-o alternanţă ritmică, groasă de 400 — 500 m, de şisturi argiloase, gresii calcaroase subţiri şi marno-calcare cu grosimi centimetrice care domină la partea superioară. Depozitele de acest tip au o dezvoltare regională începînd din valea Bistriţei spre N pînă la S de valea Moldovei, unde dispar tectonic odată cu stratele de Bistra, sub planul de încălecare a stratelor de Sinaia (la sud de Slătioara). Acestea sînt dispuse în trei zone sinclinale : cea mai estică zonă fiind sinclinalul Sabasa—Ceahlău, urmat spre W de sinclinalul Pietroasa—Hăcigosu ; mai spre N, la W de muntele Ostra (1332 m), se găseşte sinclinalul Ostra—Gemenea.

La partea inferioară a stratelor de Babşa, în bazinul văii Bistriţa, pe un afluent al văii Sabasa, anume pe Pîrîul Sec, autorul a găsit o asociaţie de amoniţi cu : *Deshayesites* cf. *deshayesi* L e y m ., *Toxoceratoides* sp., *Leptoceratoides* sp., *Ancyloceras* sp., *Sinzovia trautscholdi* (S i n z o v), *Aptychus* sp., etc.

Pe baza acestor forme se poate afirma că partea inferioară a stratelor de Babşa aparţine Apţianului inferior (Bedoulian), cu posibilitatea ca restul seriei să urce pînă în Apţianul superior (Gargasian) (G r . A l e x a n d r e s c u , 1967).

d) *Orizontul grezos-conglomeratic* (*Albian*). Este constituit dintr-un pachet gros de cîteva sute de metri, format din gresii grosiere, conglomerate poligene de tipul acelora din Ceahlău şi intercalaţii marnoase argiloase în partea bazală. Acest orizont apare în mod izolat, fiind păstrat numai în cîteva locuri menajate de eroziune : Hăcigosul (1420 m), Stînişoara-Bivolul (1547 m), valea Fărcaşa şi valea Bistriţei la Roşeni, în amonte de viaductul de la Poiana Teiului. De aici se continuă în masivul Ceahlău, unde are o dezvoltare mai mare. Cu acest episod detritic se încheie probabil în acest sector carpatic, primul ciclu de sedimentare din cadrul pînzei interne superioare. În regiunea de curbură a Carpaţilor Orientali, peste depozite similare (conglomerate de Ciucaş-Zăganu) se dispune transgresiv Vraconianul superior (G. M u r g e a n u , D. P a t r u l i u s , 1957 ; G r . P o p e s c u, 1958 ; M. Ş t e f ă n e s c u , M a r i n a Ş t e f ă n e s c u , 1964).

Date tectonice

În sectorul cuprins între valea Bistricioarei și valea Moldovei, se separă două domenii; unul vestic, care aparține zonei cristalino-mezozoice (= pînza bucovinică) în sensul lui V. Uhlig (1907) și unul estic care aparține zonei flișului cretacic. În flișul cretacic se individualizează mai multe unități tectonice, care de la est spre vest sînt: unitatea Audia (= pînza de Cernahora), pînza internă inferioară (M. G. Filipescu) = flișul est intern (I. Băncilă) sau „flișul curbicortical" și pînza internă superioară (M. G. Filipescu) = flișul vest intern (I. Băncilă).

1. **Linia „Lutu Roșu".** Cele două unități ale flișului intern sînt separate de o importantă linie tectonică, cunoscută în literatură sub numele de linia „Lutu Roșu". Această linie se poate urmări din regiunea de curbură a Carpaților Orientali pînă în valea Moldovei, pe o lungime de peste 300 km. Pe acest traseu, linia are o amploare de încălecare variabilă.

În sectorul cuprins între valea Bistricioarei și valea Moldovei, încălecarea cea mai mare este vizibilă în muntele Stînișoara—Bivolul, unde atinge cel puțin 8 km. În acest sector carpatic, contactul dintre cele două unități se face prin intermediul stratelor de Bistra din flancul estic al pînzei interne superioare care acoperă diferite orizonturi ale „flișului curbicortical" (Gr. Alexandrescu, 1967). În fruntea pînzei interne superioare nu apar stratele de Sinaia, așa cum se constată în sectoare mai sudice ale Carpaților Orientali (M. Săndulescu, 1965). Acestea rămîn sub planul de încălecare. În porțiunea de la S de valea Moldovei (cuprinsă între Gemenea și Slătioara) dispar și stratele de Bistra din fruntea acestei unități iar contactul se face direct între stratele de Sinaia, situate în partea vestică a unității și „flișul curbicortical". În cele din urmă dispare și flișul curbicortical, iar în acest caz stratele de Sinaia vin direct în contact cu stratele de Audia din unitatea Audia (= pînza de Cernahora).

La NW de valea Moldovei reapare flișul curbicortical, putîndu-se urmări pînă la granița de nord a țării, de unde trece pe teritoriul U.R.S.S., unde este cunoscut sub numele de seria de Burkut (Zb. Sujkowski, 1938).

2. **Structura pînzei interne superioare.** Datorită separațiunilor litologice făcute în cele două unități ale flișului intern din acest sector carpatic (Gr. Alexandrescu, 1966, 1967), s-a putut preciza și structura

unităţilor respective. În cadrul pînzei interne superioare s-au identificat mai multe elemente structurale după cum urmează :

a) *Sinclinalul Stînişoara—Bivolul.* Constituie elementul structural cel mai estic, la alcătuirea căruia ia parte orizontul grezos-conglomeratic (Albian). În periclinul nordic al acestui sinclinal înclinările sînt mari, cuprinse între 50—70°, în timp ce pe periclinul sudic sînt de numai 10—15°. Periclinul sudic prezintă o vădită tendinţă de ridicare, şi se observă cum stă tectonic pe diverse orizonturi ale „flişului curbicortical". Acesta alcătuieşte înălţimile Hălăuca (1449 m), Bivolul (1544 m) şi Stînişoara (1262 m).

b) *Sinclinalul Sabasa—Ceahlău.* Este situat spre marginea estică a pînzei, cu o direcţie N—S şi prezintă mai multe complicaţii locale. La constituţia sa iau parte stratele de Bistra, stratele de Babşa şi orizontul grezos-conglomeratic, care constituie umplutura.

c) *Anticlinalul Sabasa.* Se dispune la W de structura precedentă, fiind interceptat atît în partea nord-estică, cît şi în cea sud-vestică de valea Sabasa. La alcătuirea sa iau parte stratele de Bistra, care aflorează în axul său, iar pe flancuri se aşază stratele de Babşa.

d) *Sinclinalul Pietroasa—Hăcigosu.* Are aceeaşi direcţie ca şi anticlinalul Sabasa, iar la constituţia sa iau parte stratele de Sinaia, stratele de Bistra şi stratele de Babşa. Umplutura o formează orizontul grezos-conglomeratic (Albian), ajungînd pînă la altitudinea de peste 1400 m, în culmile Hăcigosu şi Bîtca Comorii.

Atît sinclinalul Pietroasa — Hăcigosu, cît şi anticlinalul Sabasa, sînt retezate pe periclinele nord-estice de linia „Lutu Roşu" care le intersectează sub un unghi de 35—40°.

e) *Sinclinalul Ostra — Gemenea.* Constituie una dintre cele mai nordice structuri ale acestei unităţi. La alcătuirea sa iau parte stratele de Bistra şi stratele de Babşa. În valea Brăteasa, îşi păstrează ambele flancuri, dar de aici atît spre N cît şi spre S prin laminarea flancului vestic (care este încălecat de stratele de Sinaia) se transformă într-un solz.

f) *Falia Gemenea — Ostra.* Prin intermediul acestui element structural, stratele de Sinaia din partea vestică a unităţii, încalecă peste stratele de Bistra şi stratele de Babşa ale sinclinalului Ostra — Gemenea. În sectorul situat la S de muntele Ostra (1332 m), pînă în dreptul muntelui Goia, traseul acestei falii, din lipsa unor deschideri clare, este greu de urmărit. La N de valea Gemenea, această falie fuzionează cu linia „Lutu Roşu".

g) *Falia Băieşescu — Goia.* În lungul acestei falii stratele de Bistra din muntele Băieşescu (1307 m) şi Goia (1298 m) încalecă stratele de Babşa.

Accidentul menționat complică în același timp flancul vestic al sinclinalului Pietroasa — Hăcigosu, prin laminarea și zdrobirea acestuia.

Stratele de Sinaia sînt intens cutate, constituind o zonă ridicată și erodată. Structurile formate de stratele de Sinaia sînt mărunte și neregulate și nu se pot urmări pe distanțe mari, avînd o valoare cu totul locală.

O problemă generală care a frămîntat pe toți cercetătorii care s-au ocupat de acest sector carpatic, o constituie îngustarea și dispariția unor unități ale flișului cretacic, în valea Moldovei. Dacă pe paralela Bistricioara — Audia, lățimea întregului fliș intern este de aproximativ 18 — 20 km, pe paralela văii Moldova acesta se reduce la cîteva sute de metri (200—300 m). Această îngustare nu poate fi pusă numai pe seama reducerii în lățime a întregii zone de sedimentare, ci problema are un aspect mai complicat, cu care ne vom ocupa cu altă ocazie.

BIBLIOGRAFIE

Alexandrescu Gr., Șoigan P. (1963) Observații geologice în bazinul văii Largului (valea Bistriței — Carpații Orientali). *Comunic. Acad. R.P.R.* XIII, 8. București.

— (1967) Asupra depozitelor cretacice din bazinul văii Bistrița, între valea Largului și valea Sabasei (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat Geol.* LII/2, (1964—1965). București.

— (1967) Stratigraphie des terrains crétacés des nappes du flysch des Carpates Orientales (secteur moldave). VII-ème, *Congr. Assoc. Carpato-Balkanique.* Beograd.

— (1968) Contribuții la cunoașterea flișului intern și extern din valea Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/3. București.

Athanasiu S. (1905) Über die Stratigraphie der Stînișoara Berges in der N Moldau. *Bul. Soc. Șt.* XIV, 1—4. București.

Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților orientali. Ed. Științifică. București.

— (1955) Paleogenul zonei mediane a Flișului. *Acad. R.P.R., Bul. Șt.* VII, 4. București.

Cernea G. (1952) Zona internă a flișului dintre valea Moldovei și valea Bistriței. *An. Com. Geol.* XXIV. București.

Filipescu G. M. (1955 a) Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. București și a Politehnicii.* 6—7. București.

— (1955b) Contribuții la orizontarea Cretacicului din flișul Carpaților orientali. *Rev. Univ. Buc. și a Politehnicii,* 8. București.

Macovei G., Atanasiu I. (1926) Structura geologică a văii Bistrița între Pîngărați și Bistricioara. *D. S. Inst. Geol. Rom.,* VIII, (1919—1920). București.

Macovei G., Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. Bucureşti.

Macovei G. (1958) Curs de Geologie stratigrafică. Bucureşti.

Săndulescu M. (1965) Stratele de Sinaia şi stratele de Bistra dintre Răchitiş şi Izvorul Ciobănaşului (Munţii Ciucului). *D. S. Com. Stat Geol.* L/2. Bucureşti.

Sujkowski Zb. (1938) Les séries de Szipot dans les Karpates Polonaises orientales. *Trav. Serv. Géol. de Pologne.* III, 2. Varszowie.

STRATIGRAPHIE ET STRUCTURE DE LA NAPPE INTERNE SUPÉRIEURE DU FLYSCH CRÉTACÉ (ENTRE LA VALLÉE DE LA BISTRIŢA ET LA VALLÉE DE LA MOLDOVA)

PAR

GRIGORE ALEXANDRESCU

(Résumé)

Dans la flysch crétacé interne qui s'étend entre la vallée de Bistricioara (au sud) et la vallée de la Moldova (au nord) on a séparé deux unités tectoniques, différentes par leurs faciès.

Dans l'unité du flysch ouest interne connue dans la littérature géologique sous le nom de nappe interne supérieure (M. G. Filipescu) = flysch ouest interne (I. Băncilă) = nappe de Ceahlău (I. Dumitrescu et al.) plusieurs unités lithologiques ont été reconnues, notamment :

a) *Couches de Sinaïa* (*Valanginien — Hauterivien*). Celles-ci représentent un flysch calcaréo-gréseux à deux horizons lithologiques distincts : 1) l'horizon inférieur est constitué par une alternance de schistes argileux, de marnocalcaires gris et noirâtres, de calcaires lithographiques, de grès calcaires et de conglomérats menus ; 2) l'horizon supérieur est constitué, pour la plupart, par des schistes argileux, grès calcaires à diaclases remplies de calcite, grès à structure convolute et en quantité réduite de marnocalcaires gris du même type que ceux de l'horizon inférieur. L'horizon supérieur n'apparaît que dans la partie externe (orientale) de la zone occupée par les couches de Sinaïa, à la limite avec les couches de Bistra.

b) *Couches de Bistra* (*Barrémien — Aptien inférieur*). Ces couches représentent un flysch gréso-conglomératique, constitué par trois types principaux de roches : schistes argileux, grès et conglomérats. Les conglo-

mérats sont polygènes et se développent localement à la partie supérieure des couches mentionnées. L'âge barrémien attribué aux couches de Bistra (G. Macovei, I. Atanasiu, 1926) a été ultérieurement confirmé par deux espèces d'ammonites citées par G. Macovei (1958) notamment : *Macroscaphites yvani* et *Costidiscus recticostatus*. L'auteur de la présente notice a identifié à la partie supérieure des couches de Bistra, dans la vallée de Sabasa, affluent de la Bistrița, les formes : *Costidiscus recticostatus*, *Cheloniceras* sp., *Tropaeum* sp. et *Pseudohaploceras* sp., témoignant ainsi que les couches de Bistra comprennent aussi une partie de l'Aptien inférieur.

c) *Couches de Babșa* (S. Athanasiu, 1905, *emend* Gr. Alexandrescu, 1967). Ces couches représentent un flysch schisteux-gréseux typique, constitué par une alternance rythmique de schistes argileux, grès calcaires minces et marnocalcaires épaisses de l'ordre des centimètres prédominants à la partie supérieure. À la partie inférieure des couches de Babșa, dans le bassin de la vallée de la Bistrița, sur le ruisseau Sec, affluent de Sabasa, l'auteur a trouvé une association d'ammonites à *Deshayesites* cf. *deshayesi* Leym., *Toxoceratoides* sp., *Leptoceratoides* sp., *Ancyloceras* sp., *Sinzovia trautscholdi* (Sinzov), *Aptychus* etc. Grâce à ces formes on peut affirmer que la partie inférieure des couches de Babșa appartient à l'Aptien inférieur (Bédoulien) avec la possibilité que le reste de la série remonte jusqu'à l'Aptien supérieur (Gargasien).

d) *Horizon gréso-conglomératique* (*Albien*). Il s'agit d'un flysch gréso-conglomératique constitué de grès à grains moyens jusqu'à grossiers, microconglomérats et conglomérats polygènes.

Ceux-ci ne subsistent que dans quelques endroits épargnés par l'érosion : Hăcigosul (1420 m) et Stînișoara—Bivolul (1547).

Dans le cadre de l'unité décrite l'auteur distingue les éléments structuraux suivants : synclinal de Stînișoara—Bivolul, synclinal de Sabasa—Ceahlău, anticlinal de Sabasa, synclinal de Pietroasa—Hăcigosul, synclinal d'Ostra—Gemenea, faille de Băieșescu—Goia. Le pendage vers l'E de cette unité à couches de Sinaia est particulièrement spectaculaire dans le mont Stînișoara—Bivolul, où la ligne de chevauchement (Lutu Roșu) décrit une boucle bien marquée. On estime que ce charriage a une ampleur d'au moins 8 km.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique du flysch intern placé entre les vallées de Bistricioara et de Moldova.

1. Quaternaire : a, terrasse + alluvions ; b, cônes de déjection ; c, éboulements. I. Unité d'Audia (=nappe de Cernahora) ; II. Nappe interne inférieure (=flysch curbicortical) ; III. Nappe interne supérieure ; 2, horizon gréso-conglomératique (Albien) ; 3, couches de Babşa (Aptien) ; 4, couches de Bistra (Barrémien — Aptien inférieur) ; 5, couches de Sinaïa (Valanginien — Hauterivien). IV, Unité cristallino-mésozoïque (=nappe bucovinienne) ; 6, nappe de charriage ; 7, faille ; 8, anticlinal : a, normal ; b, renversé. 9, synclinal : a, normal ; b, renversé. 10, limite géologique ; 11, source NaCl ; 12, point fossilifère ; 13, CM, Ligne de l'unité cristallino-mésozoïque ; LR, ligne „Lutu Roşu".

GR. ALEXANDRESCU

HARTA GEOLOGICĂ A FLIȘULUI INTERN DINTRE V. BISTRICIOAREI ȘI V. MOLDOVEI

0 1500 3000m

LEGENDA

CUATERNAR

1 a. b. c. a. Terase + aluviuni; b. conuri de dejecție; c. pornituri

I UNITATEA DE AUDIA (PÎNZA DE CERNAHORA)

II PÎNZA INTERNĂ INFERIOARĂ („FLIȘUL CURBICORTICAL")

III PÎNZA INTERNĂ SUPERIOARĂ

2 Orizontul grezos-conglomeratic (Albian)

3 Strate de Babșa (Aptian)

4 Strate de Bistra (Barremian - Aptian inf.)

5 Strate de Sinaia (Valanginian - Hauterivian)

IV UNITATEA CRISTALINO - MEZOZOICĂ (PÎNZA BUCOVINICĂ)

6 Pînză de șariaj

7 Falie

8 Anticlinal: a) normal, b) răsturnat

9 Sinclinal: a) normal, b) răsturnat

10 Limită geologică

11 Isv. NaCl

12 Punct fosilifer

13 CM Linia unității cristalino-mezozoice

LR Linia „Lutu Roșu

Imprim. Atel. Instit. Geol.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

STRATIGRAFIE

PRECIZĂRI STRATIGRAFICE PRIVIND SARMAŢIANUL ŞI MEOŢIANUL DIN NORDUL OLTENIEI[1]

DE

FLORIAN MARINESCU[2]

Abstract

Stratigraphic Considerations Regarding the Sarmatian and Meotian in North Oltenia. The division of the Bessarabian, observed in various profiles and marked either by discontinuity or by a fauna with *Congeria*, points to the beginning of the Pannonian time in the Dacian Basin. A homogeneous sequence of deposits — clays with *Radix* — which represents the Upper Bessarabian, the Chersonian and the Meotien and, therefore, an equivalent of the Pannonian, is also to be noticed. It may be ascertained that the Meotian includes two subdivisions — the Oltenian and the Moldavian — that in turn can be divided into several horizons.

Studiile întreprinse în partea de nord a Olteniei, în regiunea Gorjului, prilejuite de redactarea foii Tg. Jiu la scara 1 : 200.000, au pus în evidenţă, în afara unor detalii stratigrafice, unele particularităţi ale depozitelor Neogenului superior, care subliniază de fapt unele observaţii mai recente privind evoluţia Terţiarului nou. Formaţiunile ce vor fi discutate au fost descrise încă de Sabba Ştefănescu, G. Munteanu-Murgoci, I. P. Ionescu-Argetoaia, M. G. Filipescu etc. Între ultimele cercetări efectuate, care au condus la sesizarea unora din particularităţile acestor depozite, trebuie menţionate acelea ale lui Gr. Popescu (1954, 1955) şi I. C. Motaş (1955).

[1] Comunicare în şedinţa din 26 aprilie 1967.

[2] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

Depozite sarmato-meoţiene

În axul anticlinalului Ciocadia, în continuitate peste Tortonian, reprezentat prin argilele cu radiolari şi marnele cu *Spirialis*, în profilul văilor Aniniş şi Gilort, se întîlnesc argilele marnoase-nisipoase ale Sarmaţianului. În partea inferioară a acestor depozite se află intercalate lentile stratiforme de nisipuri şi pachete de marno-argile cenuşii, fin stratificate, cu pelicule albe. În jumătatea superioară a acestor depozite se intercalează nisipuri grosolane şi pietrişuri.

Cele dintîi elemente faunistice sarmaţiene apar odată cu primele pachete de pietrişuri. Dintre acestea *Terebralia lignitarum* (E i c h w). este forma care predomină cantitativ. Alături de ea se găsesc : *Cerithium rubiginosum* (E i c h w.), *Modiolus*, *Tapes*, *Mactra*. Vîrsta asociaţiei de fosile de la acest nivel nu poate fi coborîtă mai mult de Volhynianul terminal; avînd în vedere însă continuitatea cu Tortonianul şi prezenţa unor exemplare de *Ervilia* (G r. P o p e s c u, 1955), trebuie admisă existenţa întregului Sarmaţian inferior în depozitele subjacente.

Aproximativ la 3—4 m mai sus apar : *Cerithium rubiginosum* (E i c h w.), *Dorsanum duplicatum* (S o w.), *Modiolus sp.*, *Cryptomactra* cf. *C. pesanseris* A n d r u s., *Irus* sp., *Cardium* sp. După încă 4 — 6 m tot în nisipuri, de data aceasta mai mărunte, au fost întîlnite foarte numeroase exemplare de *Cryptomactra pesanseris* A n d r u s. şi *Cardium obliqvobsoletum armavirensis* K o l e s., alături de *Modiolus naviculoides* K o l e s., *Irus naviculatus* (R. H o e r n), *Calliostoma* (*Calliostoma*) *marginata* E i c h w., *C.* (*C.*) *woronzowii* (d'O r b.), *C.* (*Anceps*) *kishinewensis* (d'O r b.), *C.* (*A.*) *anceps* (E i c h w.), *Kishinevia elongatissima* (d' O r b.), *Acteocyna urupensis* (K o l e s.). Se confirmă astfel vîrsta sarmaţian-medie a acestor depozite.

Deasupra lor, în continuitate, urmează argile marnoase cenuşii, concoide, cu ostracode, cu intercalaţii de nisipuri, argile marnoase-nisipoase şi argile marnoase fin stratificate, peliculate. Către axul sinclinalului din depresiunea Novaci, au fost întîlnite în cuprinsul lor *Unio* cf. *U. subrecurvus* T e i s s., *Gabilotia mrazeci* W e n z, *Velutinopsis* cf. *V. velutina* (D e s h.). Caracteristic acestor depozite este însă frecvenţa exemplarelor de *Radix*. Spre nord argilele marnoase descrise se îndinţează cu pietrişurile de pe rama muntoasă a depresiunii getice, în care se găsesc exemplare de *Mactra fabreana* d'O r b .

Astfel în depresiunea Novaci, în cuprinsul aceluiași pachet de depozite, se află reprezentați atît Sarmațianul cît și Meoțianul. Fără ca în cadrul lor să apară însă o modificare mai importantă a sedimentării, modul de dezvoltare a faunelor indică unele schimbări ce s-au petrecut în cuprinsul Sarmațianului mediu. Formele de ostracode și de *Radix*, care predomină începînd de la nivelul Bessarabianului superior, indică o îndulcire mai avansată a apelor din acest sector, care nu va permite dezvoltarea altor organisme în afara acelora din Meoțian.

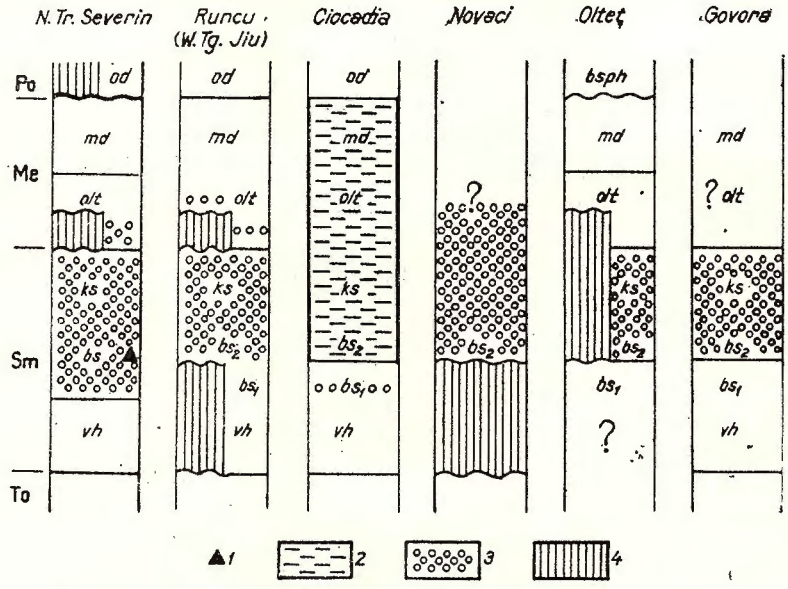
Modificări în sedimentare, care să se petreacă tot la acest nivel, sînt semnalate și de Gr. Popescu mai spre est (1954), între Olt și Otăsău; după un pachet de depozite cu faună volhiniană, în care apar către partea superioară și forme de *Cryptomactra*, înglobînd deci și o parte din Bessarabian, urmează pietrișuri, care după fauna conținută reprezintă restul Sarmațianului (vezi fig.).

Într-un sector vestic, în extremitatea occidentală a bazinului dacic (Fl. Marinescu, 1959), peste argilele marnoase volhyniene se dispun pietrișuri cu faună bessarabiană în partea lor inferioară, inclusiv *Cryptomactra pesanseris*, și asociații de mactre kersoniene deasupra (vezi fig.).

Importanta cantitate de pietrișuri, alcătuind mari conuri de dejecție ce bordează rama vestică și nordică a bazinului, sedimentată începînd de la nivelul Bessarabianului, pune în evidență începutul ridicării actualelor regiuni muntoase. Ridicarea însă pare să nu fie sincronă pe toată rama, deoarece în vest depozitele psefitice încep din partea inferioară a Sarmațianului mediu, în timp ce spre est se pare că ele apar spre sfîrșitul părții inferioare a acestui interval (vezi fig.). Instalarea argilelor cu *Radix* deasupra depozitelor cu *Cryptomactra* în regiunea amintită și persistența lor în tot restul Sarmațianului și în Meoțian marchează de asemenea un fenomen evidențiat în vestul bazinului Dacic, în Moldova și în bazinul Comănești prin intercalațiile mai îndulcite, cu Congerii, din cuprinsul Sarmațianului mijlociu.

Astfel mișcările de ridicare, care au condus la izolarea bazinului Pannonic de celelalte două domenii ale Paratethysului, apar bine evidențiate litologic în părțile de nord și vest a depresiunii getice, ca de altfel și în nordul Munteniei, în cuprinsul zonei de cute miocene și pliocene. Totodată depozitele cu Congerii pe de o parte și argilele cu *Radix* pe de alta, marchează în mod local în bazinul Dacic, un fenomen general ce are loc în bazinul Pannonic — începutul Pannonianului la nivelul părții mijlocii

a Sarmaţianului mediu. Continuitatea Bessarabian-superior — Meoţian din cuprinsul argilelor cu *Radix* pare să sublinieze chiar sincronismul acestui interval cu Pannonianul *s. str.* De altfel argilele cu *Radix* nu reprezintă un caz izolat în cuprinsul bazinului Dacic; situaţii asemănătoare se întîlnesc şi în sudul Moldovei (depresiunea Bîrladului) (C. G h e n e a, 1965), în sectorul de legătură cu bazinul euxinic [3].



Poziţia argilelor cu *Radix* şi episoadele grosier-detritice în Sarmaţianul şi Meoţianul din vestul Olteniei.

To, Tortonian; Sm, Sarmaţian; vh, Volhynian; bs_1, Bessarabian inferior; bs_2, Bessarabian superior; ks, Chersonian; Me, Meoţian; olt, Oltenian; md, Moldavian; Po, Ponţian; od, Odessian; bsph, Bosphorian; 1, congerii de tip pannonian în Sarmaţian; 2, argile cu *Radix*; 3, pietrişuri-conglomerate; 4, lacună.

La position des argiles à *Radix* et les épisodes grossier-détritiques dans le Sarmatien et le Méotien de l'ouest de l'Olténie.

To, Tortonien; Sm, Sarmatien; vh, Volhynien; bs_1, Bessarabien inférieur; bs_2, Bessarabien supérieur; ks, Chersonien; Me, Méotien; olt, Olténien; md, Moldavien; Po, Pontien; od, Odessien; bsph, Bosphorien; 1, congères de type pannonien dans le Sarmatien; 2, argiles à *Radix*; 3, graviers-conglomérats; 4, lacune.

[3] În regiunea comunei Ghidigeni, în centrul depresiunii Bîrladului, deasupra unor depozite cu microfaună reprezentînd partea inferioară a Sarmaţianului mijlociu, urmează în continuitate nisipuri cu piroclastite cu o faună cu *Hipparion*, dovedite a reprezenta restul Sarmaţianului şi Meoţianul. Ele suportă Ponţianul inferior cu *Prosodacna littoralis* (I o s e f i n a S t a n c u-M a r i n e s c u. Studiul Paleontologic şi petrografic al forajului Ghidigeni. Arh. Inst. Geol. 1962; C. G h e n e a. Studiul Pliocenului dintre valea Bîrladului şi valea Prutului. Teză de doctorat prezentată la Universitatea Bucureşti în 1966, Stud. tehn. şi econ. ser. J. nr. 6).

Subdiviziunile Meoțianului

În afara regiunii amintite, care corespunde unei secțiuni a sectorului dintre Jiu și Olteț al Depresiunii Subcarpatice și în care se dezvoltă argilele cu *Radix* [4], Meoțianul dintre Motru și Olteț, apare ca o entitate stratigrafică bine delimitată, ca și în estul bazinului Dacic. În succesiunea lui se pot separa trei orizonturi : inferior cu Congerii și Unionide, mediu cu faună salmastră cu *Dosinia* și superior din nou mai îndulcit, cu *Unio*, *Dreissenomya*, Congerii din grupul *C. panticapaea* și *Viviparus*.

Profilele cele mai reprezentative din acest sector se întîlnesc pe teritoriul comunelor Runcu, Dobrița, Suseni și Prigoria [5] (vezi pl.).

Orizontul cel mai de jos al Meoțianului este reprezentat prin argile marnoase, în strate de ordinul decimetrilor, cu lentile de nisipuri grosolane și pietrișuri mărunte, în care abundă Congeriile carenate și diverse forme de *Theodoxus*, alături de care apare și *Unio subrecurvus* T e i s s. El a fost întîlnit în valea Deleașii (comuna Dobrița), precum și într-o mică văiugă de la hotarul estic al comunei Runcu.

Orizontul următor depășește pe cel anterior, ajungînd să stea direct peste pietrișurile miocene (pe Pîrîul Pirgului, la Dobrița), ori pe cristalin (la Suseni). Profilul de la Suseni începe printr-un orizont de brecie sedimentară, urmat de argile și argile șistoase, cu cîteva intercalații de nisipuri fosilifere cu *Dosinia*, *Congeria*, *Theodoxus*, *Pirenella* etc. Urmează nisipuri și pietrișuri galben-feruginoase, probabil Meoțian superior.

Pe Pîrîul Pirgului (la Dobrița) Meoțianul începe prin argile marnoase cu 2—4 nivele de nisipuri cu *Congeria*, *Dosinia*, *Unio subrecurvus* T e i s s. și cîteva cuiburi cu *Modiolus*. Fauna nu mai continuă mult în sus, intercalații de nisipuri se mai întîlnesc, dar din ce în ce mai rare, pînă dispar. Meoțianul superior rămîne reprezentat numai prin argile marnoase vinete, concoide, cu ostracode, care numai cu greu pot fi deosebite de acelea ponțiene.

În valea Deleașii, în continuarea orizontului inferior, urmează argile marnoase cenușii, peliculate, în bancuri de ordinul decimetrilor, care alternează cu strate de 15—20 cm de nisipuri lumașelice cu *Dosinia* și foarte numeroase exemplare de *Modiolus*, *Cerithium*, *Pyrgula*, *Theodoxus* etc. Formele de *Modiolus* alcătuiesc uneori adevărate falune.

---

[4] Referințe asupra acestor depozite se găsesc în unele rapoarte ale lui N. G h e r a s i, începînd încă din 1937.

[5] Amintite și în raportul echipei A. Z b e r e a din 1963.

Meoţianul superior fosilifer, aşa cum este cunoscut din estul Munteniei, s-a întîlnit numai pe valea Prigorora, în comuna Prigoria. În profilul acestei văi cele mai vechi depozite la zi sînt reprezentate prin argile, argile nisipoase şi nisipuri cu *Viviparus moldavicus* W e n z, *Velutinopsis* sp., *Hydrobia* sp. şi *Unio subrecurvus* T e i s s. Nisipurile de deasupra sînt şi mai sărace în faună, cuprinzînd numai forme de *Hydrobia*. Nivelul oolitic cu care se încheie aceste nisipuri este însă foarte bogat în exemplare de *Dreissenomya unioides* F u c h s [6]. După încă un banc de argile cu forme de *Congeria* de talie mică, succesiunea Meoţianului se încheie cu nisipuri, încadrate între două bancuri de gresii cu *Congeria navicula* şi *C. panticapaea*. Deasupra urmează argilele marnoase cu *Congeria rhomboidae rumana* S a b b a ale Odessianului. Nisipurile cu *Congeria panticapaea* apar bine evidenţiate şi mai la vest, la Dobrana, pe valea Buha, unde însă sînt acoperite în discontinuitate de Bosphorian.

Subdivizarea Meoţianului a reprezentat o problemă care s-a impus în atenţia cercetătorilor chiar de la început, îndată după definirea acestei unităţi stratigrafice. Cele dintîi încercări, făcute de W. T e i s s e y r e (1909) îl conduc pe autor la concluzia că în Meoţian nu pot fi recunoscute orizonturi ci numai faciesuri. M. D a v i d (1922) este primul care propune împărţirea Meoţianului în două. Preluînd de la el denumirea de Moldavian, pentru partea superioară a acestui etaj, K. K r e j c i-G r a f (1926) recunoaşte în cuprinsul părţii inferioare a lui („Dosinien Abteilung") două subdiviziuni: în bază „Süsswasserbank" şi deasupra „Dosinien-Schichten". Fără a pierde din vedere variaţiile laterale de facies, autorul (1931) subliniază necesitatea denumirii subdiviziunii inferioare. Ca răspuns la această propunere I. A t a n a s i u (1940) recomandă pentru acest termen stratigrafic numele de Oltenian, după regiunea în care prezintă dezvoltarea tipică. Urmărind aceeaşi problemă, în urma studierii mai multor profile continui din Muntenia de est, I. C. M o t a ş [7] recunoaşte cele două subdiviziuni principale, în cuprinsul cărora separă mai multe orizonturi; împărţirea Meoţianului inferior nu se deosebeşte de aceea a lui K. K r e j c i-G r a f, dar în Meoţianul superior distinge trei orizonturi: complexul marnelor cu ostracode, stratele cu *Leptanodonta* şi orizontul de limită cu „*Congeria novorossica*".

[6] Posibilitatea de a detaşa exemplare bine păstrate a oferit dovada certă că genul *Leptanodonta* W e n z nu este decît un sinonim primar al genului *Dreissenomya*.

[7] I. C. M o t a ş. Cercetări stratigrafice pe profile pentru orizontarea Meoţianului din Muntenia de est. 1956. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

Aplicînd propunerile făcute de K. Krejci-Graf şi I. Atanasiu, primele două orizonturi descrise mai înainte, corespunzînd „diviziunii cu *Dosinia*", reprezintă Oltenianul, în cuprinsul căruia uneori pe rama bazinului, stratele cu *Dosinia* marchează o discontinuitate. Moldavianului îi revin astfel depozitele marnoase din Pîrîul Pirgului, precum şi succesiunea de la Prigoria. În acest profil se pot separa nisipurile cu *Viviparus* şi *Unio* (corespondent al „complexului marnelor cu ostracode" la I. C. Motaş), stratele cu *Dreissenomya* (= *Leptanodonta*) şi orizontul cu *Congeria navicula*.

În afara sectorului în care Meoţianul intră în alcătuirea succesiunii mai complexe a argilelor cu *Radix*, aproape oriunde în nordul Olteniei, Moldavianul este separabil de Oltenian. Primul apare nisipos, cu faună de apă dulce, ori cu numeroase Congerii din grupul *C. panticapaea* (la Igoiu) atunci cînd al doilea este argilo-marnos (la Sîrbeşti). Alteori, cum este în sudul comunei Dobriţa, situaţia apare inversă; în acest din urmă caz Ponţianul este totdeauna argilo-marnos şi în continuitate. Cercetări care vor urma, încă mai amănunţite, vor putea probabil să realizeze şi cartografierea tuturor detaliilor stratigrafice ale acestor depozite, înlăturînd piedica ridicată de variaţiile laterale de facies şi de grosime ale orizonturilor.

BIBLIOGRAFIE SUMARĂ

Atanasiu I. (1940) Contribution à la géologie des Pays moldaves. *Ann. Inst. géol. Roum.* XX. Bucureşti.

David M. (1922) Recherches géologiques dans la Plateau moldave. *Ann. Inst. géol. Roum.* IX. Bucureşti.

Ghenea C. (1965) Observaţii asupra unor depozite cu Hipparion din Podişul Moldovenesc. *D. S. Com. Geol.* LI/2 (1963—1964). Bucureşti.

Ionescu-Argetoaia I. P. (1923) L'étage méotien en général et en particulier en Oltenie. *C. R. Inst. géol. Roum.* V (1913—1914). Bucureşti.

Krejci-Graf K., Wenz W. (1926) Jungtertiäre Landschnecken aus Südrumänien. *N. Jb. Min. Geol. Pal. Beilage.* LV, B. Stuttgart.

Krejci-Graf K. (1931) Stratigraphie und Paläontologie des Obermiocäns und Pliocäns der Muntenia (Rumänien). *Z. deutsch. geol. Ges.* 83. Berlin.

Marinescu Fl. (1959) Contribuţiuni la studiul Sarmaţianului dintre Dunăre şi valea Coşuştea (Oltenia de vest). *Comunic. Acad. RPR.* IX, 10. Bucureşti.

Motaş I. (1955) Cercetări geologice în regiunea Bengeşti—Piţicu—Zorleşti—Negoeşti (Depresiunea Getică). *D. S. Com. Geol.* XXXIX (1951—1952). Bucureşti.

Popescu Gr. (1954) Cercetări geologice în regiunea Govora—Rîmnicu Vîlcea—Olăneşti (Depresiunea Getică). *D. S. Com. Geol.* XXXVIII (1950—1951). Bucureşti.

Popescu Gr. (1955) Cercetări geologice în regiunea Ciocadia—Piţicu—Baia de Fier (Depresiunea Getică). *D. S. Com. Geol.* XXXIX (1951—1952). Bucureşti.

Teisseyre W. (1909) Über die maeotische, pontische und dacische Stufe in den Subkarpathen der östlichen Muntenia. *An. Inst. Geol. Rom.* II (1908). Bucureşti.

PRÉCISIONS STRATIGRAPHIQUES CONCERNANT LE SARMATIEN ET LE MÉOTIEN DU SECTEUR SEPTENTRIONAL DE L'OLTÉNIE

PAR

FLORIAN MARINESCU

(Résumé)

Dans la vallée du Gilort, le Volhynien et le Bessarabien inférieur (contenu faunique à la page 154 du texte roumain) constituent une seule unité, reposant en continuité sur le Tortonien supérieur. Celle-ci est recouverte par une autre suite uniforme de dépôts argilo-marneux, comprenant fréquemment des formes de *Radix* („Argiles à *Radix*"), représentant le Bessarabien supérieur, le Chersonien et le Méotien. Cette dernière unité s'endente avec les graviers qui bordent la marge septentrionale du bassin dacique de la région de Novaci. On constate, aussi dans d'autres coupes, une scision du Bessarabien analogue à celle du bassin pannonique, marquée parfois par une discontinuité. Rappelons les cas observés entre l'Olt et Otăsău et ceux situés dans le sud de la Moldavie (Dépression de Bîrlad).

Les mouvements d'exhaussement, à cause desquels le Bassin Pannonique a été isolé, sont très évidents sur le bord septentrional et occidental du Bassin Dacique, par la grande quantité de graviers. L'installation des argiles à *Radix* à partir du milieu du Bessarabien, ainsi que les dépôts à Congéries du même niveau qui se trouvent dans la partie occidentale de l'Olténie, dans la Moldavie et dans le Bassin de Comăneşti, marquent dans le Bassin Dacique le début du Pannonien du Bassin Panonnique. De même la continuité du Bessarabien supérieur — Méotien dans le cadre des argiles à *Radix* et l'uniformité lithologique de ces dépôts semble souligner le synchronisme entre cet intervalle et le Pannonien *s. str.*, tout comme le

faciès déltaïque-lacustre, situé dans la partie septentrionale de la Moldavie.

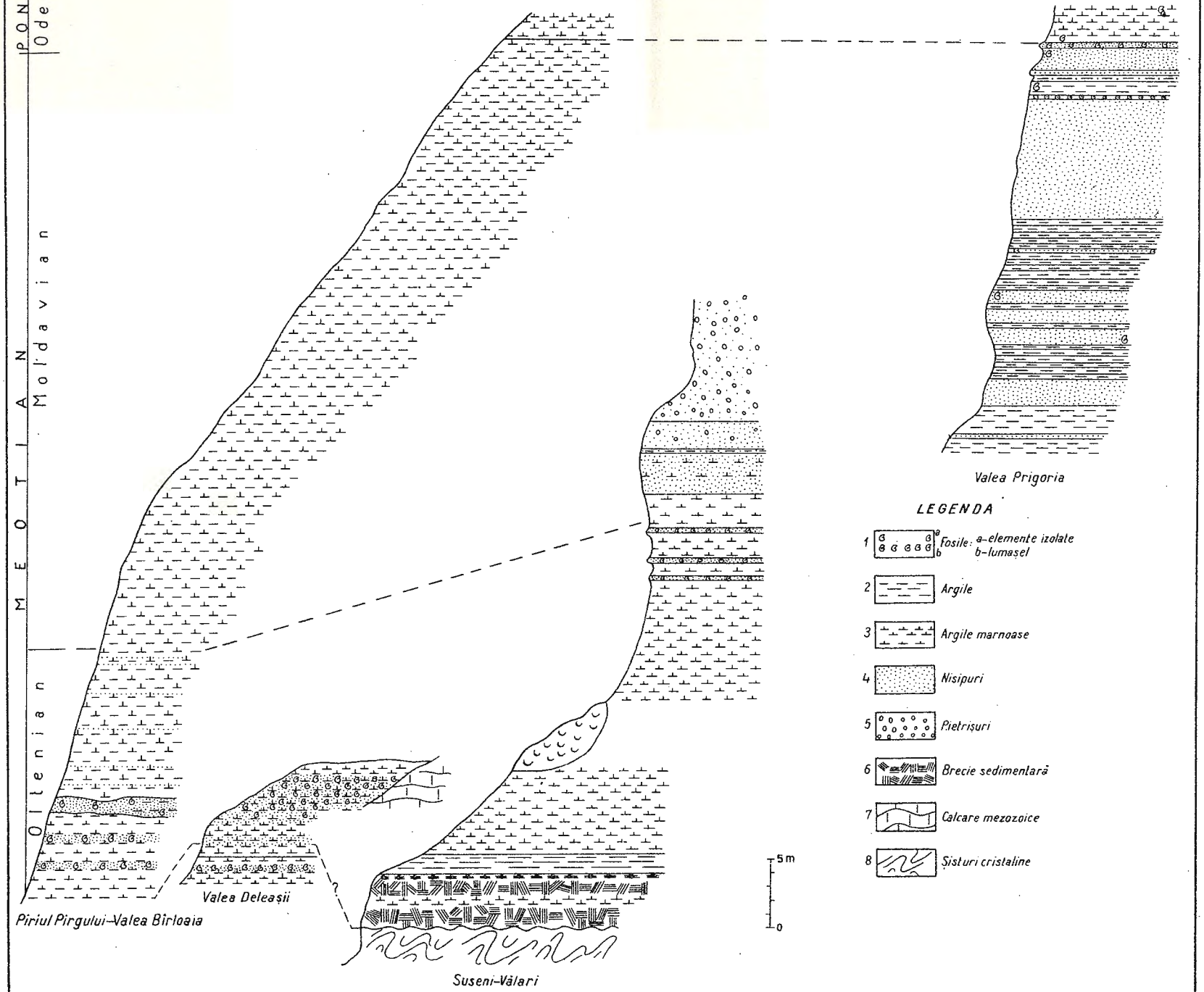
Quant aux dépôts méotiens, on peut les subdiviser tout comme dans le nord de la Munténie. L'horizon inférieur, à faune d'eau dulcaquicole (= „Süsswasserbank" de K. Krejci-Graf, 1929) et l'horizon moyen, saumâtre (= „Dosinien-Schichten") représentent l'Olténien (I. Atanasiu, 1940), synonyme du „Dosinien-Abteilung" de K. Krejci-Graf; l'horizon supérieur, qui s'achève par les Couches à *Dreissenomya* (= *Leptanodonta*) constitue un équivalent du Moldavien. On constate souvent, en marge du bassin, une discontinuité à la base des Couches à *Dosinia*, qui dépassent l'horizon inférieur.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Le Méotien du nord de l'Olténie.

1, fossiles: a, éléments isolés; b, lumachelle; 2, argiles; 3, argiles marneuses; 4, sables; 5, graviers; 6, brèche sédimentaire; 7, calcaires mésozoïques; 8, schistes cristallins.

MEOŢIANUL DIN NORDUL OLTENIEI



Imprim. Atel. Instit. Geol.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

STRATIGRAFIE

ROMANIANUL, TERMEN STRATIGRAFIC FINAL AL NEOGENULUI ŞI STRATIGRAFIA SA DIN SECTORUL RÎMNICU VÎLCEA—VÎLSĂNEŞTI [1]

DE

NICOLAE MIHĂILĂ[2]

Abstract

Romanian Terminal Stratigraphic Term of the Neogene and its Stratigraphy in the Rîmnicu Vîlcea — Vîlsăneşti Area. In order to avoid the confusions that may occur when using the term „Levantin", the author suggests the reintroduction of the denomination „Romanian" (K. Krejci-Graf, 1932), which includes, according to the stratigraphic relations observed, „Beds with *Unio sturdzae*, *Viviparus bifarcinatus*, *Helix* and *Planorbis*". The separation of the Romanian as terminal stage of the Pliocene is based on a complete absence of Psilodonts, and generally of brackish water fauna, as well as on the presence of fresh water forms represented by Unionidae, Viviparidae, Hydrobidae, Planorbidae, Neritidae, Helicidae, etc. The fossil mammal assemblage represented by mastodons of the *Anancus arvernensis* and *Zygolophodon borsoni* types may be added to the above.

Marea varietate de faciesuri, modul diferit în care autorii au tratat Dacianul şi „Levantinul" din punct de vedere al intervalului stratigrafic şi al conţinutului paleontologic (după bazinul de sedimentare considerat) au creat mari dificultăţi pe de o parte în precizarea limitei dintre aceste două subdiviziuni stratigrafice componente ale Pliocenului, şi pe de alta între „Levantin" şi Pleistocen. Din acest motiv în ultimul timp s-a ivit din ce în ce mai mult necesitatea verificării şi încadrării formaţiunilor pliocene de la noi din ţară.

[1] Comunicare în şedinţa din 26 aprilie 1967.

[2] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

Una din subdiviziunile Pliocenului care a creat multe dificultăți și confuzii a fost „Levantinul".

Denumirea de Levantin a fost întrebuințată pentru prima oară de F. Hochstetter în 1870 pentru a defini stratele de apă dulce miocen-superioare.

C. M. Paul și M. Neumayr (1875) separă la partea superioară a stratelor cu Congerii, care după autori sînt corespondente cu Ponțianul lui Barbot de Marny, o serie de strate cu o faună de apă dulce, denumite strate cu Paludine, pe care le atribuie Levantinului.

În seria stratelor cu Paludine erau incluse și depozitele psamitice cu *Archidiskodon meridionalis*. Ceva mai zîrziu Th. Fuchs (1894) confirmă vîrsta levantină, dată stratelor cu Paludine de C. M. Paul și și M. Neumayr.

E. Lörenthy (1904), restrînge denumirea de Pannonian numai pentru partea inferioară a Pliocenului, adică pentru stratele cu Congerii, considerînd că depozitele de apă dulce (stratele cu Paludine) aparțin Levantinului.

Înțelesul stratigrafic, dat de autorii menționați, pentru Levantin a fost menținut în lucrările geologice ulterioare privind Pliocenul în facies pannonic.

Astăzi, cercetătorii unguri întrebuințează în mod frecvent denumirea de „Levantin" pentru definirea stratelor de la partea superioară a Pannonianului, corespondente probabil cu Dacianul și „Levantinul" din bazinul dacic. O încadrare stratigrafică asemănătoare este atribuită Levantinului și în Iugoslavia. Acesta cuprinde depozite care sînt situate deasupra stratelor cu *Congeria rhomboidea* (Portaferian) și suportă formațiuni cuaternare.

Pentru țara noastră acest termen a fost divers interpretat de cercetătorii care s-au ocupat cu stratigrafia depozitelor pliocene. În 1895 Sabba Ștefănescu atribuie Levantinului toate depozitele mai noi decît Ponțianul, care este considerat ca încheind seria stratelor miocene.

Relațiile stratigrafice și conținutul etajelor Pliocenului din bazinul dacic sînt reluate în discuție în 1907 de W. Teisseyre. Autorul face următoarea observație: „conținutul și extensiunea stratigrafică acordată termenului de Levantin au fost în așa fel formulate ca și cînd prin acest nume s-ar fi descris faciesuri și nicidecum un etaj cronologic". Faptul că denumirea de Levantin era foarte răspîndită în literatura geologică l-a determinat să păstreze în continuare acest termen.

În Levantinul separat de W. Teisseyre erau cuprinse stratele lacustre şi fluviatile de la Craiova şi stratele de Cîndeşti din regiunea subcarpatică. Autorul sintetizînd datele asupra formaţiunilor pliocene din bazinul dacic încearcă o paralelizare a lor cu depozite similare din bazinul pannonic. Cu această ocazie constată că Levantinul din România corespunde de fapt numai cu stratele superioare cu Paludine din Slavonia, stratele inferioare fiind echivalate cu stratele cu *Psilodon*, pentru care creează etajul Dacian.

În acelaşi an N. Andrusov remarcă şi el că termenul „Levantin" este aşa de nedefinit încît trebuie abandonat.

Pentru a evita neînţelegerile care au fost create în încadrarea formaţiunilor de la partea superioară a Pliocenului, K. Krejci-Graf (1929—1932) a folosit denumirea de Rumanian, în care erau incluse o parte din stratele superioare ale Dacianului („Bifarcinata schichten") şi orizontul inferior al Levantinului.

Studiile ulterioare confirmă confuziile care se fac prin întrebuinţarea termenului de „Levantin". Pentru acest motiv, ar fi de preferat să se evite cu totul această denumire care, după cum s-a arătat, este sinonimă cu Miocenul superior, Pliocenul şi cu partea terminală a Pliocenului. Separarea din cadrul formaţiunilor considerate ca levantine în România, a unor depozite cu faune de mamifere villafranchiene impune cu atît mai mult necesitatea abandonării acestui termen.

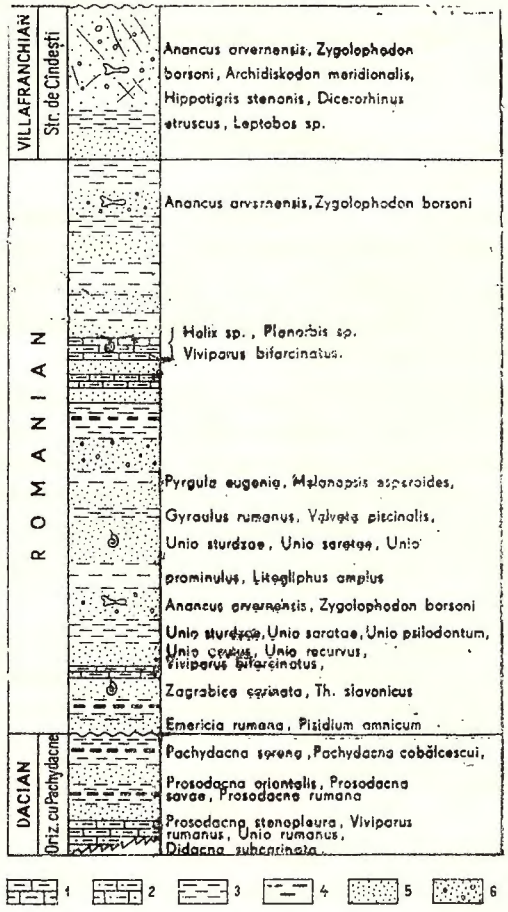
De altfel, pornind de la cercetările efectuate în Ţara Oaşului, Alexandra Sagatovici (1968) arată şi ea că termenul de „Levantin" nu mai este corespunzător pentru a defini o unitate stratigrafică.

Această remarcă a fost făcută recent şi în lucrarea lui N. Macarovici, Fl. Marinescu şi I. Motaş (1965) privitoare la Neogenul bazinului dacic. Autorii arată că termenul de „Levantin" avînd un sens diferit după bazinul de sedimentare considerat, trebuie înlocuit cu altă denumire şi propun termenul de Rumanian, creat de Krejci-Graf în 1932. Aceeaşi idee o susţinem şi noi în lucrarea de faţă cu menţiunea doar că „Romanian" ar fi mai potrivit, deoarece el vine de la România.

Potrivit relaţiilor stratigrafice observate în regiunea dintre Rîmnicu Vîlcea şi Vîlsăneşti, am atribuit Romanianului, stratele cu *Unio sturdzae*, *Viviparus bifarcinatus*, *Helix* şi *Planorbis*.

Stratonomia Romanianului dintre Olt şi Vîlsan

Pe baza datelor de suprafaţă coroborate cu cele de foraj am putut stabili următoarea succesiune generală (vezi fig.).



Coloana stratigrafică a depozitelor romaniene din regiunea Rîmnicu Vîlcea — Vîlsăneşti.

1, marne; 2, marne nisipoase; 3, argile; 4, lignit; 5, nisipuri; 6, pietrişuri.

Collone stratigraphique des dépôts romaniens de la région Rîmnicu Vîlcea — Vîlsăneşti.

1, marnes; 2, marnes sableuses; 3, argiles; 4, lignite; 5, sables; 6, graviers.

Peste complexul cărbunos alcătuit din argile şi marne cu intercalaţii de cărbuni cu *Pachydacna serena* Ş t e f., *P. cobălcescui* F o n t., *Prosodacna orientalis* Ş t e f., *P. savae* T e i s s., *P. rumana* F o n t., *P. stenopleura* Ş t e f., *Stylodacna heberti* C o b. etc. (orizontul cu Pachydacne — Dacian), urmează nisipuri ce alternează cu argile cenuşiu-verzui şi mai rar cu marne nisipoase, groase de 40—60 m. La partea inferioară a

primei intercalaţii de argilă apare şi un strat subţire de lignit. Atît nisipurile cît şi argilele sînt fosilifere. Frecvenţa cea mai mare o au formele :

Unio sturdzae Cob.
Unio saratae Teiss.
Unio psilodontum Teiss.
Unio craiovensis Tourn.
Viviparus bifarcinatus Bielz
Theodoxus slavonicus Brus.
Emericia rumana Tourn.
Lithoglyphus acutus acutus Cob.
Pisidium amnicum Müller
Hydrobia syrmica Neum.
Melanopsis esperoides Ştef.

Urmează în continuare cca 15—20 m de nisipuri cu pietrişuri cenuşiu-gălbui în care am găsit molari de *Zygolophodon borsoni* Hays şi *Anancus arvernensis* Croizet et Jobert.

Peste acestea se dispune un pachet de strate bogat fosilifere, gros de cca 40—50 m alcătuit din argile şi nisipuri. Din formele determinate citărn :

Pyrgula eugenia Neum.
Melanopsis esperoides Ştef.
Lithoglyphus amplus Brus.
Viviparus bifarcinatus Bielz (foarte numeroase)
Gyraulus rumanus Wenz
Valvata piscinalis Müller
Dreissena rostriformis Desh.
Unio craiovensis Tourn.
Unio sturdzae Cob.
Unio prominulus Ştef.

Urmează în superpoziţie pe o grosime de 20—30 m, nisipuri şi pietrişuri mărunte care suportă argile în care se instalează un strat subţire de lignit. Din argile am cules următoarea faună :

Planorbis lendli Brus.
Gyraulus rumanus Wenz
Theodoxus slavonicus Brus.
Viviparus bifarcinatus Bielz

Menţionăm că unionidele în proporţiile amintite nu se întîlnesc decît în cîteva puncte din zona centrală Topolog — Argeş.

Atît spre est cît şi spre vest frecvenţa Unionidelor scade, locul lor fiind luat în mare măsură de Viviparide (*Viviparus bifarcinatus*) şi restul cortegiului de forme citate: *Melanopsis*, *Lithoglyphus*, *Theodoxus*, *Pyrgula*, *Planorbis* etc.

În continuare repauzează marne cenuşiu-gălbui în care se intercalează cîteva nivele de nisipuri cenuşii, micafere. Grosimea întregului pachet atinge 40—50 m. Din nivele marnoase de pe valea Topologului şi valea Sîmnicului am recoltat resturi de gasteropode rău conservate aparţinînd genurilor *Helix* şi *Planorbis*. Urmează nisipuri şi pietrişuri mărunte, gălbui, cenuşii, micafere groase de 10—15 m. Peste acestea se dispune un pachet de strate gros de 40—50 m alcătuit dintr-o alternanţă de argile compacte cenuşii cu pete verzui, argile nisipoase verzui cu numeroase concreţiuni calcaroase ce amintesc de argilele meoţiene, nisipuri şi pietrişuri sărace în resturi faunistice. Din partea superioară a succesiunii amintite în nisipuri am găsit resturi de *Anancus arvernensis* H a y s şi *Zygolophodon borsoni* C r o i z e t et J o b e r t. Grosimea Romanianului o apreciem la cca 250 m.

Rezultatele noastre sînt confirmate şi de cercetările lui E. L i t e a n u şi colaboratorii (1967) care pe baza forajelor executate la sud de valea Topologului a stabilit în baza Villafranchianului prezenţa „Levantinului" (Romanianului în sensul nostru) reprezentat prin argile în care se intercalează lentile de nisipuri şi pietrişuri.

Din descrierea stratonomică expusă s-a putut observa că la partea superioară a Pliocenului din regiunea Rm. Vîlcea — Vîlsăneşti se dispune o serie groasă de strate cu caractere deosebite de cele daciene, constituind ceea ce noi am încadrat ca Romanian. Separarea lui este justificată prin lipsa completă a Psilodonţilor şi în general a faunei de apă salmastră (care au dispărut la sfîrşitul Dacianului) şi prin prezenţa formelor lacustre reprezentate prin Unionidae, Viviparidae (foarte numeroase), Hydrobidae, Planorbidae, Neritidae, Thiaridae, Helicidae etc. La acestea se adaugă asociaţia de mamifere fosile reprezentată prin mastodonţi de tipul *Anancus arvernensis* şi *Zygolophodon borsoni*, forme care în general caracterizează Pliocenul terminal.

Astfel definit, acest etaj nu corespunde exact Rumanianului lui K r e j c i-G r a f, deoarece în el erau incluse şi stratele cu Prosodacne, de tipul *euphrosynae*, *zamphiri* etc. pe care noi le considerăm ca încheind seria depozitelor daciene.

În ceea ce privește echivalările probabile cu Pliocenul Uniunii Sovietice, menționăm că N. Andrusov (1895) și B. Nichiforova (1962) paralelizează Levantinul (stratele cu faună de mamifere citată de I. Homenko) cu Cuialnichianul din regiunea Odessa.

Acest punct de vedere a fost împărtășit parțial și de A. Pavlov (1925) care aduce preciziunea că stratele cu Unionizi în care sînt incluse și stratele cu *Unio sturdzae* (Dacian superior) corespunde numai cu Cuialnichianul inferior.

Suzette Gillet (1933), în paralelizările ce le face între diferiți termeni ai Pliocenului din Europa centrală și orientală, cuprindea în Levantinul inferior și stratele cu *Unio sturdzae*, pe care le considera echivalente Cuialnichianului din Uniunea Sovietică.

Confuziile create prin întrebuințarea termenului de „Levantin" l-a determinat pe A. G. Eberzin (1948) să se afilieze părerii lui A. Pavlov care propunea ca depozitele pliocen-superioare („Levantin") din S. R. Moldovenească să fie înglobate într-o subdiviziune stratigrafică nouă, Porațian, echivalentă după autor cu Cuialnichianul. Porațianul lui Pavlov cuprindea „stratele cu *Unio lenticularis*" și „stratele cu *Unio procumbens*"

Recent A. G. Eberzin și-a exprimat părerea (fide N. Macarovici et al., 1965) că Dacianul terminal din bazinul dacic ar putea corespunde cu o parte a Cuialnichianului bazinului euxinic. Ar rezulta deci că Romanianului din bazinul dacic îi corespunde în bazinul euxinic o parte din ceea ce s-a separat drept Cuialnichian, așa cum a considerat de altfel și K. Krejci-Graf (1932, p. 317).

Intervalul stratigrafic de la partea superioară a Pliocenului, care de fapt face tranziția între Pliocen și Pleistocen, este din ce în ce mai discutat în numeroase lucrări de specialitate din Europa. Astfel, i se spune Protovillafranchian, Plio-pleistocen, Pliovillafranchian, Prepleistocen.

În concluzie, considerăm că este recomandabil a folosi denumirea de Romanian, dată de Krejci-Graf pentru depozitele de la partea terminală a Pliocenului cu un conținut însă puțin modificat, dar mai bine precizat, în timp ce menținerea mai departe a termenului de „Levantin" produce numeroase confuzii.

BIBLIOGRAFIE

Andrusov N. (1895) Unele relaţii reciproce ale corelării depozitelor neogene din Rusia, România şi Austro-Ungaria. Traducere. *Lucr. Soc. Inst. Nat.* 28/1. Petersburg.

Andrusov N. (1909) Beiträge zur Kenntnis des Kaspischen Neogens. Pontische Schichten des Schemachirmischen Distriktes. *Mém. Com. Géol. (Russie)* 40. 1907. Petersburg.

Bourdier E. (1965) Tableu de corélations relatives ou pliocéne et au Quaternaire ancien. *C. R. Somm. seances. Soc. géol. France.* 4. Paris.

Dragoş V. (1952) Cercetări geologice asupra regiunii dintre Topolog şi Olt. *D. S. Com. Geol.* XXXVII (1949). Bucureşti.

Eberzin A. G. (1948) Neogen Moldovski SSSR. Naucinlie zapiski Moldovskoi Naucinico Isledovatelsko. *Bazî I. Akad. Nauk — SSSR.* Moscova.

— Motaş I., Macarovici N., Marinescu Fl. (1966) Afinităţi panonice şi euxinice ale Neogenului superior din bazinul dacic. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geofiz. geogr. Ser. geologie.* 11/2. Bucureşti.

Filipescu M., Hanganu E. (1966) Asupra vîrstei şi orizontării stratigrafice a depozitelor neogene post-sarmaţiene din Subcarpaţi. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol. geofiz. geogr. Ser. geologie.* II/1. Bucureşti.

Fuchs Th. (1894) Geologische Studie in der jüngeren Terţiärbildungen Rumäniens. *Jahrb. f. Min.* Stuttgart.

Gillet Suzette (1933) Essai de synchronisme du Miocène supérieur et du Pliocène dans l'Europe Centrale et Orientale. *Bull. Soc. Géol. France.* III, 5—6. Paris.

Iaţko I. (1962) Necatorie dannie o paleogenii Kuialuiţchih otlogenii iuga SSSR V. Sviazi o Vaprosom o Verhnei Graniţe Neoghena. *Trudî Komisii po izuceniu cetverticinogo perioda.* XX. Moscova.

Krejci-Graf K., Wenz W. (1931) Stratigraphie und Paleontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia. *Zeitschr. d. d. geol. Ges.* 83, 23. Berlin.

— (1932) Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozäns. *Geol. Rund. Zeit. f. alg. Geol.* 23, 6. Stuttgart.

Liteanu E., Mihăilă N., Bandrabur T. (1962) Contribuţii la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului. *Acad. R.S.R. St. şi cercet. de geol., geofizică şi geografie, Seria geologie.* 3—4, VIII/1. Bucureşti.

— Pricăjeanu A., Andreescu I., Istrate Gh. (1967) Succesiunile stratigrafice din Platforma Cotmeana. *St. şi cercet. Geol.-Geof.-Geogr. Seria Geol.* 1, 12. Bucureşti.

Lörenthey I. (1902) Pannonische Fauna von Budapesta. *Paleontographica* 48. Stuttgart.

— (1904) Beiträge zur Kenntnis der unterpontischen Bildungen des Ungarns. *Foldt. Közl.* 39. Budapest.

Neumayer M., Paul C. (1875) Die Congerien und Paludinenschichten Slavoniens und deren Fauna. *Abh. d. k. k. geol. R. A.* 7. Wien.

Macarovici N., Marinescu F., Motaş I. (1965) Asupra Neogenului superior şi a Ponţianului s. str. din Bazinul Dacic. *Acad. R.S.R.,Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., Ser. geologie.* 10/2. Bucureşti.

Nedelcu I., Mateescu Elena (1965) Cercetări geologice în zona „Muscelelor" cuprinsă între valea Vîlsanului și valea Oltului. *D. S. Com. Geol.* L/1 (1963—1964). București.

Nichiforova K. V. (1962) O stratigraficescom pologenii Kuialniţchih otlogenii. *Trudt Comissii po izucenii Cetverticinogo perioda.* XX. Moscova.

Pavlov A. P. (1925) Dépôts néogènes et quaternaires de l'Europe Méridionale et Orientale. *Mém. Sect. géol. Soc. Amis Sc. Nat. Anthr. Etnogr.* 5. Moscova.

Sagatovici Alexandra (1968) Studiul geologic al părţii de vest și centrale a bazinului Oaș. *Com. Stat Geol., Stud. tehn. econ.* J 5. București.

Stevanović P. M. (1960) Dans Neogen in Jugoslawien und seine Beziehungen zum Wienerbecken. *Mitt. Geol. Ges.* 22. Wien.

Ștefănescu S. (1881) Studiul geologic asupra împrejurimilor Craiovei. *Rev. Șt. Seria* II, 2, 13. București.

Ștefănescu S. (1896) Études sur les terraines tertiaires de la Roumanie. Contributions à l'étude de faune sarmatique, pontique et levantines. *Mém. Soc. géol. France.* 16. Paris.

Teisseyre W. (1907) Beiträge zur Neogene Mollusken fauna Rumäniens mit besonderer Berücksichtigung der Erdölgebiete der Südkarpathen. *An. Inst. Geol. Rom.* I. București.

LE ROMANIEN, TERME STRATIGRAPHIQUE FINAL DU NÉOGÈNE ET SA STRATIGRAPHIE DANS LE SECTEUR DE RÎMNICU VÎLCEA—VÎLSĂNEȘTI

PAR

NICOLAE MIHĂILĂ

(Résumé)

La grande variété de faciès, la manière différente dont les divers auteurs ont traité le Dacien et le Levantin au point de vue du contenu stratigraphique et paléontologique, ont créé de grandes difficultés à préciser d'une part la limite d'entre ces deux étages du Pliocène et d'autre part entre le Levantin et le Pléistocène.

Afin d'éviter les confusions créées par l'utilisation du terme „Levantin", nous proposons dans cet ouvrage de revenir au terme de „Romanien" (K. Krejci-Graf, 1932). Tenant compte pourtant des relations stratigraphiques observées, celui-ci ne comprend que les „couches à *Unio sturdzae*, *Helix* et *Planorbis*".

La séparation du Romanien comme étage terminal du Pliocène est bassée sur l'absence complète des Psilodontes (qui caractérisent le Dacien supérieur) et en général par la présence des formes d'eau douce représentées par les : Unionidés, Viviparidés, Hydrobidés, Planorbidés, Néritidés, Hélicidés etc.

Ajoutons à celles-ci l'association de mammifères fossiles représentés par les Mastodontes de type *Anancus arvernensis* et *Zygolophodon borsoni*.

Quant aux équivalences probables avec le Pliocène de l'Union Soviétique, nous mentionnons que N. Andrusov (1895), A. Pavlov (1925), V. K. Nichiforova (1962), parallélisent le Levantin (couches à faune de mammifères cités par I. Homenko) au Kuialniquien.

Les confusions dues à l'utilisation du terme „Levantin" ont conduit A. G. Eberzin (1948) à partager l'opinion de A. Pavlov. Celui-ci propose d'englober les dépôts du Pliocène supérieur (Levantin) de la R. S. Moldave dans une nouvelle subdivision stratigraphique, Poratien, à son avis l'équivalent du Kuialniquien.

Il en résulterait que le Romanien du bassin dacique correspondrait partiellement dans le bassin euxénique à ce qu'on y avait séparé sous le nom de Kuialniquien.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

STRATIGRAFIE

STRATIGRAFIA ŞI STRUCTURA MIOCENULUI SUBCARPATIC DIN REGIUNEA MOINEŞTI—TAZLĂU[1]

DE

OREST MIRĂUŢĂ[2]

Abstract

Stratigraphy and Structure of the Sub-Carpathian Miocene in the Moineşti — Tazlău Area. The Miocene of the Moineşti — Tazlău area, located in the inner part of the Sub-Carpathian zone, is built up of marly-gritty deposits associated with evaporites (gypsus, salt and deliquescent salts). The age of these deposits is assigned to the Lower Miocene and the Helvetian. In this paper the author minutely presents the stratigraphic sequence of the inner facies of the Sub-Carpathian molasse, as well as the tectonic style of the Miocene of the above mentioned area.

Introducere. Regiunea Moineşti—Tazlău, cunoscută prin zăcămintele sale de petrol, este situată în bazinul Tazlăului şi aparţine atît zonei externe a flişului cît şi zonei miocene subcarpatice. Din punct de vedere structural se disting trei mari entităţi care se încalecă succesiv de la W spre E, şi anume: (1) pînza de Tarcău sau pînza medio-marginală; (2) unitatea cutelor marginale (externe) sau anticlinoriul marginal; (3) zona miocenă subcarpatică, în care am separat o unitate internă (unitatea de Nechitu) alcătuită din depozite miocen-inferioare şi medii, cu un facies identic celui din unitatea cutelor marginale, şi o unitate externă (unitatea de Pietricica), cu depozite miocen-medii (Tortonian şi Helveţian superior—Carpatian?). În faţa pînzei de Tarcău (în sectorul

[1] Comunicare în şedinţa din 26 aprilie 1967.

[2] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

Moinești—Schitu Frumoasa) se individualizează o cută culcată, recutată, care alcătuiește o unitate alohtonă independentă (unitatea de Zemeș), de tipul unei lame de șariaj, alcătuită din depozite de fliș paleogen cu caractere de tranziție între cele ale părții frontale ale pînzei de Tarcău și cele din cutele marginale.

În această lucrare prezentăm succesiunea litologică, stratigrafia și structura Miocenului din unitatea subcarpatică internă și din unitatea cutelor marginale ale flișului în zona ei de afundare axială din bazinul Tazlăului. Stratigrafia depozitelor de fliș cretacic-superioare și paleogene va fi tratată rezumativ, insistîndu-se asupra complexului de tranziție de la Oligocen la Miocen (stratele de Gura Șoimului). Structura regiunii este ilustrată prin numeroase secțiuni geologice efectuate pe baza datelor de cercetare și de foraj.

Cunoașterea geologiei regiunii Moinești—Tazlău prezintă un interes deosebit în practica lucrărilor de foraj, atît pentru petrol cît și pentru săruri delicvescente. Din această cauză regiunea a fost cercetată de către numeroși geologi, mai ales în ultimul timp.

Dintre lucrările geologice mai vechi referitoare la molasa miocenă și flișul extern din bazinul Tazlăului trebuie menționate cele ale lui H. Grozescu (1917, 1931), I. Băncilă (1939, 1952), I. Atanasiu (1943) și E. Hristescu (în I. Băncilă, 1958). În 1953 C. Stoica a studiat în detaliu stratele de Gura Șoimului de la limita Oligocen-Miocen. F. Olteanu (1955, 1958) a separat stratele de Borzești (Miocen verde, după I. Atanasiu, 1943) ca un facies al stratelor de Tescani, apoi arcoza de Căsoasa și mai multe complexe litologice în orizontul cenușiu (Helvețian), dintre care amintim marnele roșii de Valea Calului. Același autor interpretează anticlinalul Uture ca o fereastră tectonică apărută de sub pînza de Perchiu—Hîrja.

Studiile geologice sînt continuate apoi, la nord de Schitu Frumoasa, de către T. Borș și T. Filimon (1955)[3], iar în flișul marginal de către L. Turculeț și T. Filimon (1956)[4], D. Demetrescu și R. Botez (1959)[5]. Ultimele cercetări au avut ca obiect sărurile delicvescente și aparțin echipei Eugenia Andreescu,

[3] Raport geologic asupra regiunii Balcani, Iapa, Mărgineni. Arh. Com. Stat Geol.

[4] Cercetări geologice asupra flișului paleogen din regiunea Piatra Neamț-Chilii. Arh. Com. Stat Geol.

[5] Cercetări geologice asupra flișului paleogen din regiunea Nechitu, Tazlău, Frumoasa. Arh. M.I.P.

Sofia Luță, Adina Visarion, Georgeta Trifan, Maria Vasilescu și G. Vasilescu (1961)[6] și echipei P. Polonic, Gabriela Polonic și Paula Mihalache (1961, 1965)[7, 8].

În raportul prezentat de ultima echipă, la formațiunea cu sare și la orizontul roșu au fost incluse mai multe complexe cu alcătuire litologică și vîrste diferite. Astfel, la formațiunea cu sare au fost cartate stratele de Gura Șoimului din unitatea de Zemeș (dealurile Manachia și Piatra Crăpată, văile Arinilor și Solonțului etc.), apoi gresia de Condor și orizontul roșu (la W de Schitu Frumoasa: pîraiele Ghidionu, Sărățeaua, Tisoasa), iar la orizontul roșu din zona Cucueți, Rețeni, Ludaș, sînt incluse global formațiunea saliferă, orizontul cenușiu inferior (strate de Perchiu) și marnele roșii din orizontul cenușiu superior. Din această cauză limitele dintre diferitele formațiuni sînt discutabile iar interpretările stratigrafice și structurale sînt simpliste.

Cercetările noastre în această regiune, începute în 1962, au continuat pînă în 1966, iar rezultatele obținute au fost prezentate în patru rapoarte.

I. STRATIGRAFIE

A) Flișul extern cretacic superior și paleogen

1. **Subunitatea intermediară (de Tazlău).** a) *Senonian — Paleocen.* Strate de Hangu. Aceste strate apar în bazinul Tazlăului Sărat, la est de Chilii, în fruntea subunității intermediare (de Tazlău) a pînzei de Tarcău. În cadrul lor am separat cele două orizonturi cunoscute la nord de valea Bistriței: stratele de Hangu inferioare și superioare.

Stratele de Hangu inferioare sînt constituite dintr-o alternanță ritmică de gresii calcaroase cenușii (15—20 cm) și marno-calcare cu fucoide (10—20 cm). Gresiile calcaroase prezintă mecanoglife și trec gradat, spre partea superioară a stratelor, la marne calcaroase cu fucoide. În

[6] Raport asupra prospecțiunii geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de K în zona miocenă și zona flișului marginal, cuprinsă între valea Bistriței, valea Tazlăului Sărat, Culmea Pietricica și Berzunț. Arh. Inst. Geol.

[7] Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu din regiunea Moinești—Berești. Arh. Inst. Geol.

[8] Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de K în regiunea văii Sucevei și văii Trotușului. Arh. Inst. Geol.

secțiuni, gresiile pun în evidență, alături de cuarț, muscovit și puțini plagioclazi, frecvente granule de glauconit și Globigerine.

Stratele de Hangu superioare constau din gresii calcaroase cenușii (20—40 cm) în alternanță cu marne cenușii (5—20 cm). În baza stratelor grezoase apar microbrecii și microconglomerate (6—20 cm) organogene, iar spre partea lor superioară, gresiile calcaroase devin tot mai fine, se desfac în plăci și prezintă frecvent laminație oblică de curent, urme de plante și fucoide. Microbreciile și microconglomeratele organogene au un ciment calcaros în care se observă fragmente de resturi organice și material clastic, constituit predominant din fragmente de șisturi verzi precambriene (cuarțite cu clorit și filite sericitice), la care se adaugă granule subangulare de cuarț, apoi plagioclazi, fragmente de cuarțite, gresii și calcare. Între resturile organice predomină algele calcaroase (*Lithothamnium*), urmate de briozoare, echinoderme, foraminifere și inocerami.

Fauna de orbitoizi, *Siderolites* și rudiști identificată la partea superioară a stratelor de Hangu inferioare în valea Cuejdiului (O. Mirăuță, Elena Mirăuță, 1964) indică o vîrstă senonian-superioară. În stratele de Hangu superioare T. Joja, Viorica Cosma și Zorela Dumitrescu (1963) au menționat o microfaună danian-paleocenă.

b) *Eocen.* Strate de Straja. În partea nordică a culmii Berzunț, la sud de Moinești și de Poduri (Pîrîul Soșii), într-o zonă care nu intră pe harta anexată, am recunoscut, deasupra stratelor de Hangu superioare, un pachet (20 m) de argile roșii și verzi, în strate de 20—40 cm, în alternanță ritmică cu gresii cuarțoase verzui, în strate de 4—5 cm, care reprezintă stratele de Straja. Microscopic, gresiile constau dintr-un ciment silicios (calcedonie) care reprezintă aproximativ 60% din rocă și în care apar spiculi de spongieri monoaxoni, precum și cuarț (30%), glauconit, oxizi de fier, muscovit.

Eocen în facies intermediar. În același sector, peste stratele de Straja urmează gresii masive de tip Tarcău (gresii de Moinești — I. Atanasiu, 1943) cu intercalații de gresii calcaroase, marne cenușii și roșietice, uneori calcare cu accidente silicioase, identice cu cele de Pasieczna. Gresiile de tip Tarcău predomină net față de celelalte roci și constituie bancuri de 2—5 m, care au uneori o stratificație gradată; am remarcat, în cuprinsul acestui orizont — care aici

depășește 200—300 m — o intercalație de 1 m de microconglomerate cu elemente de cuarț (1—4 cm), micașisturi cu biotit și gnaise.

Eocenul intermediar mai apare pe versantul drept al văii Tazlăul Sărat, în sectorul Chilii (pîrîul Coacăza), unde faciesul său este mai apropiat de al Eocenului de tip marginal, fiind reprezentat mai ales prin calcare și gresii calcaroase, avînd la baza stratelor microconglomerate și microbrecii organogene, iar la partea superioară, marne cenușii și marnocalcare cu fucoide.

Microbreciile organogene conțin, în afară de cuarț și fragmente de rocă, numeroase foraminifere mici și mari (*Discocyclina*, *Nummulites*), briozoare, alge calcaroase, echinoderme. În calcare se observă spiculi de spongieri care pot forma pînă la 80% din rocă, parțial calcitizați, ca și cimentul silicios de altfel. Se mai disting granule de cuarț, fragmente de sticlă vulcanică și accidente silicioase spongolitice.

Strate de Plopu. Peste orizontul menționat mai sus urmează în continuitate stratele de Plopu, constituite dintr-o alternanță ritmică de gresii calcaroase și marne cenușii și roșietice.

Gresia de Lucăcești. La confluența pîrîului Coacăza cu pîrîul Tăciuni, stratele de Plopu suportă gresia de Lucăcești care are un aspect particular, fiind calcaroasă și micacee.

c) *Oligocen.* Deoarece Oligocenul subunității intermediare nu intră în cadrul hărții noastre, nu vom insista asupra lui.

2. **Unitatea de Zemeș.** În sectorul cercetat de noi această unitate este alcătuită din depozite eocen-superioare (strate de Plopu, strate de Bisericani, gresie de Lucăcești) și depozite oligocene în facies bituminos cu gresie de Kliwa; Oligocenul se încheie aici cu stratele de Gura Șoimului care îmbracă un facies predominant flișoid.

a) *Eocen superior.* Strate de Plopu. Aceste strate alcătuiesc nucleul unei cute anticlinale care se urmărește de la Zemeș prin dealul Stogul cu Piatră, pînă la pîrîul Sărățeaua. Stratele de Plopu sînt formate dintr-o succesiune ritmică deasă, tipică pentru faciesul de fliș; ritmurile (20—60 cm) încep fie cu o gresie cuarțitică, glauconitică, fie cu un calcar detritic organogen, peste care urmează marne cenușii și argile verzi și roșietice.

Gresiile cuarțitice cu glauconit sînt dispuse în strate de 6—25 cm, cu sedimentare gradată și cu bioglife și mecanoglife (flute casts) a căror

direcție indică un transport de la est. Gresiile sînt micacee, relativ friabile și au o culoare alb-verzuie.

Calcarele sînt formate din multe resturi organice (Globigerine și Miliolide) prinse într-un ciment calcitic. La partea inferioară a stratelor se găsesc de obicei calcare microconglomeratice sau microbrecioase, organogene, iar la partea superioară apar calcare fine cu accidente silicioase și marno-calcare cenușii cu fucoide mici. Calcarele grosiere organogene constau din elemente mari de cuarț, euarțite și calcare fine, alături de care s-a întîlnit un singur fragment de rocă eruptivă (andezit sau dacit) cu plagioclaz. Dintre resturile organice, probabil remaniate, menționăm nummuliți, discocycline, briozoare.

Caracterele litologice descrise relevă aici prezența unui facies extern al stratelor de Plopu.

Strate de Bisericani. În structurile externe ale unității de Zemeș se întîlnesc depozite eocen-superioare cu caractere intermediare între stratele de Plopu și stratele de Bisericani, precum și depozite argiloase cenușii în faciesul obișnuit al stratelor de Bisericani.

Caractere de tranziție similare de la faciesul stratelor de Plopu la faciesul stratelor de Bisericani se întîlnesc și în partea frontală a subunității marginale a pînzei de Tarcău de la nord de valea Bistriței, unde au fost descrise de T. Joja.

Gresia de Lucăcești. În această unitate gresia de Lucăcești este cuarțoasă, de obicei masivă, cu o grosime pînă la 15 m.

b) *Oligocen.* În cuprinsul Oligocenului din unitatea de Zemeș au fost întîlnite orizonturile clasice din faciesul său bituminos cu gresie de Kliwa și anume:

Menilitele inferioare (6—8 m);

Marnele brune bituminoase (20 m);

Șisturile disodilice inferioare (100 m), cu intercalații subordonate de 3—8 m de gresii cuarțoase de tip Kliwa;

Gresia de Kliwa (200 m) apare în bancuri de 1—3 m grosime care se interstratifică cu pachete de cîțiva metri caracterizate printr-o alternanță deasă de șisturi disodilice și strate subțiri (5—20 cm) de gresie de Kliwa;

Șisturile disodilice superioare (100 m) ocupă suprafețe întinse în partea frontală a unității; în ele s-au observat numeroși solzi de pești. Intercalațiile de gresii de tip Kliwa (3—5 cm) cu rare elemente de

șisturi verzi apar subordonat. La est de Modîrzău, în șisturile disodilice superioare apar trei intercalații de 10—15 cm de tufuri dacitice, parțial bentonitizate;

Menilitele superioare formează unul pînă la două pachete groase de 8—10 m, intercalate între șisturile disodilice superioare. Este interesant de remarcat că la limita cu stratele de Gura Șoimului nu apar întotdeauna menilite, așa cum se observă în unitatea cutelor marginale;

Stratele de Gura Șoimului sau complexul de tranziție de la Oligocen la Miocen vor constitui obiectul unui capitol aparte.

3. **Unitatea cutelor marginale.** În regiunea cercetată cutele marginale sînt alcătuite din depozite eocen-superioare, oligocene și miocene.

a) *Eocen superior.* Strate de Bisericani. Aceste strate care apar în nucleele cutelor anticlinale constau dintr-o succesiune groasă (300—400 m) și monotonă de argile și marne cenușii, cu rare intercalații subțiri de gresii cenușii cuarțoase de tip protocuarțite.

Gresia de Lucăcești. În comparație cu echivalentul ei din unitatea de Zemeș, gresia de Lucăcești de aici se prezintă în strate mai subțiri care alternează cu șisturi disodilice.

b) *Oligocen.* Depozitele oligocene cuprind aceleași orizonturi dar cu o grosime mai redusă, care îmbracă un facies similar cu cel din unitatea de Zemeș, descris mai sus. În continuare vom insista asupra descrierii stratelor de Gura Șoimului care sînt caracteristice acestei unități.

Complexul de tranziție de la Oligocen la Miocen (Stratele de Gura Șoimului). Denumirea de strate de Gura Șoimului introdusă de C. Stoica (1953) se referă la un complex de tranziție litologică de la depozitele oligocene la cele miocene, pe care l-a atribuit Oligocenului superior prin paralelizare cu stratele de Polanița din Ucraina subcarpatică. Stratele de Gura Șoimului apar în unitatea de Zemeș și în unitatea cutelor marginale.

În prima unitate stratele de Gura Șoimului, bine dezvoltate în dealul Manachia de la N de Valea Arinilor (fig. 1) și în dealul Piatra Crăpată de la SW de Solonț, au o grosime de 80—100 m și cuprind un complex inferior flișoid și un pachet superior grezo-conglomeratic.

Pachetul flișoid constă dintr-o alternanță ritmică de gresii calcaroase și marne cenușii. Gresiile formează strate de 5—60 cm și prezintă

de obicei o stratificație gradată, cu mecanoglife (flute casts, groove casts) pe fața inferioară. La baza stratelor apar uneori microconglomerate cu elemente de șisturi verzi, care trec spre partea superioară la gresii mediu

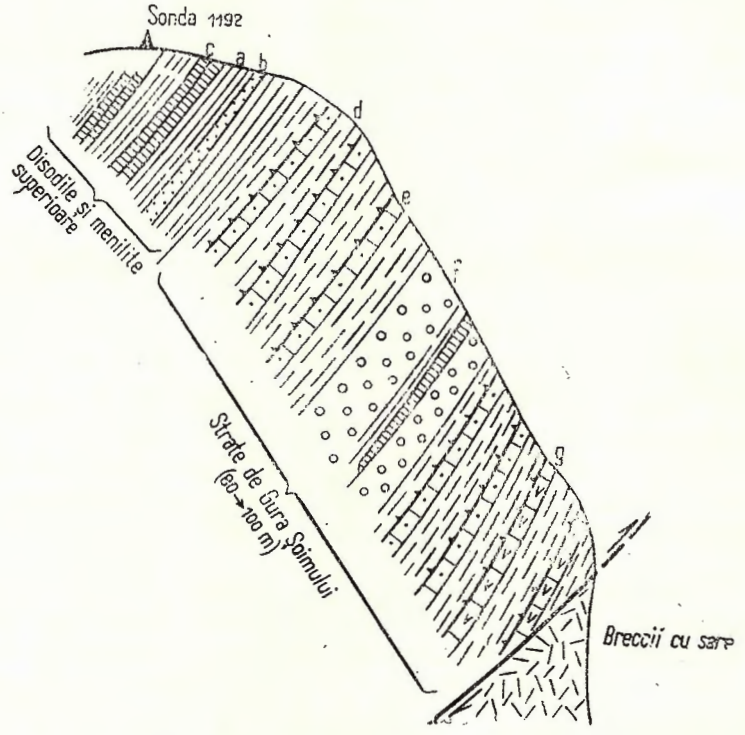


Fig. 1. — Stratele de Gura Șoimului din dealul Manachia (NE de Moinești).

a, șisturi disodilice superioare; b, gresie de tip Kliwa; c, menilite superioare; d, marne cenușii; e, gresii calcaroase cenușii cu mecanoglife; f, conglomerate cu elemente verzi; g, gresii gipsifere.

Couches de Gura Șoimului dans la colline de Manachia (NE de Moinești).

a, schistes dysodiliques supérieurs; b, grès de type Kliwa; c, ménilites supérieurs; d, marnes grises; e, grès calcaires sombres à mécanoglyphes; f, conglomérats à éléments verts; g, grès gypsifères.

pînă la fin granulare, cu laminație fină de curent sau o laminație convolută. Sub microscop, în gresii se observă un ciment calcaros și granule angulare de cuarț, feldspat și puțin glauconit. Marnele și argilele cenușii dispuse în strate de 60 cm — 2 m, predomină de obicei față de

gresii, mai ales în partea inferioară a pachetului flișoid. Aici se observă și o trecere continuă la șisturile disodilice superioare, prin intermediul unor argilite disodiliforme. În bazinul Tazlăului Sărat, la est de Pietrosu, aceste strate conțin intercalații de marno-calcare sideritice cu concrețiuni de pirită, precum și gresii verzui cu bioglife (urme de viermi).

Pachetul superior al stratelor de Gura Șoimului din unitatea de Zemeș constă de asemenea dintr-o alternanță ritmică de tip fliș de gresii calcaroase și marne cenușii, la care se asociază două bancuri de 5—8 m de microconglomerate și conglomerate cu elemente verzi, precum și intercalații de gresii gipsifere. Acestea au un ciment de gips și calcit și granule de cuarț, biotit, muscovit, precum și fragmente de șisturi verzi; subordonat apar granule de glauconit. Odată cu scăderea cantității de material detritic se trece la adevărate gipsuri. În pachetul superior se mai găsesc rare intercalații de șisturi disodiliforme și menilite care apar predominant ca enclave în conglomerate.

În unitatea cutelor marginale, stratele de Gura Șoimului stau peste un nivel de menilite superioare (6—8 m grosime) și suportă fie un al doilea nivel de menilite superioare, fie direct brecii cu sare (C. Stoica, 1953; T. Borș, T. Filimon, 1955[9]). În cutele vestice (Fruntea Comanului și Tisoasa), așa cum se observă la Bolătău și pe pîrîul Tisoasa, ele au o grosime de 30—60 m și constau dintr-o alternanță ritmică de gresii calcaroase cenușii (10—80 cm), gresii cuarțoase kliwoide, marne cenușii sau brun-cafenii și uneori șisturi bituminoase. Deosebit de caracteristice și frecvente sînt gresiile grosiere, microconglomeratele și conglomeratele mărunte cu elemente verzi, care constituie și aici un pachet superior.

În cutele estice ale unității marginale (Măgura Tazlău—Uture) stratele de Gura Șoimului au o grosime de numai 15—20 m și sînt reprezentate mai ales prin conglomerate cu elemente verzi (fig. 2) care uneori (pîrîul Băile Vechi—Uture) invadează și menilitele superioare, iar alteori (valea Solonțului—Uture) acoperă brusc aceste menilite, marcînd o slabă discordanță locală. Conglomeratele cuprind și aici enclave și intercalații de șisturi disodiliforme.

Stratele de Gura Șoimului prezintă astfel un facies intern, predominant flișoid, cu grosime de cca 100m, care este substituit treptat

[9] *Op. cit.* pct. 3.

spre exterior de un facies grezos-conglomeratic, cu grosime mai mică (15—20 m). Faciesul conglomeratic cuprinde elemente de șisturi verzi care provin dintr-o arie care se situa la exteriorul bazinului subcarpatic. Acest facies a fost depus într-o zonă relativ mai ridicată și mai puțin subsidentă, situată mai aproape de regiunea de eroziune.

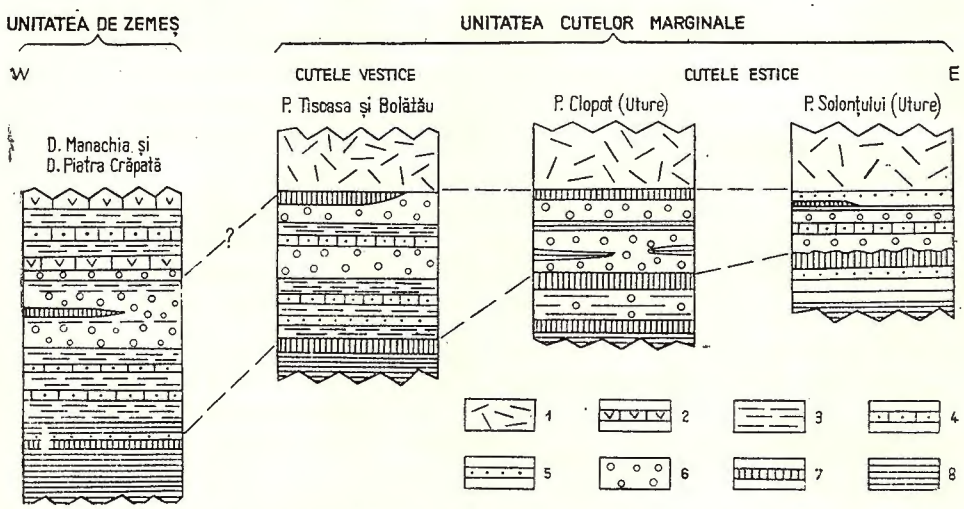


Fig. 2. — Variația laterală a faciesului stratelor de Gura Șoimului în regiunea Moinești—Tazlău.

1, brecii argiloase cu sare (Aquitanian); strate de Gura Șoimului (Oligocen-Aquitanian?); 2, gresii gipsifere și gipsuri; 3, marne cenușii; 4, gresii calcaroase verzui; 6, conglomerate și microconglomerate cu elemente verzi. Oligocen: 7, menilite superioare; 8, șisturi disodilice.

Variation latérale du faciès des couches de Gura Șoimului dans la région de Moinești—Tazlău.

1, brèche argileuse à sel (Aquitanien); couches de Gura Șoimului (Oligocène-Aquitanien?); 2, grès gypsifère et gypses; 3, marnes grises; 4, grès calcaires; 5, grès verdâtres; 6, conglomérats et microconglomérats à éléments verts. Oligocène: 7, ménilites supérieures; 8, schistes dysodiliques.

La nivelul acestor strate în succesiunea depozitelor se produce o substituție a faciesului bituminos, caracteristic Oligocenului, prin faciesul detritic asociat cu depozite chimice, al molasei miocene subcarpatice. Această schimbare se face uneori destul de brusc, indicînd o discontinuitate litologică și începutul unui nou ciclu cu sedimentare diferită, pus în evidență și de apariția și larga răspîndire a faciesului grezos-conglomeratic.

Constituția litologică a stratelor de Gura Șoimului este asemănătoare cu cel puțin o parte din seria de Polanița (=Cosmaci) din Ucraina

subcarpatică; după N. R. Ladîjenski și V. I. Antipov (1961) V. G. Korneeva (1959) și G. M. Dolenko (1962) ea constă dintr-o alternanță de gresii calcaroase, argilite, conglomerate și gresii gipsifere. În continuitate de sedimentare peste această serie urmează seria de Vorotîște inferioară, care corespunde formațiunii salifere inferioare de la noi. Stratele de Gura Șoimului se echivalează cu stratele de Goru Mișina și conglomeratele de Piatra Geamăna, descrise de I. Dumitrescu (1963) și M. Săndulescu, Jana Săndulescu și M. Kusko (1963) în Vrancea, și probabil cu gipsurile inferioare.

Studiul microfaunei din serie de Polaniţa a pus în evidenţă o asociaţie de vîrstă oligocen-superioară, însă în care N. I. Maslacova a identificat și unele forme miocene. În stratele de Gura Șoimului din regiunea cercetată de noi, Elena Bratu[10] a pus în evidență o microfaună bogată în specii, dar săracă în indivizi, care indică o vîrstă oligocen-superioară. Nu este exclus însă ca aceste strate să aparțină și Aquitanianului, împreună cu formațiunea saliferă inferioară, cu care formează un mic ciclu de sedimentare. Ciclul următor (Burdigalian—Helveţian) începe cu gresiile grosiere de Condor, pe alocuri ingresive (Vrancea) și se continuă cu stratele de Măgireşti și complexul gipsurilor de Perchiu.

B) Molasa miocenă subcarpatică

Depozitele miocene se dezvoltă în zona subcarpatică și în cuvertura flișului paleogen din unitatea cutelor marginale. În cuprinsul lor se individualizează următoarele entități litologice: formațiunea saliferă inferioară, gresia de Condor, seria vărgată inferioară (stratele de Măgireşti și stratele de Borzeşti), stratele de Perchiu și seria vărgată-nisipoasă superioară, care include stratele de Tescani *s.s.* și stratele de Cîmpeni; în afara regiunii cercetate, succesiunea se continuă cu depozite tortoniene fosilifere (tufuri și marne cu Globigerine, gresii calcaroase organogene de tip Răchitaşu).

În cele ce urmează vom descrie detaliat depozitele miocene din zona subcarpatică internă și din cutele marginale, care prezintă caractere similare. Miocenul din zona subcarpatică externă, cu o alcătuire litologică și stratigrafică deosebită, va fi tratat mai sumar, el constituind obiectul unei alte lucrări.

[10] Comunicare verbală.

1. *Formațiunea saliferă inferioară* (*Aquitanian*). Peste stratele de Gura Șoimului, care în cutele marginale au de obicei în acoperiș un al doilea nivel de menilite superioare, urmează brecii argiloase, argile brecioase cu gips, sare gemă și săruri delicvescente, întreaga formațiune însumînd o grosime de aproximativ 200—300 m. Breciile au o matrice de argilă și sare cu fragmente colțuroase de 1—10 cm de argile și marne cenușii, argile verzui rubanate, gresii lenticulare cu laminație convolută, blocuri și fragmente de gips, gresii calcaroase cenușii, fin granulare și uneori galeți de șisturi verzi. Prin modul lor de prezentare breciile au caracter intraformațional, amintind olistostromele. Ele s-au format prin alunecări gravitaționale submarine favorizate de prezența sării, care a acționat ca un lubrefiant. Ca urmare a alunecării, stratele de marne, gresii și gipsuri au fost fragmentate și resedimentate în matricea argiloasă sau saliferă. În asociație cu breciile și mai ales în acoperișul lor apar argile și marne cenușii cu intercalații subțiri (1—3 cm) de gresii calcaroase cenușii, dure, fin granulare, cu urme de curent pe fața inferioară. Aceste gresii sînt constituite din granule de cuarț (40—60%), plagioclazi, muscovit și biotit, prinse într-un ciment calcaros.

Formațiunea saliferă inferioară alcătuiește un orizont caracteristic, cu o răspîndire generală în baza Miocenului (Aquitanian) subcarpatic. La nord de valea Bistriței unde are o grosime mai mare, ea cuprinde intercalații de gresii și chiar conglomerate cu elemente verzi (conglomerate de Almașu inferioare), iar în culmea Pleșu (Valea Catrinei) se observă că aceste roci stau discordant peste Oligocenul inferior. Apartenența ei la Miocen este fundamentată microfaunistic (T. Iorgulescu et al., 1962) și facial, fiind similară cu restul depozitelor miocene care o acoperă în continuitate (O. Mirăuță, 1962). Alți autori o atribuie însă Oligocenului considerînd că reprezintă faciesul lui terminal, lagunar (M. Săndulescu, 1962; Gr. Alexandrescu, C. Georgescu, 1962 etc.).

Formațiunea saliferă inferioară cuprinde zăcăminte de sare gemă și de săruri delicvescente, ultimele fiind identificate prin foraje, în mai multe sectoare din zona cercetată: Tazlăul Mare, valea Slătioara, vest Schitu Frumoasa, Cucueți etc. Sărurile delicvescente sînt concentrate de obicei în acoperișul sării geme.

2. *Gresia de Condor* (*Burdigalian*). Formațiunea saliferă inferioară este acoperită de un pachet grezos, cu o grosime de 30—60 m, rareori

mai mult, constituit dintr-o alternanță ritmică de gresii calcaroase feldspatice și marne cenușii în strate de 5—15 cm. Gresiile sînt de obicei grosiere, friabile sau dure, cu urme de plante și formează strate groase de 1—3 m, cu stratificație gradată și mecanoglife (load casts) pe fața inferioară. Sub microscop, gresiile prezintă un ciment calcaros și granule colțuroase și nesortate de cuarț, feldspați potasici (ortoză, microclin), plagioclazi, muscovit, biotit, fragmente de cuarțite, calcare silicifiate, marne cu Globigerine, rare fragmente de *Lithothamnium*; mai conțin uneori granați, oxizi de fier și glauconit.

Pachetul grezos descris mai sus a fost identificat de F. Olteanu (1954) în regiunea Solonț—Schitu Frumoasa sub denumirea de „arcoza" de Căsoasa. Încă din 1948, I. Dumitrescu (1952a) a semnalat prezența, în stratele de Hîrja, a unor gresii feldspatice pe care le numește gresii de Condor. Ulterior, noi le-am identificat în toată regiunea cuprinsă între Tazlăul Mare, Borlești, valea Calu și valea Iapa, valea Bistriței, Poiana Bălțătești, culmea Pleșu, arătînd că alcătuiesc un orizont litologic caracteristic, cu o poziție stratigrafică constantă (O. Mirăuță, Elena Mirăuță, 1962[11], 1964a,b).

Orizontul gresiei de Condor nu cuprinde intercalații de evaporite, ceea ce indică un mediu de depunere cu salinitate normală, într-o perioadă de ingresiune și de restabilire a comunicației sau legăturii bazinului subcarpatic (Para-Tethys) cu Tethysul miocen mediteranean. După poziția stratigrafică, facies și unele indicații micropaleontologice, considerăm că gresia de Condor aparține Burdigalianului, împreună cu o parte din seria vărgată inferioară de deasupra.

3. *Seria vărgată inferioară* (*Burdigalian — Helvețian inferior*). Strate de Măgirești. În zona subcarpatică internă și în cutele marginale, peste gresia de Condor urmează, în continuitate de sedimentare, o serie vărgată cu o grosime de 400—500 m, alcătuită din gresii calcaroase și marne cenușii și brun-roșietice. Depozitele se caracterizează printr-un conținut mare în material calcaros și prin absența intercalațiilor de roci chimice, cum ar fi gipsul sau sarea gemă.

Stratele de gresii și de marne se succed într-o alternanță deasă, de obicei ritmică, asemănătoare depozitelor de fliș. În mod cert însă aceste strate s-au depus în condiții diferite, într-o mare foarte puțin

[11] O. Mirăuță, Elena Mirăuță. Studii geologice în cuprinsul foii 54 (Bacău), scara 1 : 100.000. 1962. Arh. Inst. Geol.

adîncă, fapt arătat de urmele de picături de ploaie şi a urmelor de valuri (ripple marks) simetrice. Uneori gresiile posedă pe faţa inferioară mecanoglife (flute casts, load casts, groove-casts, urme de curgere) şi prezintă o stratificaţie gradată. Foarte caracteristice sînt gresiile fin micacee cu laminaţie oblică de curent. Culoarea lor este cenuşie, frecvent cu reflexe slab roşietice. Rar apar, mai ales în partea inferioară, intercalaţii de gresii calcaroase feldspatice.

În cimentul calcaros al gresiilor se observă numeroase Globigerine şi Globotruncane remaniate. Materialul detritic este constituit din granule de cuarţ, cuarţite, plagioclazi, paiete de muscovit şi biotit, fragmente de briozoare, precum şi cantităţi mici de glauconit. Pe alocuri (Lucăceşti, Găzărie) apar foarte frecvent fragmente de marne calcaroase cu Calpionelle (probabil *C. alpina*) şi *Globochaete*, de vîrstă tithonic-berriasiană, care ar proveni din Vorland.

Marnele sînt cenuşii şi au, în mod caracteristic, lamine centimetrice de culoare brun-roşiatică. Stratele de marne au grosimi de 50 cm pînă la 1 m şi predomină faţă de gresii, întreaga serie avînd un aspect de Schlier.

În afară de regiunea Moineşti—Tazlăul Mare, seria vărgată mai apare la Borleşti, valea Iapa, valea Calu, de unde spre nord cuprinde intercalaţii de gresii verzi (pîrîul Chelbea, valea Bistriţei, nord de Piatra Neamţ, Dărmăneşti), iar la Almaşu şi Bălţăteşti este substituită complet prin gresiile verzi (gresia de Almaşu) şi conglomerate verzi (conglomerate de Almaşu superioare — O. M i r ă u ţ ă, 1962; O. M i r ă u ţ ă, E l e n a M i r ă u ţ ă, 1964 a,b). De asemenea ea corespunde cu orizontul roşu din cadrul stratelor de Hîrja *stricto senso*, în care I. D u m i t r e s c u (1963) a inclus şi gresia de Condor.

Pe de altă parte, cercetările noastre arată că orizontul roşu sau stratele de Tescani din unitatea subcarpatică externă, şi anume din culmea Pietricica sau de la Tescani, au o poziţie stratigrafică superioară, reprezentînd un facies în jumătatea superioară a orizontului cenuşiu, care cuprinde de asemenea pachete de marne roşii, aşa cum va fi arătat mai jos. Rezultă că la orizontul roşu sau stratele de Tescani din zona subcarpatică din Moldova au fost incluse două serii vărgate, în linii mari izopice, dar heterocrone : una inferioară (seria vărgată inferioară sau o parte din stratele de Hîrja *s.s.*) şi alta superioară (stratele de Tescani *s.s.*). Prima serie, cuprinsă între gresia de Condor şi complexul gipsurilor de Perchiu, corespunde în parte cu stratele de Hîrja *s.s.*, în sensul nou

dat de I. D u m i t r e s c u (1963). Pentru a se evita confuziile, ținînd seama că prin strate de Hîrja s-a definit anterior (I D u m i t r e s c u, 1952b) întreg Miocenul inferior (formațiunea cu sare, gresia de Condor și orizontul roșu), propunem denumirea de strate de Măgirești, după localitatea cu același nume, situată la 6 km est de Moinești (fig. 3),

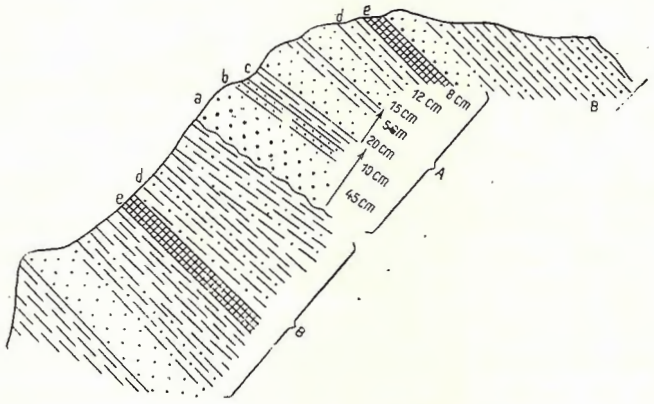


Fig. 3. — Secțiune geologică în stratele de Măgirești de pe Pîrîul Ruja (Măgirești).

a, gresie calcaroasă cenușie, micacee; b, gresie calcaroasă fină, cu laminație convolută; c, marne cenușii fine; d, marne siltitice cenușii sau slab verzui; e, marne brun-roșietice în strate centimetrice. A, pachet grezo-marnos (2—3m) cu stratificație ritmică; B, pachete marnoase (3—5 m).

Coupe géologique dans les couches de Măgirești sur le ruisseau Ruja (Măgirești).

a, grès calcaire gris, micacé; b, grès calcaires fins, à lamination convolute; c, marnes grises fines; d, marnes siltitiques grises ou légèrement verdâtres; e, marnes brun rougeâtre en couches centimétriques. A, paquet gréso-marneux (2—3 m) à stratification rythmique; B, paquets marneux (3—5 m).

unde această serie apare bine deschisă (pîrîul Ruja și pîrîul Stăneşti) și cu o poziție stratigrafică clară, între gresia de Condor și complexul gipsurilor de Perchiu.

Probele recoltate și cercetate de C o n s t a n ț a C o r o b e a și C o r n e l i a C o r n e a[12] din stratele de Măgirești de la Schitu Frumoasa au furnizat o microfaună cu *Globorotalia mayeri*, helveţian-inferioară. După datele noastre, această microfaună provine de la partea superioară a stratelor de Măgirești; partea inferioară a acestor depozite include

[12] Comunicare verbală.

probabil și Burdigalianul. Stratele de Măgirești corespund pe o parte cu stratele de Stebnik din Ucraina subcarpatică, în care L. S. Pișvanova (1965) identifică zona cu *Globoquadrina dehiscens*, care indică Burdigalianul, ca și unele forme de *Lepidocyclina* și *Miogypsina*.

Strate de Borzești. Pe flancul estic al anticlinalului Uture și în continuarea lui spre nord, la Cucueți (nord de Solonț) stratele de Măgirești sînt substituite destul de brusc printr-un complex de gresii verzi, cunoscut sub denumirea de Miocen verde (I. Atanasiu, 1943) sau strate de Borzești (F. Olteanu, 1954). Aceste strate stau peste formațiunea saliferă inferioară (astfel că ar fi posibil să substituie și gresia de Condor) și suportă complexul gipsurilor de Perchiu.

Litologic, stratele de Borzești constau dintr-o alternanță de gresii și argile verzi cu lamine slab roșietice. Gresiile au o granulație medie pînă la grosieră, uneori chiar microconglomeratică, și cuprind frecvent elemente mai mari (1—3 mm) de șisturi verzi, diseminate în masa lor. Stratele sînt uneori granuloclasate cu mecanoglife (groove-casts și load casts). Sub microscop, gresiile apar formate din granule angulare și nesortate de cuarț, fragmente de șisturi clorito-sericitice, cuarțite, lamele de muscovit și biotit, prinse într-o matrice din material detritic fin sau calcaros. Ele corespund unor gresii litice, constituite aproape numai din fragmente de șisturi verzi.

Intercalațiile argiloase sînt verzi, slab cenușii sau brun-roșietice, frecvent rubanate, cu lamine siltitice și se dispun în plăci mari, dure (fig. 4). Pe fața superioară a stratelor de argile se observă urme de picături de ploaie și ripple marks.

Materialul detritic de șisturi verzi din aceste strate a fost transportat probabil din spre nord, formînd o apofiză a unei arii deltaice cu material psamitic și psefitic de șisturi verzi, care în Oligocen și în Miocenul inferior era amplasată mai ales la nord de valea Bistriței, îndințîndu-se sau substituind aproape total șisturile disodilice și gresia de Kliwa oligocenă, formațiunea saliferă inferioară, gresia de Condor și ceea ce am descris mai sus sub numele de strate de Măgirești (O. Mirăuță, Elena Mirăuță, 1964b). Stratele de Borzești se pot paraleliza cu conglomeratele de Almașu superioare și mai ales cu gresia de Almașu cu care prezintă mari afinități litologice. După datele forajelor de la nord de Schitu Frumoasa și după blocurile de gresii verzi care însoțesc diapirul de sare de la Ludaș, aceste strate se continuă spre N și NE, pe sub orizontul cenușiu, legîndu-se probabil

direct cu complexul de gresii verzi care apare în lungul văii Cracăului, între Căciulești și Oșlobeni. Spre est, sud și vest de zona de apariție a stratelor de Borzești materialul detritic cu elemente verzi dispare, trecîndu-se la faciesul tipic al stratelor de Măgirești. Această distribuție a faciesurilor este una din cauzele care nu ne permit o echivalare a depozitelor cu elemente verzi din stratele de Borzești cu cele din zona Tescani—Pietricica.

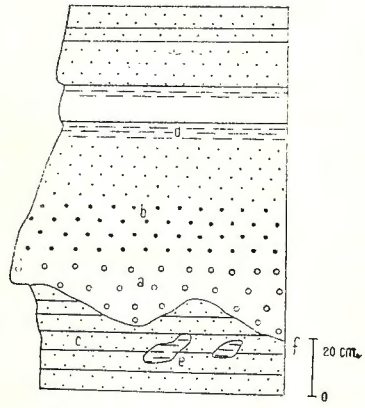


Fig. 4. — Ritm de sedimentare în stratele de Borzești (Pîrîul Curăturii, Solonț).

a, microconglomerate cu elemente verzi; b, gresii verzi; c, gresii verzi în plăci; d, argile verzi; e, galeți moi de argile verzi; f, suprafață de eroziune de la baza ritmului.

Rythme de sédimentation dans les couches de Borzești (ruisseau Curăturii, Solonț).

a, microconglomérats à éléments verts; b, grès verts; c, grès verts en plaquettes; d, argiles vertes; e, galets mous d'argiles vertes; f, surface d'érosion à la partie basale du rythme.

4. *Stratele de Perchiu.* Peste stratele de Măgirești sau peste stratele de Borzești în dealul Mihoc (nord de Cucueți) stă un complex cenușiu, de aproximativ 500—800 m, constituit dintr-o alternanță ritmică de gresii și marne cenușii care prezintă, mai ales în partea inferioară, intercalații caracteristice de gipsuri, dispuse în pachete de 1—5 m. F. Olteanu (1954) a descris aceste gipsuri sub numele de gipsuri de Perchiu.

Gresiile din acest complex sînt calcaroase, cenușii și se dispun mai ales în strate de 5—60 cm, de obicei dure și în bancuri de 2—4 m, care sînt moi, friabile, mai ales la partea superioară a complexului. Ele se caracterizează prin stratificația gradată, laminație oblică de curent și mecanoglife (urme de curent, load casts, flute casts, urme de curgere).

Cimentul gresiilor este calcaros și conține Globigerine și Globotruncane remaniate. Cuarțul detritic formează pînă la 50% din rocă, este slab rulat, inechigranular, cu incluziuni de zircon, rutil și silimanit; feldspații potasici și plagioclazii constituie pînă la 15% din rocă. Mai apar fragmente de roci (cuarțite, calcare și mai ales marno-calcare cu Calpionele și *Globochaete*), paiete de muscovit și biotit, precum și granule

de glauconit. Aceste gresii, ca și cele din stratele de Măgirești—Hîrja, corespund unor subgrauwacke.

Marnele din acest complex au o culoare cenușie și se dispun în strate de 50 cm pînă la 2 m, uneori constituind pachete de mai mulți metri. La partea superioară a orizontului, marnele cenușii conțin sporadic lamine gălbui, slab roșietice, care devin frecvente în orizontul superior.

Aceste depozite sînt larg răspîndite în zona subcarpatică și au fost întîlnite de noi în sectoarele: Ghindăoani, Almașu, Borlești, Moinești, pînă la Berzunț, păstrînd peste tot același aspect litologic „flișoid" cu alternanță ritmică de marne și gresii cenușii, cu intercalații de gipsuri, mai ales în partea lor inferioară (gipsurile de Perchiu). Pentru aceste depozite „flișoide" cu evaporite folosim denumirea de strate de Perchiu; ele revin probabil, Helvețianului.

5. *Seria vărgată-nisipoasă superioară.* Această serie, cu o grosime pînă la 1000 m, este alcătuită predominant din nisipuri, gresii friabile, precum și marne cenușii și roșietice, cu intercalații, mai ales spre partea ei superioară, de gipsuri, șisturi calcaroase și două pînă la trei strate de tufuri dacitice. Limita cu stratele de Perchiu nu este netă din cauza asemănărilor litologice care există între cele două unități litologice.

În seria vărgată-nisipoasă superioară se disting două complexe: unul inferior, marno-grezos, vărgat și altul superior, nisipos. Complexul inferior vărgat, apare dezvoltat în umplutura zonei sinclinale Nechizelu care se prelungește spre sud, în regiunea noastră, la Băhnășeni și la est de Solonț. El este constituit din gresii și marne cenușii de tipul celor din stratele de Perchiu, la care se adaugă nisipuri, gresii friabile, uneori gipsuri și șisturi slab calcaroase, un strat de tuf dacitic și intercalații caracteristice de marne roșietice, uneori roșii cărămizii. Prezența acestor din urmă roci a cauzat numeroase confuzii cu stratele de Măgirești.

Complexul nisipos (strate de Cîmpeni) este bine dezvoltat la sudul și estul regiunii cercetate, în sectorul Poduri — vest Berzunț și respectiv în unitatea subcarpatică externă în sectorul Ardeoani-Tărîța-Pîrjol-Cîmpeni. El corespunde numai în unele locuri cu stratele de Cîmpeni și stratele de Poduri, descrise de H. Grozescu (1917).

Complexul nisipos este alcătuit din nisipuri, uneori cu concrețiuni grezoase, gresii friabile, marne cenușii și roșietice, gipsuri (mai frecvente

către exteriorul zonei subcarpatice), şisturi calcaroase şi tufuri dacitice. În succesiunea depozitelor se observă o alternanţă de pachete de nisipuri şi marne cenuşii cu stratificaţie gradată şi de pachete marnoase, groase de 5—6 cm, în care se intercalează nisipuri şi gresii cenuşii, friabile, în bancuri de 4—6 m. Pachetele cu stratificaţie ritmică constau din strate de nisipuri de 0,5—1 m grosime, cu sedimentare gradată şi cu galeţi moi de marne şi strate centimetrice de marne cenuşii sau gălbui — slab roşietice, care prezintă o laminaţie paralelă, fină (fig. 5). Pe alocuri în marne apar lamine

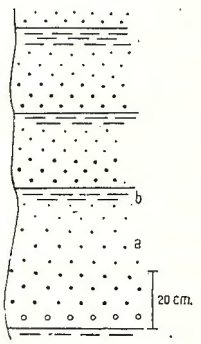


Fig. 5. — Stratificaţie gradată în nisipurile din Helveţianul superior de la Poduri.
a, nisip cenuşiu cu stratificaţie gradată; b, marne cenuşii şi roşietice.

Stratification graduelle dans les sables de l'Helvétien supérieur à Poduri.
a, sables gris à stratification graduelle; b, marnes grises et rougeâtres.

milimetrice siltitice, mai deschise la culoare, roca primind un aspect rubanat, de tipul varvelor.

În general, intercalaţiile de marne roşietice din acest complex sînt mai puţin evidente ca în stratele de Măgireşti sau în complexul vărgat; ele apar totuşi destul de frecvent în anumite pachete intercalate în complex. F. Olteanu (1954) a descris aceste roci sub denumirea de marnele roşii de Valea Calului.

Gipsurile formează strate de 1—8 m şi se asociază de obicei cu şisturi calcaroase rubanate, în strate de 2—3 m.

Complexul nisipos suportă, la Berzunţ şi în dealul Pietricica, depozite tortoniene *s.s.* fosilifere (tufuri, marne cu Globigerine, gresii calcaroase organogene de tip Răchitaşu, nisipuri, marne cenuşii şi roşietice, gipsuri, şisturi calcaroase, şisturi cu radiolari), cu care prezintă mari afinităţi litologice, astfel că delimitarea lor este dificilă.

În unitatea subcarpatică externă, complexul nisipos (stratele de Cîmpeni) acoperă, în continuitate de sedimentare, stratele de Tescani *s.s.* care sînt constituite dintr-o alternanţă de gresii calcaroase, în strate de 5—20 cm, nisipuri în bancuri de 1—4 m şi marne cenuşii şi roşu-cărămizii; subordonat apar intercalaţii de gipsuri şi foarte frecvent

nisipuri, gresii și microconglomerate cu elemente verzi. Gresiile calcaroase conțin glauconit, alge calcaroase (*Lithothamnium*), precum și numuliți remaniați.

Stratele de Tescani *s.s.* din unitatea subcarpatică externă reprezintă probabil un facies deltaic (cu material de șisturi verzi) al părții inferioare a seriei vărgate superioare. Faciesul deltaic este pus în evidență de stratificația oblică la scară mare, prin prezența de wash-outs, urme de picături de ploaie, de pași de păsări și microfaună săracă. Poziția stratigrafică în cadrul seriei vărgate superioare se deduce din asocierea cu roci caracteristice acestei serii (nisipuri, gipsuri), precum și prin poziția geometrică imediat sub depozite nisipoase cu gipsuri, șisturi calcaroase, tufuri dacitice și marne roșietice ale stratelor de Cîmpeni.

Stratele de Tescani apar în butoniera anticlinală de la Tescani, la Scăriga și mai ales în culmea Pietricica, unde se observă poziția lor peste un complex de conglomerate cu elemente verzi (conglomerate de Pietricica); la rîndul lor acestea stau discordant (uneori avînd în bază un pachet de evaporite) peste depozitele oligocene.

Seria vărgată-nisipoasă superioară, atribuită Helveținului superior — Tortonianului, are un conținut micropaleontologic sărac, în care predomină formele remaniate. În legătură cu vîrsta depozitelor acestei serii facem următoarele remarci:

(1) în depozitele tortoniene, fosilifere, de deasupra a fost identificat numai Tortonianul superior;

(2) în complexul nisipos, în stratele de Tescani *s.s.* și în depozitele echivalente acestora și situate la exteriorul unității subcarpatice externe (sectorul Bălțata-Valea Mare), se găsesc uneori marne cu Globigerine și gresii calcaroase cu *Lithothamnium*, similare cu gresia de Răchitașu. Din observațiile noastre rezultă că gresiile calcaroase, glauconitice, de tip Răchitașu, devin mai frecvente spre est, către regiunea de shelf și se intercalează la mai multe nivele, reprezentînd astfel un facies marginal al molasei vărgate superioare; abia în Tortonianul superior aceste gresii, mult mai fosilifere, capătă o răspîndire generală în toată zona subcarpatică;

(3) faciesurile externe ale molasei vărgate superioare au furnizat o microfaună cu Orbuline, caracteristică Tortonianului.

Din cele de mai sus deducem că o parte din depozitele atribuite pînă acum Helveținului revin Tortonianului, etaj care ar căpăta astfel o mai mare extensiune în Subcarpați, incluzînd atît depozite fosilifere, apropiate

de zona de shelf în est, cît și depozite în facies deltaic, cu marne vărgate și cu o microfaună săracă sau chiar sterile în partea centrală și vestică a zonei subcarpatice; în aceste depozite se întîlnesc și roci grezoase și conglomeratice cu elemente verzi.

Caracterele litologice ale molasei miocene subcarpatice. Miocenul subcarpatic din Moldova îmbracă două faciesuri principale: (1) faciesul marno-grezos de tip Schlier, asociat cu depozite chimice (gipsuri, sare gemă și săruri delicvescente) și (2) faciesul grezos-conglomeratic cu material de șisturi verzi. Între aceste două faciesuri extreme există o serie de faciesuri intermediare.

Faciesul conglomeratic-grezos cu elemente verzi al Miocenului apare dezvoltat în două arii deltaice, una la nord de valea Bistriței, în bazinele văilor Cracău, Cuejdiu, Almașu, Neamțu (Ozana) și culmea Pleșu și alta la sud de valea Bistriței, în culmea Pietricica (O. Mirăuță, Elena Mirăuță, 1964; O. Mirăuță, 1965). În prima arie, conglomeratele și gresiile verzi de vîrstă miocen-inferioară, prin dispunerea lor (faciesurile conglomeratice în nord și grezoase și de tranziție în sud) indică un transport al materialului spre sud, ajungînd la marginea vestică a zonei subcarpatice pînă în valea Bistriței și în valea Calu, iar în partea centrală pînă la Solonț (Uture), unde formează stratele de Borzești.

A doua arie deltaică, dezvoltată mai ales în culmea Pietricica, cuprinde conglomerate și gresii verzi care se îndințează spre vest și nord cu molasa vărgată superioară (Helvețian superior—Tortonian); transportul acestui material a avut loc în aceleași direcții (W și N), raportîndu-ne la sectorul nordic al culmii Pietricica și Tescani.

Molasa miocenă din regiunea Moinești-Tazlău, cu excepția stratelor de Borzești, aparține faciesului marno-grezos cu evaporite și se caracterizează prin orizonturi litologice care se urmăresc pe mari suprafețe și cu grosimi destul de constante (fig. 6). Acest fapt indică o sedimentare relativ liniștită într-un bazin cu o subsidență puternică, de mare extindere. Unele depozite predominant marnoase din acest facies amintesc Schlierul.

Adîncimea mică a bazinului de sedimentare în timpul depunerii molaselor vărgate este pusă în evidență de prezența impresiunilor de pași de păsări și de picături de ploaie pe suprafața stratelor. Totodată aceste depozite de mică adîncime prezintă un aspect flișoid imprimat de alternanța ritmică deasă, sedimentarea gradată, prezența mecanoglifelor pe suprafața inferioară a gresiilor etc. Se constată astfel, odată mai mult, că

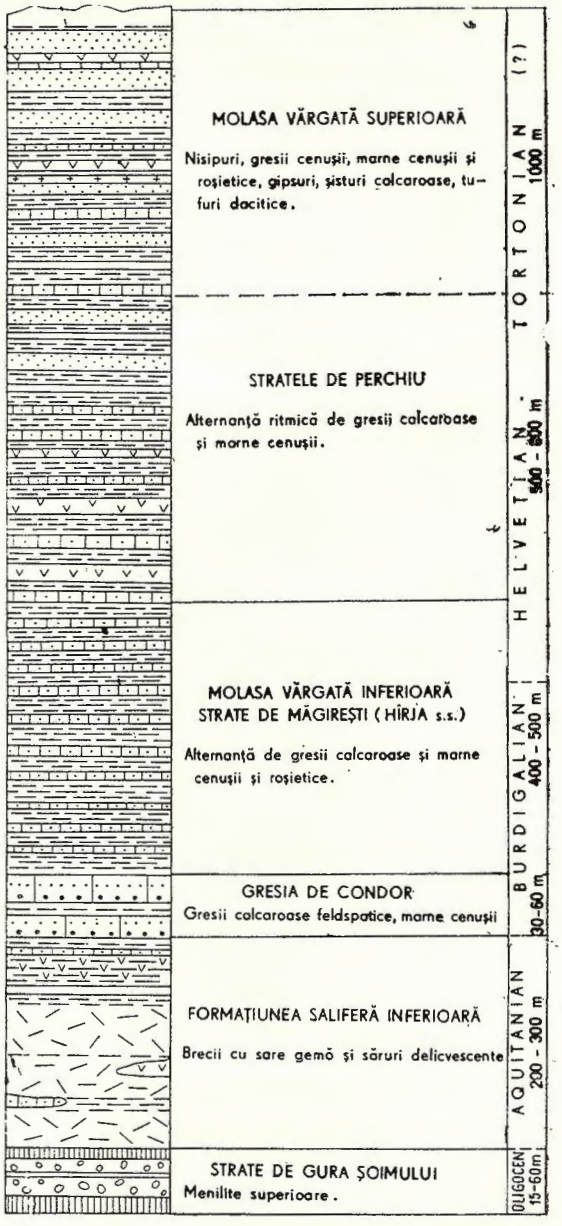


Fig. 6. — Coloană stratigrafică a depozitelor miocene din regiunea Moinești—Tazlău.

Coupe stratigraphique des dépôts miocènes dans la région de Moinești — Tazlău.

în condiții diferite de sedimentare, așa cum au fost cele ale flișului și molasei, se pot forma depozite cu facies similar.

Condițiile tectonice ale sedimentării depozitelor de fliș și ale depozitelor miocene subcarpatice din Moldova au fost însă probabil destul de asemănătoare. Depozitele molasei subcarpatice au fost intens cutate împreună cu flișul, cu care formează chiar pînze de șariaj, fapt care indică depunerea lor înaintea orogenezei principale. În acest caz caracterul sincinematic al flișului trebuie extins și asupra molasei subcarpatice. Este o particularitate a acestei molase față de formațiunile de molasă din alte orogene, care s-au format în timpul ridicării catenei muntoase, după tectogeneza principală.

Materialul detritic grosier din molasa subcarpatică provine de la exteriorul bazinului, în cea mai mare parte dintr-o catenă assyntică de la marginea Vorlandului și nu din catena alpină, carpatică, așa cum ar fi fost normal pentru o molasă tipică. Abia molasa sarmațiană cuprinde roci grosiere cu elemente remaniate din depozitele de fliș carpatic, îmbrăcînd astfel caracterele unei molase tardicinematice, contemporană cu ridicarea intensă și erodarea catenei carpatice.

Depozitele chimice din molasa miocenă subcarpatică formează strate și pachete cu o mare extindere, care nu pot fi interpretate ca depozite lagunare formate în mai multe bazine izolate. Gipsurile de Perchiu, sarea din baza Miocenului și cea din Tortonian, precum și alte depozite chimice similare, au o răspîndire generală în toată zona subcarpatică. Formarea lor la diferite intervale stratigrafice, pe tot cuprinsul întregului bazin subcarpatic, s-ar putea datora întreruperii intermitente a legăturilor acestui bazin cu Tethysul miocen mediteranean; în condițiile unei clime calde, ale unui aport neînsemnat de ape continentale și ale unui bazin cu adîncime mică se producea concentrația necesară depunerii sărurilor.

II. TECTONICA

Depozitele de fliș și de molasă din regiunea Moinești-Tazlău aparțin următoarelor trei unități tectonice: 1, pînza de Tarcău sau pînza medio-marginală; 2, unitatea externă; 3, zona miocenă subcarpatică.

1. **Pînza de Tarcău (pînza medio-marginală).** Această unitate majoră alohtonă este reprezentată în sectorul cercetat prin subunitatea de Tazlău (intermediară) și subunitatea marginală, care au fost interpretate

de I. Atanasiu (1943) ca unități independente (pînza de Tazlău și pînza marginală). I. Dumitrescu (1952 a, b) și, ulterior, I. Băncilă (1958) au arătat însă că aceste unități au un autohton comun și reprezintă de fapt subunități ale pînzei de Tarcău (pînza medio-marginală). Subunitatea sau digitația de Tazlău apare pe o zonă restrînsă în bazinul văii Tazlăul Sărat, la Chilii, avînd în partea frontală stratele de Hangu.

Subunitatea marginală este constituită din depozite eocen-superioare în faciesul stratelor de Plopu și în faciesul stratelor de Bisericani, precum și din depozite oligocene (inclusiv strate de Gura Șoimului). Ea constituie o cută culcată, recutată, cu o lățime de 4—5 km, șariată integral peste depozitele miocene. Recutarea flancului normal al cutei, dezvoltat la nord de Tazlăul de Sus—Zemeș, în dealul Piatra Șoimului și în dealul Cenușăreasa, a dus la formarea cutei anticlinale Zemeș, cu nucleul alcătuit din strate de Plopu, și a sinclinalului Cenușăreasa. Zona axială a cutei culcate și șarniera frontală se află în cuta anticlinală deversată care trece spre sud la o cută-falie și care se urmărește din Plaiul Piciorul Rău (vest de Cucueți), prin dealul Piatra Șoimului, pînă la Tazlăul de Sus. La est de această cută se găsește flancul invers al cutei culcate majore, vizibil în Plaiul Piciorul Rău și în pîraiele Stînii și Tazlăul de Sus. La sud de această ultimă localitate flancul invers are o dezvoltare mare, atingînd o lățime de peste 3 km în regiunea Modîrzău, Piatra Crăpată, Pietrosu, Valea Arinilor, unde este recutat într-o structură antiformă (Pietrosu) și o structură sinformă (Piatra Crăpată — est Pietrosu). Din faptul că structura antiformă de la Pietrosu urmărește valea Tazlăului Sărat, iar schimbările de direcție ale acestei văi se reflectă în direcția structurii, se poate deduce caracterul de anticlinal de vale al acestei structuri.

Existența cutelor deversate sau culcate în fața pînzei medio-marginale constituie un argument în sprijinul interpretării ei ca o pînză de supracutare (de ordinul I). Această unitate și, în general, flișul extern și molasa subcarpatică au, după părerea noastră, o tectonică tipică de cuvertură și nu antrenează fundamentul.

2. **Unitatea externă a flișului.** În regiunea cercetată, unitatea externă a flișului prezintă o afundare axială spre sud, astfel că nucleele de fliș paleogen ale structurilor se afundă în culise sub Miocen (I. Băncilă, 1952). Din această cauză delimitarea ei de zona miocenă subcarpatică este dificil de făcut în acest sector, deoarece contactul nu se face după o linie de falie și are loc între depozite miocene care prezintă același facies.

La nord de localitatea Tazlăul Mare, structurile unității externe se ridică treptat pînă la Piatra Neamț și contactul aparent cu zona subcarpatică se face la exteriorul cutei Măgura Tazlăului—Horaița, unde există constant o falie care reprezintă linia marginală citată în lucrările mai vechi. Cercetările noastre au arătat că între cele două unități există o cădere în trepte a nucleelor de fliș paleogen, care se suprapun și se încalecă succesiv de la est. La interiorul zonei subcarpatice se individualizează o subzonă îngustă, foarte tectonizată, constituită la suprafață din depozite miocene, însă care prin structura fundamentului paleogen aparține părții frontale a unității externe.

În regiunea cercetată, unitatea externă a flișului este constituită din următoarele cute : Fruntea Comanului, Tisoasa și Măgura Tazlăului (E. Hristescu, 1953, în I. Băncilă, 1958).

În secțiunile geologice se observă că partea superioară a structurilor menționate prezintă, la nivelul depozitelor miocene, o cutare de curgere (cute similare), cu tendință de diapirism. Prin cutare, depozitele salifere au migrat din flancuri în șarnierele cutelor. Nucleele de fliș paleogen, relativ mai competente la eforturile tectonice, prezintă o cutare concentrică, de flexionare. Flancurile inverse de fliș paleogen sînt laminate în cea mai mare parte, fiind înlocuite printr-o falie inversă, care se pierde de obicei în cuvertura miocenă. Comportarea diferită a rocilor în procesul de deformare a produs astfel o dizarmonie de cutare a Miocenului față de Paleogen.

3. **Zona miocenă subcarpatică.** În bazinul văii Bistriței și al Tazlăului, în zona subcarpatică se pot deosebi trei subunități. Prima subunitate, internă, reprezintă o entitate tectonică complexă, intermediară între unitatea externă a flișului și zona subcarpatică ; ea este formată la suprafață mai ales din depozite miocen-inferioare. Subunitatea centrală este reprezentată printr-un sinclinorium, caracterizat prin sinclinale largi, umplute cu depozite helveține, separate prin anticlinale înguste. Fundamentul de fliș paleogen al acestei subunități este foarte afundat și nu a fost întîlnit nici prin foraje. Subunitatea externă, situată în general la est de valea Tazlăul Mare pînă în falia pericarpatică, este constituită din depozite helvețian-superioare și tortoniene.

Subunitatea internă este alcătuită din cutele Tazlău și Uture-Mihoc, care au un nucleu de fliș paleogen și un înveliș de depozite miocen-inferioare. Caracteristice pentru această subunitate sînt ondulațiile axiale ale

structurilor. În ridicările axiale apar uneori la zi depozite paleogene sub formă de brachianticlinale (Uture, Calu—Iapa și Pietricica Neamț).

Cuta Tazlău prezintă o ridicare brachianticlinală la Tazlăul Mare, unde s-au identificat gaze în Oligocen și apoi o afundare axială spre sud. În aceeași direcție are loc o laminare a ei, astfel că între Schitu Frumoasa și Cucueți se reduce la o lamă de sare diapiră în stratele de Măgirești. În dreptul localității Schitu Frumoasa această cută este culcată peste cuta Uture-Mihoc, situată în față, formînd o pînză de acoperire în miniatură, cu o amploare de 4—5 km. Flancul invers al cutei se laminează spre Cucueți, fiind înlocuit cu o suprafață de șariaj.

În această regiune se observă foarte clar că încălecările sau faliile inverse care însoțesc uneori aceste cute culcate sau deversate, provin din laminarea flancurilor inverse, așa cum a arătat A. H e i m (1921) în masivul Säntis din Alpi. Cînd încălecarea este mai mare se trece la pînze de supracutare.

Cuta Uture-Mihoc prezintă o ridicare axială la Mihoc și la Solonț unde, în dealul Uture, apar la zi depozitele paleogene. La sud de Solonț această cută se afundă axial și intră sub pînza medio-marginală. Numeroase foraje au pus în evidență continuitatea ei pe sub această pînză, pînă la sud de Moinești. Zăcămintele de țiței de la Moinești, Lucăcești, Valea Arinilor, Piatra Crăpată, Solonț și Mihoc sînt cantonate în Oligocenul (gresia de Kliwa) compartimentat prin falii transversale și aparținînd acestei structuri.

La nord de Schitu-Frumoasa, cuta Mihoc se continuă, după datele forajelor 1—6 Rețeni și 30—32 Cociorvei, pe sub depozitele helvețiene din flancul vestic al sinclinoriului Frumoasa-Nechizelu care aparține subunității miocene centrale.

În concluzie, subunitatea miocenă internă se caracterizează prin cute deversate sau chiar culcate, suprapuse, despărțite prin sinclinale înguste, strivite. Se observă și aici laminarea flancurilor inverse și prezența unei cutări dizarmonice între Paleogen, cu structuri concentrice și Miocen, cu o cutare de curgere, în care sarea este predominant diapiră. Există un decalaj între axul structurii miocene de suprafață și axul nucleului paleogen al aceleiași structuri care, de obicei, este situat mai la vest. Din cauza deversării cutelor spre est, un decalaj există și între crestetul și șarniera structurilor. Bolta largă, brachianticlinală, a fiecărei cute reprezintă, la nivelul Paleogenului, crestetul structurii și nu șarniera, care este înrobată în Miocenul din față.

Subunitatea miocenă centrală de la est de cuta Uture-Mihoc este constituită mai ales din depozite helveţiene, care alcătuiesc umplutura unor sinclinale largi, despărţite prin cute anticlinale înguste, formate din sare diapiră (Bîrneşti-Ludaş) sau strate de Măgireşti. Acest stil tectonic aminteşte stilul dejectiv.

Subunitatea centrală încalecă peste cea externă în lungul faliei Tazlăului, care reprezintă cea mai importantă dislocaţie din interiorul zonei subcarpatice. La sud de valea Trotuşului această falie se leagă probabil cu falia Caşinului, situată între zona miocenă subcarpatică şi zona sarmato-pliocenă. În regiunea cercetată ea apare clar la est de Frumoasa, Băseşti, Leontineşti şi Bereşti, fiind mai puţin evidentă la est de Solonţ, datorită deschiderilor rare.

Zona subcarpatică externă are o constituţie geologică puţin deosebită, fiind alcătuită mai ales din depozite tortoniene şi helveţian-superioare, care stau discordant peste Oligocen. Ea încalecă peste Sarmaţianul din Vorland în lungul faliei pericarpatice. Această falie este însoţită de obicei de o lamă de şariaj, formată din depozite salifere tortoniene. Cutele principale din zona subcarpatică externă sînt anticlinalele Tescani şi Pietricica.

Tectonica disjunctivă din zona subcarpatică este reprezentată, în afară de faliile longitudinale menţionate, printr-un sistem de falii oblice şi decroşări orientate WNW. Compartimentele sudice ale acestor falii sînt deplasate spre est. Deosebit de evidente sînt asemenea falii într-o zonă care începe la Schitu Frumoasa şi se continuă pe la Ludaş-Băseşti, pînă în extremitatea nordică a culmii Pietricica. Falia Ludaş-Băseşti — nord Pietricica este în acelaşi timp o falie normală, cu flancul nordic coborît.

În ansamblu, unitatea externă are aspectul unui anticlinoriu deversat iar zona subcarpatică reprezintă un sinclinoriu. Structurile se încalecă succesiv spre est şi prezintă o cădere în trepte. Încălecarea unităţii externe a flişului peste zona subcarpatică nu se face printr-o simplă linie de încălecare ci prin intermediul mai multor falii de încălecare şi cute culcate care pot avea, în diverse sectoare, dezvoltări deosebite.

I. Băncilă şi E. Hristescu (1963) trasează linia externă uneori la marginea actuală a flişului, alteori la exteriorul cutei Tazlău sau a cutei Uture. Sînt echivalate astfel în aceeaşi linie trei falii diferite care se plasează în faţa cutelor Horaiţa-Măgura Tazlăului, Tazlău şi Uture.

Concluzii. Miocenul din regiunea Moineşti-Schitu Frumoasa este reprezentat prin depozite marno-grezoase, asociate cu evaporite (gipsuri, sare gemă şi săruri delicvescente). Aceste depozite alcătuiesc un facies intern al molasei miocene subcarpatice. Faciesul extern este predominant grezos-conglomeratic, cu elemente de şisturi verzi.

Miocenul inferior, care urmează în continuitate de sedimentare peste Oligocen, începe cu stratele de Gura Şoimului. Ele prezintă un facies intern, flişoid, şi un facies extern, conglomeratic. Peste aceste strate urmează o formaţiune saliferă şi apoi un pachet grezos (gresia de Condor).

În lucrare sînt definite stratele de Măgireşti, care reprezintă o parte din stratele de Tescani *s.l.* sau orizontul roşu. Stratele de Măgireşti sînt substituite local printr-un complex de gresii verzi (strate de Borzeşti).

Deasupra stratelor de Măgireşti urmează o serie flişoidă cu care se asociază gipsurile de Perchiu şi o serie marno-nisipoasă, în care se situează şi stratele de Tescani *s.s.*

Regiunea cercetată cuprinde trei unităţi tectonice majore: pînza medio-marginală, unitatea externă a flişului şi zona miocenă subcarpatică. În prima unitate se menţionează existenţa unei cute culcate, situată în fruntea pînzei. Unitatea externă şi zona subcarpatică internă se caracterizează prin cute deversate sau culcate care se suprapun în parte şi se încalecă succesiv de la vest la est, cu o amploare de 2—5 km. Comportarea diferită la eforturile tectonice a nucleelor de fliş şi a cuverturii miocene a structurilor a provocat o dizarmonie de cutare. Formaţiunile miocene, caracterizate prin depozite salifere, prezintă o cutare de curgere, sarea fiind predominant diapiră.

Se menţionează de asemenea prezenţa unei falii de încălecare deosebit de importantă în interiorul zonei miocene subcarpatice, care desparte o subunitate centrală de alta externă.

BIBLIOGRAFIE

Alexandrescu Gr., Georgescu C. (1962) Asupra formaţiunii cu sare dintre Paltin şi Valea Sării (Vrancea). *D. S. Com. Geol.* XLVI. Bucureşti.

Atanasiu I. (1943) Les faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes Moldaves. *Ann. Inst. géol. Roum.* XXII. Bucureşti.

Athanasiu S. (1913) Cercetări geologice în regiunea carpatică şi subcarpatică din Moldova de S. Bazinul superior al Tazlăului Mare. Rap. Activ. Inst. Geol. Rom. în 1908—1909. Bucureşti.

Băncilă I. (1939) Le Miocène de la région de Tazlăul Mare (District de Neamț). *C. R. Séanc. Inst. Sci. Roum.* III, 1. București.

— (1952) Date noi asupra flișului din valea superioară a Tazlăului. *D. S. Com. Geol.* XXXVI (1948—1949), București.

— (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științ. București.

— Hristescu E. (1963) Linia externă și linia pericarpatică dintre V. Sucevei, și V. Trotușului. *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr.* V. București.

Costea I., Balteș N. (1962) Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor. Ed. Științ. București.

De Raaf I. F. M. (1964) The occurrence of flute-casts and pseudo-morphs after salt crystals in the Oligocene „grès à ripple-marks" of the Southern Pyrenees. In A. H. Bouma and A. Brouwer (Editors): Turbidites. Amsterdam.

Dolenko G. N. (1962) Gheologhia nefti i gaza Karpat. Kiev.

Dumitrescu I. (1952a) Cercetări geologice asupra Flișului din Valea Oituzului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVI (1948—1949). București.

— (1952b) Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. geol.* XXIV. București.

— (1963) Date noi asupra structurii Flișului miogeosinclinal din munții Vrancea. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, IV. București.

Grozescu H. (1918) Geologia regiunii subcarpatice din partea de nord a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.* VIII, București.

— (1931) Geologia zonei marginale a flișului între Moinești și Piatra Neamț. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVIII (1929—1930). București.

Iorgulescu T., Niculescu N. I., Peneș M. (1962) Vîrsta unor masive de sare din R.P.R. Edit. Acad. R.P.R., București.

Joja T., Cosma Viorica, Dumitrescu Zorela (1963) Orizonturile flișului extern dintre Suceava și Sucevița și conținutul lor micropaleontologic. *Congr.* V, *Asoc. Geol. Carp.-Balc.* III/1. București.

Ladîjenski N. R., Antipov V. I. (1961) Gheologhicescoe stroenie i gazoneftenosti Sovetskogo Predcarpatia. Moskva.

Mirăuță O. (1962) Stilul tectonic al flișului marginal și al molasei subcarpatice în regiunea Piatra Neamț. *D. S. Com. Geol.* XLVIII (1960—1961). București.

— Mirăuță Elena (1964a) Faciesurile și tectonica molasei miocene din anticlinalul fals Almașu (N Piatra Neamț). *D. S. Com. Geol.* XLIX (1961—1962). București.

— Mirăuță Elena (1964b) Structura geologică a molasei miocene dintre V. Bistriței și Tazlău. *D. S. Com. Geol.* XLIX (1961—1962). București.

— (1965) Faciès et tectonique de la molasse miocène subcarpatique de la Moldavie centrale. *Reports.* VII *Congr. Carp.-Balk. Geol. Ass. Part.* II, 2. Sofia.

Olteanu F. (1953) Faciesurile și tectonica Miocenului subcarpatic din regiunea Berzunț. *D. S. Com. Geol.* XXXVII (1949—1950). București.

— (1954) Depresiunea subcarpatică în regiunea Solonț—Drăgugești. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII (1950—1951). București.

Pișvanova L. S. (1965) Zonî planctonîh foraminifer i ih znacenie dlia rasclenia molasovîh otlojenii. *Reports.* VII *Congr. Carp.-Balk. Geol. Ass., Part.* II, II. Sofia.

Preda D. M. (1917) Géologie de la région subcarpatique de la partie méridionale du district de Bacău. *Ann. Inst. Géol. Roum.* VII. București.

Săndulescu M. (1962) Stratigrafia și tectonica molasei miocene din regiunea Valea Mare—Berzunț—Onești. *D. S. Com. Geol.* XLVI (1958—1959). București.

— Săndulescu Jana, Kusko M. (1963) Structura geologică a părții de NW a munților Buzăului și a părții de SW a munților Vrancei. *D. S. Com. Geol.* XLVIII (1960—1961). București.

Stoica C. (1953) Stratele de Gura Șoimului—Tazlău. *Rev. Univ. „C. I. Parhon" și a Politehnicii București. Seria Șt. Naturii.* 2. București.

— (1963) Formațiunile halogene cu săruri de potasiu din Miocenul Moldovei de Mijloc. *Congr.* V. *Asoc. Geol. Carp.-Balc.*, 1961. București.

Voicu Gh. (1953) Studiul micropaleontologic al stratelor de Cornu de pe flancul sudic al cuvetei de Slănic, între V. Prahovei și V. Vărbilăului. *An. Com. Geol.* XXVI. București.

STRATIGRAPHIE ET STRUCTURE DU MIOCÈNE SUBCARPATIQUE DE LA RÉGION DE MOINEȘTI—TAZLĂU

PAR

OREST MIRĂUȚĂ

(Résumé)

Dans cet ouvrage on fait une présentation detaillée de la géologie et de la tectonique de la région de Moinești—Tazlău située dans le bassin de la vallée du Tazlău. Au point de vue structural cette région appartient tant à la zone externe du flysch qu'à la zone miocène subcarpatique. À partir de l'W vers l'E on distingue trois entités qui se chevauchent successivement, à savoir : (1) nappe de Tarcău ou nappe médio-marginale ; (2) unité des plis marginaux (externes) ou anticlinorium marginal ; (3) zone miocène subcarpatique, dans laquelle nous avons séparé une unité interne (unité de Nechitu) formée de dépôts miocènes inférieurs et moyens qui se présentent sous un faciès identique à celui de l'unité des plis marginaux, ainsi qu'une zone externe (unité de Pietricica) constituée de dépôts miocènes moyens (Tortonien et Helvétien supérieur — Carpatien?). Dans le secteur de Moinești—Schitu Frumoasa, en face de la nappe de Tarcău s'individualise l'unité de Zemeș, unité allochtone indépendante, du type d'une lame de charriage, formée de dépôts de flysch paléogène dont les

caractères lithologiques sont intermédiaires entre ceux de la partie frontale de la nappe de Tarcău et ceux des plis marginaux.

Dans cet ouvrage on accorde une attention toute particulière à la succession lithologique, à la stratigraphie et à la structure du Miocène de l'unité subcarpatique interne et de l'unité des plis marginaux du flysch dans sa zone d'abaissement axial dans le bassin de Tazlău. On a également fait une description détaillée du complexe de transition de l'Oligocène au Miocène (couches de Gura Şoimului) tandis que la stratigraphie des dépôts du flysch crétacés supérieurs et paléogènes a été traitée de manière plus succinte. De nombreuses données de forage sont à la base des interprétations structurales.

STRATIGRAPHIE

A) Flysch externe crétacé supérieur et paléogène

1. *Sous-unité intermédiaire (de Tazlău).* *a*) L'intervalle du Sénonien-Paléocène y est représenté par les couches de Hangu inférieures et supérieures.

b) Dans la région située au S de Moineşti l'Eocène apparaît sous le faciès des couches de Straja, qui supportent des grès du type Tarcău à intercalations de gréso-calcaires et de marnes (Eocène sous faciès intermédiaire) ou, plus au N, sous un faciès semblable à celui de l'Eocène de type marginal. Suivent en concordance les couches de Plopu et le grès calcaire et micacé de Lucăceşti.

c) L'Oligocène n'a pas été décrit, étant donné qu'il dépasse les limites de la carte.

2. *Unité de Zemeş.* *a*) L'Eocène supérieur est représenté par les couches de Plopu sous faciès externe, constituant le noyau d'un pli anticlinal.

Dans les structures externes de cette unité apparaissent des dépôts de l'Eocène supérieur avec des caractères intermédiaires entre les couches de Plopu et les couches de Bisericani, ainsi que sous le faciès habituel des couches de Bisericani. Suit le grès typique de Lucăceşti.

b) L'Oligocène est représenté par les horizons classiques du faciès bitumineux à grès de Kliwa. Les couches de Gura Şoimului suivent en continuité de sédimentation.

3. *Unité des plis marginaux. a*) L'Eocène supérieur apparaît dans les noyaux des plis anticlinaux étant constitué par les couches de Biserícani et le grès de Lucăcești.

b) L'Oligocène revêt un faciès similaire à celui de l'unité de Zemeș mais il este moins épais.

Les couches de Gura Șoimului (complexe de transition de l'Oligocène au Miocène) apparaissent dans l'unité de Zemeș et dans l'unité des plis marginaux. Dans l'unité de Zemeș on peut distinguer deux complexes dont l'un inférieur (flyschoïde) et un autre supérieur gréso-conglomératique avec intercalations de grès gypsifères, voire même de gypses. A la base du paquet flyschoïde on observe un passage continu vers les schistes dysodiliques supérieurs, les ménilites supérieures étant souvent absentes, tandis que dans l'unité des plis marginaux les couches de Gura Șoimului reposent sur un niveau de ménilites supérieurs et supportent soit un second niveau, soit des brèches à sel. Le faciès interne, flyschoïde (100m), est progressivement substitué, vers l'extérieur, par un faciès gréseux-conglomératique (15 à 20 m) à galets de schistes verts. La substitution du faciès bitumineux (oligocène) par le faciès détritique associé avec des dépôts chimiques de la molasse miocène dénote une discontinuité lithologique et le commencement d'un nouveau cycle à sédimentation différente.

B) Molasse miocène subcarpatique

Les dépôts miocènes se développent dans la zone subcarpatique et dans la couverture du flysch paléogène de l'unité des plis marginaux. Dans cet ouvrage on a minutieusement décrit les dépôts miocènes de la zone subcarpatique interne et des plis marginaux, où ces dépôts présentent des caractères similaires, tandis que le Miocène de la zone subcarpatique externe, avec une constitution lithologique et stratigraphique distinctes, a été traité sommairement.

On a distingué les entités lithologiques suivantes : la formation salifère inférieure, le grès de Condor, la série bariolée inférieure (couches de Măgirești et couches de Borzești), les couches de Perchiu et la série bariolée-sableuse supérieure, dans laquelle sont inclues les couches de Tescani *s.s.* et les couches de Cîmpeni qui supportent, à l'E de la zone présentée des dépôts tortoniens fossilifères à tufs et marnes à Globigérines et grès du type Răchitașu.

1. La formation salifère inférieure (Aquitanien) (épaisse de 200 à 300 m) repose sur les couches de Gura Şoimului, étant constituée de brèches argileuses à caractère intraformationel analogues aux olistostromes, argiles à gypses, sel gemme et sels déliquescents. Au point de vue microfaunique et facial elle revient au Miocène.

Au N de la vallée de la Bistrița cette formation contient des intercalations de conglomérats à éléments verts (conglomérats d'Almaşu inférieurs).

2. Le grès de Condor (Burdigalien) (épais de 30 à 60 m) suit en continuité de sédimentation et constitue, au point de vue lithologique, un horizon repère dans toute la région qui s'étend de Moineşti jusqu'au faîte de Pleşu.

3. La série bariolée inférieure (Burdigalien — Helvétien inférieur) apparaît sous le faciès des couches de Măgireşti et sous celui des couches de Borzeşti.

Les couches de Măgireşti (épaisses de 400 à 500 m) reposent en concordance sur le grès de Condor, tant dans la zone subcarpatique interne que dans la zone des plis marginaux. Ses dépôts se caractérisent par un contenu élevé en matériel calcaire et par l'absence des intercalations de roches chimiques. Vers le N, à Almaşu et Bălțăteşti cette formation est complètement substituée par le grès d'Almaşu et les conglomérats d'Almaşu supérieurs. En même temps on précise que le stratotype des couches de Tescani représente un faciès (couches de Tescani *s.s.*) situé, dans l'unité subcarpatique externe, dans la moitié supérieure de l'horizon gris ; il y a lieu de remarquer que le nom de couches de Tescani (= horizon rouge) attribué jusqu'à présent à l'horizon décrit sous le nom de couches de Măgireşti est impropre ; ces roches représentent une série isopique, hétérochrone par rapport aux couches de Tescani *s.s.*

Les couches de Borzeşti représentent un faciès gréseux — argileux des couches de Măgireşti, reposant sur la formation salifère inférieure (substituant probablement aussi le grès de Condor) et étant recouvertes par le complexe des gypses de Perchiu. Les couches décrites peuvent être parallélisées aux conglomérats d'Almaşu supérieurs et surtout au grès d'Almaşu avec lequel elles présentent de grandes affinités lithologiques.

4. Les couches de Perchiu (probablement helvétiennes ; épaisses de 500 à 800 m) reposent soit sur les couches de Măgireşti soit sur les couches de Borzeşti et revêtent un faciès „flyschoïde" à évaporites, qui est largement répandu dans la zone de Berzunț-Ghindăoani.

5. La série bariolée-sableuse supérieure (Helvétien supérieur-Tortonien ; épaisse jusqu'à 1000 m) repose en continuité de sédimentation sur les couches de Perchiu et présente des ressemblances lithologiques avec ces dernières. Deux complexes y ont été séparés, l'un inférieur, bariolé, marneux-gréseux et un autre supérieur, sableux. Le complexe inférieur bariolé, constitue le remplissage de la zone synclinale de Nechizelu étant représenté par des alternances de grès, marnes sableuses grises, gypses, schistes calcaires, tufs dacitiques et caractérisé surtout par des intercalations de marnes rougeâtres, fait qui prête à des confusions avec les couches de Măgirești. Le complexe sableux (couches de Cîmpeni) se développe également dans l'unité subcarpatique interne autant que dans celle externe ; tout comme le complexe ci-dessus décrit il contient des intercalations de marnes rougeâtres, cette fois dans un horizon principalement sableux, associé à des gypses et des schistes calcaires rubanés. À Berzunț et dans le faîte de Pietricica ce complexe supporte des dépôts tortoniens *s.s.* fossilifères (tufs et marnes à Globigérines, grès du type Răchitașu, gypses, schistes à radiolaires) sans toutefois pouvoir faire une délimitation précise entre le complexe décrit et les dépôts tortoniens.

Les couches de Tescani *s.s.* apparaissent dans l'unité subcarpatique externe, où elles sont recouvertes en concordance par le complexe sableux (couches de Cîmpeni). Elles représentent probablement un faciès déltaïque (avec des galets de schistes verts), équivalent du complexe bariolé inférieur, marneux-gréseux. Les couches de Tescani *s.s.* apparaissent dans la boutonnière anticlinale de Tescani, à Scăriga, ainsi que dans le faîte de Pietricica, où elles reposent sur le complexe des conglomérats de Pietricica ; ceux-ci, parfois avec un paquet d'évaporites en base, reposent en discordance sur des dépôts oligocènes.

L'âge de la série bariolée-sableuse supérieure a été établi à raison de critères géométriques, faciaux et microfauniques (les faciès externes de la molasse bariolée supérieure ont fourni une microfaune à *Orbulina*, caractéristique au Tortonien).

Les constatations effectuées nous portent à conclure qu'une partie des dépôts attribués jusqu'à présent à l'Helvétien revient au Tortonien, qui à l'E inclut des dépôts fossilifères, sédimentés sur le shelf, tandis que dans la partie centrale et à l'W de la zone subcarpatique il se développe sous faciès déltaïque avec des roches gréseuses et conglomératiques pauvres en microfaune.

Caractères lithologiques de la molasse miocène subcarpatique. Le Miocène subcarpatique de la Moldavie revêt deux faciès principaux : 1, le faciès marno-gréseux de type Schlier associé à des dépôts chimiques (gypses, sel gemme et sels déliquescents) et 2, le faciès gréso-conglomératique à galets de schistes verts. Entre ces deux faciès extrêmes se trouve une série de faciès intermédiaires.

Le faciès gréso-conglomératique se développe dans deux aires deltaïques, l'une au N de la vallée de la Bistriţa (vallées du Cracău, du Cuejdiu, d'Almaşu, du Neamţu, ainsi que dans le faîte de Pleşu) et une autre au S de la vallée de la Bistriţa (faîte de Pietricica).

Dans la première aire deltaïque le transport du matériel a eu lieu vers le S tandis que dans la deuxième vers l'W et le N, où le faciès gréso-conglomératique s'engrène avec la molasse bariolée supérieure.

Le faciés marno-gréseux à évaporites développé dans la région de Moineşti—Tazlău se caractérise par une monotonie lithologique et par des épaisseurs assez constantes. Les dépôts prédominants marneux rappellent le Schlier. Bien que les molasses bariolées se soient accumulées en conditions différentes de sédimentation par rapport à celles du flysch, leurs faciès sont similaires. Les conditions tectoniques de la sédimentation de ces dépôts ont probablement été similaires, parce que leur accumulation a eu lieu avant l'orogenèse principale (syncinématiques).

Le matériel détritique grossier provient de l'extérieur du bassin, notamment d'une chaîne assyntienne située en marge de l'avant-pays, et non pas d'une chaîne carpatique, alpine, comme il aurait été normal d'arriver à une molasse typique.

Les dépôts chimiques se sont formés dans différents intervalles stratigraphiques sur tout le territoire du bassin subcarpatique.

TECTONIQUE

Les dépôts de flysch et de molasse de la région de Moineşti—Tazlău reviennent à trois unités tectoniques, à savoir : 1, nappe de Tarcău (nappe médio-marginale) ; 2, unité externe ; 3, zone miocène subcarpatique.

1. La nappe de Tarcău (nappe médio-marginale) est représentée dans le secteur qui fait l'objet de ces recherches par la sous-unité de Tarcău (intermédiaire) et la sous-unité marginale.

La sous-unité (digitation) de Tazlău apparaît dans le bassin de la vallée du Tazlăul Sărat (Chilii) et comporte à la partie frontale des couches de Hangu.

La sous-unité marginale constitue un pli couché, replissé (large de 4 à 5 km), intégralement charrié sur les dépôts miocènes. Elle est formée par des dépôts eocènes supérieurs (faciès des couches de Plopu et des couches de Bisericani) et oligocènes. Le replissement du flanc normal de ce pli (au N de Tazlăul de Sus — Zemeș) a conduit à la formation du pli anticlinal de Zemeș (à noyau de couches de Plopu) et du synclinal de Cenușereasa. La zone axiale du pli couché et la charnière frontale se trouvent dans le pli anticlinal déversé qui passe vers le S à un pli-faille (à partir de l'W de Cucueți jusqu'à Tazlăul de Sus). A l'E de ce pli se trouve le flanc inverse du pli couché majeur, largement développé (3 km) dans la région de Modîrzău-Valea Arinilor, où il est replissé dans une structure antiforme (à caractère de vallée anticlinale) (Pietrosu), et dans une structure synforme (Piatra Crăpată — est de Pietrosu).

L'existence des plis déversés ou couchés en face de la nappe médiomarginale permet de l'interpréter comme une nappe de surplissement (de I^{er} ordre). Par ailleurs, géneralement, le flysch externe et la molasse subcarpatique présentent une tectonique typique de couverture.

2. L'unité externe du flysch présente dans la région qui a fait l'objet de ces recherches un abaissement axial vers le S ; les noyaux de flysch paléogène des structures s'affaissant en gradins sous le Miocène (se superposant et se chevauchant successivement vers l'E), la délimitation entre cette unité externe et la zone miocène subcarpatique est bien difficile car le contact a lieu entre des dépôts miocènes qui revêtent le même faciès. À l'intérieur de la zone subcarpatique s'individualise une sous-zone étroite, fortement tectonisée, avec des dépôts miocènes à la surface, qui pourtant appartient à la partie frontale de l'unité externe. Dans les dépôts miocènes s'observe un plissement d'écoulement (plis similaires), à tendance de diapirisme, responsable de la dysharmonie de plissement entre le Miocène et le Paléogène.

Dans cette unité on distingue les plis suivants : Fruntea Comanului, Tisoasa et Măgura Tazlăului.

3. La zone miocène subcarpatique du bassin de la vallée de la Bistrița et du Tazlău a permis la séparation de trois sous-unités. La sous-unité interne est une entité tectonique intermédiaire entre l'unité externe du flysch et la zone subcarpatique. Elle est constituée par les plis de Tazlău et de Uture—Mihoc à noyaux de flysch paléogène et à couverture de dépôts miocènes inférieurs ; les ondulations axiales qui parfois mettent à jour des

dépôts paléogènes sous forme de brachyanticlinaux en constituent leurs caractéristiques. (Uture, Calu—Iapa et Pietricica—Neamţ).

La sous-unité centrale est représentée par un synclinorium avec des synclinaux larges, comblés de dépôts helvétiens séparés par des anticlinaux ètroits comportant du sel diapir (Bîrneşti—Ludaş) ou des couches de Măgireşti (style tectonique déjectif).

La sous-unité externe, située à partir de l'E de la vallée du Tazlăul Mare jusque dans la faille péricarpatique, est constituée par des dépôts helvétiens supérieurs et tortoniens qui reposent en discordance sur l'Oligocène. À l'W elle est chevauchée par la sous-unité centrale le long de la faille de Tazlău, qui est la plus importante dislocation située à l'intérieur de la zone subcarpatique, et qui problablement se rattache, vers le S à la faille de Caşin. Vers l'E la sous-unité externe chevauche le Sarmatien de l'Avant-pays le long de la faille péricarpatique, accompagnée ordinairement d'une lame de charriage formée par des dépôts salifères tortoniens. Dans cette sous-zone on distingue les anticlinaux de Tescani et de Pietricica.

La tectonique disjonctive, outre les failles longitudinales mentionnées, est représentée aussi par un système de failles obliques et par des décrochements dirigés WNW le long desquels les compartiments méridionaux se déplacent vers l'E (faille Ludaş—Băseşti—Nord de Pietricica).

Dans l'ensemble, l'unité externe présente l'aspect d'un anticlinorium déversé, tandis que la zone subcarpatique celui d'un synclinorium. Le charriage de la zone externe du flysch sur la zone subcarpatique a lieu par l'intérmédiaire de plusieurs failles de chevauchement et de plis couchés, différemment développés dans les divers secteurs.

Conclusions. Le Miocène de la région de Moineşti—Tazlău est représenté par des dépôts marno-gréseux à évaporites qui constituent un faciès interne de la molasse miocène subcarpatique. Le faciès externe est principalement gréso-conglomératique, à galets de schistes verts.

En continuité de sédimentation sur l'Oligocène suivent les couches de Gura Şoimului qui présentent un faciès interne, flyschoïde, et un autre externe, conglomératique. Celles-ci sont surmontées par la formation salifère inférieure et par le grès de Condor.

Dans cet ouvrage sont définies les couches de Măgireşti qui représentent une partie des couches de Tescani *s.l.* (l'horizon rouge). Localement elles sont substituées par les couches de Borzeşti, sous faciès des grès verts.

Sur les couches de Măgireşti (série bariolée inférieure) repose une série flyschoïde associée aux gypses de Perchiu (couches de Perchiu) et une série bariolée-sableuse supérieure qui renferme aussi les couches de Tescani *s.s.*

La région qui a fait l'objet de ces recherches comporte trois unités tectoniques majeures : la nappe médio-marginale, l'unité externe du flysch et la zone miocène subcarpatique. Dans la première unité on mentionne l'existence d'un pli couché, situé dans le front de la nappe. L'unité externe et la zone subcarpatique interne se caractérisent par des plis déversés ou couchés, partiellement superposés et chevauchés successivement de l'W vers l'E ayant une ampleur de 2 à 5 km. Le comportement diférent aux efforts tectoniques des noyaux de flysch et de la couverture miocène des structures a conduit à la dyshar monie de plissement. Il y a lieu de mentionner la présence d'une faille de chev auchement bien importante à l'intérieur de la zone miocène subcarpatique, située au contact d'une sous-unité centrale et d'une autre externe.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche II

Carte géologique de la région Moineşti-Frumoasa

1, Quaternaire : a, cônes de déjection ; b, éboulements ; c, dépôts déluviaux ; d, alluvions ; e, dépôts de terrasse ; 2, Helvétien-Tortonien (?) (molasse grise, bariolée supérieure) : a, horizon supérieur sableux (Couches de Cîmpeni) ; b, horizon moyen et horizont inférieur ; à gypses de Perchiu 3, Burdigalien-Helvétien inferieur (molasse bariolée inférieure) : a, couches de Măgireşti = couches de Hîrja *s.s.* ; b, couches de Borzeşti ; 4, Burdigalien : grès de Condor ; 5, Aquitanien : formation salifère inférieure ; 6, Aquitanien ? : couches de Gura Şoimului et ménilites supérieures. Oligocène : 7, schistes dysodiliques supérieurs ; 8, grès de Kliwa ; 9, schistes dysodiliques inférieurs ; 10, ménilites inférieures et marnes bitumineuses. 11, Eocène supérieur : a, grès de Lucăceşti ; b, couches de Plopu ; c, couches de Bisericani. 12, Paléocène-Danien : couches de Hangu supérieures (couches de Putna) ; 13, Sénonien : couches de Hangu inférieures. 14, ligne de charriage ; 15, ligne de chevauchement de grand amplitude ; 16, faille inverse, ligne de chevauchement ; 17, faille normale, contacts tectoniques verticaux ; 18, décrochement ; 19, contact diapir ; 20, axe d'anticlinal, crête ; 21, axe d'anticlinal déversé ou couché ; 22, axe de synclinal : a, symétrique ; b, déversé ; 23, direction et pendage des couches : a, couches verticales ; b, couches renversées ; 24, gypses ; 25, schistes calcaires ; 26, source à eau salée ; 27, forages.

Planche III

Coupes géologiques dans la région Moinești-Frumoasa.

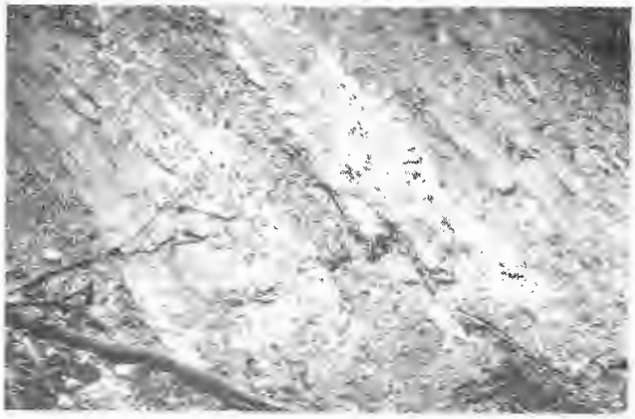
1, Quaternaire : alluvions et dépôts de terrasse ; 2, Helvétien-Tortonien (?) : molasse grisâtre et molasse bariolée supérieure : a, horizon supérieur sableux (couches de Cîmpeni) ; 3, Burdigalien-Helvétien inférieur : molasse bariolée inférieure ; 4, Burdigalien : grès de Condor ; 5, Aquitanien : formation salifère inférieure ; 6, couches de Gura Șoimului et ménilites supérieurs. Oligocène : 7, schistes dysodiliques supérieurs ; 8, grès de Kliwa ; 9, schistes dysodiliques inférieurs ; 10, ménilites inférieurs et marnes bitumineuses. 11, Eocène supérieur : grès de Lucăcești, couches de Bisericani, couches de Plopu ; 12, Eocène moyen et inférieur : calcaire de Pasiczna, couches de Jghiabul Mare, faciès intermédiaire, couches de Straja ; 13, Paléocène-Danien : couches de Hangu supérieures ; 14, Sénonien : couches de Hangu inférieures. 15, forages : a, sel gemme b, sels déliquescents.

PLANȘA I

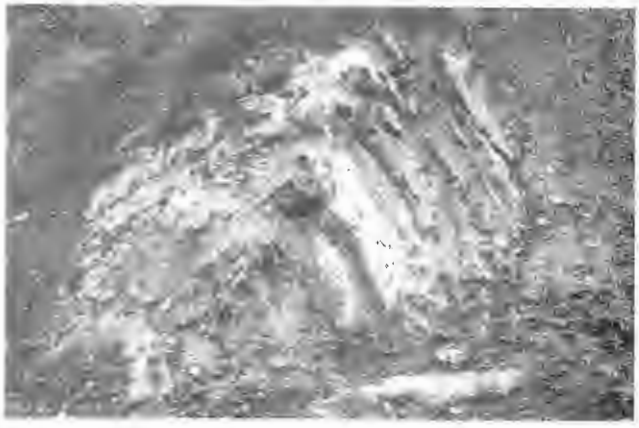
Fig. 1. — Orizontul gresiei de Condor. Valea Comanului.
Horizon du grès de Condor. Vallée Comanului.

Fig. 2. — Șarnieră anticlinală în Helveţianul inferior. Valea Tazlăul Sărat (Poarta Leontinești).
Charnière anticlinale dans l'Helvétien inférieur. Vallée Tazlăul Sărat (Poarta Leontinești).

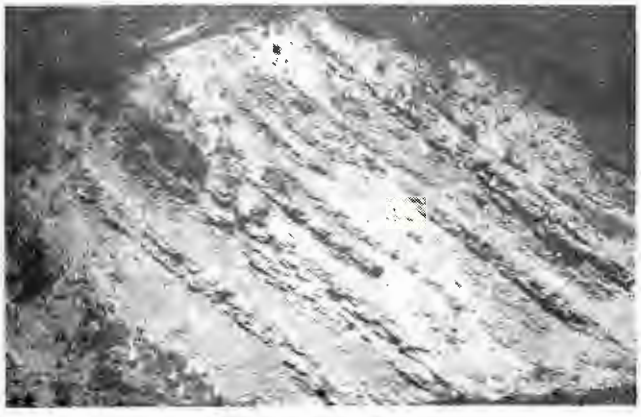
Fig. 3. — Strate de Tescani *s.s.* Valea Schitului (Reţeni).
Couches de Tescani *s.s.* Vallée de Schitu (Reţeni).



1



2



3

OREST MIRĂUȚĂ

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII MOINEȘTI-SCHITU FRUMOASA

0 750 1500

LEGENDA

CUATERNAR
1 a. Conuri de dejecție, b. Pornituri c. Depozite deluviale, d. Aluviuni
Depozite de terasă

TORTONIAN? / HELVETIAN
2 a, b Molasa cenușie-vărgată superioară: a. Orizontul superior nisipos (strate de Cimpeni); b. Orizontul mediu și orizontul inferior cu gipsuri de Perchiu

HELVET. INF.–BURDIGALIAN
3 a, b Molasa vărgată inferioară (a. Strate de Măgirești = strate de Hîrja s.s.; b. strate de Borzești)

BURDIGALIAN
4 Gresia de Condor

AQUITANIAN
5 Formațiunea saliferă inferioară
6 Strate de Gura Șoimului și menilite superioare

OLIGOCEN
7 Șisturi disodilice superioare
8 Gresia de Kliva
9 Șisturi disodilice inferioare
10 Menilite inferioare și marne brune bituminoase

EOCEN SUPERIOR
11 a. Gresia de Lucăcești b. Strate de Plopu c. Strate de Bisericani

PALEOCEN–DANIAN
12 Strate de Hangu superioare (strate de Putna)

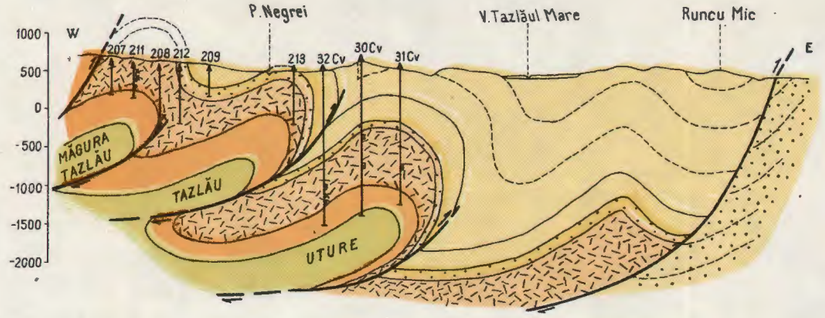
SENONIAN
13 Strate de Hangu inferioare

14 Linie de șariaj
15 Linie de încălecare de mare amploare
16 Falie inversă, linie de încălecare
17 Falie normală, contacte tectonice verticale
18 Decroșare
19 Contact diapir
20 Ax de anticlinal, crestetul cutei
21 Ax de anticlinal deversat sau culcat
22 Ax de sinclinal; a. simetric, b. deversat
23 Direcția și înclinarea stratelor; a. strate verticale, b. strate răsturnate
24 <<<< Gipsuri
25 Șisturi calcaroase
26 xNaCl Izvor sărat
27 ⊙ Foraje (Tz. = Tazlău, Cv. = Cociorvei, C. = Comanu, R. = Rețeni, Ig. = Iuga, M. = Mihoc, Ar. = Arșița, Ch. = Chilii, L. = Ludaș).

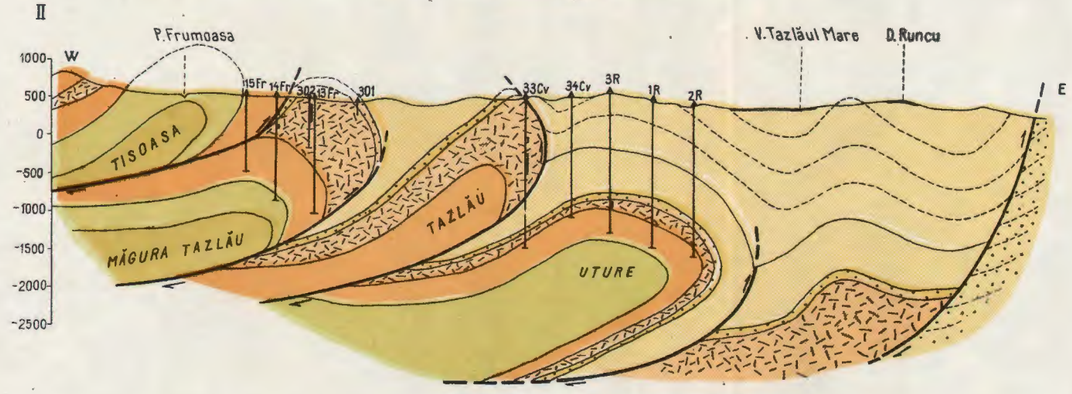
INSTITUTUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol LIV/3

Imprim. Atel. Inst. Geologic

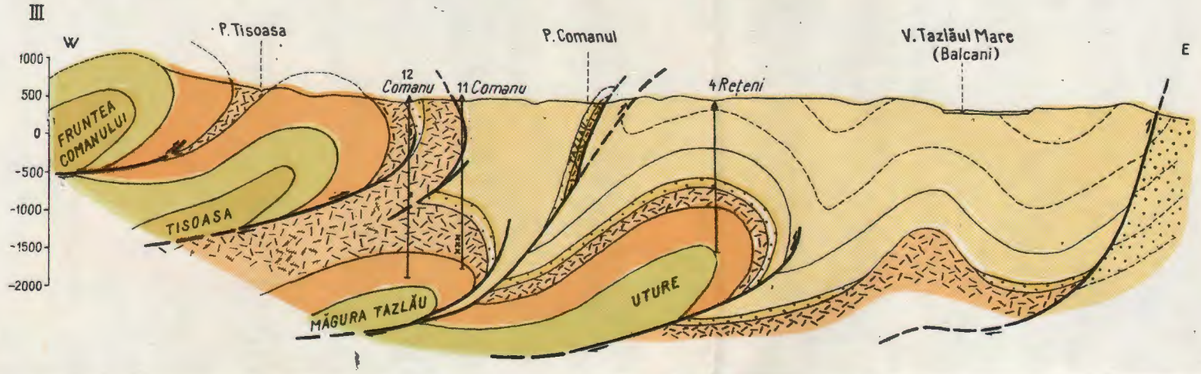
I



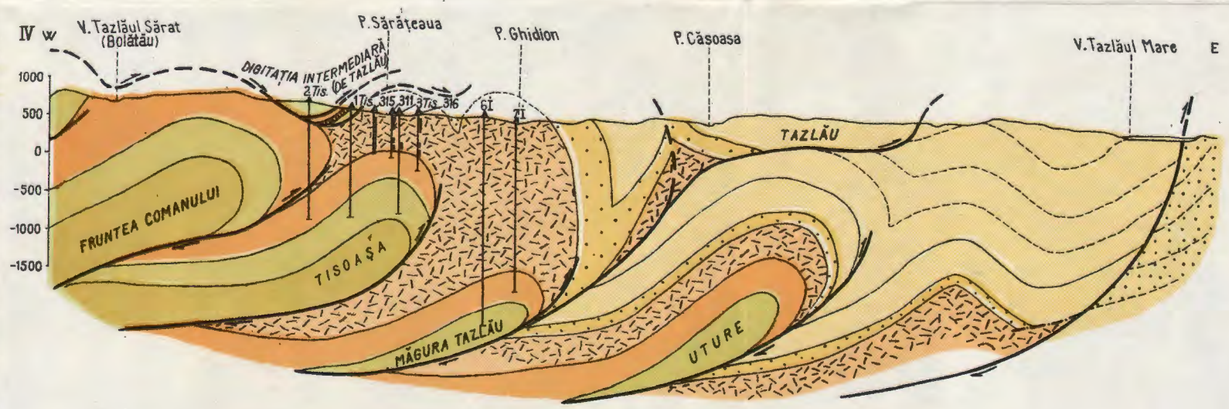
II



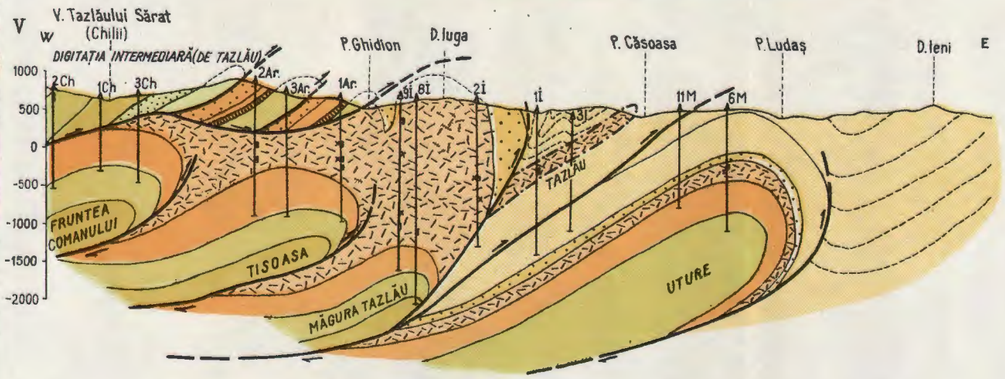
III



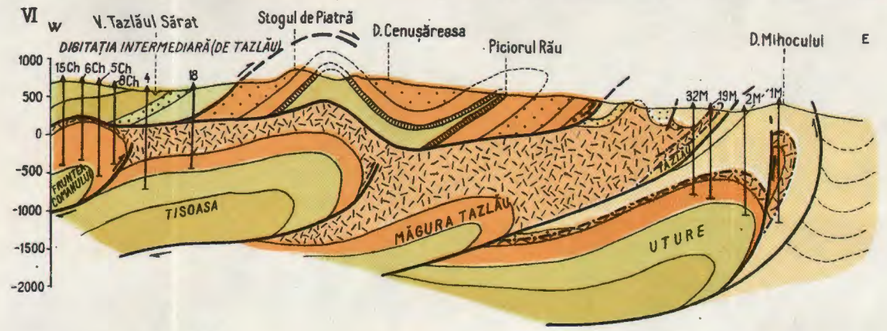
IV



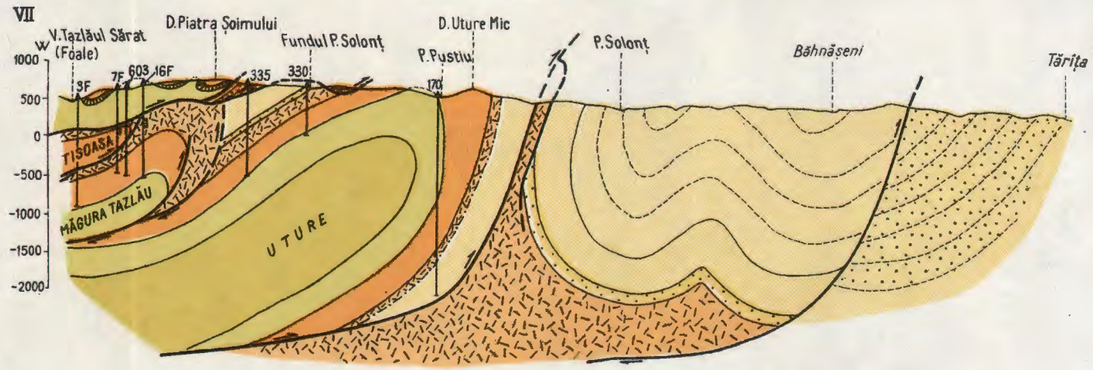
V



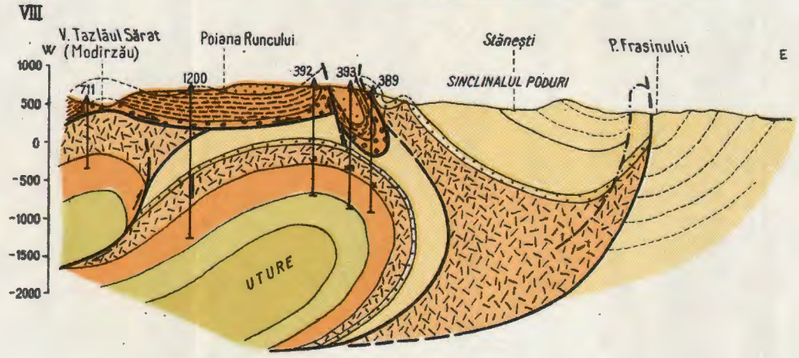
VI



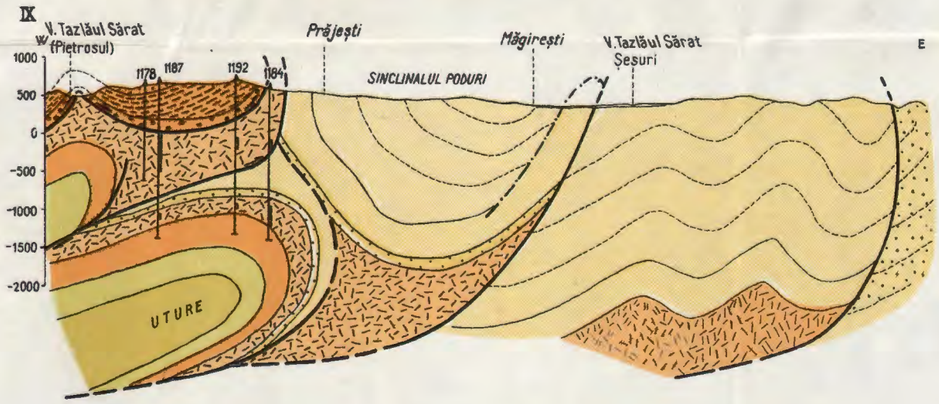
VII



VIII



IX



OREST MIRĂUȚĂ

SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA MOINEȘTI-FRUMOASA

0 750 1500 2250

LEGENDA

CUATERNAR 1 — *Aluviuni și depozite de terasă*

TORTONIAN ? / HELVEȚIAN 2 — *Molasa cenușie și molasa vărgată superioară;* a. *Orizontul superior nisipos (strate de Cîmpeni)*

HELVEȚIAN INF.–BURDIGALIAN 3 — *Molasa vărgată inferioară*

BURDIGALIAN 4 — *Gresia de Condor*

AQUITANIAN 5 — *Formațiunea saliferă inferioară*

6 — *Strate de Gura Șoimului și menilite superioare*

OLIGOCEN 7 — *Șisturi disodilice superioare*

8 — *Gresia de Kliwa*

9 — *Șisturi disodilice inferioare*

10 — *Menilite inferioare și marne brune bituminoase*

EOCEN: SUPERIOR 11 — *Gresia de Lucăcești, strate de Bisericani, strate de Plopu*

EOCEN: MEDIU–INFERIOR 12 — *Calcare de Pasieczne, strate de Jghiabul Mare, faciesul intermediar, strate de Straja*

PALEOCEN–DANIAN 13 — *Strate de Hangu superioare*

SENONIAN 14 — *Strate de Hangu inferioare*

15 — *Sare gemă*

x — *Săruri delicvescente*

16 Cv = Cociorvei; Fr = Frumoasa; R = Rețeni; I = Iuga; Tis. = Tisoasa; Ar = Arșița; M = Mihoc

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

STRATIGRAFIE

STRUCTURA GEOLOGICĂ A SINCLINALULUI MARGINAL EXTERN LA NORD DE VALEA MOLDOVEI [1]

DE

VASILE MUTIHAC [2]

Abstract

Geological Structure of the External Marginal Syncline North of the Moldova Valley. The author points to the presence of some Middle-Jurassic fossiliferous rocks north of the Moldova valley, and brings new arguments pleading for the Callovian-Oxfordian age of the jaspers that occur on the flank of the syncline. As regards the tectonics, the author emphasises the amplitude of the overthrust of the Crystalline-Mesozoic zone upon the Flysch zone.

Cercetările mai recente şi chiar şi cele mai vechi, privind compartimentul nordic al sinclinalului marginal extern, respectiv sinclinalul Rarăului, au avut în vedere mai ales sectorul Rarăului propriu-zis, pînă în valea Moldovei. Acest lucru se datoreşte faptului că în această parte, depozitele mezozoice au dezvoltarea cea mai mare şi în al doilea rînd se datoreşte faptului că aşa cum s-a putut constata la prima recunoaştere, sectorul Rarăului propriu-zis oferă situaţii foarte complicate din punct de vedere geologic, ceea ce a constituit un adevărat miraj pentru cercetători. În felul acesta se explică de ce, în ultimul timp, nu numai notele şi comunicările care sînt în număr apreciabil, ci chiar lucrările însoţite de hărţi se referă aproape exclusiv la sectorul Rarăului. Aşa este harta ridicată de M. Ilie (1957) care depăşeşte puţin spre nord valea Moldovei, sau harta ce înso-

[1] Comunicare în şedinţa din 25 aprilie 1967.

[2] Catedra de geologie, Facultatea de geologie-geografie, Bdul N. Bălcescu nr. 1, Bucureşti.

ţeşte lucrarea publicată de Gr. Popescu şi D. Patrulius (1964) şi în care este concretizată situaţia geologică dintr-un perimetru mai restrîns al zonei klippelor din masivul Rarău.

Sectorul de la nord de valea Moldovei, unde depozitele mezozoice ocupă suprafeţe mult mai mici, nu a atras atenţia în mod special şi a fost oarecum neluat în seamă, mai ales în ceea ce priveşte latura cartografică încît, de la harta lui Th. Kräutner (1929) care este completată în partea de nord cu datele lui Veters, nu a mai apărut nici o hartă de detaliu pentru acest sector, cu excepţia hărţii la sc. 1 : 100.000 a Ministerului Petrolului; şi în acest caz regiunea de la nord de valea Moldovei a fost tratată sumar, dat fiind că ea nu prezintă prea mare interes pentru scopurile în care a fost întocmită harta.

Cercetările de detaliu din ultimii ani nu numai că au dus la obţinerea unei imagini de detaliu asupra aspectului cartografic al acestui sector din sinclinalul Rarăului, ci a rezolvat unele probleme de ordin stratigrafic valabile pentru întregul sinclinal al Rarăului, probleme care erau foarte controversate şi care în altă parte nu au putut şi nu puteau să-şi găsească rezolvarea. În plus, urmărirea îndeaproape a contactului dintre zona cristalino-mezozoică şi flişul intern al Carpaţilor Orientali, ne oferă o idee despre amploarea încălecării zonei cristalino-mezozoice peste zona flişului.

Sinclinalul Rarăului se continuă la nord de valea Moldovei pînă la graniţa de nord de unde trece şi mai departe. Pe tot acest traseu îşi păstrează, în general, alura de sinclinal care se îngustează foarte mult ajungînd adesea la lărgimea de numai un km sau chiar mai puţin.

În alcătuirea acestui sinclinal intră exclusiv depozite mezozoice începînd cu Triasicul şi terminînd cu Cretacicul inferior inclusiv. Ca şi în restul sinclinalului Rarăului şi aici, depozitele mezozoice antecretacice aparţin la două domenii de sedimentare diferite încît sîntem în prezenţa unui mezozoic autohton şi a unui mezozoic alohton (v. pl.).

Mezozoicul autohton

Triasic. Cele mai vechi depozite cu care începe seria sedimentară ce alcătuieşte cuvertura cristalinului Carpaţilor Orientali, aparţin Triasicului inferior, fiind reprezentate prin bine cunoscutele conglomerate, gresii cuarţoase şi şisturi argiloase roşii, atribuite Werfenianului inferior, respectiv Seisianului. Acestea apar constant la baza seriei sedimentare şi se pot urmări în tot lungul flancului vestic cu mici întreruperi, datorită unor efilări tec-

tonice. Pe flancul estic apar acolo unde apare şi cristalinul. În general, în acest sector conglomeratele au o grosime redusă, iar argilele roşii aproape nu apar. Dispariţia argilelor roşii se datoreşte unei variaţii laterale de facies în sensul că întregul orizont bazal îmbracă facies grezos conglomeratic.

Deasupra nivelului conglomeratic, urmează un orizont foarte constant alcătuit din dolomite masive a căror descriere s-a făcut în mai multe ocazii.

La baza acestor dolomite, pe alocuri, cum este în perimetrul văii Tătarca sau la sud de Lucava, se individualizează un nivel de dolomite calcaroase bine stratificate, în care s-a identificat formele *Myophoria costata* Zenker şi *Pecten discites* Schl. Atît ca litofacies cît şi ca poziţie stratigrafică şi conţinut paleontologic, acest nivel este identic cu ceea ce I. Atanasiu (1928) a recunoscut la Asodul Mare, de aceea l-am denumit şi în sinclinalul Rarăului, nivelul de Asodul Mare. Acesta aparţine ca vîrstă Werfenianului superior, respectiv Campilianului. De aici se deduce vîrsta campilian-anisiană a orizontului dolomitic.

Dolomitele apar în tot lungul flancului vestic, iar pe flancul estic numai în anumite sectoare, cum este la vest de satul Sadova pînă în pîrîul Plaiul Ioanei sau între Botuş şi Breaza.

Partea superioară a dolomitelor nu se cunoaşte căci a fost îndepărtată de eroziune în timpul exondării din Triasicul mediu.

Deasupra dolomitelor, transgresiv, urmează calcare masive de grosime variabilă între 10—15 m, bine deschise în Cheile Lucavei. Acestea se pot urmări ca orizont continuu începînd de la sud de valea Tătarca şi pînă la obîrşia pîrîului Hrobi. În tot sinclinalul Rarăului este singura zonă în care apar aceste calcare. Au mai fost recunoscute doar în sinclinalul Hăghimaşului unde conţin Dasicladacee (I. Băncilă, 1958). Acestea aparţin Ladinianului şi poate şi Carnianului inferior, fără însă a exista argumente paleontologice certe.

Poziţia transgresivă a calcarelor cu Dasicladacee reiese atît din conturul cartografic sub care se cartează cît şi din faptul că în baza lor se găsesc enclave din dolomitele subjacente.

Jurasic. Deasupra calcarelor cu Dasicladacee urmează un nivel, de cîţiva metri grosime, alcătuit din conglomerate mărunte, gresii calcaroase şi calcare oolitice, fosilifere. Adesea au culoare roşie şi formează matricea unei brecii ale cărei elemente sînt alcătuite din blocuri mari de calcare triasice. Prima dată au fost identificate şi cercetate pe valea Tătarca unde con-

ţin o faună cu *Entolium spathulatum* şi *E. demissum*, belemniţi şi ammoniţi care le atestă vîrsta doggeriană (V. M u t i h a c , 1965). Se cunosc spre nord pînă în valea Lucava şi au fost desemnate sub numele de nivelul de Tătarca.

Importanţa identificării acestui nivel constă în aceea că pe lîngă faptul că pune în evidenţă prezenţa Doggerului autohton, lămureşte şi problema vîrstei jaspurilor roşii ce îl succed restabilind prin aceasta coloana stratigrafică reală a succesiunii depozitelor din sinclinalul Rarăului.

Orizontul jaspurilor alcătuit din şisturi argiloase roşii şi jaspuri vineţii, gălbui sau roşii care au o foarte largă răspîndire în tot sinclinalul Rarăului, formează un reper foarte constant care, în cele mai multe situaţii, stă direct peste dolomitele anisiene. Pe baza observaţiilor în profile unde se surprindeau bine deschise, între orizontul jaspurilor şi depozitele inferioare lor, s-a tras concluzia că există o continuitate de sedimentare de la dolomite la jaspuri, în consecinţă s-a acordat jaspurilor vîrsta ladiniană.

Pe valea Tătarca, în aceeaşi carieră în care apare Doggerul fosilifer, deasupra acestuia se aşază orizontul jaspurilor, încît vîrsta lor mai nouă decît Doggerul se impune fără vreo altă alternativă. Jaspurile, în aceeaşi situaţie, se pot urmări spre nord pe mai mulţi kilometri, iar cînd nivelul de Tătarca dispare, acestea vin în contact cu calcarele cu Dasicladacee sau direct cu dolomitele. Sînt cazuri cînd jaspurile vin în contact direct cu şisturile cristaline, încît poziţia lor transgresivă este evidentă. Acest lucru se deduce şi din faptul că adesea orizontul jaspurilor se reduce mult în grosime.

Succesiunea completă a jaspurilor se întîlneşte în cariera de la Pojorîta unde începe cu un nivel de marno-argile de 2—3 m care trec spre partea superioară, la jaspurile propriu-zise. La partea inferioară nivelul de marnoargile se aşază pe dolomite, mulînd un paleorelief. Ca vîrstă jaspurile aparţin Callovian—Oxfordianului.

În continuare succesiunea depozitelor mezozoice autohtone nu se mai cunoaşte în relaţii directe încît, aproape în tot sinclinalul de la nord de valea Moldovei, peste orizontul de jaspuri urmează formaţiunea de Wildflysch.

Pe flancul extern, la gura Sadovei, se dezvoltă o serie cu caracter flişoid, reprezentată prin calcare detritice, calcare şi gresii calcaroase cu intercalaţii de argile. În această succesiune se întîlnesc episoade de marnocalcare şi calcare fine de culoare verzuie sau roşie în care s-a găsit o faună de aptichi (I. T u r c u l e ţ , 1964) şi o microfaună de tintinide (M. G. F i l i-

pescu, O. Dragastan, 1963), din care se deduce vîrsta tithonic-berriasiană a acestor depozite.

Cretacic. Deasupra succesiunii menţionate se dezvoltă în continuitate de sedimentare o serie groasă de cîteva sute de metri, alcătuind gresiile şi conglomeratele de Muncelu, a căror vîrstă este valanginiană şi probabil că include şi parte din Hauterivian.

Atît gresia cu aptichi şi tintinide cît şi gresiile şi conglomeratele de Muncelu prezintă o variaţie laterală de facies foarte strînsă încît ceea ce apare pe profilul văii Moldovei la Gura Sadovei reprezintă un facies local al acestei serii care are o largă dezvoltare în sinclinalul marginal extern fiind cunoscută şi sub numele de stratele de Lunca. La nord se întinde pînă la nivelul pîrîului Plaiul Ioanei. Pe flancul vestic nu au fost semnalate pînă acum asemenea depozite. Acestea reprezintă echivalentul stratigrafic al stratelor de Sinaia (cel puţin în parte) din zona flişului. Deosebirea litofacială se datoreşte faptului că în domeniul sinclinalului marginal extern s-au depus în condiţii deosebite faţă de cele din zona flişului, condiţii determinate de poziţia pe care o ocupa zona cristalină centrală.

Relaţiile acestor depozite cu formaţiunile inferioare se cunosc ceva mai spre sud, pe pîrîul Izvorul Alb, unde stau transgresiv peste dolomitele anisiene.

Umplutura propriu-zisă a sinclinalului o formează, în cea mai mare parte, o formaţiune cu caractere speciale alcătuite dintr-o masă argiloasă, de culoare închisă, în care sînt prinse elemente de dimensiuni foarte variate şi de origine foarte diferită. Este o formaţiune tipică de Wildflysch. Pe lîngă argilele care predomină, se găsesc gresii, marne fosilifere, calcare organogene cu dezvoltare lenticulară etc. Asociaţiile faunistice identificate în această formaţiune, mai spre sud (Gr. Popescu, D. Patrulius, 1964), atestă vîrsta barremian-apţiană: *Deshayesites borowae*, *Pseudohaploceras liptoviense*, *Orbitolina lenticularis*, *Phyllopachyceras infundibulum*.

În axul sinclinalului, la sud de Breaza se întîlneşte o alternanţă de gresii cu hieroglife şi argile roşii şi verzi cu o microfaună apţiană (V. Mutihac, Elena Bratu, 1965), iar în bazinul văii Pîrîul Cailor se dezvoltă o serie de argile verzi şi roşii, alternînd cu gresii silicioase glauconitice cu rare lentile de sferosiderite. Aceste depozite sînt foarte asemănătoare cu complexul gresiilor glauconitice din zona de solzi a Carpaţilor Orientali. Microfauna identificată pe Pîrîul Cailor, situează aceste depozite, în Albianul inferior şi eventual şi mediu.

Atît depozitele în facies de fliş (Apţian superior) cît şi gresiile glauconitice (Albian inferior) au răspîndire redusă. În cea mai mare parte, umplutura sinclinalului este ocupată de depozitele de Wildflysch.

În depozitele de Wildflysch se întîlnesc frecvente curgeri de diabaze, în care sînt prinse blocuri de calcare, gresii şi marne de natură şi vîrste foarte diferite.

Cu depozitele menţionate se încheie sedimentarea seriei mezozoice autohtone din sinclinalul Rarăului.

Mezozoicul alohton

Depozitele mezozoice alohtone, la nord de valea Moldovei apar tot sub formă de klippe, prinse de obicei în masa argiloasă a Wildflysch-ului şi deşi sînt mai rare şi de dimensiuni mici, totuşi au dat cele mai bogate asociaţii faunistice care se cunosc în sinclinalul marginal extern, pe baza cărora s-a stabilit succesiunea completă a Triasicului şi a unei părţi din Jurasic.

Triasic. W e r f e n i a n u l în sectorul de la nord de valea Moldovei nu este demonstrat paleontologic, dar probabil că este reprezentat la baza klippelor de calcare de Gutenstein de pe Pîrîul Cailor şi de pe pîrîul Plaiul Ioanei, unde apar calcare şi şisturi calcaroase cu rare fragmente de lamelibranhiate amintind faciesul stratelor de Werfen.

Calcarele de Gutenstein care aparţin A n i s i a n u l u i apar sub forma unor klippe de dimensiuni variabile cum este pe pîrîul Plaiul Ioanei, pe Pîrîul Cailor şi în apropiere de valea Moldovei, la vest de vîrful Bobeica. Acestea sînt reprezentate prin calcare de culoare înschisă cu miros de bitumen, diaclazate şi cu intercalaţii de şisturi marnoase sau calcare noduloase.

L a d i n i a n u l u i îi aparţin blocurile de calcare de culoare închisă şi cu accidente silicioase prinse ca enclave în curgerile de diabaze de pe Pîrîul Măceşului sau klippe de calcare în acelaşi facies de pe stînga Moldovei, la sud de Breaza.

Tot Ladinianului îi aparţin calcarele roşii de pe Pîrîul Cailor menţionate de K. P a u l (1876) din care E. M o j s s i s o v i c i a determinat o bogată faună amonitică.

C a r n i a n u l u i şi N o r i a n u l u i le aparţin calcarele ce formează klippa ce se exploatează în cariera Botuş, klippele de calcare roşii

fosilifere de pe cursul superior al pîrîului Timen şi blocurile de calcare roşii, fine, fosilifere, prinse în diabaze.

Norianului îi aparţin calcarele albe cu *Placites myophorum* M o j s. prinse în aceleaşi diabaze.

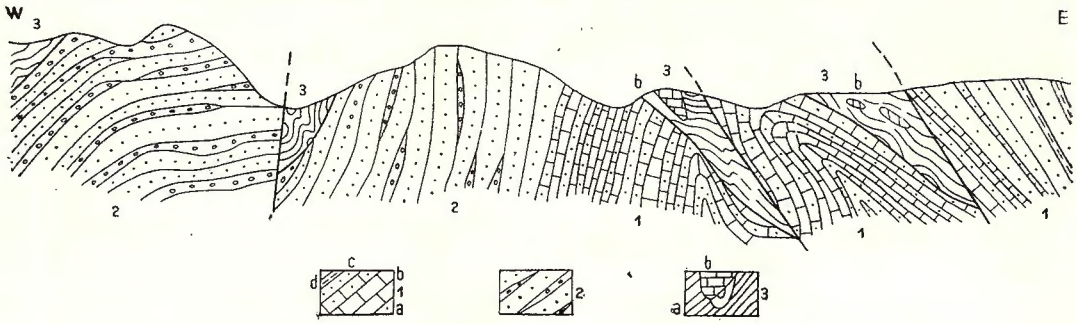
Jurasic. R h e t i a n u l este reprezentat printr-o klippă de calcare ce apare în profilul de la Gura Sadovei, foarte bogată în brahiopode dintre care *Terebratula gregaria* S u e s s, *T. pyriformis* S u e s s şi *T.* (*Waldheimia*) *perforata* (P i c t t e).

Tot în profilul de la Gura Sadovei apare şi L i a s i c u l fosilifer, reprezentat prin etajele Toarcian şi Aalenian, iar ceva mai spre sud, deasupra deschiderii de pe profilul căii ferate se întîlnesc gresii şi calcare detritice, uneori oolitice, cu o bogată faună de lamelibranhiate şi amoniţi din care s-a determinat : *Oppelia* din grupul *subradiata*, *Siemiradzkia* aff. *pseudorjazanensis*, *Choffatia* aff. *homoeomorpha*, *Polyplectites* aff. *linguiferus* etc. forme ce conferă vîrsta bajocian-superioară — bathonian-inferioară depozitelor ce le conţin.

Pare suprinzător faptul că se citează Jurasicul inferior şi mediu din profilul de la Gura Sadovei pentru că toţi autorii, fără excepţie, care s-au ocupat şi au figurat profilul de la Gura Sadovei, au prezentat o suită continuă, aparţinînd Jurasicului superior şi în parte Cretacicului inferior.

Foarte recent, I. T u r c u l e ţ (1960) care menţionează faună liasică în profilul de la G ura Sadovei, atribuie această vîrstă unui pachet de marne şistoase cenuşii ce include elipsoizi de gresii calcaroase negre, cu faună toarciană iar unele cu faună aaleniană. Autorul menţionat consideră întreg pachetul şistos ca reprezentînd Toarcianul *in situ*, ieşind de sub stratele cu aptichi pe o falie. Acelaşi autor figurează gresiile şi conglomeratele de Muncelu transgresive şi în discordanţă unghiulară netă faţă de seria flişoidă subjacentă. Situaţia aici, de fapt este alta şi anume :

În seria flişoidă de la Gura Sadovei sînt prinse tectonic de o parte şi de alta a cutei anticlinale retroversate, depozitele argiloase ale Wildflyschului în care sînt prinse blocuri de mărimi variabile aparţinînd unele Rhetianului, altele Liasicului şi o parte din ele D o g g e r u l u i. Că situaţia este aşa, o dovedeşte faptul că în formaţiunea argiloasă se găseşte o brecie măruntă în care sînt fragmente de aptichi. În profilul de la Gura Sadovei (vezi fig.) se observă că Wildflysch-ul este prins sub forma a două pene în depozitele flişoide iar acestea trec treptat spre partea superioară la gresiile şi conglomeratele de Muncelu.



Profil pe valea Moldovei între Gura Sadovei şi Pojorîta.

1, Kimmeridgian — Berriasian (*a*, calcare grezoase; *b*, calcare fine; *c*, gresii calcaroase; *d*, argile); 2, Valanginian (gresii şi conglomerate de Muncelu); 3, Barremian — Apţian (formaţiunea de Wildflysch: *a*, şisturi argilo-marnoase; *b*, klippe de calcare).

Coupe géologique dans la vallée de la Moldova entre Gura Sadovei et Pojorîta.

1, Kimméridgien — Berriasien (*a*, calcaires gréseux; *b*, calcaires fins; *c*, grès calcaires; *d*, argiles); 2, Valanginien (grès et conglomérats de Muncelu); 3, Barrémien — Aptien (formation de Wildflysch: *a*, schistes argilo-marneux; *b*, klippes de calcaires).

Tectonica

Tectonica de detaliu a sinclinalului Rarăului, la nord de valea Moldovei, se înscrie în acelaşi stil care a fost pus în evidenţă şi în vestul sinclinalului, adică o tectonică casantă specifică formaţiunilor competente, care se traduce prin numeroase falii şi decroşări mai evidente pe flancul vestic, adică acolo unde apar rocile carbonatice. De la nord de valea Moldovei, se păstrează alura de sinclinal în care flancul extern apare numai pe porţiuni limitate. Sinclinalul este foarte strîns, uneori faliat longitudinal iar în partea de nord este invadat de depozitele Cretacicului superior din bazinul Lucinei.

În cadrul structural general al Carpaţilor, zona de la nord de valea Moldovei, face parte din unitatea central carpatică, unitate şariată peste flişul intern al Carpaţilor, în lungul unei linii tectonice denumită de I. B ă n c i l ă (1958) linia central carpatică alcătuind în ideea autorilor mai vechi, pînza bucovinică (V. U h l i g , 1907). Despre valoarea acestei încălecări dedusă din poziţia flancului de şariaj dintre cele două unităţi, se consideră că între zona cristalino-mezozoică şi flişul Carpaţilor Orientali, respectiv stratele de Sinaia sînt relaţii ezitante, mergînd deci de la un contact normal pînă la un contact de încălecare.

Urmărind zona cea mai internă a flişului intern al Carpaţilor, respectiv stratele de Sinaia, se constată că cu cît se înaintează spre nord, aceasta se îngustează treptat, iar de la Cîmpulung spre nord aproape dispare, încît pe pîrîul Lucava, zona cristalino-mezozoică vine în contact direct cu zona şisturilor negre, mai departe spre nord stratele de Sinaia apar din nou pe o zonă care se lărgeşte treptat. Îngustarea pînă la dispariţie a stratelor de Sinaia în nici un caz nu poate fi pusă numai pe seama unei reduceri sedimentare ci se explică prin împingerea şi încălecarea zonei cristalino-mezozoice peste zona de fliş. Amploarea acestei încălecări este şi mai evidentă de la Lucava (Moldova-Suliţa) spre nord unde contactul dintre cele două unităţi capătă direcţia EW, tăind oblic structurile zonei flişului pe o distanţă de aproape 10 km.

Vîrsta acestei încălecări este post-apţiană căci pe pîrîul Hrobi, sub planul de şariaj sînt prinse depozite argiloase şi marnoase aparţinînd Apţianului.

Blocurile exotice menţionate, care alcătuiesc Mezozoicul alohton din sinclinalul marginal extern, reprezintă, fără îndoială, elementele unei alte unităţi tectonice suprapuse alcătuind în linii mari, pînza transilvană a lui V. Uhlig (1907), şariată dintr-o zonă mai dinspre vest, din domeniul transilvan. Punerea în loc a acestei pînze din fragmentarea căreia au rezultat blocurile exotice din Wildflysch, se presupune a fi mezocretacică.

Cu privire la această părere sînt de făcut unele remarci şi anume: în formaţiunea de Wildflysch de vîrstă barremian-apţiană se întîlnesc intercalaţii de curgeri de diabaze în care este remaniat Triasicul de tip transilvan. Acest lucru înseamnă că în timpul cînd a avut loc venirea acestor lave, Triasicul transilvan (respectiv pînza transilvană) fusese pus în loc. De asemenea se întîlnesc unele klippe de calcare roşii triasice cum este cea de pe valea Moldovei, la Pojorîta, unde se vede clar cum formaţiunea de Wildflysch formează cuvertura acestor klippe. O serie întreagă de asemenea klippe care apar la marginea zonei ocupată de Wildflysch, stau pe depozite neocomiene şi sînt acoperite de aceeaşi cuvertură de Wildflysch. Aceste observaţii sugerează ideea că punerea în loc a pînzei transilvane ar fi avut loc anterior depunerii Wildflysch-ului, poate în Hauterivian cînd se înregistrează o lacună de sedimentare sau în timpul sedimentării Wildflysch-ului. Dacă în alte sectoare ale sinclinalului marginal extern se va demonstra existenţa mai multor pînze, punerea lor în loc s-ar fi putut produce în timpuri diferite.

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu I. (1928) Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului. *An. Inst. Geol. Rom.* XIII. Bucureşti.

Athanasiu S. (1889) Geologische Beobahtungen in den nord-moldawischen Ostkarpathen. *Verh. d. k. k. geol. R. A.* Wien.

Băncilă I. (1958) Geologia Carpaţilor orientali. Bucureşti.

Filipescu G. M., Dragastan O. (1963) Resturi de Tintinidae în depozitele tithonice şi neocomiene din R. P. Română. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.* VIII—3. Bucureşti.

Ilie M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Rarău—Cîmpulungul Moldovei—Pîrîul Cailor. *An. Com. Geol.* XXX. Bucureşti.

Kräutner Th. (1929) Cercetări geologice în cuveta marginală mezozoică a Bucovinei cu privire specială la regiunea Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.* XIV. Bucureşti.

Mutihac V. (1965) Consideraţii asupra Doggerului din sinclinalul marginal (Rarău — Breaza). Comunicare preliminară. *Acad. R.S.R., Stud. Cerc. Geol.* 10/1. Bucureşti.

— Bratu Elena (1965) Fazies und Alter der Ablagerungen aus dem nördlichen Abschnitt der östkarpatischen Aussenrandmulde. *Carpatho-Balkan Geologikal Association.* VII *Congress, Sofia. Reports part.* II, 2. Sofia.

— Mirăuţă Elena (1964) Observaţii asupra Triasicului din Rarău. *D. S. Com. Geol.* L/2. Bucureşti.

Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretacicului şi a klippelor exotice din Rarău (Carpaţii orientali). *An. Com. Geol.* XXXIV/2. Bucureşti.

Turculeţ I. (1964) Stratele cu Aptychus din cuveta mezozoică a Rarăului (Carpaţii Orientali). *Anal. Univ. Iaşi, Geol.-Geogr.* X. Iaşi.

— (1966) Asupra prezenţei Toarcianului şi Aalenianului în cuveta Rarău. *Anal. Univ. Iaşi, Geol.-Geogr.* XII. Iaşi.

Uhlig V. (1907) Über die Tektonik der Karpathen. *Sietzungsber. d. k. Akad. Wiss. naturw.* B, 116. Wien.

STRUCTURE GÉOLOGIQUE DU SYNCLINAL MARGINAL EXTERNE SITUÉ AU N DE LA VALLÉE DE LA MOLDOVA

PAR

VASILE MUTIHAC

(Résumé)

Au N de la vallée de la Moldova le synclinal marginal externe se retrécit progressivement jusqu'à la limite septentrionale de notre pays.

À la constitution de ce synclinal participent des dépôts d'âge exclusivement mésozoïque. Une partie d'entre eux représentent des dépôts générés en marge du bassin de sédimentation (zone néritique) constituant le Mésozoïque autochtone, et les autres à caractère bathial sont d'origine plus interne (domaine transylvain). Ces derniers apparaissent sous forme de blocs, klippes ou lambeaux, constituant l'allochtone.

Le Mésozoïque autochtone comprend des dépôts d'âge triasique, jurassique et crétacé.

Le Werfénien est réprésenté en base par des conglomérats polygènes, des grès quartzeux et des argiles rouges, attribués au Seisien. À la partie supérieure se développent des dolomies calcaires, stratifiées, épaisses de 10 m, comportant *Pecten discites* et *Myophoria costata* (Campilien).

L'Anisien suit en continuité de sédimentation sur les calcaires dolomitiques étant représenté par des dolomies massives, dépourvues de fossiles, épaisses jusqu'à 150 m. Après l'accumulation des dolomies suit une phase d'exondation accompagnée par l'érosion correspondant à L'Anisien supérieur et à une partie du Ladinien.

Le Ladinien et éventuellement une partie du Carnien sont transgressifs ; ils sont représentés par des calcaires blancs, massifs comportant sporadiquement des restes de diplopores. C'est avec ces calcaires que s'achève la sédimentation du Trias. Le Jurassique débute par le Dogger transgressif, représenté par des brèches et des grès calcaires-oolithiques comportant *Entolium demissum* et *E. spathulatum*, ainsi que par des grès qui englobent de grands blocs de calcaires triasiques. Le Callovien et l'Oxfordien sont représentés par des jaspes rouges qui, sur la vallée de Tătarca, reposent directement sur les dépôts du Dogger fossilifère.

Le Malm est compris dans une série flyschoïde (calcaires, marnocalcaires et grès) comportant des apthycus et des tintinnidés, développés seulement sur le flanc externe du synclinal. Cette série qui présente de larges variations de faciès correspond à l'intervalle kimméridgien-valanginien. À sa partie supérieure se développent des conglomérats. Le Barrémien et l'Aptien inférieur sont représentés par des dépôts de Wildflysch, une masse à dominante argileuse dans laquelle sont englobés des éléments exotiques. Dans la masse argileuse furent trouvés des fossiles attestant cet âge (*Deshayesites borowae*, *Pseudohaploceras liptoviense*, *Orbitolina lenticularis* etc.).

L'Aptien supérieur est représenté par une alternance de grès et d'argiles rouges riches en microfaune, et l'Albien inférieur par des grès glau-

conieux. C'est par ces dépôts que s'achève la sédimentation dans le synclinal marginal externe.

Le Mésozoïque allochtone est représenté par tous les termes du système triasique. Là aussi furent identifiés une bonne partie des dépôts du Jurassique et du Crétacé inférieur (Barrémien-Aptien). Les roches allochtones sont rencontrées sous forme de blocs ou de klippes englobés ordinairement dans la masse argileuse du Wildflysch.

Le Werfénien est constitué par des grès en plaquettes et par des schistes argileux fossilifères (couches de Werfen) répandus sous forme de blocs.

L'Anisien est représenté par des calcaires noires bitumineux (calcaires de Gutenstein) présents sur Pîrîul Cailor et Pîrîul Plaiul Ioanei.

Le Ladinien apparaît sous plusieurs faciès, notamment : calcaires rouges comportant des ammonites (Pîrîul Cailor) ou calcaires à accidents siliceux comportant des halobies (blocs remaniés en diabases crétacées sur Pîrîul Măceşu).

Le Carnien et le Norien sont fossilifères ; ils sont représentés par des calcaires rouges fins, ou par des calcaires blancs comportant des brachiopodes et *Placites myophorum* (Pîrîul Timoi, Măceş etc.).

Le Rhétien est rencontré à Gura Sadovei ; il est représenté par des calcaires à brachiopodes (*Terebratula gregaria*, *T. pyriformis* et *T. perforata*) englobés dans la masse des argiles du Wildflysch. Toujours dans la coupe Gura Sadovei et dans une même situation apparaissent des marno-calcaires comportant une faune toarcienne et aalénienne.

Le Dogger (Bajocien supérieur et Bathonien inférieur) est représenté à Gura Sadovei par les grès et marno-calcaires comportant *Oppelia* du groupe *subradiata*, *Siemiradzkia* aff. *pseudorjazanensis*, *Choffatia* aff. *homeomorpha*, *Polypectites* aff. *linguiferus*.

Le Crétacé inférieur comporte des calcaires massifs organogènes (faciès urgonien) qui apparaissent, eux aussi, sous forme de blocs.

La tectonique de la région est une tectonique spécifique aux roches compétentes et se traduit par des failles et des décrochements.

Le synclinal dans son ensemble est charrié sur la nappe du flysch interne des Carpates Orientales. Parfois presque tout le flysch interne est recouvert par la zone cristallino-mésozoïque qui prend contact avec la zone des schistes noirs (vallée de Lucava).

L'âge de ce chevauchement est post-aptien parce que sur le ruisseau Hrobi l'Aptien est cogné sous le plan de charriage.

Les blocs exotiques et les lambeaux de dépôts mésozoïques du synclinal marginal externe représentent les éléments d'une autre unité tectonique dont le charriage vient de l'W qui, en grand, constitue la nappe transylvaine d'U h l i g . L ' âge de la mise en place de cette nappe, qui par fragmentation a donné naissance aux blocs exotiques du Wildflysch, doit être (probablement) antérieur ou contemporain aux dépôts du Wildflysch.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique du synclinal Rarău.

Quaternaire : 1, éboulements et moraines ; 2, alluvions récentes ; 3, terrasses. Cénomanien-Turonien : 4, grès (couverture post-tectonique). Albien : 5, argiles à blocaux, grès calcaires (Formation de Wildflysch) ; calcares récifaux (faciès urgonien). Hauterivien : 6, marno-calcaires à *Aptychus angulocostatus*. Valanginien-Kimméridgien : 7, conglomérats et grès de Muncelu ; 8, grès calcaires, calcaires à *Aptychus* (série flyschoïde). Oxfordien-Callovien : 9, jaspes ; 10, brèches et conglomérats (niveau de Tătarca). Dogger : 11, calcaires gréseux. Lias : 12, calcaires et marno-calcaires rouges (calcaires d'Adneth). Rhétien: 13, calcaires à branchiopodes. Norien-Carnien : 14, calcaires massifs, calcaires rouges (de Hallstatt) ; marno-calcaires à *Monotis salinaria*. Carnien-Ladinien : 15, calcaires massifs à diplopores, calcaires rouges ; calcaires à accidents siliceux. Anisien : 16 dolomites, dolomites calcaires et calcaires noirs (calcaires de Gutenstein). Werfénien : 17, Campilien — calcaires dolomitiques (niveau d'Asodul Mare) ; 18, Séisien — grès en plaques et argiles (couche de Werfen) ; conglomérats, grès et argiles rouges. Roches éruptives mésozoïques : 19a, diabase-porphyrite ; b, serpentines. Soubassement cristallin : 20, schistes cristallins épimétamorphiques : a, unité épimétamorphique centrale ; b, unité épimétamorphique marginale ; 21, schistes cristallins mésométamorphiques : a, unité des gneiss de Rarău ; b, unité mésométamorphiques centrale. 22, lignes de charriage ; 23, failles ; 24, klippes ; 25, lambeau de recouvrement. Zone du flysch : 26, unité des schistes noirs ; 27, nappe interne inférieure (unité curbicorticale) ; 28, nappe interne supérieure (unité de Ceahlău).

V. MUTIHAC

HARTA GEOLOGICĂ A SINCLINALULUI RARĂU

0 1 2 3 4 5 km

U. R. S. S.

LEGENDA

CUATERNAR
1 Prăbușiri și grohatișuri
2 Aluviuni recente
3 Terase

CENOMANIAN – TURONIAN
4 Gresii (cuvertura posttectonică)

ALBIAN
5 Argile cu blocuri, gresii, calcare (formațiune de wildflîș)

HAUTERIVIAN
6 Calcare recifale (facies urgonian)
Marno-calcare cu Aptychus angulocostatus

VALANGINIAN – KIMMERIDGIAN
7 Conglomerate și gresii de Muncelu
8 Gresii calcaroase, calcare cu aptihi (seria Flișoidă)

OXFORDIAN – CALLOVIAN
9 Jaspuri

DOGGER
10 Brecii și conglomerate (nivelul de Tătarca)
11 J_2 Calcare grezoase

LIASIC
12 J_1 Calcare și marno-calcare roșii (calcare de Adneth)

RHETIAN
13 $t_3$rh Calcare cu brahiopode

NORIAN – CARNIAN
14 Calcare masive, calcare roșii (de Hallstatt)
Marno-calcare cu Monotis salinaria

CARNIAN ? – LADINIAN
15 Calcare masive cu diplopore, calcare roșii
Calcare cu accidente silicioase

ANISIAN
16 Dolomite, dolomite calcaroase și calcare negre (calcare de Guttenstein)

WERFENIAN { CAMPILIAN
17 Calcare dolomitice (nivelul de Asodul Mare)

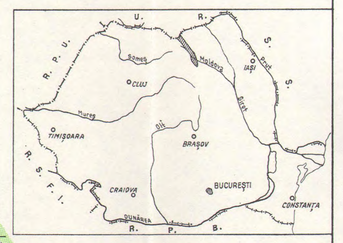
WERFENIAN { SEISIAN
18 Gresii în plăci și argile (strate de Werfen)
Conglomerate, gresii și argile roșii

ROCI ERUPTIVE MEZOZOICE
19 a. Diabaz – porfirite $\beta\pi$. b. Serpentine ε

FUNDAMENTUL CRISTALIN
20 a, b Șisturi cristaline epimetamorfice { a. Unitatea epimetamorfică centrală / b. Unitatea epimetamorfică marginală
21 a, b Șisturi cristaline mezometamorfice { a. Unitatea gnaiselor de Rarău / b. Unitatea mezometamorfică centrală
22 Linii de șariaj
23 Falii
24 Klippe
25 Petic de acoperire

ZONA FLIȘULUI
26 Unitatea șisturilor negre
27 Pînza internă inferioară (unitatea curbicorticală)
28 Pînza internă superioară (unitatea de Ceahlău)

N



COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI: Dări de seamă vol. LIV/3

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

STRATIGRAFIE

STRUCTURA GEOLOGICĂ A PĂRŢII CENTRALE A SINCLINALULUI HĂGHIMAŞ [1]

DE

MIRCEA SĂNDULESCU[2]

Abstract

Geological Structure of the Central Part of the Hăghimaş Syncline (East Carpathians). Three tectonic units are developed in the Hăghimaş syncline: the Bucovinian Nappe, the Subbucovinian Nappe and the Hăghimaş Nappe. Each of they are characterize of a different mesozoic Series. Moreover this series is describe the Bîrnadu Conglomerate — a post-tectonic serie. Also are treat: the relations between the Hăghimaş Nappe and the Bucovinian Nappe, the history of the tectonic movements and the position of the Hăghimaş Nappe in the Transylvanian Nappes System.

I. Introducere

Cercetările întreprinse în regiunea muntelui Hăghimaşul Mare — Piatra Unică ne-au permis (M. Săndulescu, 1966)[3] să distingem în acest sector al zonei cristalino-mezozoice o pînză de decolare gravitaţională — pînza Hăghimaşului — care face parte din sistemul pînzelor transilvane. Pentru a întregi imaginea asupra structurii acestei noi unităţi tectonice şi pentru rezolvarea unor probleme de detaliu privind stratigrafia acesteia precum şi a unităţii subjacente — pînza bucovinică — ne-am extins cercetările spre nord în regiunea Lacul Roşu — Cheile Bicazului şi în regiunea muntelui Hăghieş. Rezultatele obţinute confirmă şi completează primele

[1] Comunicare în şedinţa din 25 aprilie 1967.

[2] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

noastre concluzii [3], aducînd noi argumente despre existenţa pînzei Hăghimaşului.

Regiunea de care ne ocupăm este dominată de masivele calcaroase ale Hăghimaşului Negru, muntelui Ghilcoş, Suhardului şi Bardosului. În partea de vest a acestora am cercetat bazinele pîraielor Hăghimaşului (Pîrîul Oii), Suhardului şi Cupaşelor. Pîrîul Bicăjel şi zona situată la est de acesta şi care cuprinde muntele Munticelu, Surduc, Stînjeni etc. ne-au permis observaţii interesante asupra formaţiunii de Wildflysch şi a raporturilor acesteia cu pînza Hăghimaşului. A fost cercetată şi zona cătunului Bîrnadu, pîrîul Sugău şi muntele Criminişul pentru a cunoaşte terminaţia nordică a pînzei Hăghimaşului, precum şi valea Bicazului şi cursul inferior al văii Dămucului pentru clarificarea contactului între pînza bucovinică şi zona flişului.

Consideraţii istorice. Împrejurimile Lacului Roşu şi ale Cheilor Bicazului au fost mult mai mult cercetate în comparaţie cu celelalte sectoare ale sinclinalului Hăghimaş.

Perioada de început, a doua jumătate a secolului al XIX-lea şi începutul secolului al XX-lea, a fost marcată de descoperiri mai ales de ordin stratigrafic (Fr. Herbich, 1878; E. Vadász, 1915; E. Jekelius, 1921). Cu ocazia acestor cercetări au fost datate cu certitudine depozite triasic-superioare, liasic-inferioare, depozite bathoniene (la Lacul Roşu, kimmeridgiene (la Lacul Roşu şi şoseaua Ciofronca) tithonice şi cretacic-inferioare (în Cheile Bicazului).

În această perioadă au fost elaborate şi sintezele lui V. Uhlig asupra Carpaţilor (V. Uhlig, 1907). Acesta a distins în zona cristalino-mezozoică două pînze: bucovinică şi transilvană, ultima lipsită de şisturi cristaline. Mai tîrziu sensul pînzei transilvane a fost schimbat. M. Reinhardt (1912) a întrebuinţat această denumire pentru pînza bucovinică a lui V. Uhlig, iar I. Popescu-Voiteşti (1929) şi Th. Kräutner (1938) consideră pînza transilvană o unitate care cuprinde seriile mezometamorfice din Carpaţii Orientali şi întreaga stivă de depozite mezozoice suportate de acestea. D. M. Preda (1940, 1953) în lucrările sale de generalizare asupra tectonicii zonei cristalino-mezozoice din Carpaţii Orientali, consideră cuvertura sedimentară a acesteia alcătuită din două pînze de decolare suprapuse: „pînza calcarelor de Hallstatt" sau „parau-

[3] M. Săndulescu. Probleme tectonice ale sinclinalului Hăghimaş. D. S. Com. Stat Geol., LIII/3. 1968. Bucureşti.

tohtonul" şi „pînza stratelor de Werfen", ambele de vîrstă chimerică. Elementul principal al primei pînze este „seria neagră" pe care D. M. Preda (1940) o consideră mai întîi liasică şi apoi triasic-superioară (echivalent cu stratele de Lunz — D. M. Preda, 1953). În sinclinalul Hăghimaş „seria neagră" corespunde cu formaţiunea de Wildflysch a cărei vîrstă cretacic-inferioară este dovedită pe baze paleontologice.

Prima hartă modernă a fost întocmită, în regiunea de care ne ocupăm de I. Atanasiu între anii 1919—1934 (I. Atanasiu, 1928, 1958). Acest autor consideră că sinclinalul Hăghimaş are o structură normală, complicaţiile tectonice nedepăşind caracterul unor falii inverse. Depozitele sedimentare din acest sinclinal sînt grupate în trei cicluri de sedimentare: Triasic—Liasic, Dogger—Neocomian şi Apţian? (strate cu Orbitoline).

Partea sudică a sinclinalului Hăghimaş a fost cartată în detaliu de I. Băncilă (1941) care adoptă o ipoteză asemănătoare cu a lui I. Atanasiu asupra structurii sinclinalului.

În ultimii 20 de ani o serie de lucrări de detaliu au adus contribuţii mai ales la precizarea problemelor de stratigrafie a depozitelor din sinclinalul Hăghimaş. Din regiunea Lacului Roşu, I. Atanasiu şi Gr. Răileanu (1950) au descris depozite calcaroase fosilifere de vîrstă liasic-inferioară. Deşi aceşti autori constată că ele au alt facies decît Liasicul cunoscut pînă atunci (Liasic inferior în facies de Adneth) în sinclinalul Hăghimaş, nu trag nici o concluzie asupra posibilităţii apropierii tectonice a acestor două faciesuri.

D. Patrulius (1959) într-o lucrare de generalizare asupra cuverturii mezozoice a masivelor cristaline din Carpaţii Orientali consideră succesiunea stratigrafică din sinclinalul Hăghimaş ca fiind normală, singurele elemente alohtone fiind cuprinse în formaţiunea de Wildflysch de vîrstă Barremian — Apţian inferior. Mai tîrziu, împreună cu R. Ciocîrdel el aduce preciziuni asupra prezenţei depozitelor jurasic-superioare şi urgoniene în masivul calcaros Munticelu—Surduc şi asupra poziţiei alohtone a acestuia (R. Ciocîrdel, D. Patrulius, 1961); el este interpretat ca o klippă sedimentară desprinsă din masa calcarelor masive din Cheile Bicazului (acestea din urmă fiind înrădăcinate) şi alunecată spre est în timpul depunerii Wildflysch-ului.

În lucrarea sa de sinteză asupra Carpaţilor Orientali I. Băncilă (1958) consideră sinclinalul Hăghimaş ca avînd o structură normală. La exteriorul cristalinului din „creasta" Dămucului acest autor trasează o linie importantă de încălecare — linia centrală — în lungul căreia uni-

tatea centrală, sinonimă cu zona cristalino-mezozoică, încalecă peste zona flişului. Am arătat în alte lucrări (M. Săndulescu, Jana Săndulescu, 1965; M. Săndulescu, 1966 [4]) legătura nemijlocită ce există între „creasta" Dămucului şi anticlinalul Lunca dezvoltat mai la sud şi toate consecinţele ce decurg din aceasta.

Lucrări de detaliu întreprinse în ultimul timp de I. Preda şi M. Pelin (1962, 1964) au adus unele date noi în domeniul informaţiilor de ordin paleontologic. Ei au confirmat prezenţa Cretacicului inferior în masivele calcaroase din Cheile Bicazului, Bicăjel, Bardosu etc. adoptînd însă o atitudine ezitantă în privinţa existenţei sau lipsei unei discontinuităţi în masa calcarelor jurasic-superioare— cretacic-inferioare. Aceşti autori consideră masele calcaroase din Munticelu, Surduc, Piatra Liciului etc. înglobate în conglomerate şi de aceea nici nu le figurează pe hartă (I Preda, M. Pelin, 1964). Contribuţii de detaliu asupra stratigrafiei Kimmeridgianului sînt de asemenea aduse de I. Preda şi M. Pelin (1965). În privinţa structurii sinclinalului Hăghimaş ei se situează pe poziţii „normaliste" la fel ca şi I. Atanasiu, I. Băncilă ş. a.

Foarte recent O. Dragastan [5] studiind calcarele din muntele Ghilcoş şi Cheile Bicazului dovedeşte în aceste depozite prezenţa Neocomianului şi a continuităţii de sedimentare între Tithonic şi Cretacicul inferior. La aceleaşi concluzii ajunsesem şi noi în cercetările întreprinse asupra aceloraşi calcare situate într-un sector mai meridional (M. Săndulescu, 1966 [6]).

II. Stratigrafie

În cadrul depozitelor mezozoice din sinclinalul Hăghimaş se disting două „serii" ce aparţin la două unităţi tectonice diferite : seria bucovinică, legată de şisturile cristaline pe care se aşterne normal şi seria transilvană care, în această regiune formează pînza Hăghimaşului. În valea Bicazului şi în regiunea cursului inferior al Dămucului între şisturile cristaline ale pînzei bucovinice şi depozitele de fliş cretacic se interpun într-o poziţie tectonică, depozite mezozoice care aparţin unei alte unităţi tectonice — pînza sub-bucovinică. Transgresiv peste depozitele seriei bucovinice şi ale

[4] *Op. cit.* pct. 3.

[5] O. Dragastan. Donnés microfaciales concernant les calcaires Jurassique supérieurs et Crétacée inférieurs de la région des Gorges de Bicaz (manuscris).

[2] *Op. cit.* pct. 3.

serici transilvane se aştern conglomerate vracono-cenomaniene, pe care le-am separat sub denumirea de conglomerate de Bîrnadu.

Seria bucovinică

Studiul seriilor cristalofiliene care iau parte la alcătuirea pînzei bucovinice nu a fost abordat de cercetările noastre. Vrem să remarcăm numai că cele două flancuri ale sinclinalului Hăghimaş se sprijină în regiunea de care ne ocupăm pe serii cristaline diferite. Astfel pe flancul vestic de sub depozitele sedimentare aflorează roci mezometamorfice cu un grad avansat de metamorfism : gnaise, paragnaise, amfibolite, micaşisturi (seria gnaiselor de Hăghimaş). În schimb depozitele sedimentare ale flancului estic se aştern atît pe şisturi cristaline epizonale (şisturi cloritoase, clorito-sericitoase, grafitoase, cuarţite negre etc.), cît şi pe şisturi mezozonale (micaşisturi cu biotit, amfibolite etc.) care aflorează de sub primele.

În stiva de depozite mezozoice ce alcătuiesc seria bucovinică se disting mai multe cicluri şi lacune de sedimentare.

Triasic. Seria sedimentară bucovinică începe cu un pachet nu prea gros (5—30 m) de depozite detritice care reprezintă Werfenianul inferior (Seisianul) dezvoltat în faciesul stratelor de Seis (v. pl.). Răspîndirea areală a acestor depozite este foarte neuniformă şi lacunară. Acolo unde dezvoltarea Seisianului este completă se poate urmări următoarea succesiune (valea Bicazului, dealul Piciorul Scurt la sud de Bîtca Neagră) : conglomerate cuarţitice, gresii cuarţitice, şisturi grezoase şi argilite roşii şi negre. Cel mai adesea însă numai conglomeratele şi gresiile sînt reprezentate. Lipsa Seisianului poate fi explicată prin existenţa unei perioade de eroziune determinată de mişcări tectonice intrawerfeniene (M. Săndulescu, 1966 [7]). Se mai poate însă presupune şi existenţa unei decolări parţiale a cuverturii sedimentare a pînzei bucovinice, la baza masei dolomitelor campilian-anisiene, uşurată de pachetul şistos de la partea superioară a Seisianului. Un asemenea fenomen este sugerat de modul de apariţie a unor mici anticlinale „diapire" de şisturi seisiene în baza masei dolomitelor (valea Bicazului, fig. 1). Este foarte probabil că ambele fenomene au concurat la răspîndirea foarte discontinuă a depozitelor Werfenianului inferior.

[7] *Op. cit.* pct. 3.

Deasupra depozitelor seisiene sau direct pe cristalin se dezvoltă cu o grosime foarte variabilă dolomite şi calcare dolomitice campilian-anisiene. Vîrsta campiliană a părţii inferioare a acestor depozite este dovedită de cunoscuta faună de la Azodu Mare (I. A t a n a s i u, 1928) regăsită şi în alte puncte ale sinclinalului Hăghimaş (I. B ă n c i l ă, 1941; I. P r e d a, M. P e l i n, 1963).

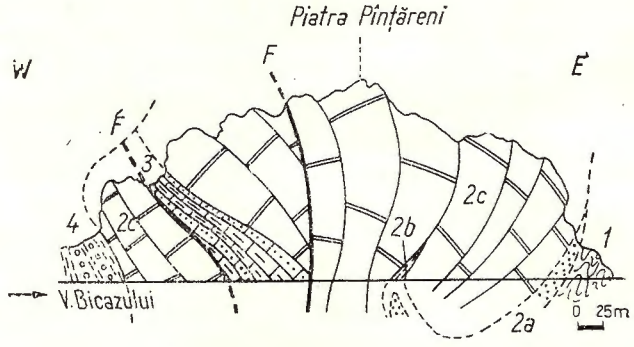


Fig. 1. — Secţiune geologică în versantul stîng al văii Bicaz.
1, şisturi cristaline; 2, Triasic; a, gresii cuarţitice; b, şisturi roşii; c, dolomite (a+b, Seisian; c, Campilian-Anisian); 3, Dogger: calcare grezoase şi marnoase; 4, Barremian-Albian: formaţiunea de Wildflysch.

Coupe dans le versant gauche de la vallée de Bicaz.
1, schistes cristallins; 2, Trias: a, grès quartzitiques; b, schistes rouges; c, dolomies (a+b, Séisien; c, Campilien-Anisien); 3, Dogger: calcaires gréseux et marneux; 4, Barrémien-Albien: Formation de Wildflysch.

Ladinianul a fost pus în evidenţă în partea de sud a sinclinalului Hăghimaş (D. P a t r u l i u s et al., 1966 [8]; M. S ă n d u l e s c u, 1966 [9]). Cercetările întreprinse în regiunea Lacul Roşu ne-au permis să separăm şi aici calcare alb-gălbui cu *Diplopora anulata*, pe care le atribuim Ladinianului. Ele admit uneori (Lacul Roşu) intercalaţii subordonate de calcare dolomitice. Grosimea acestor depozite variază între 25—30 m (în zona muntelui Cupaş) şi 200 m (pe pîrîul Suhardu). Poziţia transgresivă a calcarelor ladiniene este evidentă pe versantul estic al muntelui Cupaş (cota 1406) unde se aştern peste şisturi cristaline, peste gresii seisiene şi peste dolomite campilian-anisiene. În afară de muntele Cupaş şi pîrîul Suhard am mai

[8] D. P a t r u l i u s, E l e n a P o p a, I l e a n a P o p e s c u. Structura pînzei bucovinice în partea meridională a masivului cristalin Moldav (Carpaţii Orientali). 1966. Sesiunea Institutului geologic (sub tipar în Anuar, vol XXXVII).

[9] *Op. cit.* pct. 3.

întîlnit aceste calcare pe malul stîng al Lacului Roşu, pe pîrîul Ghilcoş (fig. 2) şi pe ultimul afluent dreapta al pîrîului Hăghimaş (Pîrîul Oii). I. A t a n a s i u (1958) a considerat calcarele albe de pe pîrîul Suhardu, de la Lacul Roşu şi de pe pîrîul Ghilcoş de vîrstă triasic-superioară idee însuşită şi de I. P r e d a şi M. P e l i n (1963). Aceştia din urmă consideră că Ladinianul este cuprins în masa dolomitelor.

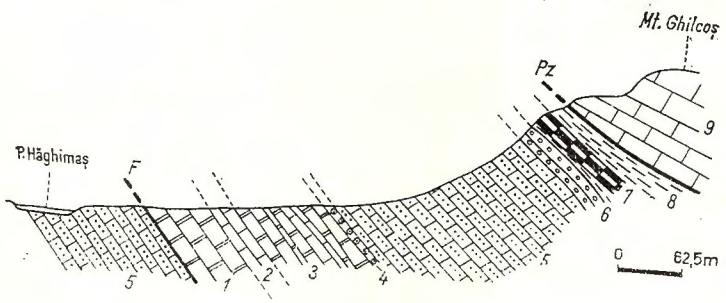


Fig. 2. — Secţiune geologică pe pîrîul Ghilcoş.

1, dolomite campilian-anisiene; 2, calcare ladiniene; 3, dolomite şi calcare triasic-superioare; 4, calcare oolitice liasic-inferioare; 5, calcare grezoase toarcian-doggeriene; 6, gresii infrajaspice; 7, strate cu jaspuri (6—7, Callovian-Oxfordian); 8, formaţiunea de Wildflysch (Barremian-Albian); 9, calcare tithonic-neocomiene; F, falie; Pz, pînză.

Coupe dans la vallée du ruisseau Ghilcoş.

1, dolomies campilliennes-anisiennes; 2, calcaires ladiniens; 3, dolomies et calcaires triasiques supérieurs; 4, calcaires oolithiques liasiques inférieurs; 5, calcaires gréseux toarciens-doggeriens; 6, grès infrajaspiques; 7, couches à jaspes (6—7, Callovien-Oxfordien); 8, Formation de Wildflysch (Barrémien-Albien); 9, calcaires tithoniques-néocomiens; F, faille; Pz, nappe.

Peste calcarele ladiniene urmează calcare şi dolomite, roşii-roz, pe care le atribuim Triasicului superior, pe baza a numeroase fragmente de Halobii, determinate în secţiuni subţiri. Calcarele şi dolomitele triasic-superioare le-am întîlnit pe afluentul stîng al Pîrîului Cupaşelor ce izvorăşte de sub muntele Cupaşu (cota 1406), pe pîrîul Suhardului, la Lacul Roşu, pe pîrîul Ghilcoş (fig. 2) şi la vest de pîrîul Hăghimaşului. Depozite asemănătoare am mai întîlnit şi la baza versantului vestic al Hăghimaşului Mare, precum şi la NW de Piatra Unică. În acest din urmă punct dezvoltarea calcarelor şi dolomitelor roşii este foarte caracteristică (fig. 3) iar microfaciesul cu Halobii este tipic. Depozitele pe care noi le atribuim Triasicului superior au fost, în parte, considerate ca atare şi de I. A t a n a s i u (1958) şi I. P r e d a şi M. P e l i n (1963), dar aceşti autori nu le-au separat de calcarele ladiniene pe care le considerau tot triasic-superioare.

Dezvoltarea depozitelor triasice în general, este inegală pe cele două flancuri ale sinclinalului Hăghimaş. În timp ce pe flancul vestic şi mai ales în regiunea Lacului Roşu depozitele triasice au grosimi mari şi dezvoltare completă, pe flancul extern ele nu sînt reprezentate decît de dolomitele

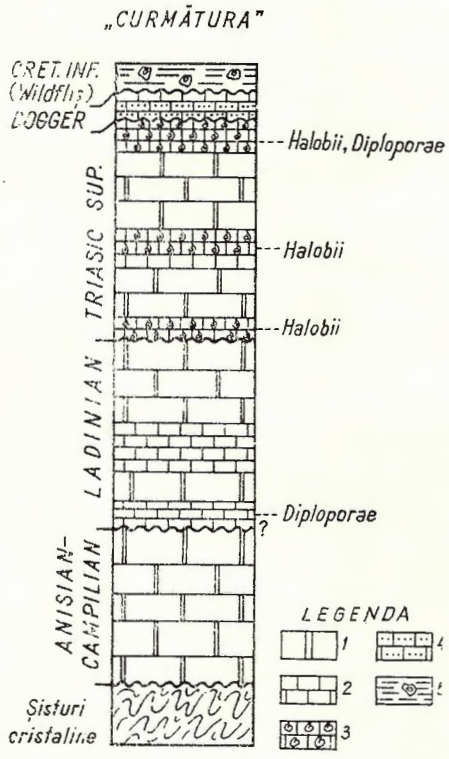


Fig. 3. — Coloana stratigrafică a depozitelor triasice de la NW de Piatra Unică.

1, dolomite; 2, calcare gălbui; 3, calcare cu *Halobia*; 4, calcare grezoase; 5, Wildflysch.

Colonne stratigraphique des dépôts triasique du NW de Piatra Unică.

1, dolomies; 2, calcaires jaunâtres; 3, calcaires à *Halobia*; 4, calcaires gréseux; 5, Wildflysch.

campilian-anisiene şi de gresiile, conglomeratele şi şisturile seisiene. Aceasta se datoreşte unei intensităţi diferite a eroziunii post-triasice care a afectat mai adînc flancul estic. De altfel regiunea Lacului Roşu este porţiunea din sinclinalul Hăghimaş, în care nu numai depozitele triasice, dar şi cele eo- şi medio-jurasice au fost cel mai puţin afectate de perioadele de eroziune posterioare depunerii lor.

Liasic inferior. Depozitele liasic-inferioare au fost separate în regiunea Lacul Roşu de I. A t a n a s i u (1958), iar vîrsta lor (Hettangian—Sinemurian) a fost determinată de I. A t a n a s i u şi Gr. R ă i l e a n u (1950) pe baza unei faune de brahiopode, lamelibranhiate şi cefalopode

(*Spiriferina haueri*, *Rhynchonella fissicostata*, *Entolium liassinum*, *Rhacophyllites* cf. *ürmöesensis*, *Belemnites paxilosus* etc). Răspîndirea lor este foarte redusă. Noi le-am întîlnit în trei puncte : la Lacul Roşu, pe pîrîul Ghilcoş şi la vest pe pîrîul Hăghimaş pe un afluent stîng al acestuia, deasupra calcarelor şi dolomitelor triasic-superioare. În ultimul punct am găsit mai multe exemplare de *Belemnites* cf. *paxilosus*.

În general Liasicul începe cu calcare roşii oolitice, hematitice, în care am găsit în secţiuni subţiri numeroase forme de *Involutina liassica*; ele trec la partea superioară la calcare roşii în plăci. Grosimea depozitelor liasice nu depăşesc 20 m.

Liasic superior — Dogger. Depozitele atribuite în mod curent Doggerului au dezvoltarea lor cea mai mare în regiunea văii Cupaşelor, a muntelui Suhardu şi în împrejurimile Lacului Roşu, pe flancul vestic al sinclinalului. Cea mai mare parte a depozitelor din acest sector este reprezentată de calcare grezoase, cenuşii în spărtură proaspătă, gălbui în zonele alterate. Ele au adesea zone silicifiate (silexite). Calcarele grezoase sînt bine stratificate şi admit subordonat intercalaţii de marne grezoase; spre partea superioară a seriei aceste marne amintesc întrucîtva „marnele cu *Posidonia alpina*". La partea inferioară calcarele grezoase devin uneori mai grosiere ajungînd, rareori, pînă la calcare conglomeratice.

Partea terminală a stivei este bine deschisă în malul drept al văii Bicazului în staţiunea Lacul Roşu. Ea cuprinde o alternanţă destul de regulată de gresii calcaroase şi marne cenuşii şi gălbui. În acest sector Fr. Herbich a descoperit un calcar oolitic cu o foarte bogată faună bathoniană (*Oppelia fusca*, *Rhynchonella spinosa*, *Pholadomia murchisoni*, *Phylloceras kudernatschi*, *Parkinsonia parkinsoni*) (Fr. Herbich, 1878; E. Jekelius, 1921). Partea inferioară a Doggerului este mai săracă în fosile. E. Vadász (1915) citează din aceste depozite *Posidonia* cf. *opalina*. Tot în aceste depozite I. Băncilă a găsit *Harpoceras radians*.

Cele de mai sus conduc la concluzia că stiva de depozite atribuită în mod curent Doggerului, cuprinde în baza sa cel puţin şi Toarcianul, precizare foarte importantă pentru stabilirea istoricului mişcărilor tectonice.

M. Pelin într-o comunicare foarte recentă (1967)[10] aminteşte că pe valea Ghilcoşului a găsit, împreună cu I. Preda, în calcare con-

[10] M. Pelin. Asupra depozitelor liasice şi doggeriene în facies de Gresten de pe flancul estic al masivului Hăghimaş. Sesiunea Universităţii Bucureşti, 1966 (sub tipar la Analele Universităţii, nr. 2, 1968).

glomeratice şi gresii calcaroase o faună Domeriană cu *Spiriferina alpina*, *S. tumida*, *Entolium* sp. etc. Calcare brecioase, cenuşiu închis cu resturi de *Entolium* (prost conservate) am întîlnit şi noi deasupra calcarelor şi dolomitelor triasic-superioare de pe ultimul afluent stîng (la Lacul Roşu) al pîrîului Suhardu. Ele ar putea fi paralelizate cu depozitele citate de autorii amintiţi mai sus. De aceea ne punem întrebarea dacă nu cumva discontinuitatea importantă se află la baza Liasicului mediu şi nu a celui superior.

Depozitele jurasic-medii sînt sporadic reprezentate pe flancul estic al sinclinalului. Noi le-am întîlnit pe versantul estic al muntelui Criminiş în valea Bicazului (sub Piatra Pînţărenilor) şi pe Bîtca Neagră. Ele se aştern transgresiv pe dolomitele triasice, cu care formează împreună solzi cu vergenţă estică (valea Bicaz, Bîtca Neagră); sînt reprezentate prin calcare marnoase şi grezoase, cenuşii.

Callovian—Oxfordian. Depozitele pe care le atribuim Callovian-Oxfordianului sînt bine dezvoltate pe flancul vestic al sinclinalului; pe flancul estic apar într-un singur punct pe dealul Piciorul Scurt.

Pe flancul vestic am putut împărţi depozitele callovian-oxfordiene în două orizonturi: „stratele cu jaspuri" la partea superioară, sub care se dezvoltă, „breciile infrajaspice" (fig. 2).

„Breciile infrajaspice" au o grosime ce variază între 10—25 m şi sînt reprezentate prin brecii şi gresii grosiere, calcaroase, care uneori se apropie de tipul calcarenitelor. Elementele constituente ale acestora sînt: şisturi cristaline, dolomite şi calcare triasice, calcare marnoase şi grezoase medio-jurasice. Cimentul este calcaros. „Breciile infrajaspice" se aşază transgresiv pe depozitele doggeriene, care la partea lor superioară cuprind şi Bathonianul. „Stratele cu jaspuri" încep cu şisturi argiloase şi siltite roşii, care trec gradat la partea superioară la jaspuri roşii, verzi şi negricioase. Grosimea maximă a acestor depozite este de cca 50 m, pe versantul vestic al muntelui Ghilcoş.

Pe flancul estic depozitele callovian-oxfordiene aflorează pe o suprafaţă mică pe dealul Piciorul Scurt. Ele sînt reprezentate de siltite negre, gresii cuarţitice şi jaspuri negre, între care am găsit o intercalaţie de 25 cm de calcare cenuşii cu belemniţi. Această serie suportă la izvoarele pîrîului Dămuc şi în bazinul Trotuşului stratele de Lunca de vîrstă tithonic neocomiană. În ea I. Băncilă (1941) a găsit *Belemnites subhastatus*.

Vîrsta callovian-oxfordiană a depozitelor descrise mai sus este dedusă pe baza poziţiei lor geometrice şi a formei de *Belemnites subhastatus*. Ţinînd seama că pe flancul vestic al sinclinalului „breciile infrajaspice" şi „stratele cu jaspuri", stau deasupra depozitelor bathoniene şi suportă depozitele barremian—albiene ale formaţiunii de Wildflysch şi că în ele nu a fost găsită pînă acum nici o urmă fosilă, vîrsta lor callovian-oxfordiană este dedusă numai pe baza paralelizării cu seria siltitelor şi jaspurilor negre. Nu trebuie uitat însă că şi în stratele de Lunca (tithonic-neocomiene) D. Patrulius et al. (1966 [11]) citează intercalaţii de jaspuri. În această idee, breciile infrajaspice şi stratele cu jaspuri ar fi un echivalent cel puţin al unei părţi a stratelor de Lunca, pe flancul vestic al sinclinalui Hăghimaş. Deocamdată rămînem la ipoteza vîrstei callovian-oxfordiene a acestor depozite, mai ales că în seria siltitică există unele intercalaţii de brecii calcaroase asemănătoare cu „breciile infrajaspice".

Barremian-Albian. În partea centrală a sinclinalului Hăghimaş stratele de Lunca lipsesc aşa încît depozitele Cretacicului inferior sînt reprezentate numai de formaţiunea de Wildflysch.

Formaţiunea de Wildflysch. Aceasta este una din cele mai caracteristice formaţiuni ale pînzei bucovinice. Ea prezintă două aspecte faciale: un aspect tipic şi unul paratipic. Masa fundamentală a faciesului tipic de Wildflysch este alcătuită din siltite, argile şi marne lipsite în general de stratificaţie, de culoare cenuşiu-negricioasă şi verzui închisă în care adesea sînt diseminate fragmente rotunjite sau colţuroase de cuarţ (mai ales), calcare şi roci eruptive bazice. În unele sectoare (versantul estic al pîrîului Bicăjel) se intercalează şi şisturi argiloase roşii. La nivele diferite şi cu caracter lenticular se dezvoltă brecii calcaroase şi conglomerate tiloide. Acestea sînt alcătuite din fragmente foarte variate ca dimensiuni şi natură: calcare de diferite vîrste (triasice, jurasice, neocomiene, urgoniene), dolomite (triasice), roci eruptive bazice, cinerite bazice şi calcare sideritice (remaniate intraformaţional) precum şi şisturi cristaline (mai rar). Calcarele sideritice şi manganifere se găsesc foarte răspîndite în masa Wildflysch-ului; ele au o formă eliptică sau sferică foarte caracteristică. În unele sectoare, pe flancul vestic în special (pîrîul Hăghimaşului), breciile şi conglomeratele se dezvoltă mult în detrimentul părţii siltitice-argiloase a Wildflysch-ului. Şi aici însă se intercalează jaspuri şi sil-

[11] *Op. cit.* pct. 8.

tite negricioase iar trecerea pe direcţie la masa siltitic-argiloasă a Wildflysch-ului este evidentă.

Un element propriu al Wildflysch-ului sînt megabreciile. Ele au o dezvoltare lenticulară şi reprezintă o îngrămădire de blocuri de calcare de diferite vîrste, intim legate între ele, uneori atît de bine sudate încît cu greu se pot deosebi de calcarele masive. Există şi porţiuni unde blocurile de calcare sînt separate de o pojghiţă sau matrice siltitică sau argiloasă, în care caz alcătuirea neomogenă a megabreciilor este mai evidentă. Această alcătuire este subliniată adesea şi de asocierea cu blocurile de calcare a fragmentelor de cuarţ de diferite dimensiuni. În regiunea studiată megabreciile au o dezvoltare mare în dealul Stînjeni şi Piatra Luciului. Ele se mai găsesc în Piatra Rotundă (la nord-vest de dealul Stînjeni) precum şi la nord de Bicaz sub petecul de acoperire Munticelu-Surduc.

Faciesul paratipic al formaţiunii de Wildflysch prezintă o stratificaţie evidentă şi o oarecare ritmicitate în alternanţa şisturilor marnoase-argiloase cu gresiile sau breciile calcaroase. Conglomeratele tiloide sînt intercalate sporadic iar megabreciile de asemenea. Calcarele sideritice şi manganifere sînt tot atît de frecvente ca şi în Wildflysch-ul tipic. În regiunea de care ne ocupăm faciesul paratipic se dezvoltă în jumătatea superioară a formaţiunii de Wildflysch. Spre sudul sinclinalului Hăghimaş însă ele ocupă aproape toată stiva de depozite barremian—albiene, pachetele tipice de Wildflysch rămînînd subordonate.

Klippele sedimentare (olistolitele) sînt un element foarte caracteristic al formaţiunii de Wildflysch. Ele sînt foarte răspîndite în faciesul tipic de Wildflysch şi mai rare în cel paratipic. Dimensiunile klippelor sedimentare variază de la cîţiva m^3 pînă la mai multe mii de m^3.

Majoritatea klippelor sedimentare din formaţiunea de Wildflysch a sinclinalului Hăghimaş sînt calcare tithonic-neocomiene, urgoniene şi mai rar kimmeridgiene, identice cu cele din pînza Hăghimaşului. Descrierea lor o vom face la capitolul respectiv. Nu am reuşit să găsim în regiunea cercetată klippe sedimentare alcătuite din „strate de Werfen", calcare de Hallstadt sau calcare de Adneth atît de caracteristice formaţiunilor de Wildflysch din munţii Perşani şi Rarău. În afară de klippele la alcătuirea cărora iau parte depozitele pînzei Hăghimaşului, am întîlnit foarte rar klippe formate din depozite pe care nu le-am întîlnit în această pînză. Astfel în versantul drept al văii Telecului şi pe clina estică a muntelui Criminiş am întîlnit două klippe formate din depozite dolomitice

triasice. Klippa triasică din muntele Criminiş are o poziţie particulară, fiind răsturnată. La baza klippei se găseşte un pachet de jaspuri şi calcare silicifiate roşii şi verzi care trec la dolomite masive. Întrucît dolomitele nu se asociază nicăieri cu jaspuri în seria bucovinică din sinclinalul Hăghimaş, aria de proveniență a acestei klippe, trebuie situată la vest de acesta. Depozite asemănătoare şi în aceeaşi poziţie alohtonă sînt descrise de Gr. Popescu şi D. Patrulius (1964) sub Piatra Zimbrului din sinclinalul Rarău. Ele au aici o vîrstă ladiniană sigură, determinată pe baza resturilor fosile. Avînd în vedere aceste fapte considerăm că zona de sedimentare căreia îi aparţine klippa din muntele Criminiş este comună cu cea a klippei din Piatra Zimbrului, ambele făcînd parte din seria alohtonă transilvană. Aceste două klippe ar putea reprezenta indicii asupra caracterului Triasicului mediu al pînzei Hăghimaşului, diferit de cel al pînzei Perşanilor.

În versantul drept al pîrîului Bicăjel, la est de Piatra Baschii şi în apropiere de valea Bicazului la nord de Bîtca Neagră, am mai găsit două klippe formate din calcare grezoase şi calcare marnoase cenuşii, asemănătoare cu depozitele Doggerului.

Rocile eruptive bazice sînt un alt element foarte caracteristic al formaţiunii de Wildflysch. Ele au o dezvoltare lenticulară şi sînt neuniform răspîndite pe toată suprafaţa ocupată de această formaţiune. Ele sînt reprezentate de diabaze, melafire şi serpentine. Cel mai mare afloriment deschis în aceste roci a fost descoperit în cursul cercetărilor noastre în amont de cabana „Cheile Bicazului", în malul stîng al văii Bicazului. Pe o lungime de 125 m aflorează diabaze şi melafire, în care am putut observa forme de pilow-lava. Iviri mai importante de roci bazice am mai observat în formaţiunea de Wildflysch, la nord de cabana „Cheile Bicazului", în regiunea muntelui Ghermanu, a muntelui Stînjeni şi la vest de Bîtca Neagră.

Fr. Herbich (1878) şi E. Vadász (1915) sînt primii care admit o vîrstă cretacic-inferioară pentru rocile bazice din Hăghimaş. I. Atanasiu (1928) consideră de asemenea aceste roci de vîrstă apţiană. Recent I. Băncilă şi V. Corvin Papiu (1962) arată legătura ce există între erupţiunile bazice şi jaspurile şi cineritele intercalate în depozitele cretacic-inferioare din sinclinalul marginal, argumentînd fără echivoc vîrsta primelor. În regiunea cercetată de noi am găsit foarte clare intercalaţii de cinerite bazice în formaţiunea de Wildflysch. Cele mai importante se găsesc pe muntele Ghermanu, la nord de Piatra Pîntărenilor

şi la vest de Bîtca Neagră. Ele se găsesc în imediata apropiere a unor corpuri de roci eruptive bazice. Materialul piroclastic ia parte şi la alcătuirea matricei unor conglomerate intercalate în Wildflysch, aşa cum au arătat şi I. Băncilă şi V. Corvin Papiu (1962). Am găsit de asemenea numeroase intercalaţii de jaspuri negre şi roşii, a căror formare este legată tot de activitatea eruptivă bazică.

Vîrsta formaţiunii de Wildflysch este o problemă care a preocupat pe toţi cercetătorii depozitelor sedimentare din sinclinalul Hăghimaş. Este necesar să arătăm că în depozitele cretacice considerate de cercetătorii anteriori ca formînd umplutura sinclinalului Hăghimaş noi am separat două serii diferite : *a*) formaţiunea de Wildflysch ca termenul cel mai nou al pînzei bucovinice, care suportă tectonic pînza Hăghimaşului şi *b*) conglomeratele de Bîrnadu, ce se aştern transgresiv atît peste pînza bucovinică cît şi peste pînza Hăghimaşului.

Majoritatea cercetătorilor au distins în aşa-zisa umplutură a sinclinalului Hăghimaş două elemente litologice principale : un orizont marnos inferior şi unul conglomeratic superior. I. Atanasiu (1928, 1958) consideră aceste două orizonturi de vîrstă apţiană şi le separă împreună sub denumirea de „strate cu Orbitoline". I. Băncilă (1941) păstrează aceeaşi denumire însă presupune o vîrstă mai nouă pentru conglomerate (Albian—Cenomanian), iar pentru partea şistoasă vîrsta barremian—apţiană. Mai tîrziu (I. Băncilă, 1958) acest autor consideră toată „umplutura" sinclinalului Hăghimaş de vîrstă barremian—apţiană iar conglomeratele şi şisturile ca faciesuri ale aceluiaşi interval stratigrafic. D. Patrulius (1959) distinge în sinclinalul Hăghimaş Wildflysch-ul negru (Barremian—Apţian inferior) şi conglomeratele de Bucegi (Apţian superior—Albian inferior). Mai tîrziu (D. Patrulius et al., 1966[12]) înglobează toate depozitele din „umplutura" sinclinalului Hăghimaş la Barremian—Apţian. I. Preda şi M. Pelin (1964) consideră partea şistoasă a depozitelor din „umplutură" de vîrstă apţiană iar conglomeratele albiene. În cercetările noastre anterioare (M. Săndulescu, 1966[13]) am considerat formaţiunea de Wildflysch ca ultimul termen al seriei bucovinice, de vîrstă barremian—apţiană, emiţînd ipoteza că o parte din conglomerate ar putea fi posterioare punerii în loc a pînzei Hăghimaşului şi de vîrstă cenomaniană. Cercetările noastre au confirmat existenţa unei serii conglomeratice posterioare punerii în loc a pînzei

[12] *Op. cit.* pct. 8.
[13] *Op. cit.* pct. 3.

Hăghimaşului, serie pe care am separat-o sub denumirea de conglomerate de Bîrnadu. În privinţa vîrstei formaţiunii de Wildflysch, cercetările micropaleontologice efectuate de Jana Săndulescu au demonstrat şi prezenţa pe lîngă Barremian—Apţian şi a Albianului, în cadrul acesteia (Jana Săndulescu, 1967 [14]). Vîrsta barremian-apţiană a unei părţi a Wildflysch-ului este demonstrată pe lîngă numeroasele Orbitoline găsite (*O. lenticularis*, *O. conica*) şi de fauna determinată din această formaţiune de D. Patrulius (1959): *Neitheia atava*, *Coronatica aptiensis*, *Pseudocidaris crispicans* etc.

Avînd în vedere cele de mai sus putem deci conchide că formaţiunea de Wildflysch, transgresivă pe diferiţi termeni ai depozitelor sedimentare din sinclinalul Hăghimaş precum şi pe şisturile cristaline, a început să se sedimenteze din Barremian şi a continuat pînă în Albian. Ea reprezintă cele mai noi depozite ale seriei bucovinice.

Seria transilvană

Aşa cum am mai arătat cu altă ocazie (M. Săndulescu, 1966 [15]) pînza Hăghimaşului face parte din sistemul pînzelor transilvane, împreună cu pînza Perşanilor. Depozitele sedimentare caracteristice acestui sistem de pînze pot fi grupate în seria transilvană (sau seriile transilvane), fiecare pînză avînd caracterele sale stratigrafice proprii.

În regiunea cercetată de noi la alcătuirea pînzei Hăghimaşului iau parte depozite calcaroase masive jurasic-superioare şi cretacic-inferioare. În afară de acestea mai aparţin pînzei, antrenate în baza ei (M. Săndulescu, 1966 [16]): „strate de Werfen", calcare de Hallstadt şi calcare de Adneth, ce se dezvoltă la sud de sectorul de care ne ocupăm în această lucrare.

Aşa cum am arătat în capitolul precedent depozitele triasice din klippa de pe muntele Criminiş aparţin foarte probabil tot seriei pînzei de Hăghimaş. Ele ar reprezenta Triasicul mediu al pînzei. În această ipoteză trebuie să considerăm masele calcaroase triasice alohtone din sinclinalul Rarău, împreună cu calcarele jurasic-superioare sau cretacic-inferioare de deasupra ca un echivalent al pînzei Hăghimaşului.

[14] Jana Săndulescu. Contribuţii micropaleontologice la cunoaşterea Cretacicului din sinclinalul Hăghimaş (în volumul de faţă, pag. 307).

[15] *Op. cit.* pct. 3.

[16] *Op. cit.* pct. 3.

Kimmeridgian. Depozitele kimmeridgiene au fost descoperite de Fr. Herbich (1878). Foarte bogate în resturi fosile, aceste depozite se cunosc sub denumirea de strate cu *Acanthicus*. E. Jekelius (1921), I. Băncilă (1941) şi mai recent I. Preda şi M. Pelin (1965) au contribuit prin studii de amănunt la cunoaşterea stratigrafiei Kimmeridgianului.

Stabilirea succesiunii depozitelor kimmeridgiene este dificil de precizat avînd în vedere caracterul discontinuu al apariţiilor acestora precum şi a laminărilor ce le-au suferit în timpul şariajului pînzei Hăghimaşului. De multe ori, calcarele roşii ale Tithonicului au fost confundate cu cele kimmeridgiene. La izvoarele celui mai sudic afluent pe dreapta al pîrîului Hăghimaş, Kimmeridgianul este reprezentat prin calcare roşii, noduloase sau bine stratificate, foarte bogate în Saccocome. Ele suportă nemijlocit calcarele masive albe ale Tithonicului. Aceeaşi situaţie se poate observa şi pe versantul sudic al pîrîului Jgheabul Cherecului, la baza masei calcaroase ce formează versantul de nord-est al muntelui Hăghimaşu Negru. Un profil mai complet se întîlneşte sub versantul nord-vestic al muntelui Ghilcoş. El a fost descris în amănunt de I. Băncilă (1941, p. 73) şi I. Preda şi M. Pelin (1965). Trăsătura caracteristică a acestui profil este prezenţa unor gresii calcaroase cenuşii, la partea superioară a Kimmeridgianului, deasupra unor calcare roşii noduloase asociate cu calcare cenuşii.

Pe valea Bicazului la capătul nordic al staţiunii Lacul Roşu, la baza pînzei Hăghimaşului aflorează de asemenea de sub depozitele Tithonicului gresii calcaroase masive în care am putut determina în secţiuni subţiri frecvente Saccocome (fig. 4). Aceleaşi gresii cu *Saccocoma* le-am reîntîlnit tot la baza pînzei, în malul stîng al Bicazului, în amont de cabana Cheile Bicazului.

În aval de tunelul pe care îl străbate şoseaua Lacul Roşu—Bicaz, înainte de prima serpentină, în marginea drumului sînt deschise depozite kimmeridgiene care încep cu calcare cenuşii în plăci, calcare şi marne verzui şi roşii, şi apoi calcare gălbui şi cenuşii compacte separate de o intercalaţie de calcare noduloase roşii. Calcarele verzui şi roşii şi calcarele în plăci din bază conţin resturi frecvente de *Saccocoma*, precum şi *Actinoporella podolica*, *Clypeina parvula*, *C. jurassica* etc. Contactul cu calcarele tithonice este de natură tectonică.

În sfîrşit, am mai găsit depozite kimmeridgiene reprezentate prin calcare roşii cu *Saccocoma* în diferite puncte la baza petecului din Surduc

şi în megabreciile de pe dealul Piciorul Scurt (la sud de Bîtca Neagră) şi Piatra Luciului.

Din cele de mai sus se poate deduce, luînd ca bază succesiunea de pe versantul nordic al muntelui Ghilcoş şi situaţiile din valea Bicazului, că acolo unde calcarele roşii vin în contact direct cu calcarele tithonice, contactul este fie tectonic, fie acestea din urmă au o poziţie transgresivă.

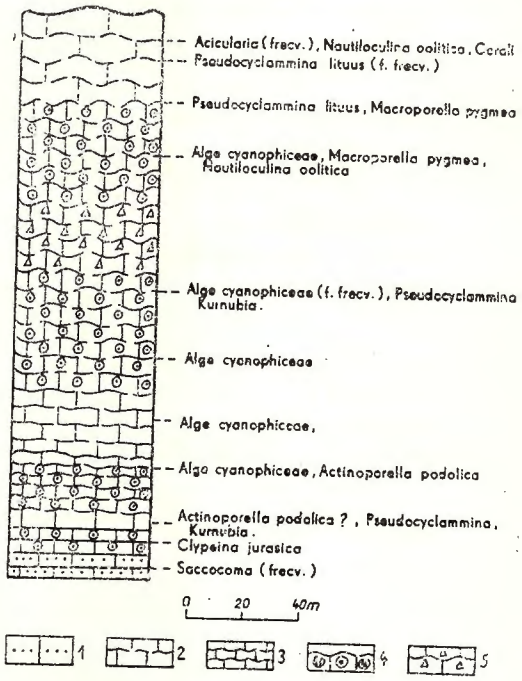


Fig. 4. — Coloana stratigrafică a depozitelor kimmeridgian-superioare şi tithonic-neocomiene de pe valea Bicazului între Lacul Roşu şi pîrîul Cupaş.

Kimmeridgian superior : 1, calcare grezoase. Tithonic-Neocomian : 2, calcare masive ; 3, calcare în plăci ; 4, calcare oolitice şi pseudoolitice ; 5, calcare brecioase.

Colonne stratigraphique des dépôts kimméridgiens supérieurs et tithoniques-néocomiens de la vallée de Bicaz entre Lacul Roşu et le ruisseau Cupaş.

Kimméridgien supérieur : 1, calcaires gréseux. Tithoniques-Néocomien : 2, calcaires masiffs ; 3, calcaires en plaques ; 4, calcaires oolitiques et pseudoolitiques ; 5, calcaires brecheux.

Tithonic—Neocomian + Urgonian. Masa principală a pînzei Hăghimaşului este alcătuită dintr-o stivă masivă calcaroasă care depăşeşte 600 m grosime şi în care am putut determina prin studiul în secţiuni subţiri a algelor calcaroase şi a foraminiferelor prezenţa Tithonic—Neocomianului şi Urgonianului. Vîrsta tithonică a acestor calcare a fost pentru prima dată determinată de Fr. Herbich (1878). E. Vadász (1915) aduce argumente şi asupra prezenţei Neocomianului, idee la care se raliază şi I. Băncilă (1941). I. Preda şi M. Pelin (1962, 1964) determină din mai multe puncte ale masivelor calcaroase Caprotine urgoniene (*Toucasia carinata*, *Requienia amonia*, *R. amonia* var. *scalaris*) ca şi D. Patrulius şi R. Ciocîrdel (1961). Prezenţa Neocomia-

nului în calcarele masive şi deci continuitatea de sedimentare între Tithonic şi Cretacic a fost semnalat de noi (M. Săndulescu, 1966 [17]) ca şi de O. Dragastan [18].

În stadiul actual al cunoştinţelor separarea cartografică pe suprafeţe mari a Tithonicului, Neocomianului şi Urgonianului este cel puţin hazardată. Încercarea făcută de I. Preda şi M. Pelin (1964) pentru Cheile Bicazului a dovedit pe deplin aceasta, întrucît în foarte multe zone în care sînt reprezentate pe hartă calcare urgoniene se găsesc de fapt calcare tithonic-neocomiene cu microfacies caracteristic. Din acest motiv am preferat să reprezentăm împreună, pe hartă, aceste trei subdiviziuni stratigrafice. Din studiul mai amănunţit a unor profile bine deschise se pot totuşi face unele precizări ale alcătuirii litologice a Tithonic-Neocomianului şi Urgonianul.

La alcătuirea Tithonic-Neocomianului iau parte: calcare oolitice şi pseudoolitice alb-gălbui, roz şi roşii, masive sau stratificate în bancuri groase (1—5 m); calcare microcristaline şi criptocristaline alb-gălbui, masive; calcare marnoase, fine, în plăci. Din acestea din urmă O. Dragastan [18] a determinat o faună neocomiană („*Natica*" *leviathan*, *Ampullina* sp., Tintinide etc.). Se mai intercalează la diferite nivele calcare brecioase (calcarenite şi calcirudite) alb-gălbui sau roz, masive.

Conţinutul de alge calcaroase şi foraminifere a calcarelor tithonic-neocomiene este destul de ridicat. Am putut determina astfel: *Clypeina jurassica*, *Actinoporella podolica*, *Münieria baconica*, *Salpingoporella anulata*, *S. appeninica*, *Seliporella donzelli*, *Acicularia* sp., *Macroporella pygmea*, *Cladocoropsis mirabilis*, *Elipsactinia* sp., *Cayeuxia* sp., iar dintre foraminifere: *Nautiloculina oolitica*, *Kurnubia* sp., *Pseudocyclammina lituus*, *Troholina* gr. *alpina* şi *T.* gr. *elongata*. Foarte răspîndite, la aproape toate nivelele, am întîlnit fragmente de alge cyanophiceae. Unele din formele determinate sînt răspîndite în toată masa calcarelor tithonic-neocomiene (*Cayeuxia* sp., *Actinoporella podolica*, într-o oarecare măsură *Pseudocyclamina* şi *Troholina* gr. *elongata*). În partea mijlocie şi inferioară a calcarelor se grupează însă *Clypeina jurassica*, *Münieria baconica*, *Macroporella pygmea*, *Salpingoporella anulata* şi *S. appeninica*, *Cladocoropsis mirabilis*, *Elipsactinia* sp., *Kurnubia* sp., *Nautiloculina oolitica*

[17] *Op. cit.* pct. 3.
[18] *Op. cit.* pct. 5.

şi *Troholina* gr. *alpina*. Această asociaţie arată că Tithonicul ocupă mai mult de jumătate din stiva calcaroasă atribuită Tithonic-Neocomianului.

Urgonianul este reprezentat prin calcare brecioase (calcirudite) roşu-gălbui, bogate în fragmente de Pahiodonte şi calcare criptocristaline masive, alb-gălbui. Calcarele pseudoolitice sînt rare. Pe lîngă frecventele fragmente de Pahiodonte, în aceste calcare am mai putut determina *Baccinella irregularis* (frecvent), *Cheatetopsis zonata* şi Orbitoline (*O.* cf. *conica*).

Prezenţa Neocomianului în stiva calcaroasă a pînzei Hăghimaşului nu exclude posibilitatea aşezării transgresive a depozitelor urgoniene. Pe pîrîul Cupaşelor, în muntele Surduc etc. calcarele urgoniene se aşază direct pe calcare tithonice şi uneori aproape pe calcare kimmeridgiene. Suprafaţa de transgresiune este însă foarte sinoasă întrucît acoperă un relief destul de accidentat al calcarelor tithonic-neocomiene.

În pînza Hăghimaşului nu am găsit roci eruptive bazice asociate cu calcarele. Rocile eruptive semnalate de E. Vadász (1915), care astăzi sînt acoperite de lucrările de amenajare ale şoselei Gheorghieni — Bicaz, se găsesc în aria de dezvoltare a formaţiunii de Wildflysch din semifereastra din împrejurimile cabanei „Cheile Bicazului", ca şi cele de la vest şi nord de cabană. Rămîn calcarele asociate cu roci eruptive semnalate de I. Atanasiu pe versantul estic al muntelui Munticelu. Aceste calcare ca şi rocile eruptive sînt înglobate în conglomeratele de Bîrnadu (Vraconian—Cenomanian) şi provin din eroziunea formaţiunii de Wildflysch şi a pînzei Hăghimaşului.

Seria sub-bucovinică

Depozitele sedimentare aparţinînd pînzei sub-bucovinice apar în regiunea cercetată de noi sub formă de lambouri de rabotaj prinse între şisturile cristaline ale pînzei bucovinice şi stratele de Sinaia aparţinînd pînzei de Ceahlău (din zona flişului). La alcătuirea acestor lambouri iau parte depozite triasice, liasice (?), doggeriene şi tithonic-neocomiene. Cel mai important este dezvoltat în localitatea Bicaz Chei pe interfluviul dintre pîrîul Bicaz şi pîrîul Dămuc.

Triasic. Masa principală a depozitelor triasice este reprezentată de dolomite masive anisiene. În baza lor se pot observa uneori şisturi calcaroase gălbui foarte asemănătoare cu „şisturile de Campil".

Liasic (?). Deasupra dolomitelor se aştern transgresiv conglomerate cuarţitice albe, dure, bine cimentate, cu o grosime redusă (1—3 m). Le atribuim vîrsta liasică avînd în vedere poziţia lor geometrică între depozitele triasice şi cele jurasic-medii. Trebuie subliniat că nicăieri în seria bucovinică nu se găsesc roci liasice de acest facies.

Dogger. Doggerul este reprezentat prin calcare compacte diaclazate, negricioase şi calcare marnoase, fin muscovitice, în plăci, de asemenea închise la culoare. În ele I. G r a s u (1965) a descoperit o faună cu *Posidonia alpina*, *Entolium demisum*, *Parkinsonia* cf. *parkinsoni* etc. care atestă vîrsta lor jurasic-medie.

Tithonic — Neocomian. Peste depozitele Doggerului ca şi peste dolomitele anisiene se aşază transgresiv conglomerate calcaroase cu fragmente de şisturi cristaline, dolomite şi cuarţ. În aceste conglomerate se intercalează marno-calcare cu Tintinide (*Tintinopsella carpatica*, *Stenosemelopsis hispanica*, *Calpionelites darderi*, *Calpionelopsis simplex* ş.a.), de tipul stratelor de Lunca. Depozite de tipul stratelor de Lunca, cu intercalaţii de conglomerate de tipul celor descrise mai sus se pot urmări şi într-un lambou mai mic situat la sud de lamboul principal pe versantul stîng al pîrîului Dămuc.

Un alt lambou, aparţinînd pînzei sub-bucovinice l-am întîlnit la nord de pîrîul Telecului; la alcătuirea acestuia pe lîngă dolomite iau parte şi gresii cuarţitice seisiene.

Principalele trăsături caracteristice ale seriei sub-bucovinice sînt deci: prezenţa „şisturilor de Campil" în baza dolomitelor, a conglomeratelor cuarţitice liasice şi a unor depozite medio-jurasice calcaroase, negricioase, lipsite în general de material detritic. Elementele comune ale seriilor bucovinică şi sub-bucovinică sînt dolomitele anisiene şi stratele de Lunca.

Trebuie să menţionăm, pentru mai buna înţelegere a problemelor tectonice că depozite cu o alcătuire aproape identică cu acelea descrise mai sus am întîlnit cu ocazia unei recunoaşteri făcute pe valea Putnei la vest de Pojorîta. În profilul deschis în malul stîng al văii Putnei, în aval de gara Valea Putnei se poate urmări următoarea succesiune: cuarţite — — „şisturi de Campil" — dolomite anisiene — conglomerate cuarţitice. Asemănarea cu depozitele din valea Bicazului descrise în seria sub-bucovinică este frapantă. Deasupra conglomeratelor cuarţitice în valea Putnei se dezvoltă o serie neagră, şistoasă-grezoasă pe care nu am întîlnit-o în valea

M. SĂNDULESCU

HARTA GEOLOGICĂ A PĂRȚII CENTRALE A SINCLINALULUI HĂGHIMAȘ

M. SĂNDULESCU : Structura geologică a hărții centrale a sinclinalului Hăghimaș

LEGENDA

1 a. terase, b. aluviuni — CUARTERNAR
2 — VRACONIAN-CENOMANIAN

PÎNZA HĂGHIMAȘULUI

3 — TITHONIC-NEOCOMIAN+URGONIAN
4 — KIMMERIDGIAN

PÎNZA BUCOVINICĂ

5 — BARREMIAN-ALBIAN
6 — CALLOVIAN-OXFORDIAN : a. Strate cu jaspuri b. Breciile infrajaspice
7 — TOARCIAN-DOGGER
8 — LIASIC INFERIOR
9 — TRIASIC SUPERIOR
10 — LADINIAN
11 — CAMPILIAN-ANISIAN
12 — SEISIAN
13 — Șisturi cristaline

PÎNZA SUB-BUCOVINICĂ

14 — TITHONIC-NEOCOMIAN
15 — DOGGER
16 — LIASIC
17 — CAMPILIAN-ANISIAN

PÎNZA DE CEAHLĂU

18 — TITHONIC(SUP?)-NEOCOMIAN

19 — Pînză
20 — Falie inversă
21 — Falie normală
22 — Decroșare

ELEMENTE CARACTERISTICE ALE FORMAȚEI DE WILDFLYSCH

23 — Roci eruptive bazice
24 — Cinerite bazice
25 — Brecii calcaroase
26 — Megabrecii

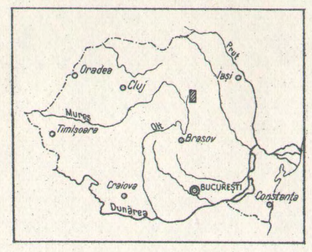
KLIPPE SEDIMENTARE

27 — Calcare tithonic-neocomiene și urgoniene
28 — Calcare grezoase jurasice medii
29 — Dolomite și jaspuri triasice
30 — Klippe sedimentare mai mici de 500 m²

0 250 500 750 1000 m

p. Telecului
m. Criminiș
p. Tepeșeni
m. Ghermanului
Bicaz-Chei
p. Sugău
Muntele Ticelu
Bîrnadu
m. Cupașu
p. Bîrnadu
m. Bardosu
p. Cupașelor
Piatra Altarului
Cabana Cheile Bicazului
m. Suhardu Mare
m. Suhardu
p. Bicaz
p. Bicăjel
p. Suhardului
Lacul Roșu
p. Licaș
p. Pietrii Roșii
m. Ghilcoș
p. Muntele Calului
p. Hăghimașului
p. Hăghimașul Negru
m. Hăghimașul Negru
p. Jgheabul Cherecului
p. Gropile
p. Ciungii Rădenilor
Piatra Lăcrămioarei
Piatra Lăcrămioarei
Piatra Lucului
p. Tuța
Piatra Rotundă
d. Stînjeni
Piatra Baschii
p. Bicăjel
Piatra Pintăreni
Piatra Arșiței
Sunțuc
p. Lipiețului
Bîtca Neagră
Piciorul Scurt
p. Strungii
p. Străjii
p. Dămuc
Arșița Dănăenilor
d. Ghicii Mineșului
p. Fruntii

AMPLASAREA PERIMETRULUI STUDIAT PE HARTA R.S.R.



INSTITUTUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. LIV/3

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Bicazului. Această serie a fost atribuită de V. Mutihac (1966) Tithonic-Neocomianului. Din observaţiile făcute pe valea Putnei nu am găsit nici un element comun cu stratele de Lunca (tithonic-neocomiene) şi sîntem înclinaţi să le atribuim o vîrstă mai veche (eventual liasică).

Conglomeratele de Bîrnadu

Depozitele separate sub denumirea de conglomerate de Bîrnadu alcătuiesc o formaţiune ce se aşterne transgresiv atît peste pînza Hăghimaşului, cît şi peste cea bucovinică. Ele se dezvoltă mai ales la nord de valea Bicazului unde ocupă suprafeţe întinse. Aceleaşi depozite le-am mai întîlnit şi în partea de sud a sinclinalului Hăghimaş în regiunea de la izvoarele Bicăjelului şi a pîrîului Javardi. Şi acolo ele se aşază discordant atît pe pînza Hăghimaşului cît şi pe formaţiunea de Wildflysch a pînzei bucovinice.

Conglomeratele de Bîrnadu prezintă două tipuri litologice [19]. Un prim tip este reprezentat de conglomerate bogate în fragmente de cuarţ şi şisturi cristaline. În acest tip fragmentele de calcare şi dolomite sînt subordonate. Cimentul acestor conglomerate este grezos. În unele sectoare se intercalează gresii moi cu cuarţ şi şisturi cristaline. Al doilea tip de conglomerate este caracterizat de abundenţa elementelor de calcar care ajung uneori la dimensiuni impresionante formînd adevărate megabrecii. Acestea provin din fragmentarea prin eroziune a pînzei Hăghimaşului sau prin erodarea unei părţi a formaţiunii de Wildflysch. În legătură cu aceasta am putea face, într-o analiză mai aprofundată, o deosebire genetică între klippele „de eroziune" din conglomeratele de Bîrnadu şi klippele sedimentare din formaţiunea de Wildflysch.

Vîrsta vraconian-cenomaniană a conglomeratelor de Bîrnadu a fost determinată de Jana Săndulescu (1967 [20]) pe baza unei microfaune cu *Rotalipora* ex. gr. *cushmani-turonica*, *R. appeninica balernaensis* şi *R. greenhornensis*.

III. Tectonica

În interpretarea structurii tectonice a zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali două concepţii s-au înfruntat încă de la începutul aces-

[19] I. Preda, M. Pelin (1964), au descris şi ei două tipuri de conglomerate din „umplutura" sinclinalului, înglobînd la acestea însă şi conglomeratele din Wildflysch.

[20] *Op. cit.* pct. 14.

tui secol: concepţia „normalistă" şi concepţia „pînzistă". Prima a fost promovată de E. Vadász (1915), G. Macovei (1927), I. Atanasiu (1928, 1958), I. Băncilă (1941); cea de a doua a fost susţinută de V. Uhlig (1907), I. Popescu-Voiteşti (1928), L. Kober (1931), Th. Kräutner (1938), D. M. Preda (1940), M. Ilie (1953). În sinteza sa asupra Carpaţilor Orientali, I. Băncilă (1958) creează noţiunea de unitate centrală care corespunde, cel puţin pentru masivul Maramureş, cu zona cristalino-mezozoică. Fruntea acestei unităţi — linia centrală — corespunde în mare cu fruntea pînzei bucovinice a lui V. Uhlig. Cuvertura sedimentară a unităţii centrale păstrată în sinclinalele Hăghimaş şi Rarău are, după I. Băncilă, o structură normală, complicată doar de falii inverse, cu caracter local.

Ne propunem să abordăm în cele ce urmează unele din problemele importante legate de structura sinclinalului Hăghimaş, pentru care partea centrală a acestuia, oferă condiţii optime de rezolvare.

Relaţiile între pînza Hăghimaşului şi pînza bucovinică. Cu foarte mici excepţii pînza Hăghimaşului este suportată de depozitele barremian-albiene din pînza bucovinică. Cele mai clare profile în care se poate observa aşezarea anormală (tectonică) a calcarelor pînzei pe depozitele formaţiunii de Wildflysch sînt deschise în versantul nordic al pîrîului Cupaşelor, pe pîrîul Cupaşelor, pe pîrîul Hăghimaşului şi pe afluenţii de dreapta ai acestuia (fig. 2) precum şi în versanţii pîrîului Bicăjel la sud de „Cheile Bicăjelului". Caracterul alohton al calcarelor ce alcătuiesc pînza Hăghimaşului este subliniat şi de ferestre şi semiferestre tăiate în masa acestora.

Semifereastra din împrejurimile cabanei „Cheile Bicazului" este situată pe prelungirea sudică a unui anticlinal faliat din pînza bucovinică. În această semifereastră aflorează de sub pînză depozite de Wildflysch în care sînt cuprinse şi corpuri de roci bazice. Spre sud această semifereastră este închisă de o falie posterioară punerii în loc a pînzei, al cărui compartiment sudic este scufundat.

La sud de muntele Ghilcoş, pîrîul Gropile a deschis în masa calcarelor pînzei Hăghimaşului o fereastră în care apar depozitele de Wildflysch. Pe marginea vestică a acestei ferestre se pot observa în taluzul drumului turisitic ce înconjoară pe la sud muntele Ghilcoş aşezarea anormală a calcarelor pînzei Hăghimaşului pe brecii calcaroase din formaţiunea de Wildflysch a pînzei bucovinice. Aceleaşi brecii calcaroase apar în sîmburele anticlinalului de depozite kimmeridgiene deschise în marginea şoselei

naţionale, în amont de Cheile Bicazului. Ele au aici un caracter diapir formînd o mică „fereastră diapiră".

La nord de muntele Hăghimaşul Negru masa calcarelor a fost erodată mai adînc în lungul pîrîului Jghiabul Cherecului, fapt ce a determinat apariţia a două semisfere orientate transversal, cea mai accentuată fiind cea de la gura acestui pîrîu.

În afară de ferestre şi semiferestre eroziunea a detaşat din pînza Hăghimaşului şi marele petec de acoperire Munticelu-Surduc. Caracterul său alohton a fost demonstrat şi prin lucrări miniere, fapt subliniat mai de mult de R. Ciocîrdel şi D. Patrulius (1961).

Relaţiile între pînza Hăghimaşului şi formaţiunea de Wildflysch a pînzei bucovinice sînt foarte complexe în sensul că întreaga evoluţie a avansării pînzei este înregistrată în sedimentarea Wildflysch-ului. Klippele sedimentare (olistolitele) care sînt cuprinse în formaţiunea de Wildflysch, constituie dovada acestei concluzii. Aceste klippe s-au detaşat din fruntea pînzei şi au alunecat mai repede fiind înglobate în Wildflysch. Faptul că toate klippele sedimentare cuprinse în Wildflysch-ul încălecat de pînza Hăghimaşului sînt de aceeaşi natură cu depozitele ce alcătuiesc pînza arată legătura genetică între acestea. Se desprinde astfel ideea că fiecare pînză de decolare îşi are propriul ei Wildflysch, cu caractere specifice.

Istoricul mişcărilor tectonice. Depuse în zone de sedimentare diferite cele trei faciesuri ale depozitelor mezozoice din sinclinalul Hăghimaş au avut totuşi o istorie tectonică destul de asemănătoare. Stiva cea mai completă o prezintă seria bucovinică de aceea asupra ei se pot face observaţii mai ample privitoare la lacune şi discordanţe.

În seria bucovinică prima discontinuitate în sedimentare se înregistrează între Seisian şi Campilian. Am arătat mai înainte că ea a fost accentuată de unele decolări, urmate de îngrămădirea depozitelor seisiene în axele anticlinalelor. Aceste mişcări tectonice intrawerfeniene pot fi socotite întrucîtva un echivalent al deformărilor corespunzătoare fazei montenegrine. Oscilaţii pozitive însoţite de eroziune s-au manifestat şi în restul perioadei triasice între Anisian şi Ladinian, înaintea Triasicului superior şi între acesta şi Liasicul inferior. Prima discordanţă unghiulară importantă în seria bucovinică este însă cea din baza depozitelor liasic-superioare — doggeriene. Ea corespunde fazei Doneţ care a avut o răspîndire regională în Carpaţii Orientali. Atît depozitele callovian-oxfordiene cît şi cele tithonic-neocomiene (strate de Lunca) sînt transgresive marcînd existenţa

altor două discontinuităţi în seria bucovinică. O deformare foarte importantă urmată de o eroziune puternică a avut de asemenea loc între Neocomian şi Barremian. Ea este materializată în caracterul pronunţat transgresiv al formaţiunii de Wildflysch care repauzează pe termeni stratigrafici foarte diferiţi, adesea direct pe şisturile cristaline. De una din aceste trei faze cuprinse între sfîrşitul Doggerului şi începutul Barremianului, cel mai probabil cu cea antebarremiană (faza austro-alpină), trebuie legat momentul formării solzilor cu vergenţă estică ce se observă în zona „crestei" Dămucului. Este vorba de solzii din Piatra Pînţărenilor (în valea Bicazului) şi din Bîtca Neagră. În aceşti solzi sînt dislocate depozitele triasice şi jurasice-medii, iar discordant peste faliile ce îi însoţesc se aşază depozitele formaţiunii de Wildflysch (fig. 1). În acest fel faza austro-alpină se conturează ca o a doua fază tectogenetică importantă care a deformat seria bucovinică, înaintea fazei paroxismale, mezocretacice. În ansamblu toate mişcările tectonice descrise mai sus fac parte din grupa mişcărilor precursoare; se pot însă desprinde din acestea două faze precursoare mai importante: faza Doneţ şi faza austroalpină.

În seria transilvană a pînzei Hăghimaşului pînă la începutul Jurasicului superior este greu să stabilim cu precizie care este istoria tectonică a zonei în care aceasta s-a depus, din cauza importantelor laminări tectonice a depozitelor prekimmeridgiene. Prima discontinuitate stratigrafică aproximativ sigură este cea dintre Kimmeridgian şi Tithonic.Sub vîrful Ghilcoş se poate admite chiar existenţa unei discordanţe unghiulare între depozitele kimmeridgiene şi cele tithonice. O a doua discontinuitate, de data aceasta mai greu de sesizat, este cea între calcarele tithonic-neocomiene şi cele barremiene. Ambele discontinuităţi îşi găsesc corespondentul în seria bucovinică, ceea ce înseamnă că cel puţin pentru Jurasicul superior şi Cretacicul inferior mişcările tectonice se manifestau în acelaşi timp pe suprafeţe mari în zonele interne ale Carpaţilor.

Din analiza celor cîteva lambouri ale pînzei sub-bucovinice este greu să ne facem o idee asupra evoluţiei tectogenezei în această unitate tectonică. Totuşi trebuie să semnalăm faptul că cel puţin cele două faze precursoare importante din pînza bucovinică, faza Doneţ şi cea austro-alpină, se întîlnesc şi aici.

Momentul punerii în loc a pînzei Hăghimaşului corespunde sfîrşitului Albianului. El este sigur antevraconian întrucît conglomeratele de Bîrnadu se aşază transgresiv peste conturul pînzei. Avînd în vedere că este o pînză de decolare gravitaţională mişcarea ei a putut începe mult mai de-

vreme eventual încă din Apţian. Dar ultimul impuls, cel mai puternic, a fost înregistrat odată cu punerea în loc a pînzei bucovinice adică în mezocretacic (faza austrică). Vîrsta şariajului bucovinic este greu de apreciat în regiunea studiată de noi. Bazaţi pe considerente regionale putem admite deocamdată că pînza bucovinică a suferit principala deplasare tot în mezocretacic. În acelaşi moment a avut loc şi antrenarea, cel puţin a unei părţi a pînzei sub-bucovinice, la baza pînzei bucovinice; după depunerea conglomeratelor de Bîrnadu, deci în timpul Cretacicului superior, fără a putea preciza exact cînd, au avut loc mişcări de recutare a întregului edificiu de pînze în ansamblu, împreună cu conglomeratele de Bîrnadu. Aceste deformaţii postparoxismale au o vergenţă vestică. Ele se traduc prin formarea unor retroîncălecări [21] în special pe flancul vestic al sinclinalului, precum şi prin deversarea spre vest a „crestei" Dămucului în ansamblu. Retroîncălecările au afectat în aceeaşi măsură şi pînza bucovinică şi pînza Hăghimaşului. Deversarea spre vest a „crestei" Dămucului este foarte evidentă (fig. 1) atît în valea Bicazului cît şi mai la sud, în zona dintre Bîtca Neagră şi Pîrîul Frunţii.

În timpul deformărilor postparoxismale s-au format şi o serie de falii transversale verticale, însoţite uneori de decroşări. Cea mai importantă este situată între muntele Hăghimaşul Negru şi muntele Ghilcoş, în lungul ei producîndu-se o denivelare destul de însemnată. Falii asemănătoare am mai putut urmări în bazinul pîrîului Hăghimaş şi în regiunea cabanei Cheile Bicazului. La nord şi la sud de valea Bicazului pe flancul estic al sinclinalului s-au format de asemenea o serie de falii transversale însoţite de decroşări senestrale.

Poziţia pînzei Hăghimaşului în sistemul pînzelor transilvane. Cu altă ocazie (M. Săndulescu, 1966 [22]) am arătat care sînt deosebirile între pînza Perşanilor şi pînza Hăghimaşului în ceea ce priveşte alcătuirea lor. Precizarea punerii în loc după Albian a pînzei Hăghimaşului ne permite să subliniem şi mai mult deosebirile între cele două pînze. Considerînd valabilă determinarea vîrstei intra-apţiene a pînzei Perşanilor (D. Patrulius et al., 1966) este clar că momentele punerii în loc a celor

[21] Este util de precizat că termenul de retroîncălecare se aplică numai pentru acele dislocaţii pe care le suferă o pînză sau un ansamblu de pînze, posterioare punerii în loc a acesteia şi de vergenţă inversă. Acest termen a fost utilizat numai în acest sens în literatura franceză.

[22] *Op. cit.* pct. 3.

două pînze sînt diferite, fapt care întăreşte ideea că ele sînt două unităţi distincte, ale aceluiaşi sistem. În legătură cu cele de mai sus putem afirma că pînza Hăghimaşului este superioară ca poziţie structurală pînzei Perşanilor şi că a provenit dintr-o zonă diferită de aceasta. Aceste precizări exclud evident posibilitatea formării celor două pînze printr-un fenomen de diverticulaţie.

Concluzii interesante se pot desprinde din compararea pînzei Hăghimaşului cu elementele alohtone din sinclinalul Rarău. În primul rînd trebuie precizat că în partea de sud a sinclinalului Rarău există mase de calcare masive alohtone care au fost atribuite fie Urgonianului (Gr. Popescu, D. Patrulius, 1964) fie Tithonicului (M. Ilie, 1957). Acestea sînt în primul rînd elemente care permit extinderea pînzei Hăghimaşului şi în sinclinalul Rarău. Tot aici sub masele de calcare citate mai sus sînt descrise (Gr. Popescu, D. Patrulius, 1964) depozite triasice asemănătoare cu cele din klippa din muntele Criminiş (vezi p. 239) care permit de asemenea o paralelizare în sensul celei de mai sus. Tot în sinclinalul Rarău există elemente alohtone de tipul celor cunoscute în pînza Perşanilor (strate de Werfen, calcare de Gutenstein) a căror poziţie structurală este inferioară maselor calcaroase amintite mai sus.

Toate consideraţiile de mai sus, pe lîngă faptul că permit extinderea pînzei Hăghimaşului în sinclinalul Rarău, confirmă şi ideea poziţiei superioare a acestei pînze în raport cu pînza Perşanilor.

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu I. (1928) Étude géologique dans les environs de Tulgheş (district Neamţu). *An. Inst. Geol. Rom.* XIII. Bucureşti.

— Răileanu Gr. (1950) Contribuţiuni la cunoaşterea Liasicului din munţii Hăghimaş. *Bul. Ştiinţ. Acad. R.P.R., Ser. Geol.-Geogr.* II, 5. Bucureşti.

— (1958) Carte géologique des environs de Cheile Bicazului (presenté par I. Băncilă). *An. Com. Geol.* XXIV—XXV (résumés). Bucureşti.

Băncilă I. (1941) Étude géologique dans les monts Hăghimaş—Ciuc (Carpathes orientales). *An. Inst. Geol. Rom.* XXI. Bucureşti.

— (1958) Geologia Carpaţilor orientali. Ed. Ştiinţifică. Bucureşti.

— Papiu Corvin V. (1962) Asupra silicolitelor cretacice inferioare din Cuveta marginală a Carpaţilor orientali. *D. S. Com. Geol.* XLVI (1958—1959). Bucureşti.

Ciocîrdel R., Patrulius D. (1961) Observaţii asupra unor klippe din sinclinalul Hăghimaş (Carpaţii Orientali). *Comun. Acad. R.P.R.*, X, 1. Bucureşti.

Grasu C., Turculeţ I. (1965) Asupra vîrstei recifului de la Gura Dămucului. *Soc. Şt. Nat. Geogr. Comunic. Geol.* III. Bucureşti.

Herbich Fr. (1878) Das Széklerland. Budapest.

Ilie M. (1953) Structura geologică a Munţilor Perşani. *An. Com. Geol.* XXVI. Bucureşti.

— (1957) Cercetări geologice în regiunea Rarău—Cîmpulung—Pîrîul Cailor. *An. Com. Geol.* XXX. Bucureşti.

Jekelius E. (1921) Das mittlere und obere Jura im Gebiet des Hăghimaşul Mare in Siebenbürgen. *Bul. Secţ. Şt. Acad. Rom.*, VII. Bucureşti.

Kober L. (1931) Das alpine Europa. Borntraeger. Berlin.

Kräutner Th. (1935) Das Kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpaten). *An. Inst. Geol. Rom.*, XIX. Bucureşti.

Macovei G. (1927) Aperçu géologique sur les Carpates orientales *Assoc. Géol.Carpath.* II *réun. Guide des Excurss.* Bucarest.

Mutihac V. (1966) Probleme de stratigrafie şi tectonică privind sinclinalul Rarăului (Carpaţii orientali). *Acad. R.S.R., Stud. Cerc. geol., geogr., geof., Ser. Geol.*, 11, 2. Bucureşti.

Patrulius D. (1960) La Couverture mésozoïque des massifs cristallins des Carpates orientales. *An. Inst. Géol. Hung.* XLIX, 1. Budapesta.

— Popa Elena, Popescu Ileana (1966) Seriile mezozoice şi pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (Munţii Perşani). *An. Com. Stat Geol.* XXXV. Bucureşti.

Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretacicului şi klippele exotice din Rarău (Carpaţii orientali). *An. Com. Geol.* XXXIV, 2. Bucureşti.

Popescu-Voiteşti I. (1929) Aperçu synthetique sur la structure des région carphatiques. *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj.* III, 1. Cluj.

Preda D. M. (1940) Sur la présence d'une tectonique cimmerienne dans les Carpates orientales. *C. R. Inst. Géol. Rom.* XXIV (1935—1936). Bucureşti.

— Răileanu Gr. (1953) Contribuţiuni la cunoaşterea Liasicului din Perşani. *An. Com. Geol.* XXVI. Bucureşti.

Preda I., Pelin M. (1962) Asupra Cretacicului inferior din Cheile Bicazului. *Anal. Univ. Buc., Ser. Şt. Nat., Geol.-Geogr.* XI, 32. Bucureşti.

— Pelin M. (1963) Contribuţii la cunoaşterea geologiei împrejurimilor Lacului Roşu (Carpaţii orientali). *Soc. Şt. Nat. Geogr., Comunic. Geol.* II. Bucureşti.

— Pelin M. (1964) Contribuţii la cunoaşterea geologiei Cheilor Bicazului. *Anal. Univ. Buc., Ser. Şt. Nat., Geol.-Geogr.* XIII, 1. Bucureşti.

— Pelin M. (1965) Étude biostratigraphique des Couches à Aspidoceras acanthicum OPPEL de Lacul Roşu. *Carp.-Balc. Geol. Assoc.* VII *Congr. Rep.* II, 1. Sofia.

Reinhardt M. (1912) Rocele granitice-granulare ale pînzei transilvanice din Carpaţii de sud şi est. *An. Inst. Geol. Rom.* V (1911). Bucureşti.

Săndulescu M., Săndulescu Jana (1965) Les nappes internes de la Zone du Flysch dans la partie centrale des Carpates orientales. *Carpat.-Balk. Geol. Assoc.*, VII *Congr., Rep. part.* I. Sofia.

Vadász E. (1915) Geologische Beobachtungen im Persanyer und Nagyhagymas-Gebirge. *Jahresber. K. ung. geol. R. A.* Budapest.

Uhlig V. (1907) Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsber. k. Akad. Wiss*, XVI. Wien.

STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA ZONE CENTRALE DU SYNCLINAL DE HĂGHIMAŞ (CARPATES ORIENTALES)

PAR

MIRCEA SĂNDULESCU

(Résumé)

Le synclinal de Hăghimaş fait partie de la „Zone cristallino-mésozoïque" (V. Uhlig, 1907) des Carpates Orientales. Cette zone, connue aussi sous le nom d'Unité centrale (I. Băncilă, 1958), comprend un ensemble tectonique compliqué, à la constitution duquel prennent part des dépôts mésozoïques, surtout calcaires, et des schistes cristallins. Les dépôts flyscheux y font presque défaut. Du point de vue tectonique la constitution de la zone cristallino-mésozoïque comporte deux systèmes de nappes : *a*) le système centrale à nappes de cisaillement (nappe bucovinienne et nappe subbucovinienne) et *b*) le système transylvain à nappes de glissement (nappe de Hăghimaş et nappe de Perşani) (M. Săndulescu, 1966) [24]. Rapportées à ces unités tectoniques, les formations sédimentaires se divisent en plusieurs séries : la série bucovinienne, la série subbucovinienne et les séries transylvaines.

Stratigraphie

Série bucovinienne. Les dépôts mésozoïques qui forment cette série reposent sur des formations cristallophylliennes méso- et épimétamorphiques avec lesquelles ils forment la nappe bucovinienne. Ils débutent par le Seisien (de 5 à 30 m) dont la succession complète — conglomérats quartzitiques, grès quartzitiques, schistes quartzitiques, argilites rouges et noires — n'est connue que dans quelques endroits. En général, le Seisien est représenté seulement par des conglomérats et des grès. La répartition spatiale est assez lacunaire, fait dû surtout à une érosion intrawerfénienne mais aussi à un décollement partiel de l'assise sédimentaire bucovinienne qui a déterminé l'apparition de petits anticlinaux „diapirs" des dépôts seisiens dans la masse des dolomies campilien-anisiennes (fig. 1). Ces derniers, d'une épaisseur très variable, représentent le deuxième horizon lithologique du Trias, suivi par des calcaires blancs et jaunâtres à *Diplopora anulata*, du Ladinien (de 20 à 200 m).

[24] *Op. cit.* p. 3.

Les calcaires ladiniens, ont un évidente position transgressive, reposent parfois directement sur les schistes cristallins ou les dépôts seisiens.

Le Trias supérieur est représenté par des dolomies et des calcaires rouges à *Halobia*. Les dépôts ladiniens et ceux du Trias supérieur se sont conservés seulement sur le flanc occidental du synclinal de Hăghimaş (fig. 2, 3), son flanc oriental étant plus profondément entamé par l'érosion post-triasique.

Le Lias inférieur (de 1 à 20 m) n'est connu que dans quelques endroits du flanc ouest du synclinal où il est représenté par des calcaires rouges oolithiques hématitiques à *Involutina liassica*. A Lacul Roşu (vallée de Ghilcoş) (fig. 2) elles contiennent : *Spiriferina haueri*, *Rhynchonella fissicostata*, *Entolium liassinum*, etc. (I. Athanasiu, Gr. Răileanu, 1950).

Les dépôts triasiques et liasiques inférieurs sont recouverts par des calcaires gréseux, avec des zones silicifiées, admettant des intercalations de marnes sableuses, surtout à la partie supérieure. Cette assise, appartenant au Lias supérieur—Dogger (à *Harpoceras radians*, *Posidonia* cf. *opalina*, *Oppelia fusca*, *Phylloceras kudernatschi*, *Parkinsonia parkinsoni* etc.), repose avec une discordance angulaire évidente sur les dépôts plus anciens. Des formations du Lias supérieur-Dogger sont bien dèveloppées surtout sur le flanc occidental du synclinal de Hăghimaş, étant sporadiquement représentées sur celui oriental. L'inégale répartition, sur les deux flancs, des dépôts jurassiques, aussi bien que de ceux triasiques (voir ci-dessus), prouve que le flanc oriental du synclinal de Hăghimaş, qui représente en même temps le front de la nappe bucovinienne,a eu une position élevée, de haut-fond, sur lequel les époques d'érosion ont agi avec une intensité plus accusée.

Le Callovien — Oxfordien est toujours inégalement développé sur les deux flancs, sur celui oriental les dépôts de cet âge apparaissant, dans la région centrale du synclinal de Hăghimaş, dans un seul endroit. Ils y sont représentés par des siltites noirs, grès quartzitiques noirs, jaspes noirs et violacés avec une intercalation de calcaires gris à *Belemnites*. Cette série supporte, plus au sud de la région étudiée, aux sources du ruisseau Dămuc et dans le bassin de la rivière Trotuş, les Couches de Lunca (tithoniques-néocomiennes). D'ailleurs, elle y a son développement typique et contient des restes de Belemnites (*Belemnites subhastatus*).

Sur le flanc occidental du synclinal nous avons divisé les dépôts callovien-oxfordiens en deux horizons : les „Couches à jaspes" (de 20 à

50 m) à la partie supérieure, supportées par les „brèches infrajaspiques" (de 10 à 25 m) (fig. 2). Ces brèches, admettant aussi des intercalations de grès calcaires, sont polymictiques (schistes cristallins, dolomies et calcaires triasiques et calcaires gréseux jurassiques à ciment calcaire). Elles reposent transgressivement sur les dépôts médiojurassiques. Les „Couches à jaspes" débutent par des schistes argileux et des siltites violacées qui passent aux jaspes violacés, verts et noirâtres.

On suppose que les brèches et les jaspes du flanc occidental du synclinal soient d'âge callovien-oxfordien en vertu de leur position au-dessus du Bathonien et par comparaison avec la série à siltites et à jaspes noires du flanc oriental. Mais sur ce dernier, les dépôts tithoniques-néocomiens (Couches de Lunca) contiennent eux-aussi des intercalations de jaspes (D. Patrulius et al., 1966 [25]) fait qui laisse un certain doute en ce qui concerne l'âge des „brèches infrajaspiques" et des „Couches à jaspes", dans le sens qu'elles peuvent avoir un âge plus compréhensif.

Une formation bien développée dans la série bucovinienne est la Formation de Wildflysch d'âge barrémi en-albien avec : *Orbitolina lenticularis*, *O. conica*, *Neitheia atava*, *Coronatica aptiensis* et une microfaune albienne. Cette formation se présente sous deux aspects : le faciès typique et celui paratypique.

Le facies typique de la Formation de Wilfdlysch est constitué d'une masse marneuse-siltitique, pratiquement sans stratification, dans laquelle sont disséminés des fragments de nature et des dimensions très variées. On y trouve aussi des intercalations d'épaisseur variables de brèches et de conglomérats tilloïdes, ainsi que des mégabrèches. Ces dernières sont des accumulations de grands bloc de calcaires d'âges différents, intimement soudés, qui forment des lentilles de dimensions variables. Les mégabrèches se développent fréquemment (mais pas toujours) non loin des klippes sédimentaires (olistolithes) contenues dans la Formation de Wildflysch.

Le faciès paratypique rappelle dans une assez grande mesure l'aspect flyscheux habituel, surtout en ce qui concerne la masse fondamentale. Mais il contient aussi des conglomérats tilloïdes, des mégabrèches et des klippes sédimentaires. Les passages latéraux entre les deux faciès de la Formation de Wildflysch sont évidents, celui paratypique étant généralement subordonné.

---

[25] *Op. cit.* p. 8.

Les klippes sédimentaires (olistolithes) sont un des plus caractéristiques traits de la Formation de Wildflysch. Elles ont des dimensions qui varient de quelques mètres cubes jusqu'à plusieurs milliers de mètres cubes. La plupart des klippes sédimentaires contenues dans la Formation de Wildflysch du synclinal de Hăghimaş sont formées par des calcaires tithoniques-néocomiens, urgoniens et rarement kimméridgiens, identiques aux dépôts de même âge de la nappe de Hăghimaş, que nous allons décrire par la suite. Font défaut les klippes sédimentaires du type des dépôts de la nappe de Perşani. Ce fait nous porte à conclure que chaque nappe de glissement associée à une Formation de Wildflysch donne le caractère lithologique des klippes de cette formation, c'est-à-dire qu'elle a son propre Wildflysch.

Au nord de la Vallée de Bicaz, dans le Mont Criminiş et dans le ruisseau Telec, deux klippes ont attiré notre attention par leur constitution différente par rapport aux autres klippes. Elles sont constituées par des dolomies triasiques moyennes associées à des jaspes d'âge probablement ladinien. Des dépôts semblables, ayant la même position allochtone, sont connus (Gr. Popescu, D. Patrulius, 1964) toujours dans la Formation de Wildflysch barrémienne-albienne de la série bucovinienne, dans le synclinal de Rarău (au nord du synclinal de Hăghimaş). Admettant que les klippes sédimentaires sont de la même nature que les dépôts de la nappe de Hăghimaş, on peut considérer ceux décrits ci-dessus comme des indications importantes sur le type du Trias moyen de cette nappe, différente de celui de la nappe de Perşani (calcaires de type Gutenstein).

Dans tout le synclinal de Hăghimaş, à la Formation de Wildflysch sont associées des roches éruptives basiques. Elles sont représentées par des diabases, des mélaphyres et, plus rarement, des serpentines. En étroite liaison avec les roches se développent des cinérites basiques et des jaspes. Le matériel cinéritique, lui-aussi, prend part quelque fois à la constitution du liant des conglomérats. L'âge de ces roches éruptives est, évidemment, barrémien-albien.

Série transylvaine. Des deux nappes qui forment le systeme transylvain on ne trouve, dans la région étudiée, que celle de Hăghimaş. La grande masse de cette nappe est formée par des calcaires massifs néojurassiques et éocrétacés. Dans quelques endroits, à la base de cette masse, on trouve des lambeaux de poussée formés par des couches de Werfen (Trias inférieur), calcaires de Hallstadt (?), calcaires gris (Trias supé-

rieur) et calcaires d'Adneth (Lias inférieur) (M. Săndulescu, 1966 [23]).

A la base des calcaires néojurassiques se développent, d'une manière discontinue, les „Couches à Acanthicus" (Kimméridgien) qui se divisent en un horizon inférieur calcaire (calcaires noduleux rouges, calcaires fins verts et rouges) et un horizon supérieur gréseux-calcaire (calcaires sableux et grès calcaires, gris).

La succession complète des „Couches à *Acanthicus*" a été établie à la base de la parroi occidentale des Monts Ghilcoş (I. Băncilă, 1941; I. Preda, M. Pelin, 1965). Dans les autres endroits où affleurent ces dépôts, on trouve soit les grès calcaires supérieurs (Lacul Roşu, châlet „Les Gorges de Bicaz"), soit, directement au-dessous des dépôts tithoniques, les calcaires rouges de l'horizon inférieur (Mont Hăghimaşul Negru, partie supérieure des Gorges de Bicaz). La riche faune des „Couches à *Acanthicus*" des Monts Hăghimaş est depuis longtemps connue (Fr. Herbich, 1878; E. Jekelius, 1921; I. I. Băncilă, 1941; I. Preda, M. Pelin, 1965). Nos études y ont relevé le microfaciès à Saccocomes et Algues cyanophicées.

Le corps de la nappe de Hăghimaş est formé par une masse calcaire de plus de 600 m d'épaisseur qui comprend le Tithonique, le Néocomien et l'Urgonien. L'aspect généralement similaire des calcaires de ces trois divisions stratigraphiques et surtout le caractère très irrégulier de la surface de la transgression urgonienne, rendent au moins hasardée, dans l'état actuel des connaissances, la division cartographique de la masse calcaire. Sur quelques coupes bien ouvertes et à l'aide du microfaciès nous avons pu, quand même, reconnaître les types lithologiques du Tithonique-Néocomien et de l'Urgonien.

Les dépôts tithoniques — néocomiens comprennent des calcaires oolithiques et pseudoolithiques blancs, jaunes et rougeâtres, calcaires micro- et cryptocristallins et calcaires marneux en plaquettes. Dans ces derniers, O. Dragastan (1966 [27]) a déterminé une faune néocomienne („*Natica*" *leviathan*, *Ampullina* sp., Tintinide etc.). A différents niveaux, dans le Tithonique-Néocomien s'intercalent des calcaires brécheux (calcarénites et calcirudites). Les calcaires décrits ci-dessus contiennent souvent des Algues calcaires (*Clypeina jurassica*, *Actinoporella podolica*,

[26] *Op. cit.* p. 3.
[27] *Op. cit.* p. 5.

Münieria baconica, *Salpingoporella anulata*, *S. appeninica*, *Acicularia sp.*, *Macroporella pygmea*, *Ellipsactinia sp.* etc.), aussi bien que des Foraminifères (*Nautiloculina oolitica*, *Kurnubia* sp., *Pseudocyclammina lituus*, *Trocholina* gr. *alpina*, *T.* gr. *elongata*). A tous les niveaux, nous avons trouvé des Algues cyanophicées.

L'Urgonien est représenté par des calcaires brécheux (calcirudites), rougeâtres, riches en fragments de Pachiodontes et des calcaires cryptocristallins jaunâtres. Les calcaires urgoniens contiennent souvent *Baccinella irregularis*, ainsi que *Chaetetopsis zonata* et Orbitolines (*O.* cf. *conica*). I. Preda et M. Pelin (1962, 1964) ont trouvé dans ces calcaires *Requienia amonia*, *R. amonia* var. *scalaris*, *Toucasia carinata* etc. Les calcaires urgoniens reposent aussi bien sur des calcaires néocomiens que sur ceux tithoniques et même sur les niveaux inférieurs de ces derniers, marquant leur position transgressive. Ce fait n'exclut point la continuité de sédimentation à la limite Jurassique-Crétacé que nous avons soulignée à une autre occasion (M. Săndulescu, 1966).

Nous n'avons pas rencontré de roches éruptives en relation avec la masse calcaire de la nappe de Hăghimaş. Les roches basiques décrites par E. Vadász (1915) et par I. Preda et M. Pelin (1964) dans la Vallée de Bicaz en relation avec ces calcaires sont en réalité associées à la Formation de Wildflysch.

Série subbucovinienne. Les dépôts sédimentaires de la nappe subbucovinienne sont coincés entre les schistes cristallins de la nappe bucovinienne et les couches de Sinaïa (tithoniques(?)—néocomiennes) de la nappe de Ceahlău (appartenant à la zone du flysch). Les plus anciens dépôts y sont ceux triasiques : dolomies anisiennes à schistes calcaires en base („schistes de Campil"). Suivent des quartzites et des microconglomérats quartzitiques blancs de 1 à 3 m d'âge probablement liasique.

Le Dogger est représenté dans la nappe subbucovinienne par des calcaires compactes, noirâtres et par des calcaires marneux en plaquettes. On y trouve *Posidonia alpina*, *Entolium demisum*, *Parkinsonia parkinsoni* etc. (I. Grasu, 1965).

Le dernier terme de la série subbucovinienne, dans la région que nous avons étudiée, sont des conglomérats polymictiques qui admettent des intercalations de marno-calcaires du même type que ceux des couches de Lunca. Leur âge tithonique-néocomien est précisé par les Tintinides qu'elles renferment.

Une suite semblable à celle subbucovinienne de la Vallée de Bicaz nous l'avons rencontrée dans une région située an nord du synclinal de Hăghimaş, dans la vallée de Putna (à l'ouest de Pojorîta-Rarău). Là, elle apparaît d'au-dessous les schistes cristallins de la nappe bucovinienne, sur un alignement situé à l'interieur du synclinal de Rarău qui est le correspondant, vers le nord, du synclinal de Hăghimaş.

Conglomerats de Bîrnadu. Nous avons séparé dans le synclinal de Hăghimaş une série conglomératique-gréseuse qui repose tant sur les dépôts de la nappe de Hăghimaş que sur les formations de celle bucovinienne, formant une couverture post-paroxismale. Ce sont les conglomérats de Bîrnadu.

Nous avons pu y distinguer deux types lithologiques : l'un riche en fragments de quartz et schistes cristallins, l'autre caractérisé par la grande fréquence des éléments de calcaires. Ceux-ci atteignent parfois une fréquence et des dimensions assez grandes, formant de veritables mégabrèches.

L'âge vracono-cénomanien des conglomérats de Bîrnadu a été déterminé par J a n a S ă n d u l e s c u (1967) [28] grâce à la microfaune trouvée dans quelques intercalations schisteuses.

Tectonique

La structure en nappes de la Zone cristallino-mésozoïque a été depuis longtemps ébauchée ; V. U h l i g (1907) y distinguait la nappe bucovinienne (avec des schistes cristallins) et la nappe transylvaine (dépourvue de schistes cristallins). Ces deux nappes correspondent en très grandes lignes aux deux systèmes de nappes que nous avons définies : système central et système transylvain. Plus tard, M. R e i n h a r d t (1912), I. P o p e s c u - V o i t e ş t i (1929) et T h . K r ä u t n e r (1938) ont aussi plaidé pour la structure en nappes de cette zone, mais ils ont changé le sens de la nappe transylvaine de V. U h l i g , en y considérant aussi les séries mésométamorphiques des Carpates Orientales.

D. M. P r e d a (1940, 1953) considère les schistes cristallins dans leur ensemble comme une masse autochtone, les nappes se formant seulement au niveau de leur couverture. Il y distingue : la „nappe des calcaires de Hallstadt" (ou le „parautochtone") et la „nappe des couches de Werfen", toutes les deux d'âge cimmérien. L'élément principal de la première est,

[28] *Op. cit.* p. 14.

d'après D. M. P r e d a , la „série noire" d'âge liasique (1940) ou triasique supérieur (1953). Dans le synclinal de Hăghimaş cette „série noire" correspondrait à la Formation de Wildflysch pour laquelle l'âge crétacé inférieur est hors de doute.

Parallèlement à la conception „nappiste" s'est aussi développée une autre, celle „normaliste" (E. V a d á s z, 1915; G. M a c o v e i, 1927; I. A t a n a s i u , 1928, 1958; I. B ă n c i l ă , 1941). Selon cette dernière conception la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales a une structure simple avec des chevauchements qui ne dépassent guère l'ampleur des failles inverses.

Ajoutons à ce petit historique qu'en 1958 I. Bă n c i l ă a créé la notion d'unité centrale qui correspond à celle de zone cristallino-mésozoïque de V. U h l i g. La ligne centrale, le long de laquelle l'unité centrale prend contact avec la zone du flysch, représente, en grand, le front de la nappe bucovinienne.

Relations entre la nappe de Hăghimaş et la nappe bucovinienne. La nappe de Hăghimaş repose, dans une position synclinale, sur les dépôts barrémiens-albiens de la nappe bucovinienne (fig. 2). Le caractère allochtone des calcaires qui forment la nappe de Hăghimaş est souligné par quelques fenêtres et demi-fenêtres taillées dans le corps de celle-ci.

Dans la Vallée de Bicaz une demi-fenêtre se trouve dans les environs du châlet „Les Gorges de Bicaz", où d'au-dessous des calcaires tithoniques et kimméridgiens affleurent les dépôts crétacés de la Formation de Wildflysch (y compris des roches basiques). Un peu plus à l'est, les dépôts de la même formation percent les calcaires de la nappe de Hăghimaş, formant une sorte de „fenêtre diapire". Au sud du Mont Ghilcoş, au fond du ruisseau Gropile, le Wildflysch apparaît de nouveau dans une fenêtre tectonique. Plus au sud encore, les formations crétacées de la nappe bucovinienne apparaissent, toujours en position inférieure par rapport aux calcaires, dans deux demi-fenêtres allongées ouest-est.

A part les aspects décrits ci-dessus, il faut rappeler l'existence du grand lambeau de recouvrement Munticelu-Surduc que l'érosion a détaché de la nappe et dont la position allochtone a été aussi démontrée par des ouvrages miniers (R. C i o c î r d e l , D. P a t r u l i u s , 1961).

Les relations entre la nappe de Hăghimaş, qui est une nappe de glissement et la genèse du Wildfysch de la nappe bucovinienne qu'elle chevauche sont relevées par le fait que toutes les klippes sédimentaires (olis-

tolithes), renfermées par la Formation de Wildflysch, ont la même constitution que les dépôts de la nappe qu'elle supporte. Ces klippes se sont détachées du front de la nappe (qui a glissé par saccades) la précedant sur son emplacement actuel. On arrive ainsi à conclure que chaque nappe de glissement peut avoir son propre Wildflysch avec des caractères spécifiques.

Histoire des mouvements tectoniques. La série sur laquelle on peut faire les plus complètes observations concernant la succession des déformations est celle bucovinienne. La première discontinuité y est située entre le Séisien et le Campilien. Elle correspond en quelque sorte à la phase monténegrine. Des oscillations positives sont marquées aussi après l'Anisien, le Ladinien et le Trias supérieur. La première discordance angulaire dans la série bucovinienne est située à la base des depôts liasiques supérieurs-doggeriens. Elle correspond à la phase Donetz. Une autre discordance angulaire se trouve à la base des dépôts barrémiens -albiens (Formation de Wildflysch) correspondant à la phase austro-alpine. Cette deuxième déformation importante a engendré des écailles sur lesquelles le Wildflysch repose en transgression (fig. 1). Ces deux phases tectongéniques (Donetz et austro-alpine) sont des phases précurseuses par rapport à la phase mésocrétacée (autrichienne) qui est celle paroxismale.

Dans la nappe de Hăghimaş on peut saisir seulement les déformations néojurassiques et crétacées. On y trouve une discordance entre le Tithonique et le Kimméridgien et, aussi, à la base du Barrémien-Aptien (austro-alpine).

Dans les quelques lambeux de la nappe subbucovinienne il est difficile de refaire l'histoire des mouvements tectoniques. Il paraît quand même qu'on peut y parler au moins d'une déformation Donetz et d'une autre austro-alpine.

La phase mésocrétacée représente la tectogenèse paroxismale. Elle a été suivie par la transgression des conglomérats de Bîrdanu. Vers la fin du Crétacé supérieur tout l'ensemble structural ainsi formé a été déformé en bloc. A ce moment se sont formés les rétrochevauchement qu'on remarque surtout sur le bord occidental du synclinal de Hăghimaş ainsi que le déversement vers l'ouest de la „crête de Dămuc" (fig. 2).

Position de la nappe de Hăghimaş dans le système des nappes transylvaines. Nous avons déjà précisé quelles étaient les différences d'ordre

stratigraphique entre la nappe de Hăghimaş et celle de Perşani (M. Săndulescu, 1966). L'âge post-albien de la mise en place de la nappe de Hăghimaş, par rapport à l'âge intra-aptien de la nappe de Perşani (D. Patrulius et al., 1966), souligne encore plus nettement la différence entre celles-ci. Il y a d'autres faits encore qui prouvent que la nappe de Hăghimaş est supérieure à la nappe de Perşani, de sorte que le phénomène de diverticulation est exclus.

Des conclusions intéressantes ressortent de la comparaison qu'on peut faire entre la nappe de Hăghimaş et les éléments allochtones du synclinal de Rarău. Là on a décrit des calcaires urgoniens (Gr. Popescu, D. Patrulius, 1964) de même que tithoniques (M. Ilie, 1957). Ces éléments permettent d'affirmer l'extension de la nappe de Hăghimaş jusqu'au Rarău. Certains dépôts triasiques, toujours allochtones, décrits par Gr. Popescu et D. Patrulius (1964) dans le Mont Rarău ressemblent beaucoup à ceux qui forment la klippe de Criminiş (voir p. 257) dont la liaison avec la nappe de Hăghimaş paraît être sûre.

Les considérations ci-dessus permettent de conclure que la nappe de Hăghimaş est une unité structurale importante de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales. Elle ocupe une position supérieure dans le système des nappes transylvaines.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la zone centrale du synclinal Hăghimaş.

1, Quaternaire : a, terrasse ; b, alluvions ; 2, Vraconien-Cénomanien. Nappe de Hăghimaş : 3, Tithonique-Néocomien + Urgonien ; 4, Kimméridgien. Nappe bucovinienne : 5, Barrémien-Albien ; 6, Callovien-Oxfordien : a, couches à jaspes ; b, brèches infrajaspiques ; 7, Toarcien-Dogger ; 8, Lias inférieur ; 9, Trias supérieur ; 10, Ladinien ; 11, Campilien-Anisien ; 12, Séisien ; 13, Schistes cristallins. Nappe subbucovinienne : 14, Tithonique-Néocomien ; 15, Dogger ; 16, Lias ; 17, Campilien-Anisien. Nappe de Ceahlău : 18, Tithonique (supérieur ?)-Néocomien ; 19, nappe ; 20, faille inverse ; 21, faille normale ; 22, décrochement. Eléments caracteristiques de la Formation de Wildflysch : 23, roches éruptives basiques ; 24, cinérites basiques ; 25, brèches calcaires ; 26, megabrèches. Klippes sédimentaires : 27, calcaires tithonique-néocomiens et urgoniens ; 28, calcaires gréseux jurasique-moyens ; 29, dolomites et jaspes triasiques ; 30, klippe sédimentaires plus petites de 500 m^3.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

STRATIGRAFIE

GEOLOGIA REGIUNII CUPRINSĂ ÎNTRE PÎRÎUL NEGRU ŞI IZVOARELE VĂII CÎRLIBABA (CARPAŢII ORIENTALI) [1]

DE

MIHAI ŞTEFĂNESCU[2]

Abstract

Geology of the Region Comprised between the Pîrîul Negru Valley and the Cîrlibaba Valley Springs (East Carpathians). In this paper the author analyses the deposits belonging to the Bucovinian, the Ceahlău, the Teleajen and the Audia nappes, stress being laid on the last three units. The ouverthrust relations between the above enumerated units are once more evidenced on the basis of the tectonic windows and outliers in the Hrobi Mountains region. Moreover, the existence of a digitation within the Ceahlău nappe (Breaza digitation) is proved.

În regiunea dintre Pîrîul Negru şi izvoarele văii Cîrlibaba, cercetările noastre din anul 1966 au avut drept scop principal cercetarea terenurilor cretacice, mărginite de către depozitele pînzei bucovinice la interior şi de către cele ale pînzei de Audia la exterior. Cunoaşterea detaliată a faciesurilor depozitelor cretacice din regiunea de curbură a Carpaţilor, precum şi datele obţinute prin lucrările de teren ne-au permis să ajungem la rezultatele pe care le vom expune în lucrarea de faţă.

Istoricul cercetărilor. Una din cele mai vechi lucrări, privind în mare această regiune, se datoreşte lui K. M. Paul (1883). În lucrare se susţine existenţa a trei stive de roci în seria flişului care acoperă cuveta de Rarău :

[1] Comunicare în şedinţa din 25 aprilie 1967.

[2] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

1) gresia carpatică inferioară : în ea sînt incluse șisturile negre de la Pojorîta, ca nivel inferior, urmate de conglomeratele de Muncel și șisturile de Ropianka ;

2) gresia carpatică mijlocie în care a fost cuprinsă gresia de Tomnatec ;

3) gresia carpatică superioară ce conține stratele de Șipote și gresia cu Numuliți.

În primul deceniu al secolului XX, V. Uhlig (1907) susține existența în Carpații Orientali a unor pînze ce au venit de la W către E. Acestea sînt următoarele : pînza transilvană, pînza bucovinică, pînza beskidică și pînza sub-beskidică.

Cîțiva ani mai tîrziu S. Athanasiu (1910) cu ocazia raportării rezultatelor obținute în bazinul văii Moldova din Bucovina, face o împărțire a flișului în două zone : una internă și o a doua marginală. De remarcat că în zona internă distinge trei serii, dintre care cea mai externă este reprezentată de șisturile negre, pe care le consideră ca fiind cretacic-inferioare. De asemenea, el afirmă că zona marginală are o structură în solzi și este încălecată de șisturile negre, situație care, după relațiile observabile în Runcu Prisăcii „nu poate fi pusă la îndoială".

H. Swidzinski (1935) deduce din cercetările făcute cu ocazia unor excursii în Bucovina, că stratele de Șipote țin de unitatea Cernahora. Autorul subdivide stratele de Șipote în modul următor : o serie de șisturi negre, urmată de gresii brecioase cuarțitice, șisturi roșii cu intercalații verzi, șisturi brune verzui și gresii de Tarcău. În profilul văii Moldova, același autor observă că la Cîmpulung, hieroglifele sînt răsturnate, fapt care îl determină să considere că stratele de Sinaia vin în contact tectonic cu șisturile negre.

În lucrarea publicată în 1952, Gh. Cernea împarte depozitele de fliș din regiunea văii Bistriței astfel : zona internă a flișului, zona șisturilor negre și zona senonian-paleogenă. Autorul menționează că între zona „cristalino-mezozoică" și fliș se interpune un accident tectonic ce se poate prezenta superficial ca o încălecare a cristalinului peste fliș, dar care în profunzime se traduce printr-o coborîre a zonei cristalino-mezozoice sub cea a flișului. De asemenea, autorul susține existența unei linii tectonice între flișul cretacic inferior-mediu și șisturile negre.

I. Băncilă (1955) dovedește existența unei linii tectonice importante la exteriorul „unității vest-interne", linie pe care o denumește „Lutu-Roșu". În lucrarea de sinteză asupra Carpaților Orientali publicată de același autor trei ani mai tîrziu (1958), traseul liniei Lutu Roșu în regiunea

de care ne ocupăm este descris astfel : „în valea Sucevei linia se situează foarte aproape de izvoare, între flişul de Corbu şi şisturile negre" ... „spre S, între valea Breaza şi valea Sadova linia se depărtează însă treptat de marginea unităţii centrale, pînă la maximum 4 km". În această porţiune linia „Lutu Roşu", a fost confundată cu linia Teleajen situată mai la exterior (E), datorită tocmai lipsei unor lucrări de detaliu care să-i precizeze traseul. Tot în lucrarea din 1958, I. B ă n c i l ă atribuie contactului dintre zona cristalino-mezozoică şi zona flişului caracterul unei linii de şariaj pe care o denumeşte „linia centrală".

După 1950, în urma prospecţiunilor pentru hidrocarburi efectuate de M.I.P., sînt elaborate o serie de rapoarte ale echipelor ce au lucrat în această problemă. Rapoartele autorilor : E. G h e r m a n şi D. D e m e t r e s c u, E. G h e r m a n şi A. S t o i c e s c u, I. M o l d o v a n şi C. L e b e n z o n[3], cuprind fie parţial, fie total şi regiunea cercetată de noi.

E. G h e r m a n împreună cu A. S t o i c e s c u (1965) anexează raportului o hartă a cărei porţiune vestică se suprapune şi peste zona lucrată de noi. La interiorul şisturilor negre şi separate de acestea printr-o linie tectonică, autorii deosebesc o fîşie de depozite în faciesul stratelor de Bistra-Slătioara (Barremian — Apţian) şi o fîşie de strate de Sinaia (Valanginian — Hauterivian).

Stratele de Sinaia sînt separate de stratele de Bistra printr-un accident tectonic. Depozitele barremian-apţiene se suprapun integral peste ceea ce noi am separat ca serie de Teleajen.

În zona şisturilor negre sînt separate trei complexe : şistos (Barremian — Apţian — Albian), grezos (Albian mediu şi superior) şi al argilelelor roşii şi verzi (Cenomanian).

Rapoartele autorilor citaţi mai sus, au format documentaţia de bază la redactarea hărţii geologice 1 : 100.000 a zonelor de interes petrolifer ale României editată de M. I. P., hartă din care foile Straja — Putna şi Vatra Dornei — Cîrlibaba, privesc şi regiunea cercetată de noi.

Pe aceste foi, la exteriorul zonei cristalino-mezozoice este figurată o fîşie de strate de Sinaia învecinată spre est cu depozite denumite „gresia de Răchitişu" şi atribuite Apţian — Albianului. Gresia de Răchitişu ocupă în general suprafaţa de dezvoltare a seriei de Teleajen (flişul curbicortical). Depozitele figurate pe aceste hărţi sînt separate între ele prin „linii de încălecare (posibil linii de şariaj)".

[3] Rapoarte aflate în arhiva M.I.P. şi C.S.G.

Mircea Ilie publică în anul 1957 un studiu amplu asupra depozitelor sinclinalului Rarău și a formațiunilor de fliș cu care acesta se învecinează spre E. Cu această ocazie autorul menționează pentru prima dată prezența Albianului în depozitele de umplutură ale sinclinalului Rarău.

În anul 1963 Gh. Iliescu et al.[4] execută prospecțiuni pentru fier în bazinul superior al văii Negrileasa și al văii Moldova, în special pe zona șisturilor negre. Depozitele cu care acestea se mărginesc la interior (în bazinul văii Moldova) au fost atribuite Hauterivian — Apțianului prin paralizare cu stratele de Bistra.

În același an V. Mutihac[5] trasează pe harta anexată raportului (1963) un contact tectonic între stratele de Sinaia și depozitele sinclinalului Rarău, care ar corespunde cu linia centrală a lui I. Băncilă.

Un an mai tîrziu (1964) I. Stănoiu[6] execută și el lucrări de prospecțiune în regiunea de la W de cea cercetată de noi, adică în sectorul nordic al sinclinalului Rarău. Rezultatele obținute de autor sînt publicate în 1966.

I. Băncilă și V. Agheorghiesi (1964) separă, la sud de valea Moldovei, stratele de Sinaia de cele de Bistra — Slătioara printr-un accident tectonic secundar. Acesta se unește la S de Cîmpulung cu o linie de șariaj rezultată din unirea liniei Lutu Roșu cu linia est-internă. Autorii consideră că stratele de Sinaia și stratele de Bistra — Slătioara formează o unitate independentă (unitatea vest-internă) separată de sinclinalul Rarău prin linia centrală.

Spre deosebire de acești autori Gr. Popescu și D. Patrulius (1964) susțin că Neocomianul (stratele de Sinaia) „constituit dintr-o alternanță de gresii fine și siltite micacee, de șisturi marnoase sau argilomarnoase și de diferite roci calcaroase ... " se întinde de pe marginea externă a sinclinalului și din „cutele mai externe, pînă la contactul de încălecare a masivului cristalin pe zona șisturilor negre". Deci autorii consideră că stratele de Sinaia aparțin zonei masivului cristalin, nefiind separate de acesta prin „linia centrală".

Făcînd o corelare a Neocomianului, autorii echivalează pachetul de: șisturi marnoase, deseori verzui, calcare fin granulare, pelitomorfe, cenușii, cafenii uneori și roșcate cu preflișul neocomian din sinclinalul Hăghimașului

[4] Gh. Iliescu, D. Georgescu, Lenuța Georgescu. Raport geologic. 1963. Arh. Inst. Geol.

[5] V. Mutihac. Raport geologic. 1963. Arh. Inst. Geol.

[6] I. Stănoiu. Raport geologic. 1964. Arh. Inst. Geol.

(D. Patrulius et al., 1962), iar pe acesta din urmă „cu partea cea mai profundă a stratelor de Sinaia din anticlinoriul Zamurei", descoperită pentru prima dată şi descrisă ca „orizontul calcaros" al stratelor de Sinaia de către un colectiv condus de acad. G. Murgeanu şi compus din M. Ştefănescu, E. Avram, V. Matei, Marina Zamfirescu, Cecilia Butnăreanu (G. Murgeanu et al., 1964). În această din urmă lucrare se citează o microfaună de tintinide care atestă vîrsta berriasiană pentru pachetele inferioare ale stratelor de Sinaia.

Stratigrafia

Diferitele depozite în facies de fliş ce au fost separate în regiune, formează benzi aproximativ paralele, orientate în general NW—SE şi care pot fi urmărite aproape pe toată lungimea zonei cercetate, de la izvoarele văii Cîrlibaba pînă la izvoarele văii Ardeloaia (afluent stîng al Pîrîului Negru). Privind în ansamblu aceste benzi se constată că cea mai internă este formată de depozitele cele mai vechi, iar cea mai externă de depozitele mai noi. În cadrul aceleiaşi fîşii însă, depozitele mai noi sînt spre interior, iar cele mai vechi către exterior.

Vom începe cu tratarea sumară a depozitelor cu care zona noastră de studiu se mărgineşte la SW. Depozitele pînzei bucovinice şi stratele de Audia nu au fost cercetate decît pe mici suprafeţe, la contactul cu zona care ne interesează în mod deosebit.

A) *Pînza bucovinică*

În vestul regiunii aflorează şisturi cristaline epizonale ce suportă depozite triasice şi jurasice acoperite discordant de formaţiunea de Wildflysch. Aceasta din urmă este alcătuită din marne şi siltite negre, cîteodată roşii, solzificate, a căror stratificaţie nu poate fi observată decît rar şi în care sînt incluse olistolite. Marnele sînt însoţite de: gresii silicioase, dure cu spărtură concoidală, de obicei cu dezvoltare lenticulară; marnocalcare cenuşii cu alteraţie ruginie şi diabaze. Peste formaţiunea de Wildflysch urmează o serie formată din argile gălbui şi roşii, serie ce a fost atribuită Albianului (M. Ilie, 1957; V. Mutihac, Elena Bratu, 1965). Pentru Wildflysch am adoptat vîrsta barremian — apţiană acordată pe baze paleontologice de majoritatea cercetătorilor care s-au ocupat în mod special de această formaţiune.

Două iviri ale Wildflysch-ului, nesemnalate pînă acum au fost întîlnite pe domeniul de dezvoltare al stratelor de Sinaia. Prima dintre acestea, este amplasată la izvoarele pîrîului Izvorului. Cea de a doua ivire este legată de șiragul de dolomite triasice de la SW de muntele Hrobi și a fost descoperită în versantul stîng al brațului nordic al văii Hrobi. Aci se pot observa pelite negre și roșii asociate cu blocuri de gresii silicioase cenușiu-negricioase. Acestea se dispun la SW de klippele de Triasic stînd probabil discordant peste acestea.

B) *Pînza de Ceahlău*

Berriasian — Hauterivian (strate de Sinaia). Stratele de Sinaia formează fîșia cea mai internă a depozitelor de fliș. Ele pot fi urmărite de la izvoarele văii Cîrlibaba pînă în cursul superior al văii Hrobi unde dispar sub încălecarea pînzei bucovinice și nu mai pot fi reîntîlnite decît la SE de valea Tătarca, de unde mai departe se întind ca o bandă continuă pînă în versantul stîng al văii Ardeloaia.

În funcție de predominanța materialului arenitic am putut separa în stratele de Sinaia două orizonturi : la partea inferioară un orizont marno-grezos care suportă un orizont cu gresii masive și brecii.

a) *Orizontul marno-grezos.* Acesta este alcătuit din : gresii cu textură diagonală, cenușiu-negricioase, calcaroase, micacee, adesea cu diaclaze umplute cu calcit ; rare grezo-calcare ; pelite cenușii uneori negricioase și marno-calcare cenușii, albe atunci cînd sînt alterate.

În profilul văii Pîrîul Negru spre partea inferioară a asociației litologice descrise mai sus se intercalează pe cca 10 m grosime, calcare cenușii cu o vagă tentă roz, casante, între care apar siltite cenușii, uneori gresii cenușii micacee, subțiri sau chiar marno-calcare albe, tipice stratelor de Sinaia.

Studiul microscopic al calcarelor, arată un conținut foarte mare de spiculi de Spongieri, calcitizați, precum și o microfaună ce cuprinde : *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Calpionellites neocomiensis* Colom, *C. uncinata*? Cita et Pasquaré, microfaună ce indică Berriasianul. Putem deci afirma că în această regiune stratele de Sinaia încep cu Berriasianul. Cu toate că, acest pachet de calcare are caractere litologice distincte, față de celelalte roci ale stratelor de Sinaia, nu le-am separat ca orizont aparte întrucît nu i-am putut controla constanța pe direcție, el aflorînd într-un singur profil (Pîrîul Negru).

b) *Orizontul cu gresii groase şi brecii.* Aşa după cum reiese chiar din denumirea dată orizontului, elementele litologice caracteristice sînt gresiile groase, micacee, cenuşii închis, cu multe fragmente de cristalin şi breciile sedimentare în strate de pînă la 0,5 m în a căror matrice calcaroasă sînt prinse elemente angulare de şisturi epimetamorfice, cuarţuri, dolomite şi rare elemente de calcare jurasice.

Între gresiile masive şi brecii se intercalează pelite cenuşii sau negre, fin micacee, marno-calcare cenuşii sau cu o nuanţă brună.

În profilul pîrîului Negru, între rocile acestui orizont a fost întîlnită o apariţie de diabaz de culoare cenuşiu-verde, la al cărui contact cu rocile sedimentare pot fi observate uşoare piritizări.

Din acest orizont am colectat fragmente de *Lamellaptychus* sp. Cum formele acestea sînt frecvent întîlnite în munţii Baiu la partea superioară a stratelor de Sinaia (Hauterivian) am presupus că şi în regiunea studiată aceste strate urcă pînă în Hauterivian.

După ce am arătat care sînt caracterele litologice ale stratelor de Sinaia din această regiune, vom încerca să facem o paralelizare a orizonturilor descrise mai sus cu cele separate în regiunea stratotipului stratelor de Sinaia şi anume în bazinul superior al văii Prahova şi bazinul văii Azuga. Nu vom face această corelare înainte de a sublinia faptul că limitei dintre orizonturile separate în cadrul stratelor de Sinaia din valea Moldovei nu îi acordăm valoarea unei limite stratigrafice ci numai a unei limite litologice, ea putînd fi diferită ca timp de la un loc la altul în funcţie de primele aporturi de material detritic grosier, în cantitate mai mare.

Pachetul de calcare cenuşii casante ce aflorează în Pîrîul Negru poate fi echivalat cu orizontul calcaros al stratelor de Sinaia separat pentru prima dată în munţii Baiu de G. M u r g e a n u et al. (1964). Această echivalare se poate face atît pe baza microfaunei, care indică aceeaşi vîrstă cît şi pe baza litofaciesului predominant calcaros din cele două entităţi litologice pe care le comparăm.

Restul orizontului marno-grezos seamănă pînă la identitate cu orizontul grezos din bazinul văii Prahova, orizont care a fost de fapt, descris la început sub numele de strate de Sinaia.

Paralelizarea orizontului superior separat în valea Moldovei este mult mai dificilă. Încercînd să facem o paralelizare numai pe baza microbreciilor ar trebui să admitem că „orizontul cu gresii groase şi microbrecii" este echivalent numai cu „orizontul cu *Lamellaptychus angulocostatus*" din munţii Baiu, orizont separat prima dată de G. M u r g e a n u şi D.

P a t r u l i u s (1959), în regiunea pasului Predeluș. Această corelare este contrazisă de apariția diabazelor din Pîrîul Negru. În regiunea munților Baiu, ca de altfel și la E de anticlinalul Delnița din regiunea Miercurea Ciuc (D. P a t r u l i u s et al., 1962) diabazele apar la nivelul „orizontului grezos", adică aproximativ în partea medie a stratelor de Sinaia. Cum punerea în loc a diabazelor de pe domeniul stratelor de Sinaia trebuie legată aproximativ de un același moment se naște întrebarea dacă nu cumva în regiunea de la NW de Cîmpulung Moldovenesc, aportul de material detritic grosier nu a început mult mai devreme decît în regiunea de curbură a Carpaților, aport legat direct de cel care a condiționat formarea „conglomeratelor de Muncel" din unitatea imediat mai internă (pînza bucovinică), care cuprind o faună valanginiană (I. T u r c u l e ț , 1963).

Deci, dacă ținem seama și de prezența diabazelor în „orizontul cu gresii și brecii", acesta ar reprezenta echivalentul atît al unei părți din „orizontul grezos" din munții Baiu, cît și al „orizontului cu *Lamellaptychus angulacostatus*" din aceeași regiune. În sprijinul acestei idei vine și o microfaună cu *Tintinnopsella oblonga* (C a d i s c h) și *Tintinnopsella* sp., întîlnită în marno-calcarele orizontului cu gresii groase și brecii de la izvoarele văii Hrobi. *Tintinnopsella oblonga* este o formă ce se întîlnește în Berriassian — Valanginian. Dar cum în secțiunile cercetate ea nu se asociază cu formele foarte frecvente în Berriasian (*C. alpina*, *C. elliptica*), înseamnă că rocile în care se găsesc nu reprezintă decît Valanginianul, etaj a cărui prezență nu este cunoscută în „orizontul cu *Lammellaptychus angulocostatus*". Deci orizontul superior al stratelor de Sinaia din perimetrul cercetat ocupă un interval stratigrafic mai larg decît corespondentul său litologic din munții Baiu.

Barremian — Apțian. Ținînd de aceeași unitate tectonică dar nerepauzînd niciodată normal peste stratele de Sinaia aflorează în regiune o serie formată din : gresii groase micacee, calcaroase cu urme de cărbuni ; gresii subțiri (cca 15 cm), cenușii uneori albăstrui în spărtură proaspătă și cu o alterație ruginie, calcaroase, cu textură diagonală rar curbicorticală și avînd o spărtură prismatică ce le este caracteristică ; argile și marne de obicei cenușiu-închis, foarte rar verzui ; marno-calcare sideritice și marno-calcare asemănătoare celor din stratele de Sinaia, dar care spre deosebire de acelea au o alterație ruginie.

O secțiune subțire printr-un calcarenit din această serie arată că el este format dintr-un liant calcaros, microcristalin în care sînt incluse ele-

mente remaniate de cristalin, calcare şi calcilutite brune. Calcilutitele remaniate conţin o microfaună de Calpionellidae: *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Calpionellopsis* sp., microfaună specifică Berriasianului. Întrucît roca ce conţine aceste microfosile este evident remaniată, asociaţia citată mai sus nu a fost luată în considerare la determinarea vîrstei.

Studiul în secţiuni subţiri al altor gresii calcaroase şi al unor marno-calcare din seria pe care o analizăm, arată un conţinut bogat în Miliolide şi Textulariide. De asemenea, în gresiile calcaroase de pe pîrîul Breaza am putut determina: *Cuneolina composauri* Sartoni et Crescenti, *Cuneolina* sp., *Salpingoporella* aff. *mühlbergi* (Lorentz), *Coskinolina* (?). Această microfaună indică o vîrstă de la Valanginian pînă în Apţian. Cum Valanginianul şi Hauterivianul sînt prezente în stratele de Sinaia, pentru seria descrisă rămîne posibilă vîrsta barremian — apţiană. În sprijinul vîrstei menţionate mai sus vin şi unele aspecte litologice întîlnite la partea inferioară a acestei serii, pe un drum situat la SE de localitatea Breaza, unde există un grohotiş bogat de gresii şi marno-calcare crem ce amintesc atît stratele de Comarnic (Barremian — Bedoulian) cît şi partea inferioară a stratelor de Bistra (M. Săndulescu, 1964).

Albian. Numai în cîteva deschideri (pe valea Moldovei la cca 2 km amont de Breaza, în bazinul văii Răchitişului) au putut fi examinate depozite alcătuite din: gresii groase, micacee, cenuşii, uneori slab verzui; gresii subţiri cu textură diagonală sau curbicorticală, cenuşii, cu alteraţie oliv; marne şi argile cenuşii, fin micacee sau marne albicioase cu spărtură concoidală şi care se alterează ruginiu, precum şi rare marne sideritice.

Aspectul general al pachetului descris mai sus aminteşte „complexul de marne şi gresii calcaroase" al seriei de Bobu, separat de Gr. Popescu (1958) în bazinul văii Teleajenului, dar mai ales cu apariţiile acestuia din valea Doftanei la confluenţa cu pîrîul Vlădişor.

În regiunea de curbură peste „complexul de marne şi gresii calcaroase" urmează „complexul de gresii masive şi conglomerate" al cărui echivalent în regiunea noastră credem că îl reprezintă conglomeratele formate predominant din cuarţ, şisturi cristaline şi rare calcare mezozoice, conglomerate ce formează vîrful unui deal la W de confluenţa văii Tătarca cu valea Moldovei.

Pe baza asemănării detaliilor litologice între seria de Bobu şi formaţiunile descrise din bazinul văii Moldova am atribuit acestora din urmă

vîrsta albiană. Dacă din punct de vedere, al detaliilor litologice depozitele în discuţie se aseamănă, nu putem avea totuşi certitudinea unei corelări perfecte de facies dintre acestea întrucît în regiunea noastră de studiu nu a fost întîlnit pachetul litologic caracteristic părţii superioare a seriei de Bobu şi anume „complexul marno-grezos, micaceu cu siderite".

C) *Pînza de Teleajen*

Depozitele care participă la alcătuirea acestei unităţi ocupă intervalul stratigrafic Albian — Vraconian. Numărul extrem de redus al resturilor organice descoperite în această formaţiune a făcut imposibilă o separare riguroasă după vîrstă a orizonturilor litologice. De altfel, nici gradul de deschidere nu permite urmărirea precisă a pachetelor de roci ce se individualizează pe unele profile. Aceste pachete vor fi totuşi descrise mai jos :

a) Un pachet inferior format în bază dintr-o alternanţă ritmică de gresii subţiri, micacee, cenuşii cu textură diagonală şi frecvent curbicorticală cu pelite cenuşii, rar verzi. Spre partea superioară se intercalează la diferite nivele gresii groase, moi, micacee ;

b) Urmează un pachet de marne, siltite şi gresii cenuşii bogat micacee, cu rare marno-calcare, pachet a cărui ritmicitate este mult mai puţin evidentă decît a celui inferior ;

c) Peste pachetul „*b*" se dispun gresii micacee, cenuşii, masive cu alteraţie galben-verzuie, microconglomerate sau chiar conglomerate masive cu multe elemente de calcare mezozoice (muntele Hrobi şi versantul drept al văii Ardeloaia) ;

d) Numai în muntele Hrobi peste aproape 1000 m de conglomerate şi gresii masive apar din nou marne şi siltite cenuşii cu alteraţie verde-oliv. Între acestea se intercalează rare gresii subţiri micacee, cenuşii.

Pachetele descrise mai sus, aşa după cum am spus, au fost recunoscute pe cîteva profile bine deschise. Nu toate au putut fi însă urmărite cartografic din cauza lipsei de deschideri. De aceea, pachetele „*a*" şi „*b*" au fost separate pe hartă împreună.

Din baza pachetului „*a*" am recoltat de pe valea Moldovei un fragment de *Puzosia* sp., formă ce indică prezenţa Albianului încă din baza formaţiunilor descrise. Din acelaşi pachet, de pe Pîrîul Negru am recoltat un exemplar de *Stomohamites* sp.

Încercînd o paralelizare a depozitelor descrise mai sus cu alte formaţiuni de aceeaşi vîrstă dezvoltate spre S, se constată că ele pot fi comparate

cu ceea ce între Buzău şi Teleajen a fost descris sub numele de seria de Teleajen (Gr. Popescu, 1958), serie ce este cunoscută şi sub numele de fliş curbicortical.

O comparaţie între ceea ce descriem astăzi ca „serie de Teleajen" pe pîrîul Breaza şi „flişul curbicortical" a fost făcută în 1955 de către M. Bleahu et al. [7]

În bazinul văii Buzăului, la partea superioară a seriei de Teleajen există un pachet gros de gresii masive ce adesea se încheie printr-un conglomerat cu calcare mezozoice, care la rîndul său suportă „seria de Dumbrăvioara" (Vraconian superior — Cenomanian). Aceste gresii masive (gresia de Sita) le paralelizăm cu gresiile masive şi conglomeratele din pachetul „*c*". Bazaţi pe această echivalare pur litologică presupunem că depozitele aparţinînd pachetului „*c*" ar fi de aceeaşi vîrstă cu gresia de Sita, adică Vraconian inferior (M. Ştefănescu, 1964). Peste conglomeratele din muntele Hrobi urmează un pachet de siltite şi marne cenuşii cu alteraţie oliv, care fiind mai nou ar putea să treacă şi în Vraconianul superior. De altfel, dintr-un pachet marnos situat peste gresiile masive, Gr. Alexandrescu (1966) citează o faună de amoniţi care aparţin Vraconianului. În consecinţă, noi am considerat că seria de Teleajen din regiunea de care ne ocupăm este dezvoltată în intervalul stratigrafic Albian — Vraconian.

D) *Pînza de Audia*

Această unitate este alcătuită predominant din argile şistoase negre, gresii silicioase şi argile roşii cunoscute sub numele de „strate de Audia". Acestea au fost orizontate de M. Filipescu et al. (1952) în regiunea Covasna. În regiunea cercetată de noi separarea cartografică a orizonturilor stratelor de Audia se datoreşte echipelor de prospecţiune ale M. I. P. Denumirile şi vîrstele pe care le vom utiliza pentru aceste separaţii sînt în parte cele folosite de E. Gherman şi A. Stoicescu, iar în parte cele marcate pe foile hărţii geologice a R.P.R., scara 1 : 100.000 editată de M. I. P.

Stratele de Audia se compun din următoarele orizonturi :

a) *Complex şistos nedivizat* (*Barremian — Apţian*). El este alcătuit din argile negre şistoase, silicolite negre, marno-calcare sideritice, grezo-calcare şi gresii micacee cenuşii, de obicei în plăci.

[7] M. Bleahu, Gr. Popescu, D. Patrulius. Raport asupra cercetărilor geologice întreprinse în munţii Maramureşului. 1955. Arh. Inst. Geol.

b) *Complexul gresiilor glauconitice* (*Albian*) : gresii verzi, silicioase, cu glauconit, cu spărtură concoidală, conținînd spiculi de spongieri. Între aceste gresii apar pachete de argile negre și verzi.

c) *Complexul pelitelor roșii și verzi* (*Vraconian — Cenomanian*). În acest complex au fost grupate următoarele tipuri de roci : marne și argile vișinii, roșii și verzi, cărora li se mai asociază argile cenușii sau chiar negre.

O mențiune specială trebuie făcută pentru aparițiile de șisturi negre de sub seria de Teleajen din valea Izvorului și din malul drept al văii Moldova la Răchitiș, unde alături de șisturile negre obișnuite ale stratelor de Audia apar argile și marne cenușii, împreună cu gresii cenușii micacee și cu o textură curbicorticală, asociație litologică ce seamănă cu descrierile făcute „stratelor de Toroclej" (J. G h e r m a n , 1959, în M. S ă n d u l e s c u , J a n a S ă n d u l e s c u , 1965).

Tectonica

A) *Pînze și falii*. Regiunea dintre valea Cîrlibaba și valea Sadovei, ca de altfel întreg segmentul oriental al Carpaților, se caracterizează printr-o structură în pînze de șariaj ce a fost susținută încă din 1907 de către V. U h l i g .

De la interior către exterior, șariază unele peste altele următoarele unități : pînza bucovinică, pînza de Ceahlău, pînza de Teleajen și pînza de Audia.

Contactul tectonic dintre pînza bucovinică și cea de Ceahlău (linia bucovinică = linia centrală) este vizibil în regiunea de confluență a Pîrîului Negru cu valea Moldovei. Aici șisturile cristaline din baza primei unități încalecă peste orizontul superior al stratelor de Sinaia, fapt care scoate clar în evidență raporturile anormale dintre cele două unități. Urmărind spre NW linia bucovinică, constatăm că din bazinul văii Răchitiș, spre N, aceasta taie oblic orizonturile stratelor de Sinaia făcînd să dispară mai întîi cel superior și apoi cel inferior, astfel încît ajunge să stea direct pînza bucovinică peste pînza de Teleajen. Atît din această intersectare și depășire a unităților din față, cît și din existența petecelor de depozite de acoperire aparținînd pînzei bucovinice situate peste depozitele pînzei de Ceahlău se poate deduce caracterul de șariaj al planului de ruptură dintre cele două unități. De la W de Moldova — Sulița pînza bucovinică se retrage pentru a lăsa să apară din nou la zi, depozitele pînzei de Ceahlău.

Ca și pentru pînza bucovinică și la cea de Ceahlău se pot observa direct raporturi anormale cu depozitele de la exterior (NE). În Pîrîul Izvo-

rului şi la E de Breaza se poate vedea cum Valanginianul sau Barremianul pînzei de Ceahlău stau direct peste Vraconianul (pachetul „c") seriei de Teleajen.

Linia Ceahlău (linia din fruntea pînzei de Ceahlău = Linia Lutu Roşu) poate fi urmărită de la confluenţa văii Ardeloaia cu Pîrîul Negru, pe la E de comuna Breaza, pînă la N de valea Deremoxa, unde ea este intersectată de linia bucovinică. Apoi, ea nu se mai reîntîlneşte decît în valea Hrobi de unde spre NW, poate fi urmărită pînă la izvoarele văii Cîrlibaba (pe afluenţii din stînga ai acesteia). Caracterul de şariaj al raporturilor tectonice dintre pînza de Ceahlău şi pînza de Teleajen este dovedit de apariţia în fereastră (Valea Izvorului) a conglomeratelor din seria de Teleajen de sub stratele de Sinaia.

În timp ce pe o bună parte a traseului liniei Ceahlău vin în contact stratele de Sinaia direct cu seria de Teleajen, pe porţiunea dintre Pîrîul Negru şi NW de pîrîul Tătarca între acestea se interpune o fîşie de depozite barremian—albiene.

În cadrul acestei fîşii situaţia este următoarea : depozitele mai vechi stau în partea externă încălecînd peste flişul albian — vraconian al pînzei de Teleajen ; depozitele mai noi stau la interiorul fîşiei şi înclină în general normal spre interior, intrînd sub orizontul inferior al stratelor de Sinaia. Această poziţie a depozitelor barremian—albiene cît şi faptul că ele sînt intersectate diagonal de stratele de Sinaia dovedeşte că avem de-a face cu un compartiment tectonic al pînzei de Ceahlău ce are caracterul unei digitaţii, pe care am denumit-o „digitaţia de Breaza". O astfel de complicaţie a pînzei de Ceahlău a fost dovedită de M. S ă n d u l e s c u (1964) în munţii Ciucului încă din anul 1964.

Între pînza de Ceahlău la interior şi pînza de Audia la exterior se întind ca o fîşie continuă depozitele seriei de Teleajen, de la izvoarele văii Sadului pînă la graniţa cu URSS.

Faptul că seria de Teleajen stă cu pachetul inferior al său peste diferite orizonturi ale stratelor de Audia, dovedeşte existenţa unei discontinuităţi tectonice între cele două formaţiuni. Mai mult chiar, apariţiile şisturilor negre din Pîrîul Izvorului şi plaiul Hrobi de sub seria de Teleajen reprezintă dovezi certe ale şarierii pînzei de Teleajen peste, pînza de Audia, şariaj care s-a produs de-a lungul liniei Teleajen.

Între izvoarele pîrîului Sadova şi ale pîrîului Hrobi formaţiunile ce alcătuiesc pînza de Teleajen formează un homoclin ce înclină normal spre interior (SW). De la pîrîul Hrobi spre NW structura internă a acestei pînze

se complică prin apariția unui sinclinal fracturat, ce are în zona centrală pachetele „*c*" și „*d*" ale seriei de Teleajen. Această situație se continuă pînă aproape în Pîrîul Izvorului, de unde spre NW, odată cu lățirea zonei ocupată de pînza de Teleajen și structura ei internă devine mai complexă printr-o repetare a pachetelor „*a*", „*b*" și „*c*" sub forma a doi solzi.

Șisturile negre ce rămîn la exteriorul liniei Teleajen formează solzi, în marea lor majoritate alcătuiți din toate complexele stratelor de Audia.

Raporturile tectonice cu caracter de încălecare dintre șisturile negre și flișul paleogen de la exterior au fost susținute încă din 1910 de către S. Athanasiu. I. Atanasiu și I. Băncilă dau o importanță deosebită acestui contact considerînd că șisturile negre șariază peste flișul paleogen din pînza de Tarcău, formînd o pînză independentă.

Se pune însă întrebarea cît intră sub pînza de Audia flișul paleogen? La cca 1 km în fața liniei Teleajen, deci pe zona stratelor de Audia există izvoare puternice de ape sărate. Cum nicăieri în flișul cretacic nu se cunosc formațiuni care să poată produce o cantitate așa de mare de săruri de sodiu, singura explicație a provenienței acestora este prezența unui Miocen inferior salifer aparținînd pînzei de Tarcău, prins sub șariajul șisturilor negre. În această interpretare flișul paleogen ar pătrunde mult spre interior pe sub pînza de Audia, cel puțin pînă în zona izvoarelor de ape sărate.

Cum însă emergența de ape cu săruri de sodiu există chiar și pe marginea externă a pînzei de Ceahlău ar trebui să admitem că depozitele cu sare din zona flișului paleogen, deci implicit și acesta există pînă sub pînzele interne ale flișului cretacic.

Majoritatea liniilor tectonice ce străbat regiunea au un caracter longitudinal, fiind în general paralele cu direcția stratelor. Există însă și falii care taie diagonal sau chiar transversal stratele. Dintre acestea falia Zlih și falia de la E de muntele Hrobi au o importanță deosebită, întrucît prin jocul compartimentelor lor au fost scoase la zi șisturile negre de sub seria de Teleajen, dovedind astfel poziția în pînză a acesteia din urmă.

B) *Ferestre și petece de acoperire.* Șariajele din regiunea cercetată prezintă unele aspecte cartografice secundare, care însoțesc de obicei pînzele.

La W de muntele Hrobi și în depresiunea dintre acesta și muntele Lucina (pe valea Hrobi) există două fîșii de depozite de Wildflysch, a căror vîrstă este barremian—apțiană. Petecele în discuție ar putea fi interpretate ca reprezentînd Barremian — Apțianul normal al stratelor de Sinaia. Unei astfel de interpretări i se opun însă următoarele situații:

(1) în primul rînd existenţa Barremian — Apţianului în pînza de Ceahlău sub un alt facies şi anume de fliş, facies cunoscut în împrejurimile localităţii Breaza :

(2) a doua situaţie care se opune unei astfel de interpretări este prezenţa dolomitelor triasice între Wildflysch şi stratele de Sinaia (în depresiunea dintre muntele Hrobi şi muntele Lucina).

Wildflysch-ul în discuţie şi dolomitele amintite reprezintă deci resturi ale pînzei bucovinice păstrate, sub formă de petece de acoperire, peste stratele de Sinaia. În această situaţie trebuie să admitem că în regiunea de la izvoarele Pîrîului Izvorului pînza bucovinică a avut iniţial o înaintare mai mare decît extinderea ei actuală. Dovada unei avansări şi mai pronunţate a acestei unităţi o avem la W de satul Moldova Suliţa, unde depozitele ei vin în contact direct cu cele ale pînzei de Teleajen, pînza de Ceahlău fiind complet depăşită tectonic.

În profilul aceleiaşi văi, a Izvorului, puţin aval de petecul pînzei bucovinice, de sub stratele de Sinaia (pînza de Ceahlău) apare un pachet de gresii masive şi conglomerate formate din elemente de cristalin şi din numeroase calcare mezozoice, pachet foarte asemănător conglomeratelor din muntele Hrobi, care aparţin seriei de Teleajen. Conglomeratele din Valea Izvorului reprezintă deci o fereastră tectonică în care pînza de Teleajen apare de sub cea de Ceahlău.

La E de muntele de Hrobi, pe culmea ce pleacă din acesta spre SE, apar argile negre şistoase şi gresii verzi, silicioase, aparţinînd stratelor de Audia, care ies aici în fereastră de sub pînza de Teleajen.

Petecele şi ferestrele descrise mai sus s-au format prin combinarea efectului eroziunii cu dislocarea ulterioară a pînzelor pe fracturi formate ulterior punerii în loc a unităţilor şariate.

Acelaşi mecanism a condus şi la formarea capului şi golfului tectonic din cursul mijlociu al Pîrîului Izvorului.

BIBLIOGRAFIE

Alexandrescu Gr. (1966) Stratigrafia „Flişului curbicortical" din partea de nord a Moldovei (Carpaţii Orientali). *Acad. R.S.R., Stud. cerc. Geol. Geogr. Seria Geologie.* 11/2. Bucureşti.

Athanasiu S. (1910) Cercetări geologice în bazinul Moldovei din Bucovina. Raport anual de activitate (1908—1910). *An. Inst. Geol. Rom.* IV. Bucureşti.

Băncilă I. (1955) Paleogenul zonei mediane a flişului. *Bul. Acad. R.P.R., Secţia* II. VII. Bucureşti.

— (1958) Geologia Carpaţilor Orientali. Editura ştiinţifică. Bucureşti.

— Agheorghiesi V. (1964) Observaţii noi asupra flişului dintre Valea Suha-Mare — Valea Moldovei (reg. Suceava). *An. Com. Geol.* XXXII. Bucureşti.

Cernea Gh. (1952) Zona internă a flişului dintre Valea Moldovei şi Valea Bistriţei. *An. Com. Geol.* XXIV. Bucureşti.

Filipescu M. Gh., Drăghindă I., Mutihac V. (1952) Contribuţii la orizontarea şi stabilirea vîrstei şisturilor negre din zona mediană a flişului Carpaţilor Orientali. *Acad. R.P.R., Comunic.* I. II/9—10. Bucureşti.

Ilie D. M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Rarău — Cîmpulung Moldovenesc — Pîrîul Cailor. *An. Com. Geol.* XXX. Bucureşti.

Murgeanu G., Patrulius D. (1959) Flişul cretacic din regiunea pasului Predeluş. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.* I. IV/1. Bucureşti.

— Ştefănescu M., Avram E., Matei V., Zamfirescu Marina, Butnăreanu Cecilia (1964) Natura ivirilor de şisturi cristaline din regiunea Zamura—Prislop. *Acad. R. P. R., Stud. Cerc. Geol., Geogr. Seria Geologie.* I, IX. 2. Bucureşti.

Mutihac V., Bratu Elena (1965) Fazies und alter der Ablagerungen aus dem Nördlichen Abschnitt der Ostkarpatischen Aussenrandmulde. *Carpato-Balkan Geol. Assoc.*, VII *Congress, Reports, Part.* II. 2. Sofia.

Patrulius D., Contescu L., Butac Al. (1962) Observaţii asupra flişului cretacic din valea superioară a Trotuşului şi împrejurimile oraşului Miercurea Ciuc (Carpaţii Orientali). *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.* VII/3—4. Bucureşti.

Popescu Gr. (1958) Contribuţii la stratigrafia flişului cretacic dintre Valea Prahovei şi Valea Buzăului cu privire specială asupra văii Teleajenului. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. geol.* I. III/3—4, Bucureşti.

— Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretacicului şi a klippelor exotice din Rarău (Carpaţii Orientali) *An. Com. Geol.* XXXIV/2. Bucureşti.

Paul K. M. (1883) Grundzüge der Geologie der Bucowina. *Jahr. d. k. k. Geol. R. A.* 1878, XXVI, 3. Wien.

Săndulescu M. (1964) Stratele de Sinaia şi stratele de Bistra dintre Răchitiş şi Izvorul Ciobănaşului (munţii Ciucului). *D. S.* L/2. (1962—1963). Bucureşti.

— Săndulescu Jana (1965) Les nappes internes de la zone du flysch dans la partie centrale des Carpates Orientales. *Carpato-Balkan. Geol. Assoc.*, VII *Congress, Reports. Part.* I. Sofia.

Ştefănescu D. (1937) La zone du Flysch carpatique en Bucovine, entre Păltinoasa et Cîmpulung de Moldavie. *Bul. Soc. Rom. Geol.* III. Bucureşti.

Ştefănescu M. (1964) Asupra unui nivel de brecie sedimentară în gresia de Sita — Tătaru. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol., Geof., Geogr., seria Geol.* I. IX/2. Bucureşti.

Swidzinski N. (1935) Quelques problèmes gèologiques concernant les Carpates Orientales. *C. R. Serv. Geol. Pol.* 45. Warsavie.

Uhlig V. (1907) Uber die tektonik der Karpaten. *St. zb. d. k. Akad. Wissensch. math. naturw.* CXVI. Wien.

* * * Foile Straja-Putna şi Vatra Dornei-Cîrlibaba ale hărţii geologice a zonelor de interes petrolifer ale R.P.R. Scara 1 : 100.000 Arh. M.I.P.

* * * Harta geologică a R. S. România Sc. 1 : 500.000. Comitetul de Stat al Geologiei.

GÉOLOGIE DE LA RÉGION COMPRISE ENTRE PÎRÎUL NEGRU ET LES SOURCES DE CÎRLIBABA (CARPATES ORIENTALES)

PAR

MIHAI ŞTEFĂNESCU

(Résumé)

Cette région est caractérisée par la présence de quatre unités structurales majeures, qui chevauchent les unes sur les autres, de l'intérieur vers l'extérieur, dans l'ordre suivant : nappe bucovinienne, nappe de Ceahlău, nappe de Teleajen et nappe d'Audia. La nappe de Ceahlău et celle de Teleajen font l'objet de nos recherches.

La nappe de Ceahlău est constituée par des formations appartenant au Berriassien—Albien. Les plus anciens dépôts de cette nappe sont les „couches de Sinaïa" (Berriassien—Hauterivien). On peut les diviser comme il suit : un horizon inférieur marno-gréseux et un autre supérieur à grès massifs et brèches sédimentaires. L'intervalle stratigraphique qui lui fait suite (Barrémien — Aptien) est représenté par un flysch marno-gréseux, à intercalations épaisses de grès et de marnocalcaires, couleur de rouille. Il suit une nouvelle série de flysch marno-gréseux, mais avec une altération caractéristique verdâtre, flysch qui supporte un conglomérat formé presque exclusivement d'éléments de schistes cristallins. On a attribué ces depôts à l'Albien.

La nappe de Teleajen est constituée principalement par une alternance marno-gréseuse à caractère de flysch, où à différents niveaux (constituant parfois même des paquets distincts) se trouvent des intercalations de grès épais et de conglomérats. Ces dépôts sont connus sous le nom de „série de Teleajen". Dans quelques coupes ils relèvent la présence de quatre paquets lithologiques distincts (*a*, *b*, *c* et *d*). Au point de vue cartographique ceux-ci ont été séparés comme il suit : les paquets *c* et *d* séparément et *a* et *b* ensemble. Dans la région qui fait l'objet de cette étude la série de Teleajen est d'âge albien-vraconien.

Aux environs des Monts Hrobi furent découverts des lambeaux de la nappe bucovinienne surmontant la nappe de Ceahlău, ainsi que des fenêtres tectoniques où affleurent des dépôts de la nappe de Teleajen de sous la nappe de Ceahlău et des couches d'Audia de sous la nappe de Teleajen. Les lambeaux et les fenêtres de cette région viennent à démontrer à nouveau les rapports de charriage existants entre les unités du flysch crétacé.

Le flysch barrémien-albien de l'unitè de Ceahlău présente un pendage général normal vers le SW, plongeant sous les parties inférieures des couches de Sinaia, fait qui témoigne clairement l'existence d'un contact tectonique à la limite d'entre ces dépôts. Etant donné que ce contact recoupe obliquement le flysch barrémien-aptien, provoquant même sa disparition complète sur le versant droit de Pîrîul Negru, nous avons considéré que les dépôts de la partie externe de la nappe de Ceahlău constituent une complication tectonique à valeur de digitation, complication que nous avons dénommée „digitation de Breaza".

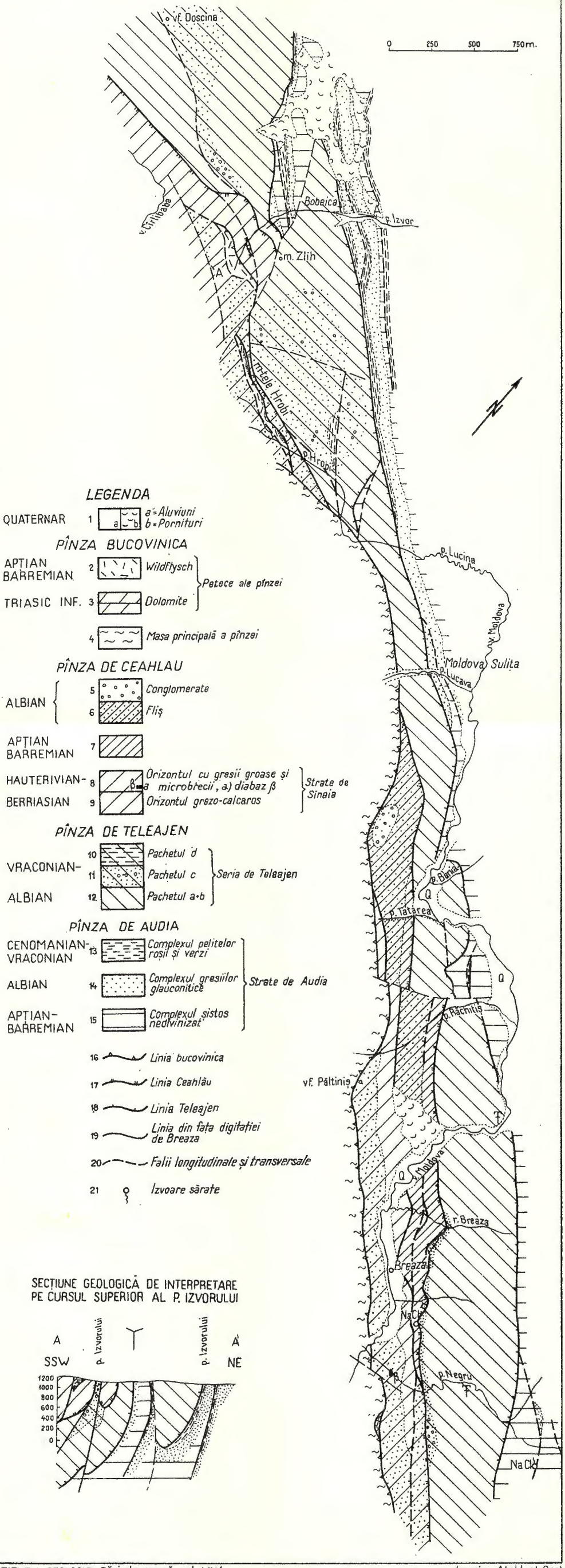
EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région entre les sources de la vallée Cîrlibaba et Pîrîul Negru (Bucovina).

1, Quaternaire : a, alluvions ; b, éboulements. Nappe bucovinienne : 2, Aptien-Barrémien, Wildflysch ; 3, Trias inférieur, dolomites ; 4, masse principale de la nappe. Nappe de Ceahlău : Albien, 5, conglomérats ; 6, flysch ; 7, Aptien-Barrémien. Couches de Sinaia ; 8, Hauterivien, horizon à grès épais : a, microbrèches, b, diabase ; 9, Berriassien, horizon gréso-calcaire. Nappe de Teleajen : Série de Teleajen : Vraconien-Albien. 10, paquet *d* ; 11, paquet *c* ; 12, paquet *a* + *b*. Nappe d'Audia, couches d'Audia : 13, Cénomanien-Vraconien, complexe des pelites rouges et vertes ; 14, Albien, complexe des grès glauconieux ; 15, Aptien-Barrémien, complexe schisteux indivisé ; 16, ligne frontale de la nappe bucovinienne ; 17, ligne frontale de la nappe Ceahlău ; 18, ligne frontale de la nappe Teleajen ; 19, ligne frontale de la digitation de Breaza ; 20, failles ; 21, sources salées.

M. ȘTEFĂNESCU

HARTA GEOLOGICA A REGIUNII CUPRINSE ÎNTRE IZVOARELE VĂII CÎRLIBABA ȘI PÎRÎUL NEGRU (BUCOVINA)



Imprim. Atel. Inst. Geol.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

STRATIGRAFIE

CONTRIBUŢII LA CUNOAŞTEREA GEOLOGIEI BAZINULUI BARAOLT [1]

DE

ALEXANDRU VASILESCU[2], RĂZVAN GIVULESCU[3]

Abstract

Contribution to the Knowledge of the Geology of the Baraolt Basin. Due to the research work recently carried out in the southwestern part of the Harghita Mts within the Cormoş Valley basin, it has been ascertained that an alternation of pyroclastic products and bluish brown marls, representing the Pleistocene „marly complex", underlies a psammitic-psephitic (sandy) complex within which 2—3 diatomite levels 0.5—1.5 m thick, associated with fine-grained pyroclastic products, have been encountered. The diatomites contain a rich paleontological fauna and, particularly, floral material which confirms the recent age of the complex. The direct relationship between the psammitic-psephitic complex with diatomites comprising the Pleistocene flora, and the great mass of the pyroclastic products, which build up the volcanogenous-sedimentary complex, shows that its beginning moment of formation may be in this zone either synchronous (Upper Levantin) or subsequent to the deposition of the psammitic-psephitic complex (Middle Pleistocene).

Situat în colţul de SE al bazinului Transilvaniei, la intersecţia a două masive cu implicaţii deosebite în alcătuirea sa geologică — munţii Perşani şi munţii Harghita —bazinul Baraoltului s-a bucurat în ultimele două decenii de o atenţie sporită din partea cercetătorilor.

Obiectul principal al studiilor l-au constituit zăcămintele de cărbuni din subsolul său, stabilirea potenţialului resurselor economice ale

[1] Comunicare în şedinţa din 26 aprilie 1967.

[2] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

[3] Institutul pedagogic Baia-Mare.

acestora determinînd desfăşurarea unor lucrări ample, întreprinse timp de mai mulţi ani de către C.S.G. — precum şi alte departamente — şi ale căror concluzii au fost exprimate în diverse ocazii : Ioana Dumitru (1955), Viorica Popovici (1959), E. Liteanu, N. Mihăilă, T. Bandrabur (1962) etc.[4]. O atenţie deosebită trebuie acordată acestei din urmă lucrări, sinteză a tuturor părerilor exprimate, aducînd contribuţii importante la cunoaşterea stratigrafiei formaţiunilor din bazin şi confirmînd — pe baze paleontologice — vîrsta recentă a unei părţi a umpluturii sale.

În lucrare se arată că în partea nordică a bazinului Baraolt, peste un fundament constituit din formaţiuni de vîrstă cretacică — în faciesul stratelor de Sinaia — se aşterne direct „complexul cărbunos" atribuit Levantinului superior — cel mai vechi dintre cele trei complexe care iau parte la alcătuirea sa ; deasupra acestuia urmează formaţiuni de vîrstă pleistocenă, separate în : „complexul marnos" şi „complexul psamopsefitic".

În repetate rînduri se remarcă prezenţa materialului de natură vulcanică, marea masă a aglomeratelor andezitice fiind menţionată în lucrare cu o poziţie superioară celor două complexe.

Examinarea în detaliu a părţii de SW a munţilor Harghita, în zona bazinelor văilor Cormoş şi Baraolt, ne-a permis unele observaţii asupra stratigrafiei formaţiunilor din partea extrem nordică a bazinului Baraolt (fig. 1).

La cca 2 km N de satul Doboşeni, pe pîrîul Seolemai — afluent drept al văii Cormoşului — în albia sa, pe o lungime de cca 1 km, au fost întîlnite mai multe puncte în care se constată o alternanţă de material piroclastic (microconglomerate) cu marne albăstrui şi cafenii, aparţinînd foarte probabil „complexului marnos" (în orizontarea stabilită de E. Liteanu, N. Mihăilă, T. Bandrabur, 1962).

Pe versantul stîng al pîrîului, la cca 150 m E de albia sa, au fost întîlnite mai multe aflorimente de roci psefito-psamitice, alcătuite în cea mai mare parte din material de natură vulcanică, care, într-un profil de 7—8 m înălţime prezintă următoarea succesiune (fig. 2) : un nivel de 2—3 m de piroclastite — cu elemente în general mici — în cuprinsul căruia apare un orizont de nisipuri (nisipurile inferioare) deasupra cărora urmează o alternanţă de material vulcanic fin (lapilli, tufuri, cinerite) cu

[4] Lucrările în manuscris aflate în arhiva Comitetului de Stat al Geologiei sînt mult mai numeroase.

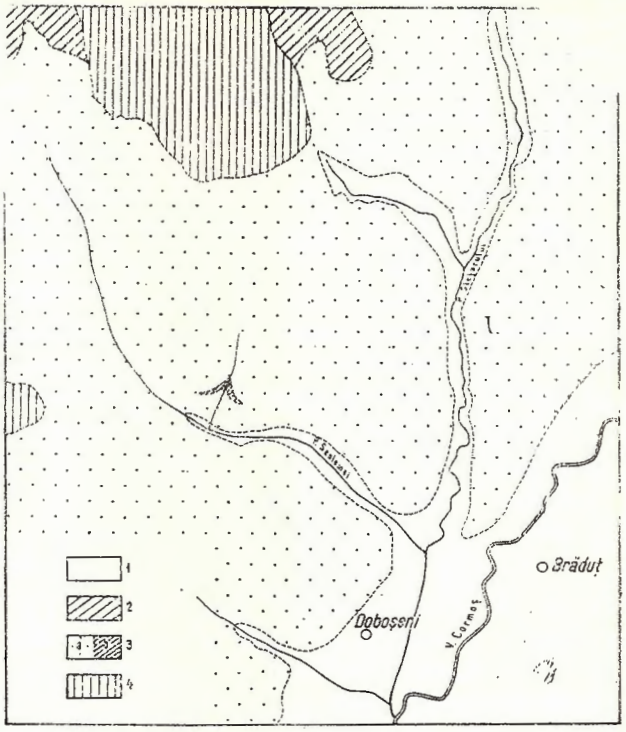


Fig. 1. — Schiță de hartă în zona pîrîului Seolemai (bazinul Baraolt).

1, aluviuni și terase; 2, complexul vulcanogen-sedimentar; 3, formațiuni pleistocene: a, complexul marnos + complexul nisipos; b, diatomite cu plante; 4, formațiuni cretacice.

Schéma de la carte de la zone du ruisseau Seolemai (bassin de Baraolt).

1, alluvions et terrasses; 2, complexe volcanogène-sédimentaire; 3, formations pléistocènes: a, complexe marneux + complexe sableux; b, diatomites avec plantes; 4, formations crétacées.

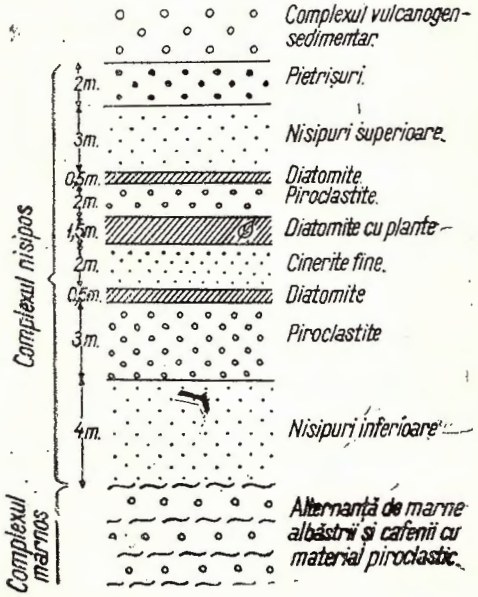


Fig. 2. — Succesiune sintetică în deschiderile din pîrîul Seolemai și împrejurimi.

Succession synthétique dans les affleurements du ruisseau Seolemai et ses environs.

3 orizonturi cu grosimi de 0,5—1,5 m de diatomite. Succesiunea se încheie cu un alt orizont de nisipuri (nisipurile superioare), întregul material din succesiunea descrisă fiind sortat, bine stratificat în bancuri sau plăci, separarea diferitelor nivele fiind evidentă.

Deasupra acestui profil, pe creasta dintre pîrîul Seolemai şi pîrîul Sighi borviz, apar pietrişurile cuarţitice fine caracteristice pentru Pleistocen.

Diatomitele sînt de culoare albă sau slab gălbuie, fine, stratificate în plăci de 2—10 cm grosime.

Grosimea cea mai mare o prezintă orizontul lor mediu, care conţine de altfel şi un bogat material paleontologic alcătuit din fragmente, mulaje interne şi tipare de Limnocardiidae şi Prosodacne (probabil Ponţian superior şi eventual partea inferioară a unui teren mai nou)[5] — uneori chiar valve prost conservate — precum şi foarte multe impresiuni de plante (frunze şi fructe).

Materialul foliar studiat se păstrează sub formă de impresiuni la suprafaţa diatomitului; datorită faptului că în majoritatea cazurilor s-a incarbonizat cu precădere sistemul de nervuri, frunza apare ca desenată cu tuş, în toate amănuntele, ceea ce permite un studiu detaliat al ei.

Întrucît este vorba în general de tipuri cunoscute, vom da pe scurt doar caracterele lor esenţiale.

aff. *Cercidiphyllum crenatum* (Ung). Brower.

Un fragment din baza unei frunze mici. Se observă şapte nervuri foarte regulat aşezate şi marginea crenată, două caractere care amintesc indiscutabil de *C. crenatum*. Tipul este adus în legătură cu *C. japonicum* Sieb. et Zucc. de largă răspîndire în Japonia.

Carpinus betulus L. — bractea
(Pl., fig. 5—7)

Şase impresiuni foarte apropiate ca formă, de diferite dimensiuni însă, aparţin indiscutabil tipului actual *C. betulus* şi nu tipului fosil, *C. grandis* Unger. *C. betulus* este un copac central european.

În afară de seminţele de *Carpinus* cuprinse în bractee mai apare şi izolat o sămînţă sub formă de impresiune.

Fagus cf. *orientalis* Lipsky

Impresiunea mai puţin clar conservată a unei frunze mari, aparţine indiscutabil genului *Fagus*. Cît priveşte determinarea specifică, din

[5] Pentru precizările aduse asupra materialului faunistic mulţumim colegei Iosefina Stancu.

cauza marginii precar conservate, trebuie dată cu oarecare îndoială. *F. orientalis* vegetează în prezent în Asia Mică, Caucaz şi Persia.

Quercus kubinyii (K o v.) C z e c z o t t
(Pl., fig. 4)

Cinci frunze, numai fragmente, se recunosc şi se pot atribui totuşi după marginea foarte caracteristică. Tipul este adus în legătură cu *Q. libani* O l i v. din Asia Mică.

Quercus pseudosuber S a n t i.
(Pl., fig. 3)

Un singur exemplar aproape întreg. Frunză eliptică cu marginea slab lobată, cu marginea externă a lobului frumos arcuită cu sinusul rotund, nu prea adînc, cu lobul scurt triunghiular, terminat cu un ţep evident.

Marginea frunzei era ceva mai îngroşată, rezultînd pe exemplarul fosil o tivitură neagră. Şapte nervuri subopuse mai mult sau mai puţin drepte, se termină în lobi. Frunza este în parte caracteristică şi este indiscutabil că poate fi considerată în cercul de variabilitate al tipului *Q. pseudosuber*. Acesta este un copac care vegetează în jurul Mediteranei.

Zelkova crenata S p a c h.
(Pl., fig. 2)

O singură frunză ce nu se deosebeşte întru nimic ca formă, mărime şi mai ales aspect al marginei de actuala *Zelkova crenata* S p a c h. = *Z. carpinifolia* C. K o c h, de largă răspîndire din Caucazul de Nord.

Buettneriophyllum tiliaefolium (U n g.) K n. et K v.
(Pl., fig. 1)

O singură frunză, foarte asimetrică ca formă şi foarte caracteristică în ceea ce priveşte nervaţiunea. Gradul de conservare foarte bun, ne permite o determinare sigură. Insistăm asupra acestui fapt, deoarece prezenţa tipului în depozite mai noi decît Pliocenul este deosebit de interesantă.

La aceste tipuri determinate specific se mai pot adăuga exemplare de *Quercus* sp. şi *Fagus* sp.

În ceea ce priveşte plantele enumerate, acestea prezintă un deosebit interes prin vîrsta ce se poate atribui complexului care le cuprinde, vîrstă

pe care ele o subliniază tocmai prin faptul că sînt resturi de plante ce pot fi atribuite unor tipuri actuale şi nu unor tipuri fosile.

Identificarea acestui nou punct fosilifer, capătă o semnificaţie deosebită deoarece, pe de o parte ridică la trei numărul punctelor fosilifere cu plante, cunoscute în cuprinsul bazinului Baraolt (I. Maxim, J. Petrescu, 1966; J. Petrescu, 1967) iar pe de altă parte deschide noi posibilităţi de interpretare privind momentul începutului formării complexului vulcanogen-sedimentar în această zonă.

Prezenţa materialului piroclastic în cuprinsul complexului marnos, precum şi aceea a diferitelor nivele de piroclastite în alternanţă cu diatomite conţinînd faună şi floră recentă (foarte probabil pleistocenă) nu poate să nu ridice probleme privind punerea în loc a materialului piroclastic de pe versantul vestic al munţilor Harghita.

Ideea continuării pînă în momente destul de recente a vulcanismului în lanţul eruptiv neogen, a fost deja exprimată în mai multe rînduri (D. Preda, 1935, 1940; I. Szadeczky, 1930; E. Liteanu, N. Mihăilă, T. Bandrabur, 1962; D. Rădulescu et al., 1964; E. Liteanu, C. Ghenea, 1966), astfel că acest fapt nu mai poate fi pus la îndoială, buna stare de conservare a celor mai multe dintre aparatele vulcanice fiind numai unul din argumentele în favoarea unei asemenea interpretări.

Se pare însă că raporturile nemijlocite dintre materialul piroclastic şi unele complexe de roci atribuite în mod cert Cuaternarului, par a spune chiar mai mult decît atît şi anume că formarea complexului vulcanogen-sedimentar, cel puţin în această zonă, începe odată cu depunerea complexului marnos (Villafranchian—Saint-Prestian).

Reiese de aici posibilitatea ca marea masă de material piroclastic care alcătuieşte complexul vulcanogen-sedimentar să fie raportată unui termen ulterior Villafranchianului, ajungîndu-se astfel la completarea ipotezelor emise asupra continuării manifestărilor vulcanice pînă în Cuaternar.

Desigur că o asemenea interpretare nu poate, cel puţin deocamdată, să nu prezinte unele puncte vulnerabile, ea reducînd considerabil intervalul de timp în care să se fi pus în loc imensa masă de roci vulcanice care formează masivele actuale.

Iată de ce, în cele ce urmează vom trece în revistă unele din punctele de vedere exprimate în acest sens, încercînd totodată a descifra evo-

luţia primelor procese de sedimentare şi vulcanism în această zonă, în sensul acceptat de noi.

Plecînd de la termeni destul de generali de „erupţiuni neogene", „vulcanism neogen", „vulcanism tînăr", termeni care, evident, nu puteau să aducă preciziuni importante, s-a ajuns ulterior în repetate rînduri la concluzii ce păreau a fi unanim acceptate, considerînd ca normal contactul aglomeratelor andezitice, cu depozite atribuite Ponţianului. De altfel cercetările întreprinse în ultimul deceniu, au adus în acest sens precizări importante, confirmînd poziţia post-ponţiană a nivelului inferior de piroclastite (unitatea structurală intermediară, complexul vulcanogen-sedimentar) (D. Rădulescu et al., 1964; I. Bucur, K. Müntz, 1956[6]; Victoria Zotta, (1965)

Ulterior I. Grigore (1962) supune discuţiei un nou punct de vedere (de fapt vechi ca interpretare) revenind — pe temeiuri discutabile — la vîrsta sarmaţian-inferioară a primelor produse vulcanice din partea sud-vestică a lanţului eruptiv. În această accepţiune, poziţia post-ponţiană a nivelului inferior de piroclastite, este considerată ca secundară. Prezenţa la adîncime în masa produselor piroclastice, a unor lentile de roci sedimentare, care conţin o asociaţie microfaunistică destul de heterogenă, alcătuită din forme circulante, fără o valoare stratigrafică certă, nu pare să fie concludentă, microfauna putînd fi — aşa ca şi în alte locuri — remaniată.

Fără a se face vreo referire directă la această nouă interpretare, continuă a se admite ca post-ponţian momentul apariţiei celor mai vechi produse vulcanice pe o bună parte din lungimea lanţului eruptiv; este exceptată de la această interpretare treimea sa nordică, acolo unde raporturile dintre formaţiunile luate în discuţie, sînt evident schimbate.

Trecînd la examinarea situaţiei, în accepţiunea menţionată anterior, nu putem să nu amintim că mulţi cercetători ai acestor zone — dacă nu chiar toţi — au admis că manifestările vulcanice care au creat suprastructurile vizibile astăzi, se situează într-un interval de timp care pare a se fi încheiat foarte recent, probabil în Pleistocen (I. Szadeczky, 1930; I. Banyai, 1933; D. Rădulescu et al., 1964). După cum se poate observa, se discută mai puţin despre începuturile activităţii vulcanice şi mai mult despre încheierea ei; în ceea ce priveşte începutul activităţii, se fac destul de multe referiri, în diverse momente, la prezenţa

[6] I. Bucur, K. Müntz. Cercetări geologice în regiunea Reghin — Sovata (Transilvania de NE). 1956. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

orizonturilor de tufuri andezitice — sau dacitice — în formaţiuni aparţinînd diverşilor termeni ai Pliocenului (uneori chiar ai Miocenului) de cele mai multe ori în puncte destul de depărtate de lanţul eruptiv.

Lucrările întreprinse recent pe rama vestică a munţilor Gurghiu şi Harghita pe baza studiului mineralelor grele, arată că materialul vulcanic este în mod cert ulterior Ponţianului [7].

Încercînd a restrînge observaţiile şi referindu-ne numai la lucrări executate în bazinul Baraolt, trebuie să arătăm că Ponţianul descris de V i o r i c a P o p o v i c i (1959) nu conţine intercalaţii de material vulcanic, în timp ce Pliocenul superior descris de I o a n a D u m i t r u (1955), conţine într-adevăr numeroase intercalaţii de piroclastite, care au fost de altfel corelate, dar — aşa cum reiese din lucrare — el nu poate fi datat cu precizie nici stratigrafic şi nici paleontologic. De fapt, aşa cum s-a confirmat mai tîrziu, în ambele cazuri se pare că se vorbea de unul şi acelaşi lucru, care s-a dovedit a fi un Levantin.

Iată de ce considerăm că nici fauna de Limnocardiidae şi Prosodacne asociată florei menţionată de noi, nu pare să prezinte o mai mare valoare stratigrafică; schimbarea condiţiilor biotopului oglindindu-se în dispariţia organismelor calcaroase în favoarea celor silicioase, a căror dezvoltare este trădată de orizonturile de diatomite întîlnite azi în diverse puncte ale regiunii. Cauza acestor schimbări trebuie căutată şi în aportul de material silicios provenit din erupţiuni.

Rămîne deci ca singur criteriu de orizontare acela bazat pe fauna de mamifere, potrivit căreia E. L i t e a n u, N. M i h ă i l ă, T. B a n d r a b u r, atribuie complexul cărbunos Levantinului, iar următoarele două — complexul marnos şi psamo-psefitic — Pleistocenului inferior şi mediu.

În concluzie considerăm nimerit a preciza că scopul prezentei lucrări este acela de a arăta că primele intercalaţii de material de natură vulcanică în zona nordică a bazinului Baraolt sînt situate într-un orizont care s-a dovedit a fi în orice caz superior Ponţianului. Mai mult decît atît, fauna de mamifere întîlnită în diverse puncte în cuprinsul „complexului marnos" îi conferă acestuia vîrsta corespunzătoare unui interval stratigrafic care ar include Villafranchianul şi — eventual — Saint-Prestianul; astfel stînd lucrurile rămîne de admis că vîrsta orizonturilor de material vulcanic asociate cu diatomitele care conţin flora menţionată, în-

[7] A. P o p e s c u. Studiul mineralelor grele din depozitele pannoniene situate între Valea Mureşului şi Valea Gurghiului. 1965. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

tîlnite în raza satului Doboşeni peste complexul marnos de vîrstă villafranchian — saint-prestiană nu pot fi, evident, decît mai noi ca el.

Pe baza aceluiaşi raţionament, înclinăm să atribuim complexul vulcanogen-sedimentar din această zonă, unui interval corespunzător cel puţin părţii superioare a Levantinului.

Aceasta ar corespunde oarecum ipotezei emise — dar neconcretizate încă — potrivit căreia materialele vulcanice din lungul lanţului eruptiv sînt cu atît mai noi cu cît ne depărtăm spre S, fractura majoră din estul Transilvaniei care a permis insinuarea spre suprafaţă a masei de roci vulcanice, rămînînd activă, cu intermitenţe, un timp destul de lung — foarte probabil din Oligocen, vîrsta primelor cinerite cunoscute în Carpaţi, pînă în Pleistocen.

Totodată, aceasta ar explica oarecum şi reducerea a două din dimensiunile lanţului eruptiv — lăţime (20—25 km faţă de 50 km şi chiar mai mult) şi înălţime (1300—1500 m faţă de 1800—2000 m) — în extremitatea sa sudică în raport cu zonele mai nordice.

Aşadar, după părerea noastră, poziţia post-ponţiană a complexului vulcanogen-sedimentar poate fi numai aparentă, nefiind obligatoriu ca ceea ce urmează Ponţianului să fie raportat termenului imediat superior. În acest sens, rămîne de luat în discuţie existenţa şi în alte puncte a unei lacune de sedimentare, aşa cum se petrec lucrurile în zona nordică a bazinului Baraolt, unde, peste fundamentul cretacic urmează direct „complexul cărbunos", atribuit Levantinului superior.

BIBLIOGRAFIE

Banyai I. (1927) Studiul geologic asupra flancului de vest mijlociu al munţilor Harghita. *D. S. Inst. Geol. Rom.* X (1921—1922). Bucureşti.

Dumitru Ioana (1955) Contribuţii la cunoaşterea Pliocenului din Bazinul Baraolt. *Rev. Univ. C. I. Parhon şi Politehn. Bucureşti., Seria Şt. Nat.* 8. Bucureşti.

Grigore I. (1962) Contribuţiuni la stabilirea vîrstei erupţiunilor din lanţul vulcanic Harghita — Călimani. *Rev. Minelor.* 1. Bucureşti.

Gheorghiu C. (1956) Relaţiile dintre sedimentele terţiare şi eruptivul lanţului Harghita (fenomene post-vulcanice). *D. S. Com. Geol.* XL. Bucureşti.

Liteanu E., Mihăilă N., Bandrabur T. (1962) Contribuţii la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Baraolt). *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.* VII, 3—4, Bucureşti.

Maxim I., Petrescu J. (1966) Flora pliocenă din bazinul Baraolt. 1. Flora de la Micloşoara. *Stud. Univ. Babeş-Bolyai, Seria Geol. Geogr.* 2. Cluj.

Petrescu J. (sub tipar) Date noi asupra paleoflorei din bazinul Baraolt. *D. S. Com. Stat Geol.* LIV/2 (1966—1967). Bucureşti.

Popovici Viorica (1959) Explorări geologice în bazinul Baraolt — Vîrghiş — Căpeni — Buduş — Aita Seacă. *Com. Geol. Stud. tehn. econ. Seria A*, 5. Bucureşti.

Preda D. (1935) Les gisements de diatomite du bassin pliocéne de Braşov — Baraolt. *C. R. Inst. Geol. Rom.* XX (1931—1932). Bucureşti.

Preda D. (1940) Les basaltes du versant ouest des Monts Perşani. *C. R. Inst. Geol.* XXXIV (1935—1936). Bucureşti.

Rădulescu D., Vasilescu Al., Peltz S., Peltz Margareta (1964) Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice şi petrografice a munţilor Gurghiu. *An. Com. Geol.* XXXIII. Bucureşti.

Szadeczky I. (1930) Munţii vulcanici Harghita — Călimani. *D. S. Inst. Geol.Rom.* XVI (1927—1928). Bucureşti.

Zotta Victoria (1965) Observaţiuni referitoare la stratigrafia Pannonianului de pe marginea de W a munţilor Gurghiu. *D. S. Com. Stat Geol.* L/1. Bucureşti.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA GÉOLOGIE DU BASSIN DE BARAOLT

PAR

ALEXANDRU VASILESCU, RĂZVAN GIVULESCU

(Résumé)

La succession stratigraphique établie dans la partie septentrionale du bassin de Baraolt témoigne d'un comblement du bassin séparé en trois complexes: charbonneux, marneux et psammo-pséphitique. Dans cette succession apparaissent de nouveaux éléments grâce auxquels on peut mieux connaître sa constitution géologique. En outre, les recherches récemment effectuées dans le bassin de la vallée de Cormoş (SW des Monts Harghita) nous ont offert d'importants renseignements concernant le moment d'amorçage du complexe volcanogène-sédimentaire de cette zone.

Sur le ruisseau Seolemai, aux environs de la localité de Doboşeni, on a rencontré une alternance de matériel pyroclastique (microconglomérats) à marnes bleuâtres et brunes, appartenant au „complexe mar-

neux". Dans la même zone, surmontant ce complexe, plusieurs affleurements de roches psammo-pséphitiques apparaissent. Ceux-ci sont, pour la plupart, constitués de matériel de nature volcanique (cinérites, tufs, lapilli) au sein desquels on rencontre 2—3 niveaux de diatomites épais de 0,5—1,5 m ; les diatomites sont de couleur blanche, faiblement jaunâtre, fines, stratifiées en plaquettes de 2 à 10 cm d'épaisseur.

L'horizon moyen est le plus épais et abonde en matériel paléontologique constitué de fragments, moulages internes et externes de Limnocardiidés et de Prosodacnés, ainsi que d'innombrales impressions de plantes telles : *Cercidiphyllum crenatum*, *Carpinus betulus*, *Fagus* cf. *orientalis*, *Quercus kubinyii*, *Q. pseudosuber*, *Zelkova crenata*, *Buettneriophyllum tiliaefolium* etc.

La présence du matériel pyroclastique dans le complexe marneux, ainsi que celle des différents niveaux de pyroclastites en alternance avec des diatomites renfermant une faune et une flore récente, posent le problème de la mise en place du matériel pyroclastique situé sur le versant occidental des Monts Harghita.

Les rapportes sans intermédiaire d'entre le matériel pyroclastique et certains complexes de roches attribuées indubitablement au Quaternaire montrent que la formation du complexe volcanogène-sédimentaire dans cette zone, débute en même temps que l'accumulation du complexe marneux (Villafranchien—St. Prestien).

Il s'ensuit que la grande quantité de matériel pyroclastique qui constitue le complexe volcanogène-sédimentaire peut être rapportée à un terme ultérieur au Villafranchien. On arrive ainsi à compléter les hypothèses antérieures concernant la continuation des manifestations volcanogènes jusqu'au Quaternaire.

EXPLICAȚIA PLANȘEI

Fig. 1. — *Buettneriophyllum tiliaefolium* (Ung.) Kn. et Kv. 1 : 1
Fig. 2. — *Zelkova crenata* Spach. 1 : 1
Fig. 3. — *Quercus pseudosuber* Santi. 1 : 1
Fig. 4. — *Quercus kubinyii* (Kov.) Czeczott. 1 : 1
Fig. 5—7 — *Carpinus betulus* L. — bractee. 1 : 1

1

2

3

4

5

6

7

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

PALEONTOLOGIE

DATE PALINOLOGICE PRIVIND PLEISTOCENUL MEDIU DIN SUDUL PODIŞULUI MOLDOVENESC [1]

DE

ŞTEFANA ROMAN[2]

Abstract

Palinological Data Concerning the Middle Pleistocene in the South of the Podişul Moldovei Area. Quaternary sandy-clayely deposits, known in the geological literature under the name of Barboşi—Babele Beds, have been investigated by means of the pollen analytical method. In more recent geological papers these beds are assigned to the Middle Pleistocene. The pollen analyses carried out in four localities show the same type of the pollen spectrum. The latter is characterized by a high frequency of coniferous trees, thus indicating a cold phase occurred during the deposition of the Barboşi—Babele Beds.

Consideraţii geologice

În alcătuirea geologică a părţii de sud a Podişului Moldovenesc, intră şi un orizont cunoscut în literatură sub denumirea de „stratele de Barboşi—Babele" care a fost atribuit Cuaternarului. Acest orizont a fost pus în evidenţă şi descris pentru prima dată în interfluviul Prut—Nistru. Aflorimentul clasic se află la Babele, comună situată pe malul estic al Lacului Ialpug în R. S. S. Moldovenească, pentru care motiv depozitele au fost descrise sub denumirea de „strate de Babele". Au fost studiate de numeroşi geologi, interesaţi de caracterul faunei, originea ei, vîrsta geologică şi relaţiile care există între stratele de Babele şi depozitele cuialnichiene, care apar în regiune. Printre autorii care au cercetat profilele

[1] Comunicare în şedinţa din 25 aprilie 1967.

[2] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

de pe stînga Prutului, sînt de menţionat: N. Sokolov (1895), N. A. Grigorovici-Berezovschi (1905), G. Michailovschi (1909), A. Pavlov (1925) etc.

Aproximativ la vremea cînd aceste depozite erau studiate la Babele, atrăgeau atenţia deschiderile din extremitatea sudică a Podişului Moldovenesc, în zona Barboşi-Galaţi. Primele descrieri aparţin lui Gr. Cobălcescu (1883), urmate de cercetări mai detaliate efectuate de Sabba Ştefănescu (1897), R. Sevastos (1907), I. Simionescu (1903), N. Macarovici (1929) etc. Din conţinutul paleontologic menţionat atît la Barboşi cît şi la Babele şi în care se citau *Corbicula fluminalis*, *Adacna plicata*, *Didacna pontocaspia*, *D. crassa*, *Viviparus aethiops*, *V. diluvianus* etc., era evident că în întreaga regiune s-a dezvoltat acelaşi orizont, a cărui poziţie stratigrafică era însă controversată. Astfel N. Socolov, atribuie timpul de depunere a stratelor de Babele, preglaciarului, primului glaciar şi primului interglaciar. G. Michailovschi le-a considerat ca o formaţiune de trecere de la Neogen la Cuaternar; N. A. Grigorovici-Berezovschi înclină să considere formarea stratelor de Babele în timpul glaciaţiunii Mindel. Pentru fixarea vîrstei stratelor de Babele, A. Pavlov reia în discuţie relaţiile care există între acestea şi depozitele levantine. Autorul consideră că ar exista două nivele la Babele, partea inferioară, probabil depusă în Pliocenul superior, iar partea superioară aparţinînd glaciaţiunii Mindel.

Pentru depozitele care apar la Barboşi-Galaţi, N. Macarovici consideră că vîrsta ar corespunde Cuaternarului inferior. Problema vîrstei stratelor de Barboşi, a fost reluată în lucrările executate în ultimii ani. E. Liteanu şi A. Pricăjan (1963), pe baza unor studii detaliate întreprinse în Delta Dunării, consideră că depozitele din sudul Podişului Moldovenesc reprezintă de fapt rezultatul extensiunii pe care a avut-o marea paleoeuxină în zonele limitrofe. Stadiul paleoeuxin este fixat de autorii citaţi, în intervalul Mindel şi Mindel—Riss. Aceeaşi vîrstă o atribuie stratelor de Barboşi—Babele şi C. Ghenea şi Ana Ghenea (1959)[3], într-o lucrare în care se descriu toate aflorimentele din partea de sud a Podişului Moldovenesc.

Pe schema stratigrafică privind depozitele cuaternare din partea europeană a U.R.S.S., stratele de Barboşi, sînt raportate întregului interval Mindel şi Mindel—Riss.

[3] C. Ghenea, Ana Ghenea. Cercetări geologice în zona de SE a Podişului Moldovenesc. 1959. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Rezultate palinologice

Cercetările efectuate de noi s-au suprapus pe profilele descrise de C. Ghenea și Ana Ghenea (1959). Ele cuprind aflorimentele situate în malul Prutului (Frumușița, Tulucești), valea Siretului (Barboși, Traian) și valea Mălina (fig. 1).

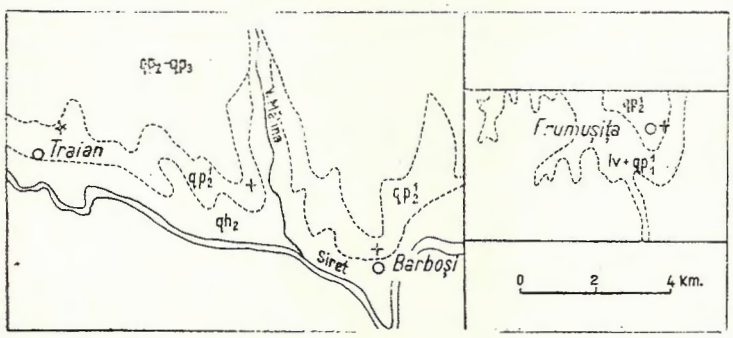


Fig. 1. — Zona de sud a interfluviului Siret—Prut.

qh_2, Holocen superior; qp_2-qp_3, Pleistocen mediu-Pleistocen superior; qp_2^1, Pleistocen mediu (strate de Babele); Lv + qp_1^1, Levantin-Villafranchian; + probe palinologice.

Zone de sud de l'interfluve Siret—Prut.

qh_2, Holocène supérieur; qp_2-qp_3, Pléistocène moyen-Pléistocène supérieur; qp_2^1, Pléistocène moyen (couches de Babele); Lv + qp_1^1, Levantin-Villafranchien; + échantillons palynologiques.

În general, depozitele care intră în alcătuirea stratelor de Babele sînt reprezentate prin nisipuri, nisipuri argiloase și argile. În orizonturile nisipoase s-a constatat un conținut polinic mai redus, iar în intercalațiile argiloase, cantitatea de spori și polen a fost în majoritatea cazurilor suficientă pentru calcularea procentelor.

Metoda preparării probelor în laborator este aceea a acetolizei, după G. Erdtman, folosindu-se 100 g de material din fiecare probă.

Conținutul sporo-polinic este prezentat în tabelul procentual (v. tabelul), iar pentru profilul de la Frumușița, care ne-a furnizat un material microfloristic mai bogat, s-a alcătuit o diagramă de frecvență (fig. 2).

În cele ce urmează, prezentăm rezultatele palinologice, pe profile:

a) *Frumușița.* În malul Prutului, la Frumușița s-a analizat următorul profil: la partea superioară (cca 6 m) nisipuri fine, albicioase și gălbui, slab argiloase, avînd în bază o intercalație de nisipuri și pietrișuri mărunte, fosilifere, din care s-au citat: *Corbicula fluminalis* Müll., *Unio*

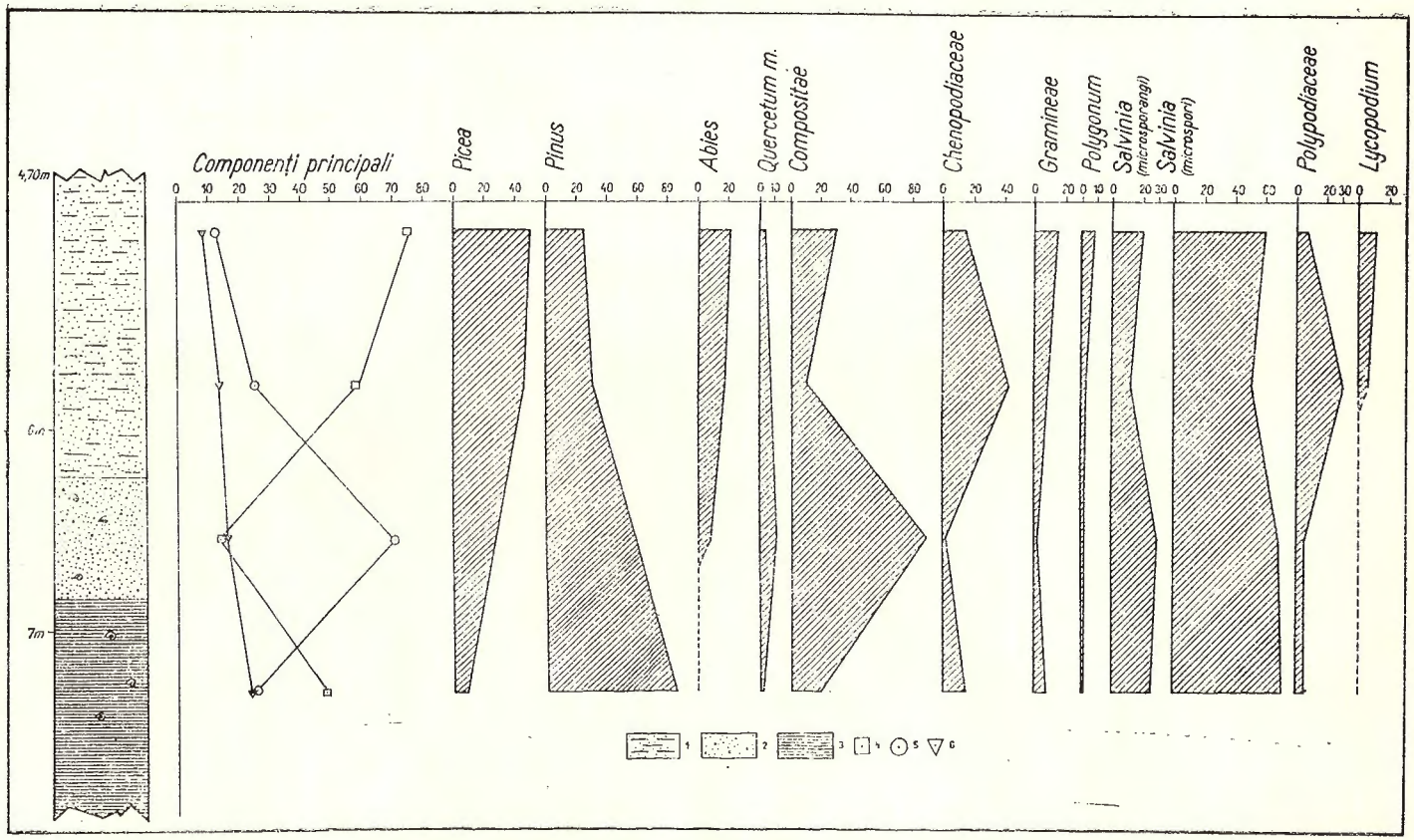


Fig. 2. — Diagrama sporo-polinică în stratele de Barboşi—Babele de la Frumuşiţa.

1, nisipuri fine slab argiloase; 2, nisipuri cu pietrişuri mărunte fosilifere; 3, argile vineții fosilifere; 4, arbori; 5, ierburi şi arbuşti; 6, spori.

Diagramme sporo-pollinique dans les couches de Barboşi—Babele de la Frumuşiţa.

1, sables fins faiblement argileux; 2, sables à gravillons fossilifère; 3, argiles violâtres fossilifères; 4, arbres; 5 herbes et arbustes; 6, spores.

pictorum L., *Sphaerium rivicola* L., *Pisidium amnicum* M ü l l., *Valvata piscinalis* M ü l l. etc. În baza profilului apar argile vineţiu-gălbui, de asemenea fosilifere, cu Unionizi, Dreissene etc. (C. G h e n e a, A n a G h e n e a, 1960)[4].

Din deschiderea de la Frumuşiţa am analizat 4 nivele : primele două din nisipurile slab argiloase de la partea superioară, nivelul al treilea corespunde intercalaţiei de nisipuri şi pietrişuri mărunte fosilifere şi nivelul al patrulea argilei vineţii din bază. Rezultatele palinologice sînt ilustrate în tabelul procentual, precum şi în diagramă, în care sînt prezentate elementele cele mai semnificative dintre arbori, ierburi şi ferigi. Se remarcă în primele două nivele dominanţa pregnantă a arborilor, în cel de al treilea domină grupa de ierburi, iar în ultimul nivel, arborii deţin din nou majoritatea. Dintre arbori predomină coniferele : *Pinus*, *Picea* şi *Abies*. Pe diagramă se observă că în timp ce *Picea* şi *Abies* au o creştere continuă de jos în sus, în aceeaşi direcţie *Pinus* înregistrează o descreştere, avînd procentul cel mai ridicat la partea inferioară. La acest nivel unde *Abies* lipseşte, condiţiile climatice devin aspre, în sensul unei aridităţi mai pronunţate. Spre partea superioară, un regim mai puţin rece şi mai umed, favorizează dezvoltarea molidului şi bradului.

Foioasele sînt slab reprezentate, se remarcă *Tilia* şi *Quercus* cu procente între 0,5 şi 7,5%. Aceste genuri termofile au o participare mai însemnată la nivelul al treilea, în care polenul de ierburi deţine majoritatea. Aici culminează Compositele cu un maxim de 87,5%. Este cunoscut că speciile din această familie produc polen în cantităţi foarte mari, aşa încît considerăm procentul ridicat avînd o importanţă locală. În afară de Compositae mai participă Chenopodiaceae, Gramineae, *Polygonum* etc. Plantele aquatice sînt reprezentate prin *Sparganium* şi *Typha*.

Menţionăm prezenţa în cele patru nivele (cu procente relativ mari) a sporilor de *Salvinia*, o ferigă de apă, care creşte din abundenţă la marginea lacurilor. În afară de *Salvinia*, mai apar în procente mici, spori de Polypodiaceae şi *Lycopodium*.

Din spectrele sporo-polinice ale depozitelor de la Frumuşiţa, se desprind anumite trăsături generale. În primul rînd se observă o sărăcire evidentă a formelor care constituie vegetaţia lemnoasă, lipsind elementele pliocene[5]. În componenţa pădurilor predomină coniferele : *Pinus*, *Picea*,

[4] C. G h e n e a, A n a G h e n e a. Cercetări geologice în regiunea Frumuşiţa—Tudor Vladimirescu—Jorăşti—Scînteeşti. 1960. Arh. Com. Stat Geol.

[5] Ne referim la genuri care nu se mai găsesc acum la noi, ca: *Tsuga*, *Keteleeria*, *Carya* etc.

TABEL PROCENTUAL

cu conținutul palinologic în stratele de Barboși

Numărul probei	Localitatea	Arbori	Ierburi și arbuști	Sporii	Picea	Pinus tip silvestris	Abies	Alnus	Betula	Carpinus	Salix	Juniperus	Fagus	Quercus	Tilia	Ulmus	Acer	Corylus	Compositae	Chenopodiaceae	Gramineae
1	Frumușița	76,9	13,5	9,6	50	25	21	0,5	—	—	—	—	—	—	2,5	0,5	—	0,5	28,6	14,3	14,3
2	”	59,7	25,4	14,9	45	30	16,5	1,5	1	1,5	—	—	1	2	1,5	—	—	—	9,4	43,5	9,4
3	”	14	70,2	15,8	25	57,5	7,5	—	—	—	—	—	—	2,5	7,5	—	—	—	87,5	2	0,5
4	”	50	25	25	11,5	85	—	1	1	—	—	—	—	0,5	—	0,5	0,5	—	2,0	15	7
5	Barboși	45,9	53,3	0,8	13,7	31,8	41,8	1,8	0,9	—	—	—	0,9	0,9	4,6	3,6	—	—	7,8	70,3	2,3
6	”	28,8	68,8	2,4	28	44	2,4	1,6	4	1,6	0,8	—	—	0,8	10,4	2,4	1,6	2,4	23,4	33.4	8,3
7	Valea Mălina	87	13	—	72,5	22,5	2,5	—	0,5	—	—	0,5	—	—	1	—	0,5	—	—	23,3	6,7
8	Traian	93	6,5	0,5	32,5	55	5	3	—	—	—	—	—	—	2	2,5	—	—	—	36	21,4

CONTINUARE

Umbelliferae	Labiatae	Rosaceae	Solanaceae	Cyperaceae	Plantago	Lysimachia ?	Polygonum	Typha	Sparganium	Artemisia	Oleaceae	Cruciferae	Leguminoase	Malvaceae	Zygophyllaceae	Dipsacaceae	Caryophyllaceae	Caprifoliaceae	Nedeterminate	Salvinia (masule)	Salvinia (microspori)	Lycopodium	Polypodiaceae	Ophioglossum
5,7	2,8	—	—	—	2,9	5,7	8,6	—	—	8,6	—	—	—	—	—	—	—	—	8,5	20	60	12	8	—
—	1,2	2,4	1,2	—	1,2	9,4	3,5	3,5	—	3,5	—	—	2,4	—	—	—	—	—	9,4	12	50	6	30	2
—	—	—	—	—	—	0,5	1,5	5	2,5	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28,9	66,7	—	4,4	—
—	—	—	—	—	3	—	1	32	15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	25	70	—	5	—
2,3	—	—	—	1	—	—	1,6	0,8	—	0,8	0,8	0,8	—	—	—	—	—	—	12,5	—	—	—	50	50
1,7	0,3	—	—	—	0,3	—	10	—	1,3	2,7	—	—	2,3	5	5	0,3	0,7	0,3	5	40	—	—	50	10
—	—	—	—	—	—	—	6,7	—	23,3	6,7	—	3,3	—	—	—	—	—	3,3	26,7	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	7,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,1	—	28,4	—	—	—	100	—

Abies, în timp ce foioasele participă sporadic. Chiar la nivelul al treilea unde polenul de ierburi atinge maximum, arborii dominanţi sînt tot coniferele. La acest nivel *Tilia* şi *Quercus* au însă procente mai ridicate. În privinţa plantelor ierboase se constată de asemenea o reducere numerică a formelor, cele mai frecvente fiind : Compositae, Chenopodiaceae, Gramineae.

b) *Barboşi*. Aflorimentul din faţa gării Barboşi, care în prezent este acoperit, figurează în tabelul procentual prin două nivele. Cele două probe analizate provin dintr-un orizont de argilă nisipoasă deschis la baza depozitelor loessoide din malul Siretului şi au fost colectate la un interval de cca 1 m. În spectrele obţinute se remarcă dominanţa polenului de ierburi asupra celui de arbori, mult mai pronunţată pentru nivelul inferior (68,8% ierburi faţă de 28,8% arbori). Procentul de spori este neglijabil în ambele probe. În cadrul vegetaţiei lemnoase, primul loc îl ocupă coniferele (*Pinus*, *Picea* şi *Abies*) care însumează 87,3% din totalul de arbori pentru nivelul superior şi 74,7% pentru cel inferior. În sens invers oscilează procentul de termofile (includem aici *Ulmus*, *Tilia*, *Acer* şi *Quercus*) cu o valoare mai ridicată la nivelul din bază (15,2%). Dintre acestea, sînt mai frecvente *Tilia* şi *Ulmus* (2,4—10,4%). Deşi, reduse, în comparaţie cu cele de conifere, aceste procente exprimă totuşi participarea foioaselor în compoziţia unor păduri, apropiate de locul de sedimentare. Trebuie ţinut seama şi de faptul că *Tilia* este un arbore entomogam, iar *Ulmus* deşi anemogam, polenul lui nu ajunge la distanţe mari.

După cum am mai amintit, polenul ierburilor depăşeşte cantitativ pe cel de arbori, cu o diferenţă mai evidentă la nivelul din bază, în care şi procentul de foioase este mai crescut. Din totalul de ierburi, Chenopodiaceele au procentele cele mai mari, urmate în ordinea frecvenţei de : Compositae, Gramineae, Umbelliferae, *Polygonum* şi *Artemisia*. Maximul de Chenopodiaceae, poate fi pus în legătură cu abundenţa extraordinară de polen pe care îl produc, fiind anemofile. Gramineele sînt destul de rare şi nu apar alte elemente care să indice o vegetaţie cu nuanţă stepică. Considerăm că procentul mai crescut de foioase, înregistrat de altfel şi la nivelul al treilea din profilul Frumuşiţa, reprezintă un interval climatic mai blînd, corespunzător unui interstadial.

c) *Valea Mălina*. În malul drept al văii Mălina, la est de comuna Şendreni, se poate urmări un profil alcătuit dintr-un orizont de nisipuri

cu intercalaţii de argile nisipoase. Dintre cele două probe analizate, avînd un conţinut asemănător, numai pentru una s-au putut calcula procente şi deci s-a inclus în tabelul general (proba nr. 7). Rezultatele palinologice obţinute, se caracterizează prin numărul mic de grupe identificate. Tipul de spectru este monoton prin dominanţa coniferelor (98% din totalul arborilor). Dintre acestea *Picea* deţine majoritatea (72,5%) urmat de *Pinus* (22,5%). Foioasele sînt extrem de rare (*Acer* 0,5, *Tilia* 1%). În privinţa ierburilor, care reprezintă numai 13%, se constată de asemenea un număr scăzut de forme, ca şi în cadrul vegetaţiei lemnoase. Sporii lipsesc cu totul din sediment. Această ambianţă polinică, în care se remarcă abundenţa molidului, secundat de pin, fără un amestec de foioase, reflectă o fază rece şi umedă.

d) *Traian.* Deschiderea din marginea satului Traian, lîngă drumul numit Valul lui Traian, pune în evidenţă nisipuri fine şi medii (cca 5 m), cu intercalaţii de argile nisipoase. Din aceste intercalaţii s-au obţinut rezultate comparabile cu cele din valea Mălina. Arborii au o preponderenţă covîrşitoare (93%), fiind reprezentaţi numai prin 6 genuri. Coniferele însumează din totalul de arbori 92,5%, restul de 7,5 revenind foioaselor. *Pinus* deţine majoritatea (55%) urmat de *Picea*, iar *Abies* reprezintă numai 5%.

Trebuie subliniat că *Alnus* înregistrează aici cel mai însemnat procent faţă de toate situaţiile discutate, deşi relativ scăzut (3%). Remarcăm frecvenţa slabă a genurilor *Alnus* şi *Betula* pentru toată seria analizată, din stratele de Barboşi—Babele. Foioasele termofile sînt reprezentate prin *Tilia* şi *Ulmus* totalizînd numai 4,5%. Se observă şi aici ca şi în valea Mălina, o reducere cantitativă şi calitativă a foioaselor, fapt pe care îl punem în legătură cu o scădere a temperaturii, favorizînd astfel dezvoltarea coniferelor (*Pinus* şi *Picea*). Ierburile apar cu totul sporadic (abia 6,5%), reprezentînd doar cîteva familii.

În afară de rezultatele polinice din cele 4 localităţi: Frumuşiţa, Barboşi, Şendreni (valea Mălina) şi Traian, care au fost incluse parţial în diagramă şi în întregime în tabelul general, am mai obţinut unele date, incomplete pentru a calcula procente, dar care trebuie menţionate, încadrîndu-se în acelaşi tip de spectru sporo-polinic. Materialul analizat (nisip argilos), provine dintr-un afloriment situat la S de Tulucești, în malul Prutului. Din 78 granule, 26 aparţin molidului, 9 pinului şi 10 bra-

dului. Deducem aceeași dominanță a vegetației de pădure cu prioritatea coniferelor. Analiza polinică mai redă și cîte un singur polen de *Fagus*, *Tilia*, *Ulmus* și *Corylus*. Este semnificativă prezența genului *Fagus*, rar întîlnit în aceste depozite.

În toate profilele analizate, pe lîngă polenul și sporii bine păstrați, probele mai conțin și un variat material de remaniere. După stadiile diferite de deteriorare și corodare, se pare că formele găsite provin atît din remanieri primare, cît și din remanieri complexe, secundare. Polenul remaniat de Gymnospermae, aparține în mod frecvent coniferelor, dintre care s-au identificat: *Pinus* tip *haploxylon*, *Picea*, *Keteleeria*, *Podocarpus*, *Tsuga*, Taxodiaceae. Mai rar s-a înregistrat polen de *Ginkgo*.

Polenul remaniat de Angiospermae, de obicei indeterminabil, apare tot atît de frecvent, ca și cel de conifere. S-au determinat următoarele familii: Juglandaceae (în special *Engelhardtia*), Betulaceae, Ulmaceae, Lauraceae, Myrtaceae, Magnoliaceae, Oleaceae, Myricaceae etc. Majoritatea formelor de polen enumerate, sînt reluate din depozite terțiare, în special miocene și pliocene. Sporii vechi, foarte numeroși în aceste depozite, în special forme mezozoice, aparțin mai frecvent următoarelor tipuri: *Cicatricosisporites*, *Gleicheniidites*, *Concavisporites*, *Toroisporis*, *Cyathidites*, *Selaginellidites* etc.

În afară de polenul și sporii remaniați, s-au înregistrat Dinoflagellate, în diferite stadii de conservare, precum și microplancton din grupul Acritarcha (W. R. E v i t t, 1963). În acest grup sînt reunite Hystrichosphere și diferite forme „Incertae". Foarte frecvente sînt formele de *Tythodiscus* și *Pterospermopsis*. Mai rar apar *Veryhachium* și *Micrhystridium*.

Toate probele conțin numeroase forme sferoidale, probabil fitoplancton de apă dulce, prevăzute cu membrană și „țepi", care se cunosc sub numele de „*Monocolpopollenites piliferus*", „incertae" sau „fitoplancton". Acestea sînt foarte frecvente în depozitele cuaternare și pliocen-superioare.

Concluzii. Rezultatele analizelor de polen executate în complexul cunoscut sub denumirea de „strate de Babele", redau pentru toate profilele cercetate, același tip de spectru polinic, caracterizîndu-se prin numărul redus de forme care reprezintă vegetația lemnoasă, prin dominanța coniferelor și prin slaba participare a foioaselor termofile.

După trăsăturile enumerate, asociația floristică dedusă după polen, reflectă compoziția pădurilor cuaternare din perioadele reci. Extensiunea

coniferelor microterme, se datoreşte cu siguranţă influenţelor repetate a unor faze reci, care la rîndul lor au eliminat majoritatea elementelor terţiare. Corelînd aceste observaţii cu datele existente pînă în prezent, referitoare la stratele de Barboşi—Babele, opinăm pentru atribuirea acestor depozite unui interval stratigrafic echivalent glaciaţiunii Mindel.

BIBLIOGRAFIE

Cobălcescu Gr. (1883) Studii geologice şi paleontologice asupra unor tărîmuri terţiare din România. *Mem. Geol. Şc. Milit.* Iaşi.

Deflandre G., Deflandre M. (1964) Notes sur les Acritarches. *Rev. Micropaléontologie.* 7, 2. Paris.

Grigorovici-Berezovschi N. A. (1905) Die Pliozän und Postpliozän Ablagerungen in Süd-Bessarabien. *Mém. Soc. Nat. nouv. Russie.* 28. Odessa.

Liteanu E., Pricăjan A. (1963) Alcătuirea geologică a Deltei Dunării. *Com. Geol., Stud. tehn. econ., Seria E* 6. Bucureşti.

Macarovici N. (1929) Notă preliminară asupra depozitelor pliocene din sudul Moldovei. *Mem. Acad. Rom. Seria* III. VI. Bucureşti.

Macarovici N., Coteţ P. (1962) Prezenţa stratelor cu Unio sturi M. Hoernes şi a stratelor de Barboşi—Babele în Cîmpia Română. *An. şt. Univ. Al. I. Cuza Iaşi.* VIII *b. secţ.* II. Iaşi.

Mickailovski G. P. (1909) Recherches géologiques dans la partie sud-occidentale du Gouvernement de Bessarabie. *Bull. Com. Géol. Russie,* 28. 6. St. Petersburg.

Pavlov A. P. (1925) Dépôts néogènes et quaternaires de l'Europe méridionale et orientale. Stratigraphie comparée des couches d'eau douce. *Mém. Sect. Géol. Soc. Amis Sc. Nat., d'Anthrop. et de l'Etnogr.* 5-me. Moscou.

Sevastos R. (1907) Raporturile tectonice între Cîmpia română şi regiunea colinelor din Moldova. *An. Inst. Geol. Rom.* I, 2. Bucureşti.

Simionescu I. (1903) Geologia Moldovei dintre Siret şi Prut. *Acad. Rom. Publ. Fond. Adamachi.* Bucureşti.

Sokolow N. (1895) Ueber die Entstehung der Limane Südrusslands. *Mém. Com. Géol.* X. St. Petersburg.

Ştefănescu Sabba (1897) Etudes sur les terrains tertiaires de Roumanie. Lille.

DONNÉES PALYNOLOGIQUES CONCERNANT LE PLÉISTOCÈNE MOYEN SITUÉ AU S DU PLATEAU MOLDAVE

PAR

ŞTEFANA ROMAN

(Résumé)

L'auteur présente les résultats des analyses sporo-polliniques effectuées pour les dépôts quaternaires situés au S du Plateau moldave, connus sous le nom de couches de Barboşi—Babele. Ces couches sont constituées de sables et de sables argileux à intercalations d'argiles, qui comportent: *Corbicula fluminalis* Müll., *Adacna plicata* Eichw., *Didacna pontocaspia* A. Pavl., *Viviparus diluvianus* Kunt. etc.

En considérant les relations stratigraphiques existantes entre les couches de Barboşi—Babele et les autres dépôts quaternaires de la même région, la plupart des chercheurs ont conclu que leur âge correspond au Pléistocène moyen.

Les analyses polliniques effectuées sur des échantillons prélevés dans les coupes géologiques de: Frumuşiţa, Tulucești (vallée du Prut), Barboşi, Traian, Mălina (vallée du Siret), conduisent à des résultats analogues. Vu le nombre réduit des formes qui constituent la végétation ligneuse, l'association pollinique suggère un appauvrissement marqué par rapport à la richesse des forêts pliocènes. Les spectres polliniques indiquent la prédominance des conifères (*Pinus*, *Picea*, *Abies*), et la faible participation des feuillus (*Tilia*, *Quercus*, *Ulmus*). L'extension des conifères est due, sans doute, aux influences répétées de certaines phases froides, qui ont pourchassé la plupart des éléments tertiaires. Il est à remarquer la présence, dans ces dépôts, des spores et des pollens remaniés, ainsi que de certaines formes de microplancton (Dinoflagellés et Acritarches) de différents âges.

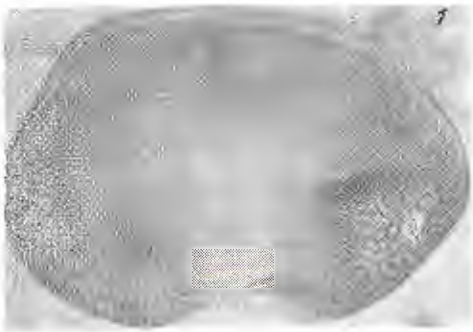
En tenant compte des indications offertes par les analyses polliniques, l'auteur incline à atribuer les dépôts à un intervalle stratigraphique correspondant à la glaciation Mindel.

EXPLICAȚIILE PLANȘELOR

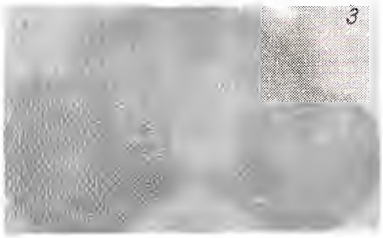
PLANȘA I

Frumușița

Fig. 1. — *Picea*. x 475.
Fig. 2,9. — *Abies*. x 300.
Fig. 3. — *Pinus* tip *silvestris*. x 550.
Fig. 4. — Chenopodiaceae. x 625.
Fig. 5. — Compositae. x 575.
Fig. 6. — *Quercus*. x 700.
Fig. 7. — *Typha* cf. *latifolia*. x 650.
Fig. 8. — *Salvinia* (masule). x 225.
Fig. 10,11. — *Salvinia* (microspori). x 675.


1

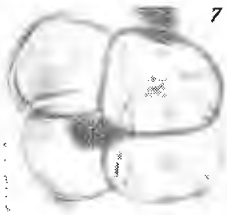
2

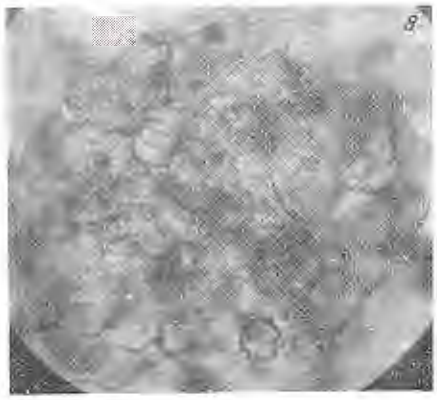

3

4

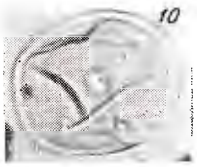
5

6


7


8

9

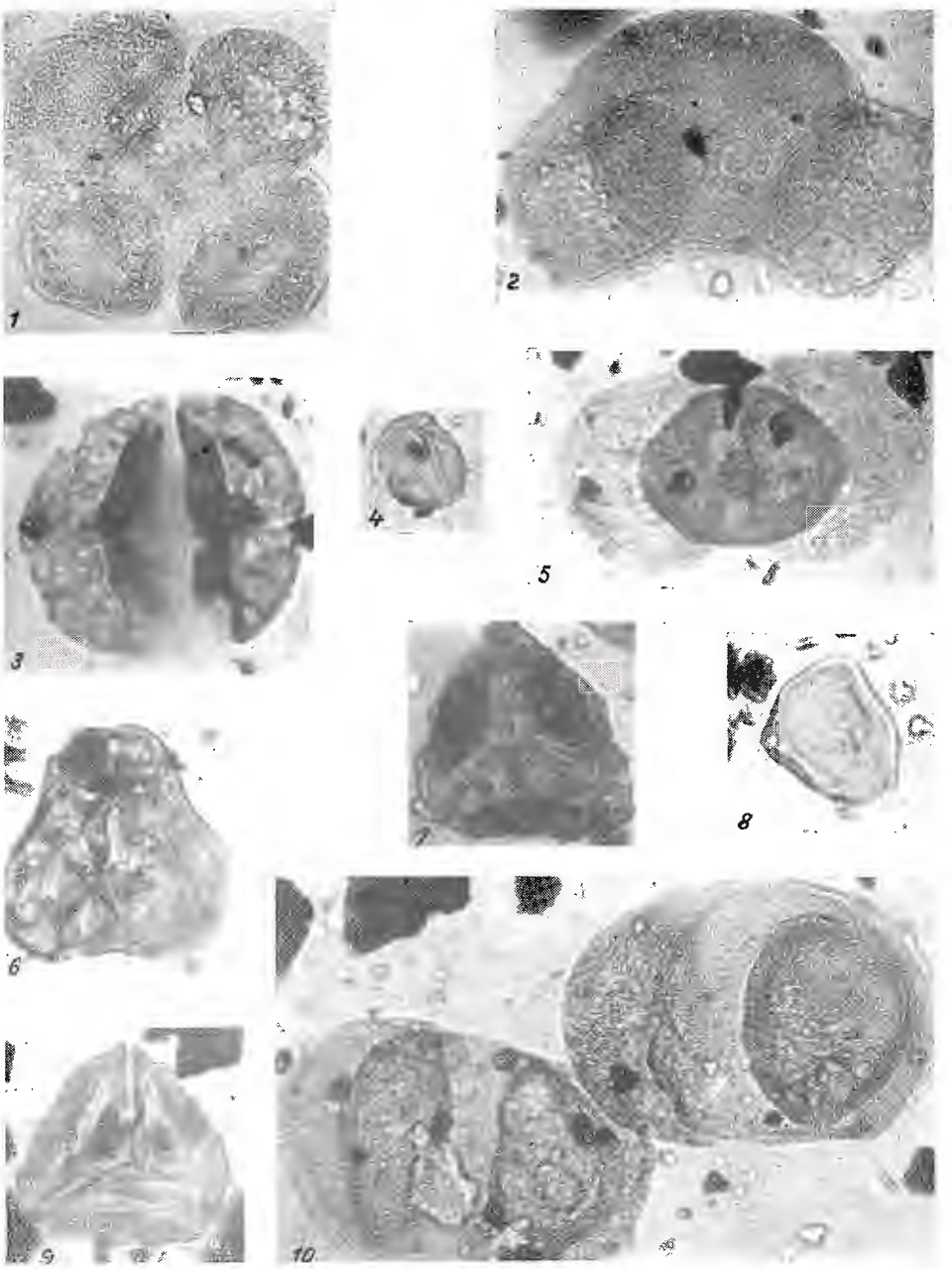

10

11

PLANȘA II

Polen și spori de redepunere (Frumușița)

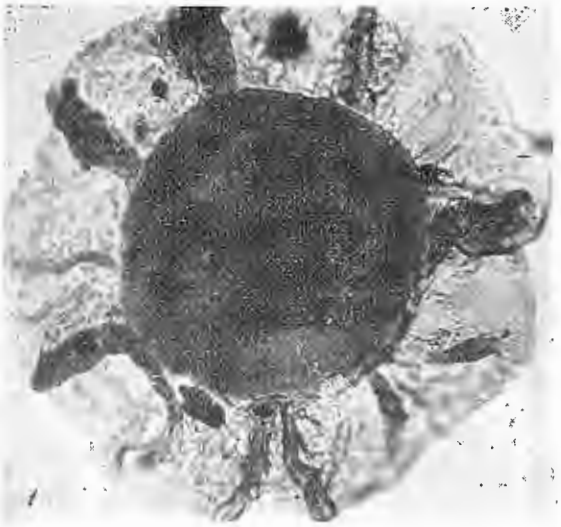
Fig. 1. — cf. *Podocarpus*. x 475.
Fig. 2. — *Abies*. x 375.
Fig. 3. — *Pinus* tip *haploxylon*. x 700.
Fig. 4. — *Betula*. x 675.
Fig. 5. — *Podocarpus*. x 550.
Fig. 6. — *Cyathidites*. x 550.
Fig. 7,9. — *Gleicheniidites*. x 750.
Fig. 8. — *Myrica*. x 675.
Fig. 10. — cf. *Keteleeria*. x 425.

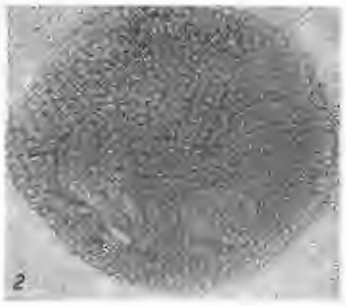

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

PLANȘA III

Microplancton (*Acritarcha*)
(fig. 1,7 Barboși; fig. 2—6 Frumușița)

Fig. 1. — *Pterospermopsis*. Forma A. x 300.
Fig. 2. — *Tylthodiscus*. x 425.
Fig. 3. — *Monocolpopollenites piliferus*. x 800.
Fig. 4. — Nedeterminat. x 375.
Fig. 5. — *Pterospermopsis*. Forma B. x 450.
Fig. 6. — *Pterospermopsis*. Forma C. x 350.
Fig. 7. — Nedeterminat. x 475.

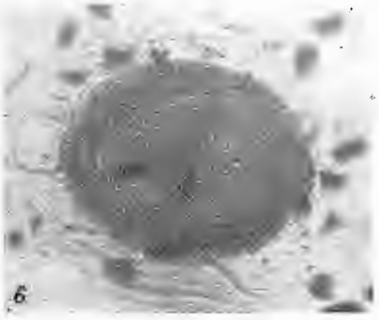

1

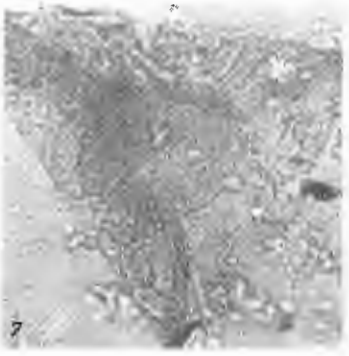

2

3

4

5


6


7

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol LIV/3 (1967)

PALEONTOLOGIE

CONTRIBUŢII MICROPALEONTOLOGICE LA CUNOAŞTEREA CRETACICULUI DIN SINCLINALUL HĂGHIMAŞ [1]

DE

JANA SĂNDULESCU [2]

Abstract

Micropaleontological Contribution to the Knowlegde of the Cretaceous in the Hăghimaş Syncline. On the ground of numerous listed forams the author demonstrates that the upper part of the Wildflysch formation, developed in the Hăghimaş syncline (Crystalline-Mesozoic zone), and previously assigned only to the Barremian-Aptian, belongs to the Albian. The overlaying Bîrnadu conglomerates, which yielded a characteristic microfauna, are reported to the Vracono-Cenomanian whose presence in the Hăghimaş syncline is for the first time demonstrated. The paper also includes some remarks on *Pseudobolivinia variabilis* and other forams.

Introducere şi date istorice. În această lucrare sînt prezentate rezultatele studiilor microbiostratigrafice efectuate asupra depozitelor cretacice în „faciesul formaţiunii de Wildflysch şi al conglomeratelor de Bîrnadu" (M. Săndulescu, 1967) [3], depozite ce se dezvoltă în zona axială a sinclinalului Hăghimaş.

Scopul studiilor a fost în primul rînd datarea acestor formaţiuni şi apoi completarea cunoştinţelor noastre cu privire la succesiunea asociaţiilor de foraminifere în Cretacicul zonelor interne ale Carpaţilor Orientali.

Datarea depozitelor marnoase-grezoase-conglomeratice din axul sinclinalului Hăghimaş a fost dificilă din lipsa argumentelor paleontologice, atît în cazul interpretării acestor depozite ca o singură serie, transgresivă

[1] Comunicare în şedinţa din 25 aprilie 1967.

[2] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

[3] Date verbale.

pe restul depozitelor din sinclinalul Hăghimaş, cît şi în noua interpretare (făcută odată cu o nouă interpretare a structurii tectonice a sinclinalului Hăghimaş) conform căreia aceste depozite reprezintă două formaţiuni cu poziţie geometrică diferită.

Deci într-o primă interpretare, acceptată şi astăzi de mulţi geologi, umplutura sinclinalului Hăghimaş este alcătuită din depozite marnoase-grezoase-conglomeratice cu masive sau klippe de calcare, depozite ce se dispun transgresiv pe şisturile cristaline sau pe restul depozitelor mezozoice ale acestui sinclinal.

Fr. Herbich (1878) semnalează în munţii Hăghimaşului existenţa „conglomeratelor cu brecii şi blocuri de calcare şi şisturi cristaline", de vîrstă cretacic-inferioară.

V. Uhlig (1907) vorbeşte de asemenea despre depozitele transgresiunii cenomaniene, înveliş al klippelor, reprezentat prin conglomeratele care se dezvoltă în axul sinclinalului mezozoic din Hăghimaş.

Cercetările care au urmat după primul război mondial (I. Atanasiu, 1928; I. Băncilă, 1941, 1958; D. Patrulius et al., 1962, 1966[4]; I. Preda, M. Pelin, 1963, 1964) au scos în evidenţă numeroase detalii cu privire la compoziţia litologică şi succesiunea stratigrafică a depozitelor detritice cretacice care formează umplutura sinclinalului Hăghimaş. În mod unanim s-a admis poziţia transgresivă a acestor depozite cît şi faptul că partea inferioară a succesiunii lor prezintă un caracter în general marnos, în timp ce partea lor superioară este în general conglomeratică, pe unele hărţi (I. Atanasiu, 1958; I. Băncilă, 1941; I. Preda, M. Pelin, 1963, 1964) cele două orizonturi fiind separate ca atare. În teza lui I. Băncilă (1941) sau în lucrările recente ale lui D. Patrulius et al. (1966), se face un studiu amănunţit al litologiei acestor depozite şi în special al elementelor klippelor, arătîndu-se natura lor variată (calcare urgoniene, calcare tithonice, calcare de tipul calcarelor de Gutenstein, calcare din stratele cu *Aspidoceras achanthicum*, eruptiv, şisturi cristaline etc.).

În ceea ce priveşte stabilirea etajelor cretacice ce intră în alcătuirea acestor depozite, părerile au fost împărţite. Astfel I. Atanasiu (1928) pe baza exemplarelor de *Orbitolina* sp., găsite în nivelele inferioare marnoase ale stratelor cu *Orbitolina* (denumire pe care o dă I. Atanasiu

[4] D. Patrulius, Elena Popa, Ileana Popescu. Studiul stratigrafic, paleontologic şi micropaleontologic al depozitelor mezozoice din partea meridională a Carpaţilor Orientali. 1966. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

depozitelor marnoase-conglomeratice) atribuie întreaga succesiune Apţianului.

În 1941, I. Băncilă, pe baza fosilelor barremiene găsite de Gr. Ştefănescu în sinclinalul Rarău şi a exemplarelor de *Orbitolina* sp. găsite de I. Atanasiu, datează depozitele marnoase din bază ca fiind barremian-apţiene. Pentru conglomerate presupune, pe baza dispoziţiei lor geometrice peste depozitele barremian-apţiene, şi a poziţiei lor transgresive pe marginea estică a sinclinalului Hăghimaş, că sînt mai recente şi susceptibile de a fi interpretate ca ridicîndu-se pînă în Cenomanian, aşa cum a admis şi V. Uhlig (1907).

Mai tîrziu (1958), I. Băncilă renunţă la vîrsta albian-cenomaniană a conglomeratelor şi admite vîrsta barremian-apţiană pentru întreaga succesiune de depozite.

În studiile mai recente D. Patrulius (1960), D. Patrulius et al. (1966) acceptă vîrsta barremian-apţiană a acestor depozite fără a aduce argumente paleontologice noi.

I. Preda şi M. Pelin (1963) pe baza exemplarelor de *Neohibolites ewaldi* (Strombeck), *N. minimus obtusus* (Stolley), *N. minimus oblongus* Stolley, pe care le-au găsit pe valea Hăghimaş au considerat demonstrată vîrsta apţian-albiană a „complexului grezos-conglomeratic". Ulterior (1964) atribuie Albianului numai nivelele superioare conglomeratice, cu blocuri de calcare.

O altă interpretare asupra depozitelor considerate ca formînd umplutura sinclinalului Hăghimaş este rezultatul unor cercetări recente (M. Săndulescu, 1967) ce au urmat după noua interpretare tectonică a acestui sinclinal (M. Săndulescu, 1966). În această nouă concepţie în depozitele marno-conglomeratice cu blocuri de calcare au fost distinse două entităţi litologice cu poziţii geometrice diferite : formaţiunea de Wildflysch, care ia parte la alcătuirea seriei bucovinice din parautohton, cu poziţie transgresivă peste depozitele cristaline şi mezozoice; conglomeratele de Bîrnadu care se dispun transgresiv atît peste seria bucovinică a parautohtonului cît şi peste seria transilvană a pînzei Hăghimaşului.

Pentru formaţiunea de Wildflysch se acceptă vîrsta barremian-apţiană pe baza aceloraşi elemente paleontologice folosite şi de predecesori, iar pentru conglomeratele de Bîrnadu se presupune vîrsta albian-cenomaniană.

Această nouă interpretare a poziţiei depozitelor cretacice din umplutura sinclinalului Hăghimaş a evidenţiat şi mai mult necesitatea găsirii unor argumente paleontologice pentru fixarea vîrstei entităţilor litologice separate.Ea a constituit interpretarea geologică de la care s-a pornit în studiile microbiostratigrafice ale căror rezultate sînt expuse în nota de faţă.

În rezumat putem enumera următoarele poziţii în datarea depozitelor cretacice marno-conglomeratice cu blocuri de calcare etc. din sinclinalul Hăghimaş :

(1) vîrsta apţiană pentru întreaga serie de depozite marno-conglomeratice cu blocuri (I. Atanasiu, 1928);

(2) vîrsta barremian-apţiană de asemenea pentru întreaga serie (I. Băncilă, 1958; D. Patrulius et al., 1966);

(3) vîrsta barremian-apţiană pentru partea marnoasă şi albian-cenomaniană pentru partea conglomeratică (I. Băncilă, 1941; M. Săndulescu, 1966);

(4) vîrsta apţian-albiană, specificîndu-se existenţa Albianului în ultimele nivele ale părţii conglomeratice (I. Preda, M. Pelin, 1963, 1964);

(5) vîrsta cenomaniană acordată conglomeratelor (V. Uhlig, 1907);

(6) vîrsta cretacic-inferioară (F. Herbich, 1878).

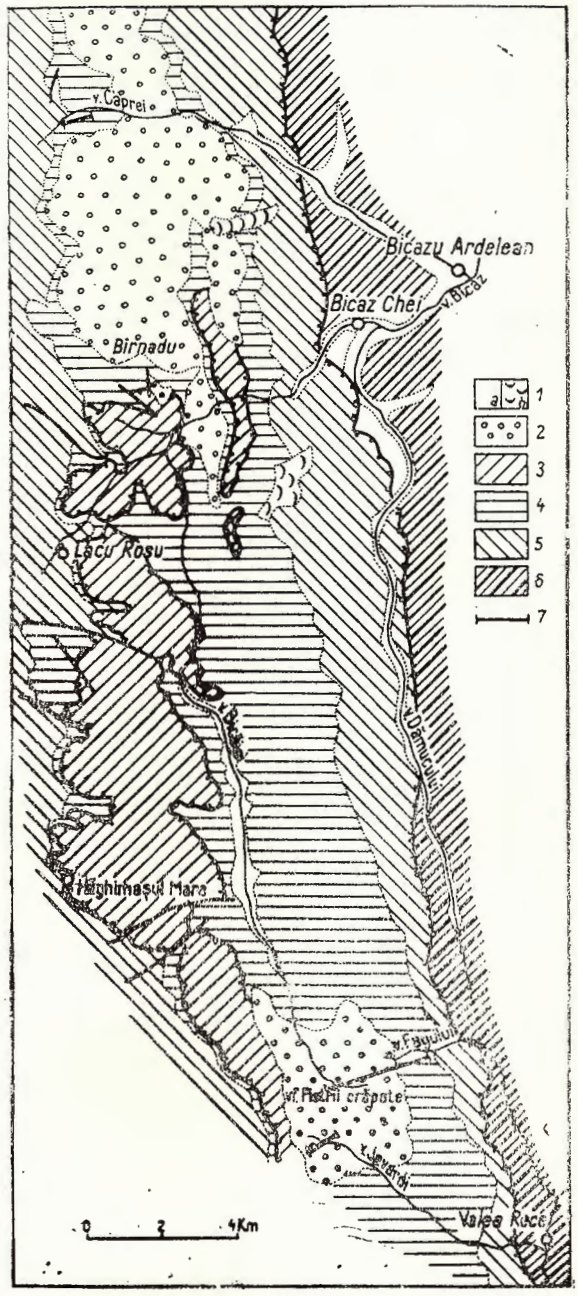
Din această înşirare reiese clar instabilitatea aprecierii vîrstei acestor depozite, chiar în cazul unuia şi aceluiaşi autor, dătorită lipsei fosilelor concludente.

Pînă în prezent, argumente paleontologice pentru stabilirea vîrstei au fost exemplarele de *Neohibolites* (*N. ewaldi*, *N. minimus obtusus*, *N. minimus oblongus*), identificate de I. Preda şi M. Pelin (1963) forme pe baza cărora s-a demonstrat existenţa Apţian-Albianului ca şi fauna barremian-apţiană cu *Neitheia atava*, *Coronatica aptiensis*, *Pseudocidaris crispicans* etc., identificată de D. Patrulius (1959). Toate aceste forme au fost găsite în partea marnoasă a Wildflysch-ului. Studiile noastre microbiostratigrafice efectuate în ultimul timp au pus în evidenţă asociaţii caracteristice de foraminifere pe baza cărora s-a putut preciza vîrsta formaţiunii de Wildflysch şi stabili vîrsta conglomeratelor de Bîrnadu.

Amplasamentul profilelor micropaleontologice. Recunoaşterile geologice asupra acestor depozite şi asupra succesiunii cuverturii mezozoice a sinclinalului Hăghimaş le-am făcut în zona centrală şi nordică a sincli-

nalului avînd ca bază harta geologică scara 1 : 25.000 elaborată de M. S ă n d u l e s c u. Alegerea profilelor micropaleontologice a fost destul de dificilă datorită deschiderilor proaste.

Profilul micropaleontologic principal îl constituie cel din partea centrală a sinclinalului Hăghimaş, profilul din Dealul Fagului (la sud de izvoarele văii Dămucului) — Valea Fagului—Pîrîul Pietrii Crăpate — izvoarele văii Javardi (vezi fig.). Acest profil traversează de la E către W



Schiţa hărţii geologice a sectorului central şi nordic din sinclinalul Hăghimaş (după M. S ă n d u l e s c u), cu amplasarea profilelor micropaleontologice.

1, Cuaternar: a, aluviuni; b, pornituri; 2, Vraconian—Cenomanian: conglomerate de Bîrnadu; 3, pînza de Hăghimaş. Pînza Bucovinică; 4, Barremian—Albian: formaţiunea de Wildflysch; 5, şisturi cristaline şi depozite ante-barremiene; 6, pînza de Ceahlău; 7, profil micropaleontologic.

Schéma de la carte géologique du secteur central et nordique du synclinal Hăghimaş (d'après M. S ă n d u l e s c u), indiquant l'emplacement des profiles micropaléontologiques.

1i Quaternaire: a, alluvions; b, éboulements; 2, Vraconien — Cénomanien: conglomérats de Bîrnadu; 3, nappe de Hăghimaş. Nappe bucovinienne: 4, Barrémien—Albien: formation de Wildflysch: 5, schistes cristallins et dépôts anté-barrémiens; 6, nappe de Ceahlău; 7, profil micropaléontologique.

întreaga formațiune de Wildflysch și seria conglomeratelor de Bîrnadu. Formațiunea de Wildflysch care are aici aproximativ 800 m grosime, se poate urmări din bază, pe Dealul Fagului unde se dispune pe stratele de Lunca pînă în Valea Fagului unde suportă transgresiv seria conglomeratelor de Bîrnadu. Din seria conglomeratelor de Bîrnadu am colectat probe micropaleontologice pe Pîrîul Pietrii Crăpate și valea Javardi pe o grosime de cca 650 m.

Din sectorul nordic al sinclinalului Hăghimaș, de pe Valea Caprei (bazinul văii Jidanului) am colectat de asemenea probe micropaleontologice din formațiunea de Wildflysch, începînd de la contactul acesteia cu șisturile cristaline.

Date microbiostratigrafice asupra formațiunii de Wildflysch

Scurtă caracterizare a faciesului. Formațiunea de Wildflysch este reprezentată prin depozite tipice, cu caracter haotic, sau uneori sedimentația tipică de Wildflysch este înlocuită printr-o sedimentație ritmică de tipul flișului șistos. În primul caz masa principală a formațiunii este formată din depozite argilo-nisipoase fără o stratificație precisă care au în masa lor fragmente colțuroase sau rotunjite de diferite roci (cuarț, calcar, etc). La nivele variate se intercalează brecii calcaroase, conglomerate tilloide, calcare sideritice, megabrecii, klippe de calcare (în special urgoniene și jurasice). Depozitele de tipul flișului șistos sînt alcătuite din alternanțe strînse de gresii, uneori curbicorticale, și marno-argile cenușii.

În marnele din formațiunea de Wildflysch din sinclinalul Hăghimaș au fost găsite Orbitoline (I. Atanasiu, 1928; I. Băncilă, 1941, M. Săndulescu, 1966) precum și Neohiboliți (I. Preda, M. Pelin, 1963). Sînt citate de asemenea plante ca *Vindringtina* sp. (Conifere), *Cheilanthus laharpii* (Filicinea) (I. Băncilă, 1941) și alge. Un material bogat paleontologic (I. Atanasiu, 1929; D. Patrulius, 1966) îl oferă klippele de calcare însedimentate.

Conținutul microfaunistic. Pe profilul Dealul Fagului — Valea Fagului — izvoarele văii Piatra Crăpată (pl. III), am identificat următoarele asociații microfaunistice :

La 150 m deasupra contactului formațiunii de Wildflysch cu stratele de Lunca (150 m în care se dezvoltă faciesul paratipic al Wildflysch-

ului, un fliş şistos) în argile cenuşiu-negricioase fără stratificaţie am identificat (proba 3521 şi 3523) Trocholine pe care le atribuim speciilor : *Trocholina paucigranulata* Moullade şi T. cf. *friburgensis* (Guillaume et Reichel).

Prima specie este cunoscută în fosa voconţiană, unde a fost stabilită în Valanginian, Hauterivian şi foarte rar în Barremian şi Apţian inferior (M. Moullade, 1966). Cea de a doua specie este cunoscută în faciesul urgonian alpin din pînzele helvetice şi ultrahelvetice (H. Gauillaume et M. Reichel, 1957) şi în fosa voconţiană (M. Moullade, 1966) în depozite barremian—apţian-infericare.

Următoarea probă fosiliferă (proba 1625) se găseşte, la aproximativ 200 m grosime stratigrafică mai sus faţă de proba 3523, segment în care se dezvoltă depozite tipice de Wildflysch cu megabrecii calcaroase şi brecii.

În proba 1625 am găsit următoarea asociaţie de foraminifere aglutinante :

Dorothia oxycona (Reuss)
Dorothia sp.
Arenobulimina sp.
Arenobulimina chapmani (Cushman)
Plectorecurvoides irregularis Geroch
Trochammina delicatula Crespin
Trochammina texana Cushman et Waters
Trochammina vocontiana Moullade
Haplophragmoides concava (Chapman)
Haplophragmoides chapmani Crespin
Haplophragmoides subglobulosa (Grzybow.)
Haplophragmoides canariensis (D'Orb.)
Throchamminoides contortus (Grzybow.)
Saccammina placenta (Grzybow.)
Reophax guttifera Bredy
Reophax minuta Tappan
Reophax cf. *scorpiurus* Montfort
Rhizammina sp.
Sachoriza sp.

Majoritatea speciilor din această asociaţie au o răspîndire destul de largă pe verticală. Este foarte semnificativă pentru stabilirea vîrstei, coexistenţa în cadrul asociaţiei a speciilor care se cunosc pînă în Albian sau numai în Albian (*Trochammina vacontiana*, *Haplophragmoides concava*)

şi a speciilor şi mai ales a genurilor care apar din Albian (*Arenobulimina*). Toate acestea ne indică vîrsta albiană a depozitelor.

De la punctul 1625, în continuare pe Valea Fagului, pe cca 150 m se dezvoltă din nou depozite de fliş şistos în care nu am găsit pînă în prezent microfaună ; pe următorii 150 m se dezvoltă din nou faciesul de Wildflysch reprezentat prin argile cu blocuri, iar pe ultimii 150 m se găseşte un fliş şistos, care încheie formaţiunea de Wildflysch pe acest profil, urmînd deasupra conglomeratele de Bîrnadu. Numai în acest ultim fliş şistos am mai identificat cîteva exemplare de *Reophax lenticularis* (proba 1726) şi *Spirillina* sp. (proba 1725), care nu ne dau indicaţii sigure de vîrstă.

Pe profilul văii Caprei (pl. III) formaţiunea de Wildflysch, care se dispune aici pe şisturile cristaline, începe cu un pachet de cca 65 m grosime de argile cu blocuri, după care continuă pe aproape 150 m cu depozite şistoase, bine stratificate.

Proba 510 A colectată din primele nivele ale depozitelor şistoase la aproximativ 65 m deasupra contactului cu şisturile cristaline, conţine o asociaţie bogată alcătuită din foraminifere bentonice aglutinante şi calcaroase şi din forme pelagice. Speciile întîlnite sînt :

Dorothia praeoxycona? Moullade
Dorothia oxycona (Reuss)
Dorothia conula (Reuss)
Gyroidina div. sp.
Gyroidina infracretacea Morozowa
Valvulineria loetterli (Tappan)
Quadrimorphina cf. *ruckerae* (Tappan)
Hedbergella infracretacea Glaessner
Hedbergella planispira (Tappan)
Hedbergella trocoidea (Gandolfi)
Lenticulina (*Astacolus*) *calliopsis* (Reuss)
Lenticulina (*A.*) *harpa* (Reuss)
Lenticulina (*Lenticulina*) *grata* (Reuss)
Lenticulina (L.) *acuta* (Reuss)
Lenticulina (L.) *navicula* (D'Orb.)
Lenticulina (*L.*) *subgaultina* Bartenst.
Lenticulina (*L.*) *ovalis* (Reuss)
Lenticulina (*L.*) *nuda* (Reuss)
Lentculina (*L*). *saxocretacea* Bartenst.
Lenticulina div. sp.

Lagena div. sp.
Dentalina guttifera D'Orb.
Dentalina div. sp.

Aceasta este o asociaţie albiană. Elemente indicative pentru această vîrstă sînt genurile *Valvulineria* şi *Quadriomorphina* care îşi încep evoluţia din Albian; speciile: *Lenticulina* (*L.*) *acuta*, *Dorothia oxycona* sensu Moullade (1966), care apar tot din Albian.

Dacă ţinem seama de răspîndirea speciilor de *Hedbergella* în bazinul clasic al Ronului, putem preciza vîrsta albian-inferioară a acestei asociaţii deoarece *Hedbergella trocoidea* este cunoscută în această regiune din Gargasian pînă în Albianul inferior, *H. planispira* începe din Albianul inferior, *iar Hedbergella infracretacea* se găseşte pînă în Albianul inferior (M. Moullade, 1966). De asemenea în concluziile colocviului de la Lyon (J. Sigal, M. Moullade, 1963) se consideră că în general pentru domeniul mediteranean *H. trocoidea* există în intervalul Clansayesian — Albian mediu.

În această asociaţie apar şi două exemplare de *Dorothia praeoxycona* Moullade, specie care este considerată ca existînd pînă în Apţianul inferior. Prezenţa ei aici o punem fie pe seama unei remanieri (însă nu prezintă nici un caracter indicativ în acest sens) fie pe seama existenţei ei şi în depozite mai noi.

Deasupra probei 510A, la 20 m grosime stratigrafică în proba 510 conţinutul micropaleontologic se schimbă în sensul că există mai ales foraminifere aglutinante iar formele bentonice calcaroase reprezentate prin genuri ale familiei Lenticulina sînt în general exemplare corodate denotînd o remaniere din formaţiuni mai vechi sau o remaniere intraformaţională. Asociaţia este alcătuită din:

Dorothia filiformis (Berthelin)
Dorothia conula (Reuss)
Gaudryna reicheli Bart., Bett., Bolli.
Gaudryna oblonga Zaspelova
Gavelinella complanata (Reuss)
Pseudobolivina variabilis (Vasicek)
Spiroplectammina sp.
Haplophragmoides concava (Chapm.)
Haplophragmoides gigas minor Naus.
Haplophragmoides globosa Lozo
Haplophragmoides chapmani Crespin
Haplophragmoides kirki Wiekenden

Trochammina vocontiana Moullade
Trochammina ummiatensis Tappan
Trochamminoides contortus (Grzybow.)
Hyperammina div. sp.
Hyperammina grzybowski Dylazan
Reophax guttifera Brady
Reophax minuta Tappan
Reophax elongata (Grzybow.)
Saccammina placenta (Grzybow.)
Lenticulina (*Lenticulina*) div. sp.
Lenticulina (*Marginulina*) div. sp.
Lenticulina (*Saracenaria*) div. sp.
Lenticulina (*Astacolus*) *calliopsis* (Reuss)
Lenticulina (*A.*) *harpa* (Reuss)
Dentalina div. sp.
Gyroidina div. sp.

Această asociaţie are un conţinut obişnuit asociaţiilor de vîrstă albiană din depozitele de fliş din Carpaţi (S. Geroch, 1959; E. Hanzlikowa, 1963; Jana Săndulescu, 1967).

La 30 m grosime stratigrafică deasupra probei 510, în proba 509, am întîlnit puţine exemplare de *Saccammina placenta* şi *Haplophragmoides chapmani*.

În proba 508A situată la 55 m grosime stratigrafică deasupra probei 509, am întîlnit următoarea asociaţie de foraminifere cu un conţinut sărac atît din punct de vedere generic şi specific cît şi din punct de vedere al frecvenţei :

Haplophragmoides gigas minor Naus.
Saccammina placenta (Grzybow.)
Reophax pilulifera Brady
Reophax div. sp.
Plectorecurvoides cf. *irregularis* Geroch
Trochammina carpenteri (Grzybow.)
Trochammina cf. *ribistonensis* Wickenden

În proba 508, situată la 30 m grosime stratigrafică deasupra probei 508A, conţinutul microfaunistic este dat de foraminifere bentonice aglutinante printre care apar primele exemplare de *Plectorecurvoides alternans*, alături de :

Pseudobolivina variabilis (Vasicek)

Spiroplectammina sp.
Haplophragmoides concava (Chapm.)
Haplophragmoides kirki Wickenden
Haplophragmoides chapmani Crespin
Trochammina vocontiana Moullade
Trochammina cf. *globigeriniformis* Jones et Park.
Trochamminoides contortus (Grzybow.)
Saccammina placenta (Grzybow.)
Reophax div. sp.
Dorothia conula (Reuss)
Ammobaculites div. sp.
Textularia foeda Reuss

Aceasta este de asemenea o asociaţie albiană prin apariţia formei *Plectorecurvoides alternans* alături de specii cunoscute pînă în Albian sau numai în Albian (*T. vocontiana*, *H. concava*). Trebuie să remarcăm că *P. alternans* din această probă prezintă caracterele exemplarelor întîlnite în nivelele inferioare ale Albianului inferior din depozitele unităţii flişului curbicortical (Jana Săndulescu, 1967) adică are spira formată din două camere alterne, dar forma testului este înaltă fără a avea camere deltoidale alungite lateral aşa cum se întîlnesc la exenplarele din Cenomanian.

Deci pe primul profil, Dealul Fagului — Valea Fagului — Valea Pietrii Crăpate, microfauna ne indică în mod sigur, cel puţin pentru toate depozitele jumătăţii superioare a formaţiunii de Wildflysch, vîrsta albiană. Partea inferioară a formaţiunii de Wildflysch de pe acest profil în mod sigur nu este de vîrstă albiană ea conţinînd Trocholine barremian-apţiene.

Pe profilul văii Caprei, Albianul şi mai precis Albianul inferior este demonstrat prin prezenţa în asociaţie, la cca 65 m mai sus de baza formaţiunii de Wildflysch, a speciilor *Hedbergella planispira*, *H. trocoidea*, *H. infracretacea*. Deci în cei 65 m din bază ar trebui să fie condensat Barremianul şi Apţianul, sau Albianul inferior este ingresiv şi pe acest profil lipseşte o bună parte a celorlalţi doi termeni stratigrafici.

Concluzii. Din coroborarea datelor micropaleontologice de pe ambele profile putem trage următoarele concluzii : Trocholinele barremian-apţiene identificate, ne indică cel puţin existenţa unuia din aceste etaje sau poate a ambelor în partea inferioară a depozitelor de Wildflysch. Aceste două etaje sînt de fapt argumentate şi prin fauna recifală găsită

de D. Patrulius (1960). O contribuţie esenţială a studiului micropaleontologic efectuat este demonstrarea existenţei Albianului în jumătatea superioară a formaţiunii de Wildflysch, ca etaj final care intră în alcătuirea acestor depozite în sinclinalul Hăghimaş.

În vechea interpretare în care formaţiunea de Wildflysch şi seria conglomeratelor de Bîrnadu formau o serie continuă, unii autori (I. Băncilă, 1941; I. Preda, M. Pelin, 1964) au presupus existenţa în succesiune a Albianului, dar l-au considerat reprezentat prin conglomeratele părţii terminale, care de fapt după cum vom vedea aparţin Vracono-Cenomanianului [5].

O altă concluzie priveşte succesiunea asociaţiilor micropaleontologice din Albianul dezvoltat sub facies de Wildflysch. Se conturează următoarele asociaţii:

(1) Asociaţia albian-inferioară cu *Hedbergella*, *Quadrimorphina* şi *Valvulineria*.

(1) Asociaţia de aglutinante cu: *Haplophragmoides gigas minor*, *H. concava*, *H chapmani*, *H. globosa*, *Dorothia filiformis*, *Reophax minuta*.

(3) Asociaţia cu *Plectorecurvoides alternans*, *Haplophragmoides gigas*, *Textularia foeda*.

(4) Asociaţia de foraminifere aglutinante cu *Arenobulimina*. Asociaţiile de foraminifere aglutinante sînt identice cu asociaţia albiană de aglutinante din depozitele unităţii flişului curbicortical din Carpaţii Orientali (Jana Săndulescu, 1967) sau din Albianul flişului din Carpaţii centrali şi nordici (S. Geroch, 1959, 1960; E. Hanzlikowa, 1964). Formaţiunea de Wildflysch, cel puţin partea terminală, este deci caracterizată printr-un conţinut microfaunistic alcătuit predominant din foraminifere bentonice aglutinante (reprezentate prin familiile: Haplophragmoidae, Trochamminidae, Textulariidae, Verneuillinidae, Saccamminidae, Hyperamminidae, Reophacidae, Buliminidae etc.) şi mai puţin din forme bentonice calcaroase (reprezentate prin familiile: Lagenidae, Discorbiidae, Chillostomellidae) şi foraminifere pelagice (reprezentate prin genul *Hedbergella*).

---

[5] Trebuie făcută menţiunea că deşi o parte din Neohiboliţii găsiţi de I. Preda şi M. Pelin (1963) indicau prezenţa Albianului în partea inferioară a depozitelor denumite de autori „complexul grezos-conglomeratic-calcaros", ei au atribuit acestei părţi vîrsta aptiană şi au considerat Albianul reprezentat prin partea terminală conglomeratică cu blocuri de calcare (I. Preda, M. Pelin, 1964).

Ceea ce este de asemenea caracteristic conţinutului microfaunistic al formaţiunii de Wildflysch este variaţia sa foarte frecventă pe verticală ca urmare a schimbării rapide a litologiei deci a biotopului, prezenţa unor genuri caracteristice sedimentaţiei detritice (ca *Arenobulimina*) şi frecvenţa remanierilor.

Date microbiostratigrafice asupra seriei conglomeratelor de Bîrnadu

Scurtă caracterizare litologică. Seria conglomeratelor de Bîrnadu este reprezentată printr-o succesiune groasă de cca 700 m dispusă transgresiv atît pe depozitele mezozoice ale parautohtonului (pînza bucovinică) cît şi pe depozitele mezozoice ale pînzei Hăghimaşului.

Ea este compusă din conglomerate, microconglomerate, mai puţin gresii şi foarte rare intercalaţii de marno-argile cenuşii. Elementele conglomeratelor şi microconglomeratelor sînt reprezentate prin şisturi cristaline, cuarţ, dar mai ales calcare. Conglomeratele înglobează uneori blocuri mai mari de calcare urgoniene sau tithonic-neocomiene.

Conţinutul microfaunistic şi concluzii stratigrafice. Probele micropaleontologice din aceste depozite au fost luate de pe valea Pietrii Crăpate din nivelele inferioare şi de pe valea Javardi din nivele superioare unde depozitele conglomeratice cu căderi spre W, se dispun peste depozitele formaţiunii de Wildflysch.

Conglomeratele de Bîrnadu (respectiv intercalaţiile argiloase) s-au dovedit a fi cel puţin pe aceste profile şi cu excepţia unui nivel situat la cca 320 m deasupra bazei lor (proba 1702) foarte sărace în ce priveşte conţinutul microfaunistic. Microfauna reprezentată mai ales prin genurile *Trochammina şi Haplophragmoides* nu se pretează în general la determinări specifice. Mai rar am întîlnit Radiolari, *Saccammina placenta*, *Flabellammina* şi *Lenticulina* (*L. saxocretacea* B a r t .).

Nivelul marno-argilos (proba 1702) situat la aproximativ 320 m de baza conglomeratelor de Bîrnadu ne-a oferit un extrem de important şi bogat material microfaunistic (pl. III). El conţine aproximativ 49 specii repartizate următoarelor familii (după clasificarea lui J. S i g a l, 1952): Lagenidae (27 specii), Epistominidae (6 specii), Verneuillinidae (4 specii), Textularidae (1 specie), Discorbiidae (1 specie), Globorotaliidae (4 specii). 10 specii aparţinînd genului *Lenticulina* [*L.* (*L.*) *subgaultina* B a r t e n s t ., *L.* (*L.*) *nodosa* (R e u s s), *L.* (*Saracenaria*) *crassicosta* (E i c h e n b .), *L.* (*Astacolus*) *planiuscula* (R e u s s .), *L.* (*A.*) *tricarinella* (R e u s s)]

şi *Epistommina* [*E. cretosa* D a m., *E. reticulata suturalis* D a m., *E. ornata* (R o e m e r), *E. spinulifera polypoides* (E i c h e n b .)], sînt remaniate. În acest nivel am mai întîlnit : ostracode de tip *Cythereis*, gasteropode, dinţi de peşti, articole de crustacei malacostraci, radiole de echinide.

Din familia Lagenidae, ca reprezentanţi ai genului *Lenticulina*, am identificat :

Specii care apar în Cenomanian :

Lenticulina (*Lenticulina*) *navicula* (d'O r b .)

Lenticulina (*L.*) *exarata* (H a g e n o w)

Specii care dispar în Cenomanian :

Lenticulina (*L.*) *gaultina* (B e r t h .)

Specii care se cunosc în toate etajele Cretacicului :

Lenticulina (*Astacolus*) *grata* (R e u s s)

Lenticulina (*L.*) *subangulata* (R e u s s)

Lenticulina (*L.*) *saxocretacea* B a r t e n s t .

Lenticulina (*L.*) *nuda* (R e u s s)

Lenticulina (*L.*) *gibba* d'O r b .

Specii care apar în Albian şi persistă în tot Cretacicul superior :

Lenticulina (*L.*) *acuta* (R e u s s)

Lenticulina (*L.*) *lepida* (R e u s s)

Lenticulina (*L.*) *secans* (R e u s s)

Specii care trebuie să le considerăm remaniate ele fiind cunoscute pînă în Albian [*L.* (*L.*) *subgaultina* B a r t şi *L.* (*L.*) *nodosa* (R e u s s), *L.* (*S.*) *crassicostata* (E i c h e n b.), *L.* (*A.*) *planiuscula* (R e u s s)] sau pînă în Apţian [*L.*(*A.*) *tricarinella* (R e u s s)].

Genul *Vaginulina* este reprezentat prin *V. recta* R e u s s , *V. arguta* R e u s s , specii cu o largă răspîndire în Cretacic şi *V.* (*Citharina*) cf. *strigillata* R e u s s , pe care am găsit-o citată ca existînd în Turonian (A. F r a n k e, 1928) sau Cretacic în general (A. L o e b l i c h, H. T a p p a n, 1964).

Tot din familia Lagenidae proba 1702 conţine numeroase exemplare de *Dentalina* (dintre care am determinat : *D. lorneiana* d ' O r b. şi *D. inornata* d' O r b .) şi *Marginulina*.

Familia Verneuillinidae este reprezentată prin multe exemplare de *Tritaxia pyramidata* R e u s s , *T. tricarinata* R e u s s şi *Dorothia trochus* (d'O r b .), forme cu o largă răspîndire mai ales în Cretacicul mediu.

Discorbiidaele sînt reprezentate prin foarte multe exemplare de *Gavelinella* ex gr. *Gavelinella intermedia-flandrini*, iar Textulariidaele prin *Spiroplectammina elongata* B a r n a r d .

Coexistenţa în asociaţia de foraminifere prezentată a Lenticulinelor (*L. navicula*, *L. exarata*) care apar în Cenomanian şi a celor (*L. gaultina*) care dispar în acest etaj, precum şi prezenţa speciei *Spiroplectammina elongata* formă cenomaniană şi a speciei *Epistomina supracretacea* formă cretacic-superioară, toate acestea sînt elemente care argumentează existenţa etajului Cenomanian.

Precizarea acestei vîrste este dată mai ales de prezenţa în proba 1702 a Rotaliporelor: *R. greenhornensis* (Morrow), *R.* cf. *appeninnica*, *R.* cf. *R.* gr. *cushmani-turonica*.

Deci pe baza microfaunei menţionate mai sus, argumentăm pentru prima dată existenţa Cenomanianului în sinclinalul Hăghimaş. Conglomeratele de Bîrnadu cuprind în mod sigur în bază şi Vraconianul deoarece peste tot, în zonele cele mai interne (zona cristalino-mezozoică, pînza de Ceahlău) ale Carpaţilor Orientali, unde ciclul de sedimentare al Cretacicului superior începe transgresiv, el cuprinde în bază această subdiviziune cronostratigrafică. Mai mult, în sectorul sudic al zonei cristalino-mezozoice, în muntele Postăvaru şi la Codlea este caracteristică dezvoltarea Vraconian-Cenomanianului inferior transgresiv şi în facies conglomeratic (conglomeratele de Postăvaru). Astfel conglomeratele de Bîrnadu reprezintă echivalentul spre nord al acestor depozite.

Concluzii generale. Prin acest studiu microbiostratigrafic s-au adus două contribuţii esenţiale de ordin stratigrafic.

1. A fost demonstrată existenţa Albianului în jumătatea superioară a formaţiunii de Wildflysch, precizîndu-se astfel pentru prima dată etajul final care intră în alcătuirea acestor depozite din sinclinalul Hăghimaş. În vechea interpretare prin care formaţiunea de Wildflysch şi conglomeratele erau considerate ca o serie continuă marnoasă conglomeratică, Albianul a fost uneori presupus (I. Băncilă, 1941; I. Preda, M. Pelin, 1963, 1964), dar nu în partea marnoasă ci în partea terminală conglomeratică pentru care s-a demonstrat în lucrarea de faţă vîrsta vraconian-cenomaniană.

2. A fost pusă în evidenţă prin microfaună, pentru prima dată existenţa Cenomanianului în sinclinalul Hăghimaş în faciesul conglomeratelor de Bîrnadu. Au fost datate aceste depozite ca fiind de vîrstă vraconian-cenomaniană.

Din punct de vedere micropaleontologic, o contribuţie adusă este aceea a primei caracterizări făcute în acest sens, asupra depozitelor în facies

de Wildflysch şi de facies conglomeratic din sinclinalul Hăghimaş. De asemenea, au fost făcute observaţii complimentare asupra diferitelor specii de foraminifere.

PALEONTOLOGIE

Genul: *Pseudobolivina* Wiesner, 1931

Pseudobolivina variabilis (Vasicek) 1947

(Pl. I, fig. 1 a, b; 2 a, b)

Referinţe: *Bigenerina variabilis* Vasicek (1947) Vest. Geol. Ust. C.S.S.R., vol. 22, p. 235–256, pl. I, fig. 10–12. S. Geroch (1959) Zeit. Palaeont., vol. 33, nr. 1–2, p. 121, pl. 12, fig. 10 a, b. – E. Hanzlikowa (1966) Acta Musei Moraviae, vol. 60, p. 117, pl. 9, fig. 8, 9, 10 a, b, 11, 12.

Pseudobolivina variabilis (Vasicek) – S. Geroch (1966) Anall. Soc. Géol. Pol., vol. 36, p. 445, pl. 14, fig. 1–4.

Dimensiuni: lungime 0,46 – 0,42 mm, lăţimea maximă 0,23–0,20 mm.

Observaţii: Forma testului exemplarelor din Albianul sinclinalului Hăghimaş este asemănătoare cu a topotipurilor figurate de Vasicek (fig. 11 şi 12) şi cu exemplarele figurate de S. Geroch (1966) şi E. Hanzlikowa (1966). Apertura prezintă în mod clar caracteristicile date în descrierea lui S. Geroch (1966, p. 445) pe baza cărora atribuie această specie genului *Pseudobolivina*.

Este remarcabilă asemănarea speciei *Pseudobolivina variabilis* (Vasicek) cu *P. variana* (Eicher), cel puţin (în măsura literaturii consultate pînă în prezent) cu unele din exemplarele figurate de I. Crespin (1963, pl. 14, fig. 17, 16). În ceea ce priveşte exemplarele lui D. L. Eicher aparţinînd speciei *P. variana*, exemplare reproduse în „Treatise on invertr. paleont. part., C, vol. 1", (A. R. Loeblich şi H. Tappan, 1964, fig. 167, nr. 5–6) acestea se deosebesc de *P. variabilis* numai prin dezvoltarea mai mare a ultimelor camere, mai ales în înălţime. Ne punem problema dacă cel puţin o parte din ceea ce s-a considerat *P. variana* (Eicher) să nu fie de fapt *P. variabilis* (Vasicek) sau mai mult *P. variana* (Eicher) să intre în sinonimia speciei *P. variabilis* (Vasicek.).

Răspîndire: Albian, formaţiunea de Wildflysch (munţii Hăghimaş – Carpaţii Orientali), Cenomanian, conglomeratele de Bîrnadu (Munţii Hăghimaş – Carpaţii Orientali).

Genul : *Dorothia* Plummer, 1931

Dorothia oxycona (Reuss) 1860

(pl. I, fig. 14 a, b ; 15)

Referinţe : *Gaudryna oxycona* Reuss (1860) K. Akad. Wiss. Wien math. naturw. Cl., Sitzungsber., vol. 40 p. 229, pl. 12, fig. 3, (fide, E. Ellis, A. Messina Catalog of foraminifera). — A. Franke (1928) Abhandl. d. Preuss. Geol. Landesanst. N. F., vol. 111, p. 134, pl. 13, fig. 8.

Marssonella oxycona Reuss — Janina Sztejn (1957) Inst. Geol. Prace, vol. 22, p. 211, pl. 3, fig. 1. — M. Moullade (1960) Rev. microp., vol. 3, nr. 2, p. 131, pl. 1, fig. 1—5.

Dorothia oxycona Reuss — A. R. Loeblich and A. Tappan (1964) Treatise on Invert. Paleont., part. C., protista 2, p 275, fig. 184 (5). — M. Moullade, 1966, Doc. Labo. Géol. Fac. Sci. Lyon. nr. 15, fasc. 1, p. 29, pl. 3, fig. 5—7.

Observaţii : Unele exemplare din Albianul formaţiunii de Wildflysch au partea biserială a testului neregulat dezvoltată, aspect ce le apropie de exemplarele atribuite de Moullade speciei *praeoxycona* (1966, pl. 3, fig. 8 — 11), fără a avea însă gradul de neregularitate a acestora. Aceste exemplare ca aspect apar ca nişte tipuri intermediare între specia *praeoxycona* şi *oxycona*.

Răspîndire : Albian, formaţiunea de Wildflysch (munţii Hăghimaş — Carpaţii Orientali), Cenomanian, conglomeratele de la Bîrnadu (munţii Hăghimaş — Carpaţii Orientali).

Genul : *Arenobulimina* Cushman, 1927

Arenobulimina chapmani Cushman, 1936

(Pl. I, fig. 13 a, b, c)

Referinţe : *Arenobulimina chapmani* Cushman (1936) Lab. Foram. Res., Spec. publ., Sharon Mass., U.S.A., no. 6, p. 26, pl. 4, fig. 17. (fide E. Ellis, A. Messina: Catalog of foraminifera) — A. Ten Dam (1950) Mem. Soc. Géol. Franc., no. 63, p. 14.

Hagenovella chapmani (Cushman) — V. P. Vasilenko (1961) Trudî VNIGRI, fasc. 171, p. 22, pl. III, fig. 3, pl. IV, fig. 1—3.

Observaţii : Testul este rugos cu aspect slab striat ca şi la exemplarul 2, pl. IV, figurat de Vasilenko (1961).

Răspîndire : Albian, formaţiunea de Wildflysch (munţii Hăghimaş — Carpaţii Orientali).

Genul : *Trochammina* Parker et Jones, 1859

Trochammina vocontiana Moullade, 1960

(Pl. II, fig. 4a — 6c)

Referinţe : *Trochammina concava* Chapman var. *vocontiana* Moullade (1960) Rev. microp. vol. 3, nr. 2, p. 200, pl. 1, fig. 1.

Trochammina vocontiana Moullade (1961) Rev. microp. vol. 3, nr. 4, p. 104, pl. 1, fig. 6, 7, 10—12, 15, 16. — S. Geroch (1966) Anall. Soc. Géol. Pol., vol. 36, p. 450, pl. 14, fig. 5—12.

Dimensiuni: D = 0,50 — 0,32 mm; d = 0,42 — 0,30 mm

Observaţii: Unele exemplare sînt fin arenacee (în special cele de dimensiuni mici), altele mai grosier-arenacee. Variază de asemenea şi globulozitatea camerelor existînd forme cu camere plate pînă la forme cu camere mai umflate, în special ultima cameră.

Răspîndire: Albianul inferior, formaţiunea de Wildflysch (munţii Hăghimaş — Carpaţii Orientali).

Genul: *Haplophragmoides* Cushman, 1910

Haplophragmoides concava (Chapman) 1892

(Pl. II, fig. 1a — 3e)

Referinţe: *Trochammina concava* Chapman (1892) Journ. Roy. Micr. Soc. London, part, II, p. 327, pl. 6, fig. 14 a—b (fide F. Ellis, A. Messina: Catalogue of Foraminifera).

Haplophragmoides concava (Chapman) — A. Ten Dam (1950) Mem. Soc. Géol. France, nr. 63, N. S., vol. 29, fasc. 4, p. 9, pl. 1, fig. 5.

Haplophragmoides concavus (Chapman) — J. Sztejn (1957) Inst. Geol. prace, vol. 22, p. 207, pl. 2, fig. 6. — S. Geroch (1959) Paläont. Zeit., vol. 33, nr. 1/2, pl. 12, fig. 15. — E. Hanzlikowa (1966) Acta Musei Moraviae, vol. 51, p. 110, pl. 6, fig. 4.

Dimensiuni: D = 0,30 — 0,38 mm; d = 0,27 — 0,33 mm; grosimea = 0,9 — 0,10 mm.

Observaţii: Principalul caracter luat în discuţie la atribuirea generică a acestei specii este poziţia aperturii. La multe din exemplarele identificate în formaţiunea de Wildflysch din sinclinalul Hăghimaş se observă clar poziţia „ecuatorial — interiomarginală" a aperturii, poziţie caracteristică genului *Haplophragmoides*. De asemenea la unele exemplare (fig. 3a — e) cu testul foarte fin aglutinat se observă în imersie înrularea planspirală caracteristică acestui gen.

Răspîndire: Albian, formaţiunea de Wildflysch (munţii Hăghimaş — Carpaţii Orientali).

Genul: *Plectorecurvoides* Noth 1952, emend Geroch

Plectorecurvoides irregularis Geroch, 1962

(Pl. I, fig. 16a, b, c)

Referinţe: *Plectorecurvoides* sp. Geroch (1950) Paläont. Zeit. vol. 33, p. 118, pl. 12, fig. 11.

Plectorecuvoides irregularis Geroch (1962) Annal. Soc. Géol. Pol., vol. 32, fasc. 2, p. 286, fig. 2.

Observaţii : Se remarcă bine faptul că ultimele camere ale spirei nu mai au aranjament biseriat.

Răspîndire : Albian, formaţiunea de Wildflysch (munţii Hăghimaş — Carpaţii Orientali).

Genul : *Quadrimorphina* Finlay, 1939
Quadrimorphina ruckerae (Tappan) 1957

(Pl. II, fig. 8a — 9c)

Referinţe : *Pallaimorphina ruckerae* Tappan — H. Tappan (1962) Geol. Surv. Prof. Pap, vol. 236-C, p. 189, pl. 50, fig. 1—9.

Quadrimorphina ruckerae (Tappan) — A. R. Loeblich, A. Tappan (1964) Treatise on invertebr. Paleont., part. C, Protista 2, vol. 2, p. 744, pl. 611, fig. 5.

Observaţii : Exemplarele identificate se aseamănă mai ales cu figurile 4, 6, 7 din lucrarea lui H. Tappan (1962), cu menţiunea însă că limbul apertural nu este aşa distinct. Spre deosebire de *Q. allomorphinoides* această specie are camere mai globuloase, iar partea spirală este mai proeminentă.

Răspîndire : Albian inferior, formaţiunea de Wildflysch (munţii Hăghimaş — Carpaţii Orientali).

Genul : *Valvulineria* Cushman, 1926
Valvulineria loetterli (Tappan) 1940

(Pl. II, fig. 7a, b, c)

Referinţe : *Gyroidina loetterli* Tappan (1940) Journ. Pal. Tulsa-Oklahoma, vol. 14, p. 120, pl. 19, fig. 10 (fide F. Ellis, A. Messina: Catalogue of foraminifera).

Valvulineria loetterli (Tappan) — H. Tappan (1962) Geol. Surv. Profess. Pap. vol. 236, p. 194, pl. 54, fig. 1—4.

Observaţii : Exemplarele din formaţiunea de Wildflysch se aseamănă cu exemplarul figurat de H. Tappan (1962) în pl. 54, fig. 1.

Răspîndire : Albian inferior, formaţiunea de Wildflysch (munţii Hăghimaş — Carpaţii Orientali).

Genul : *Hedbergella* Bronnimann et Brown, 1958
Heldbergella infracretacea Glaessner

(Pl. II, fig. 10a — 12c; 14a, b, c)

Referinţe : vezi sinonimia M. Glaessner (1966) Eclog. Geol. Helvet., vol. 59. nr. 1, p. 179.

Dimensiuni : D = 0,24 — 0,19 mm ; d = 0,20 — 0,19 mm ; H = 0,13 — 0,10 mm.

Observaţii : Exemplarele identificate au aspectul tipic al acestei specii. Unii indivizi prezintă şi stadiul de catapsidrax.

Răspîndire : Albian inferior, formaţiunea de Wildflysch (munţii Hăghimaş — Carpaţii Orientali).

Hedbergella planispira (T a p p a n) 1940

(Pl. II, fig. 13a, b, c)

Referinţe : *Globigerina planispira* T a p p a n (1940) Journ. Pal. vol. 14, p. 122, pl. 19, fig. 12 (fide F. E l l i s, A. M e s s i n a, Catalogue of foraminifera).

Globigerina globigerinelloides S u b b o t i n a — N. S u b b o t i n a (1953) VNIGRI, Trudy, n. ser., vol. 76, p. 51, pl. 1, fig. 11—12.

Hedbergella planispira (T a p p a n) — A. R. L o e b l i c h, H. T a p p a n (1961) Micropaleontology, vol. 7, nr. 3, p. 276, pl. 5, fig. 11. — T. N e a g u (1965) Micropaleontology, vol. 11, nr. 1, p. 36, pl. 10, fig. 1—4.

Dimensiuni : D = 0,21 mm ; d = 0,16 mm ; H = 0,10 mm.

Observaţii : Se observă bine caracterele aperturii şi anume poziţia interiomarginal-extraombilical-ombilicală şi limbul marginal cu expansiuni spre ombilic.

Răspîndire : Albian inferior, formaţiunea de Wildflysch (munţii Hăghimaş — Carpaţii Orientali).

Hedbergella trocoidea (G a n d o l f i) 1942

(Pl. II, fig. 11a, b, c)

Referinţe : *Anomalina lorneiana* d'O r b. var. *trocoidea* G a n d o l f i (1942) Rev. It. Pal., vol. 48, nr. 4, p. 99, 134, pl. 2, fig. 1 ; pl. 4, fig. 2—3 ; pl. 13, fig. 2, 5 (fide F. E l l i s, A. M e s s i n a, Catalogue of foraminifera).

Hedbergella trocoidea (G a n d o l f i) — A. R. L o e b l i c h, H. T a p p a n (1961) Micropal., vol. 7, nr. 3, p. 277—278, pl. 5, fig. 1—2.

Dimensiuni : D = 0,26 mm ; d = 0,19 mm ; H = 0,13 mm.

Răspîndire : Albian inferior, formaţiunea de Wildflysch (munţii Hăghimaş — Carpaţii Orientali).

BIBLIOGRAFIE

STRATIGRAFIE

A t a n a s i u I. (1928) Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului (jud. Neamţ). *An. Inst. geol. Rom.* XIII. Bucureşti.

Băncilă I. (1941) Étude géologique dans les monts Hăghimaş—Ciuc (Carpathes Orientales). *Extras din An. Inst. geol. Rom.* 21. Bucureşti.

— (1958) Présentation sommaire de la carte géologique des environs de Cheile Bicazului, redigée par I. Atanasiu. *Ann. Com. géol.*, 24—25 (résumés). Bucureşti.

— (1958) Geologia Carpaţilor Orientali. Bucureşti.

Herbich F. (1878) Das Szeklerland. Budapesta.

Patrulius D. (1960) La couverture mésozoïque des massif cristallins des Carpathes Orientales. *Ann. Inst. Geol. Publ. Ung.* 49, 1. Budapest.

Preda I., Pelin M. (1963) Contribuţii la cunoaşterea geologiei împrejurimilor Lacului Roşu (Carpaţii Orientali). *Comunic. de geol. ,Soc. Şt. Nat. Geogr. R.P.R.* 2. Bucureşti.

— Pelin M. (1964) Contribuţii la cunoaşterea geologiei Cheilor Bicazului. *Anal. Univ. Bucureşti, ser. Şt. Nat. Geol.-Geogr.* 13, 1. Bucureşti.

Săndulescu M. (sub tipar) Probleme tectonice ale sinclinalului Hăghimaş. *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/3 (1965—1966). Bucureşti.

Uhlig V. (1907) Über die Tektonic der Karpaten. *Sitzungsber. K. Akad. Wiss. Wien* XVI. Wien.

MICROPALEONTOLOGIE

Bach I. (1965) Microfauna und Stratigraphie der Unterkreide im Gebiet des kleinen Fallsteins bei Osterwieck. *Geol. Zeit.* 51. Berlin.

Bartenstein H., Bettenstadt Fr., Bolli H. (1957) Die Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad. *Eclog. geol. Helvet.* 50, 1. Basel.

— Bettenstadt Fr. (1962) Marine Unterkreide (Boreal und Tethys). *Leitfos. Mikropaläont.* Berlin.

— Bettenstadt Fr., Bolli H. (1966) Die Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad. W. I. zwiter Teil, Maridale Formation. *Eclog. geol. Helvet.* 59, 1. Berlin.

Crespin I. (1963) Lower Cretaceous arenaceous Foraminifera of Australia. *Bull. Depart. National Develop. Bureau Mineral Res.* 66. Australia.

Dam Ten A. (1950) Les Foraminiféres de l'Albien des Pays. Bas. *Mém. Soc. Géol. France, n.s.* 63. Paris.

Ellis F., Messina A. (1940—1966) Catalogue of Foraminifera. *Spec. Publ. Amer. Mus-Nat. Hist.* New York.

Franke A. (1928) Die Foraminiferen de Oberen Kreide Nord-und Mitteldeutschlands. *Abhandl. Preus. Geolog. Land. N. F.* 111. Berlin.

Geroch S. (1959) Stratigraphic significance of arenaceous Foraminifera in the Carpathen Flysch. *Paläont. Zeit.* 33, 1/2. Stuttgart.

— (1960) Microfaunal assemblages from the Cretaceous and Paleogene Silezian Unit in the Beskid Slaski Mts., *Instit. Geolog. Biuletyn.* 153. Warszowia.

— (1962) Otwornice z rodzaju Thalmannammina i Plectorecurvoides w dolnej kredzie Karpat fliszowych. *Annal. Soc. géol. Pol.* 32. Krakowia.

— (1966) Lower Cretaceous Small Foraminifera of the Silezian Series Polish Carpathians. *Anall. Soc. Géol. Pol.* 36, Krakowia.

Glaessner M. (1966) Notes on Foraminifera of the Genus Hedbergella. *Eclog. geol. Helvet.* 59, 1. Basel.

Hanzlikowa E., Roth Z. (1963) Rewiew of the Cretaceous stratigraphy of the flysch zone in west Carpathians. *Geol. sborn.* 14, 1. Bratislava.

— (1966) Die Foraminiferen der Lhoty-schichten. *Acta Musei Moraviae.* 51. Brno.

Huss F. (1962) Les Foraminiféres agglutinants de la Série Soussilésienne de l'unité pétrolifère de weglowka (Karpates flyscheuses polonaises). *Polska Akad. Nauk. Prace geol.* 34. Warsowia.

Klaus J. (1959) Le ,,Complexe schisteux intermediare", dans le synclinale de la gruyère (Préalpes médianes). *Eclog. geol. Helvet.* 52, 2. Fribourg.

Khan M. (1962) Lower Cretaceous index Foraminifera from northwestern Germany and England. *Micropal.* 8, 3. New York.

Loeblich A., Tappan H. (1961) Cretaceous planktonic foraminifera. Part. I. Cenomanian. *Micropal.* 7, 3. New York.

— Tappan H. (1964) Treatise on invertebrate paleontology. Part. C, Protista 2. Kansas.

Moullade M. (1960) Sur l'attribution spécifique de Foraminifères appartenant au genre Trochammina, découverts dans l'Aptien et l'Albien des Baronnies (Drômes, Hautes Alpes). *Rev. micropaleont.* 4/2. Paris.

— (1960) Sur quelques Foraminiféres du Crétacé inférieur des Baronnies (Drômes). *Rev. micropaleont.* 3/2. Paris.

— (1965) Nouvelles propositions pour l'établissement d'une zonation micropaleontologique de l'Aptien et l'Albien vocontines. *C. R. somm. Soc. géol. France.* 48—50. Paris.

— (1966) Etude stratigraphique et micropaléontologique de Crétacé inférieur de la ,,fosse vocontienne". *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon,* 15, 2. Lyon.

Neagu T. (1965) Albian Foraminifera from Rumania. *Micropal.* 11, 1. New-York.

Renz O., Luterbacher H. (1965) Mittlere Kreide von la Vraconne bei Ste-Croix (Kt. Waadt). *Europäischen Mikropaläont. Kolloquium (Schweitz)* Basel.

Pozarjska K. (1957) Lagenidae du Crétacé supérieur de Pologne. *Paleont. Polon.* 8. Warszowia.

Reichel M. (1949) Observations sur les Globotruncana du gisement de la Breggia (Tessin). *Eclog. geol. Helv.* 42, 2. Basel.

Salaj I., Samuel O. (1966) Foraminifera der Westernkarpatenkreide (Slowackei). Bratislava.

Săndulescu Jana (1967) Contributions à la connaissance des Foraminifères éocrétacés des Carpates Orientales (Zones Internes). *Assoc. Geol. Carpato-Balcanique,* VIII-éme *Congres. Rapports,* I. Belgrad.

Sigal J. (1952) Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du crétacé. Monographie régionals 1er serie; Algérie n. 25. Alger.

Subbotina N. N. (1953) Globigerinidae, Hantkeninidae şi Globorotaliidae. *VNIGRI.* 76. Leningrad (în l. rusă).

Sztejn Janina (1957) Stratigrafia mikropaleontologiczna dolnej Kredy W. Polske Srodkowej. *Institut Geolog. Prace.* 22. Warszowia.

Tappan H. (1962) Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska. Part. 3, Cretaceous Foraminifera. *Geolog. Survey Profess. Paper.* 235-C. Washington.

Vasilenko V. P. (1961) Foraminiferele cretacicului superior din peninsula Mangîşlak. *VNIGRI*. 171. Leningrad (în l. rusă).

x x x (1965) Conclusions générales du colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, 1963). *Mém. B.R.G.M.* no. 34. Paris.

x x x (1960) Atlas, fauna cretacic-inferioară din Caucazul de nord şi Crimeia. Moscova (în l. rusă).

CONTRIBUTIONS MICROPALÉONTOLOGIQUES À LA CONNAISSANCE DU CRÉTACÉ DU SYNCLINAL HĂGHIMAŞ

PAR

JANA SĂNDULESCU

(Résumé)

Dans la zone cristallino-mésozoïque de la partie centrale des Carpates Orientales se développe le „synclinal Hăghimaş" qui présente la suivante structure en nappe, selon les dernières recherches (M. Săndulescu, 1966, 1967): 1, parautochtone représenté par la nappe bucovinienne, formée de schistes cristallins, et couverture sédimentaire des dépôts jurassiques et crétaciques; 2, la nappe transylvaine formée généralement de calcaires jurassiques supérieurs-crétaciques inférieurs, ayant à la base des lambeaux de poussée d'âge triasique, liasique et médiojurassique; 3, série des conglomérats de Bîrnadu, développés transgressivement par-dessus les dépôts des nappes bucovinienne et transylvaine.

Les dépôts crétaciques du faciès de la formation de Wildflysch de la nappe bucovinienne et la série des conglomérats de Bîrnadu constituent l'objet de cet étude micropaléontologique.

À la suite des études sur les foraminifères on a établi l'âge barrémien-albien pour la formation de Wildflysch et vraconien-cénomanien pour les conglomérats de Bîrnadu. Avant les dernières recherches qui ont déterminé la nouvelle interprétation de la structure du Hăghimaş, la formation de Wildflysch et les conglomérats de Bîrnadu étaient considérés comme une série continue marno-gréso-conglomératique qui occupait la partie axiale du synclinal Hăghimaş. On distinguait dans le cadre de cette série une partie inférieure marneuse, et

une autre terminale, conglomératique. En ce qui concerne l'âge, il y avait des opinions très différentes faute d'arguments paléontologiques concluants. L'historique de l'âge des dépôts crétaciques détritiques peut être résumé de la façon suivante : l'âge aptien pour toute la série des dépôts marno-gréso-conglomératiques (I. A t a n a s i u, 1928) ; l'âge barrémien-aptien pour la partie marneuse et albien-cénomanien pour celle supérieure, conglomératique (I. B ă n c i l ă, 1941 ; M. S ă n d u l e s c u, 1966) ; l'âge aptien-albien, en indiquant l'emplacement de l'Albien à la partie supérieure, conglomératique (I. P r e d a, M. P e l i n, 1963, 1964) ; l'âge cénomanien (V. U h l i g, 1907).

Données microbiostratigraphiques sur la formation de Wildflysch

La formation de Wildflysch participe à la constitution de la nappe bucovinienne et transgresse les schistes cristallins ou des divers termes du Mésozoïque. Elle est représentée par des dépôts typiques de Wildflysch à caractère chaotique, ou parfois la sédimentation typique de Wildflysch est remplacée par une sédimentation de flysch de type schisteux. Les dépôts typiques de Wildflysch sont formés d'une masse principale argilo-sableuse, sans stratification, qui enrobe des fragments angulaires ou arrondis de quartz, calcaires, diabases etc., et, à différents niveaux sont intercalés des brèches calcaires, conglomerats tilloïdes, calcaires sidéritiques, mégabrèches, klippes de calcaires. Les épisodes de type du flysch schisteux sont formés d'alternances étroites de grès et de marno-argiles grises.

Les traces fossilifères, connues jusqu'à présent dans les dépôts marno-gréseux conglomératiques du synclinal Hăghimaş ont été d'ailleurs mises en évidence dans la partie marneuse, inférieure, qui appartient, selon la nouvelle conception, à la formation de Wildflysch. On a aussi trouvé des exemplaires de *Neohibolites ewaldi*, *N. minimus obtusus*, *N. minimus oblongus* (I. P r e d a et M. P e l i n, 1963), *Neitheia atava*, *Coronatica aptiensis*, *Pseudocidaris crispicans*, etc. (D. P a t r u l i u s, 1959), Orbitoline (I. A t a n a s i u, 1928 ; I. B ă n c i l ă, 1941 ; M. S ă n d u l e s c u, 1966), feuilles de conifères, Felicinee, ainsi que des algues.

Grâce aux études micropaléontologiques (pl. III) de ces dépôts de la partie centrale (profil colline Fagului—Valea Fagului—Valea Piatra Crăpată) et de nord (profil Valea Caprei—Valea Jidanului) du synclinal Hăghimaş, on a établi les caractères suivants du point de

vue du contenu de foraminifères : les foraminifères bentoniques agglutinantes (représentées par les familles Haplophragmoidae, Trochaminidae, Buliminidae etc.) sont les plus freguents tandis que les foraminifères bentoniques calcaires (familles Lagenidae, Discorbiidae, Chillostomellidae) et les formes pélagiques (genre *Hedbergella*) sont peu répandues. Ce qui est aussi caractéristique, c'est la très fréquente variation verticale du contenu de foraminifères, de la proportion entre les foraminifères calcaires et celles agglutinantes, variation qui a lieu parallèlement aux échanges lithologiques. On remarque aussi la présence de certains genres caractéristiques à la sédimentation détritique et d'un grad nombre de formes remaniées.

La partie inférieure (pl. III) de la formation de Wildflysch contient peu de foraminifères dont les plus importantes sont les Trocholines barrémiennes-aptiennes (*T. paucigranulata* Moullade et *T.* cf. *friburgensis* Guill. et Reichel) qui nous indiquent l'existence du Barremien ou de l'Aptien ou de tous les deux dans la partie inférieure des dépôts de Wildflysch. D'ailleurs leur existence est aussi argumentée par une partie de la macrofaune ci-dessus mentionnée.

La moitié supérieure de la formation de Wildflysch (pl. III) a un contenu plus riche en foraminifères, conformément auquel on démontre l'existence de l'Albien comme étage final de cette formation du synclinal Hăghimaş, ce qui représente l'une des contributions stratigraphiques essentielles apportées par le présent article. L'ancienne interprétation, selon laquelle la formation de Wildflysch et la série des conglomérats de Bîrnadu étaient considérées comme une série unique et continue, supposaint parfois (I. Băncilă, 1941 ; I. Preda et M. Pelin, 1963, 1964) l'existence, dans ces dépôts, de l'Albien, mais représenté par les conglomérats de la partie terminale. Ceux-ci forment, dans la nouvelle interprétation, la série des conglomérats de Bîrnadu, d'âge vraconien-cénomanien.

L'Albien de la moitié supérieure de la formation de Wildflysch est caractérisé (de bas en haut) par les suivantes associations de foraminifères :

(1) association albienne inférieure, caractérisée par la présence des genres *Hedbergella*, *Quadrimorphina* et *Valvulineria*. Cette association comprend les espèces : *H. infracretacea* Glaessner, *H. planispira* (Tappan), *H. trocoidea* (Gandolfi), *Quandrimorphina ruckerae*

(T a p p a n), *Valvulineria loetterli* (T a p p a n), *Dorothia oxycona* (R e u s s), *D. conula* (R e u s s), *Lenticulina* (*Astacolus*) *calliopsis* (R e u s s), *L.*(*A.*) *harpa* (R e u s s), *L.*(*L.*) *grata* (R e u s s), *L.*(*L.*) *acuta* (R e u s s), *L.*(*L.*) *navicula* (d' O r b.), *L.* (*L.*) *subgaultina* B a r t., *L.* (*L.*) *ovalis* (R e u s s), *L.*(*L.*) *nuda* (R e u s s), *L.*(*L.*) *saxocretacea* B a r t., *Lagena* div. sp., *Dentalina* div. sp.

(2) association des agglutinants, caractérisée par la présence des espèces : *Haplophragmoides gigas minor* N a u s, *H. concava* (C h a p m a n), *H. chapmani* C r e s p i n, *H. globosa* L o z o, *Dorothia filiformis* (B e r t h.), *Reophax minuta* T a p p a n. On trouve aussi dans cette association les espèces : *Dorothia conula* (R e u s s), *Gaudryna reicheli* B a r t., B e t., B o l l i, *G. oblonga* Z a s p e l o v a, *Pseudobolivina variabilis* (V a s i c e k), *Haplophragmoides kirki* W i c k., *Trochammina vocontiana* M o u l l a d e, *T. ummiatensis* T a p p a n, *Trochamminoides contortus* (G r z y b o w.), *Hyperammina grzybowski* D y l a z., *Reophax guttifera* B r a d y, *Saccammina placenta* (G r z y b o w.), *Lenticulina* (*L.*) div. sp., *L.* (*Marginulina*) div. sp., *L.* (*Saracenaria*) div. sp.

(3) association à *Plectorecurvoides alternans* N o t h, *Haplophragmoides gigas* N a u s, *Textularia foeda* R e u s s et d'autres foraminifères agglutinants parmi lesquels citons : *Pseudobolivina variabilis* (V a s i c e k), *Haplophragmoides concava* (Ch a p m a n), *H. chapmani* C r e s p i n, *Trochammina vocontiana* M o u l l a d e, *Trochamminoides contortus* (G r z y b o w.), *Saccammina placenta* (G r z y b o w.), *Dorothia conula* (R e u s s), *Textularia foeda* R e u s s.

(4) association à *Arenobulimina chapmani* (C u s h m.) et : *Arenobulimina* sp., *Dorothia oxycona* (R e u s s), *Plectorecurvoides irregularis* G e r o c h, *Trochammina delicatula* C r e s p i n, *T. vocontiana* M o u l l a d e, *Haplophragmoides concava* (C h a p m.), *H. chapmani* C r e s p i n, *H. subglobulosa* (G r z y b o w.), *Trochamminoides contortus* (G r z y b o w.), *Saccammina placenta* (G r z y b o w.), *Reophax minuta* T a p p a n, *Reophax guttifera* B r a d y, *Rhizammina* sp.

Les associations de foraminifères agglutinants sont généralement ressemblantes, pouvant être même identiques à celles connues dans l'Albien et particulièrement dans l'Albien inférieur du flysch des Carpates Centrales et de Nord et de l'unité du flysch curbicortical des Carpates Orientales (J a n a S ă n d u l e s c u, 1967).

Données microbiostratigraphiques sur la série des conglomérats de Bîrnadu

Cette série est représentée par une succession épaisse d'environ 700 m, qui transgresse tant les dépôts mésozoïques du parautochton (nappe bucovinienne) que les dépôts mésozoïques de la nappe de Hăghimaș. Elle est formée de : conglomérats, microconglomérats, peu de grès et très rares intercalations de marno-argiles grises. Les éléments des conglomérats sont représentés par des schistes cristallins, quartz et calcaires. Les conglomérats comprennent parfois d'assez grands blocs de calcaires urgoniens ou tithoniques-néocomiens.

Les conglomérats de Bîrnadu, respectivement les intercalations argileuses et marneuses contiennent peu de microfaune (pl. III) mal conservée, représentée surtout par les genres *Trochammina*, *Haplophragmoides*, *Saccammina*, *Flabellammina*, *Lenticulina*, et des Radiolaires. Un niveau marneux, placé à une hauteur d'environ 320 m par rapport au soubassement des conglomérats, fait exception dans le sens qu'il a un contenu microfaunique extrêmement riche, représenté par approximativement 49 espèces, appartenant aux familles suivantes : Lagenide, Epistomminidae, Verneuillinidae, Textulariidae, Discorbiidae, Globorotaliidae.

De la famille Lagenidae on a rencontré *in situ* les suivants genres et espèces : *Lenticulina* (*L.*) *navicula* (d'Orb.), *L.*(*L.*) *exarata* (Hagenow.), *L.* (*A.*) *grata* (Reuss), *L.*(*L.*) *subangulata* (Reuss), *L.*(*L.*) *saxocretacea* Bart., *L.*(*L.*) *nuda* (Reuss), *L.*(*L.*) *gibba* d'Orb., *L.*(*L.*) *acuta* (Reuss), *L.*(*L.*) *lepida* (Reuss), *L.*(*L.*) *secans* (Reuss), *Vaginulina recta* Reuss, *V. arguta* Reuss, *V.* (*Citharina*) cf. *strigillata* Reuss, *Dentalina lorneiana* d'Orb., *D. inornata* d'Orb., *Marginulina* div. sp. A côté, on a aussi rencontré de nombreuses formes remaniées, comme par exemple : *Lenticulina* (*L.*) *subgaultina* Bart, *L.*(*L.*) *nodosa* (Reuss), *L.*(*L.*) *crassicosta* (Eichenb.), *L.*(*A.*) *planiuscula* (Reuss), *L.*(*A.*) *tricarinella* (Reuss).

La famille Epistomminidae est représentée par de nombreuses formes remaniées, notamment : *Epistommina cretosa* Dam., *E. reticulata suturalis* Dam., *E. ornata* (Roemer), *E. spinulifera polypoides* (Eichenb.) ; une seule forme est *in situ*, *Epistommina supracretacea* Dam.

La famille Verneuillinidae est présente par beaucoup d'exemplaires de *Tritaxia pyramidata* Reuss, *T. tricarinata* Reuss, *Dorothia trochus* (d'Orb.); les Discorbiidae sont aussi représentées par un grand nombre d'exemplaires de *Gavelinella* ex gr. *flandrini-intermedia* et les Textulariidae par *Spiroplectammina elongata* Barnard.

La coéxistence, dans l'association des foraminifères présentée, des Lenticulines (*L. navicula*, *L. exarata*) qui apparaissent dans le Cénomanien et de celles qui disparaissent à cet étage, ainsi que la présence des espèces *Spiroplectammina elongata*, forme cénomanienne, *Epistommina supracretacea*, espèce crétacique-superieure — sont des éléments qui nous indiquent l'âge cénomanien. On a pu préciser cette âge grâce à la présence de certains exemplaires de *Rotalipora* notamment : *R. greenhornensis* (Morrow), *R.* cf. *appenninica*, *R.* cf. gr. *cushmani-turonica*.

En conclusion, conformément aux espèces mentionnées ci-dessus, on a mis en évidence le Cénomanien dans le synclinal Hăghimaş. Ces conglomérats comprennent aussi à la base du Vraconien. D'ailleurs, dans les plus internes zones des Carpates Orientales, le Crétacé supérieur comprend à la base cette subdivision stratigrafique quand il est transgressif.

Paléontologie

Genre : *Pseudobolivina* Wiesner, 1931

Pseudobolivina variabilis (Vasicek) 1947

(Pl. I, fig. 1 a, b, 2 a, b)

Dimensions : longueur 0,46 à 0,42 mm, largeur maximum 0,23 à 0,20 mm.

Observations : La forme du test des exemplaires de l'Albien de synclinal Hăghimaş est ressemblante aux topotypes figurés par Vasicek (fig. 11 et 12) et aux exemplaires figurés par S. Geroch (1966) et E. Hanzlikowa (1966). L'aperture présente les caractéristiques conformément auxquelles S. Geroch (1966, p. 445) attribue cette espèce au genre *Pseudobolivina*.

Il est à remarquer la ressemblance des espèces *P. variabilis* (Vasicek) et *P. variana* (Eicher), ou du moins (selon la littérature consultée jusqu'à présent) la ressemblance entre la première et certains exemplaires figurés par Crespin (1963, planche 14, fig. 17 et 16).

En ce qui concerne les exemplaires de *P. variana* (E i c h e r), reproduits en Treatis on invertr. paleont. part. C, vol. 1, (A. R. L o e b l i c h et H. T a p p a n, 1964, fig. 167 nr. 5—6), ceux-ci diffèrent de *P. variabilis* seulement par un plus grand développement en hauteur surtout des dernières loges. On se demande si du moins une partie de ce qui a été considéré *P. variana* (E i c h e r) ne soit *P. variabilis* (V a s i c e k) ou, de plus, *P. variana* (E i c h e r) n'entre dans la synonime de l'espèce *P. variabilis* (V a s i c e k).

Répartition dans le synclinal Hăghimaş : Albien, formation de Wildflysch (Monts Hăghimaş — Carpates Orientales), Cénomanien, conglomérats de Bîrnadu (Monts Hăghimaş — Carpates Orientales).

Genre : *Dorothia* P l u m m e r, 1931
Dorothia oxycona (R e u s s) 1860
(Pl. I, fig. 14 a, b ; 15)

Observations : Certains exemplaires albiens de la formation de Wildflysch ont la partie bissériée du test irrégulièrement développée, ce qui établi un rapprochement entre les exemplaires mentionnés et les exemplaires attribués par M o u l l a d e à l'espèce *praeoxycona* (1966, pl. III, fig. 8 à 11), bien que ceux-là n'eussent pas le même degré d'irrégularité que ceux-ci. Du point de vue de l'aspect, ils apparaissent comme destypes intermédiaires entre les espèces *praeoxycona* et *oxycona*.

Répartition dans le synclinal Hăghimaş : Albien, formation de Wildflysch (Monts Hăghimaş — Carpates Orientales), Cénomanien, conglomérats de Bîrnadu (Monts Hăghimaş — Carpates Orientales).

Genre : *Trochammina* P a r k e r et J o n e s, 1859
Trochammina vocontiana M o u l l a d e, 1960
(Pl. II, fig. 4 a — 6 c)

Dimensions : D=0,50 à 0,32 mm, d=0,42 à 0,30 mm.

Observations : Certains exemplaires sont finement arénacés (tout spécialement ceux de petites dimensions). Les autres sont grossièrement arénacés. La globulosité des loges varie : il y a des formes à loges plates et des formes à un plus haut degré de globulosité (surtout la dernière loge).

Répartition dans le synclinal Hăghimaş : Albien inférieur, formation de Wildflysch (Monts Hăghimaş — Carpates Orientales).

Genre : *Haplophragmoides* Cushman, 1910
Haplophragmoides concava (Champan) 1892
(Pl. II, fig. 1 a – 3 e)

Dimensions : D = 0,30 à 0,38 mm, d = 0,27 à 0,33 mm, grosseur = 0,9 à 0,10 mm.

Observations : Le principal caractère considéré à l'établissement du genre de cette espèce est la position de l'aperture. A beaucoup d'exemplaires identifiés dans la formation de Wildflysch du synclinal Hăghimaş on observe clairement la position „équatoriale-intériomarginale" de l'aperture, caractéristique au genre *Haplophragmoides*. On observe aussi, en immersion, à certains exemplaires (pl. II, fig. 3) à test très finement aggluti né, l'enroulement planispiralé caractéristique à ce genre.

Répartition dans le synclinal Hăghimaş : Albien, formation de Wildflysch (Monts Hăghimaş—Carpates Orientales).

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche III

I. Répartition des foraminifères dans les dépôts crétaciques de la vallée Fagului—vallée Piatra Crăpată—sources de la vallée Javardi.

II. Répartition des foraminifères dans les dépôts crétaciques de la vallée Capra.

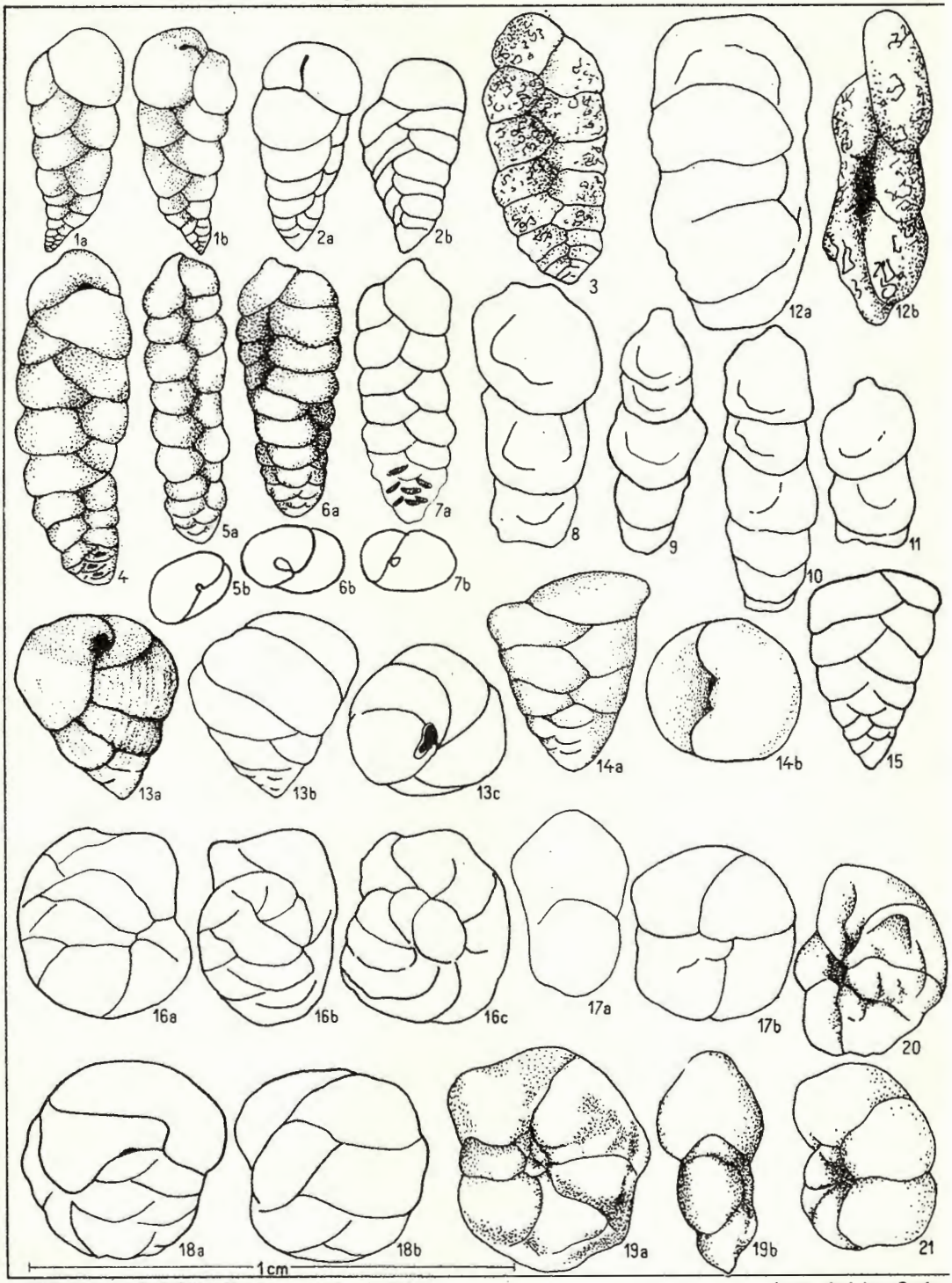
1, marnes et argiles schisteuses ; 2, grès ; 3, brèches calcaires ; 4, argiles à blocaux ; 5, mégabrèches ; 6, diabases ; 7, calcaires (klippes sédimentaires) ; 8, marno-calcaires ; 9, conglomérats ; 10, microconglomérats. Microfaune : 11, rare, 12, modérée, 13, abondante (fréquences) ; 14, rémaniée, 15, probablement remaniée.

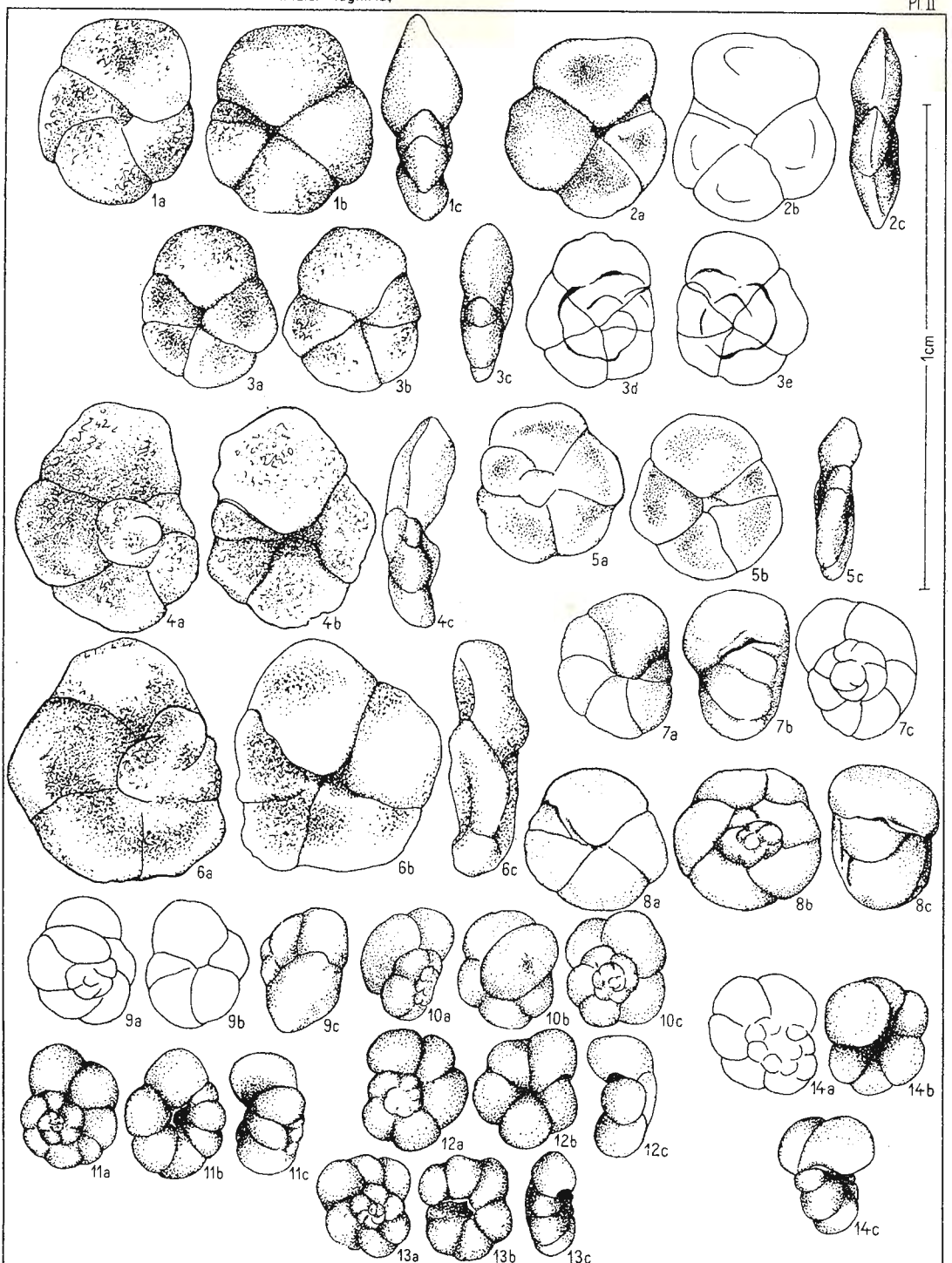
PLANŞA I

Fig. 1a, b; 2a, b. — *Pseudobolivina variabilis* (V a s i c e k)
Fig. 3. — *Textularia foeda* R e u s s
Fig. 4; 5a, b. — *Dorothia filiformis* (B e r t h.)
Fig. 6a, b. — *Gaudryna oblonga* Z a s p e l o v a
Fig. 7a, b. — *Gaudryna reicheli* B a r t., B e t t., B o l l i
Fig. 8—11. — *Reophax minuta* T a p p a n
Fig. 12a, b. — *Trochamminoides contortus* (G r z y b o w.)
Fig. 13a, b, c. — *Arenobulimina chapmani* (C u s h m.)
Fig. 14a, b; 15. — *Dorothia oxycona* (R e u s s)
Fig. 16a, b, c. — *Plectorecurvoides irregularis* G e r o c h
Fig. 17a, b. — *Haplophragmoides subglobulosa* L o z o.
Fig. 18a, b. — *Plectorecurvoides alternans* N o t h.
Fig. 19a, b. — *Haplophragmoides gigas* C u s h m a n
Fig. 20. — *Haplophragmoides gigas minor* N a u s
Fig. 21. — *Haplophragmoides chapmani* C r e s p i n

PLANŞA II

Fig. 1a—3e. — *Haplophragmoides concava* (C h a p m a n)
Fig. 4a—6c. — *Trochammina vocontiana* M o u l l a d e
Fig. 7a, b, c. — *Valvulineria loetterli* (T a p p a n)
Fig. 8a—9c. — *Quadrimorphina ruckerae* (T a p p a n)
Fig. 10a—12c; 14a, b, c. — *Hedbergella infracretacea* G l a e s n.
Fig. 11a, b, c. — *Hedbergella trocoidea* (G a n d o l f i)
Fig. 13a, b, c. — *Hedbergella planispira* (T a p p a n)


1a
1b
2a
2b
3
12a
12b
4
5a
6a
7a
8
9
10
11
5b
6b
7b
13a
13b
13c
14a
14b
15
16a
16b
16c
17a
17b
20
18a
18b
19a
19b
21
1 cm


1a
1b
1c
2a
2b
2c
3a
3b
3c
3d
3e
1cm
4a
4b
4c
5a
5b
5c
6a
6b
6c
7a
7b
7c
8a
8b
8c
9a
9b
9c
10a
10b
10c
11a
11b
11c
12a
12b
12c
13a
13b
13c
14a
14b
14c

I. DISTRIBUȚIA FORAMINIFERELOR ÎN DEPOZITELE CRETACICE DE PE V. FAGULUI - V. PIETRII CRĂPATE - IZVOARELE V. JAVARDI

TITHON. HAUT. ← STRATE DE LUNCA ←

BARREMIAN – APȚIAN – A L B I A N

FORMAȚIUNEA DE WYLDFLISCH

785

1619 3519 3520 3521 3567 3523 3526 1622 1625 1624 1732 1625 1731 1730 1723 1727 1726 1725 1694

VRACONIAN – C E N O M A N I A N

CONGLOMERATELE DE BIRNADU

650

1722 1705 1721 1702 1720 1719 1718

ETAJUL
Denumirea Formațiunii
Grosimi în m.
LITOLOGIA
MICROFAUNA
NR. PROBEI

TROCHOLINA SP. aff. FRIBURGENSIS (GUILL. și REICHEL)
TROCHOLINA PAUCIGRANULATA MOULL.
DOROTHIA OXICONA (REUSS)
DOROTHIA SP.
ARENOBULIINA SP.
ARENOBULIINA CHAPMANI CUSM.
TROCHAMMINA DELICATULA CRESPIN
TROCHAMMINA TEXANA CUSM. și WATERS
TROCHAMMINA VOCONTIANA MOULL.
HAPLOPHRAGMOIDES CONCAVA (CHAPM.)
HAPLOPHRAGMOIDES cf. CHAPMANI CRESPIN
HAPLOPHRAGMOIDES GLOBOSA LOZO
HAPLOPHRAGMOIDES și TROCHAMMINA DIV. NEIDENTIF.
TROCHAMMINOIDES CONTORTUS (GRZYBOW.)
SACCAMMINA PLACENTA (GRZYBOW.)
SACCAMMINA SPHAERICA BRADY
REOPHAX GUTTIFERA BRADY
REOPHAX MINUTA TAPPAN
REOPHAX PARVULUS HUSS
REOPHAX SCORPIURUS MONTFORT
RHIZAMMINA SP.
SACHORIZA SP.
PLECTORECURVOIDES IRREGULARIS GEROCH
REOPHAX LENTICULARIS GRZYBOW.
SPIRILLINA SP.
LENTICULINA (L.) SAXOCRETACEA BART.
FLABELLAMMINA SP.
RADIOLARI
ROTALIPORA GREENHORNENSIS KLAUS
ROTALIPORA cf. APPENINNICA (RENZ)
ROTALIPORA cf. EX. GR. CUSHMANI - TURONICA
GLOBOROTALITES SP.
GAVELINELLA EX. GR. INTERMEDIA - FLANDRINI
LENTICULINA (L.) ACUTA (REUSS)
LENTICULINA (L.) NAVICULA (D'ORB.)
LENTICULINA (A.) GRATA (REUSS)
LENTICULINA (L.) SUBGAULTINA BARTENST.
LENTICULINA (L.) GAULTINA (BERTHELIN)
LENTICULINA (L.) PRAEGAULTINA BART. BETT. BOLLI
LENTICULINA (L.) NODOSA (REUSS)
LENTICULINA (L.) SUBANGULATA (REUSS)
LENTICULINA (L.) SAXOCRETACEA BART.
LENTICULINA (L.) SECANS (REUSS)
LENTICULINA (L) LEPIDA (REUSS)
LENTICULINA (L.) EXARATA (HAGENOW)
LENTICULINA (L.) OVALIS (REUSS)
LENTICULINA SP. (L. SP. BART. BETT. BOLLI 1968)
LENTICULINA (L.) NUDA (REUSS)
LENTICULINA (L.) GIBBA D'ORB.
LENTICULINA (SARACENARIA) TRIANGULARIS (D'ORB.)
LENTICULINA (SARACENARIA) CRASSICOSTA EICHENB.
LENTICULINA (ASTACOLUS) PLANIUSCULA (REUSS)
DENTALINA LORNEIANA D'ORB.
DENTALINA DIV. SP.
GLANDULINA DIV. SP.
LENTICULINA (A.) TRICARINELLA (REUSS)
TRISTIX ACUTANGULA (REUSS)
VAGINULINA RECTA REUSS
VAGINULINA ARGUTA REUSS
VAGINULINA STRIGILLATA REUSS
CYTHARINA SP.
EPISTOMINA SUPRACRETACEA DAM
EPISTOMINA CRETOSA DAM
EPISTOMINA RETICULATA (REUSS) SUTURALIS DAM
EPISTOMINA ORNATA (ROEMER)
EPISTOMINA SPINULIFERA POLYPOIDES (EICHENB.).
EPISTOMINA cf. LACUNOSA LOEBLICH și TAPAN
DOROTHIA TROCHUS (D'ORB)
SPIROPLECTAMMINA ELONGATA BARNARD
TRITAXIA TRICARINATA REUSS
TRITAXIA PYRAMIDATA REUSS
REOPHAX cf. AMPULLACEA (BRADY)
AMMOBACULITES INPLANUS CRESPIN
OSTRACODE TIP CYTHEREIS
OSTRACODE
GASTEROPODE
DINȚI DE PEȘTE
ARTICOLE DE MALACOSTRACEI

II. DISTRIBUȚIA FORAMINIFERELOR ÎN DEPOZITELE CRETACICE DE PE V. CAPREI

? BARREM-APȚIAN A L B I A N | VRACON. CENOM.

SIST. CRIST. | FORMAȚIUNEA DE WYLDFLISCH | CGL. BIRN.

375

510A 510 509 508A 508

ETAJUL
Denumirea Formațiunii
Grosimi în m.
LITOLOGIA
MICROFAUNA
NR. PROBEI

GAVELINELLA COMPLANATA (REUSS)
DOROTHIA FILIFORMIS (BERT.)
GAUDRYNA OBLONGA ZASP.
GAUDRYNA REICHELI BART. BETT. BOLLI
PSEUDOBOLIVINA VARIABILIS (VASICEK)
SPIROPLECTAMMINA AEQUIABILIS CRESPIN
HAPLOPHRAGMOIDES CONCAVA (CHAPM.)
HAPLOPHRAGMOIDES GIGAS MINOR NAUS
HAPLOPHRAGMOIDES GLOBOSA LOZO
HAPLOPHRAGMOIDES CHAPMANI CRESPIN
HAPLOPHRAGMOIDES KIRKI WICKEN.
TROHAMMINA VOCONTIANA MOULL.
TROCHAMMINA UMIATENSIS TAPPAN
TROCHAMMINOIDES CONTORTUS (GRZYBOW.)
HYPERAMMINA GRZYBOWSKII DYLAZAN.
REOPHAX GUTTIFERA BRADY
REOPHAX MINUTA TAPPAN
REOPHAX DIV. SP.
LENTICULINE (CORODATE)
MARGINULINA (CORODATE)
SARACENARIA (CORODATE)
DENTALINA DIV. SP.
GYROIDINA DIV. SP.
SACCAMMINA PLACENTA (GRZYBOW)
LENTICULINA (ASTACOLUS) CALLIOPSIS (REUSS)
LENTICULINA (ASTACOLUS) HARPA (REUSS)
LENTICULINA (A.) GRATA (REUSS)
LENTICULINA (L.) ACUTA (REUSS)
LENTICULINA (L.) NAVICULA (D'ORB.)
LENTICULINA (L.) SUBGAULTINA BART.
LENTICULINA (L.) OVALIS (REUSS)
LENTICULINA (L.) NUDA (REUSS)
LENTICULINA (L.) SAXOCRETACEA BART.
DENTALINA GUTTIFERA D'ORB.
LENTICULINA (ASTACOLUS) DIV. SP.
LAGENA DIV. SP.
GYROIDINA INFRACRETACEA MORDZOWA
VALVULINERIA LOETTERLI (TAPPAN)
QUADRIMORPHINA cf. RUKERAE (TAPPAN)
QUADRIMORPHINA RUKERAE (TAPPAN)
DOROTHYA PRAEOXICONA MOULL.
DOROTHYA OXICONA (REUSS)
DOROTHYA CONULA (REUSS)
HEDBERGELLA INFRACRETACEA GLAESN.
HEDBERGELLA PLANISPIRA (TAPPAN)
HEDBERGELLA TROCHOIDEA (GANDOLFI)
PLECTORECURVOIDES ALTERNANS NOTH
TROCHAMMINA GLOBIGERINIFORMIS Y si P.
AMMOBACULITES DIV. SP.
SPIROPLECTAMMINA SP.
TEXTULARIA FOEDA REUSS
REOPHAX PILULIFERA BRADY
PLECTORECURVOIDES IRREGULARIS GEROCH
TROCHAMMINA CARPENTERI (GRZYB.)
TROCHAMMINA cf. RIBSTONENSIS WICK.

0 50 100 150 200 250 m

LEGENDA

1 Marne și argile șisloase
2 Gresii
3 Brecii calcaroase
4 Argile cu blocuri
5 Megabreccii
6 Diabaze
7 Calcar (Klippe sedimentare)
8 Marno-calcare
9 Conglomerate
10 Microconglomerate

MICROFAUNA

11 ■ Rar
12 ● Moderat
13 △ Abundent
14 ◯ Remaniat
15 ◯ Probabil remaniat

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

TECTONICA

CORELAREA DATELOR GEOFIZICE ŞI GEOLOGICE DIN UNITATEA EPIMETAMORFICĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂ[1]

DE

FLORIAN IONESCU[2], HANS G. KRÄUTNER[3], MIRCEA MUREŞAN[3]

Abstract

Correlation of Geophysical and Geological Data in the Epimetamorphic Unit of the Poiana Ruscă Massif. Ground magnetometer survey shows in detail the distribution area of the Neogene, Banatitic and Mesozoic products, as well as that of the magnetite-bearing tuffaceous greenschists. Due to the reflecting in the magnetic maps of the greenschist horizons, numerous structural aspects of the crystalline formations are pointed out. The manner in which the Poiana Ruscă structures extend within the crystalline basement of the adjacent sedimentary basin stands out. Recording the cumulated results of the causes, that are minutely evidenced by ground magnetometer survey, the aeromagnetic survey reflects only the important petrographic and structural units. By comparing aeromagnetic maps with ground magnetic maps, indications can be obtained regarding the manner in which geological formations with magnetic properties extend in depth. In the gravific field the Poiana Ruscă Massif stands out, in comparision with the surrounding sedimentary basins, as a positive zone whose detailed aspects is influenced by the spatial distribution of the major structural units of the crystalline formations.

Stadiul actual de cunoaştere a masivului Poiana Ruscă, caracterizat prin acumularea a numeroase date geologice şi geofizice, impune corelarea la scara masivului a vastului material existent. Scopul acestei corelări constă atît în urmărirea modului în care se reflectă structura geologică a masivului în cîmpurile gravitaţional şi magnetic, cît şi în obţinerea unor informaţii suplimentare pe baza acestor corelări. Gradul

[1] Comunicare în şedinţa din 24 aprilie 1967.

[2] Comitetul de Stat al Geologiei, Calea Griviţei nr. 64, Bucureşti.

[3] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

avansat de cunoaştere a structurii geologice a unităţii epimetamorfice din Poiana Ruscă permite recunoaşterea cauzelor geologice locale ale efectelor geofizice în harta magnetică de detaliu şi a celor cu caracter regional în harta gravimetrică şi aeromagnetică.

Studiul de faţă reprezintă o continuare a lucrărilor de corelare a datelor geologice şi geofizice începute în 1961 în masiv şi în bazinul Streiului (Fl. Ionescu, H. Kräutner, M. Mureşan, 1963; M. Mureşan, 1964).

Datele care stau la baza lucrării de faţă au fost acumulate în decursul ultimelor două decenii, în care cercetării geologice i s-au alăturat ridicările geofizice la diverse scări.

Datele geologice utilizate au fost preluate din hărţile geologice de ansamblu ale unităţii epimetamorfice la scările 1 : 50.000 şi 1 : 200.000 întocmite de H. G. Kräutner, Florentina Kräutner, Georgeta Mureşan şi M. Mureşan (1964)[4].

Cercetările gravimetrice în Poiana Ruscă au început în anii 1949 şi 1950 printr-o serie de lucrări de detaliu executate de S. Stoenescu[5] la Ghelar şi Teliuc, urmate de ridicări cu caracter regional efectuate de S. Stoenescu[5] şi S. Dumitru[6]. Lucrările de detaliu au fost continuate între 1956—1959 de către Şt. Airinei, J. Andrei, M. Boisnard, C. Calotă, D. Popovici, M. Suceavă şi M. Visarion[7], acoperind întregul masiv şi bazinele sedimentare limitrofe.

Prima hartă gravimetrică de ansamblu a masivului Poiana Ruscă a fost prezentată în 1961 de S. Stoenescu, S. Dumitru, Şt. Airinei şi Al. Codarcea (1963). Mai recent S. Stoenescu şi Şt. Airinei (1964, 1966) au asamblat toate datele de detaliu în harta gravimetrică 1 : 500.000 a R.S.R. Din această hartă au fost preluate datele gravimetrice utilizate în lucrarea de faţă.

În unitatea epimetamorfică din Poiana Ruscă cercetările magnetice au început în 1947 prin lucrările de detaliu efectuate de T. Bărbat (1952) la Ruschiţa, continuate în 1950 de I. Costescu[8] la Tincova şi de către T. Cristescu[9] între 1950 şi 1952 în zona Teliuc — Vadul Dobrii. Între anii 1958 şi 1960, unitatea epimetamorfică a fost acoperită sistematic prin lucrări magnetice de detaliu efectuate

[4] În lucrare notele 4—13 se referă la rapoartele geologice şi geofizice consultate, aflate în arhivele Comitetului de Stat al Geologiei; lista acestor rapoarte constituie partea II-a a bibliografiei, anexată studiului de faţă.

de către Fl. Ionescu, Lucia Popescu-Brădet, M. Popescu-Brădet, D. Romanescu, Al. Ştefanciuc şi A. Ştefănescu[10].

Lucrări magnetice de semidetaliu s-au efectuat în zonele limitrofe ale masivului Poiana Ruscă în perioada 1956—1958 de către Fl. Ionescu, Al. Ştefanciuc şi A. Ştefănescu[11]. Atît lucrările de detaliu cît şi cele de semidetaliu au fost asamblate de către T. Cristescu într-o hartă la scara 1 : 25.000[12].

În perioada 1962—1963 masivul Poiana Ruscă şi zonele învecinate au fost ridicate aeromagnetic la scara 1 : 100.000 de către T. Cristescu, Al. Ştefanciuc şi Renée Segal[13].

Datele magnetometrice utilizate în prezenta lucrare au fost preluate din harta de ansamblu a lucrărilor de detaliu şi semidetaliu scara 1 : 25.000 şi din harta aeromagnetică scara 1 : 100.000.

Privire de ansamblu asupra geologiei unităţii epimetamorfice din masivul Poiana Ruscă

Masivul Poiana Ruscă este alcătuit preponderent din şisturi cristaline peste care se dispun transgresiv, în zonele marginale şi în bazinul Rusca Montană — Lunca Cernei, depozite sedimentare atribuite Cretacicului, Paleogenului, Tortonianului, Sarmaţianului şi Pannonianului. Formaţiunile cristaline sînt străbătute de filoane şi dyke-uri de roci eruptive mezozoice banatitice şi neogene. Produsele extrusive ale magmatismului cretacic superior se întîlnesc în formaţiunile daniene ale bazinului Rusca Montană iar cele ale magmatismului neogen în partea de nord a masivului.

Unităţile tectonice ale masivului Poiana Ruscă. Masivul Poiana Ruscă este constituit din două unităţi tectonice majore : unitatea mezometamorfică în sud şi unitatea epimetamorfică în nord, separate printr-o importantă dislocaţie tectonică direcţională, linia Cinciş — Vadul Dobrii — Tincova, de-a lungul căreia unitatea sudică încalecă unitatea nordică.

În cadrul unităţii epimetamorfice se disting două subunităţi tectonice mai importante : subunitatea nordică, care ocupă cea mai mare parte a unităţii epimetamorfice şi subunitatea sudică (zona mediană) care încalecă spre N subunitatea nordică şi este încălecată în sud de unitatea mezometamorfică.

În unitatea mezometamorfică a masivului s-au deosebit, de la N la S, următoarele subunităţi tectonice importante, separate prin linii direcţionale: subunitatea Lingina — Căvăran, alcătuită din roci mezometamorfice, subunitatea Boiţa — Lunca Cernii, constituită din roci mai slab metamorfozate şi puternic diaftorizate şi subunitatea Bouţari — Valea Fierului în care apar numai roci mezometamorfice.

Stratigrafia şisturilor cristaline din unitatea epimetamorfică. S-au separat ca unităţi stratigrafice majore trei serii cristaline: seria de Bătrîna, seria vulcanogenă bazică şi seria de Padeş.

(A) *Seria de Bătrîna.* Grosimea vizibilă este evaluată la 2000—2500 m şi cuprinde formaţiunile inferioare cunoscute în unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. Este constituită predominant din roci de natură terigenă, grupate în 3 complexe stratigrafice, caracterizate printr-o uniformitate petrografică remarcabilă: A_1, complexul şisturilor grafitoase cu intercalaţii de roci verzi tufogene; A_2, complexul şisturilor sericito-cloritoase cuarţitice; A_3, complexul şisturilor grafitoase.

Menţionăm că în cadrul complexului A_1 se distinge un orizont cu intercalaţii de roci verzi cu magnetit care constituie cauza unor anomalii magnetice din valea Bătrîna şi de la Teliuc.

(B) *Seria vulcanogenă bazică.* Această serie urmează în succesiune normală peste seria de Bătrîna; este caracterizată prin prezenţa a numeroase nivele de roci verzi tufogene intercalate în şisturi terigene şi asociate adesea cu calcare şi dolomite. Seria vulcanogenă bazică în care se află localizate zăcămintele de fier vulcanogen-sedimentare metamorfozate ale masivului, se prezintă în două faciesuri principale:

Un facies nordic, care se dezvoltă în subunitatea nordică a unităţii epimetamorfice şi se caracterizează prin grosimea mare a formaţiunilor (2500—4000 m), prin prezenţa a numeroase intercalaţii importante de roci dolomitice şi calcaroase, prin faptul că şisturile terigene se dezvoltă mult în detrimentul rocilor verzi tufogene şi prin prezenţa zăcămintelor de fier în faciesul oxizilor.

Un facies sudic dezvoltat în subunitatea sudică a unităţii epimetamorfice şi în care seria se caracterizează prin grosimea mai mică a formaţiunilor (400—1500 m), prin abundenţa şisturilor verzi tufogene,

asociaţia acestora cu calcare marmoreene şi prezenţa zăcămintelor de fier în faciesul carbonaţilor.

Următoarea succesiune stratigrafică a fost stabilită în seria vulcanogenă bazică:

Faciesul nordic: B_1, complexul şisturilor verzi tufogene; B_2, Complexul şisturilor sericito-cloritoase cu intercalaţii de roci verzi tufogene.

Faciesul sudic: B'', complexul şisturilor verzi tufogene de Ruschiţa — Alun.

Şisturile verzi cu magnetit ale seriei vulcanogene bazice cauzează majoritatea anomaliilor magnetice din masiv.

(C) *Seria de Padeş.* Are o grosime de peste 7500 m, urmează în succesiunea normală peste seria vulcanogenă bazică şi se caracterizează prin predominarea unui material de natură terigenă în care se află intercalate importante masive de roci dolomitice în partea inferioară şi nivele de metatufuri acide în partea superioară. Formaţiunile seriei sînt străbătute de dyke-uri de roci porfiroide şi de metagabbrouri.

Deosebirile de facies dintre cele două zone ale unităţii epimetamorfice s-au menţinut în parte şi în decursul sedimentării seriei de Padeş. Faciesul nordic se caracterizează printr-o dezvoltare largă a rocilor dolomitice, dezvoltate în partea inferioară a seriei. Formaţiunile corespunzătoare din faciesul sudic sînt reprezentate preponderent prin roci de natură terigenă, în care se află intercalate stratele dolomitice prin care se îndinţează masivele carbonatice din nord cu şisturile sincrone din sud.

Datorită constituţiei sale petrografice, seria de Padeş în general nu cauzează anomalii magnetice. Menţionăm însă prezenţa unor intercalaţii sporadice de roci verzi tufogene cu magnetit, la sud de Luncani, care dau anomalii.

Succesiunea stratigrafică stabilită în seria de Padeş este următoarea: C_1, complexul şisturilor sericito-cloritoase şi al dolomitelor de Hunedoara — Luncani; C_2, complexul şisturilor sericito-cloritoase supradolomitice; C_3, complexul şisturilor sericito-cloritoase şi al metatufurilor acide.

(N) Seria de Nădrag cuprinde formaţiunile cristaline din partea de vest a masivului, separate tectonic de restul şisturilor cristaline din Poiana Ruscă. Rocile încadrate acestei serii sînt reprezentate prin roci epimetamorfice şi mezometamorfice predominant terigene.

Seria de Nădrag corespunde atît litologic — şisturi de natură terigenă cu intercalaţii de calcare, dolomite, cuarţite negre — cît şi din punct de vedere al faciesului metamorfic, complexului şisturilor sericito-cloritoase şi al dolomitelor de Hunedoara—Luncani (C_1) în faciesul zonei mediane. Nu este exclus ca partea superioară a seriei de Nădrag să corespundă în parte şi părţii bazale a complexului şisturilor sericito-cloritoase supradolomitice (C_2).

Succesiunea stratigrafică stabilită în seria de Nădrag este următoarea: N_1, complexul micaşisturilor inferioare; N_2, orizontul calcarului de Nădrag; N_3, complexul micaşisturilor superioare; N_4, complexul şisturilor cu muscovit şi biotit; N_5, complexul şisturilor sericito-cloritoase.

Masivele dolomitice şi calcaroase. În formaţiunile cristaline ale unităţii epimetamorfice a masivului Poiana Ruscă se află intercalate mase importante de roci dolomitice şi calcaroase, care ating grosimi impresionante (peste 4000 m) şi apar grupate în două zone principale: zona Hunedoara — Runc — Groşi — Cherghes şi zona Tomeşti — Luncani — Poieni — Roşcani. Dezvoltarea largă a formaţiunilor carbonatice apare în partea superioară a seriei vulcanogene bazice (complexul B_1) şi în partea inferioară a seriei de Padeş (complexul C_1). În complexul C_1 rocile carbonatice prezintă dezvoltarea maximă alcătuind masivele dolomitice de Hunedoara şi Luncani.

Zona de dezvoltare maximă a formaţiunilor dolomitice traversează masivul Poiana Ruscă aproximativ direcţional (E—W), sugerînd astfel existenţa în trecut în această regiune, a unei importante bariere recifale dolomitice (C. V. Papiu, 1962, 1963, 1964). Rocile carbonatice sînt în general lipsite de minerale feromagnetice, fiind astfel roci slab magnetice.

Produsele magmatismului premetamorfic. Înaintea metamorfismului regional, în geosinclinalul în care s-a format stiva formaţiunilor epimetamorfice din Poiana Ruscă a avut loc o activitate relativ intensă a unui magmatism iniţial în cadrul căreia s-au deosebit două perioade principale:

Prima perioadă se caracterizează printr-un caracter bazic. Activitatea magmatică s-a manifestat predominant extrusiv, produsele rezultate fiind reprezentate doar subordonat prin metaserpentinite,

metagabbrouri, volumul principal al produselor revenind metatufurilor bazice şi subordonat celor acide. Primele tufuri bazice se întîlnesc intercalate în seria de Bătrîna, majoritatea rocilor verzi apar însă în seria vulcanogenă bazică. Produsele magmatismului bazic, datorită conţinutului în magnetit, reprezintă rocile cu proprietăţi magnetice cele mai accentuate din cadrul formaţiunilor epimetamorfice.

A doua perioadă de activitate a magmatismului iniţial se defineşte prin caracterul acid al produselor sale: tufuri acide, riolite şi keratofire cuarţifere, roci lipsite în general de elemente feromagnetice. Tot în această perioadă asistăm la ultimele recrudescenţe ale magmatismului (metagabbrouri şi tufuri bazice sporadice).

Tectonica şisturilor cristaline. În unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă se disting două subunităţi tectonice, delimitate prin dislocaţia direcţională Alun — Ruschiţa. Cele două subunităţi se diferenţiază pe lîngă deosebirile arătate referitor la faciesul de sedimentare şi gradul de metamorfism al formaţiunilor şi prin regimuri tectonice diferite. Subunitatea sudică (zona mediană) se caracterizează printr-o cutare mai accentuată şi o tectonică disjunctivă manifestată prin numeroase falii direcţionale, de-a lungul cărora uneori apar lame tectonice. În subunitatea nordică cutele sînt mult mai largi, au flancurile line, faliile direcţionale sînt rare, compartimentarea tectonică datorîndu-se în special dislocaţiilor oblice şi transversale.

Tectonica plicativă. Orientarea structurilor plicative sinmetamorfice este în general est-vestică, cu excepţia părţii nordice a masivului unde structurile rotesc treptat spre NW, ajungînd în zona Roşcani — Poieni — Tomeşti — Gladna Română să fie orientate NW—SE şi NS. În partea de vest a munţilor Poiana Ruscă direcţiile structurale ale cristalinului încep să rotească treptat spre SW înscriindu-se astfel în curba Carpaţilor Meridionali.

Din punct de vedere structural unitatea epimetamorfică a masivului este constituită dintr-un anticlinoriu central pe ale cărui flancuri se grefează toate celelalte cute — anticlinoriul Arănieş — Tomeşti.

Tectonica disjunctivă. Unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă este puternic compartimentată de numeroase falii oblice, transversale şi direcţionale rejucate în perioade succesive. După vîrstă s-au deosebit: falii prelaramice, falii laramice, falii postlaramice — antepannoniene. Dintre faliile prelaramice menţionăm sistemul faliilor di-

recționale care joacă un rol important în tectonica masivului și sistemul Cherghеș — Ruschița (NE—SW) care constituie sistemul cel mai important de falii oblice, din unitatea epimetamorfică. Dintre faliile laramice amintim sistemul direcțional Lunca Cernei — Tincova care cuprinde dislocațiile în lungul cărora șisturile cristaline încalecă spre sud formațiunile sedimentare daniene ale bazinului Rusca Montană — Lunca Cernei. Faliile postlaramice-antepannoniene, legate de evoluția bazinelor sedimentare neogene limitrofe, se grupează în mai multe sisteme cu importanță redusă pentru tectonica de ansamblu a masivului.

Formațiunile eruptive postmetamorfice. Formațiunile cristaline din masiv au fost străbătute de filoane de roci bazice mezozoice, de corpuri și dyke-uri de banatite și de andezite și roci bazaltice cainozoice.

Rocile magmatice mezozoice sînt reprezentate aproape exclusiv prin dolerite transformate autoendometamorfic, ce constituie în general filoane de dimensiuni reduse. Menționăm, ca fiind mai important, corpul de la Gladna Română, care provoacă o intensă anomalie magnetică.

Activitatea intrusivă banatitică, a fost precedată de o activitate vulcanică extrusivă, ale cărei produse reprezentate prin tufuri, brecii și aglomerate predominant andezitice sînt larg dezvoltate în formațiunile daniene din bazinul Rusca Montană — Lunca Cernei.

In unitatea epimetamorfică intruziunile banatitice se întîlnesc în partea vestică și sînt reprezentate prin granodiorite, diorite, porfire granodioritice, riolite, andezite, lamprofire. Dimensiunile corpurilor banatitice sînt în general mici, excepție făcînd corpul de granodiorite de la Tincova — Nădrag, dioritele de la Hăuzești și Drinova.

În Cainozoic are loc o intensă activitate extrusivă, produsele rezultate avînd o largă dezvoltare în nordul masivului. Ele sînt reprezentate prin breciile andezitice și intruziunile andezitice din zona Pietroasa — Lăpugiu, corpurile andezitice de la Deva și prin rocile bazaltice din nord-estul Poienii Rusce.

Produsele magmatismului mezozoic, cretacic superior — paleocen și cainozoic, cauzează în general anomalii magnetice importante a căror intensitate depășește uneori pe cea a anomaliilor generate de formațiunile cristaline.

Formaţiunile sedimentare. În zonele periferice formaţiunile cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului, vin în contact cu depozite sedimentare de vîrstă cretacică, miocenă şi pliocenă. Dintre acestea, interesante din punct de vedere magnetic, sînt pietrişurile pliocene din zona Roşcani — Poieni — Romăneşti, în care apar sporadic elemente feromagnetice, ce constituie cauza anomaliilor slabe şi haotice din această zonă.

Prezentarea datelor geofizice

În urma unei activităţi de cercetare geofizică desfăşurată în Poiana Ruscă în decursul unui deceniu, a rezultat un vast material de cercetare la diverse grade de detaliere.

În prezent dispunem de măsurători magnetice de detaliu şi foarte mare detaliu (400—1000 staţii/km^2) pe aproape întreaga suprafaţă a unităţii epimetamorfice din masivul Poiana Ruscă. Cercetările magnetice la sol s-au extins parţial, prin măsurători de semidetaliu şi asupra bazinelor sedimentare limitrofe. Datele astfel obţinute apar reunite în harta magnetometrică sc. 1 : 100.000 care însoţeşte lucrarea (pl. I), alcătuită pe baza hărţii 1 : 25.000 asamblată de T. Cristescu.

Pe baza măsurătorilor aeromagnetice, efectuate pe profile cu echidistanţa de 1 km, au fost realizate hărţi la scara 1 : 100.000 ale anomaliei cîmpului magnetic total (ΔTa) (T. Cristescu, Al. Ştefănciuc, Renée Segal, Cristina Georgescu şi C. Georgescu). Harta aeromagnetică sc. 1 : 200.000 anexată a fost realizată după aceste hărţi (pl. II).

Datele gravimetrice cu caracter regional şi de detaliu din masivul Poiana Ruscă şi bazinele limitrofe, asamblate de S. Stoenescu şi Şt. Airinei la scara 1 : 500.000 au fost utilizate la alcătuirea schiţei cu principalele elemente gravimetrice din masiv (pl. III).

a) *Date magnetometrice la sol.* Harta magnetică 1 : 100.000 reprezintă variaţia componentei verticale a cîmpului geomagnetic. Pentru reprezentarea datelor de detaliu din masiv, scara relativ mică a hărţii a impus alegerea unor curbe adecuate care să contureze cît mai fidel anomaliile cîmpului magnetic din această regiune. Pentru scopul propus s-a dovedit suficientă marcarea zonelor negative cu valori mai mici de —500γ, a zonelor pozitive cu valori de 0—500γ şi a celor ce depăşesc 500γ.

Pentru zonele în care cauzele anomale sînt profunde și deci variațiile cîmpului magnetic sînt mai mici, reprezentarea s-a făcut prin izolinii cu echidistanța de ordinul zecilor de gamma. În harta astfel realizată se individualizează trei sectoare importante, diferite prin regimul de variație a cîmpului magnetic. Sectorul vestic și cel estic, corespunzătoare bazinului pannonic și respectiv bazinului Streiului, prezintă în general valori mai scăzute și zone anomale largi cu variații mici, caracteristice cauzelor perturbante adînci. Sectorul central este cel mai extins și corespunde ariei ocupate de formațiunile din unitatea epimetamorfică a masivului. El este caracterizat printr-o variație foarte accentuată a cîmpului magnetic, caracteristică cauzelor superficiale.

În acest sector central harta magnetică prezintă zone de anomalii alungite și orientate în general pe direcția E—W. Cea mai importantă apare la sud și se poate urmări de la Tincova spre est prin Ruschița, Vadul Dobrii pînă la Teliuc, de unde se prelungește în bazinul Streiului pînă la est de Ruși.

În partea mediană a hărții în regiunea Poieni — Bătrîna — Cerbăl, se disting cîteva sectoare cu anomalii de asemenea alungite E—W, care se prelungesc și în bazinul Streiului.

Între aceste două zone de anomalii pozitive se desemnează o plaje de valori negative între 0 și —500γ, care de asemenea se continuă în bazinul Streiului.

Partea de N a hărții, între Roșcani și Romănești, se caracterizează printr-un regim de variație a cîmpului geomagnetic net diferit. Anomaliile au extinderi reduse, nu prezintă o orientare preferențială și apar disparat.

În sectorul NW-stic al hărții, între Gladna și Curtea, se individualizează o zonă anomală largă, orientată NE—SW.

b) *Date aeromagnetice.* Harta aeromagnetică scara 1 : 200.000 a fost realizată cu izolinii la echidistanța de 10γ, și reprezintă anomalia cîmpului magnetic total (ΔTa).

Spre deosebire de harta magnetică la sol, prezintă un aspect mai unitar, datorită faptului că în zonele corespunzătoare bazinelor sedimentare cîmpul magnetic nu mai apare cu caractere net diferite față de zonele din masiv. Principalele zone anomale evidențiate în harta la sol se regăsesc, dar efectele cauzelor locale apar cumulate.

Astfel zona Tincova — Ruschița — Vadul Dobrii — Teliuc —Ruși apare bine conturată ca și sectoarele cu anomalii din partea mediană

a hărţii (Poieni — Bătrîna — Cerbăl). Între cele două grupe de anomalii pozitive se regăseşte zona de minim magnetic.

În partea de vest a masivului în regiunea Luncani, harta aeromagnetică întregeşte imaginea cîmpului magnetic pentru sectoarele rămase neacoperite de lucrările la sol. În această zonă se desenează un al doilea minim de mare extindere, analog celui din regiunea Lelese.

Datorită caracterului regional al hărţii aeromagnetice apare evident că cele două zone de minim nu sînt numai efectul polului nord al cauzei anomale Tincova—Ruşi, ci au şi un substrat geologic. Această concluzie se impune datorită extinderii foarte mari a zonei de minim. Cu alte cuvinte pe zona de minim datorată unor formaţiuni cu proprietăţi magnetice mai scăzute decît ale celor înconjurătoare, se grefează minimul anomaliei pozitive Tincova—Ruşi.

Anomalia ΔZ cunoscută la sol între Gladna şi Curtea, din partea de NW a masivului, se regăseşte şi în harta aeromagnetică cu o zonă de minim de dimensiuni asemănătoare.

Variaţiile cîmpului magnetic, puse în evidenţă în zona bazinului Strei prin măsurători aero apar, ca şi în harta la sol, mai puţin accentuate, trădînd o adîncime mai mare a cauzei perturbante.

Date suplimentare faţă de harta la sol se găsesc în harta aeromagnetică şi pentru partea de W şi de NE a masivului. În vest se pune în evidenţă încă o anomalie pozitivă situată la NW de Nădrag cu o zonă de minim bine dezvoltată. În NW se înregistrează o creştere liniştită şi uniformă a cîmpului ce se poate urmări pînă în lunca Mureşului.

c) *Date gravimetrice.* Pentru realizarea schiţei gravimetrice au fost extrase din harta 1 : 500.000 elementele principale care reflectă structura geologică majoră a masivului Poiana Ruscă şi a zonelor învecinate. Pentru aceasta s-au schiţat cele mai importante anomalii de maxim şi minim şi au fost marcate zonele principale de gradient.

În schiţa astfel realizată masivul Poiana Ruscă apare ca o zonă pozitivă înconjurată de mai multe zone de minim corespunzătoare bazinelor sedimentare limitrofe.

În partea mediană a masivului se desenează o anomalie pozitivă cu caracter regional pe care se grefează o serie de efecte de mai mică extindere. Această zonă anomală care atinge valori maxime în regiunea Surduc, traversează aproape direcţional întregul masiv prin vîrful Rusca

și Vadul Dobrii, de unde descreşte continuu pînă la Teliuc şi se prelungeşte în bazinul Streiului. Delimitarea sudică a anomaliei se face printr-un gradient de extindere regională.

În partea centrală a masivului din anomalia pozitivă majoră se desprinde spre NE o anomalie pozitivă de mai mică extindere a cărei intensitate descreşte treptat spre marginea masivului.

Trecerea de la o zonă pozitivă corespunzătoare masivului spre zonele de minim limitrofe se face în unele părţi prin gradienţi cu extinderi importante. Remarcăm gradienţii dinspre bazinele Caransebeş, Haţeg şi zona depresionară a Mureşului.

Corelarea datelor geofizice şi geologice

Încă în perioada lucrărilor de teren s-a observat în urma unor paralelizări locale ale datelor geofizice cu cele geologice unele corespondenţe remarcabile între imaginea cîmpului magnetic la sol, natura petrografică şi structura formaţiunilor cu proprietăţi magnetice.

Au fost însă situaţii, pe suprafeţe reduse, cînd apăreau contradicţii între imaginea unitară a anomaliilor magnetice şi caracterul neunitar al cauzelor geologice. De aceea cunoaşterea amănunţită a substratului geologic pentru întreaga suprafaţă a masivului a fost una din premisele care au permis abordarea interpretării datelor geofizice la scara regională a masivului.

a) Anomaliile magnetice au drept cauze mai multe elemente geologice legate atît de formaţiunile cristaline cît şi de cele eruptive şi sedimentare.

În cadrul formaţiunilor cristaline şisturile verzi tufogene generează principalele anomalii magnetice, datorită conţinutului lor relativ ridicat în magnetit. Rocile ultrabazice şi bazice metamorfozate, rocile carbonatice ferifere cu magnetit şi cuarţitele cu magnetit dau de asemenea anomalii magnetice. Formaţiunile cristaline cele mai slab magnetice sînt reprezentate prin masivele carbonatice şi şisturile sericitoase care constituie termenii superiori ai cristalinului epimetamorfic din Poiana Ruscă.

Întrucît cauzele perturbante din formaţiunile cristaline sînt în majoritatea cazurilor stratiforme, aspectul anomaliilor magnetice pune în evidenţă cutele şi faliile care afectează stratele respective, reflectînd astfel în parte structura formaţiunilor cristaline.

Rocile eruptive afectează şi ele în mare parte distribuţia cîmpului magnetic. Cu proprietăţi magnetice importante apar rocile bazice mezozoice, marile corpuri de roci banatitice, formaţiunea vulcanogen-sedimentară a Danianului din bazinul Rusca Montană, andezitele, piroclastitele şi rocile bazaltice ale vulcanismului neogen din partea de nord a masivului.

Rocile sedimentare cu excepţia unor pietrişuri din baza formaţiunilor pannoniene, a unor tufuri vulcanice din bazinul Streiului şi a unor pietrişuri de terasă cu elemente magnetice, nu influenţează cîmpul magnetic.

b) Anomaliile gravimetrice au ca principală cauză diferenţele de masă care se creează între formaţiunile cristaline şi cele sedimentare, precum şi unele varietăţi de masă ce apar în cadrul şisturilor cristaline.

În scopul corelării datelor geologice cu cele geofizice se vor analiza pe rînd principalele zone anomale arătîndu-se cauzele lor, după care se va urmări modul cum se reflectă structura petrografică şi tectonica munţilor Poiana Ruscă în diferitele hărţi geofizice. La sfîrşit urmează să rezulte concluzii asupra posibilităţilor pe care le are fiecare metodă în decelarea structurii geologice, precum şi asupra avantajului pe care îl prezintă interpretarea unor date geofizice complexe pe baza unei cunoaşteri aprofundate a structurii substratului geologic.

Zona de anomalii magnetice Tincova—Ruşi corespunde cu subunitatea sudică (zona mediană) a unităţii epimetamorfice din Poiana Ruscă, constituită în cea mai mare parte din seria vulcanogenă bazică, bogată în şisturi verzi tufogene.

Anomaliile din această zonă se datoresc în cea mai mare parte magnetitului din şisturile verzi. În sectoarele Tincova—Nădrag şi Ruschiţa apar şi efectele magnetice ale corpurilor banatitice cu aureolele lor de metamorfism magnetic.

Întrucît cele două falii direcţionale care delimitează subunitatea sudică, falia Alun—Nădrag la nord şi falia Cinciş—Vadul Dobrii—Tincova la sud, limitează aria de răspîndire a şisturilor verzi cu magnetit, ele se evidenţiază net în hărţile magnetice printr-o scădere rapidă a intensităţii cîmpului.

În harta magnetică la sol, subunitatea sudică apare precis delimitată între Teliuc şi Ruschiţa. În cadrul ei se evidenţiază, în zona lipsită de anomalii magnetice, lama tectonică Teliuc — Bunila constituită din

rocile predominant terigene ale seriei de Bătrîna cu proprietăţi magnetice scăzute.

Aliniamentele direcţionale de anomalii din cadrul zonei Tincova — Ruşi corespund diverselor nivele de şisturi verzi ale seriei vulcanogene bazice.

În partea de vest a zonei se conturează foarte bine, prin anomalii de intensitate ridicată, corpul granodioritic Tincova — Nădrag.

Discontinuitatea care se remarcă deseori în benzile de anomalii direcţionale, reflectă în majoritatea cazurilor decroşarea stratelor de roci verzi cu magnetit.

Toate aceste elemente ale hărţii magnetice la sol, care reflectă detalii ale substratului geologic, apar însumate în harta aeromagnetică sub forma unei zone anomale orientate direcţional. Aşa spre exemplu, nu numai nivelele de şisturi verzi, ci chiar şi cele două zone principale de aflorare ale seriei vulcanogene bazice, separate de lama tectonică Teliuc — Bunila nu se individualizează în harta aeromagnetică. În schimb corpurile banatitice, cu dimensiuni mari şi proprietăţi magnetice accentuate, împreună cu aureola lor de contact, se detaşează din zona anomală generală în partea de vest a masivului, prin anomalii largi şi cu intensitate mare. Aceste cauze cu efecte importante determină aproape în întregime aspectul hărţii din zona Nădrag — Tincova — Ruschiţa, astfel încît subunitatea sudică nu se mai detaşează aşa net în harta aeromagnetică, ea cel mult extinde zona pozitivă datorată banatitelor.

Aceste efecte determinante ale banatitelor în harta aeromagnetică, spre deosebire de harta la sol, sînt datorate faptului că ele reprezintă formaţiuni adînc înrădăcinate care, în consecinţă, se comportă ca un magnet cu distanţă polară mare. La un asemenea magnet cîmpul este astfel repartizat încît el scade foarte încet cu înălţimea, spre deosebire de celelalte cauze adiacente al căror cîmp descreşte rapid avînd distanţe polare mici. Astfel raportul intensităţilor cîmpurilor create de banatite şi de cauzele din formaţiunile cristaline creşte considerabil în favoarea banatitelor în harta aeromagnetică faţă de harta la sol.

Dintre elementele structurale în harta aeromagnetică se individualizează doar cele două falii direcţionale care delimitează subunitatea mediană a masivului şi falia majoră Cherghеş — Ruschiţa, care decroşează zona anomală din regiunea Vadul Dobrii spre sud-vest în regiunea Ruschiţa.

Zona anomală Tincova — Ruşi care se detaşează ca anomalie pozitivă majoră în cîmpul magnetic din aria de răspîndire a unităţii epimetamorfice are un corespondent şi în cîmpul gravitaţional, între Ruschiţa şi Ruşi. Acest fapt ridică problema unei cauze comune, care în mod evident este subunitatea sudică (zona mediană).

Anomaliile din partea mediană a hărţii magnetice la sol (Poieni — Bătrîna — Cerbăl) se situează în subunitatea nordică a masivului şi se datoresc în cea mai mare parte de asemenea nivelelor de şisturi verzi tufogene cu magnetit din seria vulcanogenă bazică.

Drept alte cauze perturbante în această zonă apar corpurile de roci bazaltice de la Cerbăl şi sud de Panc. Anomaliile corespunzătoare acestor roci se deosebesc de cele datorate şisturilor prin faptul că prezintă orientări diferite, valori mai ridicate şi apar mereu însoţite de zona minimală a dipolului. Reflectarea accentuată a dipolului în cîmpul geomagnetic se datoreşte faptului că rocile bazaltice, spre deosebire de şisturile cristaline, şi-au păstrat poziţia în spaţiu pe care au avut-o în timpul magnetizării lor.

Dispunerea în diferite sectoare a anomaliilor din această zonă reflectă compartimentarea tectonică a masivului şi pune în evidenţă blocurile în care aflorează şisturile verzi tufogene. În acest fel apar marcate traseele faliilor cu caracter regional din cadrul masivului. Astfel se pot urmări faliile Chergheş — Ruschiţa şi Bătrîna — Valea Lupului, între care cîmpul magnetic apare în general liniştit, datorită faptului că şisturile verzi cu magnetit, din cauza ridicării compartimentului dintre cele două falii au fost în cea mai mare parte erodate. În acest compartiment tectonic apar două zone de anomalii cu cauze diferite de ale anomaliilor din compartimentele învecinate: anomalia de la Socet — Ferigi care trădează prin aspectul ei o cauză profundă, reprezentată probabil prin metaserpentinite şi anomaliile de la Poiana Răchiţele care se situează pe şisturile verzi din seria de Bătrîna.

Discontinuităţile care apar în cadrul benzilor de anomalii pun foarte bine în evidenţă faliile care decroşează formaţiunile cristaline. În unele cazuri modul de dispunere al anomaliilor reflectă structurile plicative ale formaţiunilor cristaline. Astfel de exemplu, forma benzii de anomalii de la Iazuri reflectă închiderea periclinală a sinclinalului.

În harta aeromagnetică sectoarele cu anomaliile cunoscute la sol nu se mai individualizează aşa de clar, ele apar ca anomalii unitare de

intensități reduse. Așa spre exemplu sinclinalul Iazuri apare sub forma unei anomalii elipsoidale.

În schimb cauzele înrădăcinate cum este de exemplu corpul de roci bazaltice de la Cerbăl apar bine conturate în harta aeromagnetică.

Dintre elementele structurale se evidențiază doar faliile principale.

Cele două zone de minim magnetic de mare extindere de la Lelese și Luncani, localizate între zonele de maxim Tincova — Ruși și Poieni — Bătrîna — Cerbăl, se situează în partea de sud a subunității nordice a masivului și se suprapun peste aria de răspîndire a seriei de Padeș, în care se află intercalate masivele d lomitice de Hunedoara și Luncani.

Cele două zone de minim cu substrat geologic unitar apar individualizate datorită faliei Chergheș — Ruschița care decroșează compartimentul vestic către sud, aducînd seria vulcanogenă bazică în dreptul seriei de Padeș. Astfel zona de minim apare întreruptă de anomaliile de la Iazuri, care au un substrat geologic identic cu anomaliile din zona Poieni — Bătrîna — Cerbăl.

În harta de sol cele două zone anomale pozitive (Tincova — Ruși și Poieni — Bătrîna — Cerbăl) și zona de minim Luncani — Lelese se continuă în mod evident în bazinul Streiului, demonstrînd continuarea structurilor din Poiana Ruscă în fundamentul cristalin al bazinului. Această problemă a constituit obiectul unei lucrări anterioare (Fl. Ionescu, H. Kräutner, M. Mureșan, 1963).

În harta aeromagnetică efectele magnetice ale fundamentului bazinului Strei, deja slabe la sol, se estompează astfel încît în bazin se pot distinge numai efectele subunității sudice și ale celei nordice.

Zona cu anomalii disparate de la Poieni — Crivina, cu aspect net diferit de restul anomaliilor din masiv, are în cea mai mare parte drept cauză pietrișurile pliocene cu elemente magnetice din nordul masivului. Excepție fac cele două anomalii cu valori mai ridicate de la Poieni care corespund unor andezite neogene. Anomaliile cu caracter de plaje de la Panc — Lăpugiu de Sus și Crivina — Pietroasa se datoresc plăcii de piroclastite andezitice sarmațiene. Continuarea către NW pe sub depozitele pannoniene, a acestor formațiuni apare evidentă din harta magnetică.

Cele două zone pozitive mai largi de la Poieni și sud de Pietroasa corespund unor nivele cu caracter oarecum continuu de elemente magnetice în baza pietrișurilor pannoniene.

În harta aeromagnetică, toată această zonă de anomalii disparate dintre Poieni şi Crivina apare ca o anomalie unică de mică intensitate în care nu se pot separa cauzele perturbante de natură petrografică diferită.

Zona de anomalii Gladna — Curtea care se evidenţiază bine atît în harta la sol cît şi în cea aeromagnetică, este datorată doleritelor mezozoice care aflorează în valea Gladnei şi se pot urmări către NE cu ajutorul datelor magnetice pînă la nord de Curtea.

Lîngă Deva se individualizează o anomalie pozitivă cu caracter dipolar, datorată corpurilor andezitice din această regiune. Înrădăcinarea lor apare evidentă din compararea hărţii la sol cu cea aeromagnetică în care anomalia se accentuează faţă de celelalte variaţii cu cauze superficiale.

În partea de nord a masivului, în harta aeromagnetică se remarcă o creştere uniformă cu caracter regional a cîmpului magnetic spre lunca Mureşului. Acest gradient regional marchează trecerea către zona puternic pozitivă din nord, datorată ofiolitelor din şanţul munţilor Drocea — Metaliferi.

Toate aceste elemente de detaliu ale structurii geologice care se reflectă în cîmpul magnetic, nu se evidenţiază în cîmpul gravitaţional. În harta gravimetrică masivul cristalin apare, datorită contrastului de masă care se creează, ca o anomalie pozitivă în raport cu bazinele sedimentare limitrofe.

Anomalia pozitivă din partea centrală a masivului nu o atribuim unei cauze profunde din masa cristalinului, ci considerăm că ea reprezintă maximul zonei anomale cu caracter regional prin care se diferenţiază masivul cristalin de bazinele sedimenatre în cîmpul gravitaţional.

Această concluzie se desprinde din poziţia anomaliei faţă de masiv care este înconjurat de formaţiuni sedimentare în a căror grosime probabil că nu intervin variaţii foarte importante.

Peste acest efect cu caracter regional se suprapun efectele diferenţelor de masă ce apar în interiorul formaţiunilor cristaline, ca o consecinţă a alcătuirii geologice a masivului. Aceste efecte reprezintă anomaliile locale ce se recunosc în schiţa noastră prin particularităţile locale ale cîmpului.

În aceste particularităţi locale ale cîmpului gravitaţional se reflectă doar elementele structurale majore ale masivului. Astfel zona mediană a masivului, bogată în roci bazice cu densitate mai ridicată

față de șisturile terigene și rocile carbonatice, se marchează între Vadul Dobrii și Teliuc prin faptul că zona anomală se îngustează și valorile maxime apar pe această subunitate.

La fel de bine se evidențiază fracturile principale ale sistemului Cherghеș — Ruschița și anume faliile Gherghеș — Ruschița, Bătrîna — Valea Lupului și Negrii. Primele două delimitează un compartiment în care aflorează formațiuni mai profunde, probabil cu densități mai ridicate.

Contactul dintre unitatea epimetamorfică și cea mezometamorfică este marcat în cîmpul gravitațional printr-o zonă importantă de gradient care, între Ruși și Ghelar, urmărește dislocația Cinciș — Vadul Dobrii, de unde spre vest se mută treptat către dislocația Lunca Cernii — Hajdău, care delimitează la nord bazinul sedimentar Rusca Montană.

Bazinele sedimentare limitrofe Hațeg, Strei, Caransebeș și Pannonic se individualizează sub forma unor zone de minim în cîmpul gravitațional. Zonele de gradienți importanți ai cîmpului ce apar pe marginile bazinelor, indică o afundare bruscă a formațiunilor cristaline în regiunile respective.

De asemenea se evidențiază gravimetric în bazinul Streiului platforma Poienii Rușce și zona depresionară a Mureșului. O analiză detaliată a morfologiei fundamentului cristalin din acest bazin pe baza datelor gravimetrice s-a făcut în cadrul unei lucrări anterioare (Fl. Ionescu, H. Kräutner, M. Mureșan, 1963).

Concluzii. Magnetometria la sol evidențiază în detaliu aria de răspîndire a produselor magmatismului neogen, banatitic, mezozoic precum și a șisturilor verzi tufogene cu magnetit. Prin reflectarea fidelă a nivelelor de metatufuri bazice se individualizează numeroase aspecte structurale ale formațiunilor cristaline și se precizează modul în care structurile și formațiunile din Poiana Ruscă se continuă cu fundamentul cristalin al bazinelor sedimentare limitrofe.

Aeromagnetometria înregistrînd efectul cumulat al cauzelor care se evidențiază în detaliu prin magnetometria de sol, reflectă numai unitățile petrografice și structurale importante: cele două unități tectonice ale masivului, subunitatea sudică (zona mediană) și cea nordică ale unității epimetamorfice, principalele dislocații, limitele dintre formațiunile cristaline și bazinele sedimentare limitrofe, orientarea structurilor în cristalin și corpurile importante de roci eruptive. Prin com-

pararea datelor aeromagnetice cu cele de la sol se obţin indicaţii asupra modului în care formaţiunile geologice cu proprietăţi magnetice se continuă în profunzime.

În cîmpul gravitaţional masivul Poiana Ruscă se evidenţiază faţă de bazinele sedimentare înconjurătoare ca o zonă pozitivă al cărei aspect de detaliu este influenţat de repartiţia spaţială a unităţilor structurale majore ale formaţiunilor cristaline. În bazinele sedimentare limitrofe cîmpul gravitaţional permite aprecieri asupra configuraţiei reliefului fundamentului cristalin.

BIBLIOGRAFIE

Lucrări publicate

Airinei Şt., Stoenescu S. (1964) Relaţii cu privire la întocmirea hărţii gravimetrice a R.P.R. (anomalia Bouguer), sc. 1 : 500.000 *D. S. Com. Geol.* L/1 (1962—1963). Bucureşti.

— Stoenescu S. (1966) Redactarea şi imprimarea hărţii gravimetrice a R.P.R. (anomalia Bouguer), sc. 1 : 1.000.000 *Com. Stat Geol., Stud. tehn. econ. Seria D*, 5. Bucureşti.

Bărbat T. (1952) Lucrări de prospectare magnetică a zăcămintelor de siderit de la Ruschiţa — Rusca. *D. S. Com. Geol.* XXXV. Bucureşti.

Gheorghiu C., Zbierea A., Visarion M., Calotă C. (1962) Date noi asupra structurii bazinului inferior al Streiului ca rezultat al cercetărilor geologice şi geofizice. *An. Com. Geol.* XXXII. Bucureşti.

— Calotă C., Zbierea A. (1963) Aspecte tectonice ale culoarului Mureşului. *Asoc. Geol. Carp.-Balc.* IV, *Secţ.* II, *Congr.* V. Bucureşti 1961.

Giuşcă D., Biloiu M., Rădulescu D., Stiopol Victoria, Dimitrescu R. (1956) Studiul petrografic al masivului Poiana Ruscă de sud-vest. *D. S. Com. Geol.* XL (1952—53). Bucureşti.

Ionescu Fl., Kräutner H., Mureşan M. (1963) Contribuţiuni la cunoaşterea fundamentului cristalin din bazinul Streiului, pe baza noilor date geofizice şi geologice. *Assoc. Carp. Balc.* V *Congr.* 1961, *vol.* II. Bucureşti.

Kräutner H. G., Kräutner Florentina, Mureşan M., Mureşan Georgeta (1969) Stratigrafia, evoluţia magmatismului, metamorfismul şi tectonica formaţiunilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. *An. Com. Stat Geol.* XXXVII. Bucureşti.

Maier O., Mureşan Georgeta, Mureşan M. (1964) Structura geologică a regiunii Teliuc—Ghelar (zona centrală a masivului Poiana Ruscă). *D. S. Com-Geol.* XLIX/1 (1961—1962). Bucureşti.

— Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureşan M., Mureşan Georgeta (1969) Stratigrafia şi structura formaţiunilor epimetamorfice

din zona mediană a masivului Poiana Ruscă (regiunea Teliuc — Ghelar — Vadul Dobrii). *An. Com. Stat Geol.* XXXVII. Bucureşti.

Mureşan M. (1964) Consideraţiuni asupra corelaţiilor între cartarea stratigrafică-structurală a Cristalinului epimetamorfic din Poiana Ruscă şi datele magnetometrice. *D. S. Com. Geol.* L/II (1962—1963). Bucureşti.

Papiu Corvin V., Popescu A., Serafimovici V., Duţu M. (1962) Cercetări geologice şi petrografice în masivul dolomitelor de Hunedoara. *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959—60). Bucureşti.

— Popescu A., Serafimovici V. (1963) Consideraţii petrogenetice asupra carbonatitelor epizonale din masivul Poiana Ruscă. *Assoc. Carp. Balc.* V. *Congr.* 1961, II. Bucureşti.

— Popescu A., Serafimovici V. (1964) Importanţa litogenetică a rocilor carbonatate din epizona masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* XLIX/2. (1961—1962). Bucureşti.

Pavelescu L., Maier O., Kräutner H., Mureşan M., Kräutner Florentina (1964) Structura şi stratigrafia şisturilor cristaline din regiunea Ruschiţa (Poiana Ruscă). *An. Com. Geol.* XXXIV/1. Bucureşti.

Stoenescu S. (1952) Măsurători gravimetrice în Poiana Ruscă. *Com. Acad. R.P.R.* II, 9—10. Bucureşti.

— Dumitru S., Airinei Şt., Codarcea Al. (1963) Asupra unor efecte gravimetrice-magnetice masive privind structura de adîncime a masivului Poiana Ruscăi. *Asoc. Carp. Balc.* V. *Congr.* 1961, VI. Bucureşti.

Rapoarte

(Arhiva Comitetului de Stat al Geologiei)

Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureşan Georgeta, Mureşan M. (1965) Prezentarea hărţii 1 : 50.000 a formaţiunilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă.

[5] Stoenescu S. (1951) Prospecţiuni gravimetrice în Poiana Ruscăi (Ghelar, 1949; Teliuc, 1950; Masivul Poiana Ruscăi, 1950).

[6] Dumitru S. (1952) Prospecţiuni gravimetrice regiunea Poiana Ruscă.

[7] Andrei J., Airinei Şt., Boisnard M., Suceavă M., Calotă C., Visarion M., Popovici D. (1958) Raport asupra prospecţiunii gravimetrice din masivul Poiana Ruscă.

Calotă C. (1957) Prospecţiunea gravimetrică din regiunea de NW a masivului Poiana Ruscă.

Visarion M., Andrei J. (1956) Raport asupra prospecţiunii gravimetrice din bazinul Streiului.

— Suceavă M. (1957) Raport asupra prospecţiunii gravimetrice şi magnetice în bazinul Strei.

Dumitru S. (1959) Raport preliminar asupra prospecţiunii gravimetrice din regiunea Munţii Metaliferi de Sud — Culoarul Mureşului — Breaza (Zlatna).

[8] Costescu I. (1950) Prospecţiuni magnetometrice în regiunea Tincova—Nădrag.

[9] Cristescu T. (1950) Raport asupra prospecţiunii magnetice efectuate în regiunea Teliuc — Ghelar — Vadul Dobrii.

— (1951) Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ efectuate în regiunea Vadul Dobrii — Hunedoara.

— (1952) Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ din zona Măgura — Teliuc (regiunea Hunedoara).

[10] Ionescu Fl. (1959) Raport asupra prospecţiunii magnetice din zona centrală a masivului Poiana Ruscă, regiunile Nădrag şi Vadul Dobrii şi asupra lucrărilor experimentale din munţii Mehedinţi, regiuneaPodeni — Negruşa (zona văii Pogarului)

Popescu-Brădet M., Popescu-Brădet Lucia (1958) Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ pe rama de nord-est a masivului Poiana Ruscă (Runcu Mare — Sohodol — Socet — Ferigi — Bătrîna — Boj — Govăjdia — Lelese — Zlaşti).

— (1959) Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ pentru prospecţiuni de minereuri în partea centrală a masivului Poiana Ruscă (Vf. Fîntînilor — Dealul Negrii — Pîrîul Lupului — Vf. Boul — Ruschiţa — Pîrîul Morii — Vf. Ciciora şi Poiana Rechiţele — Valea Zlaşti — Apa Ţiganului — Vf. Dobrii — Bătrîna Sat).

Ştefănescu A., Popescu-Brădet M., Popescu-Brădet Lucia (1960) Prospecţiuni magnetice în Poiana Ruscă şi munţii Sebeş (detalierea zonei Sibişelul Vechi).

Romanescu D. (1958) Raport asupra cercetărilor magnetice ΔZ în regiunea de NE a masivului Poiana Ruscă.

Ştefanciuc Al. (1959) Raport asupra prospecţiunii magnetice din zona centrală a masivului Poiana Ruscă, regiunea Luncani — Bătrîna.

— (1958) Raport asupra prospecţiunilor magnetice ΔZ în regiunea Poiana Ruscă (Teliuc — Topliţa — Vadul Dobrii).

Ştefănescu A. (1959) Prospecţiuni magnetice în zona centrală a Poienii Ruşce şi completări în munţii Sebeşului pentru minereuri de fier (Vadul Dobrii — Nădrag — Luncani — Ruschiţa).

[11] Ionescu Fl. (1956) Raport preliminar asupra cercetărilor magnetice de detaliu din bazinul Streiului.

— (1957) Raport asupra măsurătorilor magnetice din bazinul Streiului.

— (1958) Raport asupra măsurătorilor magnetice de prospecţiuni din bazinul Streiului, munţii Poiana Ruscă, Sebeş şi Cibin.

Ştefanciuc Al. (1954) Raport asupra măsurătorilor magnetice în regiunea Găvojdia—Sacul.

— (1957) Măsurători magnetice ΔZ în regiunea Poiana Ruscă.

Ştefănescu A. (1957) Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ executate în Poiana Ruscă de NW (Tomeşti).

[12] Cristescu T. Hartă manuscris (scara 1 : 25.000)

[13] — Ştefanciuc Al. (1962) Prospecţiuni magnetometrice cu staţia AM—13 în Banat şi Crişana pentru fier.

— Ştefanciuc Al., Segal Renée (1963) Prospecţiuni aeromagnetice în regiunile Banat — Oltenia — Cîmpia Română — Carpaţii Meridionali — Poiana Ruscă şi Ineu — Tinca, pentru fier.

CORRÉLATIONS DES DONNÉES GÉOPHYSIQUES ET GÉOLOGIQUES DE L'UNITÉ ÉPIMÉTAMORPHIQUE DU MASSIF DE POIANA RUSCĂ

PAR

FLORIAN IONESCU, HANS G. KRÄUTNER, MIRCEA MUREŞAN

(Résumé)

Le massif de Poiana-Ruscă est constitué de manière prépondérante par des schistes cristallins sur lesquels reposent transgressivement, dans les zones marginales et dans le bassin de Rusca Montană—Lunca Cernei des dépôts sédimentaires attribués au Crétacé, Paléogène, Tortonien, Sarmatien et Pannonien. Les formations cristallophylliennes sont traversées par des filons et des dykes de roches éruptives mésozoïques et néogènes. Les produits extrusifs magmatiques du Crétacé supérieur sont recontrés dans les formations daniennes du bassin de Rusca Montană tandis que ceux du magmatisme néogène se trouvent dans la partie septentrionale du massif. Les formations cristallophylliennes constituent deux unités tectoniques majeures, séparées par la ligne de chevauchement de Cinciş—Vadul Dobrii—Tincova, notamment: l'unité mésométamorphiques (au S) et l'unité épimétamorphique (au N). On a distingué dans la première unité, à partir du N vers le S, la subunité de Lingina—Căvăran, la subunité de Boiţa—Lunca Cernei et la subunité de Bouţari—Valea Fierului. Dans l'unité épimétamorphique on distingue la subunité septentrionale et la subunité méridionale. Celle-ci, vers le N, chevauche la subunité septentrionale étant à son tour chevauchée au sud par l'unité mésométamorphique.

Dans les formations cristallophylliennes de l'unité épimétamorphique on a distingué trois séries cristallines (de bas en haut): la série de Bătrîna, la série volcanogène basique et la série de Padeş.

La série de Bătrîna (A) est constituée prédominant par des roches terrigènes, groupées en trois complex stratigraphiques, caractérisés par une uniformité pétrographique remarquable: A_1, le complexe des schistes graphiteux à intercalations de roches tuffogènes; A_2, le complexe des schistes séricito-chloriteux quartzitiques; A_3, le complexe des schistes graphiteux.

La série volcanogène basique (B) est caractérisée par la présence de nombreux niveaux de roches vertes tuffogènes, intercalées dans les schistes

terrigènes, souvent accompagnées de calcaires et de dolomies. La série présente deux faciès : un faciès septentrional, lorsque la série est très puissante, riche en roches carbonatées et terrigènes, ou les roches tuffogènes sont moins répandues ; et un faciès méridional, développé dans la subunité médiane de l'unité épimétamorphique, lorsque la série est peu épaisse et abonde en schistes verts tuffogènes associés souvent aux calcaires marmoréens.

La série de Padeş (C) est constituée prédominant par un matériel de nature terrigène ou sont intercalés d'importants massifs de roches dolomitiques. La série comprend trois complexes : C_1, le complexe des schistes séricito-chloriteux et des dolomies de Hunedoara — Luncani ; C_2, le complexe des schistes séricito-chloriteux superdolomitiques ; C_3, le complexe des schistes séricito-chloriteux et des métatufs acides. On a parallélise avec la série de Padeş les formations de la série de Nădrag (N) qui comprennent les roches métamorphiques situées dans la partie occidentale du massif, séparées tectoniquement du reste des schistes cristallins de Poiana Ruscă. La série de Nădrag est constituée prédominant par des roches de nature terrigène.

Dans l'unité épimétamorphique on trouve d'importants intercalations, très puissantes, de roches dolomitiques et calcaires, aux voisinage de la zone de Hunedoara — Runc — Groşi — Cherghes ainsi que de la zone de Tomeşti — Luncani — Poieni — Roşcani. La plupart des carbonatites se trouvent dans la partie supérieure de la série volcanogène basique et dans la partie inférieure de la série de Padeş.

Au point de vue structural l'unité épimétamorphique du massif constitue un anticlinorium central qui dans la partie septentrionale du massif change de direction, notamment de l'E—W au N—S. Le massif est fortement compartimenté par de nombreuses failles obliques, transversales et directionelles prélaramiennes, laramiennes et postlaramiennes-antépannoniennes.

À l'origine des anomalies magnétiques de l'unité épimetamorphique se trouvent plusieurs éléments géologiques rattachés tant aux formations cristallines qu'à celles éruptives et sédimentaires. Dans le cadre des roches métamorphiques, les roches vertes tuffogènes génèrent les principales anomalies magnétiques, à cause de leur teneur relativement élevée en magnétite. Les roches ultrabasiques et basiques métamorphisées les roches carbonatées ferrifères à magnétite ainsi que les quartzites

à magnétite provoquent, elles aussi, des anomalies magnétiques. Les roches cristallines faiblement magnétiques sont représentées par les carbonatites et les schistes sériciteux qui constituent les termes supérieurs de la pile épimétamorphique. Les causes perturbatrices rattachées au cristallin sont dans la plupart des cas stratiformes, provoquant des anomalies magnétiques grâce auxquelles on peut mettre en èvidence les plis et les failles qui affectent les couches respectives. Les roches éruptives postmétamorphiques ont souvent des propriétés magnétiques importantes. Il s'agit des roches basiques mésozoïques des grands corps de roches banatitiques des pyroclastites daniennes du bassin de Poiana Ruscă, des andésites, des basaltes et des pyroclastites caïnozoïques qui se trouvent dans la partie septentrionale du massif. Les graviers présentent à la base du Panonnien, les tufs volcaniques du bassin de Streiul et certains graviers de terrasse à éléments magnétiques provoquent, eux aussi, des anomalies.

À l'origine des anomalies gravimétriques se trouvent principalement des différences de masse créées entre les formations cristallines et celles sédimentaires limitrophes du massif, ainsi que certaines variations de masse qui apparaissent dans le cadre des roches métamorphiques.

La zone à anomalies magnétiques de Tincova — Ruşi correspond à la subunité médiane de l'unité épimétamorphique, constituée pour la plupart par la série volcanogène basique, abondant en schistes verts tuffogènes, contenant souvent de la magnétite. Dans les secteurs de Tincova—Nădrag et de Ruschiţa apparaissent également les effets magnétiques des corps banatitiques. Sur la carte magnétique au sol (rédigée selon les mesurages effectués au niveau de la surface de l'écorce terrestre, pl. I), la subunité médiane apparaît précisément délimitée entre Teliuc et Ruschiţa; les alignements directionnels des anomalies correspondent aux différents niveaux de schistes verts de la série volcanogène basique. Dans la partie occidentale de la zone anomale Ruşi on saisie très bien la présence du corps granodioritique banatitique de Tincova — Nădrag. Sur la carte aéromagnétique tous les détails observés sur la carte au sol apparaissent totalisés sous la forme d'une zone anomale orientée en direction. De cette zone anomale ne se détachent que les corps banatitiques de dimensions appréciables situés dans la partie occidentale du massif. Cette situation est due au fait que les banatites représentent des formations profondément enracinées qui se comportent comme un aimant ayant la distance polaire très grande,

contrairement aux schistes verts adjacents dont la distance polaire est réduite. Sur la carte aéromagnétique (pl. II) ne s'individualisent que deux failles directionnelles qui délimitent la subunité médiane du massif ainsi que la faille majeure de Cherghes — Ruschiţa.

Les anomalies qui se trouvent dans la partie médiane de la carte magnétique au sol (Poieni — Bătrîna — Cerbăl) appartiennent à la subunité septentrionale épimétamorphique. Pour la plupart elles sont dues aux niveaux de schistes verts tuffogènes à magnétite de la série volcanogène basique. Dans cette même zone, les corps de roches basaltiques de Cerbăl et ceux situés au sud de Panc, constituent aussi des causes perturbatrices. La manière dont on représente les anomalies dans cette zone met en évidence les blocs ou affleurent les schistes verts tuffogènes et réfléchit le compartimentage tectonique du massif dans cette zone. Sur la carte aéromagnétique les secteurs avec les anomalies connues au sol dans la zone de Poieni — Bătrîna — Cerbăl, ne s'individualisent plus si clairement, celles-ci apparaissent comme des anomalies unitaires de faible intensité. Au contraire, les causes enracinées, c'est-à-dire les roches basaltiques de Cerbăl, aux contours précis, apparaissent. Parmi les éléments structuraux il n'y a que les failles principales qui sont mises en évidence.

Les deux zones de minimum magnétique largement étendues de Lelese et de Luncani, localisées entre les zones de maximum de Tincova — Ruşi et de Poieni — Bătrîna — Cerbăl, se superposent sur l'aire d'extension de la série de Padeş, dans laquelle sont intercalés les massifs dolomitiques de Hunedoara et de Luncani.

Sur la carte au sol, les deux zones anomales positives (Tincova — Ruşi et Poieni — Bătrîna — Cerbăl) ainsi que la zone de minimum de Luncani — Lelese se continuent dans le bassin de Streiul, en démontrant ainsi la continuation des structures de Poiana Ruscă dans le soubassement cristallin du bassin. Sur la carte aéromagnétique, les effets magnétiques du soubassement du bassin de Strei, déjà faibles au sol, s'estompent. Aussi dans le bassin ne distingue-t-on que les effets de la subunité médiane et ceux de la subunité septentrionale.

À l'origine de la zone à anomalies éparses de Poieni — Crivina se trouvent principalement les graviers pliocènes à éléments magnétiques situés dans la partie septentrionale du massif.

Les anomalies ayant caractère de plages de Panc — Lăpugiu de Sus et de Crivina — Pietroasa sont dues aux pyroclastites andésitiques

sarmatiennes qui se continuent vers le NW, sous les dépôts pannoniens, fait relevé par la carte magnétique.

La zone anomale de Gladna — Curtea, mise en évidence tant sur la carte magnétique au sol que sur celle aéromagnétique est due aux dolérites mésozoïques, qu'on peut poursuivre vers le NE, sous le Pannonien, à l'aide des données magnétiques, jusqu'au N de Curtea.

Aux environs de Deva s'individualise une anomalie positive à caractère dipolaire due aux corps andésitiques enracinés de cette région.

Du côté septentrional du massif, sur la carte aéromagnétique on remarque un accroissement uniforme, à caractère régional, du champ magnétique vers le lit majeur du Mureș, qui marque le passage vers la zone septentrionale, aux valeurs positives très élevées, provoquées par les ophiolites du sillon des monts Drocea et Métallifères.

Sur la carte gravimétrique (pl. III) le massif cristallin apparaît, à cause du contraste de masse créé, comme une anomalie positive par rapport aux bassins sédimentaires limitrophes. Sur cet effet à caractère régional se superposent les effets différentiels de masse qui apparaissent à l'intérieur des formations cristallophylliennes. Dans ces particularités locales du champ gravitationnel ne se réfléchissent que les éléments structuraux majeurs du massif, notamment: la zone médiane du massif, abondante en roches basiques plus denses que les schistes terrigènes et les roches carbonatées ainsi que les failles de Cherghes — Ruschița, de Bătrîna — Valea Lupului et de Negrii. Les deux premières dislocations délimitent un compartiment où affleurent des formations plus profondes, probablement plus denses. Le contact anomal entre l'unité épimétamorphique et celle mésométamorphique est marqué dans le champ gravitationnel par une importante zone de gradient qui, entre Ruși et Ghelar, poursuit la dislocation de Cinciș — Vadul Dobrii. À partir de cet endroit, vers l'ouest, elle se déplace graduellement vers la dislocation de Lunca Cernei — Hajdău, qui délimite au N le bassin sédimentaire de Rusca Montană. Les bassins sédimentaires limitrophes de Hațeg, Strei, Caransebeș et pannonien s'individualisent comme des zones de minimum dans le champ gravitationnel. Dans le bassin de Strei, sont mises en évidence, au point de vue gravimétrique, la plateforme de Poiana Ruscă et la zone dépressionnaire de Mureș.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte magnétométrique ΔZ corrélée avec les principaux éléments stratigraphiques et structuraux de Poiana Ruscă et du bassin de Streiu (données geophysiques recueillies par: T. Cristescu, I. Costescu, Fl. Ionescu, R. Pesky, Lucia Popescu-Brădet, M. Popescu-Brădet, D. Romanescu, A. Ştefanciuc, A. Ştefănescu; données géologiques recueillies par: H. G. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureşan, Georgeta Mureşan).

Éléments géophysiques: 1, $< -500\gamma$; 2, $-500\gamma - 0\gamma$; 3, $+500 - 0\gamma$; 4, $> +500\gamma$; 5, courbes des isoanomalies positives ($0 - 500\gamma$); 6, courbes des isoanomalies positives ($> 500\gamma$); 7, courbes des isoanomalies négatives; 8, zone des courbes des isoanomalies positives. **Éléments géologiques.** Formations cristallophylliennes (I, recouvertes par la couverture sédimentaire; II, en affleurement). *Unité épimétamorphique*: 9, série de Padeş (C): a, faciès méridional (α, série de Nădrag); b, faciès septentrional (β, massifs dolomitiques et calcaires); 10, série volcanogène basique (B): a, faciès méridional (Δ, complexe des schistes verts tuffogènes de Alun-Ruschiţa); b, faciès septentrional (α, complexe des schistes séricito-chloriteux à intercalations de roches vertes tuffogènes; β, massifs dolomitiques et calcaires; γ, complexe des schistes verts tuffogènes); 11, série de Bătrîna (A): a, complexe des schistes graphiteux et complexe des schistes quartzitiques séricito-chloriteux; b, complexe des schistes séricito-graphiteux à intercalations de roches vertes tuffogènes. *Unité mésométamorphique*: 12, micaschistes ± grenats, amphibolites. *Formations sédimentaires*: 13, Néozoïque—Crétacé supérieur (basins limitrophes); 14, Crétacé (bassin de Rusca Montană). *Formations éruptives*: 15, roches basaltiques (Pannonien—Quaternaire); 16, agglomérats andésitiques (Néogène); 17, granodiorites et diorites banatitiques (Paléocène). **Éléments tectoniques:** 18, failles principales; 19, failles secondaires; 20, axe d'anticlinal; 21, axe de synclinal.

Planche II

Carte des anomalies aéromagnétiques (ΔTa) corrélées avec les principaux éléments stratigraphiques et structuraux de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă (données géophysiques recueillies par: T. Cristescu. A. Ştefanciuc, C. Georgescu, Cristina Georgescu, Renée Segal; données géologiques recueillies par: H. G. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureşan, Georgeta Mureşan).

Éléments géologiques: I, formations cristallophylliennes. *Unité épimétamorphique*: 1, série de Padeş (C): a, faciès méridional (β, série de Nădrag); b, faciès septentrional (α, massifs dolomitiques et calcaires); 2, série volcanogène basique (B): a, faciès méridional; b, faciès septentrional (α, massifs dolomitiques et calcaires); 3, série de Bătrîna (A). *Unité mésométamorphique*: 4, micaschistes ± grenats, amphibolites. II, *formations sédimentaires et magmatiques*: 5, Néozoïque et Mésozoïque; 6, andésites de Deva (Sarmatien); 7, granodiorites et diorites banatitiques (Paléocène). **Éléments géophysiques:** 8, courbes des isoanomalies ΔTa à équidistances de 10γ; (a, négatives; b, positives); 9, courbes des isoanomalies ΔTa de 0γ; 10, courbes des isoanomalies ΔTa négatives à équdisitances de 50γ; 11, courbes des isoanomalies ΔTa positives à équidistances de 50γ; **Éléments tectoniques:** 12, failles principales; 13, failles secondaires.

Planche III

Esquisse des principaux éléments gravimétriques et structuraux de Poiana Ruscă (éléments gravimétriques basés sur les données recueillies par Sc. Stoenescu et Șt. Airinei selon: Șt. Arinei, J. Andrei, M. Boisnard, C. Calotă, S. Dumitru, D. Popovici, Sc. Stoenescu, M. Suceavă, M. Visarion).

I. Éléments gravimétriques: 1, zones à gradient; 2, zones de maximum; 3, zones de minimum. II. Éléments structuraux: 4, bassins sedimentaires mésozoïques et néozoïques; A, unité épimétamorphique: 5, subunité septentrionale; 6, subunité méridionale; B, unité mésométamorphique: 7, subunité de Lingina-Căvăran; 8, subunité de Boița-Lunca Cernii; 9, subunité de Bouțari-Valea Fierului; 10, failles majeures (a, Cinciș-Vadul Dobrii-Tincova; b, Alun-Nădrag; c, Fața Roșie; d, Lunca Cernii-Hajdău-Țața; e, Boița-Negoi; f, Rusca Montană; g, Chergheș-Ruschița; h, Bătrîna-Valea Lupului; i, Negrii); 11, ligne du charriage gétique.

HARTA MAGNETOMETRICĂ ΔZ CORELATĂ CU PRINCIPALELE ELEMENTE STRATIGRAFICE SI STRUCTURALE DIN POIANA RUSCĂ ȘI BAZINUL STREIULUI.

Datele geofizice după: T. Cristescu, I. Costescu, Fl. Ionescu, R. Pesky, Lucia Popescu–Brădet, M. Popescu–Brădet, D. Romanescu, A. Ștefănescu și A. Ștefănescu.
Datele geologice după: H.G. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan și Georgeta Mureșan.

0 1 2 3 km

AMPLASAREA GEOGRAFICĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂ

BAZINUL RUSCA MONTANĂ–LUNCA CERNII

LEGENDA

ELEMENTE GEOFIZICE

1. < −500 Γ
2. −500 Γ–0 Γ
3. +500 Γ–0 Γ
4. > +500 Γ
5. Izoanomale positive (0–500 Γ)
6. Izoanomale positive (>+500 Γ)
7. Izoanomale negative
8. Zone anomale pozitive

ELEMENTE GEOLOGICE

FORMAȚIUNI CRISTALINE
Unitatea epimetamorfică

I. Sub cuvertura II. La zi
sedimentară b a

9. C. Seria de Padeș: α Facies sudic (≈ Seria de Nădrag), b. Facies nordic (β. Masive dolomitice și calcaroase).
10. B. Seria vulcanogenă bazică: α Complexul șisturilor sericito–cloritoase cu intercalații de roci verzi tufogene. β Masive calcaroase și dolomitice. γ Complexul șisturilor verzi tufogene – δ Complexul șisturilor verzi tufogene (de Alun – Ruschița) — Facies (b) nordic; Facies (a) sudic
11. A. Seria de Bătrîna: a. Complexul șisturilor grafitoase și Complexul șisturilor cuarțitice, sericito–cloritoase. b. Complexul șisturilor sericito grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene.

Unitatea mesometamorfică.

12. Micașisturi * granați, amfibolite.

FORMAȚIUNI SEDIMENTARE

13. Neozoic – Cretacic superior (Bazine limitrofe)
14. Cretacic (Bazinul Rusca Montană)

FORMAȚIUNI ERUPTIVE

15. Roci bazaltice (panonnian – cuaternar)
16. Aglomerate andezitice (neogen)
17. Granodiorite și diorite banatitice (paleocen)

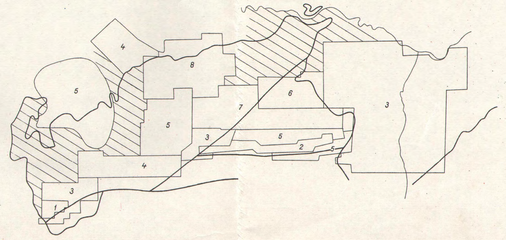
ELEMENTE TECTONICE

18. Falii principale
19. Falii secundare
20. Ax de anticlinal
21. Ax de sinclinal

Zone neacoperite.

DATE GEOFIZICE UTILIZATE.

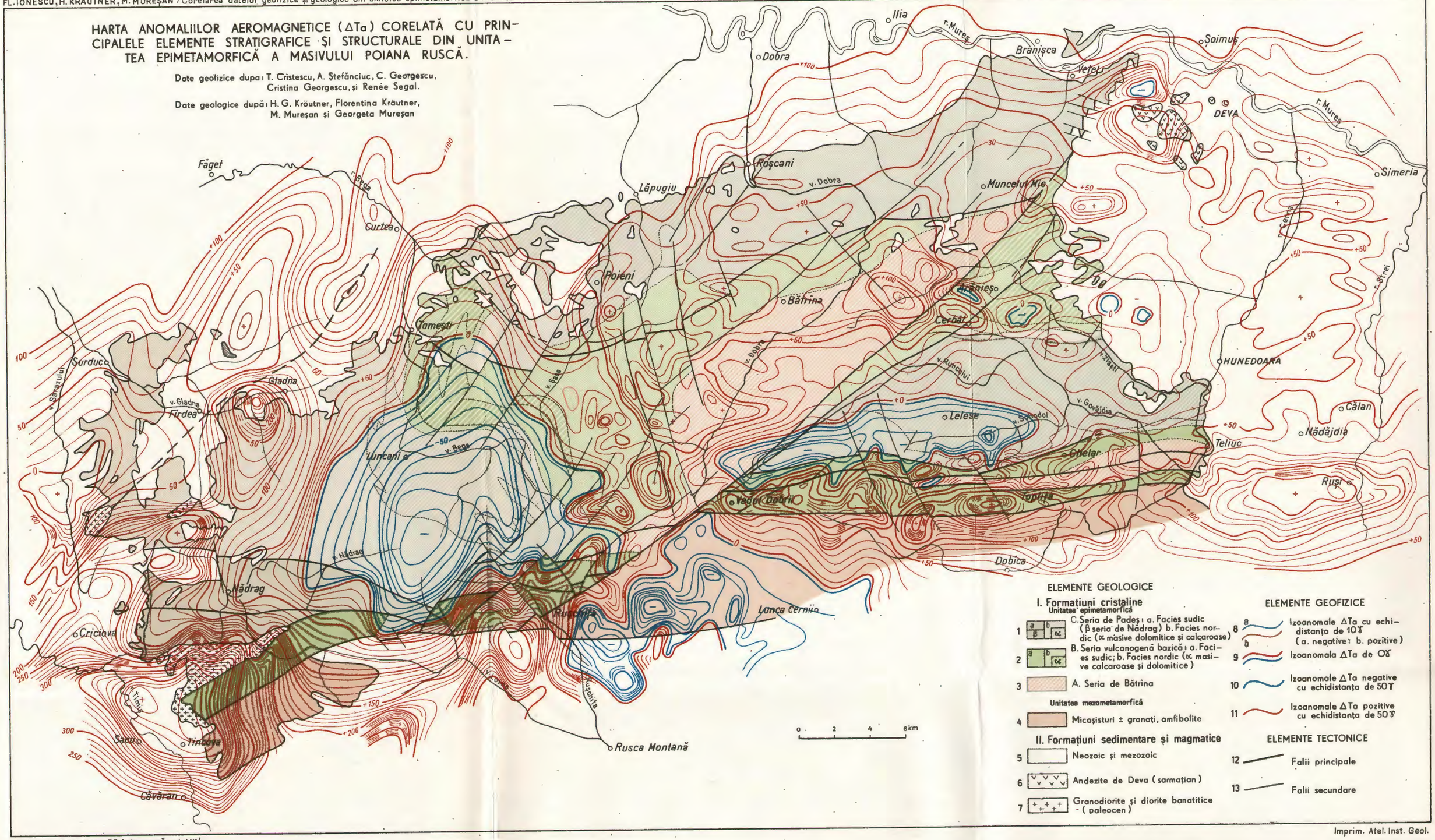
1. I. Costescu, 1950.
2. T. Cristescu, 1950, 1951, 1952.
3. F. Ionescu, 1956, 1957, 1958, 1959.
4. A. Ștefănescu 1957, 1959.
5. A. Ștefănciuc 1957, 1958, 1959.
6. D. Romanescu 1958.
7. M. Popescu – Brădet, Lucia Popescu – Brădet, 1958, 1959.
8. A. Ștefănescu, M. Popescu – Brădet, Lucia Popescu – Brădet, 1960.



HARTA ANOMALIILOR AEROMAGNETICE (ΔTa) CORELATĂ CU PRINCIPALELE ELEMENTE STRATIGRAFICE ŞI STRUCTURALE DIN UNITATEA EPIMETAMORFICĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂ.

Date geofizice după: T. Cristescu, A. Ştefănciuc, C. Georgescu, Cristina Georgescu, şi Renée Segal.

Date geologice după: H. G. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureşan şi Georgeta Mureşan



ELEMENTE GEOLOGICE

I. Formaţiuni cristaline

Unitatea epimetamorfică

1 — C. Seria de Padeş: a. Facies sudic (β seria de Năndrag) b. Facies nordic (∝ masive dolomitice şi calcaroase)

2 — B. Seria vulcanogenă bazică: a. Facies sudic; b. Facies nordic (∝ masive calcaroase şi dolomitice)

3 — A. Seria de Bătrîna

Unitatea mezometamorfică

4 — Micaşisturi ± granaţi, amfibolite

II. Formaţiuni sedimentare şi magmatice

5 — Neozoic şi mezozoic

6 — Andezite de Deva (sarmaţian)

7 — Granodiorite şi diorite banatitice (paleocen)

ELEMENTE GEOFIZICE

8 — Izoanomale ΔTa cu echidistanţa de 10γ (a. negative; b. pozitive)

9 — Izoanomala ΔTa de 0γ

10 — Izoanomale ΔTa negative cu echidistanţa de 50γ

11 — Izoanomale ΔTa pozitive cu echidistanţa de 50γ

ELEMENTE TECTONICE

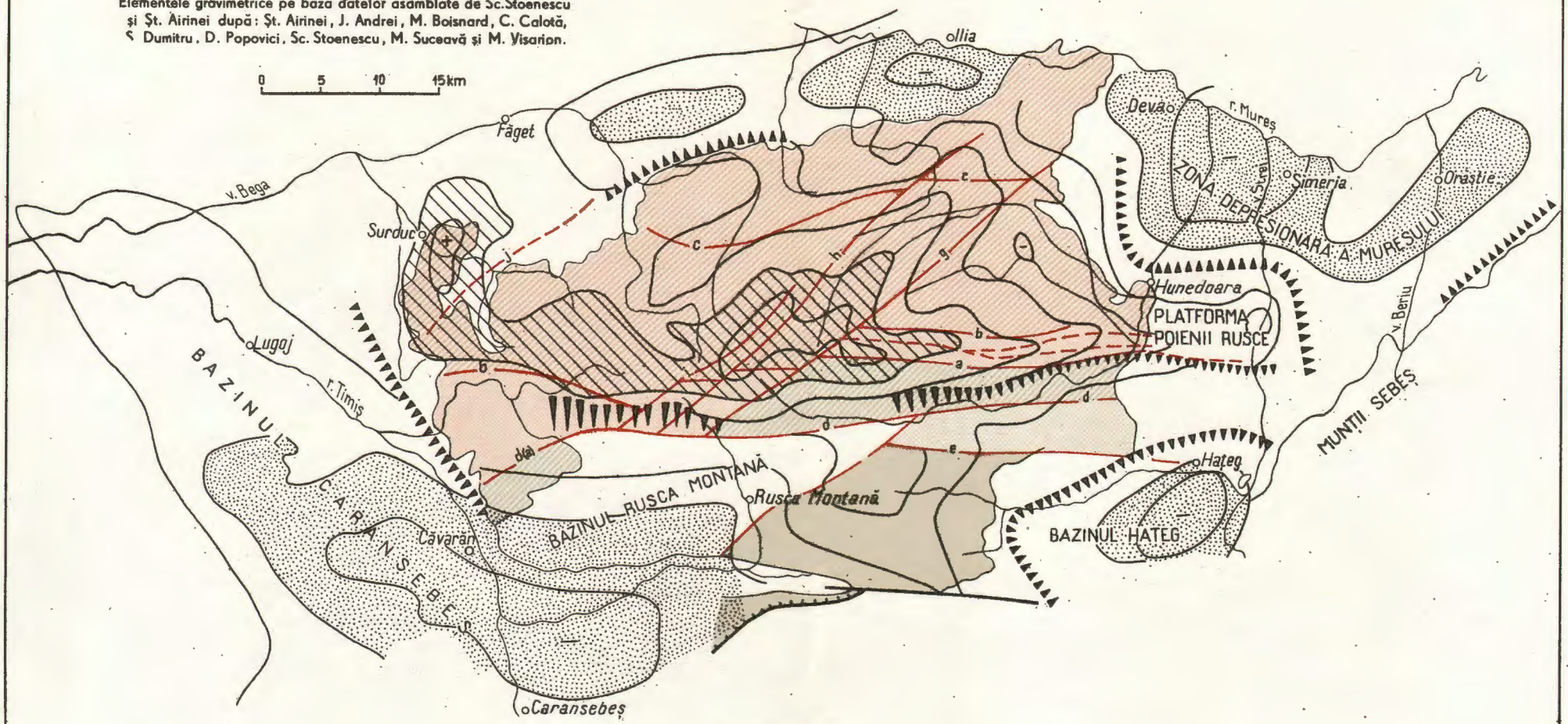
12 — Falii principale

13 — Falii secundare

Imprim. Atel. Inst. Geol.

SCHIȚA PRINCIPALELOR ELEMENTE GRAVIMETRICE ȘI STRUCTURALE DIN POIANA RUSCĂ

Elementele gravimetrice pe baza datelor asamblate de Sc. Stoenescu și Șt. Airinei după: Șt. Airinei, J. Andrei, M. Boisnard, C. Calotă, S. Dumitru, D. Popovici, Sc. Stoenescu, M. Suceavă și M. Visarion.



LEGENDA

I ELEMENTE GRAVIMETRICE

1 Zone de gradient

2 Zone de maxim

3 Zone de minim

II ELEMENTE STRUCTURALE

4 Bazine sedimentare mezozoice și neozoice

A. Unitatea epimetamorfică

5 Subunitatea nordică

6 Subunitatea sudică

B. Unitatea mezometamorfică

7 Subunitatea Lingina-Căvăran

8 Subunitatea Boița-Lunca Cernii

9 Subunitatea Bouțari-Valea Fierului

10 Falii majore

- a — Cincș-Vadul Dobrii-Tincova
- b — Alun-Nădrag
- c — Fața Roșie
- d — Tincova-Lunca Cernii-Hajdeu-Țața
- e — Boița-Negoi
- f — Rusca Montană
- g — Cherghеș-Ruschița
- h — Batrîna-Valea Lupului
- i — Negrii
- j — Drinova-Curtea

11 Linia șariajului getic

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

GEOCHIMIE

NECESITATEA UNEI NOI FUNDAMENTĂRI A PROSPECŢIUNILOR GEOCHIMICE DE SUBSTANŢE MINERALE UTILE[1]

DE

VIRGIL IANOVICI[2], ALEXANDRU DIMITRIU[3], DUMITRU CIOBANU[4], PETRE PROKSCH[4]

Abstract

Necessity of a New Substantiation of Geochemical Prospecting for Useful Mineral Substances. It is recommended to separate geochemically anomalous areas by using cumulated samples. Critical magnitudes are determined as a function of threshold, arithmetic mean of the background, and the number k of individual samples mixed when cumulated samples are constituted. Precision degree is satisfactory, and the reducing of the number of chemical analyses is of the order of tens of percentage reaching up to 63.1% ($k = 6$).

Se ştie că cercetările geologice se ajută, în afară de metodele şi fondul de cunoştinţe care aparţin chimiei, fizicii, zoologiei etc., şi de ştiinţele matematice, mai ales în ultimele decenii. Un rezultat cît se poate de elocvent al cooperării geologiei cu matematica şi fizica, de o valoare incontestabilă, îl constituie apariţia noii ştiinţe, geofizica.

În prezent, interesul pentru utilizarea statisticii în rezolvarea problemelor geologice este din ce în ce mai mare în numeroase ţări, vorbindu-se tot mai des despre „matematizarea geologiei".

[1] Comunicare în şedinţa din 24 aprilie 1967.

[2] Comitetul de stat al geologiei, Calea Griviţei nr. 64, Bucureşti.

[3] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

[4] Întreprinderea geologică de prospecţiuni, Şos. Kiseleff nr. 2, Bucureşti.

În adevăr, elucidarea multor probleme geologice a cîştigat o calitate superioară, uneori cu o cheltuială materială mai redusă, pe seama folosirii corecte a statisticii matematice. De altfel, aşa se petrec lucrurile în multe alte ştiinţe, fie ale naturii sau chiar umanistice. O examinare de ansamblu a rezultatelor şi asupra perspectivei aplicaţiilor statisticii matematice nu poate însă nicidecum să-i confere decît un rol ajutător, cel mult s-ar putea spune, de „catalizator" în dezvoltarea ştiinţelor geologice. Utilizarea matematicii, chimiei şi a oricărei alte ştiinţe, fără o cunoaştere adîncită a fondului problemelor geologice, poate dimpotrivă să ducă la rezultate necorespunzătoare în cunoaşterea geologică. Un exemplu îl constituie formalismul în care pot să alunece aplicaţiile, mai ales ale matematicii, în domeniul ştiinţelor geologice (V. I a n o v i c i, A l. D i m i t r i u, 1967).

Cooperarea geologiei cu statistica matematică a demonstrat noi posibilităţi în creşterea capacităţii de informare a măsurătorilor, obţinerea de concluzii cu un grad de încredere sporit şi controlabil, exprimabil numeric, toate acestea în condiţiile reducerii substanţiale a volumului de date, a măsurătorilor.

Acestea sînt calităţile care le are statistica matematică în cercetările geologice şi care trebuie valorificate amplu în toate domeniile activităţii geologice. Înţelegerea teoriei şi a metodelor statistice prezintă desigur dificultăţi, însă ea poate fi realizată, merită şi este necesar să fie făcută pe o scară cît mai largă şi cît mai în profunzime.

În comunicarea de faţă vom expune cîteva din posibilităţile statisticii matematice la determinarea sectoarelor de perspectivă economică în cazul lucrărilor de prospecţiuni geochimice. La baza cercetărilor făcute au stat rezultatele obţinute în anii trecuţi de geochimiştii din Întreprinderea geologică de prospecţiuni a C.S.G. Am apreciat că aceste rezultate pot să asigure în mod satisfăcător o primă verificare a posibilităţilor statisticii, urmînd ca ulterior să se întreprindă o cercetare specială pe teren pentru experimentarea soluţiilor preconizate.

Rezultatele care se prezintă urmăresc să răspundă la întrebările:

În ce măsură utilizarea statisticii matematice poate să genereze o calitate nouă, superioară lucrărilor de prospecţiuni geochimice?

Ce posibilităţi deschide utilizarea statisticii matematice pentru efectuarea lucrărilor de prospecţiuni geochimice în condiţii mai puţin costisitoare?

Sînt aproximativ 10 ani de cînd geochimiștii au apelat la metodele statistice pentru îmbunătățirea preciziei la determinarea fondului geochimic, problemă de rezolvarea căreia depinde succesul în depistarea perimetrelor de perspectivă, stabilirea precisă a conturului și a dimensiunilor acestora. Încercările făcute în acest scop sînt numeroase. Ne vom referi numai la acelea care ne-au ajutat direct în adoptarea procedeelor de rezolvare pe care le propunem pentru experimentare. Mai întîi vom prezenta cîteva elemente teoretice, pe cît posibil de succint, care stau la baza acestor procedee.

Se știe că, în cadrul oricărui perimetru cercetat chimic, conținutul elementelor variază în diferitele puncte ale perimetrului. În cazul cînd nu se remarcă vreo neregularitate în variația areală a conținutului elementelor, evidențiindu-se în mod net caracterul întîmplător al valorilor conținutului față de poziția reciprocă a probelor, se adoptă concluzia că în acel perimetru variația conținutului elementelor este omogenă, influențată numai de factori incidentali. Spunem că elementele chimice prezintă o dispersie caracteristică fondului geochimic.

Acest mod de argumentare coincide cu conceptele statisticii matematice asupra caracterului omogen al colectivității unei mărimi, reprezentată în cazul nostru prin conținutul chimic al unui obiect geologic oarecare. De aici, trebuie reținut că modul acesta de diagnosticare al perimetrului ca aparținînd fondului geochimic este fundamentat statistic. Este necesar doar ca în locul aprecierilor vizuale să fie utilizate metode statistice de testare a omogenității unei colectivități date, binecunoscute în literatură (metoda rețelei de probabilitate, metoda parabolei etc.), pentru ca în adevăr concluziile obținute să fie ferme.

În caz că în perimetrul cercetat se constată că variația conținutului elementelor chimice urmează în mod preferențial anumite direcții de concentrare, individualizîndu-se unele sectoare cu conținuturi maxime, atunci se conchide că variația este eterogenă, influențată de factori sistematici locali care sînt puși în legătură cu prezența unui zăcămînt. Se afirmă că perimetrul cercetat se găsește într-o zonă anomală geochimic.

Prin aceasta, prima sarcină la care trebuie să răspundă prospecțiunea geochimică — depistarea anomaliilor, a fost realizată. Urmează să fie stabiliți parametrii fundamentali ai anomaliei: conturul, dimensiunile și intensitatea.

În această privință, metoda bazată pe trasarea curbelor de egal conținut dovedește o precizie nesatisfăcătoare, fiind utilă propriu-zis

la delimitarea sectoarelor cu valori maxime ale anomaliilor. Deficienţa metodei constă în aceea că nu permite separarea precisă a fondului geochimic şi, în consecinţă, a anomaliei geochimice.

Această problemă a făcut obiectul cercetărilor noastre. Pentru rezolvarea ei, ţinînd seama de proprietăţile statistice ale datelor geochimice, ne-am adresat statisticii matematice.

Toate aplicaţiile statistice în problema determinării fondului geochimic au părăsit modul de interpretare al datelor prin metoda curbelor de egal conţinut, adoptînd tratarea proprie statisticii, bazată pe stabilirea distribuţiilor de frecvenţă. Valorile chimice, în loc să fie plasate pe hartă, sînt întabelate, stabilindu-se apoi frecvenţa cu care apare în perimetrul cercetat fiecare valoare individuală. În final, datele obţinute (conţinuturi şi frecvenţe) sînt redate grafic, obţinîndu-se curba de repartiţie sau distribuţie a conţinutului elementului chimic urmărit. În mod obişnuit, aceste curbe sînt asimetrice, prezentînd frecvenţe ridicate în domeniul conţinuturilor mici.

Curbelor de repartiţie li se atribuie calitatea că reflectă, în mod sintetic, prezenţa atît a valorilor conţinutului care aparţin fondului, cît şi acelora aparţinînd anomaliei (V. I a n o v i c i, A l. D i m i t r i u, 1967). Evident, fondul geochimic se plasează în domeniul valorilor mici, pe cînd anomalia în domeniul valorilor mari. Întrebarea este : care anume valoare a conţinutului constituie o graniţă între cele două subcolectivităţi geochimice, reprezintă pragul geochimic, A ppm?

În acest scop au fost propuse o serie de soluţii, dintre care un interes deosebit prezintă aceea propusă recent de S. I. S m i r n o v (1963). Ea constă în următoarele : se stabileşte valoarea conţinutului cel mai des observat (valoarea modulului M_0) şi se construieşte secvenţa ramurii stîngi a curbei de distribuţie, care permite prin întregire obţinerea unei curbe apropiată ca formă cu cea normală, de clopot. Apoi pentru distribuţia nouă obţinută se evaluează abaterea standard S şi se calculează valoarea extremă maximă a conţinutului în baza teoremei lui C e b î ş e v :

$$x_{max.} = A \text{ ppm} = Mo + 3S$$

În accepţia lui S. I. S m i r n o v, această distribuţie nouă, obţinută se consideră ca aparţinînd exclusiv şi pe deplin fondului geochimic. Desigur, acest mod de tratare trebuie aplicat fie folosind valorile aritmetice ale conţinuturilor chimice în caz că distribuţia elemen-

telor chimice în cadrul fondului este normală, fie valorile logaritmice în cazul distribuțiilor lognormale.

Procedeul lui S. I. S m i r n o v a fost folosit de noi pentru toate perimetrele luate în studiu. El a dovedit o concordanță satisfăcătoare cu procedeul parabolei (A. H a l d, 1956), procedeu mai precis de separare a două subcolectivități statistice în amestec (în cazul nostru, subcolectivitatea fondului și subcolectivitatea anomaliei).

Referitor la metoda practicată de geochimiștii din țara noastră, și anume, de a considera pragul geochimic ca fiind egal cu de două sau trei ori media aritmetică a întregului șir de date obținute în perimetrul prospectat, se desprind următoarele observații cu privire la caracterul neștiințific al acestei metode:

1. Media aritmetică nu constituie o caracteristică a fondului, ci cel mult al chimismului perimetrului cercetat. De altfel, însăși valoarea medie este eronată ținînd seama că ea nu se calculează în conformitate cu natura statistică a distribuției.

2. Gradul de participare al valorilor aparținînd fondului față de cel al anomaliei influențează sensibil valoarea medie, ea reprezentînd astfel o valoare cu totul instabilă, fiind în funcție de plasamentul perimetrului cercetat în raport cu zona anomală.

3. Definirea valorii extreme, maxime, a fondului geochimic ca un multiplu al mediei aritmetice a întregului șir de date nu-și găsește nici o corespondență cu proprietățile distribuțiilor.

Recomandăm părăsirea acestei metode care se „consideră" statistică și, de fapt, ea greșește tocmai prin lipsa fundamentării statistice.

Propunem ca determinarea limitei maxime a fondului (pragul geochimic) să se facă prin procedeul S. I. S m i r n o v și, mai ales, prin metoda parabolei. Faptul că știm că aceste procedee au o bază științifică ne dă încredere în corectitudinea separării anomaliilor, trasării conturului și a dimensiunilor acestora. Astfel, intrăm în posesia unor procedee (metoda histogramelor) care contribuie la obținerea unei calități superioare a lucrărilor de prospecțiuni. Pentru obținerea unei precizii mai mari este necesar să fie utilizate metode analitice (analiza multidimensională).

Cazurile luate în studiu se referă la prospecțiunile geochimice pentru hidrocarburi (zona Periș — Urziceni[5]) și pentru minereuri polimetalice

[5] M. N. F i l i p e s c u. Raport asupra prospecțiunilor geochimice pentru hidrocarburi în zona Periș — Moara Săracă — Urziceni. 1959. Arh. I.G.P. Com. Stat Geol. București.

(sectoarele : Novăţ[6], Măgura — Valea Chicera din munţii Rez[7] şi Muncelul Mic[8]).

Examinîndu-se anomaliile separate prin aceste metode în comparaţie cu anomaliile separate prin metoda folosită pînă în prezent, a mediei aritmetice, se observă uneori deosebiri neesenţiale, dar tot din aceste exemple se pot observa corecţiile aduse amplasării anomaliilor (fig. 1—2 şi pl. I).

În cazul deosebirilor neesenţiale s-ar părea că utilizarea statisticii aduce prea puţin ceva nou în prospecţiunea geochimică a perimetrelor respective. Dacă ne oprim chiar numai la acest aspect, fără a aduce în discuţie şi corecţiile aplicate anomaliilor, un lucru este de netăgăduit : interpretarea datelor s-a făcut pe un fundament ştiinţific, încît anomaliilor delimitate li se poate acorda încredere maximă.

Aceasta constituie un rezultat metodologic privind îmbunătăţirea calităţii prospecţiunilor geochimice, care experimentat într-o sferă mai largă va putea fi introdus în practică.

În încercarea de a introduce statistica matematică în prospecţiunile geochimice, am avut în vedere, de asemenea, aspectul economic : posibilităţile pe care le oferă utilizarea statisticii la reducerea costului lucrărilor.

Faptul că sîntem în măsură să determinăm cu precizie pragul geochimic asigură condiţiile cerute de utilizarea metodei probelor cumulate, larg utilizate în lucrările de explorări geologice şi miniere, dînd astfel posibilitatea micşorării numărului de analize chimice.

Metoda de probare folosită în prezent (metoda punctelor) are calitatea că permite construirea de hărţi cu valori chimice care, în funcţie de desimea observaţiilor, evidenţiază tendinţa de creştere a conţinutului chimic către anumite zone, precizate ulterior prin curbele de egal conţinut. Cu alte cuvinte, interpretarea datelor prin curbe de egal conţinut condiţionează folosirea metodei punctelor. În mod firesc, părăsind această metodă de interpretare putem beneficia de avantajele metodei probelor cumulate.

---

[6] P. P r o k s c h. Raport asupra prospecţiunilor geochimice în munţii Toroiaga — sectorul Novăţ. 1966. Arh. I.G.P. Com. Stat Geol.

[7] O. B u r a c u. Raport asupra prospecţiunilor geochimice executate în munţii Rez şi munţii Mezeş — Măgura şi valea Chicera. 1965. Arh. I.G.P. Com. Stat Geol.

[8] O. B u r a c u. Raport asupra prospecţiunilor geochimice din munţii Poiana Ruscă — Muncelul Mic. 1959. Arh. I.G.P. Com. Stat Geol.

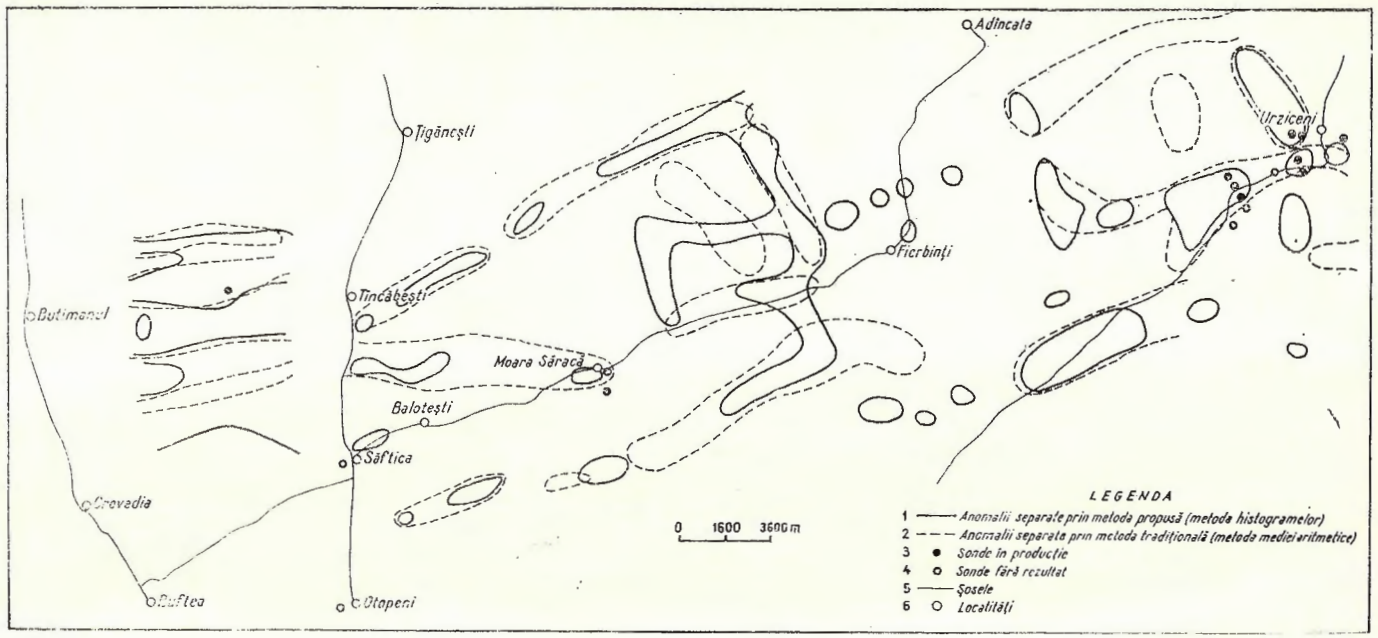


Fig. 1. — Anomaliile geochimice pentru hidrocarburi separate în zona Periş — Moara Săracă — Urziceni (metoda tradiţională şi metoda histogramelor).

1, anomalii separate prin metoda propusă (metoda histogramelor); 2, anomalii separate prin metoda tradiţională (metoda mediei aritmetice); 3, sonde în producţie; 4, sonde fără rezultat; 5, şosele; 6, localităţi.

Anomalies géochimiques pour hydrocarbures séparés dans la zone Periş — Moara Săracă — Urziceni (méthode traditionnelle et méthode des histogrammes).

1, anomalies séparées par la méthode proposée (méthode des histogrammes); 2, anomalies séparées par la méthode traditionnelle (méthode de la moyenne arithmétique); 3, sondes productrices; 4, sondes sans résultats; 5, chaussées; 6, localités.

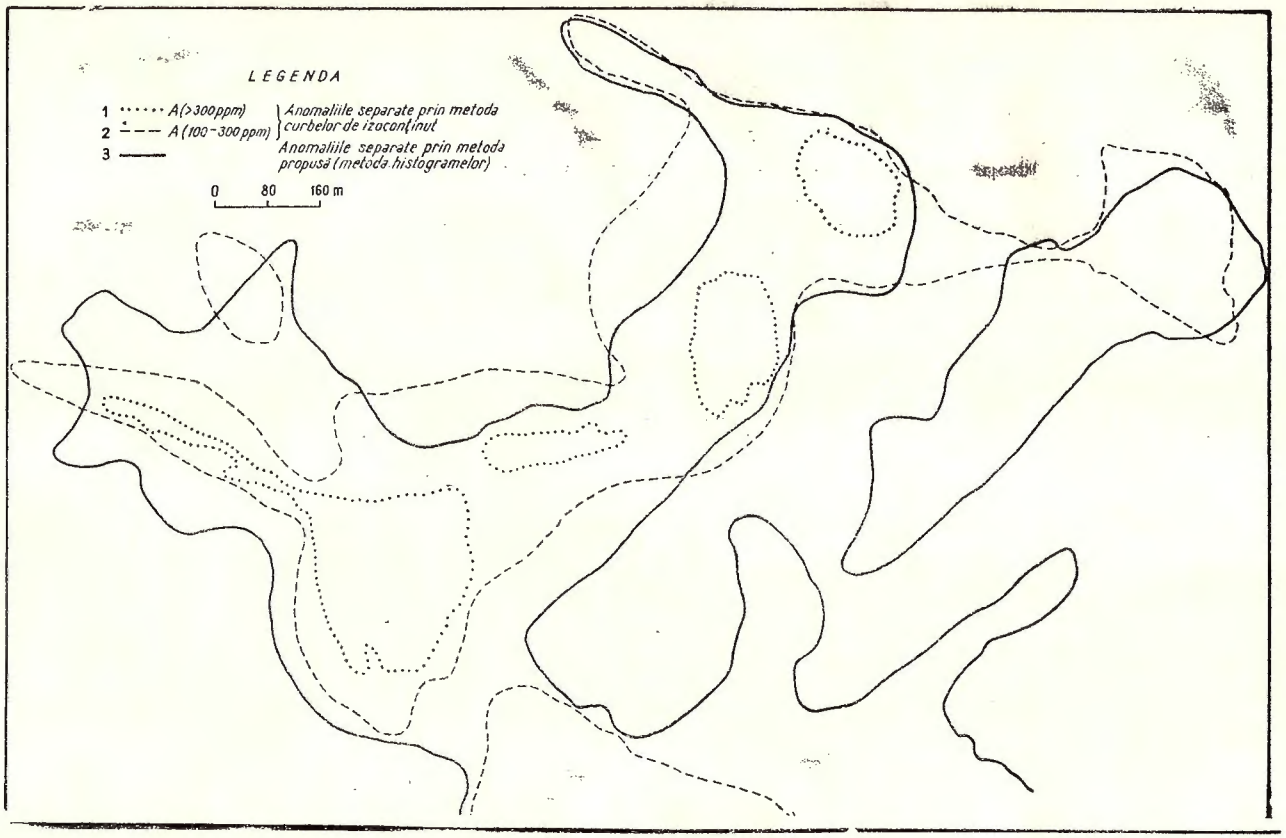


Fig. 2. — Anomaliile geochimice pentru mineralizaţie polimetalică separate în munţii Rez — Măgura şi valea Chicera (metoda tradiţională şi metoda histogramelor).

Anomaliile separate prin metoda curbelor de izoconţinut: 1, A(300 ppm); 2, A(100—300 ppm); 3, anomaliile separate prin metoda propusă (metoda histogramelor).

Anomalies géochimiques pour minéralisation polymétallique, séparées dans les Monts Rez—Măgura et la vallée Chicera (méthode traditionnelle et méthode des histogrammes).

Anomalies séparées par la méthode des courbes d'iscontenu: 1, A(300 ppm); 2, A(100—300 ppm); 3, anomalies séparées par la méthode proposée (méthode des histogrammes).

Teoria statistică a acestei metode, cu aplicații la localizarea corpurilor de minereu, a fost dată recent de D. A. Radionov, Iu. V. Prohorov și V. M. Zolotarev (1965). Vom prezenta numai procedeul de lucru sub forma adaptată de noi pentru prospecțiunile geochimice bazate pe aureole secundare. De asemenea, vom face cunoscut și cîteva dintre rezultatele obținute prin folosirea procedeului.

Să considerăm că pe un profil au fost colectate probe la intervale de 10 m din punctele 1, 2, ... K. Se pune problema ca două probe învecinate, luate în greutate egală, să fie amestecate, iar proba rezultată să fie analizată chimic. Se demonstrează că, conținutul chimic θ în această probă este egal cu valoarea medie aritmetică $\bar{x}$ a conținuturilor din cele două probe inițiale amestecate:

$$\theta_1^1 = \bar{x}_1^1 = \frac{x_1 + x_2}{2}$$

Problema se pune în același mod în cazul că se amestecă K probe învecinate; conținutul chimic al probei cumulate reflectă conținuturile individuale ale probelor inițiale luate la intervale mici.

De la început se poate spune că o asemenea metodă este de perspectivă. Aplicarea ei ridică însă două aspecte ce trebuie clarificate, și anume:

1. Care este valoarea critică α ppm în cazul probelor cumulate care aparțin sectoarelor anomale;

2. Cîte probe inițiale pot fi cumulate încît precizia separării anomaliei să nu sufere.

În ceea ce privește alegerea valorii critice α ppm, știm că în cazul probelor inițiale este egală cu valoarea maximă a fondului, A ppm. Este ușor de dedus că, în cazul probelor cumulate, această valoare poate rămîne în continuare valabilă, fiind o condiție de limită ca toate cele m probe luate individual să fie anomale.

$$\alpha = \frac{x_1 + x_2 + \ldots + x_k}{k} = \frac{A + A + \ldots + A}{k} = \frac{kA}{k} = A \text{ ppm}$$

Se poate face observația că este suficient ca una dintre probele individuale să prezinte un conținut foarte ridicat iar celelalte probe să aibă conținuturi mult mai mici decît A ppm încît conținutul probei cumulate să depășească valoarea critică α. Dar, să nu uităm că probabilitatea de a se întîmpla o asemenea situație este redusă și, în ultima instanță, examinarea valorilor analitice se face pe hartă.

O asemenea valoare critică nu poate însă să asigure decît o primă separare a sectoarelor anomale. Se pot întîlni intervale ale profilelor în care să fie prezente probe sărace în conținut, dispuse alături de probe bogate, ceea ce poate determina o valoare θ_i a probelor cumulate sub cea critică α. Pentru a nu pierde informația conținută de probele cumulate care au valoarea mai mică decît α, am stabilit o a doua valoare critică α', funcție de valoarea minimă pe care pot să o aibă la limită probele inițiale aflate în vecinătatea unor probe bogate. Din considerente geochimice și statistice valoarea minimă a fost aleasă ca fiind egală cu media aritmetică m a fondului. Expresia analitică a mărimilor critice α' ppm pentru diferite extinderi ale probelor cumulate (k) în corespondență cu apropierea (α'_1 ppm) sau distanțarea (α'_2 ppm) de anomalie este dată în tabelul 1.

TABELUL 1

Mărimile critice $\alpha' = f(A, m, k)$ în corespondență cu apropierea (α'_1) sau distanțarea (α'_2) de anomalie

k probe inițiale	2	3	4	6
α'_1 ppm	$\frac{A+m}{2}$	$\frac{A+2m}{3}$	$\frac{A+3m}{4}$	$\frac{2A+4m}{6}$
α'_2 ppm		$\frac{2A+m}{3}$	$\frac{2A+2m}{4}$	$\frac{3A+3m}{6}$

Pentru aprecierea justeții alegerii mărimilor critice α' funcție de distanța probelor față de anomalie ne-am servit de datele analitice pentru Pb, obținute în prospecțiunile pentru minereuri polimetalice de la Muncelul Mic. Cercetările au fost făcute numai în cazul probelor cumulate avînd $k = 3$. În acest scop, după ce au fost selecționate probele cumulate a căror conținut $\theta_i \geqslant \alpha$ ($\alpha = 40$ ppm Pb), s-a procedat în felul următor: mai întîi au fost depistate probele cu θ_i cuprins în domeniile (α'_1, α'_2) și (α'_2, α), unde $\alpha'_1 = 24$ ppm Pb și $\alpha'_2 = 32$ ppm Pb; fiecare dintre aceste probe cumulate au fost examinate în vederea precizării numărului n de probe inițiale cu conținut $x_i \geqslant \alpha$, determinîndu-se apoi frecvența cu care se întîlnesc valorile θ_i avînd $n = 0, 1, 2$ (tab. 2); totodată, s-a stabilit frecvența cu care apar cazurile $n = 0, 1, 2$ atît la utilizarea mărimii critice α'_1, cît și α'_2 (tab. 2). Rezultatele obținute demonstrează

TABELUL 2

Frecvența procentuală a probelor cumulate $\theta_i < \alpha$ (α = 40 ppm Pb), *care pot să aparțină zonei anomale, în raport cu numărul n de probe inițiale* $x_i \geqslant \alpha$.
(*Prospecțiuni pentru mineralizație polimetalică de la Muncelul Mic*)

θ_i ppm \ n	În apropiere de anomalie						La distanță de anomalie					
	0		1		2		0		1		2	
24 (α'_1)												
25	15,8		0,4				30,4		1,5			
26	4,5		0,4				1,5					
27	7,7		3,2				11,6		1,5			
28	11,3		1,8				10,1		4,3			
29												
30	7,7		5,9		0,9		7,2		2,9			
31	2,7		7,2				5,8					
32 (α'_2)		1,4		0,4						4,3		
33		0,4		6,8	0,4							1,5
34								1,5				
35				5,0	1,3					2,9		1,4
36				0,9	1,3			1,5				
37				5,4	0,9					1,5		1,4
38				3,6	2,7					4,3		2,9
39												
Total	49,7	1,8	18,9	22,1	7,5	0,0	66,6	3,0	10,2	13,0	0,0	7,2
	51,5		41,0		7,5		69,6		23,2		7,2	
	100,0						100,0					

că în cazul comasării a trei probe poate fi acceptată ca satisfăcătoare pentru probele distanțate, izolate de anomalie, mărimea critică $\alpha'_1 = \frac{2A + m}{3}$, iar pentru cele apropiate de anomalie, $\alpha'_2 = \frac{A + 2m}{3}$.

Asemenea cercetare se impune și pentru celelalte cazuri de cumulare a probelor, mai ales de ordin superior. Mărimile critice α' sînt de o deosebită importanță, deoarece pe baza lor se depistează probele suspecte pe a corespunde unor intervale anomale care se recomandă a fi supuse unei probări de detaliu.

Procedeul de comasare a probelor descris mai sus a fost aplicat prin utilizarea datelor obținute în anii anteriori într-un sector al perimetrului de la Muncelul Mic. Cumularea s-a făcut pentru diferite valori ale lui k, și anume :

$$k = 2, 3, 4, 6$$

Intervalul inițial de probe corespunde la 20 m, încît probelor cumulate le revin intervale de 40 m, respectiv 60 m, 80 m, și 120 m. Pentru fiecare caz s-a procedat la delimitarea anomaliilor, constatîndu-se că aceasta își păstrează conturul, dimensiunile și poziția maximelor. Unele mici abateri, de importanță nesemnificativă se observă doar în cazul probelor cumulate avînd $k = 6$ (fig. 3).

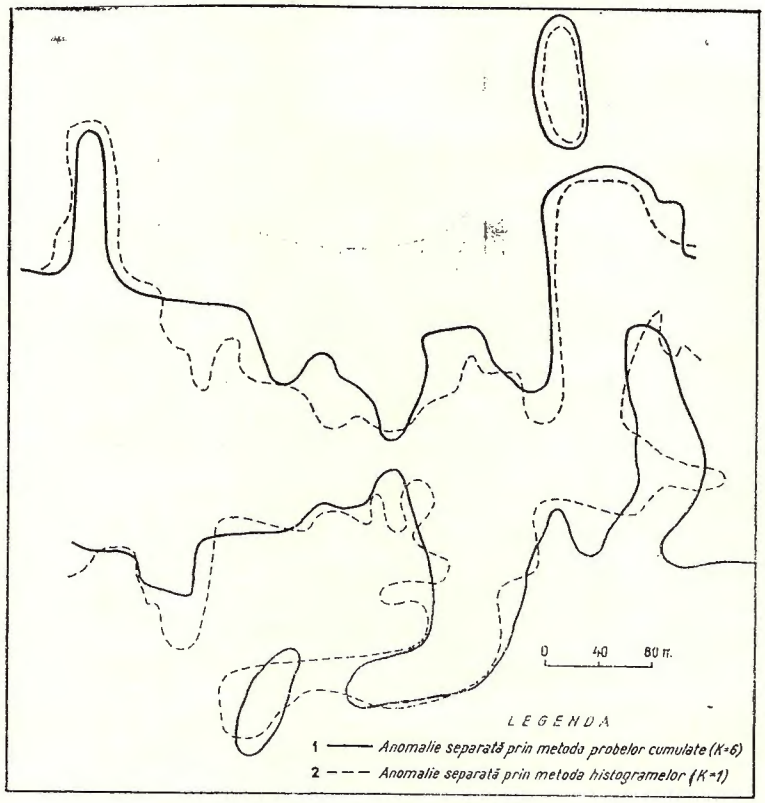


Fig. 3. — Anomaliile geochimice pentru mineralizație polimetalică separate în munții Poiana Ruscă — Muncelul Mic prin metoda probelor cumulate ($K = 1$ și 6).

1, anomalie separată prin metoda probelor cumulate ($K = 6$); 2, anomalie separată prin metoda histogramelor ($K = 1$).

Anomalies géochimiques pour la minéralisation polymétallique, séparées dans les Monts Poiana Ruscă — Muncelul Mic par la méthode des échantillons cumulés ($K = 1$ et 6).

1, anomalie séparée par la méthode des échantillons cumulés ($K = 6$); 2, anomalie séparée par la méthode des histogrammes ($K = 1$).

Făcîndu-se un bilanț al economiei de analize chimice generată prin analizarea probelor cumulate s-a constatat că, în general, este de ordinul zecilor de procente, ajungînd pînă la 63,1% pentru probele cumulate avînd $k = 6$ (tab. 3).

TABELUL 3

Economia de analize chimice care se poate obține în cazul analizării probelor cumulate de diferite extinderi k (perimetrul de la Muncelul Mic)

K	2	3		4	6
Probe cumulate	501	337	1537**	246	163
Intervale propuse pentru detaliere	42	45	218	35	33
Total probe*	585	472	2191	386	361
Probe individuale	1002	1011	4611	984	978
Reducerea în % a numărului de analize chimice	41,6	53,3	52,5	60,8	631

Notă. * Fiecare interval propus pentru detaliere reprezintă „*k*" probe individuale.
** Datele au fost obținute prin luarea în studiu a întregului perimetru prospectat de la Muncelul Mic.

Cum este de așteptat, aplicarea acestui procedeu de prospecțiuni bazat pe analiza chimică a probelor cumulate comportă o cercetare separată pentru determinarea fondului geochimic într-un perimetru apropiat aceluia care face obiectul prospecțiunii.

Statistica matematică oferă metode simple atît pentru verificarea autenticității fondului geochimic, cît și pentru determinarea pragului geochimic în condițiile unui număr mic de date. O asemenea cercetare făcută tot în cazul Muncelului Mic ne-a condus la stabilirea aceleiași valori a pragului geochimic pentru Pb ($A = 40$ ppm), atît prin utilizarea a 50 și 100 valori analitice, cît și prin prelucrarea a 4.300 valori, aparținînd întregului perimetru.

Prezentarea acestor rezultate practice ale aplicațiilor statisticii matematice în prospecțiunea geochimică s-a făcut din dorința de a aduce noi contribuții la perfecționarea metodelor de interpretare a datelor analitice și, totodată, pentru mărirea eficienței economice a acestor lucrări. Se poate afirma că rezultatele demonstrează în mod satisfăcător utilitatea procedeului propus și, prin aceasta, importanța care trebuie să se acorde experimentării acestuia în variate situații de teren.

BIBLIOGRAFIE

Hald A. (1956) Matematiceskaia statistika s tehniceskimi prilajeniami. Moskva.

Ianovici V., Dimitriu Al. (1967) Natura statistică a distribuţiilor asimetrice în geochimie. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol.* 12, 1. Bucureşti.

Rodionov D. A., Prohorov Iu. V., Zolotarev V. M. (1965) Metod usrednionnîh prob pri gheohimiceskih metodah poiskov. *Gheohimia*. 6. Moskva.

Smirnov S. I. (1963) Veroiatnostnostatisticeskaia aţenka gheohimiceskovo fona pri poiskah mestorajdenii palezniîh iskopaemîh. *Gheohimia*. 3. Moskva.

NÉCESSITÉ DE TROUVER DE NOUVELLES MÉTHODES POUR LES PROSPECTIONS GÉOCHIMIQUES DES SUBSTANCES MINÉRALES UTILES

PAR

VIRGIL IANOVICI, ALEXANDRU DIMITRIU, DUMITRU CIOBANU, PETRE PROKSCH

(Résumé)

On a critiqué la méthode de la séparation des anomalies géochimiques basée sur la détermination du seuil géochimique égal à deux ou trois fois la moyenne arithmétique de la collectivité des valeurs obtenues relatives au paramètre prospecté, en démontrant son manque de fondement scientifique. Les auteurs proposent de déterminer le seuil géochimique, considéré l'égal de la valeur maximum du fond géochimique par des méthodes précises statistico-mathématiques capables de dépister deux collectivités associées (A. Hald, 1956; S. I. Smirnov, 1963). Les méthodes ont été appliquées à quelques prospections d'hydrocarbures (fig. 1) et de minerais polymétalliques (fig. 2 et pl. I).

Au lieu de la méthode des isolignes des teneurs, on emploie la méthode des échantillons moyens, basée sur l'analyse chimique des échantillons cumulés obtenus par le mélange de plusieurs échantillons individuels ayant la même pesenteur, prélevés à de petites distances (D. A. Radinov, Iu. V. Prohorov, V. M. Zolotarev, 1965). Nous recommandons les suivantes grandeurs critiques : $\alpha = A$ ppm, dont A représente le seuil géochimique qui sert à délimiter, au cours d'une première étape, les intervalles des profils qui appartiennent à coup sûr à

l'anomalie; $\alpha' = f(A, m, k)$ dont m représente la moyenne arithmétique du fond géochimique et k le nombre des échantillons individuels mélangés afin de constituer les échantillons cumulés dont la valeur est calculée en fonction du voisinage (α'_1) ou de l'éloignement (α'_2) de l'anomalie (tableau 1 et 2), fait qui permet de diagnostiquer les intervalles partiellement anomaux, dont on prélévera des échantillons de manière détaillée. Les résultats obtenus au cas de la séparation de la même zone anomale par l'utilisation des échantillons cumulés de différentes extensions $K (K = 1, \ldots, 6)$ sont représentés sur la figure 3.

L'économie d'analyses chimiques qu'on peut obtenir est de l'ordre des dizaines de pourcentages, arrivant jusqu'à 63,1% pour les échantillons cumulés, dont $K = 6$ (tableau 3).

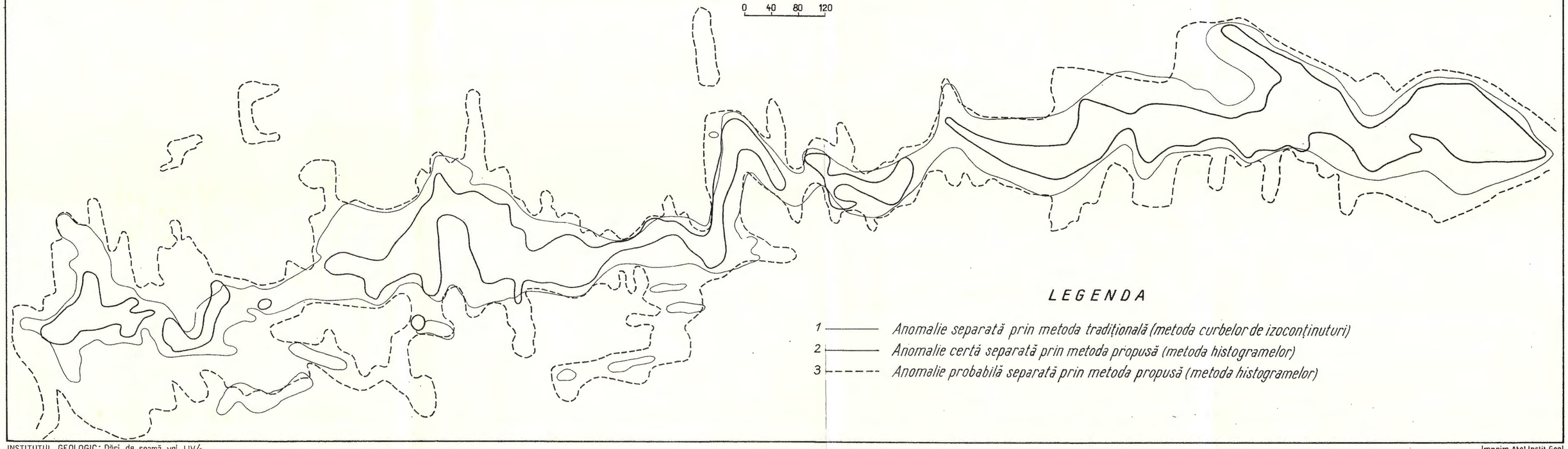
EXPLICATION DE LA PLANCHE

Anomalies géochimiques pour minéralisation polymétallique, séparées dans les Monts Poiana Ruscă—Muncelul Mic (méthode traditionnelle et méthode des histogrammes).

1, anomalie séparée à l'aide de la méthode traditionnelle(méthode des courbes d'isocontenus); 2, anomalie certaine, séparée à l'aide de la méthode proposée (méthode des histogrammes); 3, anomalie probable, séparée à l'aide de la méthode proposée (méthode des histogrammes).

ANOMALIILE GEOCHIMICE PENTRU MINERALIZAȚIE POLIMETALICĂ SEPARATE ÎN MUNȚII POIANA RUSCĂ—MUNCELUL MIC

(METODA TRADIȚIONALĂ ȘI METODA HISTOGRAMELOR)



Imprim. Atel. Instit. Geol.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

GEOCHIMIE

CONTRIBUŢII LA CUNOAŞTEREA STRUCTURII ŞI CHIMISMULUI MASIVULUI GRANITOID DE LA PONIASCA (MUNŢII SEMENIC) [1]

DE

HARALAMBIE SAVU, CECILIA VASILIU[2]

Abstract

Contribution to the Knowledge of the Structure and Chemical Composition of the Poniasca Granitoid Massif (Semenic Mts). The granitoid rocks of Poniasca build up a synorogenic pluton located within the axis of the major anticline of the virgation structure in the Semenic Mts. The tectonics of the surrounding crystalline schists is impressed in the tectonics of this body. It is composed of quartziferous biotite-bearing diorite, granodiorites, biotite- and muscovite-bearing granites, applites and pegmatites which build up a calc-alcaline series whose isofalic point is at *si* = 176. The primary magma was a lithogenous-anatectic magma of granodioritic composition with granitic tendency. It did not form at the present level where the metamorphism of the schistes occurred at temperatures of 450°C — 650°C, but at a greater depth where its evolution may be placed within the range of temperatures of 750°C — 650°C. The differentiation of the magma has led in one sense to the separation of quartzdioritic magmas, and in another, to the formation of leucogranitic magmas. In its way towards surface the intrusion adapted itself to the thermodynamical conditions under which the crystalline schists were metamorphosed.

Introducere

Pe teritoriul României plutonismul acid este legat mai ales de fazele tectogenetice prealpine. Dacă excludem zonele de platformă ale căror roci granitoide şi fundamentul precambrian vechi sînt acoperite de depo-

[1] Comunicare în şedinţa din 27 aprilie 1967.

[2] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

zite sedimentare mai noi, ies clar în evidență două zone de orogen : catena arcuită a Carpaților și zona Munților Apuseni al cărui fundament schițează în linii generale aceeași formă de arc.

Starea de mobilitate și dispoziția acestor zone s-au menținut, în mare parte, din Precambrian și pînă în Neozoic. În perioadele prealpine aceste zone au fost sediul de dezvoltare al unor geosinclinale regenerate succesiv și afectate de diferite faze de orogeneză, care au cutat și au metamorfozat formațiunile acumulate, mobilizînd din adîncime magme anatectice, care s-au intrus sub formă de plutoni sinorogeni sau tardeorogeni.

Se cunosc astăzi trei astfel de cicluri tectonice importante : un ciclu care se încheie cu mișcările precambriene — anterifeene — în care au luat naștere șisturile cristaline ale seriilor de Mădrizești, Gilău — Muntele Mare, Sebeș — Lotru și Semenic, străbătute de intruziuni granitoide ; un ciclu assyntic — baicalian care generează seriile „epimetamorfice", granitoidele din autohtonul danubian și intruziunile de Codru din Munții Apuseni ; un ciclu paleozoic în care se formează depozite sedimentare și seriile slab metamorfozate de Păiușeni și Tulișa, însoțite în Munții Apuseni și în Dobrogea — se pare și în autohtonul Carpaților Meridionali — de intruziuni granitoide.

Printre granitoidele cele mai vechi din Carpații Meridionali am considerat ca reprezentative, pe acelea asociate intim seriei de Sebeș — Lotru din provincia metamorfică prerifeană din munții Semenic. Ele apar sub formă de intruziuni sinorogene, cum este și aceasta de la Poniasca, și prezintă o serie de particularități structurale care determină implicit întrebarea, dacă s-au format prin procese intrusive sau migmatice. Siguranța că ele provin din diferențierea unei magme litogene și deci că tectonica lor particulară a fost determinată de condițiile geologice speciale în care au fost puse în loc, s-ar putea demonstra, pe lîngă alte indicii, pe cale petrochimică. Lucrarea de față are ca scop, tocmai să contribuie la elucidarea acestei probleme de importanță capitală pentru cercetările structurale viitcare.

Considerații asupra geologiei și petrografiei plutonului granitoid

Cu toate că rocile granitoide din regiunea Poniasca nu au fost analizate chimic pînă în prezent, petrografia lor a fost abordată în trecut de diferiți cercetători. Astfel, printre primele cercetări petrografice menționăm pe cele întreprinse de A l. C o d a r c e a (1940), care arată că rocile

de la Poniasca se aseamănă cu acelea de la Şicheviţa, ultimele fiind reprezentate prin roci granito-granodioritice, aplite, granite aplitice, granodiorite şi diorite cuarţifere.

C. Hurduzeu (1962) cercetînd regiunea în anii 1957—1958, separă în această zonă a munţilor Semenic, aşa cum era cunoscut din hărţile mai vechi, două corpuri de granodiorite şi de gnaise granodioritice, străbătute de pegmatite.

Ulterior, D. Constantinof [3] menţine reprezentarea celor două corpuri intrusive pe harta pe care o întocmeşte pentru partea de sud a masivului, arătînd că ele sînt alcătuite din granodiorite cu biotit injectate cu aplite şi pegmatite, granodiorite cu muscovit şi biotit şi granodiorite cu granaţi.

În 1962, C. Paraschivescu şi colaboratorii [4] cercetează extremitatea de SE a masivului, în care deosebesc granodiorite şi granodiorite cu biotit.

Formaţiunile sedimentare mezozoice care acoperă o parte din masiv, au fost cercetate de Gr. Răileanu, S. Năstăseanu şi C. Boldur (1964).

Cercetările sistematice întreprinse de unul din noi între anii 1961—1966 [5], în partea sudică a munţilor Semenic, au condus la stabilirea unei hărţi de ansamblu a masivului granitoid şi la cunoaşterea mai exactă atît a tectonicii, cît şi a petrografiei lui. A reieşit astfel, că cele două corpuri intrusive separate de cercetătorii anteriori alcătuiesc de fapt un singur corp — plutonul granitoid de la Poniasca.

Plutonul de la Poniasca reprezintă un corp intrusiv sinorogen, situat în zona axială a anticlinalului major al structurii în virgaţie, care caracterizează tectonica şisturilor cristaline din Semenic. El se dezvoltă

[3] D. Constantinof. Raport asupra cartărilor geologice pentru foaia 1 : 100.000 Reşiţa — Oraviţa. 1959. Arh. Inst. Geol.

[4] C. Paraschivescu, D. Ionescu, Nadia Cîmpeanu, Şt. Cîmpeanu. Raport asupra lucrărilor de prospecţiune geologică pentru minereuri de fier, minereuri neferoase şi auroargentifere în reg. N. Bozovici — Rudăria — Berzasca. 1962. Arh. Com. Stat Geol.

[5] H. Savu. Studiul geologic şi petrografic al regiunii Văliug (munţii Semenic). 1961. Arh. Inst. Geol.

H. Savu. Raport geologic asupra părţii de NE a plutonului granitoid de la Poniasca. 1963. Arh. Inst. Geol.

H. Savu. Studiul stratigrafic şi structural al părţii de vest a munţilor Semenic. 1966. Arh. Inst. Geol.

larg din bazinul văii Poniasca pînă la izvoarele văii Bîrzava, de unde se continuă spre NNE prin două braţe importante, care conţin numeroşi xenoliţi şi pene de şisturi cristaline (v.pl.). Unul din braţe urmăreşte în continuare axul anticlinalului Slatina — Timiş — Poniasca, iar celălalt axul anticlinalului Teregova—Nera (H. Savu, 1965). Acest pluton este deci concordant structurii majore. Contactele lui se afundă lateral sub formaţiunile cristaline, conform flancurilor acestei structuri.

După cum am arătat mai înainte, în structura acestui corp intrusiv sinorogen s-a imprimat foarte bine tectonica şisturilor cristaline înconjurătoare [6]. Astfel, foliaţiile de pe rama de vest a plutonului sînt orientate pe direcţia NNE—WSW, fiind paralele cu direcţia foliaţiilor şisturilor cristaline, cu care se afundă împreună spre WNW. Cu cît însă ne deplasăm spre partea de est a corpului, foliaţiile granitoidelor şi direcţia xenoliţilor şi a penelor de şisturi cristaline încep să se orienteze treptat spre NE şi apoi spre ENE, devenind paralele cu direcţia orientării structurilor secundare ale virgaţiei din Semenic. Chiar şi „mulajul" structurilor sinclinale şi anticlinale s-a imprimat uneori în tectonica de amănunt a plutonului, asemănător unor corpuri descrise de B. Sander (1930) şi E. Cloos (1947).

Şisturile cristaline de la extremităţile plutonului şi cele de pe contactul de nord-vest, precum şi penele de şisturi cristaline prinse în masa lui au fost metamorfozate la contact, cutate dizarmonic şi injectate de magmă.

Este caracteristic în această aureolă formată în condiţii sincinematice, fenomenul de muscovitizare, datorită căruia în şisturile de contact se dezvoltă fenoblaste de mică albă, asemănătoare acelora descrise de J. Didier (1964) în aureola unor granite din Masivul Central francez. În aureola din extremitatea nordică a corpului se face simţit şi fenomenul de biotitizare.

După cum rezultă din harta alăturată (v. pl.), corpul intrusiv este alcătuit în cea mai mare parte din granite cu muscovit şi biotit asociate cu granodiorite, care trec uneori la granite cu muscovit. În partea de sud-vest se dezvoltă, mai ales în bazinul văii Cusec, diorite cuarţifere cu biotit, roci care apar şi sub formă de separaţii în masa granitelor cu muscovit şi biotit din partea de nord a plutonului. În dioritele cuarţifere se întîlnesc numeroase separaţii melanocrate cu formă elipsoidală.

[6] H. Savu (1966). *Op. cit.* pct. 5.

Rocile de masiv, dar mai ales dioritele cuarțifere cu biotit, sînt străbătute de numeroase filoane de aplite și de pegmatite.

Dioritele cuarțifere cu biotit — tonalite în sensul lui A. Johannsen (1941) — sînt roci cu textură orientată, constituite din cuarț cu extincție puternic onduloasă, plagioclaz (An 32—49) maclat polisintetic, uneori cu structură zonară, biotit brun-roșcat, mai rar hornblendă verde și minerale accesorii ca magnetit, zoizit, ortit și zircon. Ele trec uneori la roci trondhjemitice.

Separațiile melanocrate (autolite) care apar în dioritele cuarțifere cu biotit au de asemenea textură orientată și constau din minerale care au cristalizat primele, ca plagioclaz (An 38—41), biotit brun-roșcat, hornblendă verde, zoizit, apatit și magnetit.

Granodioritele conțin un plagioclaz mai sodic (An 34—20), cuarț, feldspat potasic cu structură micropertitică sau în grătar, biotit concrescut cu muscovit și minerale accesorii.

Spre deosebire de acestea, granitele sînt reprezentate atît prin varietăți de culoare roz, în care microclinul participă în cantitate mai mare, cît mai ales prin granite cu muscovit și biotit. Ambele varietăți prezintă textură slab orientată și constau din cuarț cu extincție onduloasă, plagioclaz (An 8—12) cu concreșteri mirmekitice, microclin și mice. Acestea din urmă sînt larg dezvoltate și de obicei concrescute. Biotitul conține adesea incluziuni de zircon cu aureole pleocroice. Este caracteristică prezența granatului almandinic în majoritatea rocilor granitice, mineral care se prezintă sub formă de cristale idiomorfe sau cu contur neregulat. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin zircon, ortit și magnetit.

În asociație cu granitele cu muscovit și biotit, sau independent de ele, se găsesc granite cu muscovit, roci în care biotitul este absent sau apare cu totul sporadic.

Numeroasele filoane care străbat rocile de masiv sînt constituite din aplite și pegmatite. Primele sînt roci hololeucocrate, echigranulare și cu textură masivă. Ele sînt formate din albit (An 9—8) slab sericitizat, microclin, cuarț și mice, între care predomină muscovitul. Ca și în granite, în cele mai multe aplite este prezent printre mineralele accesorii și granatul. Pegmatitele au culoare roz sau albă și sînt reprezentate mai ales prin tipul de pegmatite feldspatice, fiind alcătuite în cea mai mare parte din microclin. Acest mineral prezintă de obicei structura în grătar, sau pe aceea de microclin-pertit; în unele cazuri structura în grătar apare numai pe margine, în interiorul cristalelor fiind prezentă structura micro-

pertitică. În pegmatite mai apar albit cu concreşteri mirmekitice, cuarţ care formează concreşteri grafice cu microclinul şi muscovit sau biotit.

Compoziţia feldspatului potasic din pegmatite — Or 85—79 Ab 20—14 An 1—0,8 (tab. 1) — raportată la aceea a plagioclazului (An 10),

TABELUL 1

Compoziţia chimică şi normată a feldspaţilor alcalini

Nr. probei	10/B	26 P	18 P
Locul	V. Bîrzăviţa	P. Cusec	P. Cusec
	%	%	%
SiO_2	64,40	64,52	65,67
Al_2O_3	19,75	19,60	19,02
Fe_2O_3	0,04	0,07	0,10
CaO	0,20	0,15	0,14
Na_2O	1,69	2,38	2,21
K_2O	14,22	13,42	12,79
TiO_2	—	0,02	0,01
H_2O^+	0,04	0,18	0,15
Total	100,34	100,34	100,09
Or %	84,6	78,8	79,8
Ab %	14,3	20,4	19,3
An %	1,1	0,8	0,9

după metoda lui T. B a r t h (1962), arată că aceste roci s-au format la temperatura de aproximativ 400°—500°C.

După particularităţile structurale şi faciesurile minerale (A. A. M a r a k u ş e v et al., 1966) ale granitoidelor, rezultă că sîntem în prezenţa unei intruziuni de roci acide care s-a adaptat în mare măsură, în timpul punerii sale în loc, condiţiilor termodinamice (M. W a l t o n, 1955) în care se metamorfozau şisturile cristaline înconjurătoare la nivelul zonelor cu disten—staurolit—almandin, staurolit—almandin şi almandin, zone ce se succed de la nord spre sud (H. S a v u, 1965). În funcţie de aceste particularităţi, rocile intrusive sinorogene se deosebesc de cele tardeorogene şi mai ales de cele postorogene.

Compoziţia chimică a rocilor granitoide

După cum am menţionat, rocile granitoide care alcătuiesc plutonul de la Poniasca nu au fost analizate chimic pînă acum. Analizele pe care le-am efectuat noi cuprind toată gama de roci din cuprinsul masivului,

de la separaţiile melanocrate şi dioritele cuarţifere pînă la granite, aplite şi pegmatite (tab. 2) [7].

O primă observaţie ce se degajă din datele de analiză este aceea, că aciditatea acestor roci este în general ridicată, SiO_2 ajungînd pînă la 73,76 % în unii termeni; în separaţiile melanocrate lipsite de cuarţ, SiO_2 scade însă pînă la 45,27 %. Este caracteristic conţinutul relativ ridicat de Al_2O_3 în această serie de roci, separaţiile melanocrate fiind cele mai bogate în acest component. Cele mai multe roci granitoide sînt sărace în fier, magneziu şi calciu, dar sînt bogate în Na_2O şi K_2O.

Variaţia conţinutului diferiţilor oxizi se reflectă în compoziţia normată (C.I.P.W.), redată în tabelul 3. Se constată astfel că separaţiile melanocrate sînt lipsite de cuarţ, mineral care apare în cantitate redusă în dioritele cuarţifere şi în granodiorite, dar creşte mult în granite şi aplite, acestea din urmă ajungînd să conţină pînă la 31,68 părţi *qu*. În acelaşi sens creşte conţinutul de *ab* şi *or*.

Remarcăm însă că, conţinutul ridicat de *or* din granitele şi aplitele cu muscovit şi biotit nu reflectă întocmai cantitatea de feldspat potasic, care în realitate este mai redusă, ceea ce a făcut pe unii cercetători (C. Hurduzeu, 1962), care au folosit metoda de clasificare a lui A. Johannsen (1941), să le considere ca granodiorite. Chimismul rocilor arată că ele aparţin magmelor granitice şi că o parte din ionii de K^{1+}, care ar fi trebuit să formeze feldspat potasic, au intrat în reţeaua micelor.

În separaţiile melanocrate a rezultat din calcul un număr variabil de molecule de diopsid, hipersten şi olivină, iar în cele care conţin hornblendă pe lîngă biotit şi sînt deci deficitare în SiO_2, chiar şi molecule de nefelin, deşi acest mineral nu a putut fi stabil în condiţiile în care s-au format rocile. Prezenţa biotitului ca mineral melanocrat în restul rocilor granitoide, este pusă în evidenţă de apariţia constantă a hiperstenului în normă.

După cum menţionam mai sus, rocile acide cu muscovit şi biotit prezintă un conţinut în general mai ridicat de Al_2O_3 decît cel normal, ceea ce determină apariţia corindonului printre mineralele normative.

Privită în ansamblu, această asociaţie de roci poate fi caracterizată cu ajutorul parametrilor (tab. 4) şi diagramei (fig. 1) lui Zavariţki

[7] H. Savu, Cecilia Vasiliu. Studiul geochimic al rocilor granitoide din regiunea Poniasca. I, elementele majore. 1966. Arh. Inst. Geol.

TABE

Compoziția chimică a

Nr. crt.	1	2	3	4	5	6	7
Nr. probei	28 P	30 P	34 B	31 P	33 P	65 B	16 P
Roca	Sep. mel. biotitică	Sep. mel. cu biotit și fenocr. plag.	Sep. mel. în granod.	Diorit cuarțifer cu biotit	Diorit cuarțifer cu biotit	Grano-diorit	Granit cu musc. și biotit
Locul	P. Moș-neagului	P. Moș-neagului	P. Gruiul Bun	P. Cusec	P. Cusec	P. Vul-turului	P. Cusec
	%	%	%	%	%	%	%
SiO_2	45,27	49,82	48,49	59,36	60,15	64,00	70,81
Al_2O_3	17,36	15,72	21,49	17,78	18,38	17,28	16,93
Fe_2O_3	2,70	1,95	1,33	1,19	1,09	0,81	0,69
FeO	7,57	6,97	7,13	4,87	4,19	3,64	0,81
Fe	0,10	0,08	—	—	—	—	—
MnO	0,15	0,16	0,13	0,09	0,06	0,07	0,04
MgO	9,20	8,78	4,96	3,35	2,90	3,00	0,43
CaO	8,14	8,17	7,52	5,04	4,93	3,43	1,44
Na_2O	2,81	2,84	3,66	3,36	3,65	3,59	4,09
K_2O	2,48	1,99	2,12	2,48	2,30	2,63	3,87
TiO_2	1,43	1,17	1,12	0,91	0,84	0,60	0,13
P_2O_5	0,62	0,44	0,34	0,30	0,27	0,23	0,10
H_2O^+	1,46	1,28	1,34	0,97	0,91	0,74	0,56
S	0,12	0,09	urme	urme	0,03	—	—
Total	99,41	99,46	99,63	99,70	99,70	100,02	99,90

TABELUL 3

Compoziția normată (C.I.P.W.) a rocilor granitoide

Nr. crt.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
qu	—	—	—	12,18	13,65	19,26	28,50	27,78	28,80	28,98	25,80	23,58	26,58	26,82	31,68
or	15,01	11,68	12,23	15,01	13,34	15,57	22,80	20,02	26,69	23,35	26,13	37,25	23,91	28,36	22,24
ab	13,62	24,10	26,72	28,30	30,92	30,39	34,58	36,68	31,96	35,63	38,78	29,87	39,82	37,20	36,68
an	27,52	24,19	35,31	23,07	22,52	16,12	6,39	10,01	5,56	5,84	3,61	5,84	4,45	3,34	4,72
ne	5,40	—	2,27	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
di	7,39	10,75	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
hy	—	7,88	—	14,90	12,81	12,55	1,76	1,69	1,69	1,33	0,60	1,72	1,36	1,42	0,60
ol	20,74	13,07	16,67	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
c	—	—	0,31	1,12	1,63	2,65	3,67	2,35	3,57	2,65	3,16	0,82	2,14	2,45	2,96
ap	1,34	1,01	0,67	0,67	0,67	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	—	0,34	—	0,34
mt	3,94	3,02	1,86	1,86	1,51	0,16	0,93	0,70	0,70	0,70	0,23	0,46	0,93	0,46	0,46
hm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,48	—	—	—	—
il	2,74	2,28	2,13	1,67	1,52	1,22	0,30	0,15	0,15	0,15	0,30	0,15	0,15	—	0,15
pr	0,24	0,18	—	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

LUL 2

rocilor granitoide

8	9	10	11	12	13	14	15
6 P	75 B	91 B	19 P	21 P	2 P	47 B	45 B
Granit cu musc. şi biotit	Granit cu musc. şi biotit	Granit cu musc. şi biotit	Granit aplitic	Aplit	Granit	Granit pegmatoid	Aplit
V. Poniasca	V. Coşava	V. Nera	P. Cusec	P. Cusec	V. Poniasca	V. Bîrzava	V. Bîrzava
%	%	%	%	%	%	%	%
71,27	71,38	71,88	71,35	71,68	72,18	72,98	73,76
16,78	16,73	16.00	16,78	15,56	15,92	16,05	15,88
0,53	0,37	0,43	0,72	0,30	0,59	0,27	0,31
0,64	0,71	0,62	0,23	0,67	0,52	0,45	0,23
—	—	—	—	—	—	—	—
0,06	0,04	0,04	0,04	0,11	0,04	0,14	0,03
0,38	0,36	0,34	0,25	0,34	0,47	0,22	0,27
2,22	1,29	1,37	0,88	1,15	1,06	0,66	1,12
4,34	3,82	4,21	4,56	3,57	4,68	4,42	4,35
3,39	4,48	3,97	4,38	6,29	4,06	4,82	3,82
0,11	0,10	0,09	0,13	0,05	0,09	0,04	0,05
0,11	0,12	0,09	0,07	0,03	0,08	0,04	0,07
0,26	0,41	0,66	0,45	0,22	0,31	0,14	0,39
urme	—	urme	—	urme	—	—	—
100,09	99,81	99,70	99,84	99,97	100,00	100,23	100,28

TABELUL 4

Valorile parametrilor Zavariţki

Nr. crt.	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	n	t	φ
1	10,1	6,9	29,1	53,9	—	34,3	54,7	11,0	62,5	2,33	8,6
2	9,1	5,9	27,5	57,5	—	31,5	54,1	14,4	68,7	1,78	6,9
3	11,9	9,6	18,0	60,5	—	48,0	50,4	1,6	72,8	1,70	6,6
4	11,4	6,3	12,3	70,0	4,5	48,3	47,2	—	66,7	1,10	9,1
5	11,6	6,2	11,4	70,8	11,0	44,8	44,2	—	71,1	0,99	8,6
6	11,6	4,1	12,2	72,1	25,3	34,1	40,6	—	67,4	0,74	5,5
7	14,1	1,7	6,3	77,9	68,8	19,8	11,4	—	61,7	0,17	8,3
8	14,1	2,6	4,3	79,0	61,5	24,6	13,9	—	66,0	0,08	9,2
9	14,3	1,5	5,9	78,3	71,9	18,0	10,1	—	56,0	0,08	6,7
10	14,6	1,6	4,5	79,1	67,6	20,6	11,8	—	61,8	0.08	8,8
11	15,9	1,0	5,0	78,1	73,7	18,4	7,9	—	61,2	0,17	10,5
12	16,5	1,4	2,5	79,6	42,1	36,8	21,1	—	46,0	0,08	10,5
13	15,6	1,2	4,1	79,1	58,1	24,2	17,7	—	63,9	0,08	12,9
14	15,9	0,8	4,3	79,0	72,7	19,7	7,6	—	58,2	—	6,1
15	14,4	1,3	4,2	80,1	80,0	10,8	9,2	—	63,6	0,08	6,2

(1956), ca o serie formată în general din roci acide; termenii bogați în mafite sînt numai separațiile melanocrate. Rocile de la Poniasca sînt re-

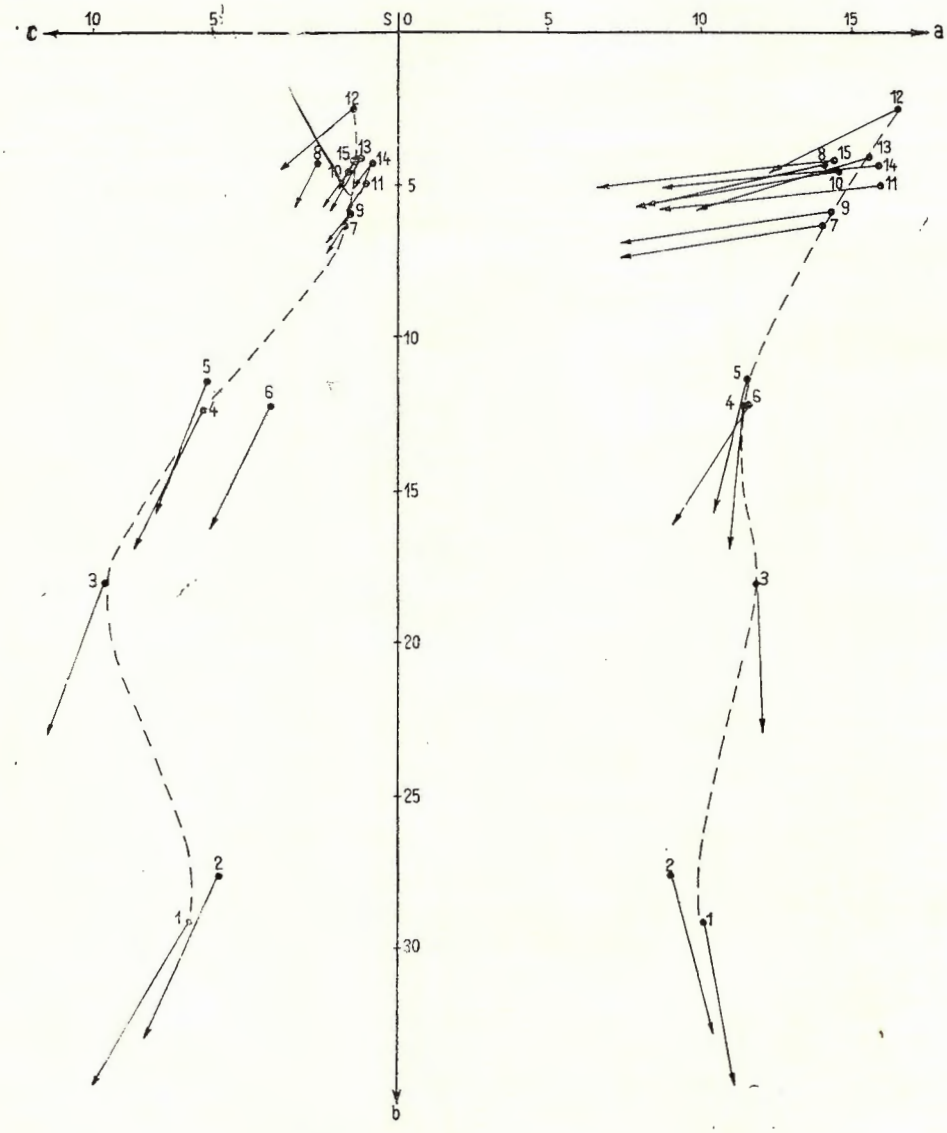


Fig. 1. Diagrama Zavarițki.
Diagramme Zavarițki.

lativ bogate în alumo-silicaţi, dar au un conţinut în general redus de anortit. Conţinutul ridicat în aluminiu, caracteristică principală a granitelor cu muscovit şi biotit şi a aplitelor, este o particularitate pusă bine în evidenţă de diagrama din figura 1. Dioritele cuarţifere şi mai ales separaţiile melanocrate, conţin în surplus o oarecare cantitate de calciu, ce intră probabil în compoziţia clinozoizitului.

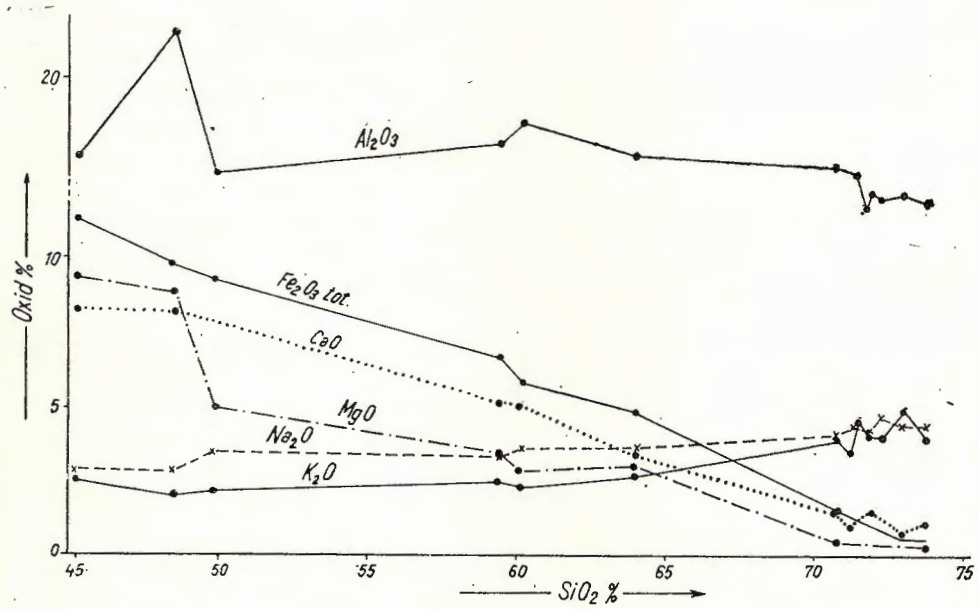


Fig. 2. — Diagrama de variaţie a oxizilor din rocile granitoide.
Diagramme de la variation des oxydes des roches granitoïdes.

Diagrama Zavariţki pune în evidenţă raporturi de diferenţiere normală între diferitele roci ale masivului, raporturi care reies clar din diagrama Tyrell (fig. 2). Această ultimă diagramă arată că Al_2O_3 prezintă oscilaţii în separaţiile melanocrate, după care el se menţine constant, scăzînd puţin în rocile granitice şi aplitice. Oxizii de fier, calciu şi magneziu scad puternic de la rocile bazice spre cele acide, pe măsura îmbogăţirii acestora în SiO_2, în timp ce Na_2O şi K_2O cresc treptat în acest sens. Se observă oscilaţii mai accentuate ale MgO şi Na_2O în separaţiile melano-

crate şi mici oscilaţii ale majorităţii oxizilor în rocile cele mai acide.

Remarcăm faptul că în timp ce Na_2O variază în limite restrînse, conţinutul de K_2O prezintă o creştere mai accentuată în lungul seriei, particularitate scoasă în evidenţă de diagrama din fig. 3. Această caracteristică a fost remarcată şi de F. Wiedemann (1965) la ortognaisele asociate Cristalinului din Erzgebirge.

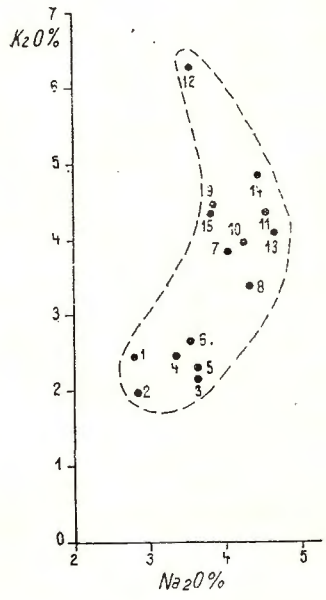


Fig. 3. — Diagrama K_2O : Na_2O.
Diagramme K_2O : Na_2O.

Cunoscînd particularităţile chimice ale rocilor granitoide de la Poniasca, precum şi faptul că ele au rezultat prin procese de diferenţiere magmatică, este necesar să precizăm natura magmei primare şi sensul pe care l-a urmărit în cursul evoluţiei sale, caracteristici care pot fi stabilite cu ajutorul metodelor petrochimice elaborate de Niggli (P. Niggli, P. J. Beger, 1923; C. Burri, 1959).

În acest sens, parametrii magmatici ne arată că rocile granitoide corespund la următoarele tipuri de magmă (tab. 5): dioritele cuarţifere cu biotit corespund evident la o magmă cuarţ-dioritică, iar separaţiile melanocrate rezultate din acumularea primelor minerale care cristalizau în magma cuarţ-dioritică, sînt mai bazice şi se încadrează la magmele gabbroidă sau leucogabbroidă; celelalte roci mai bogate în cuarţ corespund la magme trondhjemitice, granodioritice şi mai ales leucogranitice, ultimul tip de magmă fiind caracteristic pentru toate granitele cu muscovit şi biotit şi pentru aplite. La toate rocile se constată o valoare a lui *al* mai mare decît cea normală, ceea ce ne determină să suspectăm un proces de contaminare a magmei granitoide cu materiale silicoaluminoase întîlnite în drumul său.

Tipurile de magmă stabilite mai sus aparţin seriei calco-alcaline, acesta fiind şi caracterul magmei primare din care au derivat rocile. Caracterul calco-alcalin al acestei serii petrografice este evidenţiat şi de dia-

TABELUL 5

Valorile parametrilor Niggli pentru rocile granitoide

Nr. crt.	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	ti	p	Qz	Q	L	M	Tipul de magmă
1	99,4	22,5	48,9	19,1	9,5	0,38	0,61	0,39	2,37	0,53	—38,6	22,9	40,9	36,2	gabbroidă
2	116,6	21,7	48,5	20,4	9,4	0,31	0,63	0,42	2,11	0,42	—21,0	28,0	37,2	34,8	gabbroidă
3	121,4	31,7	36,0	20,1	12,2	0,27	0,51	0,56	2,10	0,30	—27,4	29,5	49,2	21,3	leucogabbroidă
4	192,3	34,0	32,7	17,5	15,8	0,33	0,49	0,54	2,14	0,39	29,1	42,1	41,7	16,2	cuarț-dioritică
5	202,0	36,3	29,2	17,8	16,7	0,29	0,50	0,61	2,02	0,40	35,2	43,5	41,9	14,6	idem
6	235,4	37,5	30,0	13,5	19,0	0,33	0,54	0,45	1,77	0,22	59,4	47,0	38,7	14,3	granodioritică-granitică
7	358,1	50,5	9,1	7,9	32,5	0,38	0,37	0,87	0,61	0,30	128,1	54,2	39,8	6,0	trondhjemitică
8	354,0	49,3	7,5	11,6	31,6	0,34	0,36	1,55	0,30	0,30	127,6	54,2	41,4	4,4	idem
9	370,4	51,1	7,8	7,2	33,9	0,44	0,36	0,92	0,31	0,31	134,8	54,7	39,9	5,4	leucogranitică
10	382,4	50,2	7,0	7,7	35,1	0,38	0,36	1,10	0,32	0,32	142,0	55,1	40,6	4,3	idem
11	369,0	51,2	6,2	5,0	37,6	0,39	0,30	0,81	0,62	0,31	118,6	52,8	42,6	4,6	idem
12	373,1	47,8	6,9	6,6	38,7	0,54	0,36	0,96	0,31	—	118,3	52,4	45,0	2,6	idem
13	375,6	48,8	8,1	5,9	37,2	0,36	0,42	0,73	0,31	0,31	126,8	53,4	42,4	4,2	idem
14	392,0	51,0	5,8	3,9	39,3	0,42	0,28	0,67	—	—	134,8	54,0	42,5	3,5	leucogranitică-trondhjemitică
15	410,6	52,2	4,3	6,7	36,8	0,36	0,46	1,56	0,33	0,33	163,4	56,6	39,6	3,8	idem

grama $k : mg$ (fig. 4), pe care granitoidele se proiectează într-un cîmp cuprins între diagonalele 68 k — 68 mg şi 100 k — 100 mg şi alungit în direcţia acestora.

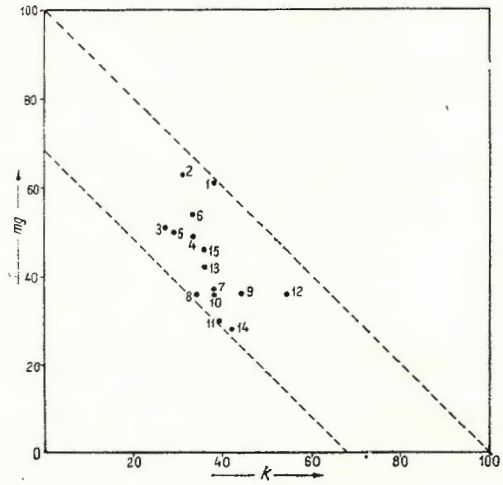


Fig. 4. — Diagrama $K : mg$.
Diagramme $K : mg$.

Magma primară trebuie să fi avut un conţinut intermediar de alcalii, dar cele mai multe produse de diferenţiere ale ei sînt în general bogate în

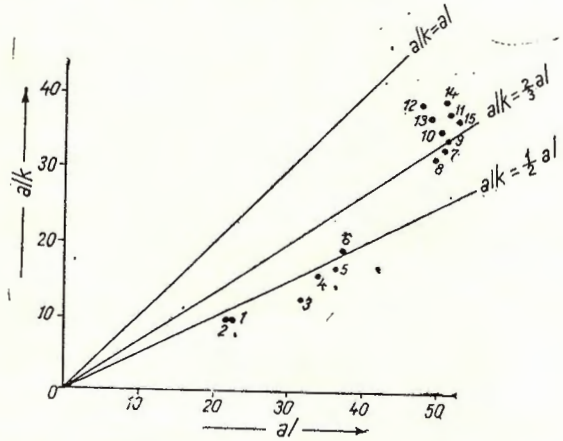


Fig. 5. — Diagrama $alk : al$.
Diagramme $alk : al$.

astfel de componenţi, afară de rocile cuarţdioritice şi de separaţiile melanocrate care s-au segregat din ele (fig. 5). Aceasta arată că diferenţierea magmei s-a făcut în două sensuri şi anume, un sens mai puţin important care a condus la separarea diferenţiatelor mai bazice, sărace în alcalii şi

altul, cel principal, prin care s-a ajuns la formarea magmelor leucogranitice bogate în alcalii.

Acest proces de diferenţiere a condus mai întîi la separarea diferenţiatelor mai bazice, cum sînt dioritele cuarţifere cu biotit, roci mai bogate în componenţi mafitici şi a continuat cu îmbogăţirea restului magmei în SiO_2, aşa cum rezultă clar din diagrama QLM (fig. 6). Pe această dia-

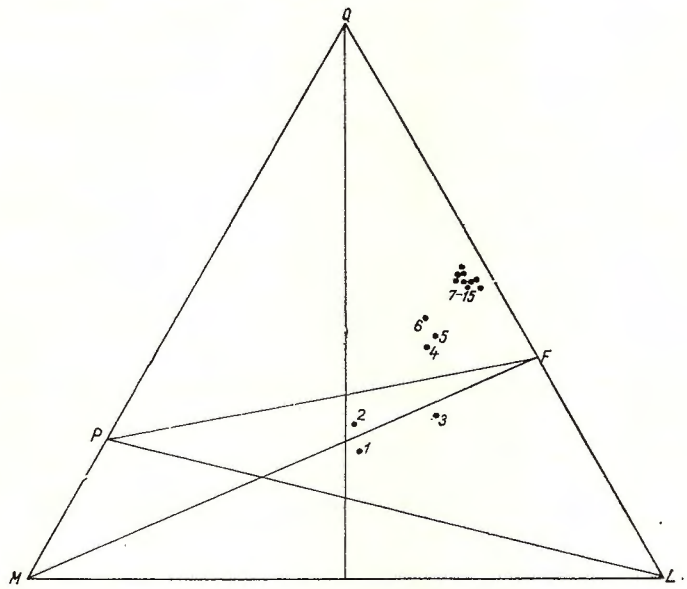


Fig. 6. — Diagrama QLM.
Diagramme QLM.

gramă separaţiile melanocrate — rocile cele mai bazice din masiv — ajung să se proiecteze în cîmpul bazaltelor, unele din ele tinzînd să se apropie de cîmpul rocilor alcaline bazice. Dioritele rămîn în cîmpul rocilor cu cuarţ, în apropierea punctului de proiecţie al magmelor granodioritice. Cele mai multe roci granitoide, care reprezintă diferenţiatele peracide ale magmei primare, se deplasează spre latura QL, tinzînd să se apropie de colţul Q.

Acest mod de diferenţiere în două sensuri, cu separarea unor produse slab bazice şi cu formarea în final a magmelor peracide, caracteristic magmelor granitoide litogene, este susţinut şi de faptul că cele mai multe

roci de la Poniasca se proiectează pe diagrama *fm* : *al* (fig. 7) în domeniul salic, iar separaţiile melanocrate în cîmpul semifemic. Granodioritul şi dioritele cuarţifere cu biotit (tonalitele) gravitează în jurul cîmpului izofalic, unul din diorite situîndu-se chiar în limitele acestui cîmp.

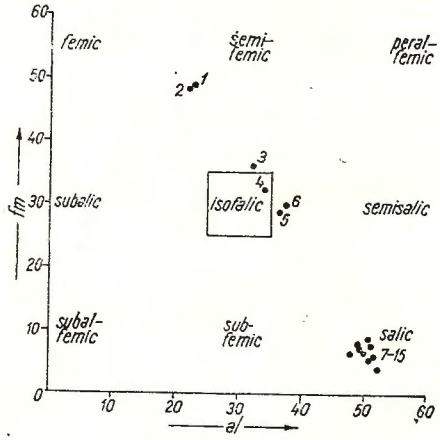


Fig. 7. — Diagrama *fm* : *al*.
Diagramme *fm* : *al*.

Caracterul diferenţierii magmei granitoide primare şi sensul pe care l-a urmărit în evoluţia sa, reiese evident din diagrama de diferenţiere (fig. 8). Curbele de variaţie ale parametrilor magmatici redau în general

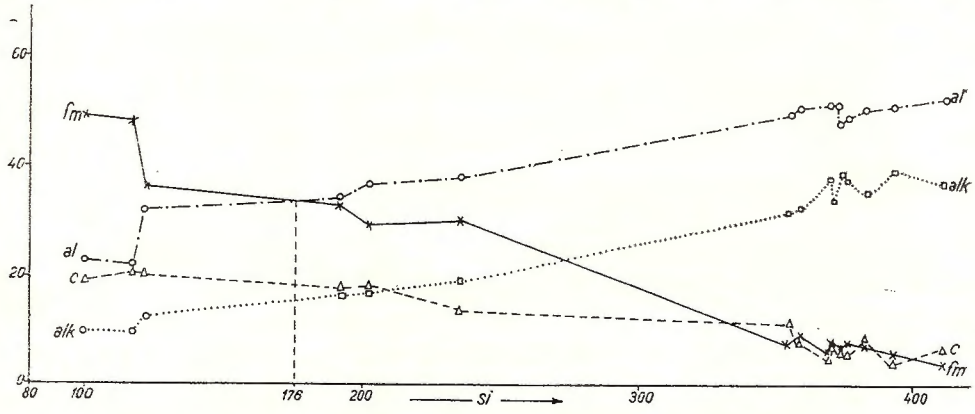


Fig. 8. — Diagrama de diferenţiere a rocilor granitoide.
Diagramme de la différenciation des roches granitoïdes.

aspectul normal al unei diferenţieri calco-alcaline. În regiunea mai bazică, în care se situează separaţiile melanocrate şi în aceea cu aciditate inter-

mediară, curbele de variație prezintă uneori abateri de la mersul normal, aceste abateri fiind mai accentuate pentru *fm* și *alk*; parametrii *c* și *al* se mențin în limite aproape normale.

În general, curbele evoluează spre regiunea acidă, marcînd modificarea valorilor parametrilor magmatici în acest sens.

Astfel, parametrii *al* și *alk* cresc de la rocile mai bazice spre cele acide, curbele lor menținîndu-se aproape paralele în tot lungul seriei. Curbele parametrilor *fm* și *c*, deși în domeniul bazic și în cel de aciditate intermediară se mențin oarecum paralele, cu cît avansează spre rocile acide și peracide se apropie treptat, ajungînd apoi să se suprapună, ceea ce arată că valorile parametrilor oscilează în aceste roci în limite foarte apropiate. Curbele astfel asociate, două cîte două, sînt divergente unele față de celelate și se intersectează la diferite valori ale lui *si*.

Punctul de izofalie se găsește la $si = 176$, unde $al = fm \sim 34$. Magma izofală este cuarțdioritică. Celelalte intersecții ale curbelor au loc după cum urmează: $si = 276$, cu $alk = fm \sim 23$; $si = 209$, cu $alk = c \sim 17$. Valorile determinate arată că diferențierea magmei granitoide primare care s-a format în adîncime, a urmat în evoluția sa linia de diferențiere a magmelor calcoalcaline, conducînd într-un sens la separarea magmelor cuarțdioritice și în altul la formarea magmelor peracide —leucogranitice.

Magma primară din care a derivat toată gama de roci granitoide a fost o magmă litogenă, generată prin procese anatectice, în timpul mișcărilor prebaicaliene care au dus la cutarea și metamorfozarea șisturilor cristaline, în care a fost pus în loc corpul sinorogen de la Poniasca. Nivelul actual de eroziune arată că acest corp a ajuns în avansarea sa spre suprafață pînă la nivelul zonelor cu disten — staurolit — almandin, staurolit — almandin, almandin și chiar a străbătut rocile zonei cu biotit (H. Savu, 1965). După cum susțin F. Turner și J. Verhoogen (1960), aceste zone de metamorfism se formează la temperaturi cuprinse între mai puțin de 450°C și cel mult 650°C. Pe de altă parte, H. G. Winkler (1965) stabilește că anatexia începe la 700°C și 2000 bari PH_2O sau 670°C și 4000 bari PH_2O. În funcție de aceste date este exclusă posibilitatea ca masivul granitoid să fie un corp „autohton" în sensul lui H. H. Read (1957). Trebuie să presupunem că magma care l-a generat, deși a fost o magmă anatectică, ea s-a format și a evoluat la o adîncime mai mare, corpul fiind deci, așa cum arată și observațiile de teren, un pluton sinorogen cu caracter de diapir și nu format *in situ*.

Compoziţia globală a acestei magme primare a fost apropiată de aceea a unei magme granodioritice cu tendinţă spre cea granitică, aşa cum rezultă din diagrama din fig. 9, construită după metoda lui O. F. Tuttle şi N. L. Bowen (1958). Pe această diagramă rocile granitoide se proiectează în marginea de jos şi în afara cîmpului sistemului rezidual al petrogenezei, care cuprinde topiturile granitice eutectice de temperatură scă-

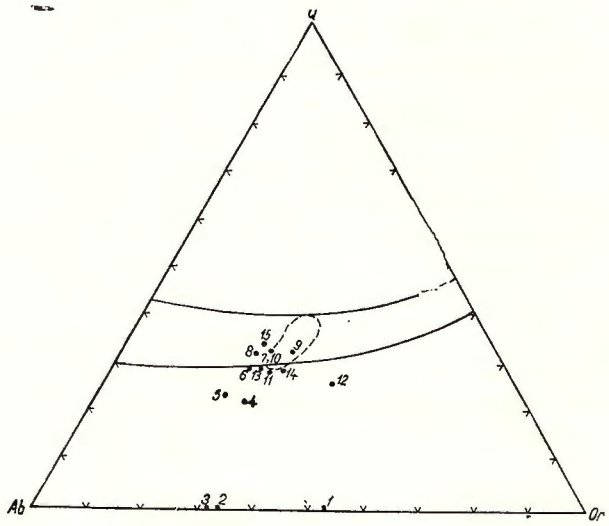


Fig. 9. — Diagrama pentru sistemul Q — Ab — Or — H_2O.
Diagramme du système Q — Ab — Cr — H_2O.

zută. Rezultă astfel, că magma primară şi diferenţiatele ei au evoluat în intervalul temperaturilor de 750°C şi 650°C, şi că în drumul ei spre suprafaţă s-a adaptat în parte condiţiilor termodinamice în care se metamorfozau şisturile cristaline. Temperatura ei a fost totuşi mai ridicată decît a şisturilor, fapt demonstrat de aureola de contact termic a plutonului.

Concluzia aceasta este în concordanţă cu datele stabilite de H. G. Winkler şi H. v. Platen (1961) şi H. G. Winkler (1965), care au analizat pe larg în laborator condiţiile de formare a magmelor acide prin topirea materialelor sedimentare formate din argile sau grauwacke, a căror compoziţie caracterizează în linii generale compoziţia rocilor din cuprinsul scoarţei terestre. Ei au arătat că, din topirea acestor materiale rezultă de obicei o magmă granodioritică la temperatura de cca

700°C. De asemenea, E. H. K r a n c k şi R. V. O j a (1960) au stabilit că topirea granitelor şi grauwackelor are loc în jurul temperaturii de 700°C.

Dacă ţinem seama de faptul că rocile metamorfice din scoarţa terestră, provenite din sedimente metamorfozate, nu mai sînt pure, ci au fost injectate şi adesea parţial granitizate prin procese de anatexie diferenţială, sau chiar cu reziduuri magmatice provenite din substrat, aşa cum a arătat K. M e h n e r t (1959), se explică şi compoziţia globală a magmei primare din care au provenit rocile de la Poniasca. Devine astfel clar faptul că, topirea unei asemenea zone migmatizate din scoarţă va conduce la formarea unei magme granodioritice cu tendinţă granitică.

Prin poziţia pe care o ocupă pe diagrama din fig. 9 cîmpul restrîns, în care se proiectează rocile granitoide precambriene de la Poniasca, acestea se deosebesc de granitoidele mai noi din autohtonul danubian. După cum a arătat unul din noi (H. S a v u, 1968), acestea se distribuie pe diagramă într-un cîmp de proiecţie mult mai larg, care se extinde din domeniul rocilor dioritice — cuarţdioritice pînă în domeniul granitelor potasice, trecînd prin cîmpul de minim în lungul liniei cotectice.

Concluzii

Granitoidele de la Poniasca alcătuiesc un pluton sinorogen, situat în zona axială a structurii majore a virgaţiei din munţii Semenic. În tectonica acestui corp s-a imprimat tectonica şisturilor cristaline înconjurătoare, care la rîndul lor au fost injectate şi metamorfozate la contact, suferind fenomene de muscovitizare, mai rar de biotitizare.

Corpul intrusiv este constituit din roci cu textură slab orientată, ca diorite cuarţifere cu biotit (tonalite), granodiorite, granite cu muscovit sau cu microclin şi este străbătut de numeroase filoane de aplite şi pegmatite.

Din punct de vedere chimic aceste roci alcătuiesc o serie calco-alcalină acidă, în care parametrul *al* este totdeauna mai mare decît cel normal, indicînd probabil un fenomen de contaminare a magmei cu materiale silicoaluminoase.

Magmele la care corespund rocile granitoide, inclusiv separaţiile melanocrate, sînt gabbroidă sau leucogabbroidă, cuarţdioritică, trondhjemitică, granodioritică şi mai ales leucogranitică. Punctul de izofalie este la $si = 176$.

Diferenţierea magmei a avut loc în adîncime şi a urmărit linia de evoluţie a magmelor calco-alcaline, producînd într-un sens separaţii

de magme mai bazice — cuarțdioritice și în altul magme leucogranitice.

Magma primară a fost o magmă litogenă, generată prin procese anatectice în decursul mișcărilor prebaicaliene, cînd s-au metamorfozat și șisturile cristaline ale provinciei metamorfice din munții Semenic.

Magma primară nu s-a format *in situ*, la nivelul actual, unde metamorfismul șisturilor cristaline s-a realizat la temperaturi cuprinse între 450°C și 650°C, ci la o adîncime mai mare, unde a evoluat în limitele de temperatură de 750°C și 650°C. În drumul ei spre suprafață această magmă anatectică s-a adaptat condițiilor termodinamice, în care se metamorfozau șisturile cristaline.

Compoziția magmei primare a fost granodioritică cu tendință granitică, fiind rezultatul topirii unei zone migmatice a sialului, așa cum arată datele experimentale.

Privite în ansamblu, rocile granitoide de la Poniasca, asociate cristalinului getic, prezintă unele deosebiri de chimism față de cele din autohtonul danubian.

BIBLIOGRAFIE

Barth T. F. W. (1962) The feldspar geologic thermometers. *Norsk Geol. Tidssk.* 42, 2, Oslo.

Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Verlag.

Cloos E. (1947) Tectonic transport and fabric in a Maryland granite. *Comm. Géol. Finlande.* 140.

Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat et du Plateau de Mehedinți. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XX. București.

Didier J. (1964) Étude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. *Ann. Fac. Sciences. Univ. Clermont. Géol.-Minér.* 23, 7. Clermont—Ferrand.

Hurduzeu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în partea centrală a munților Semenic. *D. S. Com. Geol.* XLV. București.

Johannsen A. (1941) A descriptive petrography of the igneous rocks. Chicago.

Kranck E. H., Oja R. V. (1960) Experimental studies of anatexis. Intern. Geol. *Congr. Report. of the Twenty First Session Norden. Copenhagen. Part.* XIV. Copenhaga.

Mehnert R. K. (1959) Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. *Fortschr. Miner.* 37, 2.

Marakuşev A. A., Tararin I. A., Zalişak B. L. (1966) Mineralnie faţii kislotnosti-scelocinosti granitoidov, pednih kalţiem. In „*Mineralnie faţii granitoidov i ih rudonosnosti. A. N. SSSR.*

Niggli P., Beger P. J. (1923) Gesteins- und Mineralprovinzen I. Berlin.

Răileanu Gr., Năstăseanu S., Boldur C. (1964) Sedimentarul paleozoic şi mezozoic de pe domeniul getic din SW Carpaţilor Meridionali. *An. Com. Geol.* XXXIV, 2. Bucureşti.

Read H. H. (1957) The granite controversy. London.

Sander B. (1950) Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, II. Springer-Verlag, Wien.

Savu H. (1965) Structura în virgaţie a Cristalinului munţilor Semenic. *D. S. Com. Geol.* LI, 1. Bucureşti.

— (1967) Sienitele cu nefelin de la Mălaia şi poziţia lor în structura Cristalinului Lotrului. *D. S. Com. Stat Geol.* LIII, 3. Bucureşti.

Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — SiO_2 — H_2O. *Geol. Soc. America. Memoir* 74.

Walton M. (1955) The emplacement of „Granite". *Amer. Jour. Sci.*, 253, 1.

Wiedemann F. (1965) Zum Kalium — Natrium — Haushalt im Kristallin des Erzgebirges. *Freib. Forschungsh. C* 192.

Winkler H. G. F., Platen H. (1961) Experimentelle Gesteinsmetamorphose — IV. Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphisierten Grauwacken. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 24, 1—2.

— Platen H. (1961) Experimentelle Gesteinsmetamorphose — V. Experimentelle anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 24, 3—4.

— (1965) Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer-Verlag. Wien.

Zavariţki N. A. (1950) Vvedenie v petrochimiu izverjenih gornih porod. *A .N. SSSR.* Moskva.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DE LA STRUCTURE ET DU CHIMISME DU MASSIF GRANITOÏDE DE PONIASCA (MONTS SEMENIC)

PAR

HARALAMBIE SAVU, CECILIA VASILIU

(Résumé)

Sur le territoire de la Roumanie, les roches granitoïdes appartiennent pour la plupart à trois cycles tectonomagmatiques préalpins, notam-

ment : prébaïkalien, assyntien-baïkalien et hercynien. Parmi les granitoïdes prébaïkaliens nous considérons aussi les intrusions synorogènes qui traversent les schistes cristallins de la province métamorphique des Monts Semenic. Le corps le plus important y est constitué par le pluton granitoïde de Poniasca, constitué en même temps que le métamorphisme des schistes cristallins dans les conditions des zones à disthène—staurotide—almandin, staurotide—almandin, almandin et biotite ± chlorite (v. pl).

Le corps granitoïde synorogène est situé dans la zone axiale de l'anticlinal majeur de la structure en virgation qui caractérise la tectonique primaire des schistes cristallins. En concordance, dans la tectonique du corps granitoïde s'est très bien imprimée la tectonique des schistes cristallins environnants, fait démontré par la position des foliations des roches granitoïdes et par les xénolites de schistes cristallins inclus dans ces roches.

Les schistes cristallins contournant le corps granitoïde et les xénolites ont été métamorphisés au contact et plissés disharmoniquement. Dans cette auréole le phénomène de muscovitisation constitue un trait caractéristique à cause duquel dans les roches environnantes se sont formés des phénoblastes de muscovite. Rarement apparaissent des phénomènes de biotitisation.

Le corps granitoïde est constitué par des diorites quartziques à biotite (tonalites), à plagioclase faiblement zoné (An 32—49), granite à muscovite et biotite, granites à microcline rose et granodiorites traversés par de nombreux filons d'aplite et de pegmatites feldspathiques. En tenant compte de la composition du feldspath alcalin-microcline (tableau 1) et du plagioclase associé (An 10) on a apprécié que les pegmatites se sont formés à une température de 400° à 500°C.

Les roches à texture légèrement orientée contiennent de nombreuses ségrégations mélanocrates (autolites), plus fréquentes dans les diorites quartziques à biotite. Celles-ci sont allongées parallelement à la foliation des roches encaissants et sont constituées de plagioclase (An 38—41), hornblende verte et biotite.

La composition chimique des granitoïdes de Poniasca (tableau 2) dénote une acidité élevée, SiO_2 aboutissant jusqu'à 73,76 % dans les roches péracides ; dans les ségrégations mélanocrates SiO_2 baisse jusqu'à 45,72 %. La plupart des roches sont pauvres en Fe, MgO et CaO, mais riches en Na_2O et K_2O. Ces particularités se réfléchissent aussi dans la composition conforme à la norme (C.I.P.W.) exprimée dans le tableau 3. Il est à re-

marquer que la teneur en *or* n'exprime pas fidèlement la quantité de feldspath potassique, qui en réalité est réduite. Une bonne partie des ions de K^{1+} ont été déterminés par les conditions thermodynamiques dans lesquelles le magma a évolué, d'entrer dans la structure des micas.

On peut caractériser cette association granitoïde comme une série généralement formée au dépens de roches acides (tableau 4, fig. 1). Seules les ségrégations mélanocrates sont les plus riches en minéraux mafiques. La plupart des granitoïdes sont relativement riches en alumosilicates, mais renferment peu d'anorthite. Les granites et les aplites sont riches en Al_2O_3, tandis que les diorites quartziques et les ségrégations mélanocrates présentent une teneur plus élevée en calcium.

L'aspect des diagrammes de la fig. 1 et 2 met en évidence des rapports de différenciation normale entre les différentes roches du massif. Le diagramme Tyrell (fig. 2) montre que les oxydes de fer, calcium et magnésiume graduellement baissent considérablement à partir des roches basiques vers les roches acides, tandis que le Na_2O et le K_2O gagnent graduellment en ce sens. L'augmentation de la teneur en K_2O est plus marquée que celle en Na_2O (fig. 3). La plupart des oxydes présentent des oscillations dans les ségrégations mélanocrates et dans les roches les plus acides.

En tenant compte des paramètres Niggli (tableau 5), les roches correspondent aux magmas gabbroïde-leucogabbroïde, quartzdioritique, trondhjémitique, granodioritique et surtout au magmas leucogranitiques. Dans tous ces cas on constate une plus grande valeur du paramètre *al*, fait qui suppose un enrichissement du magma en aluminium, celui-ci étant livré par les xénolites de schistes cristallins silico-alumineux partiellement digérés.

Les types de magmas établis appartiennent à la série calco-alcaline, le caractère calco-alcalin étant aussi celui du magma primaire au dépens duquel se sont formées les roches. Le diagramme de la fig. 4 met nettement en évidence ce caractère.

Le magma primaire a renfermé une teneur intermédiaire en alcalis, mais la plupart de ses produits de différenciation sont bien riches en de tels composants, à l'exclusion des diorites quartziques (fig. 5). Il s'ensuit donc que la différenciation de ce magma a conduit dans un sens à la séparation des produits de différenciation plus basiques et dans un autre sens à la formation des magmas leucogranitiques riches en alcalis.

Ce processus a conduit tout d'abord à la séparation des diorites quartziques riches en composants mafiques, le reste du magma s'enrichissant

graduellement en SiO_2, comme le diagramme QLM (fig. 6) le relève. Le processus de différenciation en deux sens ressort clairement du diagramme *fm* : *al* (fig. 7), dans lequel les roches acides de Poniasca sont distribuées dans le champs salique, les ségrégations mélanocrates dans le domaine sémifémique, et les diorites quartziques autour et dans le champ isofalique.

Le caractère de la différenciation du magma granitoïde primaire et le sens que celui-ci a poursuivi au cours de son évolution ressortent du diagramme de différenciation (fig. 8). Les courbes dénotent que les valeurs des paramètres *al* et *alk* augmentent graduellement à partir des roches plus basiques vers celles acides, tandis que les valeurs des paramètres *fm* et *c* diminuent différemment en ce sens, de manière que dans les roches les plus acides leurs courbes se superposent. Le point d'isofalie se trouve à $si = 176$, où $al = fm \sim 34$ le magma isofalique étant quartzdioritique.

Ces caractéristiques montrent que la différenciation du magma primaire a poursuivi au cours de son évolution la ligne de différenciation des magmas calco-alcalins.

Le magma primaire a été un magma lithogène, généré par des processus anatectiques, au cours des mouvements prébaïkaliens, lorsque les schistes cristallins environnants ont été métamorphisés au niveau des zones à disthène-staurotide-almandin, staurotide-almandin, almandin, jusqu'au niveau de la zone à biotite $\pm$ chlorite. Dans les conditions de cette zone le métamorphisme se réalise à des températures comprises entre 450°C et 650°C (F. Turner, J. Verhoogen, 1960). Étant donné que l'anatexie a lieu à une température plus élevée (670°C—700°C, selon H. G. Winkler, 1965), il est impossible de supposer que le massif granitoïde soit un corps „autochtone" dans le sens de H. H. Read (1957). Aussi considérons-nous que le magma qui a généré ce corps granitoïde a été formé et a évolué à une plus grande profondeur. Le corps granitoïde est donc un pluton synorogène à caractère diapir, et non pas formé *in situ*.

La composition globale du magma primaire a été granodioritique, à tendance granitique, comme il en résulte du diagramme de la fig. 9, où les roches sont distribuées au voisinage du champ du systeme résiduel de la pétrogenèse. Il s'ensuit que le magma primaire et ses produits de différenciation ont évolué en profondeur, dans l'intervalle de température 750°C et 650°C, mais ceux-ci se dirigeant vers la surface se sont partiellement adaptés aux conditions thermodynamiques du métamorphisme des schistes cristallins. Pour autant leur température a éte plus élevée que

celle des schistes, fait démontré par l'auréole de contact thermique du pluton.

Les données de laboratoire obtenues par H. G. Winkler et H. von Platen, ainsi que par E. H. Kranck et R. V. Oja, dénotant que les matériaux silico-alumineux de l'écorce terrestre fondent à une température de 700°C, viennent à renforcer cette conclusion.

Si l'on tient compte du fait que les roches métamorphiques de l'écorce terrestre sont pour la plupart migmatisées, on arrive à s'expliquer aussi la composition globale du magma primaire. Il est évident que la fusion d'une pareille zone migmatisée de l'écorce conduira à la formation d'un magma granodioritique à tendance granitique.

Dans l'ensemble, les roches granitoïdes de Poniasca, associées aux cristallin gétique, présentent certaines particularités de chimisme par rapport à celles de l'autochtone danubien.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique du pluton granitoïde de Poniasca. Coupe géologique entre la vallée Bîrzava et la vallée Nera.

1, Barrémien-Aptien ; 2, schistes de contact ; 3, granite à muscovite ; 4a, granite à muscovite et biotite, et granodiorites à biotite ; 4b, granite à microcline rose ; 5, diorites quartziques à biotite ; 6, Série de Miniş ; schistes à séricite, chlorite et biotite, quartzites, amphibolites ; 7, Série de Sebeş-Lotru : micaschistes, paragneiss, migmatites ; 8, axe d'anticlinal ; 9, axe de synclinal normal ou couché ; 10, faille. 11, direction de la coupe géologique.

H.SAVU

HARTA GEOLOGICĂ A PLUTONULUI GRANITOID DE LA PONIASCA

0 1 2 3 km.

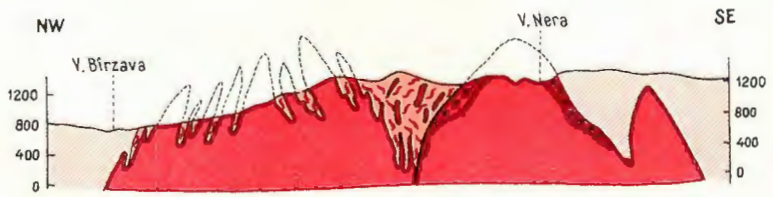
v. Bîrzava
v. Nera
v. Caraș
v. Poniasca
v. Minișului
I
I'

LEGENDA

1 Barremian - Aptian
2 Șisturi de contact
3 Granite cu muscovit
4 Granite cu muscovit și biotit și granodiorite cu biotit (a); granite cu microclin roz (b).
5 Diorite cuarțifere cu biotit.
6 Seria de Miniș: șisturi cu sericit, clorit și biotit, cuarțite, amfibolite.
7 Seria de Sebeș - Lotru: micașisturi, paragnaise, migmatite.
8 Ax de anticlinal
9 Ax de sinclinal normal sau culcat.
10 Falie
11 I — I' Direcția profilului

SECȚIUNE GEOLOGICĂ ÎNTRE VALEA BÎRZAVA ȘI VALEA NERA

0 1 2Km.



Imprim. Atel. Inst. Geol.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

GEOCHIMIE

STUDIUL STATISTICO-MATEMATIC AL DISTRIBUŢIEI RADIOACTIVITĂŢII ÎNTR-UN ZĂCĂMÎNT DE FIER[1]

DE

IOAN TIEPAC, MAGDALENA IONCICĂ, ANCA TĂNĂSESCU[2]

Abstract

Statistical Mathematical Study on the Radioactivity Distribution in an Iron Deposit. The iron ore lenses within the deposit show a high radioactivity which is due to the presence of thorium. The correlation coefficients calculated for the main components of the ore pointed to the existence of a positive correlation between iron and sulphur. The origin of thorium is presumably continental.

Introducere. Zăcămîntul de fier ce a făcut obiectul studiului de faţă se găseşte cantonat în partea de sud-vest a ţării.

Lucrările de explorare efectuate în scopul delimitării zonelor de minereu au pus în evidenţă faptul că acestea prezintă o radioactivitate relativ ridicată. Prezentul studiu a avut ca scop analiza modului de distribuire a radioactivităţii precum şi corelaţia conţinutului de elemente radioactive cu ceilalţi componenţi ai minereului.

Geologia zăcămîntului

Regiunea studiată a făcut obiectul a numeroase cercetări geologice concretizate în lucrările a diverşi autori: Al. Codarcea, L. Pavelescu (1966), R. Dimitrescu (1955), S. Harosa (1961)[3], G. Hristescu, M. Iacobescu (1963), L. Pavelescu et al.(1958),

[1] Comunicare în şedinţa din 27 aprilie 1967.

[2] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

[3] S. Harosa. Raport asupra lucrărilor de prospecţiuni şi explorări executate pentru minereuri de fier. 1961. Arh. C.S.G. Bucureşti.

—1964), L. Pavelescu (1960). În alcătuirea geologică a regiunii după autorii citaţi, se găsesc următoarele tipuri de roci:

a) şisturi cristaline separate după gradul de metamorfism în două serii: o serie mezozonală care ocupă partea centrală a regiunii; o serie epizonală ce flanchează la nord şi sud seria mezozonală;

b) roci eruptive banatitice reprezentate prin granodiorite şi diorite;

c) roci sedimentare (Jurasic—Cretacic) situate în partea de sud.

Sectorul în care este cantonat zăcămîntul este alcătuit din şisturi cristaline predominant epizonale în care se disting trei orizonturi de roci: orizontul şisturilor clorito-cuarţitice şi amfibolice; orizontul şisturilor calcaroase; orizontul şisturilor clorito-sericitoase cuarţitice.

Din cele trei orizonturi de mai sus cel mai important este orizontul şisturilor calcaroase în el fiind localizate lentilele de minereu de fier. Rocile ce constituie acest orizont sînt reprezentate prin şisturi sericito-calcaroase; şisturi clorito-sericito-calcaroase care constituie cea mai mare parte a orizontului şi şisturi clorito-biotito-calcaroase. Lentilele de minereu de fier se găsesc situate în cadrul orizontului şisturilor calcaroase la diverse nivele avînd lungimi şi grosimi mult diferite.

În ceea ce priveşte minereul acesta se prezintă compact, dur, cu o culoare cenuşiu-negricioasă şi tente verzui pe suprafeţele de expunere. În urma studiilor microscopice efectuate asupra probelor de minereu S. Harosa (1962), G. Hristescu şi M. Iacobescu (1963) au arătat că roca este un skarn cu epidot, diopsid şi magnetit. În compoziţia sa mineralogică intră următoarele minerale principale: ankerit, magnetit, calcit, cuarţ, biotit, piroxeni, epidot şi secundar oligist, ilmenit, pirită, pirotină, blendă, galenă, calcopirită, sericit, apatit şi orthit.

Tectonica zăcămîntului

Ca urmare a mişcărilor tectonice care au acţionat în regiune, zăcămîntul a fost afectat de numeroase falii. Prin lucrările miniere s-a constatat că faliile împart zăcămîntul în trei compartimente:

(1) compartimenul vestic unde formaţiunile au o direcţie NE—SW;

(2) compartimentul central (căzut) unde formaţiunile au o direcţie aproximativ ENE—WSW;

(3) compartimentul estic ce apare ridicat faţă de cel central unde formaţiunile au o direcţie NE—SE şi care conţine principalele lentile de minereu.

Tectonica se complică şi mai mult printr-un al doilea sistem de falii orientate NW—SE care au propus deplasări de diferite amplitudini pe verticală.

Metodica de lucru

Primul stadiu al studiului, privind radioactivitatea zăcămîntului de fier respectiv, l-a constituit măsurătorile radiometrice executate în lucrările miniere[4, 5]. Măsurătorile au fost făcute cu radiometre SRP-2. Rezultatele au fost prezentate sub forma unor diagrame în care pe ordonată s-au figurat valorile în μr/oră iar pe abscisă distanţele în metri şi natura petrografică a rocilor.

Al doilea stadiu l-a constituit determinarea conţinutului de elemente radioactive în probele ce au fost analizate pentru diverşi componenţi ai minereului (extras magnetic, Fe din extras, Fe total, SiO_2, S, P_2O_5, CaO)[6].

Pentru urmărirea modului de distribuire a radioactivităţii în minereul de fier s-au executat secţiuni şi şlifuri care au fost puse în contact cu emulsii fotografice timp de 30 de zile. Observarea particulelor alfa din emulsiile fotografice s-a făcut la un microscop polarizant la o mărire de 850.

Discuţia rezultatelor

1. **Măsurătorile radiometrice în zăcămînt.** Rezultatele măsurătorilor efectuate în zăcămînt au arătat că valorile relativ ridicate ale radioactivităţii sînt situate în cadrul lentilelor de minereu în timp ce şisturile cristaline în care se găsesc situate lentile, prezintă valori mult mai scăzute.

Profilul radiometric din fig. 1 ilustrează foarte bine faptul că valorile radiometrice relativ ridicate sînt situate în cadrul minereului de fier, ceea ce permite o delimitare destul de precisă a lentilelor de minereu de zonele de steril. Trecerea între acestea două se face uneori pe distanţă foarte mică. Se remarcă de asemenea o diferenţă a valorilor găsite pentru diversele lentile de minereu, această diferenţă putînd ajunge la valori mari (zeci de ori).

[4] E. Ionescu. Raport asupra măsurătorilor radiometrice. 1962. Arh. C.S.G. Bucureşti.

[5] I. Tiepac. Raport asupra măsurătorilor radiometrice. 1963. Arh. C.S.G. Bucureşti.

[6] Analizele au fost executate în cadrul laboratoarelor Întreprinderii geologice de prospecţiuni.

Măsurătorile radiometrice subliniază de asemenea faptul că în cadrul aceleiaşi lentile, valorile diferă destul de mult. Fluctuaţiile de valori pot de fapt să fie observate şi în fig. 1 însă mai puţin pregnant.

Observaţiile de mai sus duc la concluzia că radioactivitatea este legată de lentile de minereu de fier şi că valorile radiometrice ale diferitelor lentile şi chiar pentru aceeaşi lentilă, diferă mult între ele ceea ce denotă că elementele radioactive sînt foarte neuniform repartizate.

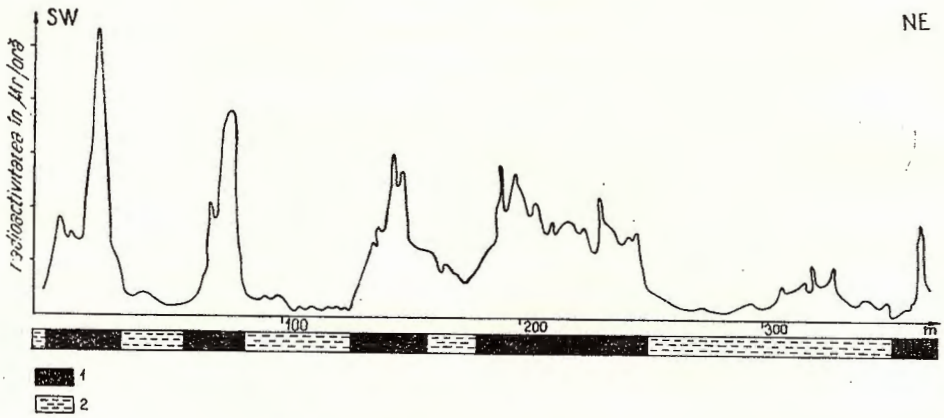


Fig. 1 — Variaţia radioactivităţii.
1, minereu de fier; 2, şisturi clorito-sericitoase.

Variation de la radioactivité.
1, minerai de fer; 2. schistes chlorito-sériciteux.

2. **Natura radioactivităţii.** Stabilirea naturii radioactivităţii a constat în a găsi care din componenţii minereului conţin elemente radioactive pe de o parte, iar pe de altă parte a determinat care din elementele radioactive naturale (uraniu sau thoriu) sînt prezente.

În acest sens au fost executate determinări selective de uraniu şi thoriu folosind metoda spectrometriei gama alegînd ca valori energetice pentru uraniu 0,093 Mev şi 1,74 Mev, iar pentru thoriu 0,238 Mev şi 2,62 Mev. Determinările au pus în evidenţă faptul că radioactivitatea lentilelor de minereu se datoreşte exclusiv thoriului, legată de prezenţa în masa minereului a unui mineral bogat în thoriu.

Tot pentru a stabili natura radioactivităţii a fost cercetată legătura dintre radioactivitate şi extrasul magnetic de minereu. În acest scop în trei probe cu o radioactivitate diferită s-a determinat

procentul de extras magnetic făcîndu-se apoi măsurători atît asupra extrasului magnetic cît şi asupra părţii nemagnetice. Datele sînt prezentate în tabelul 1.

TABELUL 1

Variaţia radioactivităţii în funcţie de extrasul magnetic

Nr. probei	extras magnetic %	Radioactivitate (imp/min)		
		neales	fracţiunea magnetică	fracţiunea nemagnetică
1	81,2	24,1	16,6	20,8
2	72,7	144,8	146	194
3	65,0	1 444,7	1 053	1 899

Datele arată că mărimea radioactivităţii este invers proporţională cu procentul de extras magnetic iar fracţiunea nemagnetică este mai radioactivă comparativ cu fracţiunea magnetică. Totodată raportul radioactivităţii fracţiune nemagnetică/fracţiune magnetică creşte odată cu scăderea procentului de extras magnetic din probă. Faptul că partea magnetică este radioactivă se poate explica prin prezenţa unor incluziuni radioactive care la granulaţia la care a fost făcută separarea (0,2 mm) nu au putut fi extrase.

Concluzia ce se desprinde din aceste date este că radioactivitatea este legată de prezenţa unui mineral radioactiv nemagnetic şi neuniform răspîndit.

În studiul petrografic al zăcămîntului de fier respectiv, întreprins de G. Hristescu şi M. Iacobescu (1963)[7] s-a arătat că unul din componenţii lentilelor de minereu precum şi al rocilor de contact îl constituie orthitul. Prezenţa acestui mineral explică radioactivitatea existentă în zăcămînt deoarece se cunoaşte că el conţine pe lîngă pămînturi rare cantităţi însemnate de thoriu.

Orthitul se prezintă în cristaloblaste prismatice uneori mult alungite, deseori maclat, alteori sub formă de granoblaste asociate în cuiburi, sau împreună cu epidotul care formează uneori o bordură fină în jurul lui. În alte cazuri este intim asociat fie cu piroxenul, fie cu mineralele opace. Orthitul este intens colorat în nuanţe brun-roşcat pînă la brun-

[7] G. Hristescu, M. Iacobescu. Raport privind documentarea petrografică a lucrărilor geologice de explorare din şantierul IGEX. 1963. Arh. C.S.G. Bucureşti.

negricios, intens pleocroic cu refringenţă foarte ridicată. Distribuţia lui în masa de minereu este foarte neuniformă. Cristalele ating o mărime de 0,61/1 mm cînd apar în cuiburi şi 0,4/3,5 mm cînd apar în prisme alungite.

Pentru a stabili dacă în afara orthitului mai există şi alte minerale radioactive, în masa minereului au fost făcute secţiuni peste care s-a turnat emulsie fotografică. După 30 zile s-au developat şi studiat la un microscop polarizant, putîndu-se stabili următoarele:

(1) în masa minereului nu s-a putut identifica un alt mineral radioactiv în afara orthitului;

(2) activitatea alfa a cristalelor de orthit variază în limite destul de largi de la 0,0308 $\alpha/cm^2/sec$ la 0,127 $\alpha/cm^2/sec$. Aceste valori duc la concluzia că există o variaţie mare a conţinutului de thoriu în cristalele de orthit.

3. **Analiza statistico-matematică.** Prelucrarea statistică a datelor chimice pentru zăcămîntul studiat a avut ca scop punerea în evidenţă pe o bază matematică, a relaţiilor ce pot exista între diversele elemente analizate.

În prim stadiu au fost calculaţi trei parametri: conţinutul mediu, dispersia (abaterea medie patratică) şi coeficientul de variaţie pe baza formulelor de mai jos, pentru conţinuturile de elemente analizate.

Conţinutul mediu: $\overline{X} = \frac{\sum_{i=1}^{n} X_i}{n}$ n = numărul valorilor

Abaterea medie patratică: $\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (X_i - \overline{X})^2 n_i}{\sum_{i=1}^{n} n_i}}$

Coeficient de variaţie: $V = \frac{\sigma}{\overline{X}} \times 100$

Pentru o prezentare mai sugestivă a datelor în fig. 2 a fost ilustrată variaţia conţinutului mediu al elementelor analizate de la vest la est, avînd pe ordonată conţinuturile procentuale.

Analizînd datele prezentate se pot remarca următoarele:

În timp ce pentru unele elemente conţinutul mediu creşte de la vest la est (extras magnetic, Fe total, CaO) pentru altele acesta scade (S, P_2O_5, Fe neextractibil magnetic);

Conţinuturile de siliciu şi fier din extrasul magnetic rămîn relativ constante odată cu trecerea de la vest la est; aceeaşi comportare fiind valabilă şi pentru thoriu, diferenţele nedepăşind 10%;

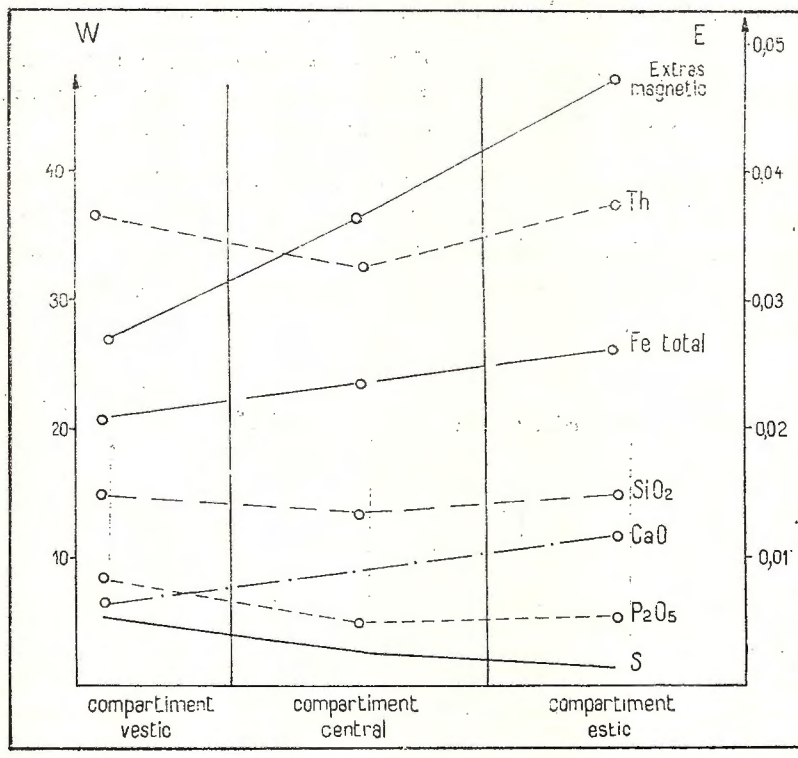


Fig. 2. — Variaţia elementelor din minereu de la vest la est în zăcămîntul de fier.
Variation des éléments du minerai d'ouest à est dans le gisement de fer.

Coeficienţii de variaţie pentru extrasul magnetic, fierul din extras magnetic, fierul total, CaO şi thoriu descresc odată cu trecerea spre est ceea ce arată o mai mică împrăştiere a valorilor în jurul valorii medii;

Coeficienţii de variaţie pentru SiO_2, S, şi P_2O_5 cresc de la vest la est.

Coeficientul de variaţie cel mai ridicat îl prezintă sulful (sectorul estic).

Curbele de distribuție. Aspectul curbelor de distribuție ale unui element caracterizează din punct de vedere calitativ modul său de concentrare în rocă. Pentru alegerea intervalelor la întocmirea curbelor de distribuție (histogramelor de frecvență) s-a utilizat formula de mai jos (I. P. S a r a p o v, 1966) pentru distribuția normală:

$$d = \frac{X\,\max - X\,\min}{1 + 3{,}322 \lg N}$$

$X\,\max$ = valoarea cea mai mare
$X\,\min$ = valoarea cea mai mică
N = numărul valorilor

iar pentru distribuția lognormală intervalele au fost luate egale cu 0,1 în valoare logaritmică, ele putînd fi luate cu orice valoare dar egale.

Curbele rezultate au fost prezentate în fig. 3 și 4. Pe fiecare histogramă a fost trecută valoarea medie (linie continuă) și mediană (linie întreruptă).

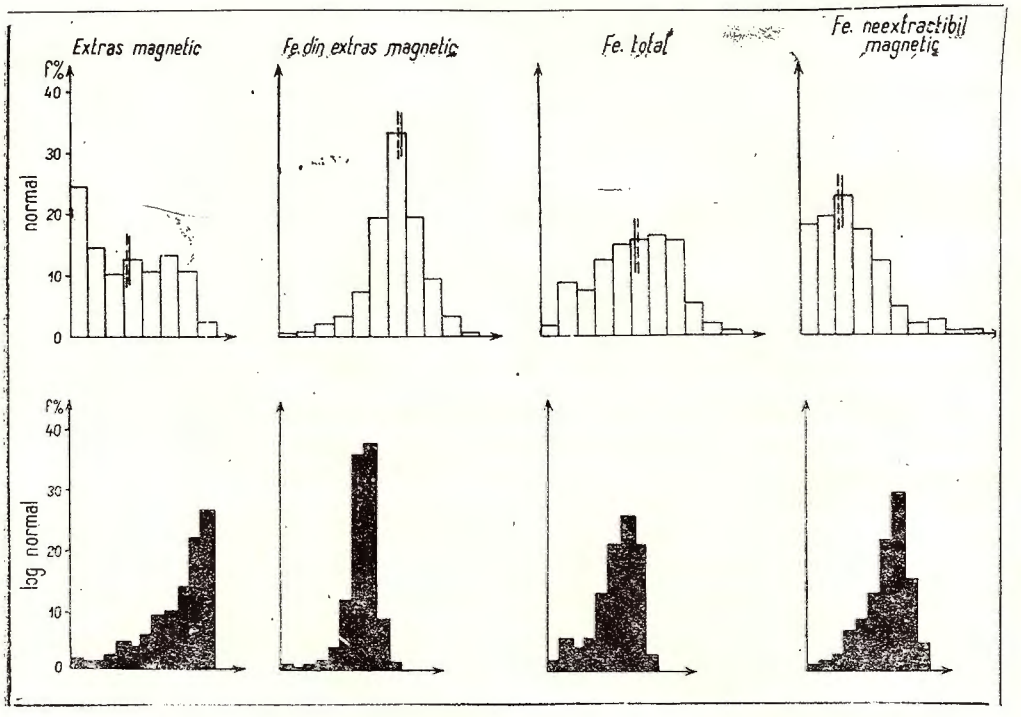


Fig. 3 — Histogramele distribuției elementelor în zăcămîntul de fier.
Histogrammes de la distribution des éléments dans le gisement de fer.

Verificarea normalității și lognormalității s-a făcut cu ajutorul curbei Henry (I. P. S a r a p o v, 1966) care constă în folosirea rețelei

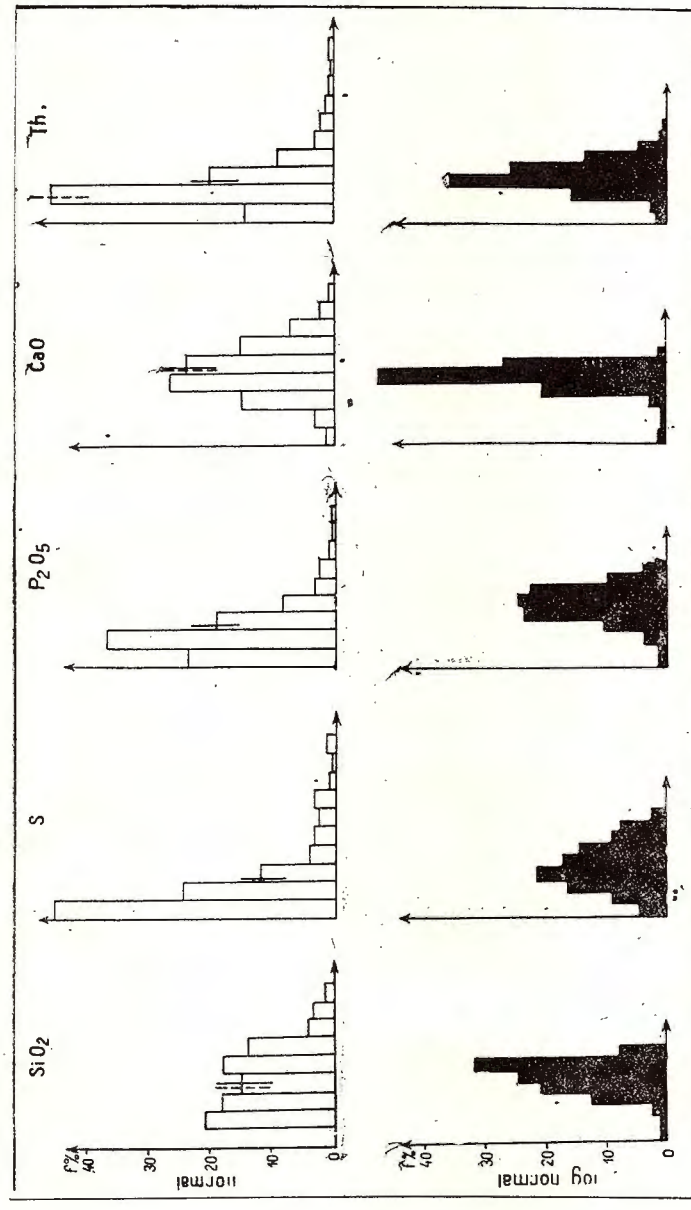


Fig. 4. — Histogramele distribuției elementelor în zăcământul de fier.
Histogrammes de la distribution des éléments dans le gisement de fer.

de probabilitate pe care se trec frecvențele cumulate. Dacă punctele se vor afla pe o linie dreaptă ipoteza repartiției normale poate fi considerată ca afirmativă.

Histogramele prezentate în fig. 3 și 4 au arătat că din 9 componenți numai fierul din extrasul magnetic și calciul au o distribuție normală. Ceilalți componenți respectiv extrasul magnetic, fier total, fier neextractibil magnetic, SiO_2, S, P_2O_5 și Th prezintă curbe de distribuție asimetrice de stînga ceea ce duce la concluzia că acești componenți sînt neuniform răspîndiți.

În ceea ce privește curbele de distribuție lognormale, se poate observa că exceptînd extrasul magnetic, ele prezintă aspectul apropiat de forma simetrică. O asimetrie de dreapta puternică prezintă extrasul magnetic. Faptul că în scara normală curba prezintă asimetrie de stînga iar cea lognormală prezintă asimetrie de dreapta arată existența a două sectoare; unul în care predomină valorile scăzute, iar altul (estic) în care predomină valorile ridicate.

Studierea îndeaproape a analizelor efectuate asupra minereului a confirmat acest fapt.

Revenind asupra repartiției fierului, V. Bogațki (1963) a arătat că în general în zăcămintele de fier și mangan de origine sedimentară sînt caracteristice repartițiile asimetrice de dreapta. În cazul zăcămîntului de fier caracterul asimetric de dreapta al curbei de frecvență, pentru fierul total nu se pune în evidență pregnant în scară normală, dar este destul de evident în scara logaritmică.

O comparare a curbelor de frecvență obținute pentru zăcămîntul studiat de noi cu cele prezentate în studiul privind chimismul zăcămintelor de fier din Banat de către H. Kräutner și Florentina Kräutner (1962) arată că nu există deosebiri substanțiale. Probabil că unele deosebiri cum sînt cele pentru CaO și P se datoresc modului de alegere al intervalelor făcute de către noi și autorii menționați.

Coeficienții de corelare. Pentru a stabili intensitatea legăturii între elementele radioactive și celelalte elemente, precum și între acestea, au fost calculați coeficienții de corelare pentru zăcămînt în ansamblu.

Coeficientul de corelare care indică puterea legăturii între două elemente poate lua valori între -1 și $+1$ după cum corelația este negativă (la creșterea uneia dintre variabile îi corespunde descreșterea celeilalte) sau pozitivă (la creșterea uneia din variabile corespunde creș-

terea celeilalte variabile). Trebuie arătat însă că această calculare a coeficienţilor de corelare nu se poate face decît în cazul în care distribuţia elementelor este asemănătoare, normală sau lognormală. Deoarece funcţiile de distribuţie ale elementelor din zăcămîntul de fier au fost găsite ca lognormale s-au întocmit tabele de corelare în valori logaritmice.

Coeficienţii de corelare au fost calculaţi după formula (N. R a n c u, L. T ö v i s s i, 1963):

$$\gamma = \frac{n \sum xy - (\sum x)(\sum y)}{\sqrt{[n \sum x^2 - (\sum x)^2][n \sum y^2 - (\sum y)^2]}}$$

Verificarea autenticităţii valorilor obţinute pentru coeficienţii de corelare s-a făcut folosind criteriul t:

$$\frac{r}{1-r^2} \qquad \sqrt{n-2}$$

Coeficientul de corelaţie se consideră real dacă valoarea t obţinută pe baza formulei de mai sus este mai mică decît cea găsită în tabele.

TABELUL 2

Coeficienţii de corelare pentru zăcămîntul studiat

	Fe total	Fe din extras magnetic	SiO_2	CaO	S	P_2O_5
Th	+0,38	+0,12	−0,26	+0,06	+0,04	+0,05
P_2O_5	−0,06	+0,06	−0,05	+0,48	+0,02	
S	−0,01	+0,01	−0,09	+0,02		
CaO	−0,004	−0,23	−0,20			
SiO_2	−0,69	−0,14				

Coeficienţii de corelare rezultaţi trecuţi în tabelul 2 au arătat pentru thoriu o legătură doar în cazul fierului total iar în cazul CaO, S şi P_2O_5 nu se poate vorbi de existenţa unei corelări.

Am arătat anterior că măsurătorile radiometrice efectuate în lucrările miniere au dat valori relativ ridicate în dreptul lentilelor de minereu. Un coeficient de corelare pozitiv între thoriu şi fier poate fi uşor explicat pe baza datelor discutate anterior. Trebuie relevat faptul că valoarea de +0,38 indică o legătură nu suficient de puternică.

Dintre ceilalţi coeficienţi stabiliţi pentru thoriu numai în cazul SiO_2 se poate vorbi de o slabă corelare cu semn negativ; la creşterea unuia corespunde scăderea celuilalt.

În ceea ce priveşte coeficienţii stabiliţi pentru celelalte elemente se pot remarca cîteva date mai deosebite.

În cazul fierului total, se poate vorbi de un coeficient de corelare numai cu SiO_2 care este semnificativ prin valoarea ridicată (—0,69).

Se remarcă în mod deosebit lipsa unui coeficient de corelare între sulf şi fier. Lipsa unei legături între cele două elemente nu se poate explica decît pe baza condiţiilor de formare a lentilelor de minereu aşa după cum arată H. Kraütner (1964), G. Hristescu, M. Iacobescu (1963). Sulfurile din cadrul zăcămîntului cercetat sînt aporturi aduse de soluţii hidrotermale ce au urmat punerii în loc a corpurilor banatitice. Venirea acestor soluţii a dat naştere sulfurilor creînd zone mai bogate sau mai sărace fără a avea nici o legătură cu minereul de fier.

Calculele statistice au confirmat astfel ideea autorilor de mai sus. Este evident că în cazul în care depunerea fierului ar fi avut loc într-un mediu ce favoriza formarea sulfurilor, coeficienţii de corelare între cele două elemente ar fi avut valori ridicate.

Mecanismul de acumulare al thoriului. Thoriul, în cazul zăcămîntului de fier respectiv, poate fi considerat ca un element minor.

Pentru a explica prezenţa acestui element trebuie avut în vedere comportarea fierului şi thoriului în ape.

Transportul fierului în ape se realizează în diferite moduri: pe de o parte ca soluţii adevărate sau ca soluţii coloidale de hidroxid de fier; pe de altă parte ca suspensii feruginoase în componenţa materialului clastic. Comportarea fierului diferă net de aceea a altor elemente cum sînt: Ca, Mg, Na, K (A. Saukov, 1954).

Thoriul formează în general compuşi greu solubili. O parte neimportantă a thoriului migrează sub formă de soluţii coloidale şi de compuşi de sorbţie în mineralele argiloase.

Originea fierului în cazul zăcămîntului de fier este explicată de H. Kräutner (1964) în legătură cu activitatea unui magmatism bazic; zăcămintele de fier reprezentînd formaţiuni (exhalativ)-sedimentogene.

Dacă admitem ca sursă a fierului un magmatism bazic, este greu de admis o atare sursă pentru elementul thoriu, deoarece se cunoaşte că rocile bazice au conţinuturi scăzute în asemenea element.

O explicare a provenienței acestor elemente poate fi aducerea lor în bazinul marin de pe o regiune continentală. Elementele prezente în rocile ce formau regiunea Ruschița au fost dizolvate și parțial au migrat în soluții coloidale și parțial au fost absorbite de minerale argiloase și coloizi de fier. U. A. Litvinenko (1966) a explicat îmbogățirea minereurilor de fier în P, V, As, Ni, Co, Ba și alte elemente (minereurile de la Kerci) prin absorbirea de către coloizi de fier-mangan, minerale argiloase și materie organică și prin migrarea în final în bazinul marin.

M. N. Strahov (1957) a arătat că coprecipitarea coloizilor elementelor majore în bazinele marine și absorbția de către ei a elementelor minore produce prin precipitarea simultană minereuri bogate în asemenea constituenți.

Trebuie de asemenea arătat că studiile privind comportarea uraniului și thoriului în apa marină au pus în evidență o creștere a conținutului de uraniu în timp ce conținutul de thoriu este de trei ori mai mic. Cauza se datorește absorbției de către hidroxizii de fier și mangan a thoriului ceea ce duce la o îmbogățire a apei marine în uraniu.

În concluzie, ca sursă a elementelor puse în evidență în masa minereului de fier ar putea fi admisă aducerea acestora de către apele curgătoare de pe regiunea continentală, absorbția lor de către coloizii de fier și apoi precipitarea lor împreună în bazinul marin.

Procesele de metamorfism ce au avut loc ulterior în regiune au dus la formarea lentilelor de minereu de fier și formarea orthitului. D. P. Serdincenko (1963) a arătat că procesele de metamorfism ale rocilor sedimentare care conțin pământuri rare absorbite și cosedimentate sau care intră în asociații hipergene slab recristalizate duc la formarea orthitului și a altor minerale ale pământurilor rare.

Concluzii. Lentilele de minereu de fier din cadrul zăcământului de fier respectiv au o radioactivitate relativ ridicată.

Elementul radioactiv căruia se datorește radioactivitatea este thoriul.

Calculele statistice au arătat că thoriul prezintă o corelare pozitivă doar cu fierul. Se remarcă lipsa unei corelări între sulf și fier.

Acumularea thoriului se explică prin captarea sa de către coloizii de fier care au precipitat împreună într-un bazin marin, iar ca sursă se consideră formațiunile continentale.

Existența thoriului în cantități relativ ridicate în masa minereului de fier și pămînturilor rare asociate, creează posibilitatea destinării acestuia la obținerea unor produse metalurgice cu o rezistență ridicată.

BIBLIOGRAFIE

Bogaţkii V. V. (1963) Matematiceskii analiz prazvedornoi seti. Moscova.

Kräutner H. (1964) Privire generală asupra metalogenezei din Banat. *Stud. Cercet. Geol. Geof. Geogr. Seria Geol.* 1. 9, 1964. Bucureşti.

Litvinenko A. U. (1966) Geochimistry of Kerch, iron ore basin. *Intern. Geol. Rev.* 8, 2. (1966).

Pavelescu L. (1958) Geologia şi petrografia regiunii R. *An. Com. Geol.* XXXI. Bucureşti.

Pavelescu L. (1964) Structura şi stratigrafia şisturilor cristaline din Banat. *An. Com. Geol.* XXXIV, 1. Bucureşti.

Rancu N., Tovissi L. (1963) Statistica matematică cu aplicaţii în producţie. Ed. Acad. R.S.R. 1963. Bucureşti.

Şarapov P. V. (1965) Primenenie matematiceskoi statistici v gheologhii. Moscova.

Serdincenko P. D. (1963) Obrazovanie i razruşenie ortita v metamorficeskih povodah. *Tr. IMGIKRE.* 17.

ÉTUDE STATISTIQUE-MATHÉMATIQUE DE LA DISTRIBUTION DE LA RADIOACTIVITÉ DU GISEMENT DE FER

PAR

IOAN TIEPAC, MAGDALENA IONCICĂ, ANCA TĂNĂSESCU

(Résumé)

Les mesurages radiométriques ont démontré que la radioactivité des lentilles de fer de ce gisement est plus élevée que celle des schistes cristallins environnants. La radioactivité varie tant d'une lentille à l'autre que dans le cadre de la même lentille.

La radioactivité est due au thorium; le minerai radioactif qui renferme du Th est l'orthite.

Les hystogrammes de fréquence ont montré que la distribution des éléments: Fe total, Fe extrait à l'aide d'un aimant, SiO_2, CaO, S, P et Th est logonormale.

Les coefficients de corrélation, calculés pour ces éléments montrent que Th présente une corrélation positive seulement avec le fer. Un coefficient de corrélation négative élevée a été obtenu dans le cas de l'association Si-Fe. On remarque l'absence d'une corrélation entre la teneur en fer et en soufre.

L'accumulation du Th s'explique par sa captation par les colloides de fer précipités dans un bassin marin.

On considère que se sont les formations continentales qui en constituent la source.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

HIDROGEOLOGIE

CERCETĂRI HIDROGEOLOGICE ÎN ZONA ORADEA — DIOSIG — SĂLDĂBAGIU DE BARCĂU[1]

DE

NICOLAE MIHĂILĂ[2], MIRCEA FERU[3], ROSETTE IANC[2]

Abstract

Hydrogeological Research in Oradea — Diosig — Săldăbagiu de Barcău Zone. This research work has been carried out with regard to the Upper Pliocene, Pannonian and, particularly, the Quaternary formations. Due to this research the Barcăul terrace system has been evidenced, and the stratigraphy of the Quaternary deposits and their genetical types more accurately outlined. The existence of neotectonic movements has been pointed out as a result of studying the morphology and the extension of Quaternary deposits. On the basis of field observations and drillings, a series of deep aquiferous strata, localized within the Mesozoic, Pannonian and Upper Pliocene deposits, are described as well as various phreatic aquiferous strata whose hydrogeological and hydrochemical characteristic features are concomitantly shown.

Perimetrul cercetat de noi este situat în partea de vest a ţării, cuprinzînd zona interfluviului Crişul Repede — Barcău şi este delimitat la vest de frontiera cu R. P. Ungară între localităţile Cheresig şi Diosig, iar la est de meridianul comunei Săldăbagiu de Barcău.

Morfologia regiunii. Principalul curs de apă este rîul Crişul Repede care constituie de fapt şi limita sudică a regiunii. Oponentul acestuia este rîul Barcău care străbate sectorul nordic.

[1] Comunicare în şedinţa din 26 aprilie 1967.

[2] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

[3] Întreprinderea geologică de prospecţiuni, Cal. Griviţei nr. 64, Bucureşti.

Reţeaua hidrografică este completată de o serie de pîraie afluente rîului Barcău, dintre care mai însemnaţi sînt Ierul, Niuloş, Bistra, Fertişagului, Tria, Săldăbagiu.

Crişul Repede nu are afluenţi importanţi pe partea dreaptă în sectorul cercetat.

Atît Crişul Repede cît mai ales Barcăul şi Ierul au lunci foarte largi ce se prezintă sub forma unor cîmpii de divagare, brăzdate de numeroase cursuri vechi şi meandre, în care de cele mai multe ori sînt instalate bălţi şi mlaştini. Datorită inundaţiilor catastrofale pe care le provocau, mai ales după pătrunderea lor în sectorul cîmpiei coborîte a Tisei, s-a impus regularizarea lor prin îndiguirea malurilor şi construirea unor sisteme de canale.

Regiunea cercetată este situată în zona de contact morfologic dintre cîmpia Tisei şi dealurile vestice, fiind ocupată în cea mai mare parte de luncile şi terasele rîurilor Crişul Repede şi Barcău.

Partea de est a regiunii aparţine unei zone colinare care include ultimele prelungiri ale munţilor Plopişului. Zona colinară, situată la nord de rîul Barcău, are aspectul unei platforme, uşor înclinate spre vest, străbătută de văi largi, cu pante line şi neafectate de alunecări.

La sud de rîul Barcău, aspectul morfologic al zonei colinare se schimbă, dealurile fiind bine individualizate, datorită unei energii de relief mai pronunţate, cu cote maxime de 200 — 300 m, cu versanţi abrupţi, afectaţi uneori de alunecări de teren.

Un alt relief caracteristic al zonei cercetate îl constituie formele de eroziune-acumulare create de Crişul Repede şi Barcău. Amîndouă rîurile prezintă o caracteristică comună şi anume : dezvoltarea sistemului de terase numai pe partea stîngă. Din această cauză, terasele Crişului Repede se găsesc în afara perimetrului cercetat, în cadrul lui întîlnindu-se numai un petec de terasă inferioară, cu o altitudine relativă de 15—20 m, în zona Oradiei.

În schimb au putut fi cercetate în amănunţime terasele Barcăului, care în acest sector, sînt în număr de cinci şi anume : terasa înaltă cu o altitudine relativă de 65—70 m ; terasa superioară cu o altitudine relativă de 45—50 m ; terasa medie cu o altitudine relativă de 25—28 m ; terasa inferioară cu o altitudine relativă de 13—15 m ; terasa joasă cu o altitudine relativă de 4—7 m.

Terasa înaltă se extinde între localităţile Săldăbagiu de Barcău, Tăuteu, Mişca, Nădar, Sîrbi, de unde se îngustează, continuîndu-se

pe la marginea de nord a satelor Şişterea şi Tăutelec, pînă la nord-vest de Cetariu. Datorită eroziunii intense la care a fost supusă, ea apare foarte fragmentată, sub formă de umeri, mai ales în partea de est a perimetrului.

Terasa superioară a fost identificată de noi numai începînd din zona localităţii Sîrbi, de unde se continuă spre vest pînă la sud-est de Cauaceu.

Terasa medie este bine individualizată începînd de la nord de Sîrbi, pînă la sud-est de Cauaceu. Altitudinea absolută este situată între cotele 135—130 m, iar lăţimea maximă atinge 2 km.

Remarcăm că atît terasa medie cît şi terasa superioară şi înaltă au o extindere limitată la porţiunea în care Barcăul străbate zona de coline, ele nedepăşind spre vest localitatea Cauaceu, situată chiar la contactul dintre coline şi cîmpie. Depozitele acestor terase au fost interceptate însă în forajele executate în zona de cîmpie, la adîncimi de 30—60 m, fapt care dovedeşte că ele se continuă şi spre vest, însă se găsesc îngropate în fundamentul cîmpiei, sub forma unui con de dejecţie.

Terasa inferioară este una dintre cele mai bine conturate. Fruntea ei se poate urmări din apropierea comunei Săldăbagiu de Barcău spre vest, la sud de Abram, Chiraleu, Pocluşa, Sărsig şi apoi în continuare pînă în zona localităţii Sântău Mare, situată pe frontiera cu R.P.Ungară, cu excepţia unei mici întreruperi la sud-est de Sălard. Observăm că odată cu depăşirea colinelor, începînd de la marginea de vest a comunei Biharia, acest nivel de terasă devine comună atît pentru Barcău cît şi pentru Crişul Repede.

Terasa joasă însoţeşte malul stîng al Barcăului, fruntea ei fiind evidentă pe toată lungimea sa, iar podul acesteia domină lunca cu 4—7 m, în zona localităţilor Marginea, Chibiriş, Pocluşa de Barcău, Ciuhoi, sud de Sălard, pînă la sud de Tămăşeu. Spre sud-vest de această din urmă localitate urmărirea terasei nu se mai poate face, datorită afundării ei în lunca Barcăului.

O mică suprafaţă din perimetrul cercetat aparţine cîmpiei Nirului care ocupă colţul de nord-vest al acestuia şi care prezintă un relief plan, uşor ondulat datorită văilor puţin adînci şi largi care o brăzdează.

Istoric. Descifrarea structurii geologice a zonei de contact dintre Munţii Apuseni şi depresiunea pannonică, în care se încadrează şi zona studiată de noi, a constituit obiectul a numeroase cercetări geologice.

Primele referinţe geologice le datorăm cercetătorilor : Fr. Hauer (1852), W. Wolf (1863), Th. Posevitz (1908).

De dată mai recentă sînt cercetările efectuate de o serie de geologi, dintre care vom menţiona pe cele aparţinînd lui J. Noszky jun. (1945), referitoare la zona Derna-Tătăruş, I. Sümeghy (1950), care a elaborat o lucrare de sinteză privind regiunea de la est de Tisa, în care aduce date noi asupra stratigrafiei depozitelor cuaternare şi pannoniene şi I. Urbanczek (1955) care a studiat mai ales depozitele din imediata vecinătate a regiunii cercetate de noi, în R.P. Ungară.

Contribuţii importante privitoare la clarificarea Neogenului din partea de vest a ţării au fost aduse de M. Paucă (1954) şi R. Givulescu (1948).

Trebuie menţionate de asemenea cercetările hidrogeologice pentru ape hipertermale întreprinse de E. Liteanu şi colaboratorii (1965) şi Gh. Vasilescu şi colaboratorii (1966)[4], care prezintă date geologice şi hidrogeologice privitoare la formaţiunile de adîncime.

În sfîrşit, pentru interpretarea structurii fundamentului preterţiar am utilizat şi rezultatele unor foraje adînci şi de mică adîncime executate de I.G.E.X. şi I.G.P.

Geologia regiunii

Structural regiunea cercetată face parte din marea unitate a depresiunii pannonice, în a cărei constituţie geologică intră formaţiuni cuaternare, terţiare şi mezozoice, ce stau peste un fundament cristalin.

Dintre acestea, în zona studiată, nu aflorează decît depozitele pannoniene, pliocen-superioare şi cuaternare (pl. I). Formaţiunile prepannoniene sînt cunoscute numai din forajele de adîncime săpate la Mihai Bravu (Roşiori), Borş, Toboliu şi Oradea de către I.G.E.X. şi Ministerul Petrolului.

Precambrian. Singurul foraj care a interceptat cristalinul este cel executat la Mihai Bravu (Roşiori). Din descrierea carotelor rezultă că

[4] Gh. Vasilescu, Gr. Nechiti. Cercetări hidrogeologice în zona staţiunilor balneare 1 Mai şi 9 Mai. Regiunea Crişana. Comunicare în şedinţa din 9.IV.1965 (Stud. tehn. econ. seria E 8).

Gh. Vasilescu, Gr. Nechiti, A. Szabo, I. Rîp. Contribuţii la cunoaşterea radioactivităţii apelor termale din zona Oradea — Băile Victoria. Comunicare în şedinţa din 11.II.1966 (Stud. tehn. econ. seria E 8).

şisturile cristaline, întîlnite în foraj la adîncimea de 2050 m, au în general un facies epizonal, fiind reprezentate prin şisturi cuarţitice sericitoase cu muscovit şi clorit.

Triasic. Cele mai vechi depozite sedimentare, deschise prin forajele săpate la Borş, Toboliu şi Oradea, aparţin Triasicului. Acestea au grosimi ce variază între 400 m şi mai mari de 1.000 m.

Triasicul inferior este reprezentat prin gresii silicioase cenuşiu-vişinii, compacte, în alternanţă cu şisturi argiloase grezoase şi gresii micafere.

Triasicul mediu îmbracă un facies mai ales calcaros, cu dolomite subordonat. Culoarea predominantă a acestui complex de strate este cenuşiu-negricioasă.

Calcarele triasice medii sînt acoperite de un pachet de dolomite compacte, cu aspect zaharoid, calcare grezoase, calcare albe şi negre, şisturi argiloase, atribuite Triasicului superior.

Jurasic. Seria jurasică a fost interceptată de forajele de la Borş, Oradea şi Toboliu, pe o grosime ce nu depăşeşte 200 m.

Jurasicul inferior este reprezentat prin argile grezoase, compacte micafere, brun-roşcate, gresii cuarţitice cenuşii deschise, în care se observă intercalaţii peliculare de argile refractare, marno-calcare cenuşiu-verzui şi gresii calcaroase negricioase.

Jurasicul mediu îmbracă un facies calcaros, în general oolitic, compact, de culoare cenuşie.

Neojurasicul este constituit din calcare cenuşiu-albicioase, compacte, asemănătoare calcarelor de Stramberg.

Cretacic. Ultimul ciclu de sedimentare al seriei mezozoice este reprezentat prin depozitele cretacic-inferioare a căror grosime variază între 160 — 600 m.

Partea bazală a Cretacicului inferior îmbracă un facies calcaros puţin marnos. Acest orizont se îngroaşe puternic spre sud (Băile Victoria) unde atinge valori în jurul a 1.400 m.

Nivelul superior al Cretacicului inferior are în general un caracter flişoid, alcătuit din marnocalcare cenuşiu-negricioase, compacte, cu vine de calcit în masa lor şi gresii micafere, compacte, cenuşiu deschise, a cărui grosime variază între 100—500 m.

Tortonian. Tortonianul reprezintă cea mai veche formaţiune miocenă, păstrată pe alocuri în cuprinsul zonei cercetate.

Depozitele tortoniene sînt constituite din marne grezoase cenuşii, compacte, cu intercalaţii subţiri de calcare grezoase şi gresii cu bobul fin, a căror grosime este în general redusă, 80—90 m.

Sarmaţian. Se dezvoltă în general sub două faciesuri. La sud-est (Băile Victoria — Oradea sud) un facies grezos-calcaros în care se intercalează un strat de calcare albe cretoase, gros de 4 m. Grosimea întregului complex abia atinge 50 m. Spre nord-vest (Borş — Oradea nord), Sarmaţianul se caracterizează printr-o alternanţă de marne slab grezoase, micafere, compacte, cu gresii fine, a cărei grosime este de aproximativ 130 m.

Pannonian—Pliocen superior. În ultimii ani au apărut o serie de lucrări biostratigrafice amănunţite asupra Pannonianului *sens larg*, care au căutat să pună la punct o serie de probleme legate de orizontarea acestei părţi a Neogenului.

Astfel, A. P a p p (1957—1953) a împărţit Pannonianul *sens larg* (prin care R o t h T e l e g d — 1879 — denumeşte depozite mai tinere decît Sarmaţianul, dar mai vechi decît Cuaternarul) într-o serie de zone, notate de la A la H, fiecare zonă avînd o asociaţie de faună caracteristică. Autorul atribuie zonele A—D stratelor inferioare cu Congerii, zona E stratelor mijlocii şi zonele G—H stratelor superioare. Zonele E—H ar putea corespunde Ponţianului din bazinul dacic.

Pentru domeniul pannonic de pe teritoriul iugoslav P. S t e v a n o v i ć (1960) arată că perfect concordant peste „stratele cu Mactre" se aşterne Pannonianul *sens strict* (adică Pannonianul inferior al geologilor vienezi) peste care urmează Ponţianul *sens strict*, care ar putea fi echivalat cu Ponţianul din bazinul dacic.

În cadrul Ponţianului *sens strict* (stratele superioare cu Congerii) P. S t e v a n o v i ć separă un Novorossian reprezentat prin stratele cu *Congeria ungula caprae*, corespondent posibil al orizontului inferior al Ponţianului şi un Portaferian în care sînt cuprinse stratele cu *Congeria balatonica*, echivalent al restului Ponţianului din Subcarpaţi.

În literatura ungurească de specialitate se mai separă un etaj intermediar între Pannonianul propriu-zis şi Cuaternar, denumit „Levantin" şi care ar putea reprezenta intervalul Dacian—Levantin din bazinul dacic.

Pentru regiunea studiată, o serie de cercetători ca M. Paucă (1954), A. Mihai et al., (1963)[5] au încercat a introduce pentru Pliocenul pannonic orizonturi asemănătoare cu bazinul dacic.

Totuşi, înţelesurile cronologice care au fost atribuite termenului de „Pannonian", fauna diferită dezvoltată în domeniul pannonic, a îngreunat foarte mult o echivalare amănunţită a depozitelor din acest bazin cu cele din bazinul dacic.

Depozitele pannoniene apar la suprafaţă numai în partea estică a regiunii cercetate.

Litologic predomină marnele şi argilele în care sînt intercalate nisipuri, nisipuri marnoase, nisipuri argiloase, gresii şi cărbuni. Grosimea acestor formaţiuni depăşeşte uneori 1.000 m (forajele de la Mihai Bravu (Roşiori), Toboliu, Oradea).

Forajele de mică adîncime executate în regiune pînă la adîncimea de 120 m, au pus în evidenţă existenţa sub baza de eroziune, reprezentată prin nivelul rîurilor Crişul Repede şi Barcău, imediat sub depozitele aluvionare ale acestora, un complex litologic predominant pelitic, alcătuit din marne şi argile, adesea nisipoase, divers colorate (gălbui, cenuşii, roşcate, verzi), în care se intercalează nisipuri şi nisipuri argiloase.

În acest complex litologic s-au întîlnit, la diverse adîncimi, intercalaţii de argile cărbunoase şi 2—5 nivele de lignit cu grosimi ce variază între 0,2—2,4 m, precum şi mai multe intercalaţii de argile grase, bentonitice, cenuşiu-vineţii sau albicioase, provenite probabil din alterarea unor tufuri vulcanice.

În ceea ce priveşte vîrsta depozitelor pannoniene menţionăm că pentru partea estică în care intră şi localităţile Derna, Tătăruş, Tria, Dernişoara etc. se citează de către L. Strausz (1941), M. Paucă (1954), A. Mihai et al.[6] următoarele forme: *Unio vetzleri* Saudb., *Limnocardium priscae* Strausz, *L. pensli* Fuchs, *L. apertum* Münst., *Congeria subglobosa* Partsch, *C. zsigmondi* Halaváts, *C. plana* Lörent., *C. balatonica* Partsch, *C. partschi partschi* Czežek, *Melanopsis fosilis fosilis* Martini, *M. impressa posterior* Papp, *M. vindobonensis* Fuchs, *M. bouei* Ferusac, *M. fuchsi*

[5] A. Mihai, D. Istocescu, M. Diaconu, Valeria Boceanu, Cornelia Cornea, Felicia Popescu. Prospecţiuni pentru hidrocarburi, sare şi săruri de potasiu în zona de la E de Oradea între Crişul Repede şi Crişul Negru pînă la valea Topa. 1963. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

[6] *Op. cit.* pct. 5.

Hadmann, *Dreissena auricularis* Fuchs, *Monodacna wienensis* Papp. Formele enumerate sînt caracteristice zonelor B, C, D şi E ale lui Papp (Pannonian inferior şi mediu).

Cercetările întreprinse de noi, în partea de vest a perimetrului (Oradea — Roşiori), ne-au permis să ajungem la concluzia că din punct de vedere stratigrafic stratele de lignit din această zonă se situează mult deasupra celor din zona Derna — Tătăruş şi deci sînt mai tinere.

Într-adevăr din profilele executate prin foraje, constatăm că stratele de lignit prezintă o înclinare de la E spre W, ele ridicîndu-se aproape de suprafaţă în zona localităţilor Vaida — Hodoş. În continuare spre est, au fost întîlnite numai depozite mai vechi, lipsite de cărbuni, dar păstrîndu-şi aceeaşi înclinare.

Pe de altă parte, constatăm că pentru zona estică Derna—Tătăruş, a fost citată din diferite galerii de mină, de către Th. Posevitz (1908), O. Protescu (fide M. Paucă 1954), M. Paucă (1954), L. Strausz (1941) şi Maria Mottl (1950) o bogată faună de mamifere fosile, reprezentată prin : *Hipparion gracile* Kaup., *Dicerorhinus schleiermacheri* Kaup., *Tetralophodon longirostris* Kaup., *Anancus arvernensis* Croizet et Jobert, *Sus* cf. *erymantius* Roth et Wagner, *Propotamochoerus provincialis minor* Depéret, *Rhinoceros* sp., *Tapirus* sp.

Din examinarea speciilor citate, se constată însă că ele caracterizează intervale stratigrafice diferite, care cuprind în orice caz şi o parte din Pliocenul terminal. În lipsa unei situaţii exacte a nivelelor stratigrafice de la care au fost recoltate resturile de mamifere amintite, amestecul de faună nu poate fi explicat decît, fie prin apartenenţa unor strate de lignit din zona Derna la Pannonianul superior (Ponţian) şi a altora la Pliocen superior, fie printr-o vîrstă pliocen-superioară numai a unei părţi din depozitele situate deasupra stratelor de lignit. În orice caz, trebuie să admitem că o parte a depozitelor incluse de M. Paucă în zona Derna—Tătăruş la Ponţian aparţine în realitate unui Pliocen superior (Levantin *sens larg* după geologii unguri).

Faţă de cele arătate, noi înclinăm să atribuim depozitele cu intercalaţii de lignit situate sub baza de eroziune din zona Roşiori — Vaida — Hodoş — Biharia, ultimului termen al Pliocenului, respectiv Levantinului *sens larg* separat pentru R.P. Ungară.

Apartenenţa acestor depozite unui interval stratigrafic care face trecerea de la Pliocen la Cuaternar, este confirmată de altfel şi de pre-

zența următoarelor forme de mamifere fosile: *Anancus arvernensis*, *Propotamochoerus provincialis minor* și *Rhinoceros* sp. în fauna de la Derna.

Observăm de asemenea, că dată fiind perfecta continuitate de sedimentare dintre depozitele pannoniene, pliocen-superioare și pleistocen-superioare, pusă în evidență prin forajele din vestul regiunii, este probabil ca depozitele atribuite Levantinului *sens larg* să includă de fapt și Pleistocenul inferior.

Cuaternar. Depozitele cuaternare au o mare extindere, ele alcătuind aproape în exclusivitate formațiunile geologice care aflorează în regiunea cercetată și aparțin Pleistocenului și Holocenului. Depozite de vîrstă pleistocenă au mai fost întîlnite de asemenea și în forajele executate în partea de vest a perimetrului.

Pleistocen. Pleistocenul este reprezentat prin depozitele teraselor înaltă, superioară, medie și inferioară, precum și prin argila roșcată cu concrețiuni, depozitele loessoide și complexul psamo-psefitic.

1. *Depozite de terasă.* Depozitele aluvionare ale teraselor înaltă, superioară, medie și inferioară au grosimi ce variază între 2—5 m și sînt alcătuite din pietrișuri și nisipuri. La compoziția petrografică a acestora participă preponderent cuarțite, cărora li se subordonează micașisturi, șisturi cloritoase, tufuri andezitice, gresii și calcare.

În ceea ce privește vîrsta depozitelor aluvionare de terasă, observăm că în sectorul cercetat nu au fost găsite resturi fosile de mamifere. Totuși, întemeiați pe cercetările întreprinse în bazinele învecinate (M. Feru, N. Mihăilă, 1963) ne exprimăm părerea că depozitele terasei înalte a Barcăului ar putea aparține părții superioare a Pleistocenului mediu (qp_2^2), depozitele terasei superioare, nivelului inferior al Pleistocenului superior (qp_3^1), depozitele terasei medii, nivelului mijlociu al Pleistocenului superior (qp_3^2), iar depozitele terasei inferioare, nivelului superior al Pleistocenului superior (qp_3^3).

2. *Argilă roșcată și depozite loessoide.* Argila roșcată are o largă răspîndire în zona cercetată, acoperind o bună parte din zona colinară.

Acest depozit se recunoaște ușor prin culoarea gălbui-roșcată și mai ales prin prezența concrețiunilor fero-manganoase. Concrețiunile

sînt constituite în general din oxizi hidrataţi de fier şi mangan şi ating dimensiuni ce variază de la cîţiva mm pînă la un cm.

Argila cu concreţiuni a făcut obiectul multor observaţii. Dintre autorii care s-au ocupat cu studiul acesteia citǎm pe I. Halaváts (1891, 1896), Fr. Schafarzik (1902), M. Paucă (1954) şi I. Sümeghy (1950). Asupra punctelor de vedere ale acestor autori noi am insistat într-o lucrare anterioară (M. Feru, N. Mihăilă, 1963).

În zona colinară a regiunii cercetate se constată prezenţa unei argile roşcate, corespunzătoare tipului primar a lui Sümeghy, iar pe terase şi luncă a unui depozit argilos nisipos, generat prin acţiunea apelor de şiroire şi probabil prin spălarea argilei primare.

Bazat fiind pe asemănarea din punct de vedere petrografic şi granulometric dintre argila roşcată primară şi loessuri, I. Sümeghy ajunge la concluzia că depozitele eoliene depuse în timpul Pleistocenului, au avut în funcţie de condiţiile paleoclimatice o evoluţie diferită şi anume: depozitele eoliene din regiunile aride s-au menţinut sub formă de loessuri, îmbogăţindu-se în calcar, pe cînd cele din regiunile cu precipitaţii abundente şi vegetaţie de pădure au generat argila roşcată, îmbogăţită în oxizi de fier.

Observaţiile de teren, precum şi datele forajelor de mică adîncime, au arătat prezenţa alternativă pe verticală atît a argilei roşcate cît şi a depozitelor loessoide.

Astfel, într-o serie de deschideri, între localităţile Vaida, Cobulcut, Fănicica, se poate observa următoarea succesiune litologică:

0,5 m sol
3,00 m argilă prăfoasă, roşcată, cu concreţiuni fero-manganoase
4,00 m prafuri argiloase (depozite loessoide) gălbui, macroporice
3,50 m argilă prăfoasă roşcată cu concreţiuni fero-manganoase
2,50 m prafuri argiloase gălbui, cu concreţiuni calcaroase
2,00 m argile prăfoase roşcate.

De asemenea, în numeroase deschideri întîlnite pe versanţii văilor care străbat terasa superioară şi înaltă a putut fi urmărit următorul profil:

1,00 m sol
7,00 m argilă roşcată cu concreţiuni fero-manganoase
5,00 m prafuri argiloase (loessuri) cu frecvente concreţiuni calcaroase; culoarea predominantă gălbuie, uneori cu o bandă roşcată de 1 m grosime (sol fosil)
3,00 m argilă cenuşie-gălbuie cu concreţiuni fero-manganoase
2,00 m nisipuri şi pietrişuri (depozite de terasă).

În zona colinară, unde argila roşcată are grosimi mult mai mari, ce pot atinge uneori 30 — 40 m, se întîlnesc 2 — 3 intercalaţii de loessuri, cu grosimi de 2 — 5 m. Constatarea expusă ne permite să tragem concluzia că alternanţa de argile roşcate cu loessuri a fost determinată de mari variaţii climatice şi anume : argilele roşcate sînt rezultatul unei clime umede cu o vegetaţie de pădure, corespunzătoare probabil glaciaţiunilor, pe cînd depozitele loessoide sînt rezultatul unei clime aride, cu vegetaţie de stepă, corespunzînd perioadelor interglaciare (interstadiale).

Ca o constatare suplimentară, menţionăm prezenţa în masa argilei a unor elemente mai grosiere, care uneori pot atinge dimensiuni de 0,5 — 1 cm. Existenţa acestui material nu poate fi explicată decît prin procese deluvial-proluviale care au constituit probabil rolul hotărîtor în depunerea acestei argile. Totuşi, prezenţa ei pe interfluvii, absenţa ei în unele locuri pe versanţi, conţinutul în concreţiuni calcaroase, nu poate fi explicat decît prin admiterea şi a unui aport de material provenit probabil pe cale eoliană.

Privitor la vîrsta acestor depozite, constatăm că I. Halavâts (1911) găseşte în argila roşie la Valeapai resturi de *Mammuthus primigenius* Blumb şi *Equus caballus* Linné pe baza cărora atribuie argila roşie Pleistocenului superior. La acelaşi interval stratigrafic o raportează şi I. Sümeghy (1950), bazat pe faptul că găseşte argila depusă peste depozitele aluvionare cu *Mammuthus primigenius* Blumb şi *Coelodonta antiquitatis* Blumb.

Faţă de cele arătate, dată fiind grosimea mare a argilei roşcate în zona colinară (30—40 m) şi existenţa a 2—3 intercalaţii de depozite loessoide, ne face să presupunem că depunerea ei a avut loc într-un interval de timp mai îndelungat în care ar fi inclus întreg Pleistocenul superior şi eventual partea superioară a Pleistocenului mediu ($qp_2^2 - qp_3$). Argilele roşcate de pe terasele superioare aparţin diferitelor nivele ale Pleistocenului superior.

3. *Depozite loessoide.* În afară de intercalaţiile loessoide din argilele roşcate descrise anterior, au mai fost întîlnite depozite loessoide în zona cîmpiei Nirului, unde acestea sînt reprezentate mai ales prin prafuri nisipoase, argiloase, gălbui sau gălbui-roşcate, macroporice, sfărîmicioase cu concreţiuni calcaroase.

Astfel, într-o deschidere caracteristică, situată pe marginea sudică a cîmpiei Nirului, la cca 2 km nord-vest de comuna Diosig apar :

0,6 m sol negricios

1,3 m prafuri nisipoase-argiloase, cenuşiu-gălbui

2,7 m prafuri nisipoase-argiloase, roşcate, cu rare concreţiuni calcaroase
0,6 m prafuri argiloase gălbui cu frecvente concreţiuni calcaroase
1,7 m nisipuri fine, prăfoase, gălbui, cu pete roşcate.

Ca vîrstă ele au fost atribuite Pleistocenului superior pe considerentul că în regiuni învecinate I. S ü m e g h y citează prezenţa în aceste depozite a unor resturi de *Mammuthus primigenius* B l u m b .

4. *Complex psamo-psefitic.* Forajele executate de noi în zona localităţilor Roşiori — Biharia — Săntăul Mare, au întîlnit deasupra Pliocenului superior un complex de nisipuri grosiere şi pietrişuri cu intercalaţii argiloase. Acest complex litologic, cu o grosime de 20—40 m, aparţine conului de dejecţie al Barcăului, el constituind de fapt prelungirea teraselor superioare ale acestuia în cîmpie, unde se găsesc îngropate. Conul de dejecţie apare bine individualizat în fundamentul luncii Barcăului, începînd din aval de localitatea Sălard, de unde rîul începe să taie în propriile aluviuni mai vechi care se îngroaşă treptat spre vest.

Privitor la conţinutul paleontologic al acestor depozite, menţionăm că în zone învecinate au fost identificate la partea lor superioară şi resturi de mamifere fosile reprezentate prin *Mammuthus primigenius* B l u m b şi *Coelodonta antiquitatis* B l u m b, caracteristice pentru Pleistocenul superior.

Ţinînd seama de faptul că resturile fosile au fost întîlnite la partea superioară a acestui complex, şi că el include şi depozitele corespunzătoare terasei înalte, atribuită Pleistocenului mediu, noi opinăm să raportăm nivelele inferioare ale complexului psamo-psefitic, Pleistocenului mediu.

H o l o c e n . În regiunea cercetată au fost raportate Holocenului inferior depozitele aluvionare ale teraselor joase şi depozitele proluviale de pe terasa inferioară, iar Holocenului superior aluviunile recente ale şesurilor aluvionare şi ale luncilor văilor principale din regiune, depozitele proluviale care acoperă terasa joasă, precum şi depozitele loessoide tinere (tip Alföld) şi depozitele de mlaştină. Grosimea depozitelor holocene este relativ redusă, numai 5 — 10 m în partea de est a regiunii cercetate, corespunzătoare limitei de extensiune vestică a zonei colinare. Odată cu pătrunderea în zona cîmpiei Tisei, se constată o îngroşare accentuată a acestor depozite pe măsură ce ne îndreptăm spre vest mult mai pregnantă decît în cazul depozitelor pleistocene, determinată de îndelungul proces de scufundare suferit de acest sector al cîmpiei Tisei în Holocen.

În această privinţă sînt concludente forajele executate de noi la nord şi la nord-vest de Biharia.

Astfel, forajul amplasat la nord de comuna Biharia a pus în evidenţă următoarea succesiune litologică :

TABELUL 1

Adîncimea m	Cota m	Descrierea litologică
0,00— 2,30	112,5—110,20	sol nisipos
2,30— 6,70	110,20—105,80	nisip fin, prăfos, în bază argilos cu aspect loessoid (Holocen superior qh_2)
6,70—11,40	105,80—101,10	argilă nisipoasă cafeniu-cenuşie cu concreţiuni feromanganoase (Holocen inferior qh_1^2)
11,40—17,80	101,10— 94,70	nisip mediu grosier, cenuşiu, la partea superioară fin (Holocen inferior qh_1)
17,80—23,80	94,70— 88,70	argilă nisipoasă cenuşie cu concreţiuni feromanganoase (Pleistocen superior qp_3)
23,80—62,20	88,70— 50,30	Complexul psamo-psefitic reprezentînd depozitele de terasă îngropate (con de dejecţie) (Pleistocen mediu — Pleistocen superior $qp_2^2—qp_3^3$)
62,20—102,00	50,30— 10,30	nisipuri fine, cu intercalaţii de argile, argile nisipoase şi argile cărbunoase (Pliocen superior)

Un alt foraj, amplasat la 3 km înspre vest, a interceptat următoarele depozite :

TABELUL 2

Adîncimea m	Cota m	Descrierea litologică
0,00— 0,70	110,50—109,80	sol nisipos
0,70—16,60	109,80— 93,80	nisipuri fine, prăfoase, argiloase (loessuri de Alföld) (Holocen superior qh_2)
16,60—28,80	93,80— 82,70	argilă slab nisipoasă cenuşiu-gălbuie cu concreţiuni fero-manganoase (Holocen inferior qh_1^2)
28,80—31,30	82,70— 79,20	nisipuri cenuşii şi gălbui (Holocen inferior gh_1)
31,30—41,20	79,20— 69,30	argilă nisipoasă cafeniu-cenuşie cu concreţiuni feromanganoase (Pleistocen superior qp_3^3)
41,20—80,20	69,30— 30,30	complex psamo-psefitic, în bază cu argilă cu concreţiuni fero-manganoase (Pleistocen mediu — Pleistocen superior $qp_2^2—qp_3^3$)
80,20—120,00	30,30— 9,50	alternanţe de argile şi argile nisipoase şi nisipuri, în bază cu intercalaţii de argile cărbunoase (Pliocen superior)

Succesiunea litologică interceptată în cele două foraje descrise, ilustrează clar îngroşarea depozitelor cuaternare spre vest odată cu pătrunderea în cîmpia Tisei.

Astfel, Holocenul superior are o grosime de 6,20 m în dreptul şoselei Oradea — Săcueni şi de 16,60 m în apropierea frontierei cu R. P. Ungară. Grosimea totală a Holocenului este de 17,80 m în dreptul şoselei Oradea — Săcueni şi de 31,50 m în apropierea frontierei. Aceste depozite continuă să se îngroaşe spre vest, atingînd 60 — 80 m în zona Tarret din R.P. Ungară (I. U r b a n c z e k, 1951). Pleistocenul are o grosime totală de 45 m în primul foraj şi de 49 m în cel de al doilea.

Depozitele de mlaştină sînt reprezentate în zona Cheresig—Biharia — Diosig prin mîluri nisipoase, cenuşiu-negricioase.

Prezentăm în continuare un tabel sintetic privind tipul şi grosimea depozitelor cuaternare întîlnite în regiune.

TABELUL 3

Succesiunea depozitelor cuaternare din zona Cheresig—Diosig—Săldăbagiu

Vîrsta	Zona colinară (la est de Biharia) — tipul depozitului	Grosimea m	Zona cîmpiei Tisei (la vest de Biharia — tipul depozitului	Grosimea m
Holocen superior (qh_2)	— depozite proluviale şi aluvionare de luncă	1—3	— depozite loessoide noi (loessuri de Alföld)	4—16
	— depozitele proluviale de pe terasa joasă	4—7	— depozite de mlaştină	1—3
Holocen inferior (qh_1)	— depozitele proluviale de pe terasa inferioară	6—12	— argile nisipoase cu concreţiuni feromanganoase	4—12
	— depozitele aluvionare ale teraselor joase	2—4	— nisipuri medii şi grosiere	3—6
Pleistocen superior (qp_3)	— depozitele aluvionare ale teraselor inferioare medii şi superioare	2—5	— argile nisipoase cu concreţiuni feromanganoase	6—10
	— depozitele proluviale de pe terasa medie, superioară şi înaltă (argile roşcate şi depozite loessoide)	3—7	— complexul psamito-psefitic	30—40
	— argile roşcate şi depozite loessoide de pe coline	10—40		
Pleistocen mediu (qp_2)	— depozitele aluvionare ale terasei înalte	2—4	— baza complexului psamo-psefitic	—
	— baza argilei roşcate de pe coline	—		

Tectonica regiunii

Cercetările geofizice şi forajele de adîncime executate în ultimul timp, atît în ţara noastră cît şi în R. P. Ungară, au pus în evidenţă o ridicare accentuată a cristalinului pe liniile Diosig — Roşiori şi pe paralela localităţii Borş, ridicări care prind la mijloc o zonă relativ depresionară ce urmăreşte aproximativ sectorul ocupat de valea Barcăului, de la Biharia spre Săldăbagiu, unde cristalinul a fost întîlnit la adîncimi mai mari de 1.500 m.

Din datele oferite de forajele executate de noi în regiune, rezultă că cel puţin depozitele străbătute, nu sînt afectate de deranjamente tectonice de mare amploare, constatîndu-se că stratele prezintă în general căderi line de 1—4° de la E spre W, dar şi de la S la N. Analizînd aceste date observăm că înclinarea stratelor de la est spre vest este conformă cu înclinarea generală a depozitelor neogene de pe marginea de est a depresiunii pannonice; în schimb căderile stratelor de la sud spre nord în zona Biharia — Tămăşeu, demonstrează existenţa unei boltiri anticlinale orientate est-vest, care-şi are axul în zona localităţii Biharia. Acest anticlinal se afundă la vest de Biharia spre frontiera cu R. P. Ungară, sub depozite cuaternare.

Aceste constatări se confirmă şi prin rezultatele prospecţiunilor gravimetrice executate de curînd în regiune de către S. Fotopolos şi D. Fotopolos (1967) [7] care pun în evidenţă existenţa unei structuri anticlinale în zona Şiştera — Biharia, orientate est-vest.

Atît rezultatele cercetărilor noastre, cît şi cele ale prospecţiunilor gravimetrice infirmă afirmaţiile făcute de M. Pauc ă (1953) după care depozitele pliocene prezintă „numai înclinarea orizontală pe care o posedă sedimentele de pe fundul mării pliocene, regiunea nefiind supusă la mişcări, care să producă o cît mai slabă ondulare a stratelor". Într-adevăr atît observaţiile făcute în zona Biharia cît şi repartiţia teraselor Barcăului, exclusiv pe versantul stîng al acestuia, sînt rezultatul unor mişcări pe verticală care au cauzat boltirea anticlinală din zona Biharia şi au determinat ca Barcăul să-şi părăsească succesiv terasele de pe partea stîngă, deplasîndu-se treptat spre nord. Privitor la vîrsta mişcărilor tectonice constatăm că acestea au avut loc şi în timpul Cuaternarului, putîndu-se pune în evidenţă atît mişcări aparţinînd fazei Pasadena, care s-au manifestat cel puţin pînă

[7] S. Fotopolos, D. Fotopolos. Rezultatele prospecţiunii gravimetrice în zona Borş-Oradea. Comunicare la sesiunea I.G.P. 1967 (sub tipar).

în Pleistocenul superior, cît şi mişcări recente de vîrstă holocenă, argumentate de dispoziţia spaţială a depozitelor holocene.

Primele mişcări au avut intensitatea maximă de-a lungul anticlinalului Şiştera — Biharia, determinînd în continuare o ridicare a acestei regiuni, fapt care a cauzat mutarea succesivă a cursului Barcăului spre nord, deşi nivelul de bază al acestuia îl constituie Crişul Repede care curge la sud.

Mişcările holocene s-au manifestat în sens invers şi anume ca mişcări de subsidenţă care au afectat cîmpia Tisei, puse în evidenţă de creşterea accentuată a grosimii depozitelor holocene odată cu pătrunderea în zona de cîmpie.

Aceste mişcări au avut însă în diferite sectoare ale cîmpiei intensităţi variate. Unul dintre sectoarele în care mişcările de subsidenţă s-au manifestat cu o intensitate mai mare se găsea situat la începutul Holocenului în nord-vestul regiunii cercetate. Aceasta a determinat schimbarea bruscă a direcţiei pîrîului Fertişagu şi a văii Şiştera spre nord, după un curs orientat iniţial est-vest.

Privitor la tectonica regiunii, cercetările noastre ne mai permit constatarea că trebuie admise în partea de est a acesteia şi existenţa unor fracturi în adîncime, care afectează însă şi depozitele pannoniene şi pliocen-superioare.

Într-adevăr, atît în forajele noastre din zona localităţii Sălard cu adîncimi de 100 m şi în forajul executat în 1942 la Sîntimreu pînă la adîncimi de 140 m, s-au semnalat manifestări puternice de CO_2 liber.

Prezenţa CO_2 de origină mofetică în orizonturile superioare ale Pliocenului superior, în general greu permeabile, se poate explica numai admiţînd existenţa unor linii de fractură majore care să permită CO_2 ridicarea de-a lungul acestora pînă în apropiere de suprafaţă.

Consideraţii hidrogeologice

Cercetările hidrogeologice de suprafaţă, precum şi forajele executate în zona Oradea — Biharia — Săldăbagiu, au pus în evidenţă existenţa unor strate acvifere freatice cantonate în depozitele cuaternare, iar în orizonturile permeabile ale formaţiunilor precuaternare s-a stabilit existenţa mai multor strate acvifere de adîncime (pl. II).

1. *Strate acvifere de adîncime.* Aceste strate acvifere sînt de cele mai multe ori ascensionale, iar în zonele cu cote mai joase, ca de exemplu în luncile rîurilor principale, majoritatea acestora debitează artezian.

Capacitatea de debitare a stratelor acvifere variază în funcţie de constituţia granulometrică a orizontului în care sînt localizate, iar pentru stratele acvifere din formaţiunile mezozoice în funcţie de gradul de carstificare al calcarelor.

Menţionăm că stratele acvifere de adîncime situate în reţeaua de fisuri a formaţiunilor mezozoice prezintă şi un grad ridicat de termalitate.

a) Strate acvifere de adîncime din depozitele mezozoice. Izvoarele arteziene cu ape termominerale situate în jurul oraşului Oradea au atras atenţia mai multor cercetători, dintre care citäm pe: M. Paucă (1958), E. Liteanu şi colaboratorii (1963), Gh. Vasilescu, Gr. Nechiti (1966) [8].

Studiile hidrogeologice efectuate prin foraje de mare adîncime (Gh. Vasilescu, Gr. Nechiti, 1966) au pus în evidenţă următoarele strate acvifere de adîncime termominerale, situate în reţeaua de fisuri care afectează calcarele triasice şi cretacice.

TABELUL 4

Sonda	Depozitele în care circulă stratele acvifere	Adîncimea stratului acvifer m	Debit artezian mc/24 ore	Temperatura T°C	Presiunea hidrostatică la suprafaţa terenului
4005 Oradea	Triasic	2 052—2 700	820	87	7
4005	Triasic	2 052—2 700	665	87	7
4006	Cretacic	1 100—1 360	138	40	2
4006	Cretacic	1 100—1 600	150	40	2
4006	Cretacic	1 100—1 800	152	40	2
4006	Triasic	2 160—2 813	800	80	6

Din datele de foraj a reieşit că cel mai important strat acvifer hipertermal este cel situat în reţeaua de fisuri a formaţiunilor triasice care a atins o capacitate de debitare de 665 — 820 mc/24 ore, temperatura apei fiind de + 87°C.

Aceste strate sînt alimentate din precipitaţiile atmosferice în zonele de aflorare a formaţiunilor respective şi prin drenarea apelor superficiale cu care vin în contact nemijlocit în zonele unde acestea apar la suprafaţă. Gradul de încălzire al apelor se datoreşte în principal gradientului geotermic, dar nu este exclus ca la termalitatea acestor ape să contribuie şi flui-

[8] *Op. cit.* pct. 4.

dele supraîncălzite, provenite din formaţiuni mai adînci decît acelea în care s-au întîlnit stratele acvifere ; conţinutul în elemente radioactive al apelor constituie un indiciu în acest sens (Gh. Vasilescu, Gr. Nechiti, 1966).

b) Strate acvifere de adîncime din depozitele miocene. Depozitele miocene prin constituţia lor litologică predominant pelitică, nu sînt capabile să acumuleze strate acvifere de adîncime importante. Totuşi, prin reţeaua de fisuri care afectează calcarele şi gresiile miocene circulă strate acvifere de adîncime a căror capacitate de debitare este însă slabă.

c) Strate acvifere de adîncime din depozitele pliocen-superioare. Intercalaţiile psamitice din depozitele pliocen-superioare permit acumularea unor strate acvifere de adîncime importante. Acestea au fost puse în evidenţă atît de forajele hidrogeologice săpate recent de către I.G.P., cît şi de forajele mai vechi executate pentru ape arteziene. Stratele acvifere arteziene sînt cunoscute în special din puţuri vechi săpate pentru alimentarea cu apă a diferitelor aşezări omeneşti, cum ar fi cele de la Cheresig, Oradea, Tămăşeu, Diosig, Sîntimreu, Sălard, Sîniob, Păuleşti.

În comuna Cheresig s-a forat un puţ, care la adîncimea de 90 m a întîlnit un strat cu caracter artezian cu un debit de 0,4 l/sec.

În raza oraşului Oradea au fost săpate mai multe puţuri care între adîncimile de 60 — 300 m au întîlnit mai multe strate acvifere cu caracter artezian şi ascensional, însoţite frecvent de puternice emanaţii de CH_4. Capacitatea de debitare a acestor strate variază între 0,4 — 3,0 l/sec.

În gara Tămăşeu a fost forat un puţ cu o adîncime de circa 330 m, care deversează şi în prezent artezian, cu un debit de 0,11 l/sec.

Pe teritoriul comunei Diosig există peste 12 puţuri arteziene săpate unele încă de la finele secolului trecut. Aceste puţuri, care au adîncimi de 100 — 150 m, debitează cu 0,02 — 0,6 l/sec., iar temperatura variază între 15,50 — 22°C.

La Sîntimreu există un puţ care exploatează stratul acvifer cu caracter artezian situat la adîncimea de 150 m, al cărui debit arată valori de 2 l/sec. Apa este însoţită şi de manifestări de gaze şi are o temperatură de circa 20°. Puternicile viituri de gaze fac ca apa să apară sub forma unei emulsii spumoase ce curge cu puseuri. Apa are la început un pronunţat miros de bitumen şi un gust uşor sărat.

În comuna Sălard au existat două asemenea puţuri arteziene cu caractere asemănătoare, dar care în prezent nu mai debitează, fiind complet înnisipate. Forajul executat de I.G.P. în anul 1966 la marginea de est a comunei Sălard a interceptat trei strate acvifere care s-au manifestat artezian, între adîncimile de 25,80 — 34,40 m; 36,70 — 44,40 m; 106,40 — 111 m (talpa forajului). În toate cazurile apa a fost însoţită de viituri puternice de CO_2 liber. Urmărirea în continuare a comportării acestor strate acvifere ne-a dus la concluzia că în realitate numai orizontul inferior (106 m) ar putea fi artezian, în cazul celor superioare, fiind vorba de fapt de un gazliftaj natural, apa fiind antrenată la suprafaţă de cantităţile mari de CO_2 acumulate în strat. Această presupunere ne-a fost confirmată la detubare, cînd manifestările de gaze (CO_2) scăzînd în intensitate, stratele acvifere superioare şi-au pierdut caracterul artezian.

În comuna Sîniob există un puţ aproape înnisipat care exploatează stratul acvifer artezian, situat la circa 150 m adîncime, al cărui debit este în prezent de numai 0,01 l/sec. Apa are o temperatură de 16° şi prezintă un gust sărat şi un puternic miros de bitumen. Pe şoseaua Oradea — Mărghita, la Fegernicul Nou, a fost executat în anul 1966 de către I.G.P. un foraj care a interceptat 4 strate acvifere arteziene între adîncimile de 28,80m şi 112 m. Apa prezintă un slab miros de H_2S, iar debitele măsurate prin deversare liberă variază între 0,5 — 5 l/sec.

În sfîrşit, la Păuleşti a fost forat un puţ care la adîncimea de 200 m a întîlnit un strat acvifer artezian care debitează în prezent cu circa 0,5 l/sec. Din examinarea datelor obţinute prin forajele hidrogeologice executate de către I.G.P. în regiune, rezultă că depozitele pliocen-superioare, în care se intercalează strate de lignit, conţin orizonturi psamitice, în care se acumulează strate acvifere de adîncime, cu nivel hidrostatic ascensional.

În majoritatea cazurilor aceste strate acvifere sînt discontinui şi au o capacitate de debitare în general redusă. Strate acvifere mai importante, avînd grosimi de 2 — 5 m, au fost semnalate însă sub stratul I de cărbuni şi cu grosimi de 10 — 30 m deasupra stratului IV. Debitele specifice ale acestor strate acvifere rămîn însă în general scăzute, ele nedepăşind de regulă 0,1 l/sec/m.

2. *Strate acvifere freatice.* În urma cartării hidrogeologice întreprinse au putut fi identificate următoarele strate acvifere freatice: strate acvifere din lunci; strate acvifere din terasele Barcăului; acumulări de ape din depozitele loessoide.

a) Strate acvifere acumulate în depozitele aluvionare ale luncilor. În depozitele aluvionare ale luncilor Crişului Repede şi Barcăului se dezvoltă strate acvifere freatice, alimentate atît din infiltraţiile provenite din stratele acvifere cantonate în depozitele teraselor, dar mai ales din precipitaţii; local aceste strate acvifere se pot alimenta şi prin infiltraţiile directe din apele curgătoare.

Aceste strate au fost cercetate printr-o serie de foraje executate de I.G.P. şi prin puţurile existente în acest sector.

Din datele de foraj a rezultat că depozitele aluvionare ale luncilor Crişului Repede şi Barcăului prezintă grosimi ce cresc de la est (3— 5 m) la vest (30 m). Aceste depozite sînt alcătuite din nisipuri fine şi grosiere, pietrişuri şi bolovănişuri. Nivelul hidrostatic al acestui strat acvifer variază în funcţie de nivelul rîului respectiv, însă nu depăşeşte de regulă 5 m uneori urcînd chiar pînă la suprafaţă.

Forajele executate în lunca Barcăului indică debite relativ reduse. Debitele specifice măsurate prin lăcărire au arătat valori de 0,1 — 0,5 l/ /sec/m. Acest fapt se datoreşte probabil neomogenităţii materialului şi participării majoritare, în unele cazuri, a fracţiunii fine.

Operaţiunile de lăcărire efectuate în lunca Crişului Repede indică un debit specific mult mai ridicat decît cel obţinut pentru stratul freatic din lunca Barcăului, cu valori de 3—5 l/sec/m. Stratul acvifer din lunca văii Niuloş a fost interceptat de forajul de la Sîniob. Depozitele aluvionare ale acestei văi sînt constituite din nisipuri fine şi grosiere, cu lentile de pietrişuri, cu o grosime de 1 — 1,60 m.

Nivelul hidrostatic al stratului acvifer cantonat în aceste depozite este situat între 0 — 2 m. Operaţiunile de lăcăriri au indicat un debit de 0,35 l/sec., pentru o denivelare de 2,80 m.

Stratul acvifer din lunca pîrîului Fertişagului, cercetat printr-un alt foraj hidrogeologic, prezintă un nivel hidrostatic de 0,3 — 2 m şi un debit specific de circa 0,1 — 0,2 l/sec/m.

b) Strate acvifere freatice din terasele Barcăului. În acumulările aluvionare ale teraselor Barcăului se dezvoltă strate acvifere freatice, alimentate din precipitaţiile atmosferice. Nivelul hidrostatic al acestor strate acvifere este situat la adîncimi cuprinse între 2 — 5 m şi 5 — 10 m pe terasa joasă şi între 5—10 m şi 10 — 15 m pe terasa inferioară. Asupra nivelelor hidrostatice ale stratelor acvifere de pe terasele superioare nu avem decît date izolate. La o serie de izvoare care apar în depozitele terasei joase am măsurat capacitatea de debitare,

arătînd valori cuprinse între 0,3 — 0,7 l/sec, iar operaţiile de lăcăriri executate în forajul din comuna Hodoş, indică un debit specific de circa 1 l/sec/m.

Fragmentarea puternică a terasei înalte de către o serie de văi secundare, execută o puternică acţiune de drenare care împiedică acumularea unui strat acvifer permanent în aceste depozite. Din această cauză, debitul relativ ridicat al unor izvoare ce apar la baza terasei înalte şi a terasei superioare din zona localităţii Şiştera şi Tăutelec, care atinge 0,1 — 0,250 l/sec, considerăm că este datorat unui aport substanţial de apă provenit din depozitele permeabile de vîrstă pliocen-superioară deasupra cărora se situează depozitele de terasă.

c) Acumulări de ape în depozitele loessoide. În zona colinară din partea de est a regiunii unde depozitele loessoide au o largă dezvoltare, mai ales sub formă de intercalaţii în argila roşie, se constată că acestea pot acumula uneori strate acvifere freatice. Forajele executate pe această unitate au interceptat la diferite adîncimi, cuprinse între 10 — 30 m, o serie de depozite constituite din prafuri nisipoase, nisipuri fine prăfoase, slab argiloase, în care apar şi slabe acumulări de ape freatice.

Aceleaşi concluzii rezultă şi din cartările de suprafaţă în care au fost puse în evidenţă în întreaga zonă colinară, ape freatice a căror adîncimi variază între 5 — 30 m.

Cît priveşte capacitatea de debitare a acestora, ea este relativ mică, datorită pe de o parte granulometriei fine a depozitelor ce cantonează stratele acvifere şi care determină o viteză de circulaţie redusă, iar pe de altă parte, acţiunii puternice de drenare la care sînt expuse aceste strate acvifere datorită fragmentării reliefului. Această acţiune de drenare este pusă în evidenţă de existenţa, mai ales în zona colinară din interfluviul Barcău — Criş, a numeroase izvoare al căror debit este în general scăzut, însă datorită faptului că se formează uneori linii de izvoare pe distanţe de 100 — 200 m se obţin debite totale de 0,1 — 0,3 l/sec.

Consideraţii hidrochimice

Pentru stabilirea caracteristicilor hidrochimice a stratelor acvifere întîlnite în regiune, s-au folosit datele analizelor chimice a unui număr de 79 probe de apă (tab. 5) [9].

[9] Analizele chimice au fost executate de Institutul geologic, I.G.P. şi I.S.P.I.F.

Caracterizarea hidrochimică a apelor s-a făcut cu ajutorul diagramei în formă de romb (P i p e r , 1944 — fide L. M o n i t i o n , 1966) (fig. 1, 2,) şi a diagramei semilogaritmice (H. S c h o e l l e r , 1962) (fig. 3, 4, 5, 6).

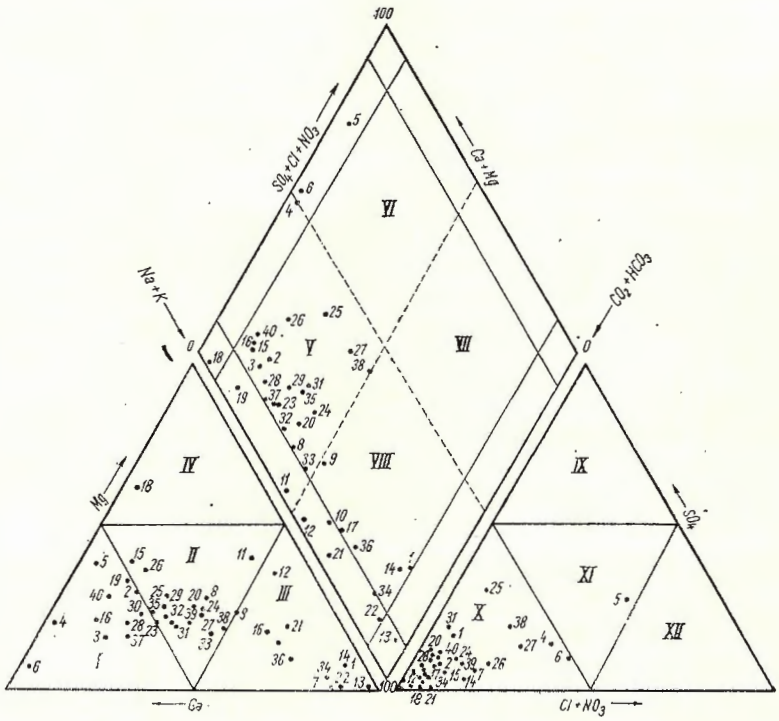


Fig. 1. — Reprezentarea chimismului apelor de adîncime din zona Oradea — Diosig — Săldăbagiu de Barcău (după P i p e r).

I, Ca; II, nu sînt cationi predominanţi; III, Na, K; IV, Mg; V, bicarbonatat calcic şi magnezian; VI, clorurat şi sulfatat calcic şi magnezian; VII, clorurat sodic şi potasic sau sulfatat sodic (anormal); VIII, carbonatat sodic şi potasic; IX, sulfatat; X, bicarbonatat, carbonatat; XI, nu sînt anioni predominanţi; XII, clorurat.

Représentation du chimisme des eaux profondes de la zone Oradea — Diosig — Săldăbagiu de Barcău (d'après P i p e r).

I, Ca; II, pas de cations prédominants; III, Na, K; IV, Mg; V, bicarbonaté calcique et magnésien; VI, chloraté et sulfaté calcique et magnésien; VII, chloraté sodique et potasique ou sulfaté sodique (anormal); VIII, carbonaté sodique et potasique; IX, sulfaté; X, bicarbonaté, carbonaté; XI, pas d'anions prédominants; XII, chloraté.

Diagrama în formă de romb cuprinde două triunghiuri echilaterale şi un romb. Laturile triunghiurilor corespund procentelor de ioni exprimaţi

TABELUL 5

Compoziția chimică a apelor din zona Oradea-Diosig-Săldăbagiu

Nr. probei	Punctul de recoltare	Mineralizația totală mg/l	ANIONI						CATIONI										H_2SiO_3 mg/l	CO_2 liber mg/l	Duritate totală ° germ.	pH	Vîrsta depozitului magazin
			Cl^-		SO_4^{--}		HCO_3^-		NO_3^-		Na+		Ca++		Mg++		Fe++						
			mg/l	%me	mg/l	%me	mg/l	%me	mg/l	%me	mg/l	%me	mg/l	%me	mg/l	%me	mg/l	%me					
1	Siniob	307,7	9,9	3,6	30,0	8,1	179,9	38,3	—	—	79,3	44,8	4,0	2,6	2,4	2,6	—	—	—	2,2	1,1	7,50	N_2^1
2	Toboliu	347,6	13,5	4,5	16,0	3,9	213,5	41,6	—	—	20,2	10,4	41,5	24,6	15,3	15,0	0,1	—	24,2	3,3	9,3	7,50	N_2^1
3	Cheresig	391,2	9,6	3,1	13,2	3,1	235,5	43,8	—	—	20,7	10,2	56,9	32,3	8,0	7,5	0,1	—	35,3	11,9	9,8	7,00	N_2^1
4	Paleu	475,3	32,3	7,4	42,0	7,1	196,4	26,2	71,2	9,3	4,4	1,5	94,0	38,2	15,4	10,3	—	—	—	19,6	16,7	6,50	N_2^1
5	Oradea E	1 112,4	242,5	20,4	214,4	13,4	262,9	12,9	68,0	3,3	21,6	2,8	188,4	28,2	77,3	19,0	—	—	30,7	6,6	44,2	8,00	N_2^1
6	Fănicica	581,7	68,9	12,8	33,7	4,6	226,9	24,7	74,4	7,9	4,8	1,4	137,4	45,4	5,9	3,2	0,1	—	25,2	4,4	20,6	7,50	N_2^1
7	Episcopia Bihorului	459,8	10,6	2,6	14,0	2,5	262,9	37,9	49,0	7,0	114,8	43,8	8,5	6,2	—	—	—	—	—	—	2,0	8,50	N_2^1
8	Roșiori	543,3	7,1	1,6	17,3	2,8	366,0	45,6	—	—	80,0	20,2	42,5	16,0	22,1	13,8	—	—	6,5	17,6	11,0	7,50	N_2^1
9	Vaida	531,9	14,2	3,0	30,7	4,8	341,6	42,2	—	—	74,2	24,7	36,1	13,6	18,9	11,7	—	—	5,2	8,8	9,0	8,00	N_2^1
10	Tămășeu	764,8	17,7	2,6	9,6	1,1	536,8	46,3	—	—	132,7	31,1	40,0	10,5	19,4	8,4	0,1	—	—	4,4	10,0	7,30	N_2^1
11	Sintimreu	7504,0	14,2	0,3	9,6	0,1	4 684,8	49,6	—	—	793,4	22,5	263,0	7,6	373,1	19,8	2,6	0,1	93,2	1 284,8	119,0	7,00	N_2^1
12	Tămășeu	7339,4	14,2	0,3	7,7	0,1	4 819,0	49,6	—	—	794,3	30,0	158,7	5,0	374,8	18,0	2,3	—	62,1	932,8	102,0	7,00	N_2^1
13	Diosig	628,2	10,6	2,0	11,5	1,6	414,8	46,4	—	—	163,9	48,6	3,2	1,1	0,5	0,3	—	—	23,3	—	0,5	9,00	N_2^1
14	Săntăul Mic	662,9	45,0	7,8	14,6	1,8	402,7	40,4	—	—	161,5	43,5	9,2	2,8	7,3	3,70	0,1	—	20,1	—	2,9	7,50	N_2^1
15	Șișterea	835,9	34,0	4,3	25,5	2,50	530,0	42,8	0,80	0,40	37,0	7,2	96,3	23,6	46,7	19,2	—	—	19,4	46,2	24,6	7,30	N_2^1
16	Sîrbi	887,2	20,0	2,4	56,4	5,1	594,0	42,5	1,0	0,4	36,8	6,6	104,2	32,4	29,6	10,7	1,8	0,3	21,4	22,0	21,8	7,45	N_2^1
17	Odoș	565,0	12,4	2,6	13,3	2,0	378,3	45,4	—	—	104,6	33,3	26,9	9,8	12,0	7,2	0,1	—	12,9	4,4	6,5	7,90	N_2^1
18	Sălard	5 303,9	11,0	0,4	2,9	—	2 586,8	49,6	—	—	40,3	1,8	294,2	17,2	321,0	30,9	2,3	0,1	44,0	2 000,0	115,0	6,00	N_2^1
19	Sălard	1 907,4	8,8	0,8	3,8	0,3	902,9	48,9	—	—	54,9	7,6	156,1	25,8	61,0	16,6	0,5	—	103,4	616,0	35,9	6,80	N_2^1
20	Fegernicul Nou	658,6	7,1	1,3	46,1	6,0	414,9	42,7	—	—	68,8	18,3	59,9	18,8	24,7	12,8	0,5	0,1	23,3	13,2	14,1	7,80	N_2^1
21	Fegernic	903,3	7,1	1,0	—	—	616,2	49,0	—	—	156,7	32,7	31,9	7,7	23,4	9,4	1,0	0,2	49,2	17,6	9,8	7,80	N_2^1
22	Fegernicul Nou	487,9	10,6	2,9	1,9	0,4	292,8	46,7	—	—	106,7	45,0	10,4	5,0	—	—	—	—	15,5	—	1,4	7,00	N_2^1
23	Săntăul Mare	738,3	16,0	2,5	29,2	3,4	475,2	44,1	—	—	63,0	14,5	87,8	25,0	22,2	10,5	0,1	—	15,0	28,6	17,7	7,60	qp_3
24	Săntăul Mare	517,1	26,0	5,7	27,6	4,4	312,5	39,9	—	—	60,1	19,3	45,4	17,8	19,3	12,5	1,5	0,4	6,2	17,6	11,0	7,65	N_2^1
25	Săntăul Mic	359,2	14,0	4,3	64,6	14,8	170,0	30,8	0,8	0,1	33,1	14,4	38,5	21,3	15,5	14,3	—	—	6,4	15,4	9,1	7,30	N_2^1
26	Cetariu	719,7	66,0	10,1	35,0	3,9	410,0	36,0	3,0	—	42,2	8,9	83,2	22,4	41,9	18,7	—	—	13,2	24,2	21,7	7,50	N_2^1
27	Cetariu	581,1	74,0	13,3	46,5	6,2	290,0	30,4	1,5	0,1	79,5	20,8	57,0	18,2	20,8	11,0	—	—	5,2	6,6	13,0	7,80	N_2^1
28	Sîrbi	604,1	10,0	2,0	23,9	3,5	380,0	44,3	2,0	0,2	39,1	11,5	80,1	28,5	17,0	10,0	—	—	19,0	33,0	15,4	7,25	N_2^1
29	Biharia	604,7	22,0	4,1	33,7	4,7	374,0	41,1	1,0	0,1	54,8	14,9	66,9	22,5	22,5	12,6	—	—	9,6	19,8	14,8	7,75	qp_3
30	Biharia	458,3	12,0	3,0	20,2	3,9	287,0	43,1	—	—	30,9	11,0	56,8	26,3	15,4	11,8	2,9	0,9	10,0	22,0	11,7	7,30	N_2^1
31	Bangheta	677,3	20,0	3,5	74,5	9,4	373,0	37,0	1,5	0,1	68,0	17,0	74,7	22,8	19,3	9,8	2,2	0,4	14,0	28,6	15,2	7,25	N_2^1
32	Bangheta	646,3	14,0	2,5	25,1	3,3	424,0	44,2	—	—	59,9	15,7	72,8	23,3	20,7	11,0	0,1	—	21,6	28,6	15,3	7,40	N_2^1
33	Bangheta	556,2	10,0	2,0	21,8	3,3	370,0	44,7	—	—	75,1	23,0	49,3	18,1	14,6	8,9	—	—	16,4	15,4	10,5	7,70	N_2^1
34	Bangheta	451,9	12,0	3,2	4,5	0,7	287,0	45,9	—	—	111,7	42,2	13,2	6,0	2,2	1,70	0,5	0,1	8,8	—	2,4	7,95	N_2^1
35	Biharia	629,1	16,0	2,9	19,8	2,7	415,0	44,4	—	—	52,2	13,6	75,5	24,7	21,5	11,7	—	—	8,6	19,8	15,8	7,45	N_2^1
36	Cetariu	416,1	8,0	2,3	16,9	3,7	257,0	44,0	—	—	91,9	36,1	18,7	9,7	4,8	4,2	—	—	6,8	—	3,8	7,95	N_2^1
37	Hodoș	458,0	8,0	2,1	14,8	2,7	284,0	45,0	1,5	0,2	32,4	12,4	61,6	29,7	9,9	7,9	—	—	15,0	30,8	11,1	7,35	N_2^1
38	Biharia	1 507,5	136,0	9,8	183,5	9,8	730,5	30,2	6,0	0,2	230,1	24,6	129,4	16,4	42,4	9,0	—	—	12,2	37,4	28,4	7,25	qp_3
39	Cauaceu Biharia	814,4	46,0	6,3	38,3	3,9	487,5	39,7	2,0	0,1	81,1	17,0	91,6	22,7	25,0	10,3	—	—	9,0	30,8	18,9	7,45	qp_3
40	Ceauceu	505,5	10,0	2,3	33,7	5,8	305,0	41,7	1,5	0,2	20,8	6,8	69,3	29,0	20,3	14,2	—	—	15,2	28,6	14,6	7,25	N_2^1
41	Spiniș	1 851,3	295,7	16,6	247,7	10,3	620,4	20,2	89,8	2,9	324,8	28,2	209,9	20,8	6,3	1,0	—	—	33,8	22,9	30,8	7,50	qh_2
42	Spiniș	549,5	20,9	4,4	41,6	6,5	296,5	36,7	20,0	2,4	43,9	14,4	71,9	27,1	13,7	8,5	—	—	34,4	6,6	13,2	7,50	qh_2
43	Chisiaz	596,8	62,8	11,6	57,2	7,8	235,5	25,2	51,5	5,4	36,6	10,4	90,5	29,5	18,8	10,1	0,1	—	34,1	9,7	17,0	7,00	qh_2
44	Mișca	559,2	107,2	19,8	48,6	6,6	99,4	10,7	122,2	12,9	4,8	1,4	114,4	37,4	20,8	11,2	0,1	—	35,1	6,6	20,8	7,00	qp_3
45	Chiraleu	397,3	46,9	13,4	22,6	4,8	127,5	21,2	64,5	10,6	21,2	9,4	62,4	31,6	10,8	9,0	0,1	—	36,9	4,4	11,2	7,00	qh_1
46	Tăuteu	580,6	45,1	8,6	58,0	8,1	298,9	33,3	—	—	40,0	11,8	75,9	25,7	22,4	12,5	—	—	31,7	8,6	15,8	7,50	qp_3
47	Biharia	1 925,9	270,9	13,9	277,9	10,6	689,3	20,6	167,4	4,9	16,1	1,3	343,8	31,3	113,8	17,1	5,6	0,3	34,5	6,6	74,4	7,50	qp_3
48	Siniob	505,6	45,8	10,1	49,0	8,0	237,9	30,5	11,5	1,4	37,5	12,7	72,9	28,5	13,6	8,8	—	—	33,0	4,4	13,3	7,50	qh_2
49	Marginea	561,7	43,7	8,6	68,3	9,9	210,4	24,1	65,5	7,4	35,4	10,8	91,0	31,7	13,1	7,5	—	—	31,0	3,3	15,8	8,00	qh_1
50	Săldăbagiu de Barcău	457,6	34,4	8,8	19,3	3,6	207,4	30,7	48,0	6,9	28,1	11,0	63,4	28,5	14,1	10,5	0,1	—	34,2	8,6	12,1	7,50	qp_3^2
51	Cheresig	1 304,4	99,4	8,0	235,8	14,0	515,4	24,0	88,0	4,0	129,9	16,1	153,9	21,9	51,6	12,0	—	—	22,9	7,5	33,4	7,00	qh_2
52	Borș	1 709,6	120,3	7,7	199,2	9,5	800,3	30,0	75,0	2,8	286,8	28,6	145,9	16,6	25,6	4,8	—	—	34,7	21,8	26,3	7,00	qh_2
53	Ciutăleu	931,5	121,0	13,5	101,2	8,3	431,9	28,2	—	—	89,7	15,5	126,4	25,0	28,9	9,5	—	—	25,7	6,6	24,4	7,50	qh_2^2
54	Popești	781,7	81,3	11,0	144,8	14,4	246,4	19,3	68,0	5,3	66,2	13,8	112,9	27,0	23,5	9,2	0,1	—	29,9	8,6	21,2	8,00	qp_3^2
55	Cuzop	2 506,9	25,2	1,0	1 402,0	40,3	384,9	8,7	—	—	59,6	3,6	479,7	33,0	118,7	13,4	—	—	17,2	19,6	94,5	7,00	qp_3^2
56	Ceanaloș E	525,2	41,5	8,6	76,1	11,6	177,5	21,4	71,2	8,4	48,3	15,4	71,9	26,4	13,6	8,2	—	—	18,5	6,6	13,2	7,00	qh_2
57	Roșiori	606,2	10,6	2,0	30,7	4,2	402,6	43,8	—	—	31,0	9,1	82,5	27,3	24,3	13,3	1,1	0,3	—	22,0	17,7	7,00	qp_3
58	Vaida	1 764,0	248,7	14,0	297,6	12,4	719,9	23,5	4,0	0,1	192,0	16,7	219,6	21,9	69,5	11,4	—	—	5,1	6,6	46,7	7,00	qh_2^2
59	Diosig	851,4	148,9	18,3	13,4	1,2	427,0	30,5	—	—	111,8	21,4	81,7	17,9	29,6	10,7	—	—	18,1	17,2	18,0	8,00	qp_3^2
60	Parhida	720,5	42,6	6,6	51,8	5,9	414,8	37,5	—	—	39,3	9,5	90,4	25,1	33,6	15,4	—	—	18,1	26,4	20,0	8,00	qh_2^2
61	Hodoș	804,7	49,6	8,0	45,1	5,3	390,4	36,2	6,0	0,5	0,5	2,2	121,8	34,4	28,7	13,4	—	—	25,9	26,4	23,0	7,50	qp_3^2
62	Ianca	668,3	14,2	2,6	6,7	0,9	439,2	46,5	—	—	50,1	14,1	73,3	23,7	22,8	12,2	—	—	25,9	35,2	15,0	7,50	qp_3^2
63	Biharia	1 323,4	174,0	13,2	327,5	18,2	420,0	18,4	6,0	0,2	165,7	18,9	141,5	18,9	53,8	12,0	1,9	0,2	13,8	33,0	32,8	7,50	qh_2
64	Fughiu	1 242,7	48,0	4,1	135,4	8,8	705,0	36,1	20,0	1,0	67,0	8,9	183,5	29,1	45,7	12,0	0,1	—	13,8	24,2	36,9	7,60	qh_2
65	Biharia SW	433,9	14,5	4,0	46,7	9,3	231,8	36,4	2,0	0,3	28,3	11,1	58,5	28,0	13,8	10,9	0,1	—	20,7	17,6	11,3	7,20	qh_2
66	Borș	298,6	17,7	6,8	38,5	10,8	146,4	32,4	—	—	9,6	5,2	45,7	31,3	11,9	13,5	0,1	—	18,9	8,8	9,1	7,00	qh_2^2
67	Biharia	615,5	6,0	1,1	9,5	1,3	418,0	47,1	5,0	0,5	33,2	9,3	82,4	28,2	21,9	12,5	0,1	—	24,0	15,4	16,9	7,70	qp_3^2
68	Sălard	579,4	20,0	4,2	41,6	6,4	320,0	39,2	2,0	0,2	28,4	8,1	84,7	31,6	16,5	10,3	—	—	20,0	46,2	16,0	7,10	qh_2
69	Sîrbi	485,3	20,0	5,2	33,3	6,2	260,0	38,2	3,0	0,4	20,4	7,6	69,3	30,8	15,5	11,6	0,2	—	24,0	39,6	13,5	7,20	qp_3^2
70	Cetariu	633,3	50,0	8,8	19,4	2,5	377,0	38,2	5,0	0,5	38,6	9,6	96,5	30,0	20,2	10,4	0,2	—	14,0	26,4	18,5	7,40	qp_3
71	Șișterea	734,4	26,0	4,2	25,5	3,1	450,2	42,7	0,4	—	25,8	6,0	124,0	36,1	16,5	7,9	—	—	20,0	66,0	21,6	7,05	qh_2
72	Șișterea	323,3	8,0	2,5	21,0	5,8	185,5	41,6	1,0	0,1	21,3	11,8	40,8	27,5	8,5	9,5	2,6	1,2	21,4	13,2	7,8	7,70	qp_2^2
73	Biharia	721,9	12,0	1,9	16,9	2,0	488,0	45,9	3,0	0,2	25,0	6,0	112,0	32,1	24,7	11,8	0,7	0,1	21,4	39,6	21,7	7,35	qp_3
74	Tămășeu	503,8	15,9	4,0	30,7	5,6	280,6	40,4	—	—	33,3	12,5	57,9	25,4	15,9	11,5	2,0	0,6	23,3	44,0	11,8	7,50	qh_1
75	Hodoș	480,7	10,6	2,8	9,6	1,8	292,8	44,5	6,0	0,9	21,8	8,6	62,4	28,9	16,4	12,5	—	—	25,9	35,2	12,5	7,60	qh_1
76	Sălard	819,7	14,2	2,3	6,7	0,8	488,1	46,9	—	—	18,1	4,4	72,0	21,0	51,0	24,6	—	—	28,5	140,8	21,8	7,10	qh_2
77	Fegernicul Nou	750,6	42,5	6,4	74,9	8,3	402,7	35,1	3,0	0,2	38,1	8,6	114,1	30,3	25,4	11,1	—	—	23,3	26,4	21,8	7,60	qh_1
78	Săntăul Mic	701,9	40,0	6,2	101,6	11,7	348,5	31,7	5,0	0,4	63,6	14,2	97,8	27,1	18,9	8,7	0,1	—	13,6	26,4	18,4	7,65	qh_2
79	Biharia	569,1	8,0	2,0	28,8	5,2	293,0	42,6	2,0	0,2	27,1	9,3	66,9	29,8	14,0	10,3	2,0	0,6	12,0	26,4	12,8	7,40	qh_2

în miliechivalenţi, în raport cu suma ionilor de aceeaşi sarcină electrică. Punctele reprezentative situate în triunghiuri, reprezentînd compoziţia în procente de anioni şi cationi, sînt proiectate în romb.

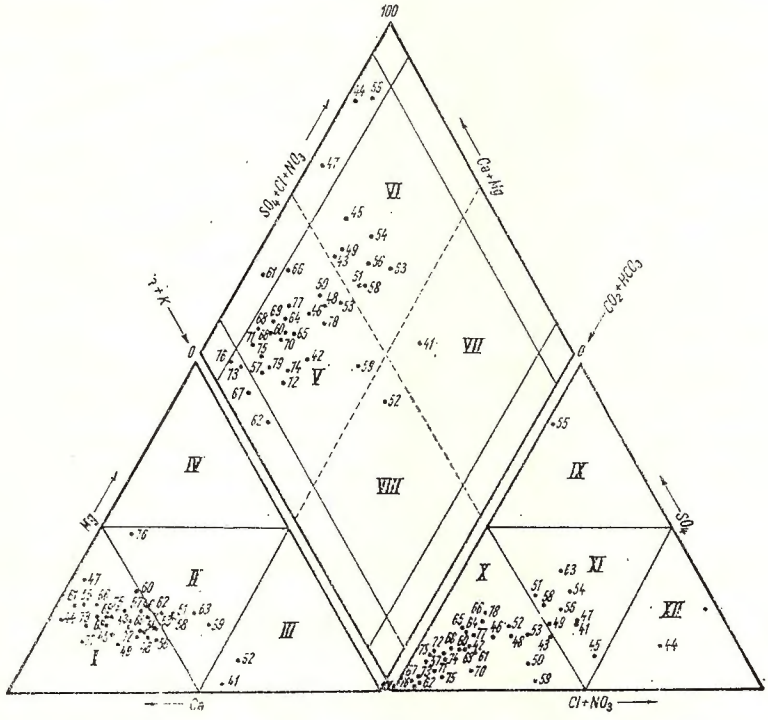


Fig. 2. — Reprezentarea chimismului apelor freatice din zona Oradea — Diosig — Săldăbagiu de Barcău (după P i p e r).

I, Ca; II, nu sînt cationi predominanţi; III, Na, K; IV, Mg; V, bicarbonatat calcic şi magnezian; VI, clorurat şi sulfatat calcic şi magnezian; VII,clorurat sodic şi potasic sau sulfatat sodic (anormal); VIII, carbonatat sodic şi potasic; IX, sulfatat; X, bicarbonatat carbonatat; XI, nu sînt anioni predominanţi; XII, clorurat.

Représentation du chimisme des nappes phréatiques de la zone Oradea — Diosig — Săldăbagiu de Barcău (d'après P i p e r).

I, Ca; II, pas de cations prédominants; III, Na, K; IV, Mg; V, bicarbonaté calcique et magnésien; VI, chloraté et sulfaté calcique et magnésien; VII, chloraté sodique et potasique ou sulfaté sodique (anormal); VIII, carbonaté sodique et potasique; IX, sulfaté; X, bicarbonaté carbonaté; XI, pas d'anions prédominants; XII, chloraté.

Această diagramă permite reprezentarea şi caracterizarea globală a unui mare număr de analize chimice.

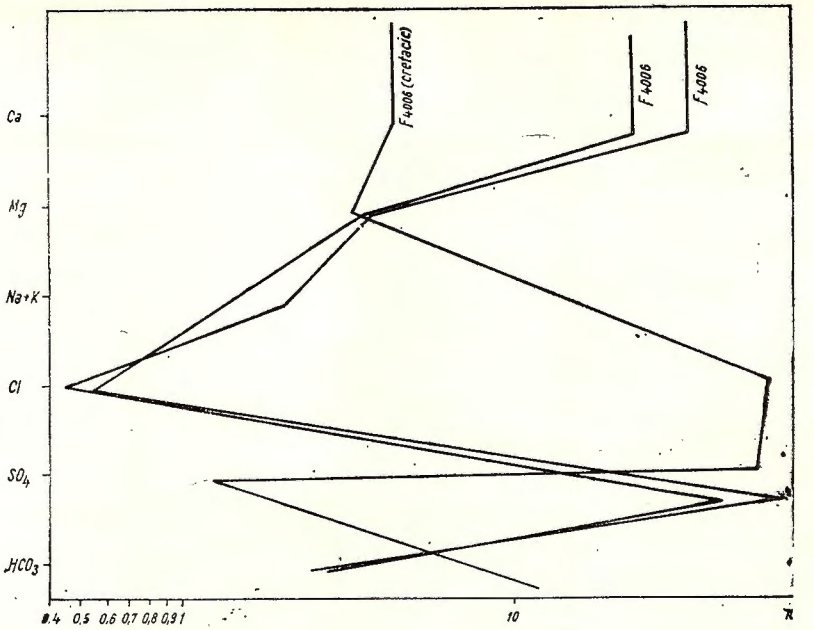


Fig. 3. — Reprezentarea chimismului apelor de adîncime din depozitele mezozoice (diagrama semilogaritmică după S c h o e l l e r).

Représentation du chimisme des eaux profondes des dépôts mésozoïques (diagramme semi-logarithmique d'après S c h o e l l e r).

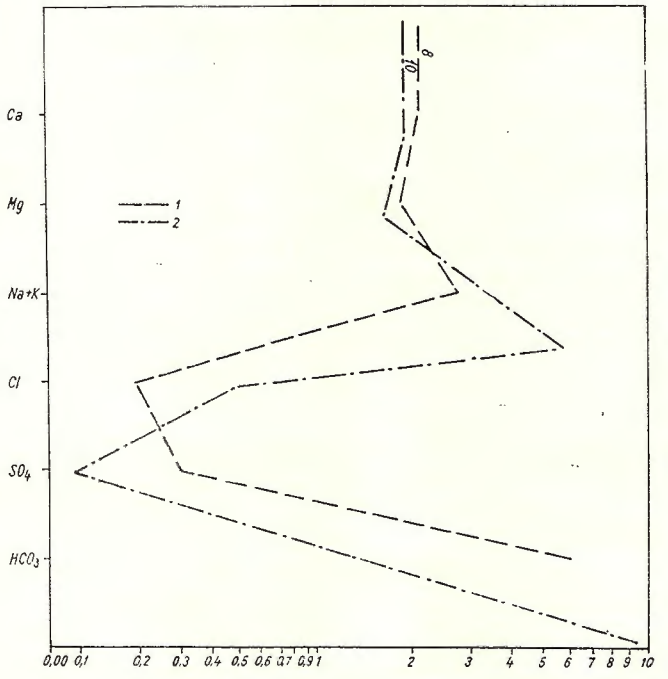


Fig. 4. — Reprezentarea chimismului apelor de adîncime din depozitee levantine *s.l.* (diagrama semilogaritmică după S c h o e l l e r)

Représentation du chimisme des eaux profondes des dépôts levantins *s.l.* (diagramme semi-logarithmique d'après S c h o e l l e r).

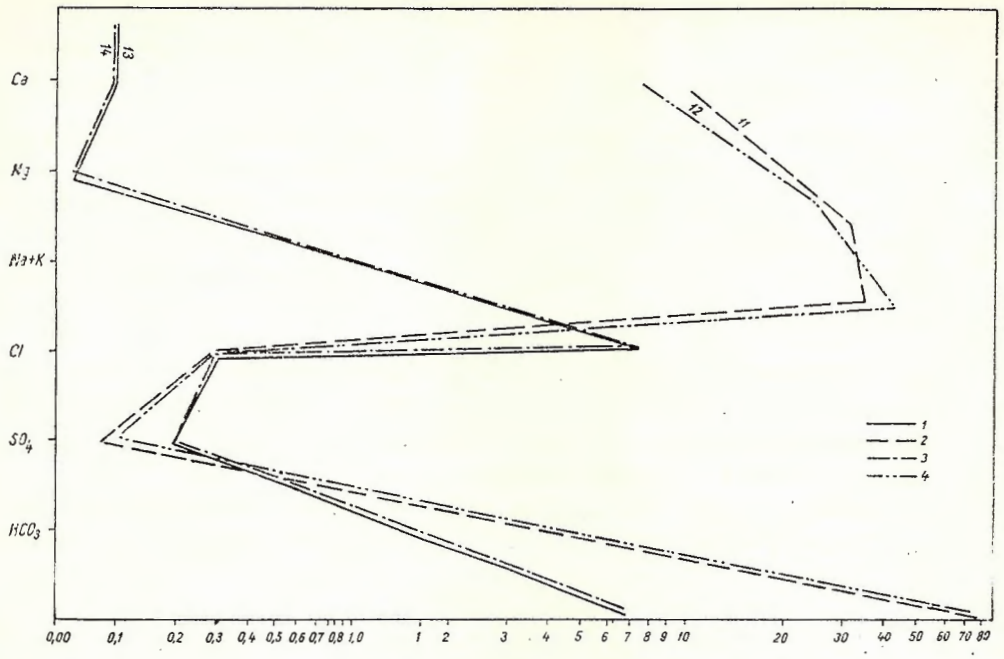


Fig. 5. — Reprezentarea chimismului apelor de adîncime din depozitele levantine *s.l.* (diagrama semilogaritmică după S c h o e l l e r).

Représentation du chimisme des eaux profondes des dépôts levantins *s.l.* (diagramme semi-logarithmique d'après S c h o e l l e r).

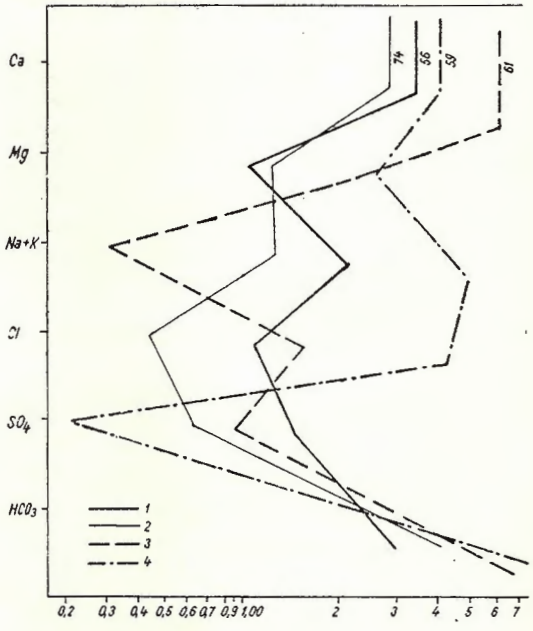


Fig. 6. — Reprezentarea chimismului apelor freatice din depozitele cuaternare (diagrama semilogaritmică după S c h o e l l e r).

Représentation du chimisme des nappes phréatiques des dépôts quaternaires (diagramme semi-logarithmique d'après S c h o e l l e r).

Pentru o clasificare mai amănunţită a unor probe reprezentative din diferite strate acvifere, s-a utilizat diagrama semilogaritmică. Pe abscisă, la intervale regulate, de la stînga la dreapta, s-a reprezentat o zecime din concentraţie exprimată în miliechivalenţi, pentru Ca^{++}, Mg^{++}, Na^{+}, Cl^{--}, SO_4^{--} şi HCO_3^{-}, iar pe ordonată, după scara logaritmică, miliechivalenţii fiecărui component.

Strate acvifere de adîncime. *a*) Ape de adîncime înmagazinate în formaţiuni mezozoice. În depozitele mezozoice sînt cantonate ape de adîncime, cu un grad de termalitate ridicat, care prezintă caractere chimice diferite.

Astfel, în depozitele triasice, aşa cum indică analizele chimice efectuate asupra probelor recoltate din sondele de la Oradea (tab. 6), se găsesc

TABELUL 6

Compoziţia chimică a apelor din depozitele triasice şi cretacice [10]

Compoziţia chimică	F.4005 Triasic ad. 2052—2700 m			F. 4006 Triasic ad. 2155 —2813 m			F. 4006 Cretacic ad. 1360—1600 m		
	mg/l	me/l	%me	mg/l	me/l	%me	mg/l	me/l	%me
Anioni									
Cl^-	16,0	0,45	1,2	19,5	0,55	1,6	1 994,6	56,35	41,9
Br^-	abs.	—	—	abc.	—	—	5,0	0,06	—
I^-	abs.	—	—	abs.	—	—	0,01	—	—
SO_4^-	736,6	15,33	41,7	637,1	13,26	39,7	63,4	1,32	1,0
NO_3^-	urme	—	—	abs.	—	—	0,2	—	—
HCO_3^-	158,6	2,60	7,1	176,9	2,90	8,7	585,7	9,60	7,1
Cationi									
$Na^+ + K^+$	47,6	2,07	5,6	36,5	1,58	4,7	1 344,6	58,46	43,5
NH_4^+	abs.	—	—	abs.	—	—	15,0	0,83	0,6
Ca^{++}	248,5	12,40	33,7	228,4	11,39	34,1	90,6	4,52	3,4
Mg^{++}	46,2	3,80	10,4	44,3	3,64	10,9	41,3	3,39	2,5
Fe^{+++}	3,2	0,11	0,3	2,4	0,08	0,3	0,7	0,02	—
H_2SiO_3	84,1			72,4			23,3		
CO_2 liber	57,2			42,3			15,2		
H_2S	abs.			abs.			abs.		
Mineralizaţia totală	1 398,0			1 259,8			4 179,6		
Duritate totală	46°,3			42°,8			22°,1		
pH	6,0			6,5			7,5		

acumulate ape sulfatate calcice cu concentraţie mică, pe cînd apele din calcarele cretacice din aceleaşi foraje sînt ape clorosodice, bromoiodurate, cu concentraţie mare (Gh. Vasilescu, Gr. Nechiti, 1966).

[10] După Gh. Vasilescu, Gr. Nechiti, A. Szabo (1966) *Op cit.*, pct. 4.

Aceste ape au fost analizate şi din punct de vedere al conţinutului în radon. În apele provenite din calcarele cretacice, conţinutul în radon variază între 0,03 şi 0,45 mc, iar în cele provenite din calcarele triasice, între 1,2 şi 1,96 mc. Conţinutul în radon al apelor din formaţiunile cretacice variază între 0,35 şi $3{,}5 \cdot 10^{-12}$ g/l, iar al celor din depozitele triasice între 0,78 şi $38{,}75 \cdot 10^{-2}$ g/l (Gh. Vasilescu, Gr. Nechiti, A. Szabo, 1966).

b) Ape de adîncime acumulate în depozite pliocen-superioare. Aceste ape au o mineralizaţie mai mică, de 1.000 mg/l (300 — 900 mg/l) şi un caracter bicarbonatat alcalin şi calcic (HCO_3^- variază între 30 — 49 %, Na^+ între 10—48 % şi Ca^{++} între 5—30 %).

Excepţie fac apele arteziene din zona Tămăşeu, Sîntimreu şi Sălard, care au o mineralizaţie totală foarte ridicată, depăşind 7.000 mg/l, şi un conţinut foarte mare în CO_2 (peste 1.000 mg/l). Această compoziţie chimică conferă apelor din zona Tămăşeu, Sîntimreu şi Sălard, caracterul de ape minerale (borvizuri).

Strate acvifere freatice. Apele din stratele freatice au o compoziţie chimică foarte asemănătoare, avînd în general o mineralizaţie totală mai mică de 1.000 mg/l, cu ioni predominanţi HCO_3^- (20—47 %) Ca^{++} (20—37 %). Apele freatice din depozitele aluvionare ale luncilor prezintă rareori o mineralizaţie ceva mai ridicată, ajungînd pînă la 1.850 mg/l. Prezenţa în unele din aceste ape a unor cantităţi mai ridicate de Cl^-, SO_4^{--} şi NO_3^-, se datoreşte unor contaminări locale.

Faţă de cele arătate, rezultă că apele de adîncime care circulă prin depozitele pliocen-superioare prezintă un pronunţat caracter bicarbonatat alcalin, în timp ce apele freatice, se încadrează în grupul apelor bicarbonatate calcice şi magneziene.

Se constată de asemenea, că pe măsură ce urcăm pe scara stratigrafică de la formaţiuni mai vechi spre depozite mai noi, apele îşi pierd treptat caracterul alcalin, trecerea la apele bicarbonatate calcice făcîndu-se prin intermediul unor ape cu caractere mixte (bicarbonatate calcice-magneziene şi alcaline) întîlnite la nivelul ultimelor strate de lignit.

Concluzii. Cercetările întreprinse de noi în partea de vest a interfluviului Crişul Repede — Barcău ne-au permis să emitem păreri noi privitoare la stratigrafia depozitelor pliocene şi să stabilim orizontarea depozitelor cuaternare care predomină în cea mai mare parte a perimetrului.

Astfel, depozitele antecuaternare care intră în alcătuirea geologică a zonei colinare, precum şi depozitele purtătoare de cărbuni interceptate prin foraje, au fost atribuite ultimului termen al Pliocenului, respectiv Levantinului *s. l.*, după geologii unguri, care probabil include Dacianul şi Levantinul din domeniul dacic.

În ce priveşte depozitele cuaternare a putut fi separată întreaga succesiune litologică a Pleistocenului superior şi Holocenului care au grosimi maxime de 30 — 70 m în partea de vest a regiunii.

De asemenea a fost cartat sistemul de terase al rîului Barcău care este format din cinci nivele de terasă.

Cartarea hidrogeologică a pus în evidenţă existenţa mai multor strate acvifere de adîncime, cantonate în depozite mezozoice, pannoniene şi pliocen-superioare, precum şi strate acvifere freatice localizate în depozitele aluvionare ale luncilor şi teraselor şi în depozitele loessoide.

O mare importanţă economică o prezintă apele termale localizate în depozitele mezozoice, precum şi stratele acvifere acumulate în depozitele pliocen-superioare, care în unele sectoare prezintă un caracter artezian.

Privitor la chimismul apelor subterane, se constată existenţa a patru tipuri de ape şi anume : ape sulfatate calcice acumulate în depozite triasice, ape clorosodice-bromoiodurate localizate în calcarele cretacice, ape bicarbonatate alcaline în care intră toate apele din depozitele pliocen-superioare şi ape bicarbonatate calcice-magneziene care cuprind categoria apelor freatice.

Se constată o trecere gradată de la ape bicarbonatate alcaline spre cele bicarbonatate calcice, pe măsură ce urcăm spre suprafaţă.

BIBLIOGRAFIE

Conea Ana, Volovici C., Mucenic I., Niţu I. (1962) Solurile Cîmpiei şi dealurilor Oradiei. *D. S. Com. Geol.* XLVIII. Bucureşti.

Feru M., Mihăilă N. (1963) Cercetări geologice şi hidrogeologice în bazinul Timişului. *Com. Geol. St. tehn. econ. Seria E*, 6. Bucureşti.

Givulescu R. (1948) Recherches géologiques dans NE du district de Bihor, entre le Crişul Repede et les Monts de Rez. *Bul. sci. école polytechn.* XIII/3. Timişoara.

Halaváts I. (1891) Az Aranyoszhagység Krassomeghyben. *Földt. Közl.* XIX. Budapest.

— (1896) Die Umgebung von Buziaş und Lugoj. *Jahrb. Kgl. Ung. Geol. Anstalt f.* 1895. Budapest.

Hauer Fr. (1852) Über die geologische Beschaffenheit des Körösthales im östlichen Theile des Biharer Komitates. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.* III, Wien.

Liteanu E., Vasilescu Gh., Opran C. (1965) Fundamentarea cercetărilor hidrogeologice pentru descoperirea de noi surse de ape hipertermale în Cîmpia de vest a țării. *D. S. Com. Geol.* LI/2. București.

Manciulea St. (1942) Contribuții la studiul șesului Tisei. *Bull. Soc. Reg. Rom. de Geogr.* XLIII. București.

Monition L. (1966) Les graphiques à base trilineaire réprésentatifs de la composition chimique des eaux souterraines. *D.R.G.M.* Paris.

Oprea C., Contrea A. (1956) Contribuții la cunoașterea formării și răspîndirii loessului în partea de W a țării. *Acad. R.P.R., St. și cercet. științ.* III/1—2. Timișoara.

Papp A. (1953) Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. *Mitt. d. g. g. in Wien* 44, 1951. Wien.

Paucă M. (1953) Geologia regiunii Tătăruș—Suplacul de Barcău. *An. Com. Geol.* XXV. București.

— (1954) Neogenul din bazinele externe ale Munților Apuseni. *An. Com. Geol.* XXVII. București.

— (1957) Izvoarele termale de la vest de Munții Apuseni. *Rev. Natura* 2. București.

Posewitz Th. (1908) Das Asphaltvorkommen im Biharer Komitat. *A. Banya.* I, 13. Budapest.

Scholler H. (1962) Les eaux souterraines. Masson édit. Paris.

Stevanović P. (1960) Das Neogen in Jugoslavien in seinen Beziehungen zum Wiener-Becken. *Mitt. Geol. Ges.* 22. Wien.

— (1950) Contributions to the geology of the Er vallei and surroundings. *Jahrb. ung. geol. A. über das Jahr* 1943, II. Budapesta.

Urbanczek I. (1955) A Nyirség délkeleti része. *Földt. Int. Évkönyve.* XLIII. Budapest.

Wolf H. (1863) Bericht über die geologische Aufnahme im Köröstale. *Jahresb. d. k. k. geol. R. A.* XIII. Wien.

RECHERCHES HYDROGÉOLOGIQUES DANS LA ZONE D'ORADEA — DIOSIG — SĂLDĂBAGIU DE BARCĂU

PAR

NICOLAE MIHĂILĂ, MIRCEA FERU, ROSETTE IANC

(Résumé)

La région qui fait l'objet de cette étude est située au contact morphologique entre la „Cîmpia Tisei" et les collines occidentales, étant occupée pour la plupart par les plaines et les terrasses des rivières de Crișul Repede et Barcău.

Au point de vue structural la région appartient à la grande unité de la Dépression pannonienne, constituée par des formations quaternaires, tertiaires et mésozoïques reposant sur un soubassement cristallin.

De toutes ces formations, il n'y a que les dépôts pannoniens, pliocènes supérieurs et quaternaires qui affleurent.

Les formations prépannoniennes ne sont connues que par forages, notamment ceux de Mihai Bravu (Roşiori), Borş, Toboliu et Oradea.

Les auteurs insistent, dans cet ouvrage, sur les formations pliocènes, avançant de nouveaux points de vue concernant la stratigraphie des dépôts du Pliocène supérieur . Ils apportent en même temps une importante contribution pour établir les horizons des dépôts quaternaires.

Ainsi, les dépôts anté-quaternaires qui participent à la constitution géologique de la zone collinaire, tout comme les dépôts à charbons interceptés par forages ont été attribués au dernier terme du Pliocène, c'est-à-dire au „Levantin *s. l.*", à l'avis des géologues hongrois, qui englobent probablement aussi le Dacien et le Levantin du domaine dacique.

Les formations géologiques qui affleurent dans la région faisant l'objet de nos recherches sont constituées presque exclusivement par des dépôts quaternaires appartenant au Pléistocène et au Holocène.

Le Pléistocène est représenté par les dépôts des terrasses : haute, supérieure, moyenne et inférieure, par l'argile rouge, les dépôts loessoïdes et le complexe psammitique qui constitue le cône de déjection de Barcău.

Les dépôts de la terrase basse, les alluvions récentes des plaines alluviales, les dépôts des marécages ainsi que les dépôts loessoïdes récents (type Alföld) appartiennent au Holocène.

On mentionne comme caractéristique générale de ces dépôts le fait qu'ils gagnent en épaisseur de l'E (6 — 10 m) vers l'W (70 — 80 m).

Le levé hydrogéologique accuse l'existence de plusieurs couches aquifères de profondeur, cantonnées dans les dépôts mésozoïques supérieurs, ainsi que des couches aquifères phréatiques localisées dans les dépôts alluviaux des plaines alluviales et des terrasses ainsi que dans les dépôts loessoïdes.

Une grande importance économique présentent les sources thermales localisées dans les dépôts mésozoïques ainsi que les couches aquifères accumulées dans les dépôts supérieurs ; ces dernières dans certains secteurs sont des eaux minéralisées à caractère artésien.

Quant au chimisme des eaux souterraines, on constate l'existence de quatre types d'eaux, notamment : eaux sulfatées calciques, accumulées dans les dépôts triasiques, eaux chloro-sodiques, bromoïodiques, localisées

dans les calcaires crétacés, eaux bicarbonatées alcalines qui comprennent toutes les eaux des dépôts du Pliocène supérieur, et eaux bicarbonatées calciques — magnésiennes qui comprennent les eaux phréatiques.

On constate un passage graduel des eaux bicarbonatées alcalines vers celles bicarbonatées calciques, au fur et à mesure qu'elles accèdent vers la surface.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région Oradea — Diosig — Săldăbagiu.

1, Holocène supérieur ; 2, Holocène inférieur ; 3, 4, 5, Pleistocène supérieur ; 6, Pleistocène moyen-supérieur ; 7, Pleistocène moyen ; 8, Levantin *s.l.* ; 9, Pannonien. Types génétiques des dépôts quaternaires : 10, dépôts fluviatiles ; 11, dépôts déluviaux-proluviaux (dépôts secondaires de loess) ; 12, dépôts déluviaux-proluviaux (argile rouge) ; 13, dépôts de marais. Signes géomorphologiques : 14, limite de la plaine de Nir ; 15, limite de la zone collinaire ; 16, limite de la haute terrasse ; 17, limite de la terrasse supérieure ; 18, limite de la terrasse moyenne ; 19, limite de la terrasse inférieure ; 20, limite de la basse terrasse ; 21, limite géologique. 22, point fossilifère ; 23, forage peu profond ; 24, forage très profond.

Planche II

Carte hydrogéologique de la zone Oradea—Diosig—Săldăbagiu de Barcău.

1, hydroisohypses ; I, couches aquifères phréatiques localisées dans les dépôts alluvionnaires des près, des terrasses inférieurs et des dépôts de loess du NE de la région ; 2, zones isobathes de 0 à 2 m ; 3, zones isobathes de 2 à 5 m ; 4, zones isobathes de 5 à 10 m ; 5, zones isobathes de 10 à 15 m ; 6, zones isobathes de 15 à 20 m ; 7, zones isobathes plus épaisses de 20 m ; II, couches aquifères phréatiques localisées dans les dépôts alluvionnaires des terrasses supérieurs (sans indications satisfaisantes sur la profondeur NH) ; III, couches aquifères phréatiques localisées dans les dépôts de loess (argiles rougeâtres) du SE de la région ; IV, zone d'alimentation et de drainage des couches aquifères de profondeur accumulées dans les dépôts pannoniens et pliocène-supérieurs. 8, eaux bicarbonatées calciques-magnésiennes ; 9, eaux bicarbonatées alcalines ; 10, eaux chlorurées ; 11, eaux sulphatées ; 12, endroit dont l'eau a été analysée : 0,09 source (le chiffre indique le débit en l/seconde) ; eau de puits ; eau de forages manuels ; eau de forages de profondeur ; Signes géomorphologiques : 13, limite de la plaine basse de Nir ; 14, limite de la zone collinaire. 15, limite de la haute terrasse ; 16, limite de la terrasse supérieure ; 17, limite de la terrasse moyenne ; 18, limite de la terrasse inférieure ; 19, limite de la basse terrasse.

N. MIHĂILĂ - M. FERU

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII ORADEA - DIOSIG - SĂLDĂBAGIU

0 1500 3000 km.

LEGENDA

1 qh_1 Holocen superior
2 qh_2 Holocen inferior
3 qp_3^3, qp_3^2, qp_3^1 Pleistocen superior
4 $qp_2^3 - qp_3^2$ Pleistocen mediu - superior
5 qp_2^3 Pleistocen mediu
6 N l Levantin s. l.
7 Pn Pannonian

TIPURI GENETICE ALE DEP. CUATERNARE

8 Depozite fluviatile
9 Depozite deluvial - proluviale (depozite loessoide secundare)
10 Depozite deluvial - proluviale (argilă roșie)
11 Depozite de mlaștină

SEMNE

12 Limita cîmpiei Nirului
13 Limita zonei colinare
14 Fruntea terasei inalte
15 Fruntea terasei superioare
16 Fruntea terasei medii
17 Fruntea terasei inferioare
18 Fruntea terasei joase
19 Limită geologică
20 Cuib fosilifer
21 Foraj de mică adîncime
22 Foraj de mare adîncime

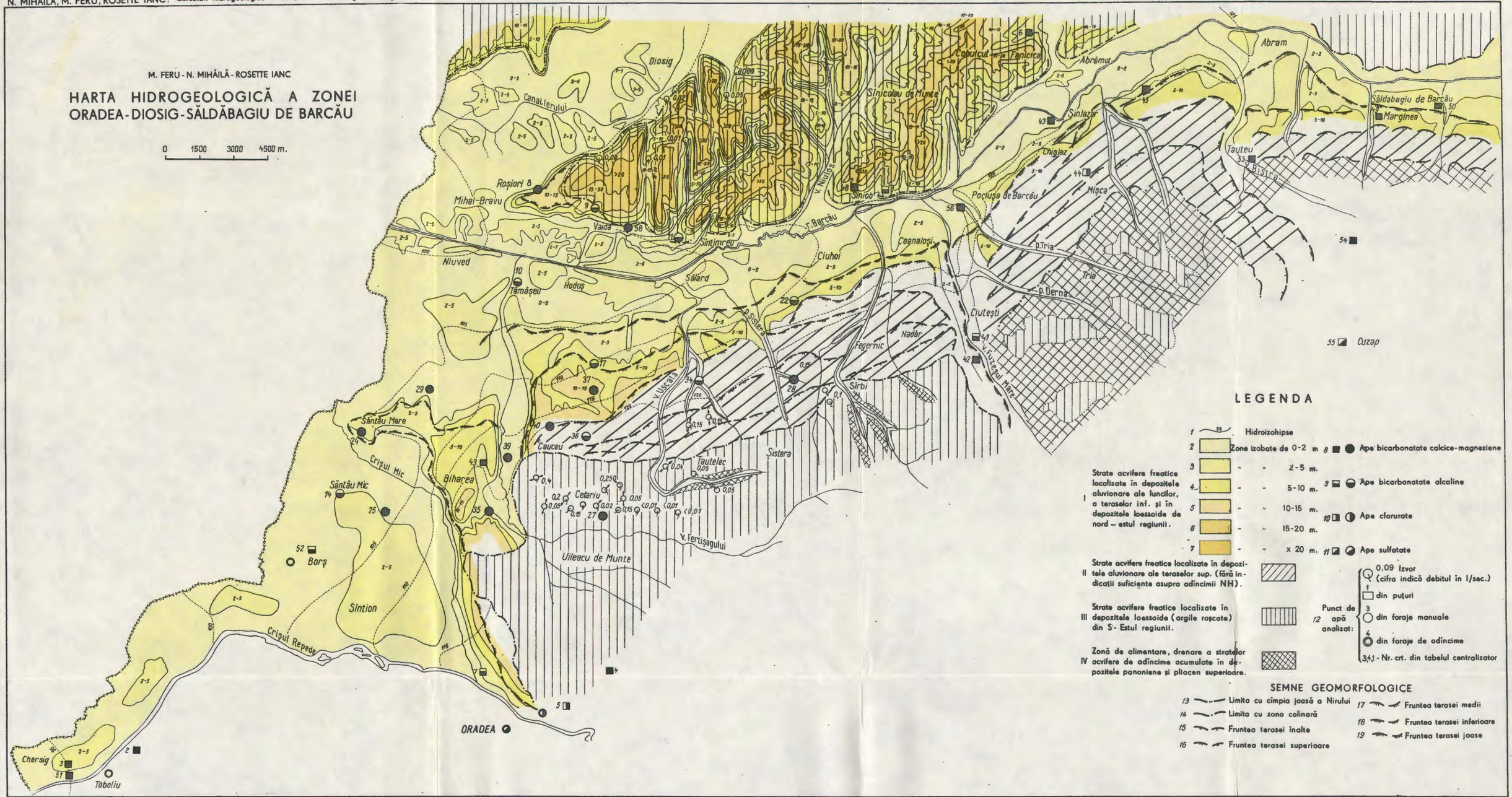
INSTITUTUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. LIV/3

Imprim. Atel. Inst. Geologic

M. FERU - N. MIHĂILĂ - ROSETTE IANC

HARTA HIDROGEOLOGICĂ A ZONEI ORADEA - DIOSIG - SĂLDĂBAGIU DE BARCĂU

0 1500 3000 4500 m.



LEGENDA

I. Strate acvifere freatice localizate în depozitele aluvionare ale luncilor, a teraselor inf. şi în depozitele loessoide de nord – estul regiunii.

1. Hidroizohipse
2. Zone izobate de 0-2 m
3. " " 2-5 m.
4. " " 5-10 m.
5. " " 10-15 m.
6. " " 15-20 m.
7. " " x 20 m.

II. Strate acvifere freatice localizate în depozitele aluvionare ale teraselor sup. (fără indicaţii suficiente asupra adincimii NH).

III. Strate acvifere freatice localizate în depozitele loessoide (argile roşcate) din S-Estul regiunii.

IV. Zonă de alimentare, drenare a stratelor acvifere de adincime acumulate în depozitele panoniene şi pliocen superioare.

8. Ape bicarbonatate calcice-magneziene
9. Ape bicarbonatate alcaline
10. Ape clorurate
11. Ape sulfatate

12. Punct de apă analizat:
   - 0,09 Izvor (cifra indică debitul în l/sec.)
   - 1 din puţuri
   - 3 din foraje manuale
   - 4 din foraje de adincime
   - 34,1 - Nr. crt. din tabelul centralizator

55. Cuzap

SEMNE GEOMORFOLOGICE

13. Limita cu cimpia joasă a Nirului
14. Limita cu zona colinară
15. Fruntea terasei inalte
16. Fruntea terasei superioare
17. Fruntea terasei medii
18. Fruntea terasei inferioare
19. Fruntea terasei joase

INSTITUTUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. LIV/3

Imprim. Atel. Inst. Geologic

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

PREPARAREA SUBSTANŢELOR MINERALE UTILE

CERCETĂRI PRIVIND PREPARAREA ROCILOR CU GRAFIT DIN ZONELE RÎBARI ŞI UNGURELU — POLOVRAGI [1]

DE

ION HUBER PANU, BUJOR GEORGESCU, ANGELA OPRESCU[2]

Abstract

Research Work Regarding the Beneficiation of the Graphite-Bearing Rocks in Rîbari and Ungurelu (Polovragi) Areas. The researches have been carried out with bulk samples, and samples selected among graphite-bearing rocks with 28 — 40% C, collected in Rîbari and Ungurelu areas (Polovragi). The results of this research work have shown that by using a technological scheme including primary flotation after a grinding at 0.25 mm, followed by a repeated reflotation of the concentrates, regrinded at 0.10 mm or 0.06 mm, one may obtain concentrates of various qualities characterized by contents ranging from 68% C to 89% C, which can be used in industry. The quality of concentrates may be improved by means of a chemical processing up to 98 — 99% C. The quality of concentrates obtained by flotation has been especially influenced by the mineralogical characters (type of the rock, granulation of graphite) which have been different as a function of the sample and, to a lesser extent, of the carbon content of raw samples. It is, therefore, recommended to outline by means of investigation the areas showing various qualities, taking into account not only the carbon content, but also the type of the graphite-bearing rock.

I. Obiectul cercetării

În legătură cu intensificarea şi extinderea cercetărilor de explorare pentru roci cu grafit, executate de unităţile Comitetului de Stat al Geologiei în regiunea Olteţului, s-au executat de către Secţia de preparare din cadrul Institutului geologic, cercetări privind posibilităţile de preparare,

[1] Comunicare în şedinţa din 27 aprilie 1967.

[2] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

respectiv concentrare, a rocilor cu grafit puse în evidență de lucrările geologice.

În cursul anului 1965 s-a studiat o serie de probe, colectate de I.G.E.X. din zonele Cujba — Beleoaia și Sîvu. Rezultatele studiului au făcut obiectul unei comunicări prezentate la sesiunea din aprilie 1966.

În anul 1966 au fost cercetate probe din zonele Rîbari și Ungurelu. Rezultatele acestor cercetări fac obiectul prezentei comunicări.

II. Producția de grafit din România

În prezent, singura exploatare de roci cu grafit din România este exploatarea de la Baia de Fier. Materia primă este extrasă din mina Cătălinul situată la nord de localitatea Baia de Fier.

Începînd din 1950 roca brută este supusă unor operații de concentrare prin flotație, produsul livrat de Întreprinderea minieră fiind concentratul obținut la această instalație.

Materia primă prelucrată are un conținut mediu de carbon de 27—28% (pierderile la calcinare fiind de cca 30%), existînd variații de la o zi la alta și chiar de la un schimb la altul. În 1965 și prima parte a anului 1966 variațiile s-au situat în general între 28 și 32% PC, dar uneori conținutul a fost și sub 28% PC sau a ajuns pînă la 33...35% PC.

Concentratul obținut are cca 70% PC reprezentînd în greutate 30 ... 34% din materialul brut.

Variațiile de conținut, mai mult în minus și mai puțin în plus, pot fi atribuite parțial variațiilor de funcționare ale instalației. Conținutul materialului prelucrat nu pare să influențeze sensibil calitatea concentratului, s-a observat însă, că aceasta este mult influențată de caracterul mineralogic al materialului prelucrat. Sorturile cu aspect mai compact pămîntos, chiar cu conținut de carbon mai ridicat, dau concentrate mai slabe, în schimb sorturile mai dure, cu steril vizibil , dau concentrate mai bune. Astfel, atunci cînd s-a putut observa sortul prelucrat și menține alimentarea mai multe zile cu același sort, s-a constatat că prelucrîndu-se un material compact, pămîntos cu 34...37% PC (deci mult mai bogat decît media) s-au obținut concentrate cu numai 67 ...70 % PC, în timp ce în altă perioadă, dintr-un material dur, cu 29—31% PC s-au obținut ușor concentrate cu 73 ... 76% PC.

Necesitățile de grafit ale țării noastre sînt în parte acoperite de producția uzinei de la Baia de Fier. Diferențele, care se referă mai ales la sorturi de calitate mai bună, sînt acoperite din import.

III. Probele

Cercetările principale de preparare au fost executate pe 2 probe, una din zona Rîbari, cealaltă din zona Ungurelu, avînd fiecare caracter de probă medie pentru zonele respective şi volumul de lucrări miniere executate pînă la data colectării probelor.

Proba Rîbari a fost colectată în prima parte a anului 1966 din lentilele nr. 1 şi 2 întîlnite în galeriile X, XI şi XII.

Proba Ungurelu, a fost colectată din galeria VIII şi lateralele ce pornesc din ea.

În afară de aceste două probe cu caracter de probe medii reprezentative, au mai fost cercetate două probe alese în mod special din sectorul Rîbari: o probă mai bogată, notată de noi cu G_1 colectată în şantier; o probă G_2 constituită din material provenit numai din galeria X/laterală stînga, alcătuită în proporţie mare din micaşisturi în care grafitul are aparent o granulaţie mai mare.

Analizele chimice generale ale probelor sînt arătate în tabelul 1.

TABELUL 1

Analize chimice generale ale probelor

Nr. crt.	Proveniența probei	Conținuturi %							
		C	PC	Cenuşe	SiO_2	CaO	P_2O_5	S	Fe
1	Proba medie zona Rîbari	26,0—26,3	29,9—30,0	70,1—70,0	37,6	2,52	0,51	4,3	7,8
2	Proba aleasă zona Rîbari* G_1	40,8	44,0	56,0	—	—	—	4,40	—
3	Proba aleasă zona Rîbari** G_2	31,3	34,7	65,3	—	—	—	—	—
4	Proba medie zona Ungurelu	23,9—24,1	28,0—28,1	72,0—71,9	36,2	3,80	0,38	4,8	8,5
5	Proba medie zona Cujba-Beleoaia	34,7—34,8	37,6—37,8	62,4—62,2	34,6	1,51	0,16	2,3—2,4	5,5
6	Proba medie zona Sîvu	8,8—8,9	11,4—11,5	88,6—88,5	47,4	7,09	0,15	2,2	4,5

* Probă cu conţinut ridicat de carbon.
** Probă cu proporţie mare de fragmente de micaşisturi.

Pentru comparaţie s-au dat în tabel şi analizele probelor cercetate anterior, de la Cujba — Beleoaia şi Sîvu.

După cum rezultă din studiile publicate (Gh. Damaschin, 1964; M. Trifulescu, N. Dragomir, 1966) şi din cercetările mineralogice făcute de Olga Drăghici[3] pe mai multe eşantioane prelevate din probele tehnologice, probele de grafit din zonele Rîbari şi Ungurelu sînt constituite în general dintr-un complex de roci metamorfice, grafitul fiind legat în special de următoarele tipuri de roci de bază: şisturi grafitoase cu sericit, muscovit şi cuarţ; micaşisturi cu grafit; paragnaise cu grafit. În probe, pe lîngă rocile de bază se întîlnesc şi alte roci cum ar fi calcarele cristaline, roci amfibolo-piroxenice etc. în care grafitul apare în cantităţi mult mai mici.

Compoziţia mineralogică a rocilor purtătoare de grafit este în general asemănătoare, diferind de la un tip la altul de rocă numai prin dimensiunile şi raporturile cantitative în care intervin componenţii principali. Aceştia sînt: muscovit, sericit, biotit, cuarţ, feldspaţi, grafit, pirită, amfiboli, piroxeni, epidot, zoizit etc.

Observaţiile mineralogice au arătat că grafitul este legat preponderent de micaşisturi în proba Ungurelu, şi de şisturi în proba Rîbari. Grafitul din aceste roci se prezintă sub două forme: criptocristalin şi microcristalin.

Atît grafitul microcristalin cît şi cel criptocristalin formează o gamă largă de asociaţii foarte înaintate cu celelalte minerale componente. Asociaţiile cele mai frecvente, reprezentate în special prin intercalaţii şi incluziuni foarte fine (care produc dificultăţi în procesul tehnologic), sînt formate în special cu micele, cuarţul, sulfurile de fier, feldspaţii, amfibolii şi subordonat cu zoizit, rutil, turmalină, zircon.

În toate tipurile de roci şi în ambele probe, grafitul criptocristalin sub formă de agregate lamelare alungite predomină faţă de cel microcristalin.

IV. Cercetări experimentale

Cercetările experimentale au urmărit să stabilească elemente de apreciere a posibilităţilor de valorificare a rocilor din zăcămintele explorate, înţelegînd prin aceasta stabilirea liniilor generale ale fluxului tehnologic de preparare şi a rezultatelor probabile privind indicii principali ai proce-

[3] Olga Drăghici. Rapoarte privind studiile mineralogice ale probelor tehnologice din zonele Cujba—Beleoaia, Sîvu (1965), Rîbari şi Ungurelu (1966). Arh. Com. Stat Geol.

sului industrial de valorificare: calitatea produselor, extracţiile în greutate, extracţiile de grafit.

Caracterele mineralogice ale probelor — prezenţa grafitului sub formă de solzi cu dimensiuni mici şi foarte mici cît mai ales sub formă de grafit microcristalin — ca şi asocierea intimă a acestora, în special cu mineralele micacee şi cu pirita, ne-au determinat de la început să axăm cercetările noastre pe posibilitatea obţinerii prin flotaţie, a unor concentrate de grafit valorificabile.

Diferitele scheme după care s-au făcut încercările de concentrare au fost concepute plecînd de la premisa că, pe cît este posibil, în procesul de preparare structura grafitului să nu fie distrusă şi să nu se reducă excesiv dimensiunile foiţelor. Pentru aceasta s-a ţinut seama de influenţa pe care structura cristalelor de grafit o poate avea asupra procesului de măcinare, în sensul că sterilul se macină de obicei mai uşor decît grafitul, astfel că prin măcinare şi cernere se pot obţine uneori concentrate de foiţe de grafit.

Ca urmare, în afară de faptul că de obicei măcinarea s-a făcut în trepte, la o serie de încercări s-a căutat să se obţină şi concentrate printr-o măcinare selectivă combinată cu clasare, precedată sau urmată de flotaţie.

Pentru fiecare probă, în general vorbind, experimentările de flotaţie s-au făcut în două etape: flotaţie primară pentru obţinerea unor concentrate primare cu extracţii mari de grafit şi deci a unor sterile cît mai sărace în grafit; reflotarea concentratelor primare în vederea obţinerii unui concentrat final cît mai curat, cu recuperări acceptabile.

La flotaţia primară reactivii utilizaţi (I. D o l e z i l, 1955) au fost: petrol, motorină şi flotanol, singuri sau în amestec, silicat şi amidon caustificat pentru depresarea mineralelor de gangă, cianură şi var pentru depresarea piritei.

A) Cercetări cu proba medie Rîbari. a) *Cercetări pentru stabilirea condiţiilor de lucru la flotaţia primară.* Urmărind obţinerea de concentrate cît mai bune cu recuperări cît mai mari, s-au efectuat o serie de încercări de flotaţie primară la care s-au variat anumiţi parametri. Parametrii principali urmăriţi au fost: felul şi fineţea măcinării, felul şi cantităţile de reactivi spumaţi, colectori şi depresanţi, diluţia, aeraţia.

Ca spumant s-a folosit flotanolul. Iniţial s-a utilizat flotanol provenit din diferite surse (din stocul Institutului, din stocul ICEMIN, din stocul uzinei Baia de Fier etc.). Flotanolul proaspăt fabricat în România

comportîndu-se cel mai bine, a fost utilizat ulterior pentru majoritatea încercărilor.

Ca reactivi colectori au fost încercaţi petrolul lampant şi motorina, în amestec în diferite proporţii cu flotanolul (tab. 2, 3).

În cazul amestecului flotanol + petrol s-a constatat că pe măsura creşterii cantităţii de amestec, conţinutul fracţiunii celei mai curate scade de la 68% PC la 48% PC, în timp ce extracţiile corespunzătoare cresc

TABELUL 2

Rezultatele încercărilor de flotaţie cu petrol şi flotanol

Nr. înc.	Cantitatea de Petrol : gr/t Flotanol : gr/t	Produse	Extracţia în greutate		Pierderi la calcinare, PC			
			v %	v_{cum} %	Conţinut C_{PC} %	Conţinut mediu c_{med} %	Extracţia m_{PC} %	Extracţia cumulat m_{cum} %
14	66 59	C_1	14,0	14,0	67,88	67,88	31,3	31,3
		C_2	8,6	22,6	60,23	64,96	17,0	48,3
		C_3	8,0	30,6	53,09	61,86	14,0	62,3
		C_4	12,1	42,7	40,86	55,91	16,3	78,6
		C_5	7,0	49,7	31,78	52,51	7,3	85,9
		C_6	5,8	55,5	21,49	49,27	4,1	90,0
		B	44,5	100,0	6,79	30,36	10,0	100,0
		A	100,0		30,36		100,0	
20	99 89	C_1	24,7	24,7	65,66	65,66	50,4	50,4
		C_2	4,8	29,5	55,21	63,95	8,2	58,6
		C_3	5,5	35,0	48,39	61,51	8,3	66,9
		C_4	8,5	43,5	42,90	57,87	11,3	78,2
		C_5	4,7	48,2	35,30	55,67	5,2	83,4
		C_6	4,2	52,4	28,32	53,48	3,7	87,1
		C_7	6,2	58,6	18,96	49,82	3,6	90,7
		B	41,4	100,0	7,27	32,20	9,3	100,0
		A	100,0		32,20		100,0	
23	260 240	C_1	49,1	49,1	47,78	47,78	76,4	76,4
		C_2	12,2	61,3	36,02	45,43	14,3	90,7
		C_3	8,8	70,1	11,68	41,20	3,3	94,0
		B	29,9	100,0	6,12	30,71	6,0	100,0
		A	100,0		30,71		100,0	

Condiţii de lucru :

Măcinare uscată în moară cu bile : −0,25 mm
Diluţia (Raportul S/L) : 1/4
Debit de aer : cca 400 l/h
Turaţia rotorului : cca 1900 rot./min.
Timp condiţionare : 5 minute
Timp de flotare : 46—54 minute

Reactivi :

Amestec { Petrol : .....
Flotanol : .....
Silicat de sodiu : 1500 gr/t
Var : 6000 gr/t
pH : cca 12

TABELUL 3

Rezultatul încercărilor de flotaţie cu motorină şi flotanol

Nr. înc.	Cantitatea de Petrol : gr/t Flotanol : gr/t	Produse	Extracţia în greutate		Pierderi la calcinare, PC			
			v %	v_{cum} %	Conţinut c_{PC} %	Conţinut mediu c_{med} %	Extracţia m_{PC} %	Extracţia cumulat m_{cum} %
26	94 89	C_1	19,7	19,7	66,20	66,20	42,5	42,5
		C_2	5,1	24,8	57,59	64,42	9,6	52,1
		C_3	6,6	31,4	49,94	61,46	10,8	62,9
		C_4	7,7	39,1	42,83	57,73	10,8	73,7
		C_5	8,1	47,2	34,81	53,79	9,2	82,9
		C_6	4,0	51,2	27,01	51,70	3,5	86,4
		C_7	6,7	57,9	18,08	47,00	3,9	90,3
		B	42,1	100,0	7,09	30,65	9,7	100,0
		A	100,0		30,65		100,0	
27	141 45	C_1	17,0	17,0	65,10	65,10	36,8	36,8
		C_2	7,9	24,9	56,98	62,52	15,0	51,8
		C_3	7,0	31,9	50,38	59,85	11,7	63,5
		C_4	9,9	41,8	41,11	55,41	13,5	77,0
		C_5	4,2	46,0	33,84	53,44	4,7	81,7
		C_6	6,6	52,6	25,63	49,95	5,6	87,3
		C_7	4,3	56,9	18,27	47,56	2,6	89,9
		B	43,1	100,0	7,09	30,11	10,1	100,0
		A	100,0		30,11		100,0	
28	188 89	C_1	21,3	21,3	64,01	64,01	44,5	44,5
		C_2	14,4	35,7	51,14	58,81	24,0	68,5
		C_3	10,4	46,1	37,93	54,10	12,9	81,4
		C_4	6,6	52,7	26,19	50,61	5,6	87,0
		C_5	3,4	56,1	17,64	48,61	2,0	89,0
		C_6	3,5	59,6	15,13	46,64	1,7	90,7
		C_7	5,9	65,5	11,70	43,49	2,2	92,9
		B	34,5	100,0	6,27	30,65	7,1	100,0
		A	100,0		30,65		100,0	

Condiţii de lucru :

Măcinare uscată
în moara cu bile : —0,25 mm
Diluţia (Raportul S/L) : 1/4
Debit de aer : cca 400 l/h
Turaţia rotorului : cca 1900 rot/min
Timp condiţionare : 5 minute
Timp de flotare : 54 minute

Reactivi :

Amestec { Motorină : . . . . . .
Petrol : . . . . . .
Silicat de sodiu : 1500 gr/t
Var : 6000 gr/t
pH : cca 12

de la 31% la 76%. Pentru cantităţi mari extracţia ajunge la 91—94% dar conţinutul scade la 41%.

La amestecuri de motorină cu flotanol, pe măsură ce creşte proporţia de motorină, scade extracţia.

Comparînd rezultatele mai bune obţinute cu petrol cu acelea obţinute cu motorină, nu se constată diferenţe sensibile.

Pentru crearea unui mediu alcalin, prielnic flotaţiei grafitului s-a folosit varul. S-a constatat că procentul de sulf al concentratului, care este de ordinul a 1,5...1,6%, nu este sensibil influenţat de mărirea

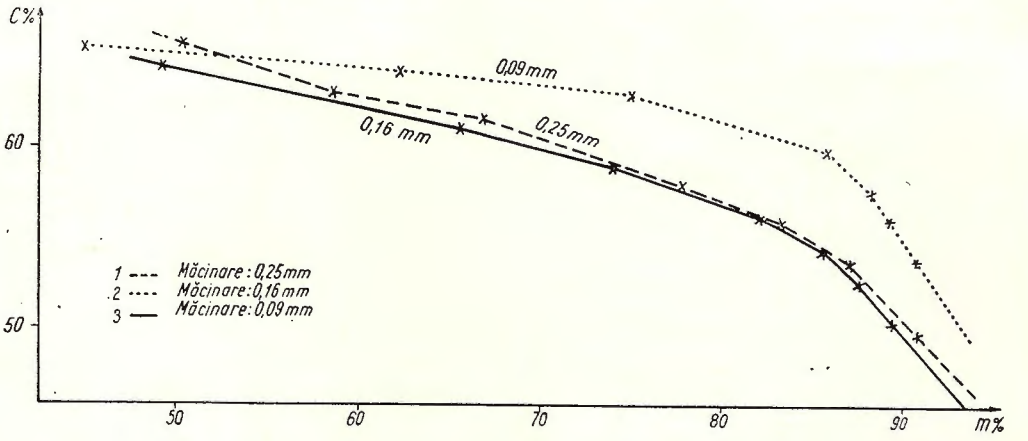


Fig. 1. — Influenţa măcinării asupra flotaţiei primare — proba Rîbari.
1, măcinare: 0,25 mm; 2, măcinare: 0,16 mm; 3, măcinare: 0,09 mm.
Influence du broyage sur la flotation primaire — échantillon Rîbari.
1, broyage: 0,25 mm; 2, broyage: 0,16 mm; 3, broyage: 0,09 mm.

cantităţii de var utilizată, dar extracţia de grafit se îmbunătăţeşte, cele mai bune rezultate obţinîndu-se cu 6000 g/t.

Pentru precizarea influenţei fineţei de măcinare s-au executat încercări comparative cu măcinări la: 0,25, 0,16 şi 0,09 mm.

În graficul din fig. 1 sînt prezentate comparativ rezultatele mai multor încercări făcute în diferite condiţii de măcinare.

Se vede că, în general fineţea de măcinare nu influenţează puritatea primelor fracţiuni de concentrat, ci numai recuperarea, şi aceasta în special la măcinarea cea mai avansată.

Rezultă de asemenea că pentru măcinările la 0,25 şi 0,16 mm rezultatele flotaţiei sînt practic aceleaşi.

Deşi rezultatele sînt mai bune la măcinări de 0,09 mm, am menţinut totuşi la schemele cu reflotare, pentru flotaţia primară, măcinările la

0,25 mm, măcinarea mai avansată urmînd să fie făcută pe măsura executării reflotărilor. Aceasta cu scopul de a menaja foiţele de grafit şi a încerca să obţinem şi concentrate de grafit în foiţe de 0,25 mm.

Încercările efectuate cu diluaţii mai mari de 1/4 au indicat că mărirea diluţiei nu îmbunătăţeşte rezultatele.

Intensificarea aeraţiei a avut o influenţă pozitivă semnificativă asupra rezultatelor. Cercetări mai vechi executate de un colectiv condus de prof. I. Huber Panu (I. Huber Panu, B. Georgescu, 1961; I. Huber Panu, C. Pandelescu, A. Protopopescu, 1963) indicînd că aeraţia are o influenţă apreciabilă asupra vitezei de flotaţie, s-au efectuat încercări la care s-a acţionat asupra principalilor parametri ai aeraţiei (debitul de aer şi viteza rotorului) obţinîndu-se rezultate bune: durata flotaţiei s-a scurtat cu 40—50% la o mărire potrivită a debitului de aer şi a turaţiei.

Pentru ilustrarea rezultatelor care se pot obţine la flotaţia primară a rocii cu grafit — probă medie Rîbari — în tabelul 4 sînt date rezultatele uneia din încercările de flotaţie şi condiţiile de lucru.

b) *Încercări de reflotare.* Pentru îmbunătăţirea calităţii concentratelor, s-au făcut reflotări repetate după scheme diferite (M. A. Eigheles, 1952; F. Saueressig, 1953, 1954), concepute în ideea obţinerii unor concentrate de grafit cu conţinut cît mai ridicat de carbon şi cu foiţe cît mai mari. Schemele au avut la bază observaţii făcute asupra modului de comportare a rocilor grafitoase din zonele Cujba—Beleoaia şi Sîvu (I. Huber Panu, B. Georgescu, Angela Oprescu, 1966) cercetate anterior. Potrivit acestor observaţii, fracţiunile cele mai curate cu conţinut de 85—91% C sînt constituite din grafit sub formă de paiete şi s-au obţinut printr-un fel de sfărîmare selectivă care se realizează la cernerea şi sfărîmarea intermediară a concentratelor primare.

Schemele prevedeau în general reflotarea separată a concentratelor şi produselor intermediare rezultate la flotaţia primară după prealabile remăcinări în trepte şi cerneri pe site.

În general la încercările de reflotare s-au folosit ca reactivi numai silicatul de sodiu dat în vederea depresării mineralelor de gangă.

TABELUL 4

Rezultatele flotației primare — proba medie Ribari

Nr. înc.	Produse	Extracție în greutate %		Pierderi la calcinare, PC				Carbon, C				Sulf, S	
				Conținut, %		Extracție, %		Conținut, %		Extracție, %		Conținut, %	
		v	v_{cum}	c	c_{mediu}	m	$m_{cumulat}$	c	c_{mediu}	m	$m_{cumulat}$	c	c_{mediu}
20	C_1	24,7	29,5	65,66	65,66 / 63,95	50,4	50,4 / 58,6	63,12	63,12 / 61,53	55,6	55,6 / 64,7	1,41	1,41 / 1,49
	C_2	4,8		55,21	63,95	8,2	58,6	53,39	61,53	9,1	64,7	1,92	1,49
	C_3	5,5	29,1	48,39	61,51 / 35,50	8,3	66,9 / 32,1	44,46	58,85 / 31,37	8,7	73,4 / 32,6	2,32	1,62 / 3,42
	C_4	8,5		42,90	57,87	11,3	78,2	39,89	55,14	12,1	85,5	2,67	1,82
	C_5	4,7		35,30	55,67	5,2	83,4	30,48	52,74	5,1	90,6	3,18	1,95
	C_6	4,2		28,32	53,48	3,7	87,1	23,98	50,43	3,6	94,2	3,79	2,10
	C_7	6,2		18,96	49,82	3,6	90,7	13,78	46,55	3,1	97,3	5,36	2,45
	B	41,4	41,4	7,27	32,20 7,27	9,3	100,0 9,3	1,85	28,04 1,85	2,7	100,0 2,7	7,52	4,55 7,52
	A	100,0		32,20		100,0		28,04		100,0		4,55	

Condiții de lucru :

Măcinare uscată în moară cu bile : 0,25 mm
Diluția (Raportul S/L) : 1/4

Turația rotorului cca 1900 rot/min
Debit aer : cca 400 l/h
Timp de condiționare reactivi : 5 minute
Timp total de flotare : 54 minute

Reactivi :

Amestec de reactivi { Petrol : 99 gr/t; Flotanol : 89 gr/t
Silicat de sodiu 1500 gr/t
Var 6000 gr/t
pH aprox. 12

În figurile 2, 3a şi b sînt arătate schemele utilizate.

Rezultatele obţinute la aplicarea acestor scheme sînt prezentate în tabelele 5, 6 şi 7.

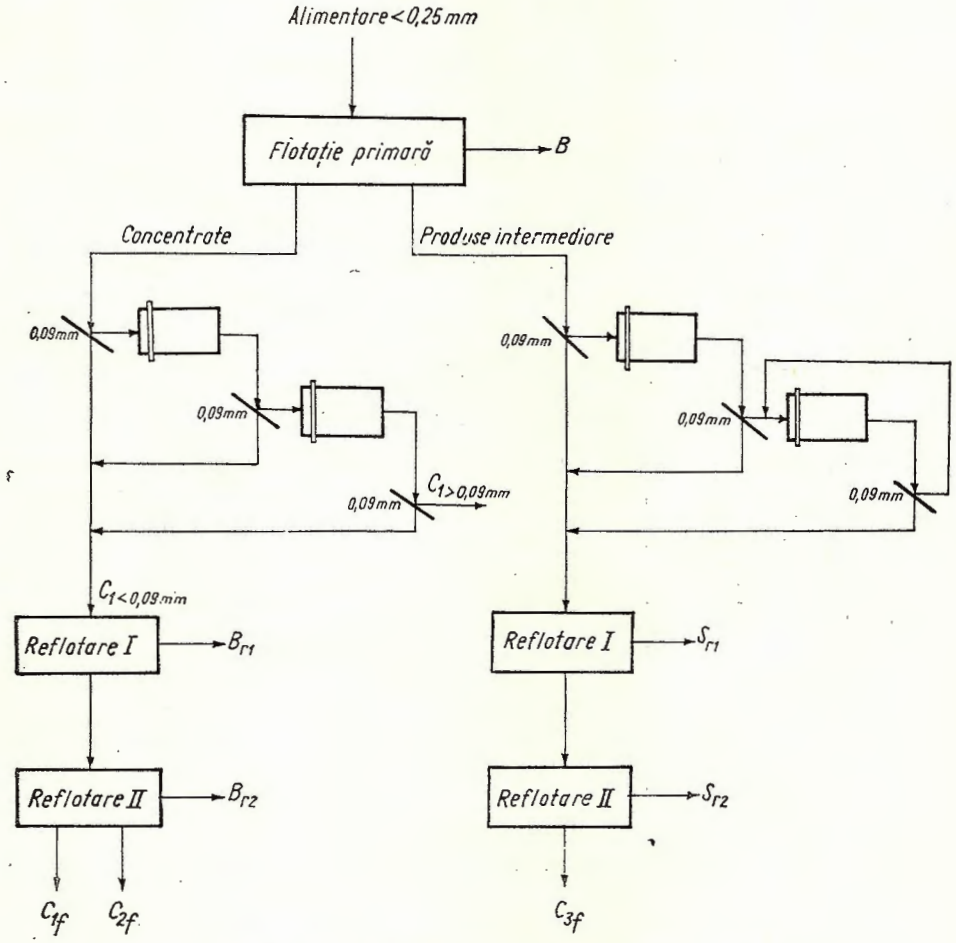


Fig. 2. — Reflotarea concentratelor primare — proba Rîbari.
Réflotation des concentrés primaires — échantillon Rîbari.

Rezultatele cele mai bune s-au obţinut la aplicarea schemei din fig. 3b (tab. 7) unde s-a făcut în plus reflotarea de două ori a fracţiunilor de grafit obţinute ca refuz pe sitele de 0,09 şi 0,06 mm (liniile punc-

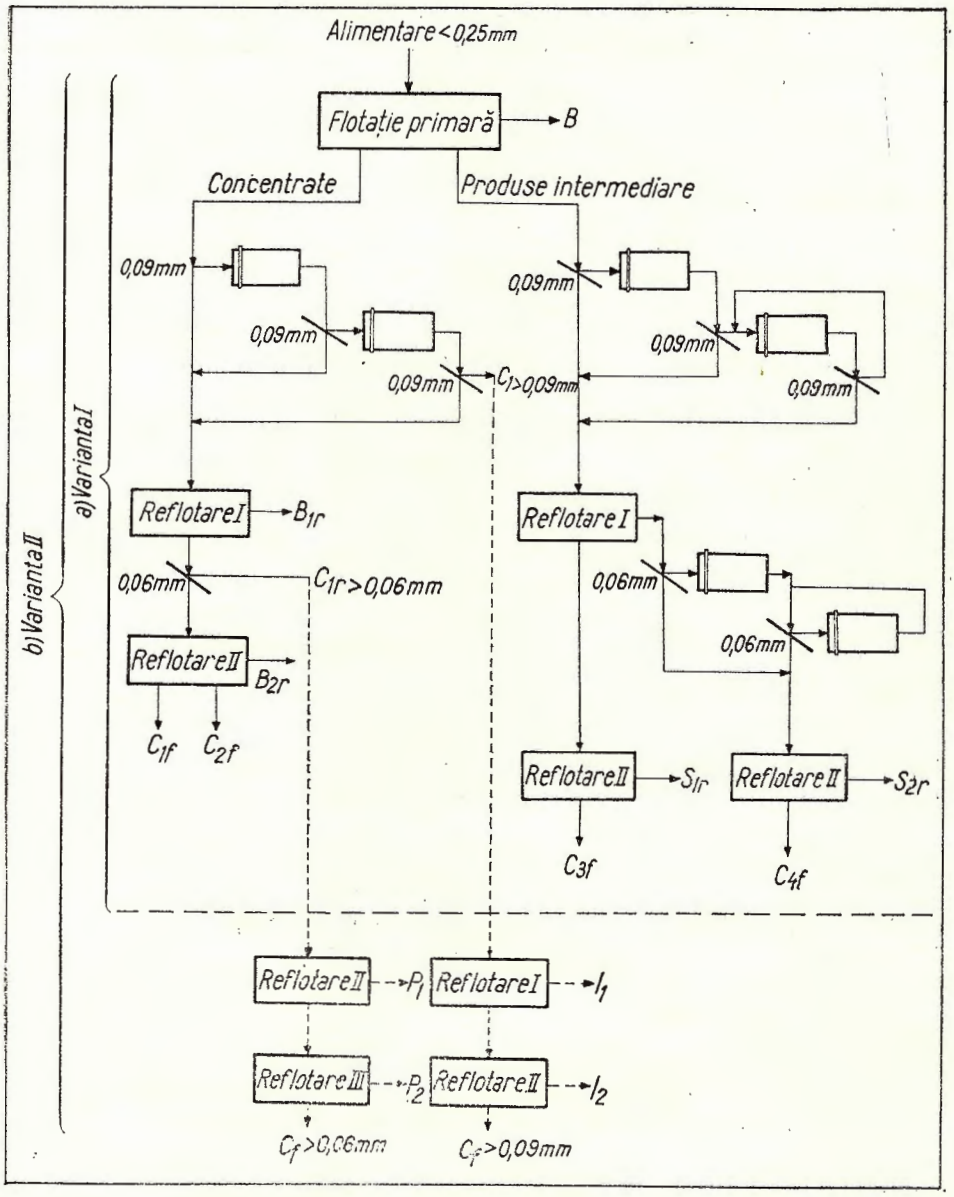


Fig. 3. — Reflotarea concentratelor primare — proba Ribari.

Réflotation des concentrés primaires — échantillon Ribari.

TABELUL 5

Reflotarea concentratelor primare — proba medie Rîbari

Înc. nr.	Schema de lucru	Produse	Extracţia în greutate		Conţinut de pierderi la calcinare PC		Extracţia de pierderi la calcinare	
			v, %	v_{cum} %	c %	c_{med} %	m %	m_{cum} %
31	Fig. 2	$C_1 > 0{,}09$	2,9	2,9	77,54	77,54	7,3	7,3
		C_{1f}	13,6	16,5	75,84	76,13	33,2	40,5
		C_{2f}	5,5	22,0	73,42	75,45	13,0	53,5
		C_{3f}	0,5	22,5	68,45	75,30	1,1	54,6
		S_{2r}	1,9	24,4	50,66	73,38	3,1	57,7
		B_{2r}	4,0	28,4	40,22	68,71	5,2	62,9
		B_{1r}	19,6	48,0	34,42	54,71	21,8	84,7
		S_{1r}	13,7	61,7	15,59	46,02	6,9	91,6
		B	38,3	100,0	6,83	31,01	8,4	100,0
		A	100,0		31,01		100,0	

Condiţii de lucru :

Flotaţie primară :
Tabelul 4, încercarea 20.
Reflotare
Măcinare intermed. 6′ la 0,09 mm.

TABELUL 6

Reflotarea concentratelor primare — proba medie Rîbari

Înc. nr.	Schema de lucru	Produse	Extracţia în greutate		Conţinut de pierderi la calcinare PC		Extracţia de pierderi la calcinare	
			v, %	v_{cum} %	c, %	c_{med} %	m, %	m_{cum} %
32	Fig. 3a	C_{1f}	10,4	10,4	76,74	76,74	26,7	26,7
		C_{2f}	4,7	15,1	71,32	75,05	11,2	37,9
		$C_{1r} > 0{,}06$ mm	7,7	22,8	67,26	72,42	17,3	55,2
		$C_1 > 0{,}09$ mm	4,5	27,3	67,07	71,54	10,1	65,3
		C_{3f}	0,7	28,0	60,66	71,26	1,4	66,7
		S_{1r}	4,2	32,2	42,32	67,49	6,0	72,7
		C_{4f}	1,1	33,3	33,09	66,35	1,2	73,9
		B_{1r}	14,1	47,4	26,17	54,40	12,3	86,2
		B_{2r}	2,1	49,5	20,98	52,98	1,5	87,7
		S_{2r}	13,4	62,9	9,06	43,62	4,1	98,1
		B	37,1	100,0	6,65	29,90	8,2	100,0
		A	100,0		29,90		100,0	

Condiţii de lucru :

Flotaţie primară
Tabelul 4, încercarea 20
Reflotare
Măcinare intermediară : 0,09 mm (4′) şi 0,06 mm (3′)
Silicat de sodiu : cca 2.500 gr/t

TABELUL 7

Reflotarea concentratelor primare — proba medie Ribari

Înc. nr.	Schema de lucru	Produse	Extracţii în greutate			Pierderi la calcinare, PC						Carbon, C					
						Conţinut			Extracţii			Conţinut			Extracţii		
			v, %	v_{cum} %		c, %	c_{med} %		m, %	m_{cum} %		c, %	c_{med} %		m %	m_{cum}	
33	Fig. 3b	$C_f > 0{,}09$ mm	3,2	3,2	3,2	79,28	79,28	79,28	8,5	8,5	8,5	77,96	77,96	77,96	9,8	9,8	9,8
		$C_f > 0{,}06$ mm	5,7	8,9		77,43	78,09		14,7	23,2		74,86	75,98		16,8	26,6	
		C_{1f}	10,4	19,3		76,74	77,36		26,7	49,9		74,70	75,28		30,6	57,2	
		C_{2f}	4,7	24,0	22,2	71,32	76,18	74,38	11,2	61,1	55,1	67,68	73,79	71,75	12,5	69,7	62,8
		C_{3f}	0,7	24,7		60,60	75,74		1,4	62,5		56,46	73,30		1,6	72,3	
		P_2	0,7	25,4		49,05	75,00		1,1	63,6		45,28	72,53		1,3	72,6	
		S_{1r}	4,2	29,6		42,32	70,36		5,9	69,5		38,02	67,63		6,3	78,9	
		$I_1 + I_2$	1,3	30,9		39,10	69,05		1,7	71,2		35,77	66,29		1,8	80,7	
		C_{4f}	1,1	32,0	24,1	33,09	67,81	29,90	1,2	72,4	24,0	28,13	64,98	25,32	1,2	81,9	24,1
		P_1	1,3	33,3		32,84	66,45		1,4	73,8		28,98	63,57		1,5	83,4	
		B_{1r}	14,1	47,4		26,17	54,46		12,3	86,1		21,50	51,06		12,0	95,4	
		B_{2r}	2,1	49,5		20,98	53,04		1,5	87,6		15,46	49,55		1,3	96,7	
		S_{2r}	13,4	62,9	50,5	9,06	43,67	7,28	4,1	91,7	12,4	3,23	39,68	1,65	1,7	98,4	3,3
		B	37,1	100,0		6,65	29,93		8,3	100,0		1,09	25,36		1,6	100,0	
		A	100,0			29,93			100,0			25,36			100,0		

Condiţii de lucru :

Flotaţie primară

Tabelul 4, încercarea 20.

Reflotarea

Măcinarea intermediară : 0,09 mm (4′) şi 0,06 (3′) mm

Silicat de sodiu : cca 3.000 gr/t

tate pe schemă). Prin acest sistem de reflotare se reuşeşte să se ridice sensibil conţinutul concentratului de grafit, obţinîndu-se următoarele fracţiuni :

TABELUL 8

Fracţiuni	Extracţia în greutate %	Conţinut %		Extracţie %	
		PC	C	de PC	de C
Fracţiunea I	3,2	79	78	8,5	9,8
Fracţiunea II	22,2	74,4	71,7	55,1	62,8
Fracţiunea I+II	25,4	75,0	72,5	63,6	72,6

Concentrate calitativ asemănătoare s-au obţinut şi cu celelalte scheme, dar recuperările au fost mai mici.

S-a remarcat faptul că în funcţie de modul cum a fost condusă operaţia de măcinare intermediară, s-a obţinut ca refuz pe sita de 0,09mm produse sub formă de paiete de 0,09—0,25 mm cu conţinuturi pînă la 77...79% PC.

Se poate afirma deci, că prin reflotare se reuşeşte să se îmbunătăţească calitatea concentratului de grafit, obţinîndu-se concentrate finale cu conţinut mediu de 72...73% C (75% PC) cu extracţii corespunzătoare în carbon de 72—73% şi care reprezintă în greutate 25,4%, fracţiunea cea mai curată avînd cca 78% C (79% PC).

Sterilele finale au conţinuturi foarte scăzute : sub 2% C care reprezintă pierderi de numai 3%.

Considerînd că în cazul tratării în flux continuu industrial, prin readucerea în circuitul flotaţiei a produselor intermediare, se mai poate recupera o parte din grafitul conţinut în ele, se poate aprecia că extracţia totală în carbon va creşte, ajungînd la 80%.

Calitatea unor concentrate obţinute prin flotaţie din proba medie Rîbari, poate fi apreciată pe baza analizelor care indică următoarele conţinuturi de elemente considerate dăunătoare :

TABELUL 9

Conţinuturi %						
C	S	Fe	P_2O_5	CaO	SiO_2	Al_2O_3
77,9	0,41	1,80	0,10	1,84	9,80	lipsă
74,8	0,81	1,81	0,12	2,17	10,95	lipsă

c) *Flotația sorturilor alese (probele G_1 și G_2).* Cu probele alese s-au efectuat încercări de flotație primară după schema și rețeta de reactivi stabilită la proba generală Rîbari. Concentratele primare de la proba G_1 au fost reflotate după o schemă simplă.

Rezultatele sînt prezentate în tabelul 10.

TABELUL 10

Rezultatele încercărilor de flotație pe probe alese din sectorul Rîbari

Nr. înc.	Proba	Produse	Extracții în greutate		Pierderi la calcinare, PC			
					Conținut, %		Extracția, %	
			v %	v_{cum} %	c	c_{mediu}	m	m_{cum}
1	G_2 34,71 % PC 31,30 % C	C_1	18,0	18,0	74,92	74,92	38,5	38,5
		C_2	9,4	27,4	65,64	71,73	17,6	56,1
		C_3	5,5	32,9	60,52	69,86	9,5	65,6
		C_4	8,2	41,1	49,16	65,73	11,5	77,1
		C_5	8,2	49,3	37,68	61,06	8,8	85,9
		C_6	7,2	56,5	22,86	56,19	4,7	90,6
		C_7	10,0	66,5	11,54	49,58	3,3	93,9
		B	33,5	100,0	6,38	35,04	6,1	100,0
		A	100,0		33,04		100,0	
1	G_2 43,98 % PC 40,76 % C	C_1	13,6	13,6	74,93	74,93	23,0	23,0
		C_2	5,2	18,8	72,76	74,32	8,5	31,5
		C_3	5,4	24,2	70,77	73,53	8,6	40,1
		C_4	6,7	30,9	67,67	72,26	10,2	50,3
		C_5	12,2	43,1	61,93	69,33	17,1	67,4
		C_6	9,1	52,2	53,49	66,57	11,0	78,4
		C_7	16,4	68,6	41,09	60,48	15,2	93,6
		B	31,4	100,0	8,99	44,31	6,4	100,0
		A	100,0		44,31		100,0	
4	Reflotarea concentratelor primare proba G_1	C_{rf}	13,2	13,2	84,13	84,13	23,2	23,2
		B_{2r}	5,1	18,3	70,38	80,29	7,5	30,7
		B_{1r}	28,8	47,1	60,85	68,40	36,5	67,2
		P	23,6	57,2	57,19	64,66	28,2	95,4
		B	29,3	100,0	7,62	47,94	4,6	100,0
		A	100,0		47,94		100,0	

Condiții de lucru :

Flotația primară
Rețeta Rîbari : tabelul 4, încercarea 20
Reflotare
Silicat de sodiu : cca 2.000 gr/t

Se constată că rezultatele sînt mai bune în comparație cu acelea obținute la proba medie, iar obținerea unor concentrate de calitate mai bună, mai ușor de realizat.

Rezultatele încercărilor cu probe alese — deşi nu atît de numeroase ca la proba medie — arată evident că pentru procesul de preparare au importanţă mai ales caracterul mineralogic şi petrografic al rocii purtătoare de grafit şi mai puţin conţinutul de carbon. Acest lucru sugerează ideea că pentru zonele în curs de cercetare care vor fi cercetate în viitor, să nu se mai colecteze probele globale pe întreg sectorul explorat ci probe pe sorturi.

Prepararea pe sorturi ar putea duce mai uşor la obţinerea unor cantităţi suficiente de concentrate cu conţinuturi ridicate de carbon.

B) **Cercetări cu proba medie Ungurelu.** Ca şi la probele anterioare, şi în cazul probei medii de la Ungurelu, schema generală a cercetărilor a fost axată pe flotaţia primară urmată de reflotări.

Cercetările anterioare (I. Huber Panu, B. Georgescu, Angela Oprescu, 1966; I. Huber Panu, E. Popa, 1949) arătînd că operaţiile de sfărîmare au o deosebită importanţă pentru calitatea concentratelor, s-a dat o pondere mai mare acestui aspect al cercetărilor.

a) *Încercări de flotaţie primară.* La flotaţia primară s-a aplicat regimul de reactivi şi condiţiile de lucru stabilite în cazul probei Rîbari.

Rezultatele uneia din încercări sînt prezentate în tabelul 11.

Rezultatele arată că se pot obţine concentrate globale cu 51—55% C cu extracţii de peste 90%, sau concentrate mai curate provenite din cumularea primelor fracţiuni cu conţinut de peste 61% extracţia fiind cca 77%.

Fracţiunile cele mai curate au conţinuturi de 66—67% C recuperările de carbon fiind de cca 57%.

b) *Încercări de reflotare.* Şi în cazul probei de la Ungurelu s-au folosit mai multe scheme de reflotare (fig. 4a, 4b, 5 şi 6) urmărind menajarea foiţelor de grafit.

Diferitele scheme au avut ca linie generală, reflotarea separată a concentratelor şi produselor intermediare obţinute la flotaţia primară, clasarea şi măcinarea intermediară în trepte la 0,09 mm, urmată de reflotarea separată a trecerilor şi refuzurilor sitei de 0,09 mm. La unele scheme s-au făcut măcinări pînă la 0,06 mm, iar fiecare treaptă de măcinare la 0,09 a fost urmată de reflotare.

TABELUL 11

Rezultatele flotației primare — proba Ungurelu

Nr. înc.	Produse	Extracția în greutate, %		Pierderi la calcinare, PC				Carbon, C				Sulf, S	
		Conținut, %		Extracție, %		Conținut, %		Extracție, %		Conținut, %	
		v	v_{cum}	c	c_{mediu}	m	$m_{cumulat}$	c	c_{med}	m	$m_{cumulat}$	c	c_{mediu}
50	C_1	21,3	31,1	67,53	67,53 62,7	51,6	51,6 70,0	66,56	66,56 61,38	57,4	57,4 77,3	1,66	1,66 1,92
	C_2	9,8		52,30	62,33	18,4	70,0	50,15	61,38	19,9	77,3	2,53	1,92
	C_3	7,1		38,60	58,24	9,8	79,8	35,84	56,64	10,3	87,6	3,19	2,16
	C_4	3,2		29,65	56,03	3,4	83,2	27,05	54,35	3,5	91,1	3,55	2,27
	C_5	3,5		24,10	53,54	3,0	86,2	20,25	51,69	2,9	94,0	4,07	2,41
	C_6	2,7		18,90	51,58	1,8	88,0	15,10	49,61	1,6	95,6	4,47	2,53
	C_7	7,1		13,14	46,59	3,4	91,4	8,93	44,33	2,6	98,2	5,98	3,42
	B	45,3		5,28	27,87	8,6	100,0	1,01	24,71	1,8	100,0	6,78	4,70
	A	100,0		27,87		100,0		24,71		100,0			

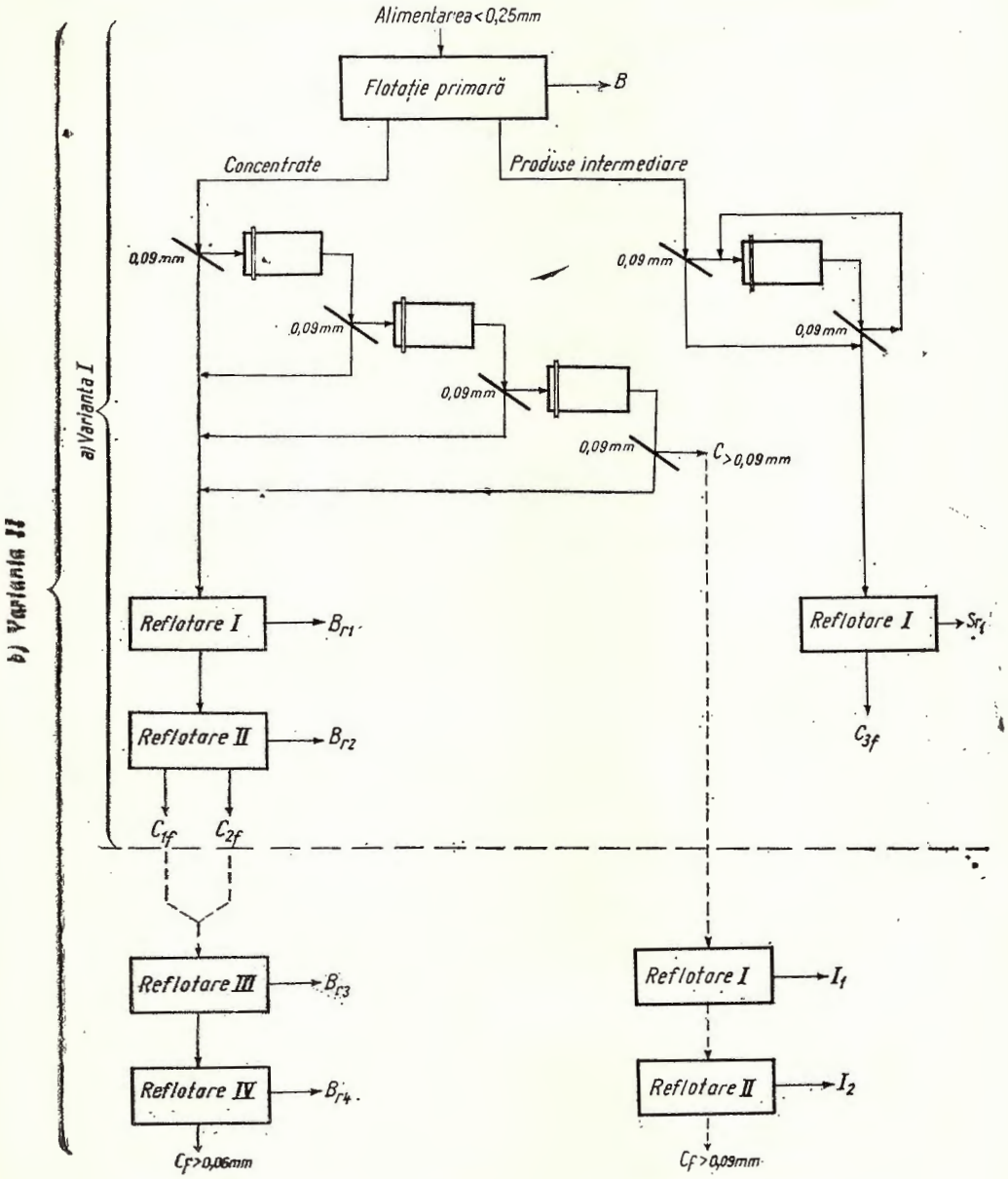


Fig. 4. — Reflotarea concentratelor primare — proba Ungurelu.
Réflotation des concentrés primaires — échantillon Ungurelu.

Indicii tehnologici realizaţi prin aplicarea schemelor de mai sus sînt indicaţi în tabelele 12, 13, 14 şi 15.

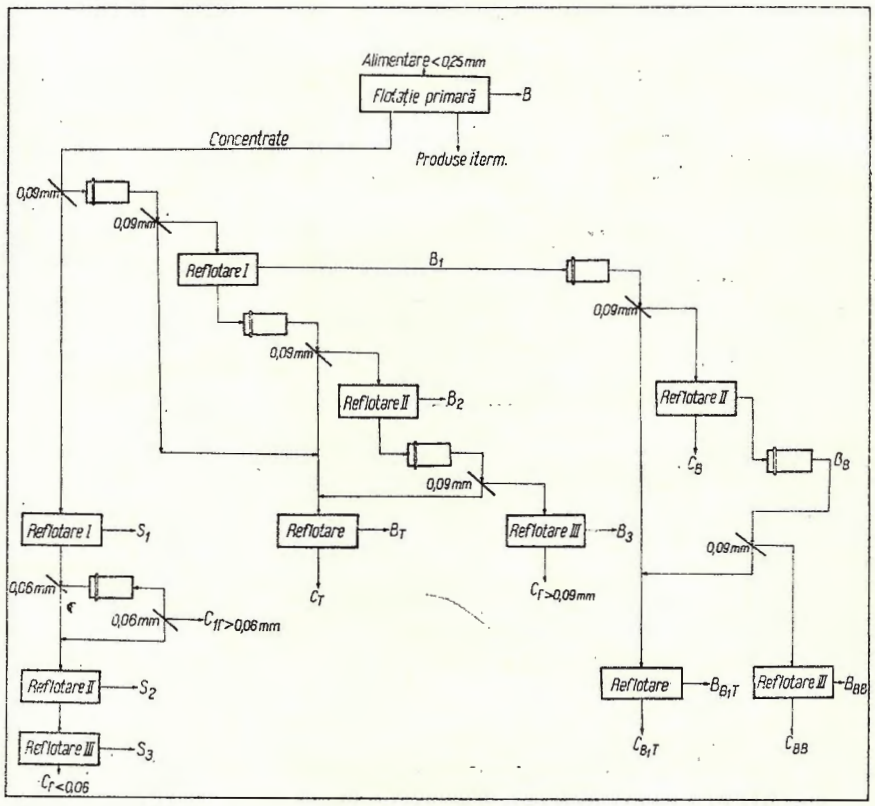


Fig. 5. — Reflotarea concentratelor primare — proba Ungurelu.
Réflotation des concentrés primaires — échantillon Ungurelu.

Din modul cum au decurs operaţiile de reflotare ca şi din analiza rezultatelor s-au făcut următoarele observaţii :

La schema cea mai simplă (fig. 4a) produsul ce se prezintă în paiete, obţinut prin sfărîmarea selectivă a concentratelor primare, ca refuz pe sita de 0,09 mm, are un conţinut de numai 71...72% C.

Conţinutul relativ scăzut în carbon al acestui produs se datoreşte impurificării cu o proporţie însemnată de mică, constatată de noi prin

observaţii microscopice la lupa binoculară. Această observaţie confirmă concluzia cercetărilor mineralogice potrivit căreia grafitul în proba Ungurelu este legat în special de micaşisturi. Mineralele micacee ca şi o parte

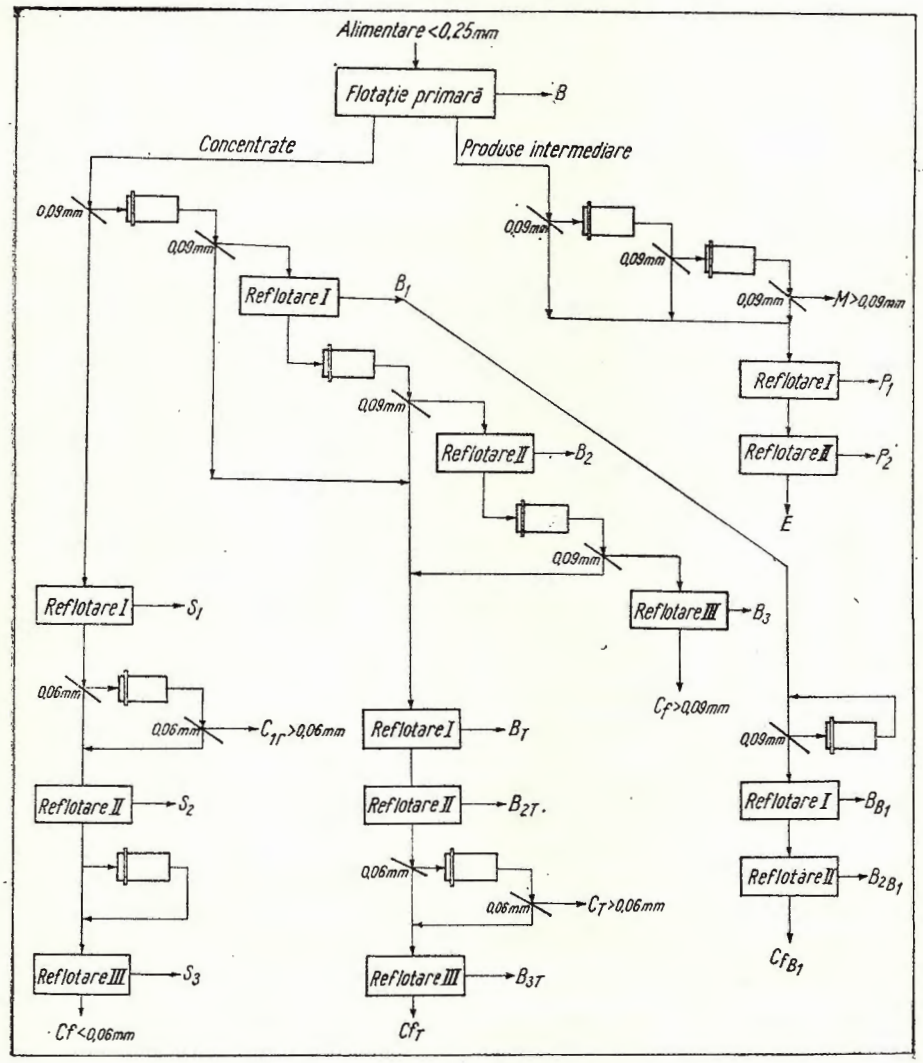


Fig. 6. — Reflotarea concentratelor primare — proba Ungurelu.
Réflotation des concentrés primaires — échantillon Ungurelu.

din grafit se prezintă sub formă de foiţe şi se comportă probabil asemănător în procesul de sfărîmare selectivă, trecînd împreună cu grafitul în refuzul sitei.

Pornind de la această constatare, la încercările următoare am căutat să separăm mica din grafit fie prin reflotarea în continuare a acestui

TABELUL 12

Reflotarea concentratelor primare — proba medie Ungurelu

Înc. nr.	Schema de lucru	Produse	Extracţia în greutate, %		Pierdere la calcinare, PC					Carbon, C			
					Conţinut, %		Extracţie, %			Conţinut, %		Extracţie, %	
			v	v_{cum}	c	c_{mediu}	m	$m_{cumulat}$		c	c_{mediu}	m	$m_{cumulat}$
51	Fig. 4a	C_{1f}	14,8	14,8	80,81	80,81	43,0	43,0	43,0	79,18	79,18	49,1	49,1
		C> 0,09 mm	8,5	23,3	73,84	78,26	22,6	65,6	31,5	71,68	70,97	25,4	35,2
		C_{2f}	3,4	26,7	72,58	77,54	8,9	74,5		69,24		9,8	
		C_{3f}	1,2	27,9	49,03	77,31	2,1	76,6					
		B_{r2}	2,2	30,1	24,19	72,50	1,9	78,5					
		B_{r1}	15,3	45,4	16,38	53,59	9,0	87,5					
		S_{r1}	6,0	51,4	10,37	48,54	2,2	89,7					
		B	48,6	100,0	5,90	27,82	10,3	100,0			2,06		
		A	100,0		27,82		100,0						

Condiţii de lucru :

Flotaţia primară

Tabelul 9, încercarea 50

Reflotare

Măcinare intermediară : 0,09 mm

produs, fie prin intercalarea unei operaţii de reflotare după fiecare treaptă de măcinare intermediară la 0,09 mm. În acest fel s-a reuşit să se ridice calitatea concentratului de grafit, obţinîndu-se în final un produs cu 85...89% C (86—90% PC).

Rezultate semnificativ mai bune s-au obţinut pentru schemele din fig. 4b şi fig. 6 (tab. 13 şi respectiv tab. 15).

Aplicînd schema din fig. 6 cu remăcinarea la 0,09 mm a concentratelor şi produselor intermediare şi remăcinarea la 0,06 mm a concentra-

TABELUL 13

Reflotarea concentratelor primare — proba medie Ungurelu

Înc. nr.	Schema de lucru	Produse	Extracţia în greutate, %		Pierderi la calcinare, PC						Carbon, C						Conţinut
					Conţinut, %			Extracţie, %			Conţinut, %			Extracţie, %			sulf
			v	v_{cum}	c	c_{mediu}		m	$m_{cumulat}$		c	c_{mediu}		m	$m_{cumulat}$		c, %
52	fig. 4b	$C_f > 0{,}09$mm	6,6	6,6	89,02	89,02	89,02	21,1	21,1	21,1	87,55	87,55	87,55	23,7	23,7	23,7	0,23
		C_f	16,7	16,7	83,23	84,87	83,23	49,9	71,0	49,9	80,80	82,71	80,80	55,5	79,2	55,5	0,97
		C_{3f}	1,2	2,7	49,03	83,11	45,94	2,1	73,1	4,4	46,20	80,92	41,87	2,3	81,5	4,7	2,32
		$B_{r3} + B_{r4}$	1,5		43,48	80,82		2,3	75,4		38,41	78,47		2,4	83,9		6,20
		B_{r2}	2,2	19,4	24,19	76,40	20,88	1,9	77,3	16,5	20,20	73,92	16,71	1,8	85,7	15,4	3,28
		$I_1 + I_2$	1,9		17,74	72,70	17,39	1,2	78,5	12,1	13,68	70,12	13,43	1,1	86,8	10,7	0,53
		B_{r1}	15,3		16,38	53,72		9,0	87,5		12,43	50,67		7,8	94,6		3,67
		S_{r1}	6,0	54,6	10,37	48,66	6,39	2,2	89,7	12,5	5,66	45,42	2,42	1,4	96,0	5,4	4,63
		B	48,6		5,90	27,88		10,3	100,0		2,02	24,32		4,0	100,0		5,24
		A	100,0		27,88			100,0			24,32			100,0			3,77

Condiţii de lucru :

Flotaţia primară :

Tabelul 9, încercarea 50

Reflotare :

Măcinare intermediară : 0,09 mm

Silicat de sodiu : cca 1.400 gr/t

TABELUL 14

Reflotarea concentratelor primare — proba medie Ungurelu

Înc. nr.	Schema de lucru	Produse	Extracţia în greutate, %		Pierderi la calcinare, PC				Carbon, C			
					Conţinut, %		Extracţie, %		Conţinut, %		Extracţie, %	
			v	$v_{cumulat}$	c	c_{mediu}	m	$m_{cumulat}$	c	c_{mediu}	m	$m_{cumulat}$
53	Fig. 5	$C_f < 0,06$ mm	9,9	9,9	86,17	86,17	30,9	30,9	85,32	85,15	35,2	46,1
		$C_f > 0,09$ mm	3,1	13,0	85,98	86,12	9,7	40,6	84,61		10,9	
		$C_{1r} < 0,06$ mm	5,0	18,0	81,46	84,82	14,8	55,4	79,38	79,32	16,6	19,6
		$B_2 + B_3$	0,9	18,9	81,31	84,66	2,7	58,1	79,00		3,0	
		C_T	3,6	22,5	70,00	82,31	9,1	67,2				
		C_B	0,4	22,9	67,49	82,05	1,0	68,2				
		C_{B1T}	0,2	23,1	66,69	81,92	0,5	68,7				
		C_{BB}	1,1	24,2	61,29	80,98	2,4	71,1				
		B_T	3,1	27,3	28,86	75,06	3,2	74,3				
		$S_2 + S_3$	1,7	29,0	21,80	71,94	1,3	75,6				
		B_{BB}	2,9	31,9	21,12	67,32	2,2	77,8				
		C_{5+6+7}	13,7	45,6	18,92	52,78	9,4	87,2				
		B_{B1T}	1,5	47,1	15,31	51,38	0,8	88,0				
		S_1	5,3	52,4	14,77	47,86	2,8	90,8				
		B	47,6	100,0	5,32	27,61	9,2	100,0				
		A	100,0		27,61		100,0					

Condiţii de lucru :

Flotaţia primară
Tabelul 9.
Încercarea 50.

Reflotare
Măcinare intermediară : 0,09 mm şi 0,06 mm
Silicat de sodiu : cca 2.800 gr/t.

TABELUL 15

Reflotarea concentratelor primare — proba medie Ungurelu

Nr. crt.	Schema de lucru	Produse	Extracţia în greutate, %		Pierderi la calcinare, PC				Carbon, C			
					Conţinut, %		Extracţie, %		Conţinut, %		Extracţie, %	
			v	v_{cum}	c	c_{mediu}	m	$m_{cumulat}$	c	c_{mediu}	m	$m_{cumulat}$
54	fig.6	$C_f > 0{,}09$ mm	1,8	4,8	90,16	90,16 / 88,87	5,9	5,9 / 15,6	89,27	89,27 / 88,1	6,7	6,7 / 17,7
		$C_T > 0{,}06$ mm	3,0		88,10	88,87	9,7	15,6	87,41	88,10	11,0	17,7
		$C_f < 0{,}06$ mm	7,5	15,9	85,21	88,02 / 84,32	23,4	39,0 / 49,1	84,22	85,73 / 82,76	26,5	44,2 / 55,2
		C_{fT}	3,3		85,03	86,50	10,3	49,3	82,98	85,15	11,5	55,7
		B_3	1,6		85,47	86,22	5,0	54,3	82,82	84,93	5,5	61,2
		$C_{1r} > 0{,}06$ mm	3,5		81,24	85,37	10,4	64,7	79,44	84,00	11,7	72,9
		C_{fBI}	0,5	5,8	67,04	84,94 / 62,51	1,2	65,9 / 13,3	65,77	83,57 / 60,21	1,4	74,3 / 14,6
		B_2	2,8		65,39	82,66	6,7	72,6	63,97	81,28	7,5	81,8
		E	2,5		58,39	80,37	5,4	78,0	54,90	78,80	5,7	87,5
		B_{3T}	0,9	10,0	43,00	79,14 / 20,38	1,4	79,4 / 7,5	39,18	77,49 / 16,76	1,5	89,0 / 7,1
		S_3	0,6		30,82	78,11	0,7	80,1	27,45	76,42	0,7	89,7
		S_2	1,9		23,06	74,61	1,6	81,7	18,74	72,76	1,5	91,2
		B_{2T}	0,8		22,33	73.25	0,7	82,4	17,54	71,32	0,6	91,8
		B_T	5,8		14,66	63,94	3,1	85,5	11,43	61,80	2,8	94,6
		S_1	4,2	63,5	14,53	58,84 / 6,25	2,2	87,7 / 14,5	9,06	56,36 / 2,08	1,6	96,2 / 5,4
		B_{2BI}	0,3		11,92	57,71	0,1	87,8	8,78	55,20	0,1	96,3
		$M > 0{,}09$ mm	1,5		12,00	56,13	0,7	88,5	8,21	54,86	0,5	96,8
		P_2	1,0		12,05	55,82	0,4	88,9	7,98	53,26	0,3	97,1
		P_1	11,1		6,76	45,85	2,7	91,6	2,21	42,88	1,0	98,1
		B_{BI}	3,7		4,84	28,17	0,7	92,3	1,59	40,26	0,2	98,3
		B	41,7		5,03	27,31	7,7	100,0	0,98	23,88	1,7	100,0
		A	100,0	100,0	27,31		100,0		23,88		100,0	

Condiţii de lucru: *Flotaţia primară* { Tabelul 9, încercarea 50

Reflotare { Măcinare intermediară la: 0,09 şi 0,06 mm
Silicat de sodiu cca 3.500 gr/t.

telor, urmate de una sau două reflotări, se pot obţine următoarele fracţiuni :

TABELUL 16

	Extracţia în greutate	Pierderi la calcinare		Carbon	
		Conţinut, %	Extracţie, %	Conţinut, %	Extracţie, %
Fracţiuni	1,8 3,0 } 4,8	90,2 88,1 } 88,9	5,9 9,7 } 15,6	89,3 87,4 } 88,1	6,7 11,0 } 17,7
Fracţiuni	15,9	84,3	49,1	82,7	55,2
Fracţiuni	5,8	62,5	13,3	60,2	14,6
SUMA	26,5	80,4	78,0	78,8	87,5

Fracţiunile cele mai curate au conţinuturi de 89% carbon.

Rezultate foarte apropiate se obţin şi în cazul schemei din fig. 4b, care prevede remăcinarea concentratelor şi produselor intermediare la 0,09 mm urmată de 2—4 reflotări, schema prezentînd avantajul de a fi mult mai simplă şi mai uşor de realizat în flux industrial şi în plus recuperările în produsul de calitate (cu 87...88% C) sînt mai mari. Aplicînd această schemă se obţin :

TABELUL 17

	Extracţia în greutate %	Pierderi la calcinare PC		Carbon	
		Conţinut, %	Extracţie, %	Conţinut, %	Extracţie, %
Fracţiuni	6,6	89,0	21,1	87,5	23,7
Fracţiuni	16,7	83,2	49,9	80,0	55,5
SUMA	23,3	84,9	71,0	82,7	79,2

Prin retratarea în flux continuu a produselor intermediare, constituite din fracţiunile succesive separate în continuare, se poate considera că se mai recuperează o parte din carbonul conţinut în ele, astfel că extracţia totală de carbon ar putea ajunge la cca 85—90%.

Calitatea unor concentrate cu conţinut ridicat de carbon, poate fi apreciată pe baza analizei chimice următoare :

TABELUL 18

Conţinuturi %						
C	S	Fe	P_2O_5	CaO	SiO_2	Al_2O_3
89,3	0,30	4,00	urme	1,05	3,10	lipsă
84,2	0,92	2,90	0,28	1,46	7,57	lipsă

C) **Încercări orientative de preparare chimică a concentratelor.** Pentru a avea şi unele informaţii privind posibilitatea îmbunătăţirii prin tratament chimic a produselor finale obţinute prin flotaţie, s-au făcut cîteva încercări de îndepărtare a sterilului din concentrate cu 84—85% C, prin solubilizare cu HF sau cu amestec de NaOH şi Na_2CO_3.

Solubilizarea s-a făcut în creuzet de platină pe probe de cîteva grame.

La tratarea cu HF acesta a fost folosit în amestec cu H_2SO_4.

În cazul tratării cu NaOH, s-a solubilizat numai 3—4% din probă, astfel procentul de carbon a crescut numai cu 3%.

În cazul tratării cu HF s-a solubilizat practic tot sterilul, astfel că produsul final a ajuns la un conţinut de peste 98% C.

Menţionăm că aceste încercări au avut un caracter de preinformare şi nu se poate afirma că au fost îndeplinite condiţiile optime de solubilizare (cantitatea de reactiv, concentraţii, temperatură etc.) pentru ca să se obţină rezultatele cele mai bune.

Oricum, rezultatul obţinut la tratarea cu HF, confirmă presupunerea că este posibil în anumite condiţii de lucru tehnologice şi de preţ de cost, să se ajungă la produse cu peste 97—98% carbon.

V. Concluzii

Cercetările au urmărit să stabilească posibilitatea valorificării prin preparare a rocilor cu grafit, puse în evidenţă prin lucrările de explorare executate în regiunea Olteţului, în zonele Rîbari şi Ungurelu.

În legătură cu lucrările de explorare respective, în cursul anului 1965 s-au făcut cercetări cu probe din zonele Cujba — Beleoaia şi Sîvu (I. Huber Panu, B. Georgescu, Angela Oprescu, 1966).

Întrucît toate cercetările, atît cele din 1965 cît şi acelea din 1966, sînt legate între ele prin obiectivul comun : mărirea gradului de cunoaş-

tere a posibilităţilor de valorificare a rocilor grafitoase explorate, concluziile cercetărilor din 1966, pe care le prezentăm pe scurt, au ţinut seamă în acelaşi timp şi de rezultatele anterioare.

În general toate probele medii cercetate au fost alcătuite din aceleaşi fragmente de roci purtătoare de grafit, în special paragnaise, şisturi sericitoase-cuarţoase, micaşisturi. Probele au diferit între ele prin proporţia mai mare sau mai mică dintr-un tip de rocă sau altul şi, implicit de tipul de grafit şi prin conţinutul de carbon, respectiv pierderi la calcinare.

Asociaţia intimă dintre grafit şi mineralele însoţitoare, forma de prezentare a grafitului, în mare parte criptocristalin, şi interesul de a menaja pe cît posibil foiţele de grafit, au condus la elaborarea unor scheme cuprinzînd măcinări în trepte şi combinarea schemelor de flotare-reflotare cu măcinări selective cu clasări pe sitele de 0,09 şi 0,06 mm.

Conţinutul mediu al concentratului primar obţinut la fiecare probă este evident în funcţie de extracţia la care a fost oprită colectarea, însă la aceleaşi extracţii există diferenţe de calitate de la o probă la alta sau invers la aceeaşi calitate a concentratelor există diferenţe între extracţii.

Acest lucru este ilustrat în graficul din figura 7 în care sînt prezentate conţinuturile concentratelor în funcţie de extracţia de grafit.

La flotaţia primară s-au putut obţine:

La Cujba — Beleoaia: concentrate cu conţinuturi medii de 69% PC (66...67% C) cu extracţii de peste 90%, fracţiunile cele mai curate avînd cca 76% PC (75% C). Extracţiile în greutate corespunzătoare sînt de cca 50% iar sterilele au conţinuturi de 7...8% PC (2,6% C).

La Sîvu: concentrate cu conţinuturi medii de cca 49% PC (45% C) cu extracţii de carbon de 63...64%, fracţiunea cea mai curată avînd 57% PC (55,4% C). Extracţia în greutate: 13%.

La Rîbari:

proba medie: concentrate cu 49...50% PC (46...47% C) corespunzînd unor extracţii de carbon de cca 97% şi unei extracţii în greutate de 58...59% şi sterile finale cu 7,3% PC (1,85% C) sau concentrate mai curate cu 64% PC (61,5% C) cu extracţii de cca 65%, restul fracţiunilor de concentrat constituind produse intermediare cu 35% PC (31% C). Cele mai curate fracţiuni au avut 65% PC (63% C);

proba G_1 aleasă, cu 44% PC (41 % C): concentrate cu 61% PC, cu extracţii de peste 90%, cele mai curate fracţiuni avînd 75% PC;

proba G_2 : concentrate cu 61% PC cu extracţii de cca 86%, cele mai curate fracţiuni avînd 75% PC.

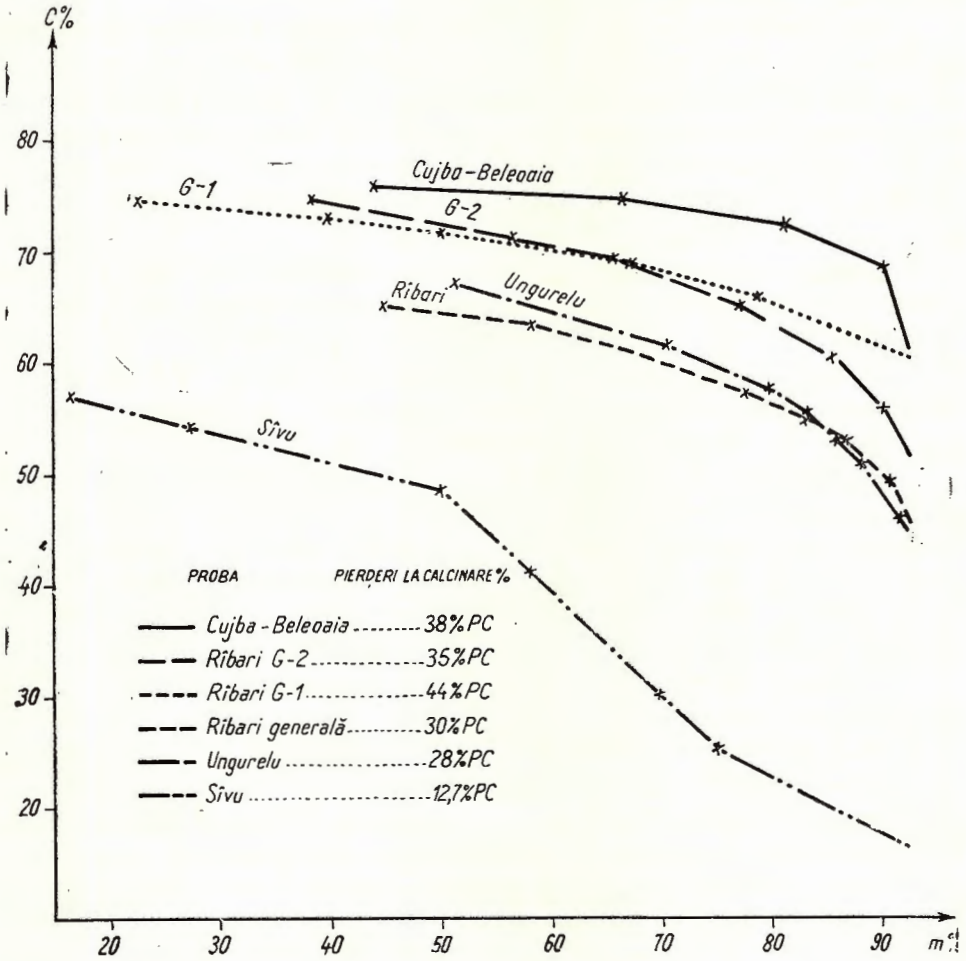


Fig. 7. — Variaţia conţinutului concentratelor funcţie de extracţia de grafit — flotaţia primară.

Variation du contenu des concentrés en fonction de l'extraction de graphite — flotation primaire.

La Ungurelu : concentrate cu 46...47% PC (44% C) cu extracţii de carbon de 98%, extracţii în greutate de 54...55% şi sterile finale

cu 5% PC (1% C), sau concentrate mai curate cu 63% PC (61% C) cu extracţii de peste 70%, restul fracţiunilor fiind produse intermediare cu 25% PC (22% C).

Prin remăcinarea concentratelor primare şi reflotare combinată la unele scheme cu remăcinare şi clasare selectivă, cercetările au arătat că se pot obţine concentrate finale cu calitate sensibil îmbunătăţită. La toate probele s-au obţinut fracţiuni cu conţinuturi diferite, cele mai bune ajungînd în cazul probelor de la Beleoaia la 91% PC şi Ungurelu la 90% PC. Chiar la proba Sîvu care are un conţinut iniţial numai de 8% C, se obţin concentrate cu 85% C.

Cumularea fracţiunilor în ordinea conţinutului lor, duce la obţinerea unor produse ale căror conţinuturi medii variază în funcţie de extracţiile de grafit, aşa cum se poate vedea din fig. 8.

Făcînd cumularea produselor (fracţiunilor) astfel încît să se obţină mai multe produse — cu calităţi diferite — principalele rezultate ale reflotărilor sînt arătate în tabelele 19, 20, 21, 22, 23.

În concluzie, rezultatele cercetărilor executate permit să se afirme cu suficientă certitudine, că valorificarea rocilor cu grafit din zonele explorate este, tehnologic posibilă, în condiţii bune, cu obţinerea unor concentrate valorificabile caracterizate prin conţinuturi cuprinse între 70 şi 90% C. Calitatea concentratelor este mult influenţată de tipul de rocă în care este cantonat grafitul şi de mărimea cristalelor de grafit.

O schemă industrială posibilă care rezultă pe baza cercetărilor este arătată în fig. 9.

Ea cuprinde flotaţia primară, după o măcinare la 0,25 mm, urmată de reflotarea concentratelor remăcinate la 0,10 — 0,09 mm sau 0,06 mm, remăcinarea făcîndu-se în paralel cu reflotarea fracţiunii mai mari realizate în cursul remăcinării, pentru a scoate din circuit pe măsura eliberării lor, foiţele de grafit. În laborator clasările la 0,09 şi 0,06 mm au fost făcute pe site (clasare volumetrică). Urmează să se verifice pentru schema industrială dacă, în cazul clasării hidraulice, foiţele de grafit cu dimensiuni mari, trec în refuzul clasorului, sau dacă, deşi au dimensiuni mari după două direcţii (şi au putut fi reţinute de site) fiind totuşi uşoare nu trec în revărsarea clasorului.

Observaţiile făcute cu ocazia cercetărilor sugerează pentru cercetările tehnologice de viitor şi încercarea hidrociclonului pentru îmbunătăţirea calităţii concentratului, putîndu-se eventual separa cu ajutorul lui, fracţiunile mai bogate în foiţe de grafit.

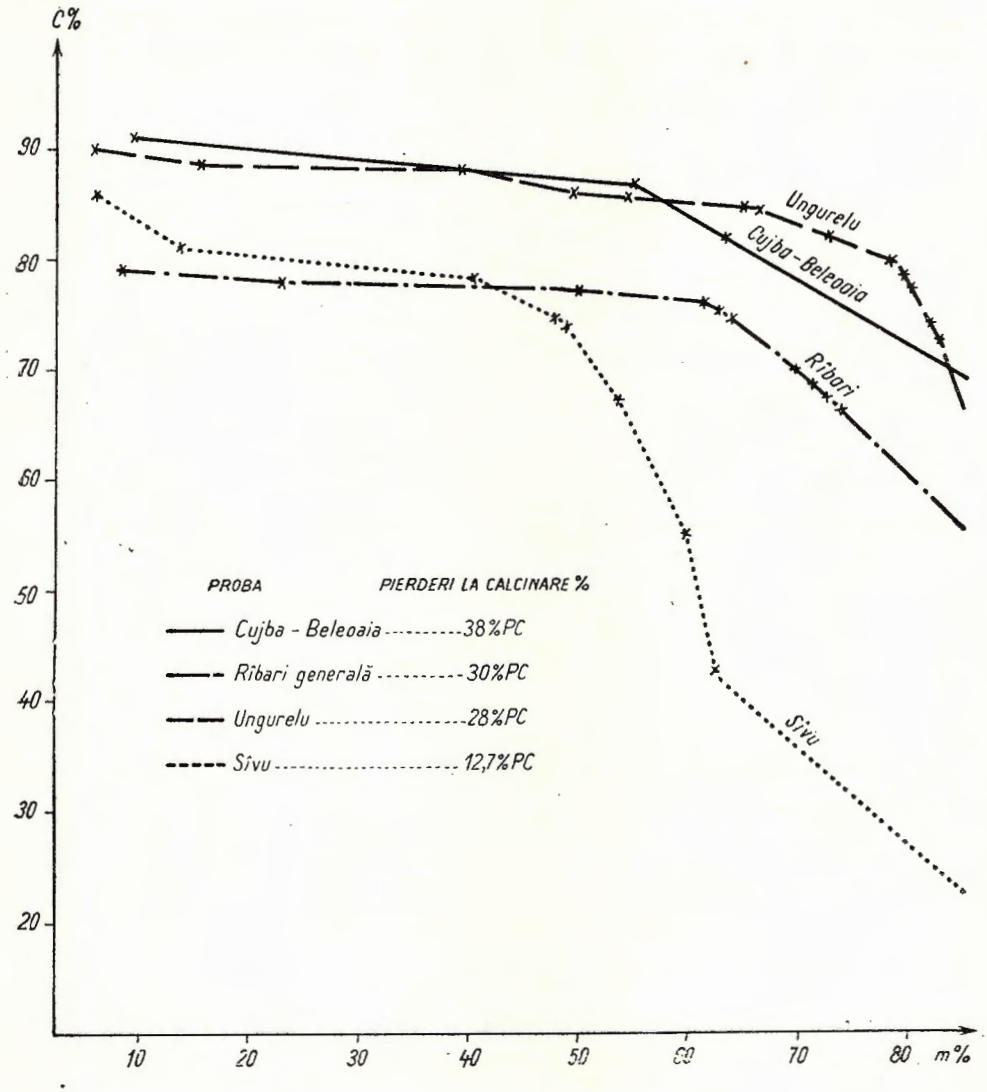


Fig. 8. — Variaţia conţinutului concentratelor funcţie de extracţia de grafit — reflotarea concentratelor primare.

Variation du contenu des concentrés en fonction de l'extraction de graphite — reflotation des concentrés primaires.

Există premise după care foițele de grafit trec în revărsarea hidrociclonului. După încercările viitoare vor confirma acest lucru, schema tehnologică propusă va putea fi sensibil simplificată.

TABELUL 19

Proba Cujba — Beleoaia

Produse	Greutatea prod. %	Pierderi la calcinare				Carbon			
		Conținut PC %		Extracții %		Conținut C %		Extracții %	
Concentrat final I	4,0	91,4	87,2	9,5	54,4	90,3	85,7	10,3	58,7
Concentrat final II	20,1	86,3		44,9		84,8		48,4	
Intermediar I	5,4	60,3	81,1	8,4	52,3	57,9	79,1	8,9	57,3
Intermediar II	25,0	45,3	48,0	29,3	37,7	42,6	45,3	30,3	39,2

TABELUL 20

Proba Sivu

Produse	Greut. prod. %	Pierderi la calcinare		Carbon	
		Conținut PC %	Extracții %	Conținut C %	Extracții %
Concentrat final I	0,9	86,0	6,2	85,2	8,2
Concentrat final II	5,5	77,3	34,0	75,4	44,4
Intermediar	1,7	60,2	8,2	59,7	10,9

TABELUL 21

Ribari — Proba medie

Produse	Extr. în greut. %	Pierderi la calcinare				Carbon			
		Conținut PC %		Extracții %		Conținut C %		Extracții %	
Concentrat final	3,2	79,3	75,0	8,5	63,6	77,96	72,5	9,8	72,6
Concentrat final	22,2	74,4		55,1		71,75		62,8	
Intermediar	24,1	29,9		24,0		25,3		24,1	

TABELUL 22

Ungurelu

Produse	Extr. în greut. %	Pierderi la calcinare				Carbon			
		Conţinut PC %		Extracţii %		Conţinut C %		Extracţii %	
Concentrat final	6,6	89,0	84,9	21,1	71,0	87,6	82,7	23,7	79,2
Concentrat final	16,7	83,2		49,9		80,8		55,5	
Intermediar I	2,7	45,9	20,9	4,4	16,5	41,9	16,7	4,7	15,4
Intermediar II	19,4	17,4		12,1		13,4		10,7	

TABELUL 23

Ribari — Proba aleasă G_1

Produse	Extracţie în greut. %	Pierderi la calcinare		Carbon Conţinut %
		Conţinut %	Extracţii %	
Concentrat final	13,2	84,1	23,2	82,9
Concentrat final	5,1	70,4	7,5	
Intermediar	28,8	60,8	36,5	
Intermediar	23,6	57,2	28,2	

În orice caz, va fi posibilă şi obţinerea unor concentrate sensibil mai bune decît concentratele obţinute în prezent la instalaţia Baia de Fier (cu 70% PC).

O exploatare raţională — pe sorturi după caracterele mineralogice şi petrografice — va face posibilă obţinerea în ţară, a unei bune părţi din cantităţile de grafit de calitate superioară prevăzute a fi obţinute din import.

Principial schema industrială după care ar urma să se facă concentrarea nu ar trebui să difere de la un sort la altul decît prin numărul treptelor de reflotare. Aceeaşi instalaţie prevăzută cu unele posibilităţi de modificare a fluxului la reflotări şi recircularea produselor intermediare va putea prelucra oricare din sorturile de grafit exploatate obţinîndu-se după necesitate, concentrate de diferite calităţi.

Întrucît pe de o parte lucrările de explorare sînt în continuare pentru conturarea cît mai precisă a rezervelor din zonele deja explo-

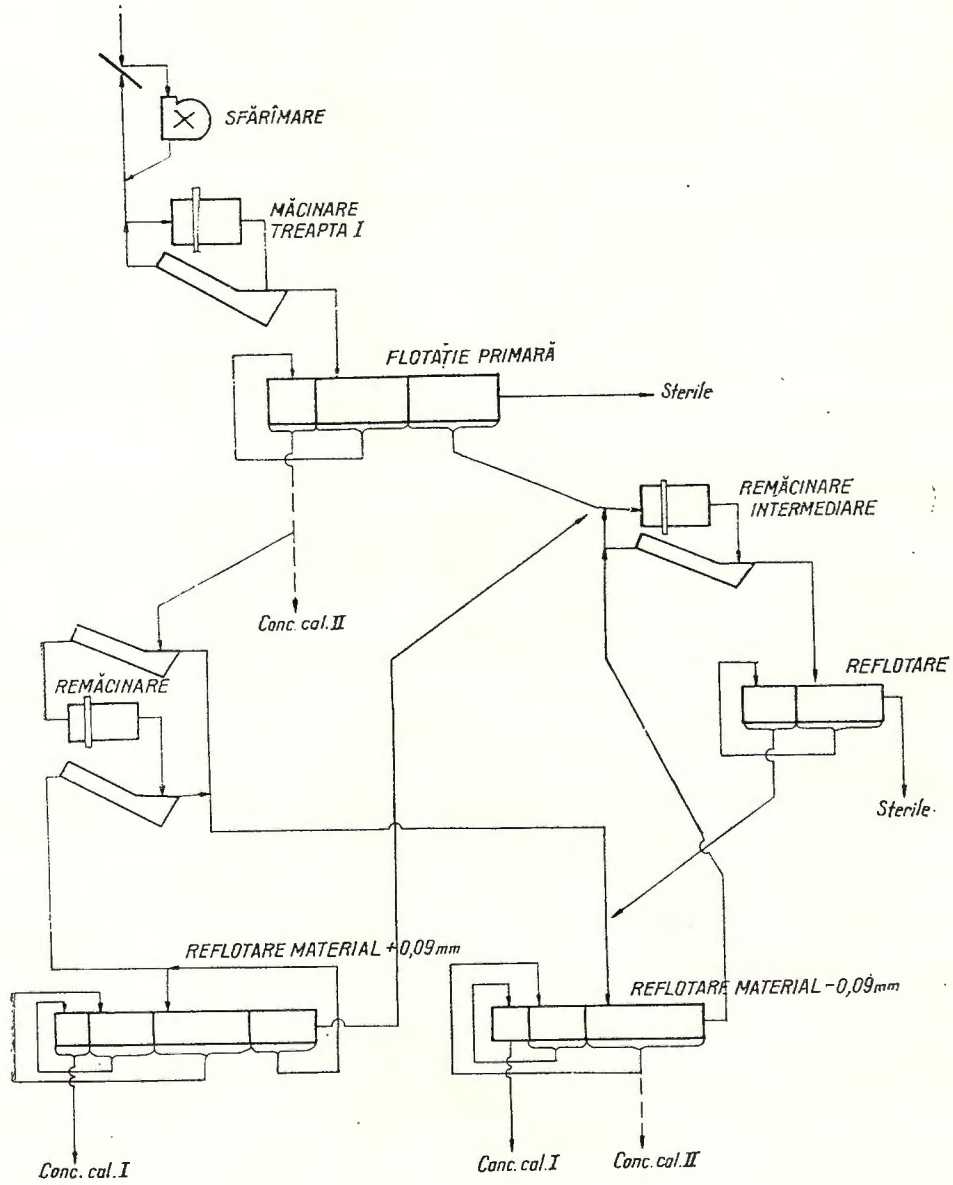


Fig. 9. — Schema industrială propusă.

Schéma industriel proposé

rate ca şi pentru precizarea perspectivelor din alte zone, iar pe de altă parte în cadrul Secţiei de preparare a Institutului geologic urmează să fie cercetate în viitor noi probe, considerăm că este absolut necesar ca lucrările de exploatare să urmărească calitatea rocii cu grafit nu numai din punct de vedere al conţinutului de grafit ci şi sub aspectul tipului de rocă şi al granulaţiei grafitului, probele urmînd să fie colectate, în măsura posibilităţilor pe sorturi şi nu ca probe medii pe zone.

BIBLIOGRAFIE

Damaschin Gh. (1964) Grafitul din regiunea Baia de Fier şi acţiunile din ultima sută de ani, pentru descoperirea, studierea şi valorificarea zăcămintelor exploatabile de grafit. *Rev. Minelor.* 2 (ian.). Bucureşti.

Dolezil I. (1955) Noi reactivi de flotaţie cehoslovaci. *Rudy, R. S. Ceh.* 1, Praha.

Eigheles M. A. (1952) Mehanicescoe obogaşcenie nemetaliceskih rud. Moskva, Promstroizdat.

Huber Panu I., Georgescu B. (1961) Cercetări privind influenţa aeraţiei asupra cineticii flotaţiei. *Acad. R.P.R., Stud. Cercet. metalurgie.* 6, 1. Bucureşti.

Huber Panu I., Pandelescu C., Protopopescu Aurelia (1963) Influenţa aeraţiei asupra flotaţiei minereurilor foarte fin măcinate. *Acad. R.P.R., Stud. Cercet. metalurgie.* 8, 3. Bucureşti.

Huber Panu I., Georgescu B., Oprescu Angela (1968) Studii pentru valorificarea rocilor cu grafit de la Polovragi. D. S. LIII/3. Bucureşti.

Saueressig F. (1953) Grafitul. Schema preparării. *Bergbautechnik.* 5 (Mai).

Schanz J. J., Werner A. T. (1962) Sumary of the natural graphite industry and notes on recent trends. *Transact. Soc. Mining Engineers December*, 223.

Taggart A. F. (1960) Handbook of Mineral Dressing ores and industrial minerals. New-York — London.

Trifulescu M., Dragomir N. (1966) Grafitul din valea Olteţului. *Rev. Minelor.* XVII, 6. Bucureşti.

x x (1960) Evoluţia preparării grafitului. *Rudy, R. S. Ceh.* 3 (Mart.). Praha.

x x (1956) Diferite procedee de flotaţie a grafitului. *Rudy, R. S. Ceh.* 4 (Apr.). Praha.

RECHERCHES CONCERNANT LA CONCENTRATION DES ROCHES À GRAPHITE DE RÎBARI ET UNGURELU (POLOVRAGI)

PAR

ION HUBER PANU, BUJOR GEORGESCU, ANGELA OPRESCU

(Résumé)

Les recherches de préparation envisagent d'établir les possibilités de valoriser les roches à graphite mises en évidence par les travaux d'exploration exécutés dans la vallée de l'Olteț — region de Polovragi — afin d'obtenir des concentrés de graphite dont les teneurs soient assez élevées et pourtant rentables.

Les expériences sont effectuées sur des échantillons moyens et sélectionnés de roches à graphite, dont les teneurs en charbon varient de 28 à 40%; ces roches ont été prélevées des zones Rîbari et Ungurelu (Polovragi).

En général, tous les échantillons sont constitués par des fragments appartenant aux mêmes roches mères à graphite, surtout: paragneiss, schistes séricito-quartzeux, micaschistes.

Les échantillons diffèrent entre eux, soit par le pourcentage plus élevé d'un type de roches et implicitement par le pourcentage plus ou moins élevé d'un type de graphite, soit par la teneur en charbon.

À la base de ces recherches se trouve la concentration par flottation.

Pour les échantillons moyens on a essayé différents schémas comprenant la flottation primaire, et on a obtenu certains concentrés qualitativement inférieurs mais capables de récupérer le plus de graphite, suivie par la reflottation des concentrés primaires, afin d'améliorer leur qualité.

L'association intime entre le graphite et les minéraux accessoires, l'aspect sous lequel le graphite se présente, pour la plupart cryptocristallin et le reste à grains fins, ainsi que l'intérêt de ménager, le plus possible, les feuillets de graphite, ont conduit à élaborer certains schémas comprenant les broyage graduel et la combinaison des schémas de flottation — reflottation avec broyages selectifs et classement sur tamis.

Les résultats des recherches de préparation ont montré qu'en employant un schéma technologique qui comprend la flottation primaire après broyage à 0,25 mm, suivie par la reflottation répétée des concentrés rebroyés à 0,10 ou 0,06 mm on peut obtenir des concentrés de qualités différentes, caractérisés par des teneurs comprises entre 68% C et 89% C propres aux différents utilisations industrielles.

Par traitement chimique la qualité des concentrés peut être améliorée jusqu'à 98—99% C.

Étant donné les résultats des essais en laboratoire on indique un schéma industriel possible pour réaliser la concentration des roches en graphite. En principe, dans la même installation, pourvue de certaines possibilités de modifier le fluxe pour la reflottation et la récirculation des produits intermédiaires, on pourrait préparer chacune des espèces de graphite exploité, en obtenant des concentrés de différentes qualités, selon les besoins.

Les observations effectuées à l'occasion des recherches montrent que la qualité des concentrés obtenus par flottation a été influencée par les caractères minéralogiques (type de la roche où le graphite est cantonné, grandeur des cristaux de graphite, nature des minéraux accessoires et degré d'association entre le graphite et ces minéraux) différents d'un échantillon à l'autre, et en moindre mesure par la teneur en charbon des échantillons bruts. Aussi recommandons-nous de tracer par des travaux d'exploration les contours des zones à qualités différentes, en tenant compte non seulement de la teneur en charbons mais aussi du type de la roche mère du graphite.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

PREPARAREA SUBSTANŢELOR MINERALE UTILE

CERCETĂRI PRIVIND STABILIREA POSIBILITĂŢILOR DE VALORIFICARE A ALUVIUNILOR MARINE CU TITAN ŞI ZIRCON DIN ZONA GRINDULUI SĂRĂTURILE[1]

DE

ION HUBER PANU, BUJOR GEORGESCU, MARIA NĂSTASE, CRISTIAN MUŞĂŢEANU[2]

Abstract

Research Regarding the Possibilities of Beneficiation of Zircon- and Titanium-bearing Marine Alluviums in the Grindu Sărăturile Area. The authors present the results of the research work undertaken on the beneficiation of the titanium and zircon in the Grindu Sărăturile zone on the coastline of the Black Sea, having contents of 0.03 to 1.5% Ti and 0.03 to 0.07% Zr. The investigation in the pilot plant confirmed the flow established in the laboratory (hydrogravitational preconcentration, followed by electrostatic and magnetic separation of the resulting products) thus showing the possibilities of final obtaining concentrates which may be beneficiated as magnetite, ilmenite, zircon, rutile, grenats.

Introducere. Cu ocazia unor lucrări de prospecţiuni executate în Delta Dunării de către Întreprinderea geologică de prospecţiuni, în perioada 1957 — 1960, A. Pricăjan şi D. Slăvoacă[3] au semnalat că în unele zone ale litoralului, apar concentraţii de minerale negre, unele din acestea putînd prezenta interes economic (L. J. Mero, 1965).

În timpul campaniei anului 1962, din grindul Sărăturile situat la nord de comuna Sf. Gheorghe-Deltă, s-au făcut pe baza separărilor cu şaitrocul, şi unele aprecieri ale conţinutului de minerale grele în nisipul brut, variabil în limite destul de largi, de la un punct la altul.

[1] Comunicare în şedinţa din 27 aprilie 1967.

[2] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

[3] A. Pricăjan, D. Slăvoacă. Prospecţiuni privind nisipurile marine din faţa Deltei Dunării. 1962. Raport în cadrul I.G.P.

Analizele microscopice executate pe probe din preconcentratele obţinute la şaitroc au indicat prezenţa următoarelor minerale : granaţi, ilmenit, zircon, rutil, magnetit, hornblendă, epidot, apatit, titanit, turmalină etc. (O. Nițulescu[4]).

S-a considerat că dintre mineralele prezente sînt interesante din punct de vedere economic mineralele de titan, magnetitul şi zirconul.

Ca urmare a rezultatelor promiţătoare ale lucrărilor de prospecţiuni şi apoi ale cercetărilor de preparare, executate în cadrul Institutului geologic în 1963, colectate cu ocazia lucrărilor de prospecţiuni din 1962, s-au început în 1964 de către Întreprinderea geologică de explorări, lucrări sistematice de explorare.

În 1965, Secţia de preparare din Institutul geologic a executat noi cercetări de preparare pe probe colectate în 1964 care au avut scopul să precizeze comportarea la operaţii de concentrare a nisipurilor cu minerale grele.

Cercetările de preparare din 1965 au fost continuate în 1966. În afară de unele cercetări de laborator, concomitent cu lucrările de explorare s-a cercetat din punct de vedere al preparării, la scară pilot, o cantitate de cca 150 tone nisipuri marine.

Scopul cercetărilor a fost nu numai obţinerea şi verificarea unor date tehnologice, la scară pilot, ci şi obţinerea unor cantităţi de concentrate separate, suficiente calitativ şi cantitativ pentru a fi cercetate în vederea stabilirii pe cale experimentală a posibilităţilor de utilizare a lor în industrie (T. Popa et al.[5]).

Pentru prelucrarea celor 150 tone, a fost refăcută, transportată şi instalată la Sf. Gheorghe-Deltă, o instalaţie pilot mobilă de concentrare hidrogravitică.

Preconcentratele hidrogravitaţionale obţinute în urma experimentărilor executate cu ajutorul acestei instalaţii, au fost prelucrate în continuare în insta'aţia pilot de la Merişani — Piteşti, aparţinînd Ministerului Minelor, pentru obţinerea în final de concentrate separate de magnetit, ilmenit, zircon, rutil, granaţi.

---

[4] O. Nițulescu. Studiu mineralogic asupra aluviunilor titanifere din R.S.R. 1965. Sesiunea de comunicări I.C.E.M.I.N. Bucureşti.

[5] T. Popa, I. Segărceanu, V. Caulea. Baza de materii prime şi tehnologiile de urmat în vederea valorificării metalelor rare. 1963. Studiu în cadrul C.S.G. pentru Tehnica Nouă.

În articol sînt prezentate principalele cercetări de preparare executate în 1966. Deoarece ele au avut la bază cercetări mai vechi, s-a făcut și o prezentare sumară a rezultatelor cercetărilor anterioare și mai ales a caracteristicilor probelor cu care au fost executate.

Cercetări experimentale

Cercetări anterioare anului 1966. 1. *Caracteristicile probelor.* În 1963 s-au executat în cadrul Institutului geologic, cercetări de preparare pe 2 probe, denumite „proba *A*" și „proba *B*".

Ele au fost colectate cu ocazia lucrărilor de prospecțiuni din 1962. Proba *A* a fost apreciată de prospectori ca avînd un conținut de minerale grele, apropiat de conținutul mediu al zonei cercetate. Proba *B* a fost o „probă aleasă" colectată dintr-o zonă evident mai bogată.

În 1965 s-au cercetat alte 3 probe colectate din lucrările geologice 1964 astfel:

Proba din „foraje" în greutate de cca 300 kg obținută prin cumularea a 350 probe rezultate din 92 foraje pe adîncimi medii de 4 m;

Proba din „puțuri" în greutate de cca 40 kg rezultată din amestecarea a 121 probe chimice parțiale obținute din tot atîtea puțuri de adîncimi cuprinse între 0,6 și 1 m;

Proba „bogată" avînd caracter informativ, colectată numai din profilele din care prin încercări cu șaitrocul s-au obținut cele mai mari cantități de minerale grele.

Conținuturile în elemente principale ale probelor determinate prin analize chimice[6] sînt arătate în tabelul 1.

O analiză mineralogică[7] executată pe proba *A* a dat următoarele indicații în legătură cu natura și proporția aproximativă în care apar mineralele componente:

	%
Minerale opace	13,4
Zircon	1,6

[6] Analizele chimice au fost executate de dr. A. Kizik și ing. E. Retezeanu din cadrul Întreprinderii geologice de prospecțiuni.

[7] Au colaborat cu noi, în diverse etape, la lămurirea problemelor privind aspectele mineralogice: geolog V. Brana, M. Corbu, L. Papacostea, Silvia Minzatu, Cristina Ioanidu, R. Serghie din unitățile C.S.G. și ing. L. Filipeanu din ICEMIN — București.

Rutil	0,8
Granat	24,0
Calcit	20,0
Cuarţ	30,5
Titanit	0,4
Apatit	0,8
Epidot	1,2
Feldspat	0,8
Staurolit	2,0
Hornblendă	2,0
Disten	0,8
Piroxen	0,8

TABELUL 1

Rezultatele analizelor chimice, la cîteva probe de nisip marin de la Sf. Gheorghe-Deltă, Grindul Sărăturile (colectate în 1962—1965)

Elemente	1962—1963		1964—1965		
	Proba A %	Proba B (selectiv) %	Proba foraje %	Proba puţuri %	Proba bogată %
Fe	6,2	11,4	2,56	4,98	21,02
Ti	1,18	2,08	0,43	0,88	6,11
(TiO_2)	1,97	3,43	0,71	1,48	9,86
Zr	0,12	0,44	0,06	0,054	—
SiO_2	61,7	54,0	70,84	67,19	34,5
CaO	7,96	8,18	—	7,05	5,23
Al_2O_3	5,46	6,78	—	7,14	7,72
V	0,013	0,13			
P_2O_5	0,13	5,21	—	0,18	—
$CeO_2 + ThO_2$	lipsă	urme			
MnO	0,55	0,75	0,54	0,91	0,55

Laboratorul de mineralogie de la I.G.E.X., cercetînd o serie de produse rezultate în urma şaitrocării unor probe de nisipuri, a dat următoarele indicaţii referitoare la proporţia în care intervin diferitele minerale în probele cu conţinut mediu:

Ilmenit	15—17	kg/t
Zircon	1,4	kg/t
Rutil	1,0	kg/t
Magnetit	1,2—1,9	kg/t

Comparînd conținuturile de Ti ale probelor medii colectate (proba „*A*", proba „foraje" și proba „puțuri"), putem face observația existenței unor variații mari ale conținuturilor, de la o probă la alta.

Compoziția granulometrică a aluviunilor cercetate se caracterizează prin existența unor limite granulometrice foarte strînse.

Din tabelul 2, se vede că peste 90—95% din nisip are dimensiuni cuprinse între 0,25—0,075 mm sau 80% este cuprins între 0,10 și 0,25 mm.

TABELUL 2

Compoziția granulometrică

Clasa granulometrică	Proba A %	Proba B (selectivă) %	Proba foraje %	Proba puțuri %	Proba bogată %
0,5 —0,25	0,1	0,2	7,0	3,5	—
0,25—0,16	56,7	27,6	55,0	60,9	16,0
0,16—0,10	38,9	64,6	29,0	18,7	56,2
—0,10	3,1	7,6	5,0	16,3	27,2
—0,08	1,2		4,0	0,6	0,4
	19,0	100	100	100	100

În ce privește repartizarea Ti în clasele granulometrice, din datele din tabelul 3 se vede că în proba *A*, peste 80% din Ti se află în clasele mai mici ca 0,16 mm care reprezintă cca 43% din greutatea probei.

TABELUL 3

Repartizarea Ti între clasele granulometrice

Clasa mm	Proba A		Proba B (selectivă)		Proba foraje		Proba bogată		Probă 1965-P.9-Al.I (0—50 m de țărm)		
	Conținut Ti, %	Repartizare %	Conținut Ti, %	Repartizare %	Conținut Ti, %	Repartizare %	Conținut Ti, %	Repartizare %	V %	Ti %	m %
0,5 —0,25	0,1	2,0	lipsă	—	0,22	2,2	—	—	1,8	0,22	0,27
0,25—0,16	0,2	10,3	0,2	2,7	0,14	16,8	0,49	1,3	53,68	0,17	13,93
0,16—0,10	1,2	47,7	2,0	62,6	0,60	37,8	5,18	49,2	40,03	1,92	58,73
—0,10	11,9	40,0	9,4	34,7	3,52	38,0	10,67	49,0	3,64	8,86	24,64
—0,075	—	—	—	—	0,6	5,2	8,13	0,5	0,85	3,74	2,43
	1,1	100,0	2,1	100,0	0,43	100,0	9,87	100,0	100	1,31	100

2. *Cercetări executate şi rezultate obţinute.* Caracteristicile chimice şi mineralogice[8], modul de prezentare al nisipului (granulometrie strînsă, 50—70% minerale cu densitate mai mare ca 2,85), prezenţa granaţilor în cantitate mare, impun scheme complexe de preparare (A k e r m a n et al., 1958).

Prin analogie cu scheme folosite în alte ţări, care exploatează şi concentrează astfel de nisipuri (Florida — S.U.A., Brazilia, Travancore — India, Queensland — Australia, New South Wales — Australia), apare ca posibilă, folosirea unor scheme utilizînd preconcentrarea gravitaţională (spirale şi mese), urmată de concentrarea magnetică şi electrostatică, eventual combinată cu retratarea gravitaţională a produselor finale (Annales des mines, 1965).

Urmînd scheme în genul celor arătate, cercetările de laborator cu proba *A* au indicat posibilitatea obţinerii de preconcentrate gravitaţionale cu 12...13% Ti şi sterile cu 0,2% Ti.

Prin retratarea produselor intermediare, s-au putut obţine preconcentrate cu cca 10...11% Ti. Aceasta ne îndreptăţeşte să afirmăm că prin retratări repetate ale produselor intermediare — în flux continuu — se pot obţine recuperări de cca 80%, extracţia în greutate fiind de cca 7,5%.

Cercetările executate pe probe rezultate din lucrările de explorare 1965 au dus la obţinerea unor preconcentrate cu 3—4,5% Ti şi sterile cu 0,15—0,2% Ti.

Prin retratări ale produselor intermediare, s-au obţinut recuperări totale de Ti de 75—80%, concentratele finale ajungînd la conţinuturi de 10—13% Ti.

Tratînd magnetic în continuare aceste produse, s-a putut aprecia că dintr-o tonă de aluviuni cu cca 0,43% Ti (proba din foraje) se pot obţine aproximativ :

2,5 kg conc. de magnetit cu cca 60% Fe
10 kg conc. de ilmenit cu 18—19% Ti
20 kg conc. de granat care mai conţine 5...8% Ti
3 kg conc. de zircon şi rutil cu 14,5% Ti şi 28,5% Zr

[8] E. G o h n, E. B r ă t ă ş a n u. Radioactivitatea nisipurilor litorale din zona Sf. Gheorghe-Deltă, în comparaţie cu rezultatele mineralogice şi chimice. 1967. Comunicare sesiunea Institutului de geofizică aplicată.

Cercetări executate în 1966. 1. *Cercetări de preconcentrare la scară pilot.* Așa cum s-a arătat anterior, în 1966 s-a executat, în cadrul lucrărilor de explorare, cercetarea prin operații de concentrare hidrogravitică a unor cantități mai mari de nisip (cca 150 tone).

Instalația de preconcentrare transportabilă a Întreprinderii geologice de explorări, cu o capacitate de cca 2 tone/schimb, amplasată la cca 10 km N de Sf. Gheorghe, pe țărmul mării în punctul numit Cîșla Vădanei, cuprinde ca utilaje de concentrare : două jgheaburi elicoidale și 3 mese de concentrare și a fost special amenajată cu toate instalațiile anexe pentru operații de preconcentrare a nisipurilor aluvionare.

Probele supuse preconcentrării, în număr de 31, de 3—5 tone fiecare, au fost colectate de către echipele I.G.E.X.-ului din 31 panouri în care a fost împărțit perimetrul explorat.

Separat de probele colectate din cele 31 de panouri, s-au mai prelucrat două probe : una colectată de sub nivelul hidrostatic (panoul 9) denumită proba H și una în greutate de cca 30 tone, notată cu B, colectată din zona apropiată locului de amplasare a instalației și prelucrată exclusiv în scopul măririi cantității de preconcentrat necesară cercetărilor ulterioare.

Preconcentrarea tuturor probelor s-a făcut folosind schema indicată în fig. 1.

La alegerea schemei s-a ținut cont de rezultatele cercetărilor de laborator și de posibilitățile de recirculație ale materialelor în instalație.

Pentru toate probele cercetate produsele au fost cîntărite cu excepția sterilului care a fost calculat prin diferența între alimentare și restul produselor.

În timpul funcționării instalației din toate produsele, ca și din nisipul brut, au fost prelevate pentru analize chimice, mici probe de material, la intervale de timp aproximativ egale.

Examinarea rezultatelor tehnologice obținute cu ajutorul instalației arată că :

Au existat variații ale conținuturilor de titan ale probelor cercetate, cuprinse între 0,3 și 1,5% Ti (tab. 4).

Media conținuturilor analizate ale probelor prelucrate a fost de cca 0,7% Ti (tab. 5).

Au existat cantități mari de produse intermediare — din acest motiv extracțiile de Ti în produsele cu 10—12% Ti sînt relativ

mici — dar aşa cum au arătat experienţele de laborator, o bună parte din mineralele utile conţinute în produsele intermediare vor putea fi

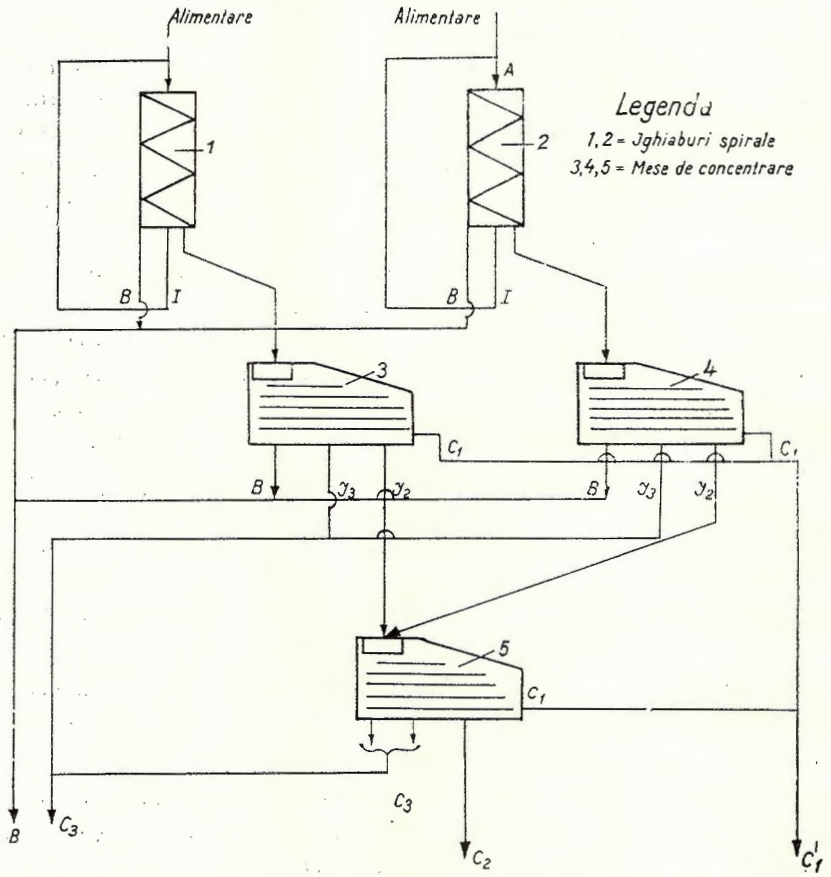


Fig. 1. — Fluxul instalaţiei pilot autopurtate de preconcentrare a aluviunilor marine.

1—2, jghiaburi spirale; 3—5, mese de concentrare.

Fluxe de l'installation pilote mobile pour la préconcentration des alluvions marines.

1—2, spirales; 3—5, tables de concentration.

recuperate într-o instalaţie industrială, în care acestea se vor putea recircuita.

TABELUL 4

Rezultatele analizelor chimice la cîteva probe colectate în 1966

		30. VI	1—3. VII	3—5. VII	6—8. VII	8—11.VII	12—14. VIII	15—18. VII	18—21. VII	21—23. VII	23—26.VII	27—30. VII
		P.I	P. II	P. III	P.IV	P.V	P.VI	P. VII	P. VIII	P. IX	P. X	P. XI
Ti *			0,9	0,9	0,86	1,14	1,12	1,38	0,95	0,78	0,73	1,05
	Ti **		1,07	0,84	0,804	1,04	1,01	1,6	0,98	1,12	0,54	1,07
Zr *		0,075	0,05	0,038	0,03		0,055	0,06	0,035	0,023	0,02	0,02
	Zr **	0,03	0,066	0,033	0,03	0,054	0,053	0,098	0,042	0,039	0,02	

		30.VII—1.VIII	1. VIII	2—3.VIII	5—7.VIII	15—19.VIII	3—4. VIII 7—9. VIII	9—13. VIII	19—22.VIII	13—16. VIII	22—26.VIII	27.VIII	29.VIII
		P. XII	P. XIII	P. XIV	P. XV	P. XVI	P. XVII	P. XVIII	P. XIX	P. XX	P. XXI	P. XXII	P. XXIII
Ti *		0,69	0,72		0,6	0,5	0,4	0,33	0,43	0,4	0,4	0,38	0,4
	Ti **	0,6	0,79	0,56	0,61	0,63	0,46	0,44		0,4	0,36	0,34	
Zr *		0,012	0,026	0,008	0,018	0,008	0,02		0,007	0,015	0,003	0,014	0,01
	Zr **		0,03	0,014			0,018	0,02					

		26—29.VIII	30.VIII	2.IX	3—5.IX	5—6.IX	6—7. IX	7—8. IX	1. IX	12—15.IX
		P. XXIV	P.XXV	P.XXVI	P. XXVII	P.XXVIII	P. XXIX	P. XXX	P. XXXI	IX—H—0.5 (sub nivelul apei)
Ti *		0,51		0,4	0,3	0,3	0,38		0,21	1,56
	Ti**	0,58		0,44	0,32		0,27			1,32 1,3
Zr *		0,01	0,006	0,007	0,006	0,01	0,005	0,008	0,004	0,07
	Zr **		0,009				0,008	0,008		0,04 0,067

* Conţinut rezultat din analiza chimică. ** Conţinut rezultat din închiderea bilanţului.

TABELUL 5

Probe din zona explorată (1966)

Nr. crt.	Proba prelucrată în zilele de :	Produse	Greutate v %	Conținuturi Ti %	Conținuturi Zr %	Repartizare Ti %	Repartizare Zr %
1	1—3.VII	C_1	2,4	13,02	1,59	31,5	58,1
		C_2	5,0	5,2	0,11	24,3	8,4
		C_3	22,1	1,2	0,025	24,7	8,1
		B	70,5	0,3	0,02	19,5	25,4
		A	100,0	0,9*/1,07**	0,05*/0,065**	100,0	100,0
2	3—5. VII	C_1	1,8	12,3	1,54	27,2	
		C_2	5,0	4,3		25,8	
		C_3	20,6	1,14		28,0	
		B	72,6	0,22		19,0	
		A	100,0	0,9*/0,84 **		100,0	
3	15—18. VII	C_1	3,3	13,2	2,75	27,5	
		C_2	13,8	4,5		39,2	
		C_3	25,8	12,8		20,7	
		B	57,1	0,36		12,6	
		A	100,0	1,38 */1,59 **		100,0	
4	18—21. VII	C_1	1,9	13,5	2,0	25,8	
		C_2	6,5	3,6	0,02	23,8	
		C_3	31,0	1,29	—	40,5	
		B	60,6	0,16	0,003	9,9	
		A	100,0	/0,98 **		100,0	
5	12—15.IX (H)	C_1	2,5	12,84	2,12	22,3	76,0
		C_2	18,8	3,96	0,035	51,2	10,0
		C_3	30,4	0,78	0,007	16,4	3,2
		B	48,3	0,18	0,003	10,1	10,8
		A	100,0	1,32 */1,45 **	0,07 */0,066 **	100,0	100,0
6	27—30.VII	C_1	4,2	11,7		46,0	
		C_2	9,2	3,08		26,7	
		C_3	33,0	0,4	0,003	14,0	
		B	53,6	0,3		13,3	
		A	100,0	1,05 */1,07 **		100,0	
7	1—2. VIII	C_1	1,4	12,6	1,47	22,3	
		C_2	8,0	4,75		48,0	
		C_3	29,6	0,44	0,004	16,5	
		B	61,0	0,17		13,2	
		A	100,0	0,72 */0,79 **		100,0	

* Conținut rezultat din analiză.

** Conținut rezultat din bilanțul produselor.

(urmare din tabelul 5)

Nr. crt.	Proba prelucrată în zilele de:	Produse	Greutate v %	Conținuturi		Repartizare	
				Ti %	Zr %	Ti %	Zr %
8	5—7. VIII	C_1	1,0	10,8	1,7	17,4	76,5
		C_2	10,5	2,67	0,009	46,0	3,9
		C_3	33,8	0,48	0,003	26,5	4,5
		B	54,7	0,11	0,003	10,1	15,1
		A	100,0	0,6 */0,61 **	0,018 */0,02 **	100,0	100,0
9	16—19.VIII	C_1	0,9	14,25	1,85	21,2	
		C_2	3,9	3,84	—	23,4	
		C_3	26,4	0,44	—	18,2	
		B	68,8	0,34	0,002	37,2	
		A	100,0	0,5 */0,63 **	0,008 */	100,0	
10	3—4. VIII 7—9. VIII	C_1	0,7	12,0	1,3	17,5	54,0
		C_2	0,8	5,04	0,04	8,6	9,5
		C_3	34,5	0,7	0,01	49,0	12,7
		B	64,0	0,2	0,007	24,9	23,8
		A	100,0	0,4 */0,46 **	0,02 * /0,018 **	100,0	100,0
11	9—13. VIII	C_1	0,9	10,56	0,95	21,5	
		C_2	9,6	1,74		38,0	
		C_3	30,0	0,3		20,4	
		B	59,5	0,15		20,1	
		A	100,0	0,33 */0,44 **		100,0	
12	22—26.VIII	C_1	0,3	10,56	1,5	10,0	
		C_2	3,0	3,78		31,6	
		C_3	25,7	0,49		34,7	
		B	71,0	0,12		23,7	
		A	100,0	0,4 */0,36 **		100,0	
13	26—29.VIII	C_1	0,7	12,6	1,8	15,0	
		C_2	3,1	3,65		20,2	
		C_3	29,6	0,43		22,0	
		B	66,6	0,37	0,004	42,8	
		A	100,0	0,51 */0,57 **		100.0	
14	2.II	C_1	0,4	12,0	1,62	10,8	
		C_2	2,6	3,1		18,2	
		C_3	23,3	0,3		15,7	
		B	73,7	0,3		55,5	
		A	100,0	0,4 */0,44 **		100,0	
15	3—5.IX	C_1	0,4	8,2	1,82	10,4	
		C_2	2,6	3,27		26,5	
		C_3	35,4	0,3		33,4	
		B	61,6	0,15	0,003	29,7	
		A	100,0	0,3 * /0,32 **		100,0	
16	6—7. IX	C_1	0,3	11,4	1,3	13,0	
		C_2	1,9	2,64	0,02	18,6	
		C_3	27,0	0,27		26,8	
		B	70,8	0,16	0,003	41,6	
		A	100,0	0,27 */0,38 **		100,0	

Se poate aprecia că, într-o schemă cu retratarea produselor intermediare, se va putea ajunge la recuperări totale de 65—75% în funcţie de conţinutul nisipului tratat.

În ce priveşte recuperarea zirconului, putem afirma că aceasta este ceva mai mare (80%).

Constatăm de asemenea că posibilitatea obţinerii unui preconcentrat cu 10—12% Ti nu este influenţată de conţinutul nisipului brut.

Au existat variaţii ale conţinuturilor sterilelor datorită atît posibilităţilor de găsire a condiţiilor optime de lucru pentru fiecare probă, în condiţiile lipsei unui control rapid şi riguros a produselor ce intră şi ies din instalaţie, cît şi a imposibilităţii de a menţine absolut constant debitul de alimentare a spiralelor.

În orice caz, obţinerea de mai multe ori a unor sterile cu 0,15—0,20% Ti permite să se afirme că este posibil acest lucru.

Luînd în considerare două probe caracteristice: proba cu conţinut de 1,1% Ti şi proba cu conţinut de 0,45% Ti, ţinînd seama de posibilitatea retratării produselor intermediare şi admiţînd ca posibilă funcţionarea instalaţiei astfel încît să nu se elimine sterile cu mai mult de 0,25% Ti, extracţiile de titan în preconcentratele finale ar putea ajunge la peste 75% în cazul probei cu conţinut de 1,1% Ti şi la 50—60% în cazul probei cu conţinut de 0,45% Ti.

În cazul cînd se ia în considerare media de 0,7% Ti, extracţiile ar putea ajunge la 65% Ti.

Extracţia în greutate corespunzătoare probei cu 1,1% Ţi este de cca 79 kg la tona de preconcentrat, iar în cazul probei medii cu 0,7% Ti extracţia de preconcentrat este de cca 42 kg.

2. *Cercetări de separare a mineralelor din preconcentrate.* *a*) Cercetări de laborator. Pentru verificarea şi stabilirea în laborator a posibilităţilor de prelucrare în continuare a preconcentratelor obţinute la instalaţia din Deltă, s-au făcut o serie de cercetări de laborator constînd din: încercări de concentrare pe mese; separări electrostatice; separări magnetice.

Analiza mineralogică efectuată de către L. Filipeanu pe o probă de preconcentrat obţinut în Deltă, indică o repartiţie a Ti de felul următor:

TABELUL 6

Minerale purtătoare de Ti	%	Conţ. de Ti al mineral.	Repartiţia Ti pe minerale	
			în probă, %	Total %
Ilmenit	35	31,6	11	87
Rutil	2—3	60	1,5	12
Titano-hematit	5	3	0,15	1

Cercetările au urmărit diferite scheme rezultate prin combinarea mai multor operaţii astfel:

Concentrarea magnetică urmată de separarea electrostatică a produselor magnetice respectiv nemagnetice.

Concentrarea magnetică urmată de separarea electrostatică combinată cu clasări volumetrice la 0,09 mm.

Concentrarea electrostatică urmată de concentrarea magnetică a produselor conducătoare respectiv neconducătoare.

În urma încercărilor executate, s-a putut trage concluzia că schema cu separarea electrostatică la început dă rezultate mai bune; la această operaţie rezultatele indică, că în măsura în care se pleacă de la produse ce conţin aceleaşi minerale, a fost posibilă obţinerea unor produse finale cu calităţi asemănătoare, chiar dacă produsele iniţiale au conţinuturi diferite.

Încercările făcute după retratarea pe masă a preconcentratelor din Deltă, duc în final la concentrate ilmenitice cu conţinuturi ceva mai bune (24...26% Ti).

Fără a se ţine seama de produsele care pot fi recirculate — care mai conţin cca 40% din titan (o parte sub formă de ilmenit, alta sub formă de rutil şi alte minerale) s-au obţinut 17,4 kg/t concentrate ilmenitice cu cca 24,5% Ti — considerînd că prin retratarea produselor intermediare se va mai putea recupera 50% din titan (sub formă de ilmenit), se poate aprecia că greutatea concentratului ilmenitic va putea ajunge la 30...31 kg/t. De asemenea va creşte recuperarea în rutil.

Prin retratarea produselor intermediare cu conţinut ridicat în zircon se poate mări şi recuperarea în zircon la cel puţin 80...85%.

b) Cercetări la scară pilot. Cercetările s-au făcut cu o probă de preconcentrate gravitaţionale, obţinută prin amestecarea tuturor preconcentratelor obţinute la instalaţia din Deltă, prelucrînd probele parţiale colectate de către I.G.E.X.

După cum s-a arătat în prima parte a comunicării, probele au avut conținuturi cuprinse între 10 și 13% Ti. Prin amestecare a rezultat o probă cu un conținut mediu de 11,5—12,5% Ti.

Cercetările au fost executate folosind cuptorul rotativ încălzit cu motorină, pentru uscarea preconcentratelor, separatorul electrostatic și separatorul magnetic din instalația pilot de la Merișani a Ministerului Minelor.

În prima etapă, s-au făcut o serie de încercări pentru stabilirea parametrilor principali de lucru și anume: temperatura la ieșirea din uscător; tensiunea la separatorul electrostatic și poziția electrozilor față de tambur; intensitatea curentului și poziția discurilor la separatorul magnetic.

În continuare s-au făcut încercări după scheme combinate: separări electrostatice urmate de separări magnetice sau invers.

Date fiind rezultatele obținute în laborator, majoritatea încercărilor au fost axate pe linia: separare electrostatică urmată de separări magnetice.

Încercările de separare electrostatică au necesitat numeroase încercări pentru determinarea condițiilor optime de lucru. S-a constatat că oricare ar fi condițiile de lucru, nu se poate obține dintr-o singură trecere o separare netă, din care cauză majoritatea încercărilor au constat din retratări succesive ale produselor intermediare.

S-a constatat în final că, mai ales în produsul de minerale neconducătoare, există rătăciri de magnetit și ilmenit.

Se constată de asemenea că în funcție de condițiile de lucru, titanul se repartizează în proporție de 57...87% în produsul conducător, iar zirconul în proporție de peste 95% în produsul neconducător.

Așa cum au indicat încercările de laborator, sînt necesare scheme combinate, constînd din tratarea electrostatică urmată de separare magnetică, fără includerea în acestea a produselor rezultate din tratarea fracțiunilor intermediare (fig. 2).

Produsele obținute în acest caz sînt:

Concentrate de ilmenit cu 19...20% Ti
Concentrate de magnetit cu peste 60% Fe
Concentrate de rutil cu 36,9...41,8% Ti
Concentrate de granat.

Condițiile de lucru, considerate de noi ca fiind optime pentru separatorul electrostatic avut la dispoziție, au fost următoarele:

Tensiune de lucru : 30.000 V.
Temperatura minereului la introducerea în aparat : cca 80°C.
Debit alimentare : 30 kg/h.
Distanța grilei-monofilare de tambur : 25—45 mm.

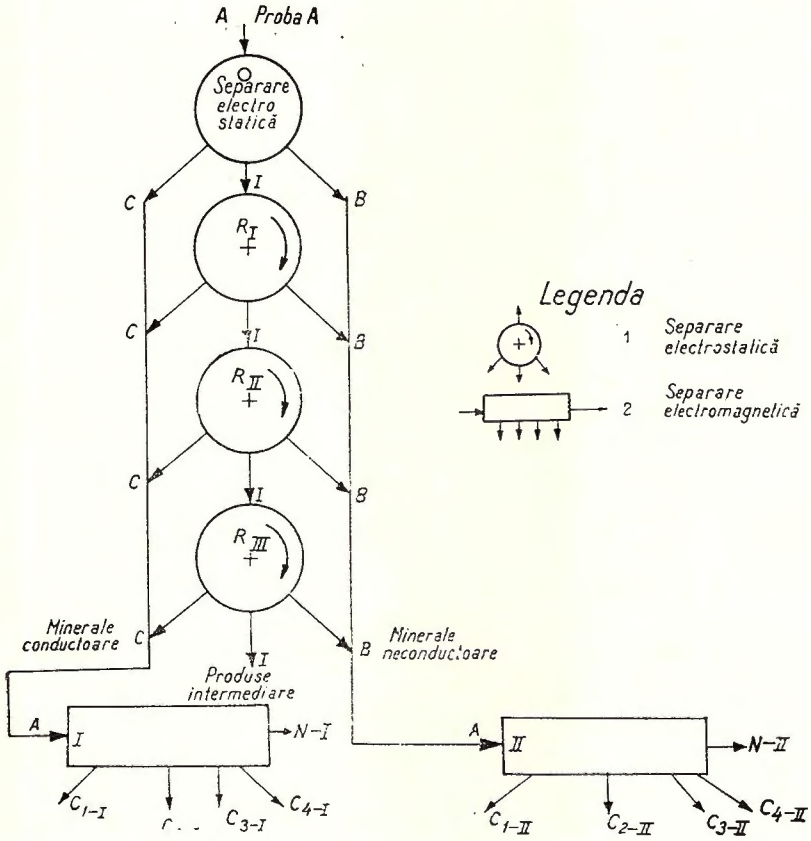


Fig. 2. — Fluxul tehnologic folosit în instalația pilot pentru separarea preconcentratelor din Deltă.

1, separare electrostatică ; 2, separare electromagnetică.

Fluxe technologique utilisé dans l'installation pilote pour séparer les préconcentrés du Delta.

1, séparation électrostatique ; 2, séparation électromagnétique.

Comparînd rezultatele obținute la instalația de la Merișani cu rezultatele obținute în laborator, se constată că primele au fost mai slabe

în ceea ce priveşte calitatea concentratelor obţinute (concentratele ilmenitice au 19—20% Ti, în timp ce la unele încercări din laborator s-a ajuns la conţinuturi de 22% Ti — cîteva analize indicînd şi conţinuturi de 24—26% Ti — iar concentratele de zircon obţinute la Merişani conţin încă mult titan, uneori peste 10%).

c) Cercetări pentru purificarea concentratelor de zircon. După ce s-a cunoscut calitatea concentratelor de zircon de la Merişani s-au executat în laborator o serie de experimentări pentru purificarea lor (W. Schreiter, 1966). Încercările s-au efectuat pe un produs conţinînd 29,6% Zr şi 7,5% Ti (fracţiune nemagnetică-neconducătoare).

Schema de lucru folosită a constat dintr-o separare magnetică, într-un cîmp foarte intens, urmată de mai multe operaţii succesive de separări electrostatice. La separarea magnetică s-a obţinut un produs care reprezintă în greutate cca 13% în care s-au identificat îndeosebi granaţi, conţinutul fracţiunii cu zircon ajungînd la 34% Zr.

În final s-au putut obţine mai multe produse cu conţinuturi de peste 40% Zr (respectiv 80% zircon) care mai conţin încă 1—2% Ti, de asemenea s-a putut obţine un concentrat de rutil cu peste 43% Ti (70% rutil).

Concluzii finale. În legătură cu lucrările de prospecţiuni pe care le-a executat Întreprinderea geologică de prospecţiuni pînă în 1962 şi cu lucrările de explorări executate după aceea, în zona Grindului Sărăturile — de pe litoralul Mării Negre — s-au efectuat o serie de cercetări de valorificare.

Aceste cercetări au constat din cercetări de laborator, cercetări de preconcentrare a nisipului în instalaţia pilot autopurtată, montată în Deltă, de asemenea cercetări de concentrare electrică şi magnetică a preconcentratelor în instalaţia pilot.

Cercetările de preconcentrare au urmărit obţinerea unor date tehnologice precum şi obţinerea unor cantităţi de preconcentrate suficiente pentru a putea fi cercetate mai departe.

În acest sens au fost prelucrate separat 31 probe însumînd 120 tone nisip, obţinîndu-se cca 2,2 t preconcentrate conţinînd în medie 12% Ti şi 1,4—2% Zr. Totodată s-au obţinut produse intermediare cu 3,7% Ti susceptibile de a fi reintroduse în fluxul tehnologic, pentru recuperarea mineralelor utile pe care le mai conţin.

Conținuturile probelor prelucrate au fost cuprinse între 0,3 și 1,5% Ti, iar cantitățile de preconcentrat obținute din fiecare probă au fost funcție de aceste conținuturi.

Pe baza rezultatelor obținute s-a apreciat că într-un flux continuu, la care există posibilitatea recircuitării produselor intermediare, s-ar putea obține dintr-o tonă de nisip brut: 79 kg preconcentrat plecînd de la un nisip cu 1,1% Ti și 42 kg preconcentrat plecînd de la un nisip cu 0,7% Ti. Extracțiile de Ti în preconcentrat depășesc 75% în primul caz și 65% în cel de al doilea.

Experimentările de laborator executate cu preconcentratele obținute au confirmat cercetările efectuate pe probele anterioare (din lucrările de prospecțiuni și lucrările de explorare) și au precizat fluxul tehnologic. Aceasta constă în esență din: concentrarea electrostatică urmată de separare magnetică a produselor rezultate. S-au obținut: concentrate de magnetită cu peste 60% Fe și 5—7% Ti, concentrate de ilmenit cu 20—24% Ti, concentrate de rutil cu 35—40% Ti, concentrate de zircon cu 34—40% Zr și concentrate de granați.

În instalația pilot s-au cercetat preconcentratele obținute în Deltă, utilizîndu-se fluxul tehnologic stabilit prin cercetările de laborator. Rezultatele experimentărilor au confirmat la scara pilot, posibilitatea obținerii unor concentrate separate de: magnetit, ilmenit, zircon, rutil, granați, a căror calitate a fost, în general, mai slabă decît a produselor similare obținute în laborator.

Lipsind posibilitățile de efectuare a analizelor chimice în timpul funcționării, atît a instalației autopurtate pe litoral cît și a instalației-pilot Merișani, aprecierea calității produselor, absolut necesară reglării mersului instalațiilor, s-a făcut vizual. Dacă s-ar fi cunoscut în timp util calitatea produselor, în schema de lucru ar fi fost introduse retratări suplimentare ale produselor intermediare.

Ținînd seama de rezultatele diferitelor experimentări efectuate la instalația pilot, se apreciază că se pot obține următoarele produse (tab. 7).

Putem afirma că nisipurile marine din zona litoralului prezintă interes din punct de vedere tehnologic, ele putînd fi prelucrate pentru obținerea de concentrate valorificabile.

Pentru aprecierea aspectelor economice, rezultatele tehnologice singure nu sînt suficiente. Aspectele economice vor putea fi discutate numai după ce vor fi perfect clarificate toate datele legate de configu-

TABELUL 8

Produse	Dintr-o tonă de :		
	Nisip brut cu 0,7 % Ti (kg)	Nisip brut cu 1,1 % Ti (kg)	Preconcentrat cu 12 % Ti (kg)
1. Concentrat de magnetit cu 60—62 % Fe și 6...8 % Ti	1,2...1,7	3,8...5,0	30...40
2. Concentrat de ilmenit cu 19...21 % Ti (35 % TiO_2) 0,2...0,3 % Cr_2O_3	14	42	300...400
3. Concentrate de rutil min. 35 % Ti (62 % TiO_2)	0,4...0,8	1,2...2,5	10...20
4. Concentrate de zircon cu 20...25 % Zr	2,7...3,5	8,2...10,8	65...85
5. Concentrate de granat	16,5...21,0	50...63	400...500

rația zăcămîntului, zonele cu anumite conținuturi medii și adîncimea pînă la care se întîlnesc mineralele utile.

BIBLIOGRAFIE

Akerman, Krajewski, Ryczek, Kruzewski (1958) Studii asupra îmbogățirii selective a nisipurilor cu zircon din regiunea Baltică. *Przemysl Chemiczny.* 5/mai. Traducere I.D.T.

Mero L. John (1965) Resursele minerale ale mării. *Elsevier Oceanography Series* 1965, BIG 20.267.

Schreiter W. (Prelucrare de Niederkorn) (1966) „Metale rare". Editura Tehnică, București.

* * * Annales des mines, XI/Nov.1965. L'industrie minière Australienne. „Nisipuri de plajă cu rutil, zircon, ilmenit".

RECHERCHES CONCERNANT LES POSSIBILITÉS DE VALORISER LES ALLUVIONS MARINES RENFERMANT DU TITANE ET DU ZIRCON DE LA ZONE DE GRINDUL SĂRĂTURI

PAR

ION HUBER PANU, BUJOR GEORGESCU, MARIA NĂSTASE, CRISTIAN MUȘĂȚEANU

(Résumé)

On y présente les investigations entreprises dans le cadre de l'Institut Géologique en 1966 et un compte-rendu sommaire des recherches antérieurs concernant la mise en valeur du Titane et du Zircon de la zone de Grindul Sărături située sur le littoral de la Mer Noire.

À l'aide d'une installation pilote qui comprend des spirales et des tables de concentration on a effectué des recherches pour 31 échantillons totalisant plus de 120 tones de sables, dont la teneur a varié de 0,3% à 1,5% Ti et de 0,03% à 0,07% Zr. Les quantités de préconcentrés obtenues sont en fonction de ces teneurs.

On apprécie que dans un fluxe continu, où la possibilité du retraitement des produits intermédiaires existe, une tone de sable brut pourrait nous livrer : 79 kg de préconcentré avec une teneur de 12% Ti et 1,4 à 2% Zr à partir d'un sable renfermant 1,1% Ti, et 42 kg de préconcentré à partir d'un sable renfermant 0,7% Ti. Les extractions en poids de Ti du préconcentré dépassent 75% dans le premier cas et 65% dans le second.

Au cours de la phase pilote, les recherches effectuées sur des préconcentrés obtenus des sables du Delta, à l'aide du fluxe technologique à tabli au cours des recherches de laboratoire (concentration électrostatique suivie de la séparation magnétique des produits obtenus), ont confirmé la possibilité d'obtenir certains concentrés séparés de : magnétite, ilménite, zircon, rutil et grenat.

Au point de vue technologique les sables marins de la zone littorale présentent certain intérêt, tétant possible d'obtenir par concentration des produits capables d'être mis en valeur.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIV/3 (1967)

PREPARAREA SUBSTANŢELOR MINERALE UTILE

CERCETĂRI ASUPRA PREPARĂRII MINEREULUI DE FIER DE LA DELNIŢA-CÎMPULUNG[1]

DE

CORNEL PANDELESCU, GEORGETA POLICI[2]

Abstract

Researches on Delniţa-Cîmpulung Iron Ore Dressing. Two iron ore samples from the carbonate-bearing zone and the oxyde-bearing zone have been tested in order to determine the possibilities of beneficiation of Delniţa-Cîmpulung iron ore. The testing works carried out on the iron carbonate ore, correlated with mineralogical analysis, have shown, as optimum, a flowsheet comprising calcining with restricted access air at 750—800°C. Iron content increases from about 33% to 47.5%. According to Davis'analysis, concentrates assaying 50—53% Fe can be obtained by magnetic separation of the roasted ore in the low intensity separators. The testing works carried out the oxyde iron ore have comprised a wide range of the dressing methods, as follows: dry magnetic separation, wet magnetic separation, flotation, roasting to magnetize followed by magnetic separation in a low intensity separator, preliminary sink-float separation, combined after various schemes. The optimum flowsheet established on the basis of these tests comprises crushing-grinding to 1 mm screening — magnetic concentration of coarse fractions (>0.09 mm) — flotation at size below 0.09 mm. Using this flowsheet for a feed assaying about 25% Fe, concentrates assaying 52% Fe with a recovery of about 76%, can be finally obtained.

Consideraţii geologice

Perimetrul Delniţa este situat în partea de nord a Carpaţilor Orientali şi anume, în marginea de est a cristalinului munţilor Bistriţei.

Mineralizaţia de la Delniţa se prezintă sub formă de acumulări de oxizi şi carbonaţi de fier localizate în cadrul calcarelor dolomitice triasice aproape de contactul acestora cu cristalinul din bază[3].

[1] Comunicare în şedinţa din 27 aprilie 1967.

[2] Institutul geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

[3] G. Hristescu, M. Iacobescu. Raport privind documentarea mineralogică-petrografică a lucrărilor de explorare executate de IGEX — şantierul Cîmpulung-Moldovenesc — sectorul Delniţa. 1965. Arh. Com. Stat Geol.

Faciesul oxizilor de fier este prezent în toată regiunea explorată.

În cadrul calcarelor roşii din baza triasicului din zona Delniţa s-a stabilit existenţa mai multor nivele cu conţinuturi ridicate în fier ce au fost considerate ca nivele utile.

Zona cu oxizi prezintă porţiuni mai bogate (40—60% Fe) şi porţiuni mai sărace (20—24% Fe) ce trec treptat spre culcuş şi acoperiş, precum şi pe direcţie, în calcare slab mineralizate cu un conţinut foarte scăzut în fier (7—17% Fe).

Faciesul carbonatat se extinde în partea de est a regiunii explorate (între Delniţa şi Cîrligătura) şi apare sub formă de lentile de siderit situate în baza calcarelor dolomitice. Această zonă se întinde pe un perimetru mai restrîns, puternic tectonizat. Sideritul nu prezintă continuitate în acest perimetru şi se găseşte sub formă de acumulări locale.

Întreg zăcămîntul este fracturat de o serie de falii care fac ca el să se prezinte sub formă de corpuri neregulate, răspîndite neuniform.

Cercetări de preparare

Cercetările de preparare efectuate au urmărit să dea indicaţii asupra posibilităţilor de valorificare a minereurilor de fier de la Delniţa-Cîmpulung.

Ţinînd seama de faptul că mineralizaţia de la Delniţa se prezintă atît sub formă de carbonaţi cît şi sub formă de oxizi de fier, care în general se comportă diferit la preparare, cercetările au fost executate asupra a două probe colectate separat de IGEX din lucrările de explorare efectuate în cele două zone.

1. Minereul cu carbonaţi de fier

a) **Prezentarea probei.** Proba din zona cu carbonaţi de fier de la Delniţa care a stat la baza cercetărilor de preparare a fost colectată de IGEX din toate lucrările de explorare care au străbătut zăcămîntul (foraje, puţuri, galerii).

Analiza chimică generală a indicat următoarele conţinuturi:

	%		%
SiO_2	7,82	S	1,04
(Fe)	33,50	P_2O_5	lipsă

Fe_2O_3	47,90	Cu	lipsă
Al_2O_3	0,10	Pb	lipsă
CaO	4,20	Zn	lipsă
MgO	2,82	As	urme
Mn	5,41	Sb	lipsă
(Mn_3O_4)	7,51	V	urme
		P.C.	29,93

Pe baza observațiilor macroscopice și microscopice, precum și a unor analize termodiferențiale corelate cu analiza chimică generală a probei, s-a stabilit următoarea compoziție mineralogică (tabelul 1):

Tabelul 1

Nr. ord.	Mineralul	Formula	%
1	Siderit	$FeCO_3$	75—80
2	Ankerit	$Ca(Mg, Fe)(CO_3)_2$	~5
3	Dolomit	$Ca\ Mg(CO_3)_2$	2—3
4	Calcit	$Ca\ CO_3$	1—2
5	Cuarț	SiO_2	6—7
6	Limonit	$Fe_2O_3\ n\ H_2O$	3—5
7	Oxizi de mangan	$MnO\ MnO_2 n\ H_2O$	<1
8	Pirită	FeS_2	~2
9	Clorit	$(Mg, Fe)_5Al(AlSi_3O_{10})(OH)_8$	1—2
10	Muscovit	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	<1

S i d e r i t u l este mineralul util predominant ce constituie 75—80% din masa minereului. Prezența celorlalte minerale ca incluziuni fine submilimetrice, face ca la prima vedere minereul să apară constituit aproape exclusiv din siderit.

A n k e r i t u l, cu mult subordonat sideritului, se întîlnește în fragmente compacte de cîțiva mm, în asociație cu sideritul și cuarțul.

D o l o m i t u l și c a l c i t u l apar cu totul subordonat.

C u a r ț u l este principalul mineral steril din minereu, care este însă strîns asociat cu sideritul și cu ankeritul. Se prezintă sub formă de cuiburi și vinișoare răspîndite destul de larg în masa carbonaților, avînd dimensiuni ce variază de la cîțiva microni pînă la 1 mm, majoritatea fiind însă în jur de 0,2 mm.

Celelalte minerale: cloritul, muscovitul, pirita, oxizii de fier şi mangan, apar ca impregnaţii fine în masa de carbonaţi, cu dimensiuni în general sub 0,25 mm.

Pe diagrama obţinută în urma analizei termodiferenţiale a minereului brut (fig. 1), datorită proporţiei foarte mari de siderit din minereu,

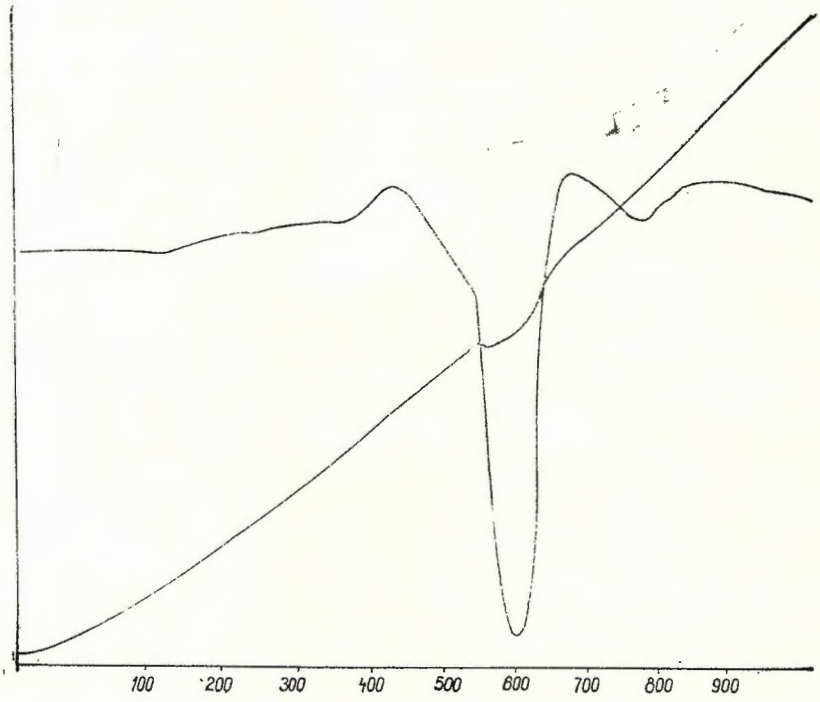


Fig. 1. — Curba termodiferenţială a minereului cu carbonaţi de fier.
Courbe thermodifférencielle du minerai à carbonates de fer.

apar evident numai transformările caracteristice acestui mineral şi anume:

În intervalul de temperatură 500—600°C are loc disocierea sideritului ($FeCO_3 = FeO + CO_2$) caracterizată printr-un efect endoterm, vîrful buclei endoterme a curbei fiind situat la 600°C;

După acest interval, cu creşterea temperaturii are loc reacţia de oxidare a FeO în Fe_3O_4 (magnetit) şi γ Fe_2O_3 (maghemit), caracterizată printr-un efect exoterm, cu vîrful buclei la aproximativ 670°C;

Reacția endotermă din intervalul 750—800°C reprezintă prima treaptă caracteristică de transformare a ankeritului; celelalte două vîrfuri succesive (la aprox. 820°C și 950°C) caracteristice transformării ankeritului, nu apar pe această curbă, datorită proporției reduse în care este prezent ankeritul în minereul respectiv;

Reacțiile caracteristice dolomitului și calcitului nu pot fi sesizate la proporția redusă în care apar aceste minerale.

b) **Experimentări de preparare.** Analiza mineralogică duce la concluzia că datorită caracteristicilor probei (omogeneitatea ei, asociația strînsă între carbonați și cuarț etc.), singura metodă ce ar putea fi luată în considerare în vederea ridicării conținutului de Fe al minereului respectiv este prăjirea; totuși pentru o mai completă edificare s-a studiat posibilitatea aplicării metodei de separare magnetică în cîmp puternic pentru minereul brut, precum și în cîmp slab, după o prealabilă prăjire magnetizantă.

Menționăm că inițial, în vederea determinării posibilităților de aplicare a unor metode gravitaționale de preparare, s-a efectuat o analiză densimetrică cu material < 3 mm (cl. 3—1 mm), folosind lichide grele cu densitatea 2,82 și 3,1 g/cm^3. Rezultatele acestei analize arată că datorită omogeneității probei de minereu cercetate, nu este posibilă — cel puțin la densități uzuale de 3,1 g/cm^3, sau mai mici — o concentrare a sa prin metode gravitaționale.

Experimentări de separare magnetică cu minereu brut. Dată fiind permeabilitatea magnetică redusă a sideritului, s-au executat în prima etapă experimentări de separare magnetică în cîmp puternic, utilizînd în acest scop un separator magnetic de laborator cu inducție, cu cîmp puternic (cîmp maxim 10000 Öe). Experimentările au fost efectuate cu material sfărîmat la 1 mm, 0,5 mm și 0,25 mm, clasat strîns, în clasele granulometrice 1—0,5, 0,5—0,25 și 0,25—0,09 mm, care au fost tratate separat.

Lucrîndu-se cu intensități variabile ale curentului (0,5—7,5 A) nu s-a obținut nici un fel de separare. Chiar la intensitatea de curent minimă cu care se poate lucra la separatorul respectiv, 98—99% din material a trecut — la toate clasele granulometrice — în concentratul magnetic.

Față de cele de mai sus, s-au efectuat în continuare și experimentări de separare magnetică în cîmp slab, utilizînd un separator magnetic de laborator, cu disc (cîmp maxim ~ 2500 Öe).

Experimentările s-au executat pe de o parte cu material sfărîmat la 1 mm și clasat în clasele granulometrice 1—0,5; 0,5—0,25; 0,25—0,09 mm, care s-au tratat separat, pe de altă parte cu material sfărîmat la 1 mm; 0,5 mm; 0,25mm, din care s-a îndepărtat clasa < 0,09 mm.

Lucrînd atît uscat cît și umed, la diferite intensități ale cîmpului magnetic, nu s-a realizat o concentrare corespunzătoare.

Aceste rezultate confirmă constatările făcute în cadrul analizei mineralogice și anume omogeneitatea probei, constituită în cea mai mare parte din siderit (circa 80%), în care sînt incluse, ca incluziuni fine submilimetrice, celelalte minerale prezente.

Experimentări de prăjire magnetizantă. În scopul transformării compușilor minerali inițiali în compuși cu proprietăți magnetice, care să poată fi separați magnetic în cîmp slab, s-au efectuat experimentări de prăjire magnetizantă. La aceste experimentări s-a utilizat un cuptor fix, cu mufă, cu încălzire electrică și reglarea automată a temperaturii.

Ulterior, s-au executat experimentări și într-un cuptor rotativ, cu încălzire indirectă, prin intermediul unui arzător cu gaz metan.

Pe baza analizei termodiferențiale a minereului s-a stabilit ca experimentările să fie efectuate în domeniul temperaturilor cuprinse între 600 și 800°C. Pentru fiecare temperatură de lucru s-au efectuat prăjiri la două durate de staționare a minereului în cuptor: 30 min și 45 min.

În ceea ce privește atmosfera de prăjire a mediului din cuptor, experimentările s-au făcut cu menținerea unei atmosfere neutre, slab oxidante, prin introducerea de aer în cuptor, timp de 2 minute, după fiecare 10 minute durată de prăjire.

În rezumat, experimentările de prăjire s-au executat — în prima etapă — în următoarele condiții:

tipul cuptorului: electric, cu mufă;
granulația materialului: 10—0 mm;
temperatura de prăjire: 600°C, 700°C, 750°C, 800°C;
timp de prăjire: 30 min; 45 min;
atmosfera de prăjire: neutră, slab oxidantă.

Rezultatele obținute la experimentările de prăjire magnetizantă, în condițiile arătate mai sus, sînt date în tabelul 2.

Tabelul 2

Condiții de prăjire		Conținut de Fe %		Extracția în greutate a minereului prăjit %
Temperatura °C	Timp minute	înainte de prăjire	după prăjire	
600	30	33,20	38,47	85,50
	45	33,20	41,58	80,00
700	30	33,20	45,50	73,00
	45	33,20	45,72	72,80
750	30	33,20	45,90	72,12
	45	33,20	46,16	72,00
800	30	33,20	46,18	72,00
	45	33,20	46,16	72,00

Se observă că rezultatele cele mai bune, din punct de vedere al conținutului în Fe al minereului prăjit, se obțin la temperaturi între 700—800°C; pornind de la minereul crud cu circa 33% Fe se ajunge prin prăjire la un minereu cu circa 46% Fe, pierderile la calcinare fiind de circa 28%; prăjirea la 600°C dă rezultate sensibil inferioare prăjirilor între 700—800°C. La acestea din urmă nu se constată vreo deosebire între rezultatele obținute la cele două durate de prăjire (30 și 45 minute); numai în cazul prăjirii la 600°C se observă o creștere a conținutului de Fe din minereul prăjit, cu creșterea duratei de prăjire de la 30 min la 45 min.

Pentru a vedea în ce măsură s-au obținut produse cu proprietăți magnetice, în diferitele condiții de prăjire aplicate, s-au efectuat analize magnetice, cu analizorul Davis, pe probele prăjite timp de 30 min, la 700°C, 750°C și 800°C.

Prin aceste analize magnetice s-a urmărit în același timp să se determine indicii optimi (conținuturi și extracții de Fe în concentrate) ce se pot realiza prin operațiile de separare magnetică.

Analizele s-au efectuat pe probe de minereu prăjit și măcinat la —0,25 mm, —0,10 mm și —0,06 mm.

Rezultatele acestor analize sînt prezentate în tabelul 3.

Din examinarea acestui tabel se constată că rezultatele obținute la cele trei temperaturi de prăjire sînt apropiate. Analizele magnetice

Tabelul 3

Temperatura de prăjire °C	Intensitatea cîmpului magnetic Öe	Mărimea materialului mm	Produse	Extracţia în greutate %	Conţinut de Fe %	Extracţia de Fe %
700	2000	−0,25	Concentrat	85,7	50,40	96,6
			Steril	14,3	13,90	4,4
			Alimentare	100,0	45,17	100,0
		−0,10	Concentrat	85,5	51,51	96,3
			Steril	14,5	11,72	3,7
			Alimentare	100,0	45,70	100,0
		−0,06	Concentrat	80,7	51,96	93,4
			Steril	19,3	15,46	6,6
			Alimentare	100,0	44,90	100,0
750	2000	−0,25	Concentrat	91,6	50,24	98,6
			Steril	8,4	7,66	1,4
			Alimentare	100,0	46,60	100,0
		−0,10	Concentrat	86,2	52,52	97,3
			Steril	13,8	8,98	2,7
			Alimentare	100,0	46,50	100,0
		−0,06	Concentrat	82,5	52,02	93,1
			Steril	17,5	18,12	6,9
			Alimentare	100,0	46,08	100,0
800	2000	−0,25	Concentrat	88,4	51,03	97,0
			Steril	11,6	11,66	3,0
			Alimentare	100,0	46,35	100,0
		−0,10	Concentrat	85,6	52,94	96,8
			Steril	14,4	10,30	3,2
			Alimentare	100,0	46,73	100,0
		−0,06	Concentrat	83,7	52,79	95,1
			Steril	16,3	13,86	4,9
			Alimentare	100,0	46,36	100,0

efectuate permit a aprecia că prin separarea magnetică în cîmp slab a minereului prăjit avînd 45—46% Fe, se pot realiza concentrate cu 50—53% Fe, la extracţii în metal de 95—97%; sterilul eliminat,reprezentînd în medie circa 14%, mai conţine 10—14% Fe.

Se observă o ușoară superioritate a rezultatelor în cazul materialului măcinat la —0,10 și —0,06 mm, față de cele obținute cu materialul măcinat la —0,25 mm.

Urmărind felul în care influențează asupra proprietăților fizico-chimice ale minereului prăjit, modul de răcire al acestuia, s-au efectuat mai multe experimentări la care minereul prăjit a fost răcit prin trei metode: răcire lentă în aer, răcire forțată în apă și răcire forțată în aer. Analizînd chimic și magnetic probele prăjite și răcite în cele trei moduri menționate, nu s-a observat nici o modificare în rezultatele prăjirii.

Ca urmare, la toate experimentările efectuate, probele prăjite au fost răcite lent, în aer.

În scopul verificării rezultatelor obținute la prăjirea în cuptor fix, cu mufă, s-au executat mai multe experimentări într-un cuptor rotativ, la care încălzirea se realizează în mod indirect, prin intermediul unui arzător cu gaz metan. La acest cuptor, la care într-o anumită măsură se reproduc condițiile de lucru industriale, prăjirea materialului se realizează în mod mai uniform și în general în condiții superioare unei prăjiri în cuptor fix.

Aceste experimentări s-au executat în următoarele condiții:

tipul cuptorului: rotativ;
granulația materialului: 10—0 mm;
cantitatea de material: 5 kg;
temperatura de prăjire: 700°C, 750°C, 800°C;
timp de prăjire: 30 min;
atmosfera de prăjire: neutră, slab oxidantă.

Rezultatele obținute la aceste experimentări, precum și cele ale analizelor magnetice efectuate cu analizorul Davis, pe probele prăjite în condițiile menționate și măcinate la —0,25 mm, —0,10 mm și —0,06 mm, sînt prezentate în tabelele 4 și 5.

Tabelul 4

Condiții de prăjire		Conținut de Fe %		Extracția în greutate a minereului prăjit %
Temperatura °C	Timp minute	înainte de prăjire	după prăjire	
700	30	33,20	47,05	70,5
750	30	33,20	47,51	70,0
800	30	33,20	47,56	70,0

Tabelul 5

Temperatura de prăjire °C	Intensitatea cîmpului magnetic Öe	Mărimea materialului mm	Produse	Extracţia în greutate %	Conţinut de Fe %	Extracţia de Fe %
700	2000	—0,25	Concentrat	93,3	49,98	99,2
			Steril	6,7	5,57	0,8
			Alimentare	100,0	46,97	100,0
		—0,10	Concentrat	89,2	52,14	98,0
			Steril	10,8	8,66	2,0
			Alimentare	100,0	47,43	100,0
		—0,06	Concentrat	88,4	52,58	97,7
			Steril	11,6	11,86	2,3
			Alimentare	100,0	47,62	100,0
750	2000	—0,25	Concentrat	92,8	50,20	98,9
			Steril	7,2	7,16	1,1
			Alimentare	100,0	47,02	100,0
		—0,10	Concentrat	87,2	50,21	97,8
			Steril	12,8	7,78	2,2
			Alimentare	100,0	46,29	100,0
		—0,06	Concentrat	88,7	51,94	97,7
			Steril	11,3	10,36	2,3
			Alimentare	100,0	47,09	100,0
800	2000	—0,25	Concentrat	92,7	49,48	98,6
			Steril	7,3	8,80	1,4
			Alimentare	100,0	46,44	100,0
		—0,10	Concentrat	89,3	51,92	98,4
			Steril	10,7	7,20	1,6
			Alimentare	100,0	47,17	100,0
		—0,06	Concentrat	89,1	51,61	95,5
			Steril	10,9	14,50	4,5
			Alimentare	100,0	47,58	100,0

Observăm că aceste rezultate sînt uşor superioare faţă de cele obţinute în cazul prăjirii în cuptor fix, cu mufă.

Astfel, conţinutul în Fe al minereului prăjit între 700—800°C este de circa 47,5%, pierderile la calcinare fiind de circa 30%.

Analizele Davis au dus la aceleași concluzii ca și în cazul prăjirii în cuptor fix, cu mufă.

Pe baza experimentărilor de prăjire magnetizantă efectuate, se apreciază că rezultatele cele mai bune se obțin prin prăjirea minereului în următoarele condiții:

temperatura de prăjire: 750—800°C;
timpul de prăjire: 30 min;
atmosfera mediului din cuptor: neutră, slab oxidantă.

Analiza chimică a unei probe de minereu prăjită în aceste condiții, în cuptor rotativ, arată următoarele conținuturi:

	%		%
SiO_2	10,15	S	1,16
(Fe)	47,90	Pb	lipsă
Fe_2O_3	68,58	Zn	lipsă
Al_2O_3	0,09	Cu	lipsă
CaO	4,12	P.C.	0,70
MgO	4,24	P_2O_5	lipsă
Mn_3O_4	11,87	TiO_2	lipsă
Mn	8,54		

Indicele de bazicitate al minereului prăjit, determinat cu relația:

$$\frac{CaO\,\% + MgO\,\%}{SiO_2\,\% + Al_2O_3\,\%}$$

este 0,81%, deci destul de favorabil.

Analizele magnetice efectuate asupra minereului prăjit în condițiile optime, duc la concluzia că prin separarea magnetică în cîmp slab a minereului prăjit se pot realiza concentrate cu 50—53% Fe, la extracții în metal de 95—97%.

2. Minereul cu oxizi de fier

a) **Prezentarea probei.** Proba tehnologică a fost alcătuită la șantierul Cîmpulung-Delnița, prin colectare din toate forajele care au străbătut zăcămîntul (zona cu oxizi de fier).

Analiza chimică generală a indicat următoarele conținuturi:

	%		%
SiO_2	2,16	Mn_3O_4	1,75
Fe	24,48	Cu	lipsă

Fe_2O_3	35,00	Pb	lipsă
Al_2O_3	lipsă	Zn	lipsă
CaO	19,02	P_2O_5	0,20
MgO	13,30	S	0,80
TiO_2	urme	P.C.	27,93

Proba de minereu cu oxizi de fier se prezintă sub formă de fragmente compacte, constituite din dolomit impregnat cu hematit, de culoare ce variază de la galben-brun la brun închis, funcţie de gradul de mineralizare cu hematit.

La o examinare atentă se mai pot observa cu ochiul liber cuiburi şi impregnaţii de pirită şi rar, filonaşe şi incluziuni de cuarţ.

Pe baza studiului la microscop corelat cu analiza chimică generală şi analiza termodiferenţială efectuate asupra minereului brut, s-a stabilit următoarea compoziţie mineralogică (tab. 6):

Tabelul 6

Nr. ord.	Mineralul	Formula	%
1	Hematit	Fe_2O_3	35
2	Dolomit	$Ca\,Mg\,(CO_3)_2$	60
3	Pirită	FeS_2	1—2
4	Cuarţ	SiO_2	2
5	Clorit	$(Mg, Fe)_5Al(AlSi_3O_{10})(OH)_8$	1—2

La microscop se observă o masă microcristalină de dolomit impregnată neuniform cu hematit. Celelalte minerale semnalate apar cu totul subordonat şi anume ca incluziuni în dolomit şi mai puţin în hematit.

Hematitul se prezintă foarte neomogen răspîndit în masa dolomitului şi anume:

Ca agregate compacte de la cîţiva mm pînă la cîţiva cm, distingîndu-se uneori depuneri rubanate în care hematitul este bine cristalizat. În fragmentele cu hematit compact dolomitul este subordonat apărînd ca incluziuni în masa acestuia, culoarea fragmentelor fiind brun-închisă;

Ca impregnaţii puternice sub forma unei reţele fine în strînsă concreştere cu dolomitul. Gradul de cristalinitate este extrem de fin

și anume de ordinul micronilor. Fragmentele de minereu de acest tip au culoarea brun-roșcată caracteristică;

Ca pulbere micronică fin dispersată printre cristalele de dolomit; aceste fragmente de minereu prezintă o culoare galben-brună.

Gradul de asociere dintre hematit și dolomit variază în limite foarte largi și anume de la cîțiva microni la cîțiva cm. Se poate considera că este vorba de o trecere gradată de la masele compacte de hematit la masele compacte de dolomit cu slabe impregnații de hematit.

Pirita apare de obicei inclusă în masa dolomitului sau la contactul dintre granulele de dolomit și hematit, sub formă de granule și cuiburi cu dimensiuni variind între 0,1 și 1—2 mm, rareori formînd agregate mai dezvoltate.

Cuarțul și cloritul sînt subordonate, apărînd sub formă de impregnații submilimetrice în masa dolomitului și mai puțin a hematitului.

Diagrama obținută în urma analizei termodiferențiale a minereului brut (fig. 2) prezintă următoarele caracteristici:

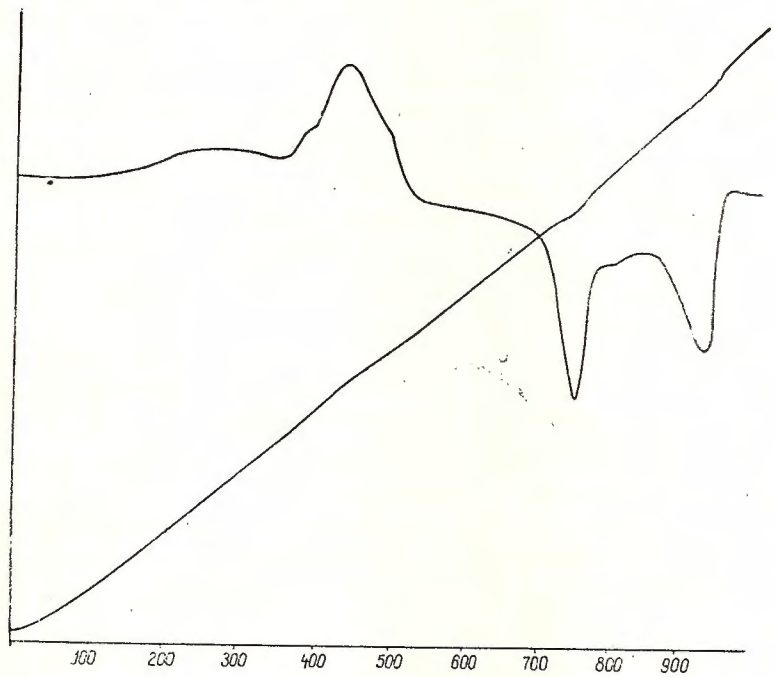


Fig. 2. — Curba termodiferențială a minereului cu oxizi de fier.
Courbe thermodifférencielle du minerai à oxydes de fer.

În intervalul de temperatură 400—500°C, la circa 450°C, apare un vîrf exoterm datorat descompunerii piritei prezente în minereu ;

În intervalul 700—800°C, la circa 740°C, şi în jurul temperaturii de 900°C, apar două vîrfuri endoterme caracteristice disocierii în trepte a dolomitului.

În ceea ce priveşte hematitul, acesta nu suferă transformări în intervalul pînă la 1000°C, astfel că pe diagramă nu apar puncte caracteristice.

b) **Experimentări de preparare.** Cercetările de preparare efectuate în scopul obţinerii de concentrate cu un conţinut cît mai ridicat de fier şi recuperări cît mai mari de metal au cuprins un cîmp larg de procedee de preparare.

Astfel s-au executat experimentări de : separare magnetică uscată şi umedă, flotaţie, prăjire magnetizantă urmată de separare magnetică în cîmp slab, preconcentrare densimetrică.

Pe baza cercetărilor efectuate au fost determinate următoarele linii tehnologice posibile de aplicat :

Sfărîmare — Măcinare — Flotaţie.

Sfărîmare — Măcinare la 1 mm — Clasare — Separare magnetică a claselor $> 0{,}09$ mm — Flotaţia materialului $< 0{,}09$ mm.

Sfărîmare la 10 mm — Prăjire magnetizantă — Măcinare la 1 (0,5) mm — Separare magnetică în cîmp slab.

Sfărîmare la 3 mm — Preconcentrare densimetrică a fracţiunii 3—1 mm — Măcinare la 1 mm a preconcentratului — Separare magnetică a materialului < 1 mm.

Sfărîmare — Măcinare — Flotaţie. Au fost executate atît experimentări de flotaţie directă (depresarea mineralelor de gangă şi flotaţia hematitului), cît şi experimentări de flotaţie inversă (depresarea hematitului şi flotarea mineralelor de gangă).

Principalul factor variabil la aceste experimentări a fost reactivul colector. Astfel, la experimentările de flotaţie directă s-au încercat : săpun sulfatic, amestec de săpun sulfatic şi ulei de tall, amestec de ulei de tall şi petrol, oleat de sodiu, în diferite cantităţi, lucrîndu-se atît în mediu acid cît şi în mediu bazic.

La experimentările de flotaţie inversă s-au folosit în diferite cantităţi acid oleic şi amestec de ulei de tall şi petrol, lucrîndu-se într-un

mediu puternic bazic (pH = 10—11) creat cu carbonat de sodiu; ca depresant pentru hematită s-a folosit dextrina.

Pentru a vedea în ce mod influențează finețea materialului asupra rezultatelor flotației, experimentările au fost efectuate cu material măcinat la 0,15 mm, 0,09 mm și 0,06 mm.

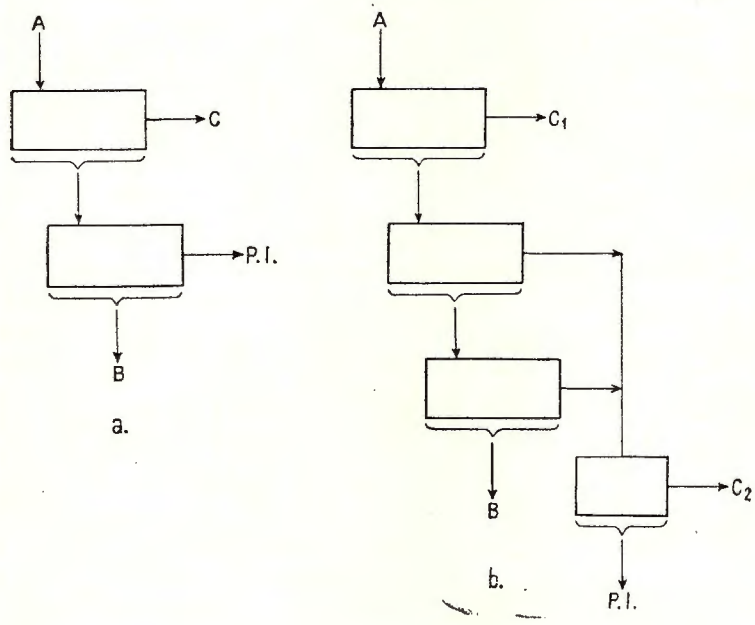


Fig. 3. — Schema flotației.
Schéma de flottation.

Experimentările de flotație directă nu au dus la obținerea de rezultate favorabile, fierul repartizîndu-se mai mult sau mai puțin uniform în toate produsele flotației.

În schimb s-au obținut rezultate mulțumitoare la experimentările de flotație inversă, la care s-a folosit ca reactiv colector acidul oleic. Aceste experimentări au fost executate după schemele prezentate în figura 3, care constau dintr-o flotație primară urmată de una sau mai multe reflotări ale produsului flotat.

Rezultatele cele mai semnificative obținute la aceste experimentări, împreună cu condițiile de lucru aplicate, sînt arătate în tabelele 7 și 8.

Tabelul 7

Schema de lucru	Produse	Extracţia în greutate %	Conţinut de Fe %	Extracţia de Fe %
Fig. 3 a	C — Conc.	24,0	53,03	50,7
	I — Pr. int.	16,6	34,96	23,1
	B — Steril	59,4	11,03	26,2
	A — Alimentare	100,0	25,08	100,0
Fig. 3 b	C_1 — Conc.	22,8	55,19	48,1
	C_2 — Conc.	8,0	43,14	13,2
	$C_1 + C_2$	30,8	52,00	61,3
	I — Pr. int.	20,1	26,13	20,1
	B — Steril	49,1	9,88	18,6
	A — Alimentare	100,0	26,13	100,0

Condiţii de lucru

1) *la flotaţia primară*
- măcinare : —0,09
- diluţie 1 : 2,5 (S : L)
- reactivi
  carbonat de sodiu : 4250 g/t
  dextrină : 2500 „
  acid oleic : 430
  timp condiţionare : 25 min
  timp flotare : 12 „
- pH : 10,5

2) *la prima reflotare*
- carbonat de sodiu : 2000 g/t
- dextrină : 2500 „
  timp condiţionare : 20 min
  timp flotare : 10 min

3) *la a doua reflotare*
- carbonat de sodiu : 2500 g/t
- dextrină : 2500 „
  timp condiţionare : 20 min
  timp flotare : 9 „

4) *la reflot. pr. int.*
- carbonat de sodiu : 1250 g/t
- dextrină : 2000 „
  timp condiţionare : 20 min
  timp flotare : 7 „

Se constată că, în condiţiile menţionate, se pot obţine în final concentrate de fier, reprezentînd circa 30% din întregul material, cu un conţinut de 50—52% Fe, la extracţii de metal de ordinul a 71% (considerînd că prin retratarea produselor intermediare de la reflotări se poate recupera 50% din fierul conţinut de acestea).

Analiza chimică a concentratului obţinut la flotaţie a indicat următoarele conţinuturi mai importante :

	%
Fe	52,0
SiO_2	3,3

CaO	7,5
MgO	4,12
Al_2O_3	1,6
Mn	0,5
S	0,89
P_2O_5	0,05

Tabelul 8

Schema de lucru	Consum dextrină la flot. primară g/t	Produse	Extracția în greut. %	Conținut de Fe %	Extracția de Fe %
Fig. 3 b	2500	C_1 — Conc.	23,6	53,66	47,6
		C_2 — Conc.	9,2	41,54	14,3
		$C_1 + C_2$	32,8	50,40	61,9
		I — Pr. int.	18,0	29,42	19,9
		B — Steril	49,2	9,90	18,2
		A — Alimentare	100,0	26,67	100,0
	5000	C_1 — Conc.	26,3	51,22	51,3
		C_2 — Conc.	3,3	49,01	6,2
		$C_1 + C_2$	29,6	51,00	57,5
		I — Pr. int.	24,1	28,90	26,5
		B — Steril	46,3	9,07	16,0
		A — Alimentare	100,0	26,59	100,0

Condiții de lucru

1) *la flotația primară*
- măcinare: —0,06 mm
- diluție 1 : 2,5 (S : L)
- reactivi
  carbonat de sodiu : 4250 g/t
  dextrină .....
  acid oleic : 430 g/t
  timp condiționare 25 min
  timp flotare : 12 min
- pH : 10,5

2) *la prima reflotare*
- carbonat de sodiu : 2000 g/t
- dextrină 2500 „
  timp condiționare : 20 min
  timp flotare : 10 „

3) *la a doua reflotare*
- carbonat de sodiu : 2500 g/t
- dextrină : 2500 „
  timp condiționare : 20 min
  timp flotare : 9 „

4) *la reflot. pr. int.*
- carbonat de sodiu : 1250 g/t
- dextrină : 2000 „
  timp condiționare : 20 min
  timp flotare : 7 „

Sfărîmare — Măcinare — Clasare — Separare magnetică a claselor $> 0{,}09$ mm — *Flotaţia materialului* $< 0{,}09$ *mm.* Au fost executate experimentări de separare magnetică cu minereu sfărîmat la 2 mm, 1 mm şi 0,5 mm şi clasat strîns, în clasele granulometrice 2—1; 1—0,5; 0,5—0,25; 0,25—0,09 şi 0,09 mm, care au fost tratate separat.

Pe baza unor încercări preliminare s-a stabilit ca experimentările să fie executate după o schemă ce constă dintr-o primă separare magnetică a materialului în cîmp slab, utilizînd un separator magnetic cu disc (cîmp maxim $\sim$ 2500 Öe), distanţa întrefierului fiind reglată la 0,5 mm, iar intensitatea curentului la 16 A; în urma acestei separări se obţine un concentrat şi un produs intermediar care se retratează într-un cîmp mai puternic, utilizîndu-se în acest scop un separator magnetic de laborator cu inducţie, cu cîmp puternic (cîmp maxim 10 000 Öe), reglat la o intensitate a curentului de 1 A.

Experimentările au fost executate atît cu material clasat uscat cît şi cu material clasat umed; materialul supus separării magnetice a fost uscat, cu excepţia clasei $< 0{,}09$ mm care a fost tratată umed.

Menţionăm că separarea magnetică a clasei $< 0{,}09$ mm nu s-a putut realiza cu rezultate mulţumitoare. Ca urmare, în calculele de indici făcute nu s-au luat în considerare decît rezultatele obţinute la separarea claselor $> 0{,}09$ mm, clasa $< 0{,}09$ mm urmînd să fie supusă flotaţiei.

Rezultatele acestor experimentări sînt sintetizate în tabelul 9, în care sînt prezentaţi numai indicii corespunzători concentratelor de fier obţinute la experimentări.

Tabelul 9

Separare magnetică cu minereu clasat umed				Separare magnetică cu minereu clasat uscat			
Măcinare mm	Extr. în greut. %	Conţ. de Fe %	Extr. de Fe %	Măcinare mm	Extr. în greut. %	Conţ. de Fe %	Extr. de Fe %
2	46,2	46,0	82,0	2	43,7	45,6	78,9
1	37,9	52,1	76,8	1	32,3	50,80	61,8
0,5	29,7	54,1	66,5	0,5	25,0	52,3	51,7

Examinînd datele prezentate în acest tabel, constatăm următoarele:

Rezultatele obţinute în cazul tratării minereului clasat umed sînt superioare faţă de cele obţinute în cazul tratării minereului clasat

uscat, îndeosebi în ceea ce privește extracția de metal. Astfel, dacă în cazul tratării materialului clasat umed, conținutul de fier în concentrate variază între 46—54,1%, cu extracții de metal ce variază între 82—66,5%, în cazul tratării minereului clasat uscat, conținutul de fier al concentratelor variază între 45,6—52,3%, iar extracțiile corespunzătoare între 78,9—51,7%.

Conținutul în fier al concentratelor obținute la separarea magnetică crește cu micșorarea dimensiunii la care s-a făcut sfărîmarea materialului tratat; astfel, atît în cazul materialului clasat umed cît și în cazul tratării materialului clasat uscat, conținutul de Fe în concentrat crește de la 45%, respectiv 45,6%, cît s-a obținut la tratarea materialului sfărîmat la 2 mm, pînă la 54,1%, respectiv 52,3%, cît s-a obținut la tratarea materialului sfărîmat la 0,5 mm;

În ceea ce privește extracția de metal în concentrat, la aceasta se constată, în ambele cazuri menționate anterior, o descreștere cu micșorarea dimensiunii la care s-a făcut sfărîmarea materialului tratat. Astfel, extracția de metal descrește de la 82%, respectiv 78,9%, cît s-a realizat la separarea materialului sfărîmat la 2 mm, pînă la 66,5%, respectiv 51,7%, cît s-a realizat la separarea materialului sfărîmat la 0,5 mm.

Examinînd tabelul 9 observăm că se poate aprecia că rezultatele cele mai favorabile se obțin la separarea magnetică a materialului sfărîmat la 1 mm și clasat umed, și anume: un concentrat de fier cu 52,1% Fe la o extracție de metal de 76,8% (tab. 10).

Analiza chimică a acestui concentrat a indicat următoarele conținuturi:

	%
Fe	52,1
SiO_2	1,9
CaO	8,10
MgO	4,85
Al_2O_3	0,95
Mn	0,65
S	0,51
P_2O_5	0,16

În continuare s-au efectuat experimentări de flotație cu material $<$ 0,09 mm rezultat de la clasarea umedă a minereului sfărîmat la 1 mm.

Cunoscînd că proba de minereu cercetat are un caracter omogen, clasa $<$ 0,09 mm din materialul sfărîmat la 1 mm prezentînd un con-

TABELUL 10

Separarea magnetică uscată a minereului sfărîmat la 1 mm și clasat umed

Clasa mm	Produse	Extracția în greutate %	Conținutul de Fe %	Extracția de metal %
1—0,5 v = 45,2%	Conc.	37,4	52,76	77,0
	Pr. interm.	3,8	18,29	2,6
	Steril	58,8	8,90	20,4
	Alimentare	100,0	25,73	100,0
0,5—0,25 v= 18,0%	Conc.	40,3	51,97	79,0
	Pr. interm.	1,3	39,18	1,9
	Steril	58,4	8,55	18,9
	Alimentare	100,0	26,32	100,0
0,25—0,09 v = 12,2%	Conc.	36,5	49,54	75,3
	Pr. interm.	0,6	20,63	0,5
	Steril	62,9	7,83	24,2
	Alimentare	100,0	25,74	100,0
1—0,09 v =75,4%	Conc.	37,9	52,10	76,8
	Pr. interm.	2,8	20,70	2,3
	Steril	59,3	9,06	20,9
	Alimentare	100,0	25,65	100,0

ținut de fier de circa 25—26%, deci practic egal cu conținutul de fier al minereului brut, s-au executat experimentări de flotație în condițiile stabilite ca optime în cadrul cercetărilor privind flotația integrală a minereului sfărîmat la 0,09 mm.

Astfel, lucrînd după schema din figura 3b și aplicînd condițiile arătate în tabelul 7, s-au obținut practic aceleași rezultate ca în cazul flotației integrale a minereului sfărîmat 0,09 mm, și anume concentrate cu circa 52% Fe la extracții în metal de 71—72% (după retratarea produselor intermediare).

Rezultă deci că prin aplicarea unei scheme combinate (fig. 4) ce cuprinde separarea magnetică a claselor $> 0{,}09$ mm din materialul sfărîmat la 1 mm și flotația materialului $< 0{,}09$ mm, se pot obține în final — așa cum se arată în tabelul 11 — concentrate cu 52% Fe, reprezentînd circa 36% din minereul brut, la extracții în metal ce pot ajunge pînă la 76%.

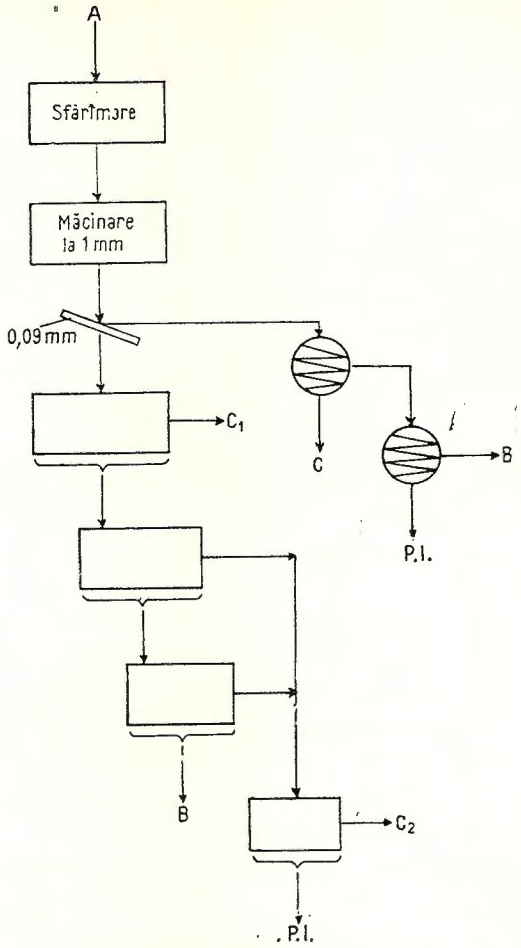


Fig. 4. — Schema combinată (separare magnetică + flotaţie)

Schéma combiné (séparation magnétique + flottation).

Tabelul 11

Clasa mm	Procedeul	Produse	Extracţia în greutate		Conţinut de Fe %	Extracţia de Fe %	
			clasă	total		clasă	total
1—0,09	Separare magnetică	C-Conc.	37,9	28,7	52,10	76,8	57,5
		I-Pr. int.	2,8	2,0	20,70	2,3	1,6
		S-Steril	59,3	44,7	9,06	20,9	16,0
		A-Aliment.	100,0	75,4	25,65	100,0	75,1
0,09	Flotaţie	C-Conc.	30,8	7,6	52,00	61,3	15,2
		I-Pr. int.	20,1	4,9	26,13	20,1	5,0
		S-Steril	49,1	12,1	9,88	18,6	4,7
		A-Aliment.	100,0	24,6	26,13	100,0	24,9
1—0	Separare magnetică +flotaţie	C-Conc.		36,3	52,07		72,7
		I-Pr.int.		6,9	24,60		6,6
		S-Steril		56,8	9,24		20,7
		A-Aliment.		100,0	26,01		100,0

Sfărîmare la 10 mm — Prăjire magnetizantă — Măcinare la 1 mm — Separare magnetică în cîmp slab. În scopul transformării hematitului prezent în minereu într-un compus cu proprietăţi magnetice superioare, care să poată fi apoi separat magnetic în cîmp slab, s-au executat experimentări de prăjire magnetizantă, utilizîndu-se în acest scop un cuptor fix, cu mufă, cu încălzire electrică şi reglare automată a temperaturii.

Fiind vorba de hematit s-a executat o prăjire reducătoare, reducătorul folosit fiind cocsul, în proporţie cantitativă de 4%.

Experimentările au fost efectuate în domeniul temperaturilor cuprinse între 700 şi 950°C. Pe baza unor experimentări preliminare de prăjire reducătoare s-a stabilit durata de rămînere a minereului în cuptor la 45 min.

În rezumat, aceste experimentări au fost executate în următoarele condiţii:

tipul cuptorului: electric, cu mufă;
granulaţia materialului: 10—0 mm;
cantitatea de material: 150 g;
temperaturile de prăjire: 700°C, 800°C, 870°C, 920°C;
durata de prăjire: 45 min;
atmosfera de prăjire: reducătoare;
adaos de cocs: 4%.

Rezultatele obţinute la experimentările de prăjire magnetizantă sînt arătate în tabelul 12.

Tabelul 12

Temperatura °C	Conţinut de Fe %		Extracţia în greutate a minereului prăjit %
	înainte de prăjire	după prăjire	
700	23,35	28,82	86,32
800	23,35	29,64	83,08
870	23,35	33,96	66,00
920	23,35	34,22	65,00

Se constată că rezultatele cele mai bune, în ceea ce priveşte conţinutul de Fe al minereului prăjit, corespund temperaturii de prăjire cuprinse între 870—920°C: pornind de la minereul crud cu circa 25% Fe

se ajunge prin prăjire la un minereu cu 34—35% Fe, pierderile la calcinare fiind de 24—25%.

Observațiile mineralogice efectuate asupra produselor obținute la prăjirea în condițiile menționate au arătat că în cazul prăjirilor la 700 și 800°C hematitul nu suferă transformări decît subordonat, întîlnindu-se rare granule de magnetit sau incluziuni fine de magnetit în hematit.

Cu creșterea temperaturii de prăjire peste 800°C (prăjiri la 870° și 920°C) are loc o substituire progresivă a hematitului cu magnetit. Gradul de transformare a hematitului în magnetit la aceste prăjiri, s-a constatat că variază în limite foarte largi, la microscop observîndu-se: granule de hematit pur, granule de hematit cu incluziuni fine de magnetit (concreștere micronică), granule de hematit transformate parțial (benzi periferice), granule de magnetit cu resturi fine de hematit netransformat, granule de magnetit reprezentînd transformări totale ale Fe_2O_2 în Fe_3O_4.

La prăjiri peste 950—1000°C, deși transformarea hematitului în magnetit nu este totală, apare tendința reducerii înaintate a magnetitului în wustit (FeO nemagnetic).

Ca urmare, s-a considerat că operația de prăjire trebuie executată la temperatura de 900—950°C.

Pentru a vedea în ce măsură — în condițiile de prăjire aplicate — s-au obținut produse cu proprietăți magnetice, s-au efectuat asupra probelor prăjite analize magnetice cu analizorul Davis. Prin aceste analize magnetice s-a urmărit în același timp să se determine indicii optimi ce se pot realiza prin separarea magnetică în cîmp slab. Analizele magnetice s-au efectuat pe probe de minereu prăjit și măcinat la —0,25 mm și —0,09 mm.

Rezultatele obținute la aceste analize sînt arătate în tabelul 13.

Analizele magnetice efectuate permit a aprecia că rezultatele cele mai bune se obțin cu proba de minereu prăjit între 870—920°C; astfel, prin separarea magnetică în cîmp slab a minereului prăjit în condițiile menționate, avînd circa 34% Fe, se pot realiza concentrate cu 50—55% Fe, la extracții în metal de 66—71%; sterilul eliminat, reprezentînd 52—56% din întregul material, mai conține însă 19—21% Fe.

La analizele magnetice efectuate se constată că în cazul tratării materialului măcinat la —0,09 mm se obțin în general concentrate magnetice cu un conținut mai ridicat de Fe decît în cazul tratării materialului măcinat la —0,25 mm; în schimb extracțiile de metal în concen-

Tabelul 13

Temperatura de prăjire C°	Intensitatea cîmpului magnetic Öe	Mărimea materialului mm	Produse	Extracția în greutate %	Conținut de Fe %	Extracția de Fe %
700	2000	—0,25	Concentrat	25,9	36,71	33,2
			Steril	74,1	25,72	66,8
			Alimentare	100,0	28,50	100,0
		—0,09	Concentrat	10,5	43,25	15,8
			Steril	89,5	26,96	84,2
			Alimentare	100,0	28,74	100,0
800	2000	—0,25	Concentrat	40,6	39,36	56,9
			Steril	59,4	20,21	43,1
			Alimentare	100,0	28,06	100,0
		—0,09	Concentrat	30,6	45,59	48,2
			Steril	69,4	21,47	51,8
			Alimentare	100,0	28,83	100,0
870	2000	—0,25	Concentrat	43,8	51,40	66,5
			Steril	56,2	20,40	33,5
			Alimentare	100,0	33,91	100,0
		—0,09	Concentrat	35,6	55,06	58,0
			Steril	64,4	22,02	42,0
			Alimentare	100,0	33,78	100,0
920	2000	—0,25	Concentrat	47, 9	50,47	71,0
			Steril	52,1	19,02	29,0
			Alimentare	100,0	34,10	100,0
		—0,09	Concentrat	37,8	55,37	60,8
			Steril	62,2	21,70	39,2
			Alimentare	100,0	34,40	100,0

tratele magnetice sînt mai ridicate în cazul tratării materialului măcinat la —0,25 mm, față de cele realizate la tratarea materialului măcinat la —0,09 mm.

În continuare, luînd în considerare rezultatele obținute la experimentările de prăjire magnetizantă, s-au efectuat experimentări de separare magnetică în cîmp slab cu minereu prăjit la temperatura de 900—

920°C. Experimentările au fost executate cu material măcinat la 1 mm; 0,5 mm şi 0,25 mm, fără o clasare preliminară; materialul —0,25 mm a fost tratat umed. S-a utilizat un separator magnetic de laborator cu disc (cîmp maxim ~ 2500 Öe).

Rezultatele cele mai semnificative obţinute, precum şi condiţiile de lucru corespunzătoare la separatorul magnetic, sînt prezentate în tabelul 14.

Tabelul 14

Intensit. curent. A	Distanţa întrefier. mm	Mărimea mater. mm	Produse	Extracţia în greut. %	Conţinutul de Fe %	Extracţia de Fe %
3	12	—1	Concentrat	41,5	47,0	59,0
			Steril	58,5	26,7	41,0
			Alimentare	100,0	33,1	100,0
3	8	—0,5	Concentrat	50,6	47,75	72,0
			Steril	49,4	18,24	28,0
			Alimentare	100,0	32,13	100,0
3	5	—0,25	Concentrat	53,2	48,10	76,00
			Steril	46,8	17,20	24,00
			Alimentare	100,0	33,60	100,00

Constatăm astfel că prin separarea magnetică în cîmp slab a minereului prăjit reducător la temperatura de 900—920°C şi apoi măcinat la 0,25 mm se pot obţine concentrate cu circa 48% Fe, la extracţii în metal de 72—76%.

Analiza chimică a unui astfel de concentrat a indicat următoarele conţinuturi:

	%
Fe	48,00
SiO_2	2,86
CaO	12,65
MgO	12,40
Al_2O_3	2,39
Mn	1,45
S	0,71
P_2O_5	0,18

Sfărîmare la 3 mm — Preconcentrare densimetrică a fracţiunii 3—1 mm — Măcinare la 1 mm a preconcentratului — Separare magnetică a materialului < 1 mm. În scopul determinării posibilităţilor de aplicare a unor metode densimetrice de preparare, s-a executat o analiză densimetrică cu minereu sfărîmat la 3 mm (cl. 3—1 mm).

Rezultatele acestei analize, prezentate în tabelul 15, arată că la densitatea de 3,08 g/cm³ se poate separa un preconcentrat, care conţine 41,6% Fe şi care reprezintă 32,6% din întregul material; sterilul eliminat, care conţine circa 8% Fe, reprezintă circa 30% din întregul material.

Tabelul 15

Clasa mm	Densitatea g/cm³	Extracţia în greutate %		Conţinut de Fe, %	Extracţia de metal, %	
		Faţă de cl. 3—1 mm	Faţă de întreg mat.		Faţă de cl. 3—1 mm	Faţă de întreg mat.
3—1	>3,08	49,0	32,2	41,65	83,5	52,5
	3,08—2,81	43,5	28,5	8,50	15,2	9,5
	<2,81	7,5	4,9	4,25	1,3	0,8
	<3,08	51,0	33,4	7,98	16,5	10,3
	Intreg mat.	100,0	65,6	24,42	100,0	62,8

Aceste rezultate prezintă interes, ele indicînd posibilitatea aplicării metodei cu suspensii grele în vederea realizării unei preconcentrări a minereului.

Desigur că se impune ca datele obţinute să fie verificate, eventual în instalaţie pilot şi la dimensiuni mai mari ale minereului (30—40 mm).

Pentru a avea o imagine mai completă a rezultatelor finale ce s-ar putea obţine în cazul includerii în schema de preparare a minereului a unei preconcentrări densimetrice, s-au executat unele experimentări cu caracter informativ, după schema din figura 5, care cuprinde concentrarea în mediu dens a fracţiunii 3—1 mm, urmată de măcinarea la 1 mm a preconcentratului obţinut şi de separarea magnetică a materialului mai mic de 1 mm.

La experimentările de separare magnetică efectuate în cadrul acestei scheme au fost luate în considerare condiţiile de lucru aplicate la experimentările anterioare de separare magnetică. Astfel, tratarea ma-

terialului < 1 mm, rezultat după clasarea materialului sfărîmat la 3 mm, a fost executat după o prealabilă clasare umedă în clasele granulometrice 1—0,5; 0,5—0,25 și $< 0,25$ mm, care au fost tratate uscat.

Menționăm că în cazul acestui material nu s-a mai făcut și o clasare la 0,09 mm, deoarece prin determinările efectuate s-a constatat că clasa

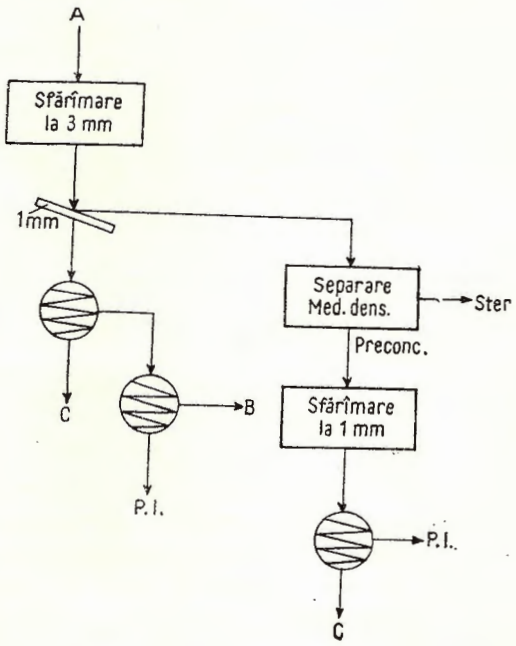


Fig. 5. — Schemă combinată (preconcentrare în mediu dens + separare magnetică).

Schéma combiné (préconcentration en milieu dens + séparation magnétique).

$< 0,09$ mm, reprezintă o cantitate foarte mică (3—4%) și ca urmare a fost inclusă în clasa $< 0,25$ mm.

În ceea ce privește preconcentratul obținut la separarea în mediu dens, acesta — după măcinarea la 1 mm — a fost tratat integral în separatorul magnetic cu disc, la care — pe baza unor încercări prealabile — distanța întrefierului a fost reglată la 5 mm, iar intensitatea curentului la 7 A.

Rezultatele obținute la aceste experimentări sînt prezentate în tabelul 16.

Constatăm că prin aplicarea schemei menționate se poate realiza în final un concentrat cu 51,5% Fe, la o extracție de metal de circa 77%.

Tabelul 16

Clasa mm	Procedeul	Produse	Extracţia în greutate		Conţinut de Fe %	Extracţia de Fe %	
			clasă	total		clasă	total
3—1	Mediu dens	Preconcentrat	52,2	32,6	41,58	85,0	53,1
		Steril	47,8	29,8	7,98	15,0	9,3
		Alimentare	100,0	62,4	25,72	100,0	62,4
1—0	Separarea magnetică a preconcentratului sfărîmat la 1 mm	Concentrat	69,5	22,8	51,20	85,1	45,4
		Produs interm.	30,5	9,8	20,25	14,9	7,7
		Alimentare	100,0	32,6	41,58	100,0	53,1
1—0	Separarea magnetică a materialului < 1 mm din mater. sfărîmat la 3 mm	Concentrat	32,4	12,2	51,94	65,1	24,5
		Produs interm.	17,8	6,7	25,80	17,8	6,7
		Steril	49,8	18,7	8,85	17,1	6,4
		Alimentare	100,0	37,6	25,94	100,0	37,6
3—0	Schema fig. 6	Concentrat		35,0	51,52		69,9
		Produs interm.		16,5	22,53		14,4
		Steril		48,4	8,35		15,7
		Alimentare		100,0	25,76		100,0

Concluzii. Cercetările de preparare efectuate în scopul determinării posibilităţilor de valorificare a minereurilor de fier de la Delniţa-Cîmpulung, au fost executate asupra a două probe colectate separat de IGEX din lucrările de explorare efectuate în zona cu carbonaţi şi respectiv în zona cu oxizi de fier de la Delniţa.

1. Minereul cu carbonaţi de fier. Analiza mineralogică a arătat că proba supusă cercetării este constituită în proporţie de 85% din carbonaţi (între care predomină sideritul (75—80%) şi subordonat ankeritul, dolomitul, calcitul); celelalte minerale prezente (cuarţul, oxizii de mangan, cloritul, pirita etc) apar ca impregnaţii fine în masa de carbonaţi.

Analiza chimică generală a indicat următoarele conţinuturi mai importante: 33,50% Fe; 5,41% Mn; 7,82% SiO_2; 4,20% CaO.

Cercetările de preparare efectuate, corelate cu analiza mineralogică (observaţii macroscopice şi microscopice, analiza termodiferenţială), au arătat că — faţă de caracteristicile probei studiate — singura metodă prin care se poate realiza o îmbogăţire în fier a minereului respectiv este prăjirea.

Astfel, prin aplicarea unei prăjiri în următoarele condiții :

temperatura de prăjire : 750—800°C ;

timpul de prăjire : 30 min ;

atmosfera mediului din cuptor : neutră, slab oxidantă, conținutul în fier al minereului este ridicat de la circa 33% la 47,5%, pierderile la calcinare fiind de circa 30%.

Analizele magnetice efectuate asupra minereului prăjit în aceste condiții au arătat că prin separarea magnetică în cîmp slab a acestuia se pot realiza concentrate cu 50—53% Fe, la extracții în metal de 95—97%.

Indicele de bazicitate al minereului prăjit este de 0,8%, deci destul de favorabil pentru a permite utilizarea în furnal a minereului supus în prealabil chiar numai unei operații de prăjire.

2. Minereul cu oxizi de fier. Analiza mineralogică a arătat că proba cercetată este constituită din dolomit (~60%) impregnat neuniform cu hematit (~35%), celelalte minerale semnalate (pirita, cuarț, clorit) apărînd cu totul subordonat, ca incluziuni în dolomit și mai puțin în hematit.

Analiza chimică generală a indicat următoarele conținuturi mai importante : 24,48% Fe ; 19,02% CaO ; 13,30% MgO ; 2,16% SiO_2 ; 0,80% S ; 0,20% P_2O_5.

Cercetările de preparare efectuate au cuprins un cîmp larg de procedee de preparare : separare magnetică uscată și umedă, flotație, prăjire magnetizantă urmată de separare magnetică în cîmp slab, preconcentrare densimetrică, combinate după diferite scheme.

Rezultatele obținute în cadrul acestor cercetări sînt sintetizate în tabelul 17.

Într-o primă apreciere se poate considera că rezultatele cele mai favorabile și anume : concentrate de Fe cu 52% Fe, la extracții în greutate de 36% și extracții de metal de 76%, se obțin prin aplicarea unui flux tehnologic constînd din : Sfărîmare — Măcinare la 1 mm — Clasare — Separare magnetică a clasei $> 0,09$ mm — Flotația materialului $< 0,09$ mm (fig. 4).

Concentratul astfel obținut, așa cum a indicat analiza chimică arătată anterior, prezintă caracteristici favorabile, pentru a putea fi utilizat în bune condiții în furnal.

Tabelul 17

Tehnologia	Conţinut Fe în minereu brut, %	Extracţia în greutate %	Conţinut Fe în conc. %	Extracţia de Fe în conc. %
Sfărîmare-Măcinare-Flotaţie	24,5—26,5	34,3	52,0	71,3
Sfărîmare-Măcinare la 1 mm — Clasare — Sep. magn. a cl. > 0,09 mm — Flot. mater. < 0,09 mm	24,5—26,5	36,3	52,0	76,0
Sfărîmare — Prăjire magn. — Măcinare la 1(0,5) mm — Sep. magn. în cîmp slab	24,5—26,5	36,5	48,0	74,0
Sfărîm. la 3 mm — Preconc. densimetrică a fracţ. 3—1 mm — Măc. la 1 mm a preconc. — Sep. magn. mater. < 1 mm	24,5—26,5	36,0	51,5	77,0

Menţionăm că la definitivarea fluxului tehnologic de preparare a acestui minereu, după cum au evidenţiat experimentările de laborator, va trebui să se aibă în vedere eventualitatea aplicării unei preconcentrări densimetrice, desigur numai după experimentări în instalaţie pilot.

RECHERCHES SUR LA PRÉPARATION DU MINERAI DE FER DE DELNIŢA-CÎMPULUNG

PAR

CORNEL PANDELESCU, GEORGETA POLICI

(Résumé)

Les recherches de préparation, exécutées dans le but de déterminer les possibilités de valoriser les minerais de fer de Delniţa-Cîmpulung, ont été effectuées sur deux échantillons prélevés séparément à Delniţa, dans les zones explorées pour les carbonates et pour les oxydes de fer.

1. **Minerais à carbonates de fer.** L'analyse minéralogique relève que l'échantillon examiné est constitué en proportion de 85% de carbonates dont la sidérite est prédominante (70 à 85%) et l'ankérite, la dolomite et la calcite sont subordonnées ; les autres minéraux présents quartz, oxydes de manganèse, le chlorite et la pyrite etc.) apparaissent comme imprégnations fines dans la masse des carbonates.

L'analyse chimique générale indique les teneurs suivantes plus importantes : 33,50% Fe ; 5,41% Mn ; 7,82% SiO_2 ; 4,20% CaO.

Les résultats des recherches de préparation corrélés à ceux de l'analyse minéralogique (observations macroscopiques et microscopiques, analyse thermodifférentielle) montrent que — par rapport aux caractéristiques de l'échantillon étudié — la seule méthode capable de conduire à un enrichissement en fer du minerai respectif est le grillage.

Ainsi, appliquant un grillage dans les conditions suivantes :

température : 750°—800°C ;

durée : 30 minutes ;

atmosphère du milieu du four : neutre, faiblement oxyidée, la teneur en fer du minerai augmente d'environ 33% à 47,5%, les pertes par calcination étant d'environ 30%.

Les analyses magnétiques effectuées sur le minerai grillé dans ces conditions ont montré que par la séparation de celui-ci dans un champ magnétique faible on peut obtenir des concentrés à 50—53% Fe et à récupérations en métal de 95—97%.

L'indice de basicité du minerai grillé est de 0,8%, donc assez favorable pour permettre l'utilisation dans le haut fourneau du minerai même s'il n'a été soumis au préalable qu'à une seule opération de grillage.

2. **Minerais à oxydes de fer.** L'analyse minéralogique a montré que l'échantillon examiné est constitué de dolomites (~60%) imprégnées de manière non-uniforme d'hématite (~35%), les autres minéraux signalés (pyrite, quartz, chlorite) apparaissant de manière tout à fait subordonnée, comme inclusions dans la dolomie et moins dans l'hématite.

L'analyse chimique générale a montré les teneurs suivantes plus importantes : 24,48% Fe ; 19,02% CaO ; 13,30% MgO ; 2,16% SiO_2 ; 0,80% S ; 0,20% P_2O_5.

On a utilisé plusieurs méthodes de préparation, notamment : la séparation magnétique à l'état sec et humide, la flottation, le grillage

magnétisant suivi de la séparation magnétique en champ faible, la préconcentration densimétrique, combinées selon différents schémas.

Le tableau 17 comprend la synthèse des résultats obtenus par nos recherches.

TABLEAU 17

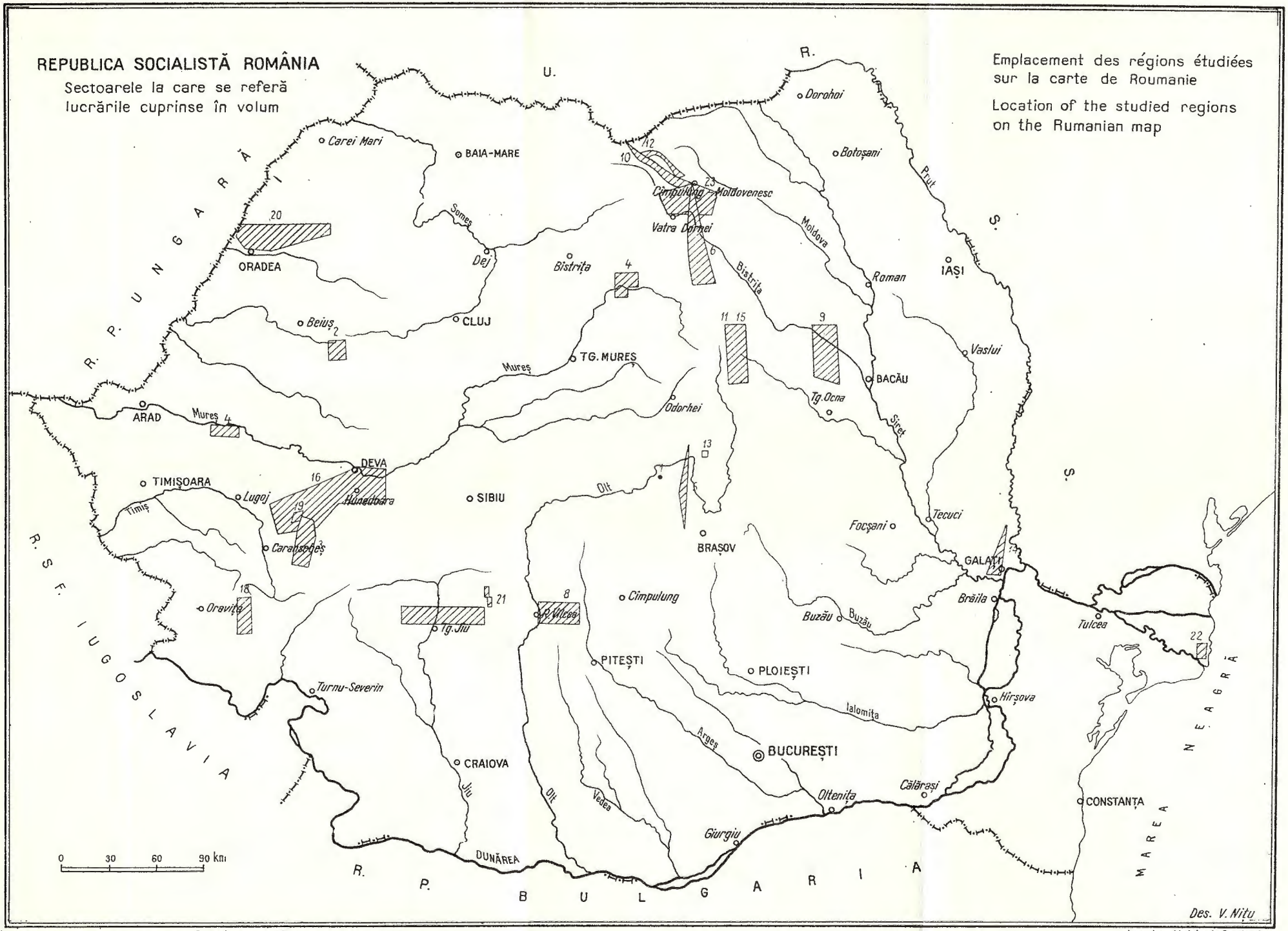
Technologie	Teneur en Fe du minerai brut %	Récupérations en poids %	Teneuré en Fe du concentré %	Récupération du Fe concentré %
Concassage — Broyage — Flottation	24,5—26,5	34,3	52,0	71,3
Concassage — Broyage à 1 mm — Tamisage — Separation magnétique de la classe > 0,09 mm — Flottation du materiel < 0,09 mm	24,5—26,5	36,3	52,0	76,0
Concassage — Grillage magnetisant Broyage à 1 (0,5) mm — Séparation magnétique en champ faible	24,5—26,5	36,5	48,0}	74,0
Concassage à 3 mm Preconcentration densimétrique de la fraction 3—1 mm — Broyage à 1 mm du préconcentré — Séparation magnétique du mat. < 1 mm	24,5—26,5	36,0	51,5	77,0

Au premier abord on peut considérer que les plus favorables résultats, à savoir : des concentrés de Fe à 52% Fe, à récupérations en poids de 36% et des récupérations en métal de 76% sont obtenus en appliquant un flux technologique qui consiste en :

Concassage — Broyage à 1 mm — Tamisage — Séparation magnétique de la classe > 0,09 mm — Flottation du matériel < 0,09 mm (fig. 4).

Le concentré ainsi obtenu, comme l'analyse chimique antérieurement indiquée l'a montré présente des caractéristiques favorables pour l'utiliser en bonnes conditions dans le haut fourneau.

Nous mentionnons qu'à la préparation de ce minerai, tel que les expériences de laboratoire ont révélées, il faudrait tenir compte de l'application éventuelle d'une préconcentration densimétrique, mais cela seulement après des expériences dans des installations pilote.



INSTITUTUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. LIV/3

Imprim. Atel. Inst. Geologic

CUPRINS

MINERALOGIE-PETROGRAFIE Pag.

1. Codarcea Dessila Marcela, Borcoş M., Arghir Drăgulescu Adela. Masivul cristalofilian al Gîrbovei (munţii Perşani) 5
2. Gherasi N. Microfaciesuri, metamorfism termic şi metasomatic în bazinul superior al Crişului Negru 23
3. Gherasi N., Savu H. Structura masivului granitoid de la Muntele Mic (Banatul de est) 55
4. Peltz S., Peltz Margareta. Unele rezultate ale utilizării datelor cantitative în studiul piroclastitelor. 83

SEDIMENTOLOGIE

5. Patrulius D., Panin N., Panin Ştefana. Sedimentogeneza formaţiunilor cretacice din munţii Perşani şi împrejurimile Codlei (curbura Carpaţilor) 113

STRATIGRAFIE

6. Alexandrescu Gr. Stratigrafia şi structura pînzei interne superioare din flişul cretacic dintre Valea Bistriţei şi Valea Moldovei (Carpaţii Orientali) . . 142
7. Marinescu Fl. Precizări stratigrafice privind Sarmaţianul şi Meoţianul din nordul Olteniei 153
8. Mihăilă N. Romanianul, termen stratigrafic final al Neogenului şi stratigrafia sa din sectorul Rm. Vîlcea—Vîlsăneşti 163
9. Mirăuţă O. Stratigrafia şi structura Miocenului subcarpatic din regiunea Moineşti—Tazlău 173
10. Mutihac V. Structura geologică a sinclinalului marginal extern la nord de Valea Moldovei 213
11. Săndulescu M. Structura geologică a părţii centrale a sinclinalului Hăghimaş 227
12. Ştefănescu M. Geologia regiunii cuprinsă între Pîrîul Negru şi izvoarele văii Cîrlibaba (Carpaţii Orientali) 265
13. Vasilescu Al., Givulescu R. Contribuţii la cunoaşterea geologiei bazinului Baraolt 283

PALEONTOLOGIE

Pag.

14. Roman Ştefana, Date palinologice privind Pleistocenul mediu din Podişul Moldovenesc 295
15. Săndulescu Jana. Contribuţii micropaleontologice la cunoaşterea Cretacicului din sinclinalul Hăghimaş 307

TECTONICĂ

16. Ionescu Fl., Kräutner H., Mureşan M. Corelarea datelor geofizice şi geologice din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. . . . 339

GEOCHIMIE

17. Ianovici V., Dimitriu Al., Ciobanu D., Proksck P. Necesitatea unei noi fundamentări a prospecţiunilor geochimice de substanţe minerale utile 367
18. Savu H., Vasiliu Cecilia. Contribuţii la cunoaşterea structurii şi chimismului masivului granitoid de la Poniasca (munţii Semenic) 383
19. Tiepac I., Ioncică Magdalena, Tănăsescu Anca. Studiul statistico-matematic al distribuţiei radioactivităţii într-un zăcămînt de fier. . 409

HIDROGEOLOGIE

20. Mihăilă N., Feru M., Ianc Rosette. Cercetări hidrogeologice în zona Oradea — Diosig — Săldăbagiu de Barcău 425

PREPARAREA SUBSTANŢELOR MINERALE UTILE

21. Huber Panu I., Georgescu B., Oprescu Angela. Cercetări privind prepararea rocilor cu grafit din zonele Rîbari şi Ungurelu—Polovragi 457
22. Huber Panu I., Georgescu B., Năstase Maria, Muşăţeanu Cr. Cercetări privind stabilirea posibilităţilor de valorificare a aluviunilor marine cu titan şi zircon din zona grindului Sărăturile 495
23. Pandelescu C., Polici Georgeta. Cercetări asupra preparării minereului de fier de la Delniţa—Cîmpulung 515

CONTENU

MINÉRALOGIE-PÉTROGRAPHIE — Page

1. Codarcea Dessila Marcela, Borcoş M., Arghir Drăgulescu Adela. Le massif cristallophillien de Gîrbova 13
2. Gherasi N. Microfaciès, métamorphisme de contact thermic et métasomatose dans la Vallée de Crişul Negru 25
3. Gherasi N., Savu H. Structure du massif granitoïde de Muntele Mic (Banat oriental) 77
4. Peltz S., Peltz Margareta. Quelques résultats obtenus par l'utilisation des donnés quantitatives dans l'étude des pyroclastites 109

SÉDIMENTOLOGIE

5. Patrulius D., Panin N., Panin Ştefana. La sédimentogenèse des formations crétacées des Monts Perşani et des environs de Codlea 137

STRATIGRAPHIE

6. Alexandrescu Gr. Stratigraphie et structure de la nappe interne supérieure du flysch crétacé (entre la vallée de la Bistriţa et la vallée de la Moldova) 150
7. Marinescu Fl. Précisions stratigraphiques concernant le Sarmatien et le Méotien du secteur septentrional de l'Olténie 160
8. Mihăilă N. Le Romanien terme stratigraphique final du Néogène et sa stratigraphie dans le secteur de Rîmnicu Vîlcea — Vîlsăneşti 171
9. Mirăuţă O. Stratigraphie et structure du Miocène subcarpatique de la région de Moineşti — Tazlău 202
10. Mutihac V. Structure géologique du synclinal marginal externe situé au N de la vallée de la Moldova 222
11. Săndulescu M. Structure géologique de la zone centrale du synclinal de Hăghimaş (Carpates Orientales) 254
12. Ştefănescu M., Géologie de la région comprise entre Pîrîul Negru et les sources de Cîrlibaba (Carpates Orientales) 281

Page

13. Vasilescu Al., Givulescu R. Contributuion à la connaissance de la géologie du bassin de Baraolt 292

PALÉONTOLOGIE

14. Roman Ştefana. Données palynologiques concernant le Pleistocène moyen situé au S du Plateau Moldave 305
15. Săndulescu Jana. Contributions micropaléontologiques à la connaissance du Crétacé du synclinal Hăghimaş 329

TECTONIQUE

16. Ionescu Fl., Kräutner H., Mureşan M. Corrélations des données géophysiques et géologiques de l'unité épimétamorphiques du Massif de Poiana Ruscă 360

GÉOCHIMIE

17. Ianovici V., Dimitriu Al., Ciobanu D., Proksch P. Néccessité de trouver de nouvelles méthodes pour les prospections géochimiques des substances minérales utiles. 380
18. Savu H., Vasiliu Cecilia. Contribution à la connaissance de la structure et du chimisme du massif granitoïde de Poniasca (Monts Semenic) 403
19. Tiepac I., Ioncică Magdalena, Tănăsescu Anca. Étude statistique-mathématique de la distribution de la radioactivité du gisement de fer. 422

HYDROGÉOLOGIE

20. Mihăilă N., Feru M., Ianc Rosette. Recherches hydrogéologiques dans la zone d'Oradea — Diosig — Săldăbagiu de Barcău 453

PRÉPARATION DES SUBSTANCES MINÉRALES UTILES

21. Huber Panu I., Georgescu B., Oprescu Angela. Recherches concernant la concentration des roches à graphite de Rîbari et Ungurelu (Polovragi) 492
22. Huber Panu I., Georgescu B., Năstase Maria, Muşăţeanu Cr. Recherches concernant les possibilités de valoriser les alluvions marines renfermant du Titane et du Zircon de la zone de Grindul Sărături 513
23. Pandelescu C., Polici Georgeta. Recherches sur la préparation du minerai de fer de Delniţa-Cîmpulung. 544

Redactori: MARGARETA PELTZ și MAGDALENA IORDAN
Traducători: MARGARETA HĂRJEU, MARIANA SAULEA, FL. GHIUȚU
Ilustrația: V. NIȚU

Dat la cules: dec. 1968. Bun de tipar: sept. 1969. Tiraj: 1100 ex. Hîrtie scris I A. Format 70×100/56 g. Coli tipar: 34,5. Com. 128. Pentru biblioteci indicele de clasificare 53.058.

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informația" str. Brezoianu 23–25 București – România.

COMITÉ D'ÉTAT POUR LA GÉOLOGIE
INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LIV/3
1966-1967