REPUBLICA SOCIALISTA ROMÂNIA
COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

ANUARUL COMITETULUI DE STAT AL GEOLOGIEI

VOL. XXXV

BUCUREȘTI
1966

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA
COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

ANUARUL COMITETULUI DE STAT AL GEOLOGIEI

VOL. XXXV

BUCUREŞTI
1966

Institutul Geologic al României

CONTENU

(Résumés)

	Pag.
D. Giuşcă, G. Cioflica, H. Savu. Description de la province banatitique	41
N. Gherasi, V. Manilici, R. Dimitrescu. The geological and petrographical Study of the Ezer—Păpuşa Massif	97
Marcela Dessila-Codarcea. Le problème de la division et la distribution du Riphéen en Roumanie	157
R. Dimitrescu. Muntele Mare. A geologic and petrologic Study	241
D. Patrulius, N. Mihăilă. Stratigraphie des dépôts quaternaires des environs de Bran et néotectonique de la dépression de Bîrsa	291
I. Băncilă, I. Marinescu. Nouvelles contributions à la connaissance de la géologie de la région de Covasna	335
V. Dragoş. Le Paléogène de la région Călăţele—Huedin	389
D. Patrulius, Elena Popa-Dimian, Ileana Dimitriu-Popescu. Les séries mésozoïques et la nappe de décollement transylvaine dans les environs de Comana (Monts Perşani)	435

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

Pag.

D. Giuşcă, G. Cioflica, H. Savu, Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice 13

N. Gherasi, V. Manilici, R. Dimitrescu. Studiul geologic şi petrografic al masivului Ezer—Păpuşa 47

Marcela Dessila-Codarcea. Problema orizontării şi răspîndirii Rifeanului în România 105

R. Dimitrescu. Muntele Mare. Studiu geologic şi petrografic 165

D. Patrulius, N. Mihăilă. Stratigrafia depozitelor cuaternare din împrejurimile Branului şi neotectonica depresiunii Bîrsei 259

I. Băncilă, I. Marinescu. Contribuţii noi la cunoaşterea geologiei regiunii Covasna 299

V. Dragoş. Paleogenul din regiunea Călăţele—Huedin 347

D. Patrulius, Elena Popa-Dimian, Ileana Dimitriu-Popescu. Seriile mezozoice autohtone şi Pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (munţii Perşani) 397

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

COLECTIVUL DE CONDUCERE AL COMITETULUI DE STAT AL GEOLOGIEI

Acad. Prof. G. MACOVEI	Președinte de Onoare
Acad. Prof. AL. CODARCEA	Președinte
Prof. V. IANOVICI	Vicepreședinte — Membru corespondent al Academiei R. S. România
Inginer I. PETRIȘOR	Vicepreședinte
Inginer ȘT. MORARU	Vicepreședinte
Acad. Prof. G. MURGEANU	Membru în Comitet
Acad. Prof. S. ȘTEFĂNESCU	Membru în Comitet
Prof. DAN GIUȘCĂ	Membru în Comitet — Membru corespondent al Academiei R. S. România
Geolog D. ȘTEFĂNESCU	Membru în Comitet
Inginer N. SCHWARTZ	Membru în Comitet
Inginer E. MATYAS	Membru în Comitet

Institutul Geologic al României

PERSONALUL DE CONDUCERE AL INSTITUTULUI GEOLOGIC

Prof. RĂILEANU GRIGORE	Director
Conf. RĂDULESCU DAN	Director Adjunct ştiinţific
BLEAHU MARCIAN	Secretar ştiinţific
MOLNAR EUGEN	Director Adjunct Administrativ
BUCŞE ALEXANDRU	Contabil Şef

PERSONALUL DE CERCETARE AL INSTITUTULUI GEOLOGIC

I. SECŢIA HĂRŢI GEOLOGICE

MUTIHAC VASILE	Şef. Secţie

a) Sectorul de Cercetări stratigrafice, sedimentologice şi tectonice

ALEXANDRESCU GRIGORE	Şef Sector
Conf. DUMITRESCU ION	Cercetător ştiinţific principal
LUPU MARCEL	Cercetător ştiinţific principal
MIRĂUŢĂ OREST	Cercetător ştiinţific principal
SĂNDULESCU MIRCEA	Cercetător ştiinţific principal
POPESCU ILEANA	Cercetător ştiinţific principal
DIMIAN MIHAI	Cercetător ştiinţific
RUSU ANATOLIE	Cercetător ştiinţific
ŞTEFĂNESCU MIHAI	Cercetător ştiinţific

b) Sectorul de Cercetări paleontologice

PATRULIUS DAN	Şef Sector
MARINESCU FLORIAN	Cercetător ştiinţific principal
SEMAKA ALEXANDRU	Cercetător ştiinţific principal
LUPU DENISA	Cercetător ştiinţific
POPA ELENA	Cercetător ştiinţific
STANCU JOSEFINA	Cercetător ştiinţific

c) Sectorul de Cercetări micropaleontologice

BOMBIŢĂ GHEORGHE	Şef Sector
MIRĂUŢĂ ELENA	Cercetător ştiinţific
BRATU ELENA	Cercetător ştiinţific
SĂNDULESCU JANA	Cercetător ştiinţific

d) Sectorul de Cercetări palinologice

ILIESCU VIOLETA	Şef Sector
CIOFLICA GIANINA	Cercetător ştiinţific
ROMAN ŞTEFANA	Cercetător ştiinţific
ANTONESCU EMANOIL	Cercetător ştiinţific

Institutul Geologic al României

e) **Sectorul de Cercetare petrografică a rocilor exogene**

Papiu Corvin Victor	Şef Sector
Manea Alexandru	Cercetător ştiinţific
Popescu Anton	Cercetător ştiinţific

f) **Sectorul de Cercetare petrografică a rocilor endogene**

Codarcea Marcela	Şef Sector
Gherasi Nicolae	Cercetător ştiinţific principal
Bercia Iosif	Cercetător ştiinţific principal
Mureşan Mircea	Cercetător ştiinţific
Bercia Elvira	Cercetător ştiinţific
Mureşan Georgeta	Cercetător ştiinţific

II. SECŢIA HĂRŢI GEOFIZICE

a) **Sectorul de Cercetări şi elaborare a hărţilor geofizice**

Stoenescu Scarlat	Şef Sector
Airinei Ştefan	Cercetător ştiinţific principal
Constantinescu Petre	Cercetător ştiinţific principal
Vâjdea Vasile	Cercetător ştiinţific principal
Solomon Maria Rizoneta	Cercetător ştiinţific
Velcescu Georgeta	Cercetător ştiinţific

b) **Sectorul de Cercetări geoelectromagnetice**

Soare Andrei	Cercetător ştiinţific principal
Ionescu Alexandrina	Cercetător ştiinţific

III. SECŢIA HĂRŢI PEDOLOGICE

Acad. Prof. Cernescu Nicolae	Şef. Secţie

a) **Sectorul de Cercetări pentru sistematica solurilor şi elaborării hărţii pedologice**

Florea Nicolae	Şef Sector
Asvadurov Hacic	Cercetător ştiinţific principal
Spirescu Mircea	Cercetător ştiinţific principal
Bălăceanu Valentin	Cercetător ştiinţific principal

b) **Laboratorul de Cercetări fizico-chimice a solurilor**

Gâţă Elena	Şef Laborator
Petrescu Adriana	Cercetător ştiinţific
Atanasescu Ruxandra	Cercetător ştiinţific
Cicotti Mihai	Cercetător ştiinţific

Institutul Geologic al României

IV. SECȚIA DE GEOLOGIE ECONOMICĂ

Prof. JOJA TEODOR — Șef Secție

a) Sectorul de Cercetări a substanțelor minerale utile și de elaborare a hărților metalomagnetice

VASILESCU ALEXANDRU	Cercetător științific principal
Conf. MATEESCU ION	Cercetător științific principal
NĂSTĂSEANU SERGIU	Cercetător științific principal
SAVU HARALAMBIE	Cercetător științific principal
BORCOȘ MIRCEA	Cercetător științific principal
PELTZ SERGIU	Cercetător științific principal
KRÄUTNER HANS	Cercetător științific principal
BIȚOIANU CORNELIA	Cercetător științific
ILIE SMĂRĂNDIȚA	Cercetător științific
DRĂGULESCU ADELA	Cercetător științific
PAVELESCU MARIA	Cercetător științific
STANCIU CONSTANTINA	Cercetător științific
KRÄUTNER FLORENTINA	Cercetător științific

b) Sectorul de cercetare și de elaborare a hărților hidrogeologice

MIHĂILĂ NICOLAE	Șef Sector
BANDRABUR TODERIȚĂ	Cercetător științific principal
GHENEA CONSTANTIN	Cercetător științific principal
GIURGEA PĂUN	Cercetător științific
GHENEA ANA	Cercetător științific

V. SECȚIA DE CERCETĂRI PENTRU PREPARAREA ȘI VALORIFICAREA SUBSTANȚELOR MINERALE

Prof. HUBER PANU ION — Șef Secție — Membru corespondent al Academiei R. S. România

a) Sectorul de cercetare pentru prepararea și valorificarea minereurilor neferoase și de metale rare

GEORGESCU BUJOR	Șef Sector
NĂSTASE MARIA	Cercetător științific principal
OPRESCU ANGELA	Cercetător științific principal
DUMITRESCU MARIA	Cercetător științific

b) Sectorul de Cercetări pentru prepararea și valorificarea minereurilor feroase și a substanțelor minerale nemetalifere

PANDELESCU CORNEL	Șef Sector
POLICI GEORGETA	Cercetător științific principal
MUȘEȚEANU CRISTIAN	Cercetător științific principal

Institutul Geologic al României

VI. SECȚIA DE CERCETĂRI FIZICE ȘI CHIMICE A ROCILOR ȘI MINEREURILOR

a) Laboratorul de Cercetări chimice și microchimice

Iosof Vasile	Șef Laborator
Vasiliu Cecilia	Cercetător științific principal
Medeșan Alexandra	Cercetător științific
Colios Elena	Cercetător științific
Ianc Rosette	Cercetător științific
Stroescu Dumitru	Chimist principal

b) Laboratorul de Cercetări spectrografice și roentgenografice

Giușcă Radu	Cercetător științific principal
David Boris	Cercetător științific principal
Volanschi Ernestina	Cercetător științific principal
Mînzat Silvia	Cercetător științific principal
Udrescu Constanța	Cercetător științific principal
Florescu Ilarie	Cercetător științific

c) Laboratorul de Cercetări nucleare în domeniul geologiei

Lemne Maria	Cercetător științific principal
Dimitriu Alexandru	Cercetător științific principal
Tiepac Ion	Cercetător științific
Tănăsescu Anca	Cercetător științific
Ioncică Magdalena	Cercetător stagiar
Anastase Șerban	Chimist (radiochimist)
Vasilescu Anca	Chimist (geochimist)
Andăr Petre	Chimist (geochimist)

d) Laboratorul de Radiometrie

Gohn Emil	Șef Laborator
Brătășanu Elisabeta	Cercetător științific principal
Vâjdea Eleonora	Cercetător științific principal
Boiucaner Leca	Cercetător științific
Bălăcescu Alexandru	Cercetător științific

IX. SERVICIUL TEHNIC ȘI DE DOCUMENTARE

Paucă Mircea	Șef Serviciu
Nica Ecaterina	Geolog principal
Antonovici Suzana	Geolog principal
Peltz Margareta	Geolog principal

Institutul Geologic al României

Cazaban Gabriela	Geolog principal
Mateescu Elena	Geolog principal
Iordan Magdalena	Geolog principal
Fote Ligia	Geolog
Hînculov Lucia	Geolog
Ştefănescu Marina	Geolog

Institutul Geologic al României



Prof. GRIGORE RĂILEANU
(1913—1966)

Institutul Geologic al României

PROFESOR GRIGORE RĂILEANU
(1913—1966)

Moartea prematură a prof. Grigore Răileanu survenită în urma unui accident, în timpul unei deplasări pe teren, a lipsit geologia românească de un harnic, conştiincios şi valoros slujitor al învăţământului superior şi al ştiinţei.

Născut la 20 mai 1913 în comuna Oltenești regiunea Iaşi, prof. Grigore Răileanu s-a stins din viaţă în ziua de 12 mai 1966.

Cunoştinţele elementare le însuşeşte la şcoala din comuna natală, unde sub influenţa vieţii satului românesc s-a dezvoltat, la copilul Grigore Răileanu, dragostea de natură şi patrie, cărora şi-a dedicat apoi întreaga viaţă.

Cursurile secundare le urmează la liceul din Huşi, iar cele universitare la Facultatea de Ştiinţe din Iaşi, unde însuşirile native ale lui Grigore Răileanu au găsit cele mai fericite posibilităţi de cultivare.

Ilustrul său profesor, Ion Atanasiu, i-a dat o temeinică îndrumare, care a fost punctul de plecare al evoluţiei proeminentei sale personalităţi ştiinţifice. Remarcîndu-se încă din timpul studenţiei imediat după absolvirea facultăţii, în anul 1938, Grigore Răileanu a fost numit asistent la catedra de geologie din Iaşi. În anul 1939 a fost încadrat ca geolog la Institutul Geologic al României, în anul 1946 reia activitatea didactică, iar în anul 1949 a obţinut titlul de doctor în ştiinţe geologice.

Activitatea sa ştiinţifică prodigioasă este concretizată în cele 63 lucrări ştiinţifice originale şi 35 de rapoarte geologice ştiinţifice-economice aflate în manuscris.

* * *

În cei aproape 28 ani de activitate, cercetările ştiinţifice întreprinse de Grigore Răileanu au îmbrăţişat domenii largi şi variate,

Institutul Geologic al României

atacînd atît probleme cu caracter de cercetare fundamentală cît şi de cercetare aplicativă.

În prima categorie se înscriu lucrările sale privitoare la stratigrafia terenurilor paleozoice, mezozoice şi terţiare din Banat, Dobrogea, fundamentul Cîmpiei române şi Transilvania.

Paleozoicul din ţara noastră era foarte puţin cunoscut pînă la lucrările sale. Studiul Paleozoicului inferior de la Călăraşi constituie o contribuţie deosebită în ceea ce priveşte stratigrafia, dar mai ales tectonica Platformei moesice. Prin semnalarea raporturilor de discordanţă existente între depozitele Ludlovianului superior şi cele ale Ludlovianului inferior se emite, pentru prima dată, ipoteza vîrstei epicaledoniene a unei părţi din Platforma moesică.

Lucrarea asupra Devonianului din forajul de la Mangalia al cărui autor principal este Grigore Răileanu, este de o valoare recunoscută pe plan internaţional prin aceea că poate fi folosită ca etalon, pentru corelările biostratigrafice la distanţe mari.

Asupra Carboniferului din Banat aduce contribuţii însemnate atît la orizontarea stratigrafică de detaliu, cît şi la cunoaşterea conţinutului paleontologic al acestei formaţiuni. În acest ultim sens se înscrie valorosul studiu asupra faunei calcarelor de Ideg, pe baza căruia se stabileşte prezenţa Carboniferului inferior în zona Presacina. Grigore Răileanu este primul autor care arată că, în Banat, trecerea de la Carboniferul superior la Permianul inferior se face progresiv prin intermediul unui pachet de argile negre cu floră autuniană. Prin identificarea Autunianului se face primul progres în orizontarea depozitelor permiene din Banat, care erau considerate ca fiind reprezentate numai prin depozite roşii de tip verrucano.

În ceea ce priveşte studiul depozitelor mezozoice din Republica Socialistă România a publicat valoroase lucrări, care se înscriu printre cele mai însemnate contribuţii aduse pînă în prezent. Dînd totdeauna prioritatea studiului paleontologic în reconstituirea evoluţiei elementelor geologice, a dat la iveală cele mai complete lucrări biostratigrafice asupra formaţiunilor jurasice. Referitor la limita dintre Triasic şi Liasic în cadrul Carpaţilor meridionali a argumentat, că aceasta trebuie trasată la baza Rhetianului, cu care începe un nou ciclu de sedimentare. În lucrările lui se găsesc primele orizontări de detaliu privind Liasicul din Banat, exprimate prin cele trei subdiviziuni principale, cu variaţiile lor faciale. Studiile sale paleontologice au adus numeroase contribuţii la cunoaşterea faciesurilor Liasicului din Carpaţii orientali şi Munţii Apuseni. Cunoscînd

Institutul Geologic al României

caracterul transgresiv al calcarelor urgoniene din zona Reşiţa, emite ipoteza unor mişcări tectonice cu caracter regional ante-barremiene. În bazinul Transilvaniei, a contribuit în mod deosebit la cunoaşterea terenurilor paleogene, iar în bazinul Petroşani la studiul stratigrafic şi paleontologic al depozitelor miocene.

Ca autor principal al lucrării „Geologia zăcămintelor de cărbuni din Republica Socialistă România", realizează pentru prima dată o sinteză cuprinzătoare despre cărbunii de toate vîrstele. În ceea ce priveşte întocmirea hărţilor geologice ale ţării, Grigore Răileanu a adus numeroase şi valoroase contribuţii participînd efectiv la întocmirea hărţilor geologice, scara 1 : 500.000, 1 : 200.000 şi 1 : 100.000.

Activitatea lui Grigore Răileanu în domeniul cercetărilor aplicative s-a manifestat prin lucrări de prospecţiuni şi de dirijare a lucrărilor de explorare. Cele mai importante prospecţiuni cu rezultate deosebit de valoroase pentru economia naţională, le-a făcut în domeniul zăcămintelor de cărbuni cocsificabili. Prospectînd cu competenţă regiunea Banat, a pus în evidenţă importante rezerve de cărbuni cocsificabili la Cozla şi Anina.

În numeroase rapoarte geologice, Grigore Răileanu a dat indicaţii preţioase despre perspectivele economice pe care le prezintă şi alte substanţe minerale utile. Pe această linie se înscriu cercetările privind bauxitele din Pădurea Craiului, gazele naturale din Bazinul Transilvaniei etc.

Datorită marilor sale merite ştiinţifice, în anul 1958 a fost desemnat ca Director Ştiinţific Adjunct al Institutului de Geologie-Geografie al Academiei Republicii Socialiste România. Aceleaşi merite l-au condus apoi, (1963) la ocuparea funcţiei de Director al Institutului Geologic al Comitetului de Stat al Geologiei, funcţie pe care a deţinut-o pînă la moartea sa.

* * *

În activitatea didactică Grigore Răileanu a trecut prin toate gradele începînd cu cel de asistent pînă la cel de profesor şef de catedră. În anii 1962 şi 1963 a fost decan al Facultăţii de Geologie-Geografie de la Universitatea din Bucureşti.

Munca de pregătire ştiinţifică şi educare a studenţilor a fost făcută cu multă pricepere şi pasiune. Vastitatea cunoştinţelor lui în domeniul geologiei de teren l-a consacrat ca un excelent îndrumător al studenţilor în aplicaţiile geologice anuale.

În vederea unei mai temeinice pregătiri a noilor cadre de geologi a redactat şi publicat primul tratat de Geologie Generală apărut la noi în ţară. Moartea l-a surprins în plină elaborare a cursului de Geologia

Institutul Geologic al României

României, pe care-l preda în ultima vreme la Facultatea de Geologie-Geografie. Ca conducător științific al aspiranților și apoi al doctoranților a contribuit cu multă competență la calificarea superioară a numeroase cadre didactice mai tinere și numeroși cercetători din provincie.

Reputația științifică internațională a prof. Grigore Răileanu i-a atras delegarea lui la numeroase manifestări științifice în afara țării. Astfel a participat la congrese în R. S. Cehoslovacă (1958), R. P. Ungară (1959), Danemarca (1960), Franța (1963), A făcut excursii geologice în R. P. Bulgaria (1958), R. P. Polonă (1960), și R. S. F. Jugoslavia (1961). În anii 1964—1965, în cadrul unei misiuni științifice a efectuat prospecțiuni pentru substanțe minerale utile în Republica Arabă Unită.

Pentru meritele sale deosebite în activitatea didactică și științifică, profesorul Grigore Răileanu a primit ordinul Steaua României cl. IV (1964).

Comportarea sa în războiul antihitlerist a fost apreciată prin conferirea ordinului Steaua R.P.R. cl. V (1954).

Academia Republicii Socialiste România l-a distins cu premiul Cobălcescu (1950), pentru lucrarea „Geologia regiunii Svinița — Fața Mare".

Ministerul Învățământului i-a premiat (1960) lucrarea „Fauna de amoniți jurasici din zona Svinița — Svinecea Mare".

Pe lîngă calitățile sale de distins și neobosit cercetător, prof. Grigore Răileanu era înzestrat cu o deosebită sensibilitate sufletească, o permanentă voioșie și caldă prietenie, toate acestea suprapunîndu-se unui fond de modestie, bunătate și loialitate, rar întrunite într-o singură persoană. Trăsăturile profund umane care-l caracterizau pe prof. Grigore Răileanu stau la baza simpatiei și respectului pe care i l-au acordat toți cei ce l-au cunoscut.

Pe măsură ce se scurge vremea, dispariția prof. Grigore Răileanu este mai adînc resimțită de către familia, prietenii, colegii și colaboratorii săi. În același timp, însă, geologia românească înscrie în rîndurile personalităților ei științifice nepieritoare încă un nume valoros, acela al profesorului Grigore Răileanu.

Institutul Geologic al României

PROFESSEUR GRIGORE RĂILEANU
(1913—1966)

La mort prématurée du Professeur Grigore Răileanu, dans un accident survenu au cours d'une campagne en terrain, ravit à la géologie roumaine, à l'enseignement supérieur, à la science, un de leurs meilleurs serviteurs.

Né le 20 mai 1913 dans le village Oltenești, région de Jassy, le professeur Grigore Răileanu est mort le 12 mai 1966. Il fait des études élémentaires à l'école de son village. La grande leçon de la vie campagnarde, l'âpre beauté des labeurs de la terre, la richesse des vieilles traditions, la douceur exquise du paysage moldave, tout a concourru à développer chez l'enfant le puissant amour de la nature et du pays auxquels il allait consacrer le meilleur de sa vie.

A la fin des études secondaires au lycée de Huși il suit des cours universitaires à la Faculté de Sciences de Jassy où ses heureuses dispositions innées s'épanouiront grâce à d'excellentes conditions.

Elève de l'illustre professeur Ion Atanasiu, il en recevra la solide instruction sur laquelle repose l'évolution de sa proéminente personnalité scientifique.

Remarqué déjà comme étudiant, à la fin de ses études, en 1938, Grigore Răileanu est nommé assistent à la chaire de géologie de Jassy. Depuis 1949 il travaille comme géologue à l'Institut Géologique de Roumanie; en 1946 il reprend l'activité didactique. Il obtient le titre de docteur ès sciences en 1949.

Grigore Răileanu est auteur de 63 ouvrages scientifiques originaux et de 35 rapports géologiques manuscrits, à double portée, scientifique et économique.

Institutul Geologic al României

* * *

Durant les 28 années d'activité, ses recherches scientifiques qui joignent le caractère fondamental à celui applicatif ont embrassé de vastes domaines variés.

La première catégorie réunit les ouvrages concernant la stratigraphie des terrains paléozoïques, mésozoïques et tertiaires de Banat, Dobrogea et Transylvanie et le soubassement de la Plaine Roumaine. Jusqu'à lui le Paléozoïque de Roumanie était très peu connu. L'étude du Paléozoïque inférieur de Călăraşi constitue une contribution particulièrement précieuse pour ce qui est de la stratigraphie et de la tectonique, surtout, de la Plateforme moesienne. C'est lui, qui, le premier, a signalé les rapports de discordance existant entre les dépôts du Ludlovien supérieur et ceux du Ludlovien inférieur, ce qui lui a permis d'émettre l'hypothèse de l'âge épicalédonien d'une partie de la Plateforme moesienne.

Consacré sur le plan international, l'ouvrage sur le Dévonien du forage de Mangalia, dont il est le principal auteur, sert comme étalon aux corrélations biostratigraphiques à grandes distances.

Il apporte d'importantes contributions sur le Carbonifère de Banat, aussi bien en ce qui concerne la stratigraphie de détail que la connaissance du contenu paléontologique de cette formation. C'est dans ce sens qu'il a rédigé l'étude sur la faune de calcaires de Ideg à partir de laquelle on a établi la présence du Carbonifère inférieur dans la zone de Presacina. Grigore Răileanu est le premier à avoir montré qu'en Banat, la transition du Carbonifère supérieur vers le Permien inférieur s'accomplit progressivement par l'intermédiaire d'un paquet d'argiles noires à flore autunienne. L'identification de l'Autunien marque un premier progrès dans l'étude stratigraphique des dépôts permiens de Banat dont l'on pensait qu'ils étaient représentés uniquement par des dépôts rouges de type Verrucano.

En ce qui concerne l'étude des dépôts mésozoïques de Roumanie, il est auteur d'importants ouvrages qui s'inscrivent parmi les meilleurs qu'on ait donnés jusqu'ici. S'étayant toujours et surtout de l'étude paléontologique pour reconstituer l'évolution des éléments géologiques, ses ouvrages biostratigraphiques sur les formations jurassiques comptent parmi les plus complets. Il a argumenté que la limite séparant le Trias du Lias des Carpates Méridionales doit être située à la base du Rhétien à partir duquel un nouveau cycle de sédimentation commence. Il établit les trois principales subdivisions du Lias de Banat avec leurs variations de faciès. Ses études paléontologiques représentent des contributions à

Institutul Geologic al României

la connaissance des faciès du Lias des Carpates Orientales et des Monts Apuseni. Le caractère transgressif des calcaires urgoniens de la zone de Reşiţa lui suggère l'hypothèse de mouvements tectoniques à caractère régional antébarrémiens. Ses contributions à la connaissance des terrains paléogènes dans le bassin de Transylvanie et à l'étude stratigraphique et paléontologique des dépôts miocènes dans le bassin Petroşeni sont particulièrement importantes.

Principal auteur de l'ouvrage „Géologie des gisements de charbons de la République Socialiste de Roumanie", il réalise la première synthèse pour tous les gisements de charbons du pays. De nombreuses et remarquables contributions à la rédaction des cartes géologiques du pays appartiennent au Professeur Răileanu. Il a participé effectivement à la rédaction des cartes géologiques à l'échelle 1 : 500.000, 1 : 200.000 et 1 : 100.000.

L'activité de Grigore Răileanu dans le domaine des recherches applicatives compte des prospections et la direction des travaux d'exploration. Les plus importantes prospections dont les résultats ont particulièrement profité à notre économie nationale il les a exécutées dans le domaine des gisements de charbons cokéfiables.

Nombre de ses rapports géologiques contiennent des indications précieuses sur les perspectives économiques que d'autres minéraux utiles présentent également et c'est dans ce sens qu'il a dirigé les recherches concernant les bauxites de Pădurea Craiului, les gaz naturels du bassin de Transylvanie etc.

Ses grands mérites scientifiques le désignent en 1958 pour le poste de Directeur Scientifique Adjoint de l'Institut de Géologie—Géographie de l'Académie de la République Socialiste de Roumanie et, en 1963, pour celui de Directeur de l'Institut Géologique du Comité d'État pour la Géologie qu'il occupe jusqu'à sa mort.

* * *

Le long de sa carrière didactique, l'ancien assistent de la Faculté de Sciences de Jassy en parcourra tous les échelles qui le conduiront au poste de professeur, chef de chaire ; pendant les années 1962 et 1963 il fut doyen de la Faculté de Géologie et Géographie à l'Université de Bucarest.

Il était de cette vieille souche de maîtres habiles à conseiller les étudiants, à s'en faire aimés, à s'en entourer à l'école comme en terrain, au cours des campagnes annuelles que sa présence entendue et joviale à la fois rendaient vraiment inoubliables.

Institutul Geologic al României

Il a rédigé et publié le premier traité de Géologie générale, paru chez nous, à l'intention des jeunes générations de géologues. Sa mort a interrompu l'élaboration du cours de Géologie de la Roumanie qu'il tenait dernièrement à la Faculté de Géologie et Géographie.

Avec la compétence qui le caractérisait, il a contribué à faire promouvoir au titre de docteur ès sciences nombre de scientifiques et d'enseignants.

La renommée scientifique internationale du Professeur Grigore Răileanu l'a désigné pour participer à de nombreuses manifestations scientifiques à l'étranger. Il a participé à des congrès en R. S. de Tchékoslovaquie (1958), en R. P. de Hongrie (1959), en Danemark (1960), en France (1963). Il a entrepris des excursions géologiques en R. P. de Bulgarie (1958), en R. P. de Pologne (1960) et en R. S. F. de Yougoslavie (1961). En 1964—1965 une mission scientifique de prospection des substances minérales utiles l'appelle en République Arabe Unie.

Son activité didactique et scientifique a été récompensée par l'ordre „Étoile de Roumanie" cl. IV (1964).

Pour son comportement pendant la guerre antihitlérienne on lui a conféré l'ordre „Étoile de Roumanie" cl. V (1954).

Son ouvrage „Géologie de la région Svinița—Fața Mare" a reçu (1950) le prix „Cobălcescu" de l'Académie de la République Socialiste de Roumanie. L'ouvrage „La faune d'Ammonites jurassiques de la zone Svinița — Svinecea Mare" a reçu (1960) le prix du Ministère de l'Enseignement.

Chez Grigore Răileanu, le scientifique profond et inlassble rencontrait l'homme à l'âme sensible, modeste et loyale. La sympathie et le respect dont on entourait le dernier rehaussaient l'estime et le mérite qu'on accordait au premier.

A mesure que le temps nous en éloigne, sa place vide au milieu de la famille, des amis, des collègues et collaborateurs devient toujours plus sensiblement douloureuse.

Dernier hommage, la géologie roumaine inscrira à jamais le nom du Professeur Grigore Răileanu parmi ses glories impérissables.

Institutul Geologic al României

LISTA LUCRĂRILOR ŞTIINŢIFICE ORIGINALE

1. Răileanu Gr., Atanasiu I. Contribuţii la cunoaşterea Liasicului din munţii Hăghimaş. *Acad. R.P.R. Bul. St., Seria Geologie-Geografie*, II/5. Bucureşti, 1950.
2. Răileanu Gr. Prezenţa Anthracossiidelor în Permianul inferior din zona Svinița — Svinecea Mare. *Acad. R.P.R. Comunic.* II/9—10. Bucureşti, 1952.
3. Răileanu Gr. Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii Apahida-Mociu. *D.S. Inst. Geol.* (1948—1949) XXXVI. Bucureşti, 1952.
4. Răileanu Gr. Cercetări geologice în regiunea Cîmpul lui Neag-Uricani şi consideraţii generale asupra bazinului Petroşeni. *D.S. Com. Geol.* XXXIX. Bucureşti, 1952.
5. Răileanu Gr. Recherches géologiques dans la région Cîmpul lui Neag-Uricani et considérations générales sur le bassin de Petroşeni. *C. R. Com. Géol.*, XXXVII—XXXIX, Bucureşti, 1952.
6. Răileanu Gr. Cercetări geologice în regiunea Svinița — Faţa Mare. *Acad. R.P.R., Bul. St., seria Biol., Agr., Geogr.* V/2, 1953.
7. Răileanu Gr. Recherches géologiques dans la région Svinița — Svinecea Mare. *Acad. R.P.R., Stud. şi Cerc. Geol.* 1953.
8. Răileanu Gr., Preda D. M. Contribuţii la cunoaşterea Liasicului din Munţii Perşani. *An. Com. Geol.*, XXVI. Bucureşti, 1953.
9. Răileanu Gr. Contribuţii la cunoaşterea geologiei regiunii Faţa Mare — Svinecea Mare (Banat), *D.S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950—1951). Bucureşti, 1954.
10. Răileanu Gr. Cercetări în regiunea Cluj — Apahida—Sic. *D. S. Inst. Geol.* (1951—1962), XXXIX. Bucureşti, 1955.
11. Răileanu Gr. Burdigalianul de pe pîriul Sălătruc şi consideraţii generale asupra bazinului Petroşeni. *Rev. Univ. C. I. Parhon, seria Şt. Nat.*, nr. 6—7, Bucureşti, 1955.
12. Răileanu Gr. Recherches géologiques dans la région Cluj — Apahida—Sic. *C. R. Com. Géol.* XXXVII—XXXIX (1949—1952). Bucureşti, 1955.
13. Răileanu Gr., Saulea Emilia. Contribuţiuni la orizontarea şi cunoaşterea variaţiilor de facies ale Paleogenului din reg. Cluj şi Jibou. NW-ul Bazinului Transilvaniei. *Rev. Univ. C. I. Parhon, seria Şt. Nat.*, 8. Bucureşti, 1955.
14. Răileanu Gr. Prezenţa Buglovianului în regiunea Apahida. *An. Univ. C. I. Parhon, seria Şt. Nat.*, nr. 9. Bucureşti, 1956.
15. Răileanu Gr. Cercetări geologice în regiunea Roşia (M-ţii Pădurea Craiului). *An. Univ. C. I. Parhon, seria Şt. Nat.*, 12. Bucureşti, 1956.
16. Răileanu Gr., Saulea Emilia. Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou. *An. Com. Geol.*, XXIX. Bucureşti, 1956.

Institutul Geologic al României

17. Răileanu Gr., Bădăluță Aurelia, Pelin M. Studiul faunei de Aptychus din calcarele jurasice superioare din zona Sviniţa—Svinecea Mare—Banat. *An. Univ. Parhon, seria Şt. Nat.*, 11. Bucureşti, 1956—1957.

18. Răileanu Gr. Consideraţii geologice asupra geologiei Banatului de vest. *An. Româno-Sov., seria Geol.-Geogr.*, 4, 1957.

19. Răileanu Gr., Gheorghiu C. Prezenţa Toarcianului în valea Sfîrdinului la Mehadia-Banat. *An. Univ. Parhon, seria Geol.-Geogr.*, nr. 14. Bucureşti, 1957.

20. Răileanu Gr., Mutihac V., Năstăseanu S. Cercetări geologice în regiunea Anina — Doman, zona Reşiţa — Moldova Nouă-Banat. *Acad. R.P.R., Bul. St. seria Geol.-Geogr.*, II/2. Bucureşti, 1957.

21. Răileanu Gr., Năstăseanu S. Contribuţiuni la orizontarea Paleozoicului superior din reg. Ciudanoviţa—Lupac (Banat). *An. Univ. Parhon, seria Şt. Nat.*, 18. Bucureşti, 1958.

22. Răileanu Gr. Geologie generală. Ed. Tehnică. Bucureşti, 1959.

23. Răileanu Gr., Năstăseanu S., Mutihac V. Geologische Forschungsarbeiten im Gebiet Anina—Doman. *Rev. Géol. Géogr.*, III, nr. 1. Bucureşti, 1959.

24. Răileanu Gr., Codarcea Al. Mezozoicul din Carpaţii Meridionali. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.* V/4. Bucureşti, 1960.

25. Răileanu Gr., Pelin M. Fauna calcarelor oolitice feruginoase din zona Sviniţa-Svinecea. *An. Univ. C. I. Parhon, seria St. Nat. Geol-Geogr.*, nr. 23. Bucureşti, 1960.

26. Răileanu Gr., Codarcea Al. Le Mésozoique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Publ. Hung.*, XLIX/1. Budapesta, 1960.

27. Răileanu Gr., Codarcea Al., Năstăsescu S. Carboniferul inferior de pe valea Idegului. *Acad. R.P.R. Stud. şi Cerc.* V/3, 1960.

28. Răileanu Gr., Năstăseanu Aurelia. Contribuţii la cunoaşterea faunei de ammoniţi din Jurasicul superior de la Sviniţa-Banat. *Stud. Cerc. Geol.*, V/1. 1960.

29. Răileanu Gr. et al. Harta geologică a R.P.R., scara 1 : 1.500.000. Monografia geografică R.P.R., 1960.

30. Răileanu Gr., Patrulius D., Margărit E., Chivu M., Dragu V. Corelarea molaselor cu Antracoterii mari din Transilvania şi Bazinul Petroşeni. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.* V/2, 1960.

31. Răileanu Gr. Considérations générales sur le Jurassique des Carpates roumaines concernant surtout quelques limites stratigraphiques. *An. Inst. Geol. Publ. Hung.*, vol. XLIX, fasc. 2, 683, 1961.

32. Răileanu Gr., Năstăseanu S., Dincă Al. Geologia regiunii cuprinsă între V. Nerei şi V. Dunării. *Acad. R.P.R. Stud. şi Cerc. Geol.* VI/1, 1961.

33. Răileanu Gr., Codarcea Al. et al. Geologia Carpaţilor Meridionali între Olt şi Dunăre. *Ghidul Carp. Meridionali, Congr. V Carpato-balcanic.* Bucureşti, 1961.

34. Răileanu Gr., Rusu A. Contribuţiuni la cunoaşterea Carboniferului inferior din zona Drencova-Banat. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.*, VII/3—4, 1962.

35. Răileanu Gr., Patrulius D., Bleahu M., Năstăseanu S., Semaka Al. Observations sur les limites des séries jurassiques dans les Carpates roumaines. Col. du Jurassique. Luxemburg, 1962.

Institutul Geologic al României

36. Răileanu Gr., Pavelescu L. Consideraţii generale privind vîrsta şisturilor cristaline din autohtonul Carpaţilor Meridionali. *Asoc. Geol. Carpato-Balcanică, Congr. V. Mineralogie-Petrografie*, II. Bucureşti, 1963.

37. Răileanu Gr., Năstăseanu S. Asupra prezenţei formei de Arthrophycus alleghaniensis în formaţiunilor paleozoice inferioare din Carpaţii Meridionali. *Com. Acad. R.P.R.* 13/5, 1963.

38. Răileanu Gr., Oncescu N. Phases orogéniques sur le territoire de la Roumanie. *Com. St. secţ.* III, *Asoc. Geol. Carpato-balcanică, Congr. V, Tectonica*, IV, 1961s Bucureşti, 1963.

39. Răileanu Gr., Grigoraş N., Oncescu N., Plisca T. Geologia zăcămintelor de cărbuni. Edit. Tehnică. Bucureşti, 1963.

40. Răileanu Gr., Rusu A. Contributions à la connaissance du Carbonifère inf. dans la zone de Drencova-Banat. *Acad. R.P.R. Revue de Géogr.* VII/1. Bucureşti, 1963.

41. Răileanu Gr., Năstăseanu S., Boldur C. Nouvelles données sur la limite tectonique d'Ouest de la zone de Reşiţa (Banat). *Acad. R.P.R. Revue de Géol.-Géogr.*, VII/2, 1963.

42. Răileanu Gr., Năstăseanu S., Boldur C. Date noi asupra limitei tectonice de vest a zonei Reşiţa-Banat. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.*, VIII/1, 1963.

43. Răileanu Gr. Noi contribuţii asupra formaţiunilor burdigaliene din Bazinul Petroşeni (P. Sălătruc). *Comunic. Şt. Seria Şt. Nat., Univ. Bucureşti*, 1964.

44. Răileanu Gr., Patrulius D., Bleahu M., Mirăuţă O. Le Carbonifère des Carpates roumaines et de l'Avant-pays carpatique. *C.R.* II, 1964. Paris.

45. Răileanu Gr., Negulescu Victoria. Studiul comparativ al faunei burdigaliene din Baz. Transilvaniei şi Baz. Petroşeni. *An. Com. Geol.*, XXXIV/1, 1964.

46. Răileanu Gr., Iordan Magdalena. Studiul faunei de Brachiopode liasice din zona Sviniţa. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol., Geogr., seria Geol.* IX/1. 1964.

47. Răileanu Gr., Popescu Gh. Studiul microfaunei cretacice inferioare din zona. Sviniţa (Banatul de Sud). *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol., seria Geol.* IX/1, 1964.

48. Răileanu Gr., Rusu A., Moisescu V. Relaţiile tectonice ale cristalinului M-ţilor Mezeş-Ţicău cu formaţiunile sedimentare ale Baz. Transilvaniei. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.*, IX/2, 1964.

49. Răileanu Gr., Năstăseanu Aurelia. Contribuţii la cunoaşterea Callovianului din zona Reşiţa. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.*, IX/2, 1964.

50. Răileanu Gr., Năstăseanu S., Boldur C. Sedimentarul Paleozoic şi Mezozoic de pe Domeniul getic din SW Carpaţilor Meridionali. *An. Com. Geol.*, XXXII, 1964.

51. Răileanu Gr., Semaka Al., Iordan Magdalena, Ali Mehmed-Dăneţ Nurhan. Le Dévonien de la Dobrogea Méridionale. *Lucr. Asoc. Carpato-Balcanice, Congres VI* septembrie vol. I/II, *Sofia*, 1965.

52. Răileanu Gr., Codarcea Al., Năstăseanu S., Boldur C., Pop Gr. Aspects de sédimentation chaotique dans le Crétacé supérieur de l'autochtone des Carpates Méridionales. *Carp.-balk. Geol. Assoc.*, I. Sofia, 1965.

53. Răileanu Gr., Sagatovici Alexandra. Asupra Sarmaţianului inferior de la Moldova Nouă. Comunicare în ses. ştiinţ. a Univ., 1965.

Institutul Geologic al României

54. Răileanu Gr., et al. Dicţionarul enciclopedic român. Ed. Politică, 1963—1966,
55. Răileanu Gr., Iordan Magdalena, Ali Mehmed-Dăneţ Nurhan, Beju D. Studiul Devonianului din forajul de la Mangalia. *D.S. Com. Geol.*, LII/1. Bucureşti, 1966.
56. Răileanu Gr., Semaka Al. Das Devon von Mangalia (Rumänien) und seine Flora. *N. Jb. Geol. Paläont.*, H_3 p. 65—73. Stuttgart, 1966.
57. Răileanu Gr., Năstăseanu Aurelia. Studiul faunei de lamelibranchiate din zona Svinița. *An. Univ. Bucureşti* (sub tipar).
58. Răileanu Gr., Iordan Magdalena, Săndulescu Eugenia. Consideraţii asupra Paleozoicului inf. din zona Călăraşi. *D.S. Com. Geol.* LIII/1. (sub tipar).
59. Răileanu Gr., Bercia I., Pop Gr. Asupra vîrstei unor roci granitoide din munţii Vîlcan (Carp. Meridionali). *D.S. Com. Geol.* LIII/1 (sub tipar).
60. Răileanu Gr., Patrulius D., Mirăuță O., Bleahu M. Stadiul actual al cunoştinţelor asupra Paleozoicului din România. *D.S. Com. Geol.* LIII/3. (sub tipar).
61. Răileanu Gr., Patrulius D., Bleahu M., Năstăseanu S. Aspecte fundamentale ale geologiei Mezozoicului din România. *D.S. Com. Geol.* LIII/3. (sub tipar).
62. Răileanu Gr., Mészáros N. Studiul geologic al complexului vărgat inferior din nord-vestul Bazinului Transilvaniei. *Acad. R. S. România. Volum festiv* (sub tipar).
63. Răileanu Gr., Pauliuc S. Curs de Geologie generală. (sub tipar).

Institutul Geologic al României

CARACTERIZAREA PETROLOGICĂ A PROVINCIEI BANATITICE

DE

D. GIUȘCĂ, G. CIOFLICA, H. SAVU

Abstract

A Petrologic Characterization of the Banatitic Province. The banatitic province encloses subvolcanic and volcanic rocks, rarely plutonic rocks, disposed in several alignments. The granodioritic bodies are predominant; in Banat there are slightly alkalic one (monzonite, syenodiorite). The banatites are of Paleocene age. To the Senonian deposits in the Upper Cretaceous basins, volcanic products are associated, forming alltogether the Subhercynian province. The Subhercynian and the Laramian magmatites (Banatitic province) have a subsequent feature. A pacific character is kept in the evolution of the banatitic rocks. Different alkalic rocks are only locally observed. The uniformity of the chemical features, as well as the unitary structural framework in which the banatites are deveoped, reflect the relationship between the rocks associated to the Laramian tectogenesis.

TABLA DE MATERII

Scurt istoric al studiului banatitelor 14
Principalele corpuri de banatite și modul lor de asociere 15
Poziția banatitelor în ciclul tectono-magmatic alpin și vîrsta lor 22
Unele particularități în diferențierea banatitelor 25
Chimismul provinciei banatitice 26
Concluzii 34
Bibliografie 36

În structogenul alpin sînt bine dezvoltate produsele activității magmatice cu caracter inițial și subsecvent. Aceste produse aparțin provinciei ofiolitice, provinciei banatitice și provinciei vulcanismului neogen.

Institutul Geologic al României

Provincia banatitică cuprinde corpuri intrusive și vulcanice asociate tectogenezei laramice. Ea se dezvoltă în partea vestică a țării, unde corpurile eruptive se grupează într-o zonă orientată NNE — SSW cuprinzînd extremitatea sudică a munților Rez, munții Bihor — Vlădeasa, munții Gilăului, munții Drocea, munții Poiana Ruscă și munții Banatului. La sud de Dunăre, zona cu erupțiuni laramice se continuă în Jugoslavia, Bulgaria și Turcia.

SCURT ISTORIC AL STUDIULUI BANATITELOR

Chiar din secolul al XVIII-lea încep să apară unele informații asupra principalelor tipuri de roci ce alcătuiesc masivele eruptive și asupra fenomenelor de contact determinate de acestea. Dintre primii cercetători menționăm pe B. Cotta, care a recunoscut acum o sută de ani consanguinitatea variatelor tipuri de roci de vîrstă cretacic-superioară din Banat, pentru care a introdus termenul de „banatite".

În primele decenii ale secolului XX, provincia banatitică a stat în atenția a numeroși cercetători, dintre care reținem pe G. Szádeczky (1903, 1904, 1907, 1908, 1915, 1930), K. Papp (1904, 1908), P. Rozlozsnik (1905, 1906, 1907—1909) și S. Szentpétery (1928). Studiile efectuate de acești cercetători, adesea cu caracter de sinteză, au condus la o primă imagine asupra alcătuirii petrografice a masivelor banatitice din țara noastră și asupra vîrstei și chimismului lor.

Problemele care s-au ridicat în urma acestor cercetări impuneau un studiu mai aprofundat și mai sistematic al provinciei banatitice. Al. Codarcea (1931) a subliniat semnificația termenului de banatit și folosirea lui în sensul propus de B. Cotta. O astfel de precizare se impunea, deoarece în cursul timpului termenul de banatit a fost utilizat într-un sens mai restrîns sau chiar eliminat. De asemenea Al. Codarcea a remarcat particularitățile structurale și texturale ale banatitelor, precum și tendința pe care o au magmele banatitice în decursul diferențierii lor de a prezenta unele înrudiri cu seriile alcaline.

Contribuții la cunoașterea provinciei banatitice au fost aduse și de către E. Stoicovici (1930), A. Streckeisen (1932), S. Anton (1936), I. Jelinek (1937) și M. Socolescu (1940), prin studiul petrografic și chimic al unor roci din munții Semenicului, munții Drocea și munții Bihorului.

Studiile executate de către D. Giușcă în masivul eruptiv Vlădeasa (1950 a) și în Cristalinul Bihorului (1950 b) au scos în evidență unele particularități ale diferențierii banatitelor, succesiunea de erupțiuni a

Institutul Geologic al României

acestora, forma de zăcămînt a unor vulcanite asociate bazinelor cretacice, precum și fenomenele de contact date de banatite.

Cercetările mai recente au cuprins o mare parte din provincia banatitică, oferind astfel numeroase date privind vîrsta, structura și particularitățile diferențierii unor masive eruptive. Astfel, corpurile de banatite de la Bocșa Română, Surduc și Sasca Română—Cărbunari au fost studiate în detaliu de către D. Constantinoff (1953, 1954, 1955, 1956, 1958), iar cele din Poiana Ruscă de către H. Savu (1953 b), L. Pavelescu și R. Dimitrescu (1954), D. Giușcă și colab. (1956 b), V. Corvin Papiu (1950) și L. Pavelescu (1958).

Masivele banatitice din munții Drocea au fost cercetate amănunțit de către V. Corvin Papiu (1953), H. Savu (1953 a, 1959, 1962), V. Corvin Papiu și colab. (1959), G. Cioflica (1960 a, 1960 b, 1962) și G. Cioflica și H. Savu (1962), iar corpurile de banatite din munții Bihorului și Gilăului de către Angela Rafalet (1954, 1955, 1956, 1962), D. Giușcă și colab. (1956), C. Ionescu (1962), M. Borcoș și Elena Borcoș (1962), I. Hanomolo și Antoaneta Hanomolo (1963).

Dacă cunoștințele asupra petrografiei banatitelor sînt destul de evoluate, caracterele chimice ale acestor roci se cunosc numai parțial. Se impune prin urmare, un studiu al provinciei banatitice din care să reiasă linia de evoluție a magmelor banatitice, mecanismul diferențierii acestor masive eruptive, structura lor de ansamblu și poziția banatitelor în ciclul tectono-magmatic alpin.

PRINCIPALELE CORPURI DE BANATITE ȘI MODUL LOR DE ASOCIERE

Corpurile intrusive și vulcanice din cadrul provinciei banatitice sînt răspîndite de-a lungul unei zone orientată NNE—SSW, ce se dezvoltă din valea Crișului Repede (Munții Apuseni) pînă la Dunăre, pe o distanță de cca 280 km. Lățimea acestei zone este variabilă : în Banat ea are cca 60 km, în munții Drocea cca 40 km, iar în munții Bihorului și Gilăului depășește 80 km.

În cuprinsul acestei zone corpurile banatitice sînt localizate pe sisteme de fracturi laramice sau pe sisteme de fracturi mai vechi reîntinerite. Ele formează mai multe aliniamente, cu extinderi destul de mari, mai ales în munții Banatului. La nord de valea Crișului Alb, sistemele de fracturi pe care sînt localizate corpurile banatitice, se asociază bazinelor

Institutul Geologic al României

tafrogenice cretacic-superioare, răspîndite în jurul masivului cristalin al Gilăului (fig. 1).

a) La sud de valea Mureșului apar trei aliniamente cu erupțiuni banatitice, dintre care două au extindere mai mare, ele continuîndu-se și la sud de Dunăre, pe teritoriul R.S.F. Iugoslavia.

Primul este aliniamentul Moldova Nouă—Bocșa Română—Nădrag—Zolt (cu ramura secundară Surduc—Ocna de Fier), care ar corespunde în parte cu linia tectonică Oravița menționată de Gr. Răileanu și colab. (1963). Acest aliniament se prelungește la sud de Dunăre, pe direcția Ridan — Macikatița, marcată de intrusiuni laramice; în această porțiune el ar coincide cu fractura profundă Ozren—Trîn din sistemul Kraistidelor (Boncev, 1958, 1963; I. Gavăt și colab., 1963).

Corpurile de banatitè situate de-a lungul acestui aliniament sînt alcătuite din granodiorite în care apar separații de granite și filoane de porfire granodioritice, porfire dioritice, porfire sienodioritice, microgranodiorite, microdiorite, aplite, pegmatite, keratofire cuarțifere și lamprofire, ca malchite, kersantite, spessartite, minete și odinite. Ele dau naștere la corneene în șisturile cristaline și la marmore și skarne în calcarele jurasic-neocomiene (Al. Codarcea, 1931; D. Constantinoff, 1956, 1958).

Caracteristic pentru masivul Ocna de Fier sînt rocile de apofize cu o structură și o compoziție mineralogică variabile. Ele sînt reprezentate prin gabbrouri, granogabbrouri, sienogabbrouri și melagabbrouri (Al. Codarcea, 1931). În corpul banatitic de la Surduc, constituit în cea mai mare parte din granodiorite, se întîlnesc gabbrouri cu olivină și sienodiorite. La Bocșa Română, în masivul granodioritic care se înrădăcinează pe rama de sud-est, apar separații de monzonite cuarțifere (D. Constantinoff 1956, 1958). Mai la nord de masivul granodioritic de la Tincova, în împrejurimile localității Hăuzești, se află un mic corp de diorite piroxenice, căruia i se asociază filoane de porfire dioritice cu augit (D. Giușcă și colab. 1956 a).

Cel de al doilea aliniament cu banatite, de la sud de valea Mureșului, se dezvoltă între Berzasca — Bozovici — Lindenfeld — Rusca Montană. El se continuă la sud de Dunăre, pe direcția Maidanpek — Pirot, unde apar astfel de erupțiuni; acest aliniament ar corespunde, pe teritoriul R. S. F. Iugoslavia, cu fractura profundă Knjazevec—Pirot din sistemul Kraistidelor (Boncev 1958, 1963; I. Gavăt și colab. 1963).

Rocile banatitice de pe acest aliniament alcătuiesc în general corpuri neregulate cu dimensiuni reduse, silluri, filoane și dyke-uri, care tra-

Institutul Geologic al României

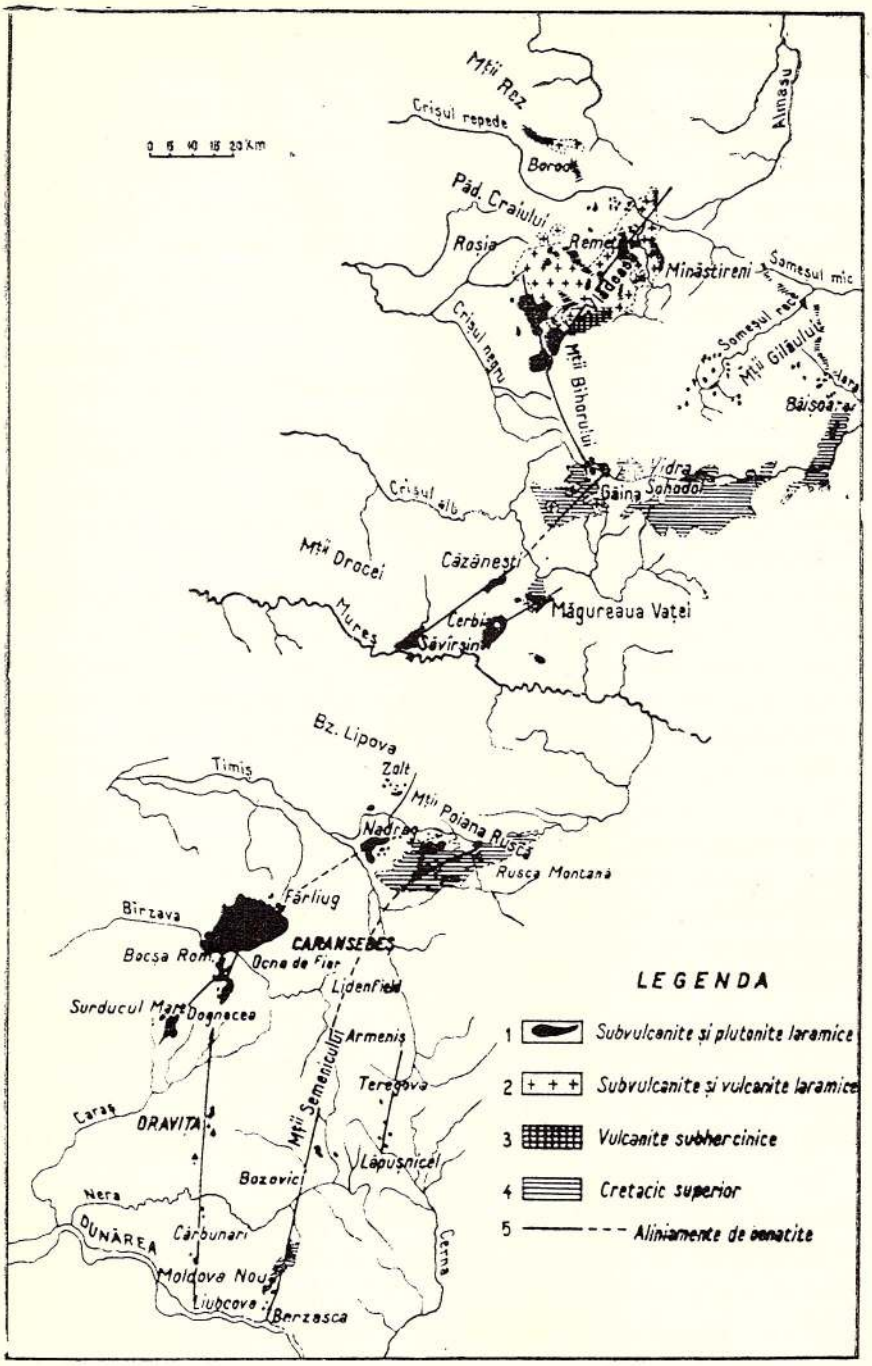


Fig. 1. — Aria de răspîndire a eruptivului subhercinic și laramic în România (după harta geologică a României., cu completări).

Aire de répartition de l'Éruptif subhercynique et laramique en Roumanie (d'après la carte géologique de Roumanie, complétée).

Institutul Geologic al României

versează șisturile cristaline și depozitele de vîrstă cretacic-superioară, metamorfozîndu-le. Ele sînt reprezentate prin granodiorite, care formează masa principală a celor mai multe corpuri, asociate cu porfire granodioritice, diorite, diorite cuarțifere, porfire dioritice, gabbrouri, dacite, andezite cuarțifere, andezite cu hornblendă, andezite cu biotit și hornblendă, andezite, bazalte și lamprofire, ca spessartite și odinite (L. Pavelescu și R. Dimitrescu 1954; L. Pavelescu 1958; Al. Codarcea și Gr. Pop 1963).

Pentru acest al doilea aliniament sînt caracteristice, în afară de corpurile intrusive, produsele vulcanice (piroclastite și curgeri de andezite), care se asociază intim cu depozitele Cretacicului superior (Campanian — Danian) din bazinul Rusca Montană. Corpurile intrusive, în general granodioritice, străbat depozitele Cretacicului superior și produsele vulcanice asociate acestora (G. Cernea, 1948).

În partea de est a munților Semenic apare al treilea aliniament cu banatite, care este paralel cu celelalte două aliniamente. El se cunoaște numai pe o distanță de cca 25 km, între Lăpușnicel și Armeniș. Banatitele de pe acest aliniament formează în general filoane de diorite cuarțifere, granodiorite, porfire dioritice și porfire granodioritice (C. Hurduzeu, 1962; H. Savu, 1962).

Corpurile eruptive care alcătuiesc cele trei aliniamente de banatite dintre valea Mureșului și Dunăre, străbat în cea mai mare parte Cristalinul getic și depozitele paleozoice și mezozoice de pe acesta. La sud de Ravensca, intrusiunile de pe cel de al doilea aliniament apar de-a lungul liniei tectonice Liubcova — Rudăria, continuîndu-se apoi în Cristalinul autohton pînă la Berzasca.

b) Între valea Mureșului și valea Crișului Alb, în munții Drocea, complexul ofiolitic mezozoic este străbătut de mai multe intrusiuni banatitice, care se dispun de-a lungul a două aliniamente orientate NE—SW, urmărind dislocațiile laramice (D. Giușcă și G. Cioflica, 1957; G. Cioflica, 1960).

Primul aliniament, cel vestic, este reprezentat prin corpurile intrusive de la Săvîrșin și Căzănești. El se continuă probabil spre NE prin bazinul cretacic superior de la nord de Hălmagiu pînă la Avram Iancu (munții Bihorului).

Corpul banatitic de la Săvîrșin este alcătuit din diorite cuarțifere, microdiorite și granodiorite, care reprezintă primele intrusiuni, și din granite porfirice ce constituie masa principală pusă în loc, ulterior. O

Institutul Geologic al României

serie de filoane de aplite, micropegmatite, porfire granodioritice, porfire granitice și kersantite străbat corpul banatitic (H. S a v u , 1953).

Intrusiunea de la Căzănești constă dintr-un sfenolit de diorite cuarțifere cu separații granitice. Acest corp intrusiv este însoțit de un cortegiu de filoane de granodiorite, granite, aplite, microdiorite cuarțifere (G. C i o f l i c a , 1962).

Cel de al doilea aliniament, cel estic, este marcat prin corpurile intrusive de la Cerbia și Măgureaua Vaței. Corpul banatitic de la Cerbia este alcătuit în cea mai mare parte din granite și numai rama sa sud-estică este formată din granodiorite. Trecerea de la granite la granodiorite se face prin adamellite. Acestui corp banatitic i se asociază un complex de filoane și dyke-uri de porfire granitice, granodiorite porfirice, diorite cuarțifere, microdiorite cuarțifere, aplite și lamprofire, care sînt orientate conform cu direcția aliniamentului de banatite. Bazaltele ofiolitice sînt transformate în corneene la contactul cu intrusiunea principală (H. S a v u, 1953; G. C i o f l i c a , 1960 b; G. C i o f l i c a și H. S a v u, 1962).

La Măgureaua Vaței apar o serie de corpuri de granite, granodiorite, diorite cuarțifere cu piroxen și porfire dioritice, care străbat calcarele de Stramberg și depozitele senoniene. În masa de calcare apar skarne, iar în formațiunile senoniene și în bazaltele din complexul ofiolitic mezozoic se întîlnesc corneene generate de corpurile banatitice (G. C i o f l i c a , 1960 a).

La est de cel de al doilea aliniament cu banatite, în partea de nord a regiunii Furcșoara (Munții Metaliferi) se întîlnește un alt corp de granodiorite și microdiorite cuarțifere, orientat E—W, ce străbate complexul ofiolitic mezozoic (M. T r i f u l e s c u, 1963).

Referitor la poziția corpurilor banatitice dintre valea Mureșului și Crișul Alb, trebuie să remarcăm faptul că intrusiunile de pe aliniamentul vestic au forma unor lame ce se înrădăcinează în partea sud-estică, în timp ce corpul de la Cerbia înclină către nord-vest.

Aliniamentele de banatite din munții Drocea sînt situate cu mult mai la vest decît extremitatea nord-estică a aliniamentelor din munții Banatului și munții Poiana Ruscă; acestea din urmă au tendința ca în partea nordică să se arcuiască treptat către est. Datorită acestui fapt, cît și dezvoltării pe suprafețe mari a depozitelor panoniene de la sud de Mureș, din cadrul bazinului Lipova, eventuala prelungire a celor două aliniamente către sud-vest rămîne doar în domeniul ipotezelor. Numai aliniamentul de banatite Cerbia — Măgureaua Vaței ar putea oarecum să

Institutul Geologic al României

reprezinte continuarea către nord-est a aliniamentului de banatite Moldova Nouă—Bocșa Română—Nădrag—Zolt.

Extinderea către nord-est a aliniamentelor de banatite din munții Drocea este întreruptă de erupțiunile neogene și depozitele sedimentare neogene din bazinul Hălmagiu. Este posibil, așa după cum am arătat mai sus, ca aliniamentul cu banatite Săvîrșin—Căzănești să se continue spre NE prin bazinul cretacic de la sud de Hălmăgiu pînă la Avram Iancu (munții Bihorului).

c) La nord de valea Crișului Alb, corpurile eruptive din cadrul provinciei banatitice nu mai pot fi urmărite cu atîta claritate. Ele sînt localizate pe sisteme de fracturi care au afectat atît bazinele tafrogenice cretacic-superioare, cît și fundamentul cristalin cu cuvertura sa de depozite paleozoice și mezozoice ; sistemele de fracturi sînt orientate în general NE—SW și NW—SE.

Cu toate că erupțiunile banatitice sînt răspîndite și în șisturile cristaline, ca filoane, dyke-uri sau corpuri neregulate, totuși masa principală a acestor erupțiuni se găsește în bazinele cretacice care înconjură masivul cristalin al Gilăului. De remarcat este faptul că, în afară de formele intrusive, în această extremitate nordică a provinciei banatitice, o largă răspîndire o au și vulcanitele sub formă de curgeri și de piroclastite.

Pe rama estică și, într-o anumită măsură, pe rama de nord a munților Gilău, de sub depozitele eocene ale bazinului Transilvaniei apar formațiuni cretacic-superioare. În depozitele aparținînd Santonianului superior se intercalează piroclastite (Nița Tătărîm-Vlaicu, 1963).

În regiunea Băișoara, între valea Iara și valea Vadului, apar corpuri neregulate, pînze intrusive, dyke-uri și filoane de granodiorite, porfire granodioritice, diorite cuarțifere, porfire dioritice cu cuarț, care metamorfozează calcarele cristaline, depozitele permiene și depozitele senoniene, dar neafectînd argilele vărgate eocen-inferioare (D. Giușcă și colab. 1956 b; M. Borcoș și Elena Borcoș, 1962).

Începînd din bazinul văii Iara și pînă la nord de Mănăstireni, pe Someșul Mic, șisturile cristaline și depozitele senoniene sînt străbătute de un complex filonian de andezite, dacite și riolite. Unele dintre aceste erupțiuni au fost puse în loc probabil în Eocenul inferior, deoarece în orizontul argilelor vărgate sînt menționate filoane de banatite (Emilia Saulea, 1957; I. M. Hanomolo și Antoaneta Hanomolo, 1963), iar în calcarele din primul orizont al seriei marine inferioare eocene apar feldspați de neoformație (Nița Tătărîm-Vlaicu, 1963). Faptul că printre elementele pietrișurilor din orizontul vărgat

Institutul Geologic al României

(Eocen inferior) au fost identificate fragmente rulate de andezite și dacite (Gy. Szádeczky, 1924; Nița Tătărîm-Vlaicu, 1963) înseamnă că principalele erupțiuni banatitice din această regiune au avut loc totuși înainte de depunerea argilelor vărgate.

La vest de munții Gilăului, cea mai largă dezvoltare o au erupțiunile banatitice din masivul Vlădeasa, localizate într-o zonă de scufundare cu aspect de graben, constituind astfel în ansamblu o structură tafrolitică.

În acest caz este vorba de o succesiune largă de erupțiuni alcătuită din andezite, asociate uneori cu andezite piroxenice, și din o gamă întreagă de dacite și riolite, care sînt străbătute de granofire, microgranite, porfire microgranodioritice, porfire granodioritice, granodiorite, porfire dioritice și diorite. Începutul acestor erupțiuni este marcat de intercalațiile de tufuri, aglomerate și andezite din depozitele Cretacicului superior. Masa principală a acestor vulcanite o reprezintă riolitele care metamorfozează calcarele jurasic-superioare și depozitele Cretacicului superior. La rîndul lor, riolitele sînt metamorfozate de porfirele granodioritice (D. Giușcă, 1950 a).

În ansamblu, masa de roci eruptive din Vlădeasa are o orientare generală NE—SW, care este conformă cu restul aliniamentelor de banatite. Punerea în loc a corpurilor eruptive a fost favorizată de fracturile determinate de mișcările subhercinice și laramice.

La extremitatea sud-vestică a masivului Vlădeasa se individualizează corpurile granodioritice de la Budureasa și Pietroasa, care străbat și metamorfozează depozitele permo-werfeniene și calcarele dolomitice de vîrstă triasică. Caracteristic și pentru aceste corpuri sînt separațiile de porfire granodioritice, aplitice și micropegmatitice, precum și acumulările melanocrate. Corpurile de granodiorite sînt traversate de filoane și dyke-uri de riolite, orientate în general NW—SE (Angela Rafalet, 1954, 1955, 1956). O orientare similară au și filoanele de banatite din Valea Seacă, regiunea Băița Bihorului, descrise de Sever Anton (1936).

La sud de Vlădeasa, în masivul Biharea, se dezvoltă numeroase filoane, dyke-uri, silluri și corpuri neregulate de granodiorite, porfire granodioritice, andezite, dacite și riolite, care străbat șisturile cristaline și depozitele permiene, triasice și jurasice. Cea mai mare parte dintre aceste corpuri sînt orientate NE—SW și NW—SE. În bazinul cretacic de la nord de Hălmagiu, depozitele maestrichtiene sînt traversate și metamorfozate de riolite, dacite și diorite (I. Jelinek, 1937; D. Giușcă, 1950 b; C. Ionescu, 1962). De asemenea, în bazinul cretacic de la Vidra, situat la nord de Arieșul Mic, filoanele de dacite și de keratofire străbat depo-

Institutul Geologic al României

zitele ce aparțin Campanianului superior și Maestrichtianului. Filoane de andezite care traversează depozitele maestrichtiene mai sînt menționate și în regiunea Sohodol, la sud de munții Gilăului (M. Lupu și Denisa Lupu, 1955, 1962).

La nord de masivul Vlădeasa, corpuri de banatite se întîlnesc în bazinele mezozoice de la Remeți și Roșia din munții Pădurea Craiului, în bazinele cretacice din regiunea Borod și Cornițel din partea de sud a munților Rez, precum și în zona cu șisturi cristaline din împrejurimile regiunii Ciucea. Aceste corpuri eruptive au o orientare generală NE—SW, identică cu a masivului banatitic din Vlădeasa și cu restul aliniamentelor de banatite.

În bazinul Roșia, marnele cu Inocerami (Santonian—Maestrichtian) conțin intercalații de tufuri andezitice și dacitice (I. Preda, 1962; Victoria Mihăilescu, 1963), iar în bazinele Borod și Cornițel, depozitelor campaniene li se asociază tufuri riolitice (R. Givulescu, 1954). Depozitele senoniene din bazinele mezozoice din partea nordică a masivului Vlădeasa sînt metamorfozate de corpurile de granite, granodiorite, diorite cuarțifere, riolite, dacite și andezite cuarțifere (R. Givulescu, 1954; M. Lupu și L. Contescu 1956; I. Preda 1957; S. Pauliuc, 1958; Victoria Mihăilescu, 1963).

POZIȚIA BANATITELOR ÎN CICLUL TECTONO-MAGMATIC ALPIN ȘI VÎRSTA LOR

După cum am menționat mai sus, depozitele cretacic-superioare ce colmatează zonele de scufundare din spațiul provinciei banatitice, poartă amprenta unei intense activități vulcanice. Astfel, în depozitele campaniene, santoniene și maestrichtiene din bazinele cretacic-superioare din Munții Apuseni, ce înconjură masivul cristalin al Gilăului, se întîlnesc aglomerate și tufuri andezitice, dacitice și riolitice, precum și curgeri de andezite. Depozitele detritice cu cărbuni din bazinul Rusca Montană, considerate de G. Cernea ca aparținînd Campanian-Danianului, conțin de asemenea intercalații de piroclastite și curgeri de andezite.

Prezența acestor produse piroclastice și a curgerilor de andezite în depozitele senoniene din bazinele cretacice, reprezintă o indicație asupra existenței unui vulcanism subhercinic cu caracter preponderent explosiv, care a precedat magmatismul laramic. Existența vulcanismului legat de dislocațiile subhercinice din Munții Apuseni a fost deja semnalată de unii dintre noi (D. Giușcă, 1950 a; D. Giușcă

Institutul Geologic al României

și G. Cioflica, 1957), dar fără a da indicații asupra amploarei și semnificației acestuia în cadrul magmatismului alpin.

Produse ale unui vulcanism sincron cu cel subhercinic din bazinele cretacice ale Munților Apuseni și Rusca Montană, au fost descrise de asemenea în flișul Carpaților orientali. Ele sînt reprezentate prin tufuri ce se asociază cu depozite aparținînd Turonianului superior—Senonianului inferior și Maestrichtianului din flișul intern și cu depozite de vîrstă coniaciană, campaniană și maestrichtiană din flișul extern (M. G. Filipescu, 1933, 1945, 1958; G. Murgeanu și colab., M. G. Filipescu și colab., 1961). Aceasta înseamnă că vulcanismul subhercinic s-a manifestat și în afara zonei cu eruptivism laramic.

Vulcanismul subhercinic este mai larg dezvoltat la nord de masivul Rodopi, în zona Srednagora din R. P. Bulgaria. În această regiune el este reprezentat prin andezite bazaltice, andezite, latite și piroclastite de vîrstă senoniană (L. Vassileff, 1959; S. Dimitrov, 1960).

Fazei de vulcanism subhercinic îi urmează o intensă activitate magmatică determinată de mișcările laramice, care au creat sisteme de fracturi noi și au reîntinerit pe unele din cele vechi. Această fază de magmatism laramic, care caracterizează de fapt provincia banatitică, a generat la început dacitele și riolitele din bazinele cretacic-superioare din partea de nord a Munților Apuseni, după care a urmat punerea în loc a corpurilor intrusive de granodiorite, granite și diorite cuarțifere cu întreg cortegiul de filoane și dyke-uri eruptive.

Corpurile eruptive laramice străbat și metamorfozează depozitele senoniene și produsele vulcanismului subhercinic. Dacă ținem seamă și de faptul că argilele vărgate inferioare remaniază elemente din aceste roci eruptive, rezultă că masa principală a intrusiunilor este legată de dislocațiile laramice și că a fost pusă în loc în perioada de trecere de la regimul marin la cel lagunar — continental, între sfîrșitul Danianului și începutul Eocenului. Magmatismul laramic își încheie activitatea probabil în Eocenul inferior, printr-un complex de filoane eruptive.

Corpurile intrusive banatitice din zona Srednagora (R. P. Bulgaria) alcătuite din granite, sienite, monzonite, diorite, gabbrouri și piroxenite, străbat de asemenea atît depozitele cretacic-superioare, cît și vulcanitele asociate lor. Ele sînt considerate de vîrstă paleocenă (L. Vassileff, 1959; S. Dimitrov, 1960).

Privită în ansamblu, zona în care se dezvoltă vulcanismul subhercinic și magmatismul laramic pe teritoriile României, R. S. F. Iugoslavia

Institutul Geologic al României

și R. P. Bulgaria, descrie forma unui arc cu deschidere mare, a cărui curbură ar corespunde cu zona de legătură dintre Carpați și Balcani (fig. 2.).

Aliniamentele cu erupțiuni subhercinice și laramice din extremitatea nordică a acestei zone traversează pînzele cretacice din partea de

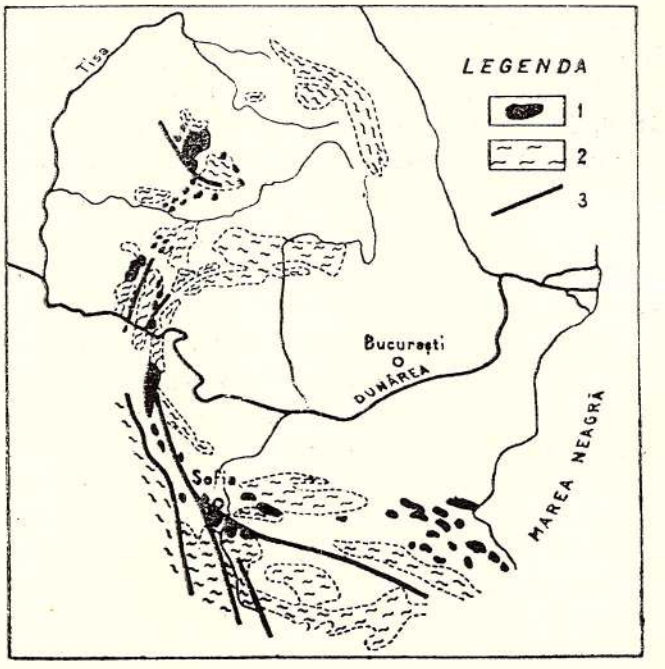


Fig. 2. — Aria de răspîndire a eruptivului subhercinic și laramic (după hărțile geologice ale României, R.S.F.I. și R.P.B.).

1, corpuri eruptive subhercinice și laramice; 2, masive cristaline și granitoide vechi; 3, linii tectonice importante.

Aire de répartition de l'éruptif subhercynien et laramique (d'après les cartes géologiques de Roumanie, R.S.F.I. et R.P.B.).

1, corps éruptifs subhercyniens et laramiques; 2, anciens massifs cristallins et granitoïdes; 3, importantes lignes tectoniques.

nord a Munților Apuseni și principalele linii structurale austrice din munții Mureșului. Între valea Mureșului și Dunăre, aliniamentele de banatite urmăresc în parte linia tectonică Oravița și intersectează liniile tectonice din partea de sud-vest a munților Poiana Ruscă și linia tectonică Rudăria. Pe teritoriul R. S. F. Iugoslavia zona cu erupțiuni banatitice urmărește dislocațiile din sistemul Kraistidelor pînă la Pirot, de unde se orientează spre sud-est pe direcția Vitoșa—Plovdiv—Burgas din Srednagora (R. P. Bulgaria).

Institutul Geologic al României

Dacă ținem seamă de faptul că aliniamentele de banatite intersectează principalele linii structurale mezozoice și că o mare parte din corpurile vulcanice și intrusive sînt asociate zonelor de scufundare cretacic-superioare reiese clar caracterul lor subsecvent în raport cu orogeneza austrică. Caracterul subsecvent al banatitelor a fost deja menționat de unul dintre noi, într-o lucrare anterioară (G. Cioflica, 1960 a).

Din cele menționate mai sus reținem faptul că produsele vulcanismului subhercinic și produsele magmatismului laramic (banatitic) reprezintă două provincii petrografice bine distincte, cu caracter subsecvent. Produsele vulcanismului subhercinic sînt slab diferențiate și provin dintr-o magmă dioritică. Ele sînt formate mai ales din andezite și piroclastite, asociate depozitelor senoniene ce colmatează bazinele cretacice, și urmăresc dislocațiile subhercinice. Nu se cunosc mineralizații legate de această provincie petrografică.

Produsele magmatismului banatitic sînt mult mai variate decît acelea ale vulcanismului subhercinic, ele rezultînd dintr-o magmă în general granodioritică, care a generat atît forme acide cît și forme slab bazice. Corpurile banatitice urmăresc sistemele de fracturi laramice și străbat depozitele senoniene și produsele vulcanismului subhercinic. Acestui magmatism i se asociază o importantă fază metalogenetică în care predomină mineralizațiile de fier, molibden, bismut, plumb-zinc și cupru cu caracter pirometasomatic-hidrotermal.

UNELE PARTICULARITĂȚI ÎN DIFERENȚIEREA BANATITELOR

În cadrul provinciei banatitice apar atît produse vulcanice, cît și corpuri intrusive ale căror forme și structuri sînt destul de complexe.

Produsele vulcanice sînt caracteristice bazinelor sedimentare cretacic-superioare, unde ele se asociază cu corpuri intrusive. Diferențierea acestor vulcanite este destul de evoluată, ea generînd riolite, dacite și andezite.

Corpurile intrusive predomină în cuprinsul provinciei banatitice și au în general un caracter subvulcanic, mai rar plutonic. Dintre subvulcanite mai frecvente sînt sfenolitele, pînzele intrusive, corpurile neregulate, dyke-urile și filoanele. Masa principală a acestor corpuri o constituie granodioritele și mai rar granitele sau dioritele. În unele corpuri eruptive din Banat (Bocșa Română, Ocna de Fier, Surduc, Ciclova) rocilor granodioritice li se asociază și monzonite, sienodiorite, gabbrouri și gabbrouri cu olivină. Aceste produse de diferențiere, în general cu un caracter ușor alcalin, deși au dezvoltări locale, ele amintesc totuși de aso-

Institutul Geologic al României

ciațiile de monzonite, sienite, gabbrouri, ultrabazite și granite caracteristice plutonitelor laramice din Srednagora (R.P.B.).

În cuprinsul provinciei banatitice de pe teritoriul României, se disting următoarele tipuri de corpuri intrusive :

Corpuri alcătuite în general din granodiorite, în masa cărora apar separațiuni de roci mai acide sau mai bazice, uneori chiar ușor alcaline ; un astfel de exemplu îl oferă masivele banatitice de la Bocșa Română, Ocna de Fier, Surduc, Pietroasa și Budureasa ;

Corpuri în care masa principală o constituie granitele cu separațiuni de adamellite și granodiorite (ex. corpul banatitic de la Cerbia) ;

Corpuri formate din diorite cuarțifere, cu unele separații mai acide (ex. corpul de banatite de la Căzănești) sau numai din diorite piroxenice (ex. corpul de banatite de la Hăuzești) ;

Corpuri compuse care au rezultat dintr-o succesiune de intrusiuni ; o astfel de structură este caracteristică la masivul banatitic de la Săvîrșin, unde apar intrusiuni de diorite cuarțifere, granodiorite și de granite.

În toate cazurile, corpurile laramice sînt însoțite de un cortegiu de filoane eruptive diferențiate sau nediferențiate.

Ca particularități ale acestor corpuri banatitice subliniem neomogeneitatea structurală și texturală a rocilor, precum și acumulările de minerale de primă cristalizare cu formare de ,,șlire'', ce ajung pînă la separații de roci mai bazice în masa principală a intrusiunii.

Neomogeneitățile observate în structura masivelor banatitice se datoresc atît venirilor ritmice de magme, cît și modului specific de diferențiere a acestora, mai ales în condiții subvulcanice. Pulsațiile de magmă și regimul de răcire rapidă și inegală au generat curenți puternici de convecție care au împiedicat separarea lentă a cristalelor și deci formarea unor structuri stratificate. Într-o astfel de atmosferă de labilitate mecanică continuă, diferențierea păstrează în general un caracter rudimentar, conducînd la apariția texturilor în ,,șlire'' care sînt caracteristice pentru provincia banatitică.

CHIMISMUL PROVINCIEI BANATITICE

Pentru a obține o imagine de ansamblu asupra particularităților diferențierii magmelor banatitice, se impune o caracterizare generală a chimismului întregii provincii. În acest scop au fost utilizate analizele chimice existente în manuscrise sau în publicațiile de specialitate. Din totalul de 132 analize existente, a putut fi folosit în reprezentările grafice

Institutul Geologic al României

TABELUL 1

Analize chimice ale rocilor banatitice din Banat

Nr. analizei chimice	Roca	Regiunea	Oxizi														
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	H_2O	H_2O	Suma
1	Aplit micropegmatitic	Cariera din Valea Groza Mare, Ocna de Fier	76,61	0,17	11,90	0,87	0,20	urme	0,62	1,22	2,40	6,23	—	—	—	—	0,07	100,29
2	Aplit granodioritic	Bocşa Montană	76,47	0,18	11,61	0,21	0,72	—	urme	1,26	3,29	4,48	urme	—	—	—	1,21*	99,43
3	Granit banatitic	Valea Moraviţei (Arsura), Vasiova	70,91	0,58	12,13	2,63	1,05	urme	1,47	3,80	3,23	4,13	0,15	—	—	0,18	0,08	100,34
5	Granodiorit porfirit	Gal. Reichenstein II, Dealul Dănilii, Ocna de Fier	65,02	0,65	14,30	3,12	2,15	0,05	1,50	5,13	3,20	3,97	0,15	—	—	0,60	0,14	99,98
4	Granodiorit (de apofiză)	Valea Ferendiei, hotar Bocşa Montană — Ocna de Fier	63,22	0,95	15,15	2,75	1,65	urme	3,62	4,50	2,85	3,34	0,50	—	0,85	0,76	0,11	100,25
6	Granodiorit	Valea Smida, Ramna	62,64	0,75	17,55	2,37	2,09	0,09	3,40	5,20	4,20	1,20	0,25	urme	0,04	0,63	0,08	100,47
7	Granodiorit	Ogaşul Tiganului, Ocna de Fier	62,14	1,02	14,36	3,77	2,55	0,03	2,70	5,89	3,37	3,25	0,26	—	—	0,70	0,03	100,07
8	Granodiorit	Terezia Mică, Ocna de Fier	61,63	0,95	15,25	3,28	2,23	0,03	3,45	5,34	3,13	3,31	0,12	—	—	1,09	0,21	100,02
9	Keratofir cuarţifer	Ogaşul Buchin, Bocşa Montană	72,24	0,27	15,27	0,81	0,62	—	0,61	2,12	5,57	1,99	0,12	—	—	0,55	0,15	100,31
10	Porfir dioritic cu cuarţ	Moldova Nouă	65,84	0,18	13,63	2,25	3,45	—	1,85	3,95	4,47	1,76	0,18	—	—	—	2,15*	99,71
11	Diorit cuarţifer	Valea Lacului Mic, Dognecea	65,71	—	17,08	2,84	1,79	—	2,57	5,24	3,87	1,02	—	—	—	—	—	100,12
12	Diorit cuarţifer	Sasca Română	64,95	0,11	16,11	3,16	2,18	—	2,04	4,68	4,40	1,53	urme	—	—	—	1,45*	100,61
13	Diorit cuarţifer	Valea Groza Mare, Ocna de Fier	64,85	0,34	16,67	2,81	1,96	—	1,87	4,51	3,79	2,75	urme	—	—	0,52	—	100,07
14	Porfir dioritic	Moldova Nouă	62,53	0,37	17,18	2,38	0,77	—	1,79	8,61	3,40	0,40	0,14	—	—	—	1,82*	99,39
15	Porfir dioritic cu cuarţ	Mina Sasca	59,07	—	14,59	3,01	0,56	—	2,73	10,49	3,75	4,16	—	0,63	—	—	0,89*	99,96
16	Diorit cuarţifer	Vîrful Tîlva Înaltă, Şopotul Vechi	57,49	0,28	17,18	5,45	6,18	urme	3,23	5,35	2,59	1,59	0,02	—	—	0,35	—	99,71
17	Porfir dioritic	Ogaşul Răscheni, Ramna	56,90	1,00	15,50	5,10	2,40	0,16	5,40	6,70	3,40	0,96	0,21	0,50	0,34**	1,40	0,25	100,22
18	Diorit cuarţifer	Cărbunari	53,54	0,28	17,82	5,39	4,21	0,52	1,97	7,47	3,27	1,95	urme	0,85	0,09	—	1,94*	99,36
19	Sienodiorit cuarţifer	Mina Ciclova	56,89	0,28	16,95	4,85	3,72	—	3,12	4,92	4,09	2,41	0,15	—	—	—	2,23*	99,61
20	Monzonit cuarţifer	Ogaşul Bărbosului, Bărbosul	56,00	0,90	18,80	4,90	1,60	0,13	2,20	6,00	6,20	1,40	0,44	urme	0,30	0,70	0,20	100,57
21	Monzonit cuarţifer porfiric	Ogaşul Ciurarului, Bocşa Română	54,70	0,64	15,10	4,90	3,80	0,11	3,10	5,60	7,80	2,70	0,58	0,20	0,48	0,20	0,40	100,31
22	Granogabbro	Mina Paulus, Ocna de Fier	58,20	1,21	14,76	3,74	3,19	0,05	4,31	6,88	3,50	2,55	0,38	—	—	1,31	0,05	100,13
23	Aplit gabbrodioritic	Tîlva Mică, Oraviţa	65,08	0,16	15,95	2,25	2,04	—	0,53	3,47	4,54	4,31	0,13	—	—	1,26	—	99,72
24	Sienogabbro	Terezia Mare, Ocna de Fier	53,37	0,93	16,97	4,34	3,00	0,08	3,79	9,12	4,13	3,06	0,42	—	—	0,82	0,25	100,28
25	Gabbrodiorit	Tîlva Mică, Oraviţa	51,65	0,54	16,33	4,68	5,73	0,20	4,75	8,02	3,97	1,57	0,10	—	—	2,16	—	99,75
26	Gabbrodiorit	Oraviţa	47,41	0,63	20,20	4,51	9,85	—	2,83	10,99	2,29	0,43	—	—	—	0,21	—	99,35
27	Gabbro cuarţifer	Terezia Mare, Ocna de Fier	49,92	1,76	14,87	5,28	4,79	0,10	7,62	8,55	2,85	2,30	0,35	—	—	1,70	0,30	100,39
28	Mellagabbro	Terezia Mare, Ocna de Fier	48,39	2,04	17,54	2,84	5,04	0,12	7,65	8,85	3,65	1,74	0,30	—	1,06	0,80	0,22	100,24
29	Minetă cu augit	Gal. Reichenstein I, Dealul Dănilii, Ocna de Fier	53,54	1,98	12,32	5,20	2,21	0,07	6,70	7,60	2,47	4,85	0,66	—	—	1,78	0,59	99,97
30	Odinit cu hornblendă	Cariera din Valea Groza Mare, Ocna de Fier	51,38	1,40	16,05	2,90	4,45	0,09	7,28	9,64	3,47	1,66	0,25	—	—	1,43	0,05	100,05
31	Odinit cu diopsid	Ogaşul Ciobanului, Valea Ferendiei, Ocna de Fier	50,57	1,40	14,53	4,36	5,21	0,05	7,88	7,06	2,17	1,57	0,46	—	—	4,08	0,60	99,94
32	Odinit cu hornblendă	Valea Pogonişului, Bocşa Română	50,20	0,64	14,60	4,80	4,44	0,15	5,70	8,60	5,20	1,80	0,35	0,50	2,40	0,13	0,90	100,41
33	Spessartit	Valea Tereziei, Bocşa Română	50,20	1,10	15,20	5,30	2,90	0,16	8,10	7,50	3,00	1,30	0,29	1,80	0,28**	2,70	0,50	100,33

*) reprezintă H_2O total; **) reprezintă SO_3

Analişti: P. Bearth — nr. 1, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 22, 24, 27 28, 29, 30, 31; Alexandra Dănciulescu — nr. 6, 17, 20, 21, 32, 33; K. Emszt — nr. 2, 10, 12, 13, 14, 16, 18, 19, 23, 25, 26; J. Niedzwiedzky — nr. 11, 15.

Surse: Al. Codarcea (1931) — nr. 1, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 22, 24, 27, 28, 30, 31; D. Constantinoff (1958) — nr, 6, 17, 20, 21, 32, 33; P. Rozlozsnik und K. Emszt (1909) — nr. 2, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 18, 19, 23, 25, 26.

Institutul Geologic al României

TABELUL 2

Analizele chimice ale rocilor banatitice din Munții Poiana Ruscă

Nr. analizei chimice	Roca	Regiunea	Oxizi															
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	H_2O+	H_2O	Suma
1	Dacit	Valea Lozna, Rusca Montană	64,96	0,73	16,26	3,66	1,48	0,10	1,45	2,94	3,43	3,03	urme	—	urme	—	—	100,10
2	Porfir granodioritic	Valea Lungă, Ruschița	64,83	0,37	14,88	2,66	1,46	0,08	2,15	3,83	4,42	3,71	0,19	—	0,22*	0,18	0,64	99,62
3	Granodiorit	Valea Glăvan, Rusca Montană	64,21	0,67	15,46	3,21	1,80	0,07	2,55	4,62	3,77	2,50	urme	—	urme	—	—	99,35
4	Granodiorit	Cariera din Valea Strambucului, Nădrag	62,80	0,75	18,40	1,18	2,80	0,10	1,25	4,48	4,02	3,02	0,16	—	0,15	0,02	0,50	99,24
5	Andezit	Cornițel	62,10	0,11	15,72	2,24	3,21	0,07	1,19	4,79	4,40	2,03	0,32	1,97	0,30*	0,39	0,58	99,42
6	Porfir granodioritic	Valea Lungă, Ruşchița	61,86	0,42	16,68	3,20	1,44	0,11	2,59	4,41	2,83	5,00	0,22	—	0,22*	0,25	0,50	99,73
7	Porfir granodioritic	Pîrîul Cale Lungă, Ruschița	61,73	0,40	16,78	4,05	1,25	0,11	2,67	4,59	2,90	4,61	0,25	—	0,14*	0,34	0,51	100,33
8	Andezit	Valea lui Dancu, Ruşchița	60,62	0,51	15,18	2,10	2,70	urme	2,06	1,88	5,88	2,91	0,21	1,48	3,10*	0,31	1,71	100,65
9	Andezit cuarțifer	Valea Alunului, Rusca Montană	59,34	0,72	18,41	2,80	3,26	0,07	1,20	6,30	4,69	1,93	0,20	—	0,18	0,66	0,30	99,86
10	Porfir granodioritic	Cariera din Valea Strambucului, Nădrag	57,70	0,85	20,50	3,96	2,62	0,20	1,10	6,00	3,77	2,19	urme	—	0,18	0,20	0,07	99,34
11	Andezit	Pîrîul cu Raci Mare, Ruschța	56,65	0,35	17,78	1,65	3,69	0,10	2,90	6,49	3,49	2,32	0,24	1,32	0,09*	0,17	2,47	99,71
12	Diorit	Valea Wilhelmina, Ruschița	54,80	0,80	16,40	3,50	3,20	0,17	5,25	5,20	5,55	0,66	0,27	1,75	0,17*	0,65	2,15	101,52
13	Porfir dioritic	Valea Mare, Tincova	54,66	0,82	18,63	2,14	3,63	0,20	1,30	8,82	6,23	1,76	0,16	urme	urme	0,62	0,60	99,57
14	Banatit	Valea Cireșului, Rusca Montană	54,60	1,00	22,12	2,60	3,40	0,11	0,77	5,53	4,02	3,38	0,47	0,90	—	1,30	0,32	100,20
15	Andezit cuarțifer	Valea Glăvan, Rusca Montană	54,22	0,92	17,46	2,42	5,03	0,14	4,20	8,26	2,53	0,85	0,18	2,00	0,12	0,66	0,30	99,26
16	Diorit	Hăuzești	51,78	0,13	18,68	7,75	2,79	0,22	3,03	8,75	3,22	1,49	0,31	—	—	0,22	0,44	99,81
17	Diorit	Valea cu Raci Mare, Ruschița	47,20	1,20	14,77	7,02	3,00	0,14	5,12	11,74	3,03	2,00	0,27	1,63	0,41*	0,41	1,48	101,42
18	Andezit bazaltic	Valea Lozna, Rusca Montană	47,05	1,07	16,20	2,47	4,88	0,10	6,82	8,10	3,37	1,84	0,42	4,06	—	3,14	0,05	99,52
19	Bazalt	Culmea Păducel, Ruschița	48,05	0,75	15,99	5,85	2,75	0,35	5,40	10,85	3,65	0,55	0,24	3,40	0,17*	0,75	1,80	100,65

* reprezintă SO_3

Analiști: Gr. Lahovary — nr. 4, 10, 13, 18; Cristina Popescu — nr. 1, 3, 9, 14, 15; anonim — nr. 2, 5, 6, 7, 11, 12, 16, 17, 19.

Surse: Gh. Neacșu, P. Zimmermann și Voichița Zimmermann (1961) — nr. 4, 10, 13; L. Pavelescu (1958) — nr. 2, 5, 6, 7, 8, 11, 12, 17, 19; P. Zimmermann și Voichița Zimmermann, (1962) — nr. 1, 3, 9, 14, 15, 18.

Institutul Geologic al României

TABELUL 3

Analizele chimice ale rocilor banatitice din Munţii Drocea

Nr. analizei chimice	Roca	Regiunea	Oxizi															
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	H_2O	H_2O	Suma
1	Microgranit porfiric	Cuiaş	73,65	0,26	13,53	0,59	2,19	0,06	0,31	0,31	4,31	4,71	—	—	—	0,41	0,21	100,54
2	Granit	Pîriul Gruiul Lung, Căzăneşti	73,47	0,53	13,77	1,72	1,60	0,09	0,70	1,60	3,31	1,80	0,33	—	0,20	0,71	0,12	99,75
3	Granit	Săvîrşin	73,11	0,20	14,66	0,34	1,32	—	0,48	1,36	3,99	3,98	—	—	—	1,00	0,06	100,50
4	Granit	Pîriul Roşuţa, Căzăneşti	72,07	0,37	13,07	2,06	1,32	0,05	0,76	1,75	3,66	3,24	0,07	0,50	—	1,00	0,22	100,14
5	Granit	Pîriul Ileniţa, Cerbia	71,90	0,33	16,15	1,04	0,36	urme	0,54	1,70	4,58	1,88	0,04	—	urme	1,65	0,24	100,41
6	Granit	Pîriul Ileana, Cerbia	71,72	0,39	14,88	1,63	1,60	0,09	1,30	2,38	2,90	1,60	0,07	urme	0,30	1,07	0,14	100,07
7	Granit cu amfibol	Săvărşin	66,13	0,50	17,4	1,00	1,71	0,02	0,73	2,47	4,37	4,29	—	—	—	0,93	0,36	100,25
8	Adamelit	Pîriul Ileniţa, Cerbia	69,60	0,38	17,8	0,90	1,20	0,09	1,90	2,80	3,20	1,54	0,12	—	urme	1,00	0,15	100,68
9	Granodiorit	Pîriul Ileana, Cerbia	70,63	0,35	13,57	4,95	0,95	0,12	2,92	2,38	2,46	1,85	0,09	—	0,07	0,53	0,13	100,30
10	Granodiorit	Pîriul Ileniţa, Cerbia	69,54	0,25	14,69	2,05	1,46	0,06	0,95	2,07	4,26	3,22	0,12	—	0,10	0,78	0,26	99,81
11	Granodiorit porfiric	Săvîrşin	65,98	0,45	17,93	0,73	2,50	0,05	0,61	2,06	5,10	4,40	0,13	—	—	0,41	0,16	100,06
12	Granodiorit porfiric	Temeşeşti	65,78	0,55	17,21	1,84	3,32	0,11	0,96	3,93	3,66	3,01	0,15	—	—	0,24	0,17	101,02
13	Granodiorit	Temeşeşti	62,54	0,48	16,83	0,34	3,75	0,10	2,25	4,97	3,82	2,81	0,33	—	—	1,23	0,18	99,61
14	Granodiorit	Săvîrşin	61,98	0,85	17,16	1,95	3,32	0,18	2,50	5,09	4,12	2,67	0,22	—	—	0,58	0,27	101,02
15	Diorit cuarţifer de Pietroasa	Valea Cireşoaia, Căzăneşti	60,13	1,23	15,38	5,83	2,06	0,22	2,40	5,46	5,06	0,70	0,36	—	—	0,92	0,32	100,07
16	Diorit cuarţifer	Vaţa de Sus	59,98	0,07	14,79	5,02	3,25	—	2,14	5,79	3,77	3,04	—	—	—	—	1,96*	99,81
17	Diorit cuarţifer	Săvîrşin	55,98	0,88	18,00	4,52	5,51	0,16	2,87	7,24	3,63	0,93	0,14	—	—	0,57	0,33	100,73
18	Diorit	Temeşeşti	51,28	0,75	17,23	5,71	5,66	0,18	5,03	7,97	3,86	0,36	0,43	—	—	1,24	0,33	100,05
19	Microdiorit cuarţifer	Valea Cireşoaia, Căzăneşti	47,40	1,70	14,30	7,45	5,90	0,40	5,20	10,00	3,40	1,10	0,17	1,56	0,12	1,94	0,20	100,84

* reprezintă H_2O total

Analişti: Alexandra Dănciulescu — nr. 5, 6, 8, 9; K. Emszt — nr. 1, 3, 7, 11, 13, 14, 16, 17, 18; Cristina Popescu — nr. 2; C. Vasiliu — nr. 4, 10, 15, 19

Surse: G. Gioflica (1960 b, 1962) — nr. 1—19; S. Szenpétery (1928) — nr. 1, 3, 7, 11, 12, 13, 14, 16, 17, 18.

Institutul Geologic al României

TABELUL 4

Analizele chimice ale rocilor banatitice din munții Bihorului — Vlădeasa

Nr. analizei chimice	Roca	Regiunea	Oxizi														
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	H_2O+	H_2O-	Suma
1	Riolit	Vlădeasa	77,15	—	13,03	2,05	0,31	—	0,23	1,17	3,03	3,19	—	—	—	—	0,05*	100,21
2	Riolit	Valea Drăganului, Vlădeasa	75,96	0,13	13,35	0,45	0,92	0,01	0,17	0,60	4,18	4,18	0,03	—	—	0,38	0,04	100,40
3	Riolit	Pîrîul Meziadului, Vlădeasa	75,90	0,02	12,59	1,54	0,80	0,04	0,22	0,60	3,45	4,50	0,02	—	0,07**	0,58	0,21	100,54
4	Riolit	Borodul Mare, Bihor	75,23	—	14,22	0,53	1,07	—	0,67	1,25	3,65	3,17	—	—	—	—	—	99,79
5	Riolit	Valea Drăganului, Vlădeasa	75,12	0,14	13,25	0,27	1,10	0,03	0,05	1,30	2,97	4,53	0,02	—	—	0,33	0,20	99,31
6	Riolit	Vîrful Capra (Drăgan), Vlădeasa	75,11	—	13,98	1,93	0,68	—	0,20	0,90	3,03	4,11	—	—	—	—	—	99,92
7	Riolit	Valea Drăganului, Fața Cernii Vlădeasa	73,74	—	16,09	0,92	0,58	urme	0,45	1,38	2,98	3,86	—	—	—	—	—	100,00
8	Granit	Valea Crăciunului, Bihor	72,88	—	15,24	0,14	1,70	—	0,46	1,56	3,75	4,27	—	—	—	—	—	100,00
9	Riolit	Valea Drăganului, Vlădeasa	72,87	—	14,90	1,80	1,05	—	0,18	0,75	3,03	5,00	—	—	—	—	0,32*	99,90
10	Riolit	Lunca, Vlădeasa	72,40	0,62	13,72	0,92	1,68	0,64	0,38	1,48	3,46	4,45	0,10	—	—	0,40	—	99,65
11	Riolit	Valea Cerna, Vlădeasa	71,98	0,27	14,84	0,49	1,73	0,03	0,16	1,38	3,89	4,14	0,02	—	—	0,80	0,08	99,81
12	Riolit	Valea Someșului Rece, Muntele Mare	71,00	0,24	14,38	3,07	0,39	0,04	0,43	0,45	3,30	4,22	0,12	0,23	0,04	1,89	0,44	100,24
13	Riolit	Valea Foalelor, Vlădeasa	70,74	0,35	16,61	1,58	1,34	0,05	0,69	1,89	3,82	3,98	0,08	—	—	0,69	0,02	99,84
14	Riolit	Valea Chiujului, afluent al Crișului Negru, Biharea	70,55	0,30	15,23	1,95	0,14	0,10	0,42	0,84	4,98	4,08	0,06	—	0,04	1,24	—	99,93
15	Granodiorit ×	Valea Crăciunului, Vlădeasa	70,90	0,41	14,56	1,29	1,37	0,13	1,01	3,12	2,53	3,80	0,29	—	—	—	0,59*	99,98
16	Granodiorit ×	Valea Cerna, Bihor	69,47	—	17,69	1,15	1,45	—	0,87	3,37	3,36	2,64	—	—	—	—	—	100,00
17	Granodioit ×	Valea Seacă, Băița Bihor	66,21	—	16,04	3,93	1,33	—	1,43	3,38	4,35	3,29	—	—	—	—	—	99,96
18	Granodiorit × ×	Valea Seacă, Băița Bihor	65,48	—	15,87	3,89	1,32	—	1,42	3,35	4,31	3,26	—	—	—	—	0,70	99,60
19	Granodiorit ×	Valea Aleului, Pietroasa	64,73	0,09	17,90	3,81	2,54	—	0,83	3,20	3,63	3,07	—	—	—	—	—	99,80
20	Dacit	Sebeșul Mare, Bihor	67,17	—	16,96	3,45	1,20	—	1,50	4,46	3,70	1,55	—	—	—	—	—	99,99
21	Dacit	Valea Crișului, Poeni	66,97	—	14,46	5,58	0,25	—	2,47	4,68	3,93	1,61	—	—	—	—	—	99,95
22	Granodiorit	Lunca, Vlădeasa	65,88	0,60	17,55	1,19	2,61	—	1,83	4,02	3,47	2,90	0,14	—	—	0,51	0,10	100,80
23	Dacit de Lunca	Valea Drăganului, Căpățîna Porcului, Vlădeasa	65,42	0,59	16,53	1,29	2,89	0,06	1,54	3,75	3,81	2,59	0,14	—	—	1,12	0,02	99,75
24	Granodiorit	Stînișoara, Bihor	65,35	0,28	15,64	1,73	2,83	0,04	2,31	3,83	3,36	3,73	0,24	—	—	0,82	0,09	100,25
25	Dacit de Vișag	Cariera Lazuri, Vlădeasa	64,26	0,63	17,48	1,23	3,38	0,09	1,69	4,16	3,74	2,80	0,06	—	—	0,30	0,20	100,02
26	Dacit	Valea Someșului Rece, Muntele Mare	61,86	0,87	19,00	0,36	2,37	0,11	1,40	2,89	4,74	1,56	0,20	1,69	urme	2,46	0,97	100,48
27	Porfir granodioritic + (?)	Stînișoara, Bihor	66,72	—	19,83	2,79	1,08	—	1,44	3,91	2,76	1,47	—	—	—	—	—	100,00
28	Dacit + (?)	Piatra Tilharului, Bihor	63,82	—	19,11	2,98	1,96	—	1,14	5,10	4,00	1,89	—	—	—	—	—	100,00
29	Dacit + (?)	Arsura de la Vișag, Bihor	59,95	—	17,32	4,53	3,16	—	4,12	5,66	3,19	1,14	—	—	—	—	—	99,07
30	Andezit cuarțifer + + (?)	Valea Seacă, Băița Bihor	56,56	0,22	19,85	0,42	6,11	—	3,14	5,21	3,05	2,56	—	—	0,50	—	1,81*	99,43
31	Diorit Cuarțifer	Lunca Drăganului, Vlădeasa	67,06	—	16,31	3,70	1,98	—	1,51	3,78	2,25	3,41	—	—	—	—	—	100,00
32	Porfir dioritic cuarțifer cu amfibol	Puțul Kubek, Băița, Bihor	58,53	1,39	17,59	1,27	4,01	0,08	3,17	5,59	2,93	3,33	0,24	0,18	0,16	1,56	0,46	100,67
33	Porfir dioritic cuarțifer cu biotit	Puțul Franziska, Băița, Bihor	58,24	0,22	20,44	0,43	6,29	—	3,24	5,36	3,14	2,63	—	—	—	—	—	99,69
34	Porfir dioritic cuarțifer cu amfibol	Galeria de bază László 820m, Băița Bihor	56,95	1,36	17,04	0,37	4,49	0,06	4,99	6,18	2,61	3,49	0,30	0,13	0,30	1,74	0,34	100,35
35	Porfir dioritic cuarțifer cu amfibol	Cheile Bihariei, Băița Bihor	54,64	0,94	16,01	1,93	5,93	0,11	5,02	9,29	1,49	2,74	urme	0,08	0,32	1,10	0,10	99,70
36	Porfir dioritic cuarțifer cu biotit	Galeria de bază László 760 m, Băița Bihor	54,49	1,20	15,15	0,35	6,93	0,10	4,96	9,49	1,62	2,25	0,44	1,05	0,31	1,50	0,25	100,09
37	Porfir dioritic cuarțifer cu amfibol	Cheile Bihariei, Băița Bihor	54,20	0,93	15,92	1,94	5,41	0,13	5,19	9,53	1,45	3,23	urme	0,20	0,28	1,69	0,40	100,64
38	Porfir dioritic cuarțifer cu amfibol	Galeria „Propilit", Băița Bihor	47,97	1,21	18,74	0,27	3,99	0,17	7,00	11,18	1,18	3,77	—	2,32	—	1,51	0,80	100,11
39	Diorit	Pîrîul Alun, Bihor	60,86	—	20,46	2,94	3,15	—	1,77	5,07	3,50	2,55	—	—	—	—	—	1100,00
40	Diorit piroxeenic	Găina, Bihor	58,90	0,59	17,29	2,50	4,95	0,06	3,94	6,76	2,87	1,91	0,17	—	—	0,62	0,13	1000,18
41	Diorit amfibolic	Găina, Bihor	55,82	0,51	18,10	2,75	4,59	0,08	4,67	8,01	3,02	1,85	0,21	—	—	0,72	0,09	990,413
42	Andezit	Pîrîul Negruții, Muntele Mare	55,65	0,67	17,49	3,60	2,01	0,10	2,27	5,34	3,45	1,73	0,06	2,79	0,07	4,37	0,24	100,84
43	Andezit piroxenic	Valea Căpușului, Muntele Mare	55,62	0,71	18,65	4,76	1,87	0,14	3,33	7,79	4,07	1,23	0,16	0,90	0,05	0,46	0,28	
44	Andezit	Valea Căpușului Mic, Muntele Mare	55,15	0,58	22,59	5,50	1,04	0,10	0,30	6,36	3,86	1,17	0,28	0,34	—	1,18	1,18	99,702
45	Andezit	Valea Seacă, Băița Bihor	53,24	—	19,03	0,46	6,23	—	5,65	9,38	1,76	1,27	—	—	0,57	—	1,54*	99,13

* reprezintă H_2O total; ** reprezintă SO_3; × la sursă apar ca dacogranite; × × la sursă apare ca dacit-granit porfiric cu andezin; +, la sursă apar ca dacite andezitice; + + la sursă apar ca andezite dacitice.

Analiști: C. Doelter — nr. 20, 21; K. Emszt — nr. 32, 34, 36, 38; D. Giușcă — nr. 2, 5, 10, 11, 13, 22, 23, 25; I. Jelinek — nr. 24, 40, 41; Gh. Lahovary — nr. 42; R. Lunzer — nr. 1, 4, 6, 9, 16, 19, 27, 28, 29, 31, 39; Cristina Popescu — nr. 26, 44; B. Rusitka — nr. 8, 18, 30, 33, 45; E. Stoicovici — nr. 15; C. Vasiliu — nr. 12, 43; A. Vendl — nr. 3; Zombory — nr. 35, 37; Anonim — nr. 14, 17.

Surse: S. Anton (1936) — nr. 18, 30, 46; D. Giușcă (1950 a) — nr. 2, 5, 10, 11, 13, 22, 23, 25; I. Hanomolo și Antoaneta Hanomolo (1963) — nr. 12, 26, 43, 44; N. Hermann și K. Emszt (1940) — nr. 32, 34, 36, 38; N. Hermann și L. Zombory (1939) — nr. 35, 37 — C. Ionescu (1962) — nr. 14; I. Jelinek (1937) — nr. 24, 40, 41; E. Stoicovici (1930) — nr. 15; Gy. Szádeczky (1903, 1904, 1907, 1908) — nr. 1, 4, 6, 7, 8, 9, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 27, 28, 29, 30, 31, 33, 39, 45; A. Vendl (1927) — nr. 1, 3, 9.

Institutul Geologic al României

TABELUL 5

Valorile Niggli ale rocilor banatitice — Banat

Nr. analizei chimice	Valorile Niggli															Tipul de magmă
	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*ti*	*c/fm*	Q	L	M	π	α	qz	
1	469	43,1	10,6	7,7	38,6	0,62	0,50	0,73	0,72	59,1	37,7	3,2	0,05	+32,10	+224,6	Aplitgranitică-engadinitgranitică
2	509	45,6	5,2	8,8	40,4	0,47	—	1,20	1,60	60,9	37,1	2,0	0,06	+57,20	+247,4	Aplitgranitică
3	322	32,7	22,8	18,8	26,4	0,45	0,43	2,18	0,79	52,2	36,6	11,2	0,10	+ 7,72	+116,4	Adamellitică-granodioritică
4	252	32,7	24,6	21,1	21,6	0,44	0,34	1,86	0,85	47,1	39,8	13,1	0,20	+ 4,78	+ 65,6	Granitică-leucotonalitică
5	231	32,5	32,2	17,5	17,8	0,43	0,60	2,63	0,54	46,7	39,1	14,2	0,29	+ 4,41	+ 59,8	Opdalitică
6	213	35,1	29,5	18,9	16,5	0,16	0,58	1,83	0,18	45,0	43,0	12,0	0,36	+ 4,28	+ 47,0	Opdalitică
7	214	29,2	30,9	21,7	18,2	0,38	0,44	2,68	0,70	43,1	39,1	17,8	0,23	+ 3,00	+ 41,2	Opdalitică-leucotonalitică
8	210	30,8	32,2	19,4	17,6	0,40	0,54	2,45	0,60	43,2	40,2	16,6	0,27	+ 3,23	+ 40,4	Opdalitică
9	362	45,2	9,9	11,4	33,5	0,19	0,45	1,20	1,15	53,9	43,5	2,6	0,14	+26,1	+128,0	Trondhjemitică
10	263	31,9	29,4	16,8	21,9	0,20	0,37	0,72	0,57	48,2	38,7	13,1	0,18	+ 9,36	+ 75,4	Cuarţdioritică-melacuarţdioritică
11	239	36,7	26,8	20,6	15,9	0,15	0,51	—	0,76	49,5	40,2	10,3	0,39	+ 1,10	+ 75,4	Cuarţdioritică
12	241	35,3	26,8	18,5	19,4	0,18	0,41	0,20	0,69	47,5	41,4	11,1	0,29	+ 5,31	+ 47,5	Cuarţdioritică
13	244	37,2	24,5	18,0	20,3	0,32	0,42	0,90	0,73	47,4	42,9	9,7	0,29	+ 5,90	+ 62,8	Cuarţdioritică-melacuarţdioritică
14	223	36,3	18,2	32,9	12,6	0,06	0,51	1,00	1,80	49,4	39,4	11,2	0,48	+ 6,2	+ 72,6	Trondhjemitică-cuarţdioritică
15	179	26,1	20,7	34,1	19,1	0,42	0,59	—	1,64	35,7	41,5	22,8	0,15	+ 1,11	+ 2,6	Cuarţdioritică
16	172	30,5	41,9	17,0	10,6	0,28	0,33	0,71	1,60	41,9	36,8	21,3	0,44	+ 2,41	+ 29,6	Dioritică-orbitică
17	165	26,5	41,0	21,0	11,5	0,16	0,57	2,26	0,51	38,8	37,4	23,8	0,39	+ 1,80	+ 19,0	Dioritică-lamprodioritică
18	158	31,1	32,4	23,6	12,9	0,27	0,26	0,71	0,72	37,6	43,5	18,9	0,41	+ 1,33	+ 6,4	Dioritică
19	181	31,7	36,2	14,7	17,4	0,27	0,40	0,76	0,40	38,6	44,6	16,8	0,29	+ 1,64	+ 11,4	Dioritică-natronsienitică
20	179	34,0	25,5	19,5	21,0	0,13	0,39	2,00	0,76	36,1	49,1	14,8	0,23	+ 0,68	+ 5,0	Cuarţdioritică-monzosienitică
21	153	25,0	32,0	17,0	26,0	0,20	0,40	1,30	0,53	24,9	50,1	25,0	0,01	— 1,04	+ 44,0	Dioritică-essexitică
22	177	26,4	36,2	22,3	15,1	0,32	0,54	2,74	0,61	38,4	38,3	22,8	0,27	+ 1,70	+ 16,6	Dioritică
23	268	38,6	16,7	15,3	29,4	0,38	0,17	0,49	0,92	45,4	46,7	7,9	0,13	+ 5,38	+ 50,4	Granosienitică
24	144	27,0	30,9	26,1	16,0	0,32	0,48	1,93	0,84	30,8	44,7	24,5	0,25	+ 0,13	— 20,0	Cumbraitică-monzonitică
25	133,5	24,9	40,4	22,2	12,5	0,20	0,45	1,08	0,54	30,7	41,2	28,1	0,33	+ 0,34	— 16,5	Normalgabbrodioritică
26	112	28,2	38,1	27,7	5,8	0,09	0,25	1,13	0,72	31,8	41,3	26,9	0,65	+ 0,45	— 11,2	Ossipitică
27	121	21,1	46,7	22,1	10,1	0,33	0,58	3,19	0,47	28,3	36,6	35,1	0,35	+ 0,32	— 19,4	Gabbrodioritică-sommaitdioritică
28	155	24,4	42,2	22,5	10,9	0,23	0,64	3,56	0,53	26,6	41,6	31,8	0,38	— 0,11	— 28,6	Normalgabbrodioritică
29	146	19,8	43,3	22,3	14,6	0,56	0,63	4,09	0,51	30,4	36,3	33,3	0,15	+ 0,58	— 12,4	Lamprosommaitică-sommaitdioritică
30	126	23,0	41,0	25,3	10,7	0,24	0,64	2,64	0,61	28,4	40,9	30,7	0,36	+ 0,37	— 16,8	Normalgabbrodioritică
31	131	22,1	50,3	19,5	8,1	0,32	0,60	2,79	0,38	32,8	34,4	32,8	0,46	+ 0,94	— 1,4	Normalgabbrodioritică-melagabbrodioritică
32	126	21,5	40,0	23,0	15,5	0,18	0,53	1,20	0,57	25,4	41,9	32,7	0,16	— 0,26	— 36,0	Gabbrodioritică
33	128	23,0	47,0	20,5	9,5	0,22	0,65	2,15	0,43	31,2	37,2	31,6	0,41	+ 0,63	— 10,0	Normalgabbrodioritică-melagabbrodioritică

Institutul Geologic al României

TABELUL 7

Valorile Niggli ale rocilor banatitice — munții Drocea

Nr. analizei chimice	Valorile Niggli															Tipul de magmă
	si	*al*	*f*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*ti*	*c/fm*	Q	L	M	π	α	*qz*	
1	406	44,0	15,0	2,0	39,0	0,42	0,16	0,33	0,13	54,7	40,7	4,6	0,02	+18	+151	Engadinitică
2	411	45,5	20,9	9,4	24,2	0,44	0,27	2,02	0,44	61,5	29,8	8,7	0,16	+ 6,60	+214	Yosemititgranitică-adamellitică
3	394	46,5	11,5	8,0	34,0	0,40	0,35	0,97	0,69	56,2	38,3	5,5	0,10	+21,3	+158	Yosemititică
4	384	41,0	19,9	9,6	29,50	0,36	0,29	1,28	0,48	57,0	37,1	5,9	0,13	+16,4	+166	Engadinitgranitică
5	387	51,0	9,0	10,0	30,0	0,20	0,44	—	1,11	48,5	45,1	6,4	0,14	+18,8	+167	Engadinitgranitică-yosemititgranitică
6	366	44,0	23,0	13,0	20,0	0,26	0,42	—	0,56	60,4	30,0	9,6	0,24	+12,58	+186	Yosemititgranitică-normalgranitică
7	283	43,0	16,0	11,0	30,0	0,39	0,29	1,54	0,68	17,4	46,7	5,9	0,15	+ 8,22	+ 63	Granosienitică-adamellitică
8	315	47,0	21,0	14,0	18,0	0,23	0,61	—	0,66	57,5	31,3	11,2	0,28	+ 9,77	+143	Farsunditică-leucopeleitică
9	309	35,0	39,0	11,0	15,0	0,32	0,48	—	0,28	57,5	26,8	15,7	0,26	+ 7,58	+137	Normalgranitică-leucopeleitică
10	322	42,0	19,0	10,0	29,0	0,33	0,32	—	0,52	52,9	42,5	6,6	0,14	+11,81	+116	Farsunditică-tasnagranitică
11	275	44,0	14,0	10,0	32,0	0,36	0,28	1,26	0,71	46,5	47,0	6,5	0,13	+ 7,12	+ 47	Granodioritică-trondhjemitică
12	257	39,5	22,0	16,0	22,0	0,35	0,25	1,61	0,72	48,4	43,0	8,6	0,26	+ 6,87	+ 69	Granodioritică
13	227	36,0	25,0	19,0	20,0	0,32	0,31	1,31	0,76	45,2	43,9	10,9	0,28	+ 4,35	+ 47	Granodioritică
14	202	32,5	31,0	18,0	18,5	0,30	0,36	1,90	0,58	41,8	43,3	14,9	0,27	+ 2,51	+ 28	Opdalitică
15	198	29,9	32,1	19,0	19,0	0,15	0,36	2,97	0,59	40,3	42,3	17,4	0,22	+ 2,09	+ 22	Cuarțdioritică
16	200	29,0	32,0	20,5	18,5	0,34	0,33	0,20	0,64	40,8	41,0	18,2	0,22	+ 2,23	+ 26	Cuarțdioritică-opdalitică
17	165	30,5	35,5	22,0	12,0	0,14	0,34	1,89	0,62	39,6	41,6	18,8	0,43	+ 1,87	+ 19	Tonalitică
18	132	26,0	42,0	22,0	10,0	0,05	0,45	1,37	0,52	32,8	40,3	26,9	0,44	+ 0,66	— 8	Dioritică
19	113	20,2	44,6	25,6	9,6	0,17	0,40	—	0,57	27,0	37,0	36,0	0,16	+ 0,14	— 25,4	Orbitică — normalgabbrodioritică

Institutul Geologic al României

TABELUL 8

Valorile Niggli ale rocilor banatitice — munţii Bihorului-Vlădeasa

Nr. analizei chimice	Valorile Niggli															Tipul de magmă
	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*ti*	*c/fm*	Q	L	M	π	α	*qz*	
1	486	48,5	12,9	7,6	31,0	0,40	0,14	—	0,58	63,5	31,4	5,1	0,10	+24,85	+262,0	Aplitgranitică-engadinitgranitică
2	463	48,1	7,3	4,0	40,6	0,39	0,15	0,36	0,54	58,3	39,2	2,5	0,04	+37,42	+200,6	Aplitgranitică
3	466	45,4	12,5	4,1	38,0	0,46	0,14	—	0,32	59,3	37,0	3,7	0,05	+28,50	+214,0	Aplitgranitică-yosemititaplitică
4	433	48,1	12,5	7,6	31,8	0,36	0,44	—	0,60	60,0	34,8	5,2	0,10	+21,23	+205,8	Engadinitgranitică
5	468	48,7	7,1	8,6	35,6	0,50	0,05	0,37	1,21	60,6	36,7	2,7	0,10	+40,67	+225,6	Aplitgranitică
6	441	48,4	13,4	5,7	32,5	0,47	0,13	—	0,42	60,2	34,1	5,7	0,8	+10,04	+211,0	Aplitgranitică-engadinitgranitică
7	410	52,7	9,7	8,0	29,6	0,47	0,37	—	0,82	59,7	34,0	6,3	0,11	+16,02	+191,6	Aplitgranitică-yosemititgranitică
8	382	47,1	11,3	8,5	33,1	0,42	0,30	—	0,75	55,3	40,0	4,7	0,11	+18,27	+149,6	Aplitgranitică-engadinitgranitică
9	403	48,6	13,3	4,3	33,8	0,52	0,10	—	0,32	57,1	36,8	6,1	$0,00_5$	+15,96	+167,8	Aplitgranitică-engadinitică
10	395	44,1	13,8	8,5	33,6	0,45	0,19	2,29	0,61	55,4	40,4	4,2	0,11	+21,58	+161,0	Engadinitgranitică-yosemititgranitică
11	388	47,2	10,7	7,8	34,3	0,41	0,09	0,90	0,72	55,6	40,3	4,1	0,10	+20,72	+150,8	Yosemititaplitică-engadinitgranitică
12	395	47,0	17,7	2,8	32,5	0,45	0,18	1,00	0,15	43,9	47,2	8,9	0,03	+13,02	+165,0	Engadinitgranitică
13	344	41,8	15,5	9,7	33,0	0,37	0,30	1,10	0,63	51,9	43,3	4,8	0,11	+14,65	+112,0	Engadinitgranitică-yosemititgranitică
14	348	44,2	15,1	4,2	36,5	0,34	0,19	1,19	0,27	43,8	47,4	8,8	0,05	+15,46	+102,0	Engadinitgranitică
15	347	42,1	17,7	16,2	24,0	0,49	0,41	1,47	0,90	50,7	37,5	5,8	0,25	+16,60	+151,0	Granodioritică
16	314	47,2	14,4	16,3	22,1	0,33	0,39	—	1,13	55,2	37,6	7,2	0,26	+12,50	+125,6	Yosemititgranitică-granodioritică
17	260	37,2	23,9	14,2	24,7	0,33	0,34	—	0,59	46,9	44,0	9,1	0,20	+ 5,81	+ 61,2	Granodioritică-farsunditică
18	258	37,0	24,3	14,0	24,7	0,34	0,34	—	0,57	46,6	44,1	9,3	0,19	+ 5,58	+ 59,2	Leucotonalitică
19	268	43,7	19,6	14,2	22,5	0,35	0,25	—	0,72	49,9	40,9	9,2	0,24	+ 7,40	+ 78,0	Farsunditică
20	267	39,7	23,3	18,8	18,2	0,23	0,38	—	0,96	51,8	39,9	9,2	0,34	+ 8,45	+ 94,2	Granodioritică-leucotonalitică
21	255	32,3	30,3	19,0	18,4	0,21	0,45	—	0,62	49,2	37,5	13,3	0,27	+ 5,59	+ 81,4	Opdalitică
22	258	40,5	22,4	16,8	20,3	0,35	0,46	1,64	0,75	49,6	41,1	9,3	0,29	+ 7,21	+176,8	Granodioritică-leucotonalitică
23	266	39,6	22,5	16,4	21,5	0,30	0,40	1,46	0,72	49,8	41,7	8,5	0,27	+ 7,75	+ 80,0	Granodioritică
24	252	35,5	21,1	15,8	21,6	0,41	0,48	0,69	0,58	47,5	41,9	10,6	0,24	+ 5,53	+ 65,6	Opdalitică-granodioritică
25	241	38,7	24,4	16,7	20,2	0,33	0,37	1,58	0,68	47,3	42,8	9,9	0,29	+ 5,73	+ 60,2	Leucotonalitică-farsunditică
26	255	46,4	17,9	12,7	23,0	0,17	0,48	2,48	0,70	48,4	41,5	10,1	0,21	+ 6,15	+ 63,0	Yosemititgranitică-adamellitică
27	273	47,7	20,7	17,0	14,6	0,26	0,41	—	0,82	55,5	31,8	12,7	0,36	+ 8,10	+114,6	Granodioritică-leucotonalitică
28	235	41,5	19,7	20,2	18,6	0,24	0,30	—	1,02	47,9	43,6	8,5	0,35	+ 6,59	+ 60,6	Leucotonalitică-farsunditică
29	184	31,8	37,7	18,8	11,7	0,18	0,50	—	0,49	43,5	38,6	17,9	0,44	+ 2,97	+ 37,2	Melacuarţdioritică-peleitică
30	177	36,6	31,6	17,5	14,3	0,36	0,46	0,37	0,55	41,3	42,2	16,5	0,37	+ 2,35	+ 19,8	Tonalitică-dioritică
31	273	39,1	26,9	16,4	17,6	0,50	0,33	—	0,60	52,8	36,0	11,2	0,31	+ 7,73	+102,6	Granodioritică-cuarţdioritică
32	194	34,3	29,7	19,8	16,2	0,42	0,52	3,38	0,66	41,9	43,5	14,6	0,35	+ 2,85	+ 29,2	Cuarţdioritică
33	174	36,8	31,6	17,4	14,2	0,35	0,46	—	0,55	41,5	41,8	16,7	0,37	+ 2,43	+ 21,2	Cuarţdioritică peleitică
34	193	33,9	27,6	22,4	16,1	0,47	0,51	3,26	0,81	44,3	41,3	14,4	0,35	2,77	+ 29,0	Cuarţdioritică-tonalitică
35	150	25,9	37,9	27,4	8,8	0,54	0,53	1,99	0,72	37,7	36,0	25,3	0,49	+ 1,61	+ 14,8	Lamprodioritică-orbitică
36	151	24,7	37,1	28,3	9,9	0,39	0,54	2,50	0,76	36,7	36,0	27,3	0,42	+ 1,44	+ 11,8	Lamprodioritică-orbitică
37	147	25,4	37,5	27,8	9,3	0,59	0,56	1,79	0,74	37,1	36,4	26,5	0,46	+ 1,39	+ 9,8	Lamprodioritică-orbitică
38	109	25,1	32,4	27,3	15,2	0,72	0,73	2,05	0,84	22,5	46,1	31,4	0,24	— 1,08	+ 51,8	Cuarţdioritică
39	205	40,7	24,7	18,3	16,3	0,29	0,35	—	0,74	45,0	42,2	12,8	0,35	+ 3,98	+ 39,8	Leucotonalitică
40	177	30,6	35,4	21,7	12,3	0,29	0,49	1,08	0,61	41,6	40,2	18,2	0,42	+ 2,42	+ 28,2	Dioritică
41	154	29,5	35,5	23,7	11,3	0,28	0,53	0,99	0,66	37,6	41,5	20,9	0,44	+ 1,42	+ 8,8	Dioritică
42	197	36,9	27,7	20,2	15,7	0,24	0,43	1,70	0,72	43,4	44,4	12,2	0,39	+ 3,36	+ 24,2	Cuarţdioritică peleitică
43	163	32,4	29,5	24,4	13,7	0,16	0,48	1,57	0,75	38,2	44,7	17,1	0,40	+ 1,46	+ 8,2	Tonalitică-dioritică
44	183	44,3	18,2	22,7	14,8	0,16	0,07	1,20	1,24	43,2	45,9	10,9	0,43	+ 3,44	+ 23,8	Leucocuarţdioritică-tonalitică
45	140	29,6	37,5	26,4	6,5	0,31	0,56	—	0,70	38,6	39,2	22,2	0,63	+ 1,68	+ 14,0	Orbitică

Institutul Geologic al României

un număr de 116 analize, iar restul de 16 analize au fost considerate ca nesatisfăcătoare.

Analizele chimice ale rocilor banatitice au fost grupate pe următoarele regiuni: Banat (tabelul 1), munții Poiana Ruscă (tabelul 2), munții Drocea (tabelul 3) și munții Bihor-Vlădeasa (tabelul 4).

Din datele analitice rezultă că aciditatea banatitelor variază în limite largi, de la 47,05 la 77,15% SiO_2, fără a exista însă diferențe prea mari între diferitele regiuni. Limitele între care variază aciditatea banatitelor sînt următoarele:

Banat = 48,39 — 76,61% SiO_2;
Munții Poiana Ruscă = 47,05 — 64,96% SiO_2;
Munții Drocea = 47,40 — 73,65% SiO_2;
Munții Bihor-Vlădeasa = 47,97 — 77,15% SiO_2.

Rocile eruptive din Banat au, în general, un conținut în oxid de sodiu sensibil mai ridicat decît în celelalte roci banatitice din țara noastră; în Banat conținutul maxim în Na_2O este de 7,8%, în munții Poiana Ruscă — 6,23%, în munții Drocea — 5,10%, iar în munții Bihor-Vlădeasa ajunge numai la 4,98%. Conținutul mai ridicat în Na_2O al rocilor din Banat se explică prin existența separațiilor de roci ușor alcaline în masivele de granodiorite.

Valorile Niggli și tipurile de magme au fost grupate pe aceleași regiuni, ca și oxizii, în tabelele 5, 6, 7, 8. Din cercetarea acestor parametri rezultă că rocile din provincia banatitică[1]) aparțin în cea mai mare parte magmelor granodioritice, granitice și chiar dioritice; magmele gabbroide au o frecvență mică și corespund lamprofirelor și unor roci din apofizele masivelor eruptive. De fapt, granodioritele și granitele sînt rocile care predomină în toate masivele banatitice, în timp ce produsele slab bazice se întîlnesc mai ales în Banat și în munții Poiana Ruscă sub formă de separații sau filoane eruptive nediferențiate.

Caracteristic pentru masivele banatitice este evoluția magmelor de la un caracter acid, în general granodioritic, către termeni slab bazici, un prim sens, și către termeni peracizi, reprezentați prin granite și aplite al doilea sens; această evoluție urmărește linia diferențierii subalcaline. În domeniul slab bazic și de aciditate intermediară se remarcă însă și tendințe către magmele alcaline (natronsienitică și essexitică din seria atlantică, monzosienitică, monzonitică și lamprosommaitică din seria

[1]) Nu au fost incluse în provincia banatitică camptonitul de la Ruschița, care aparține probabil complexului eruptiv alcalin Triasic superior—Liasic precum și andezitele din Vlădeasa a căror apartenență la provincia vulcanică subhercinică a fost dovedită.

Institutul Geologic al României

mediteraneană). Astfel de tendințe se observă la gabbrourile cuarțifere, sienogabbrourile, sienodioritele, monzonitele și la mineta augitică din corpurile banatitice de la Bocșa Română, Ocna de Fier și de la Ciclova.

Rocile care ridică problema unor astfel de afinități, excluzînd lamprofirele, reprezintă cazuri particulare ale unor corpuri eruptive din Banat, menționate de P. Rozlozsnik și K. Emszt (1907—1909), Al. Codarcea (1931) și D. Constantinoff (1958), fără să fie întîlnite în alte regiuni din cadrul provinciei banatitice din țara noastră; ele formează numai mici separații în unele masive granodioritice din Banat. În Srednagora (R. P. Bulgaria), plutonitele laramice, în care sienitele și monzonitele au o largă dezvoltare, sînt considerate de L. Vassileff (1959) și de S. Dimitrov (1960) ca avînd un caracter subalcalin cu convergențe mediteraneene.

Aceste particularități, semnalate la unele roci din Banat (Bocșa Română, Ocna de Fier, Ciclova), trebuie considerate numai ca aspecte accidentale ale procesului de diferențiere din masivele banatitice. Este mai puțin probabil ca reacțiile din zona de contact a banatitelor cu calcarele să fi avut un rol principal în această direcție. În munții Bihorului și în munții Drocea, deși corpurile banatitice străbat calcarele triasice și jurasice, totuși reacțiile din zona de contact nu au dus la formarea unor astfel de roci cu afinități pentru serile alcaline.

Caracterul subalcalin al magmelor banatitice reiese destul de clar din valorile indicelui alcalicalcic al lui M. A. Peacock, care oscilează între 56 și 60 (fig. 3). Valorile indicelui alcalicalcic pentru banatitele din diferitele regiuni din țara noastră (Banat = 58,66; munții Poiana Ruscă = 56,75; munții Drocea = 59,33; munții Bihor-Vlădeasa = 58,85) se apropie de valorile indexului Peacock al seriilor calcoalcaline din San Juan și Crandall (Barth, 1952).

În diagrama QLM (fig. 4) rocile banatitice se comportă ca o serie de diferențiere subalcalină. În cîmpul de variație al seriei alcaline se proiectează o parte din lamprofire și monzonite, iar celelalte roci considerate ca avînd afinități alcaline, se dispersează în spațiul PFM. De remarcat este faptul că analizele din munții Drocea și din munții Bihor-Vlădeasa se concentrează deasupra liniei PF, în spațiul rocilor saturate. În schimb, analizele din Banat și, în parte, cele din Poiana Ruscă, se dispersează atît în cîmpul de variație al rocilor saturate, cît și în spațiul cu roci nesaturate.

Variația lui *mg* în funcție de *k* relevă de asemenea caracterul subalcalin al provinciei banatitice (fig. 5). Cîmpul cu frecvență mare

Institutul Geologic al României

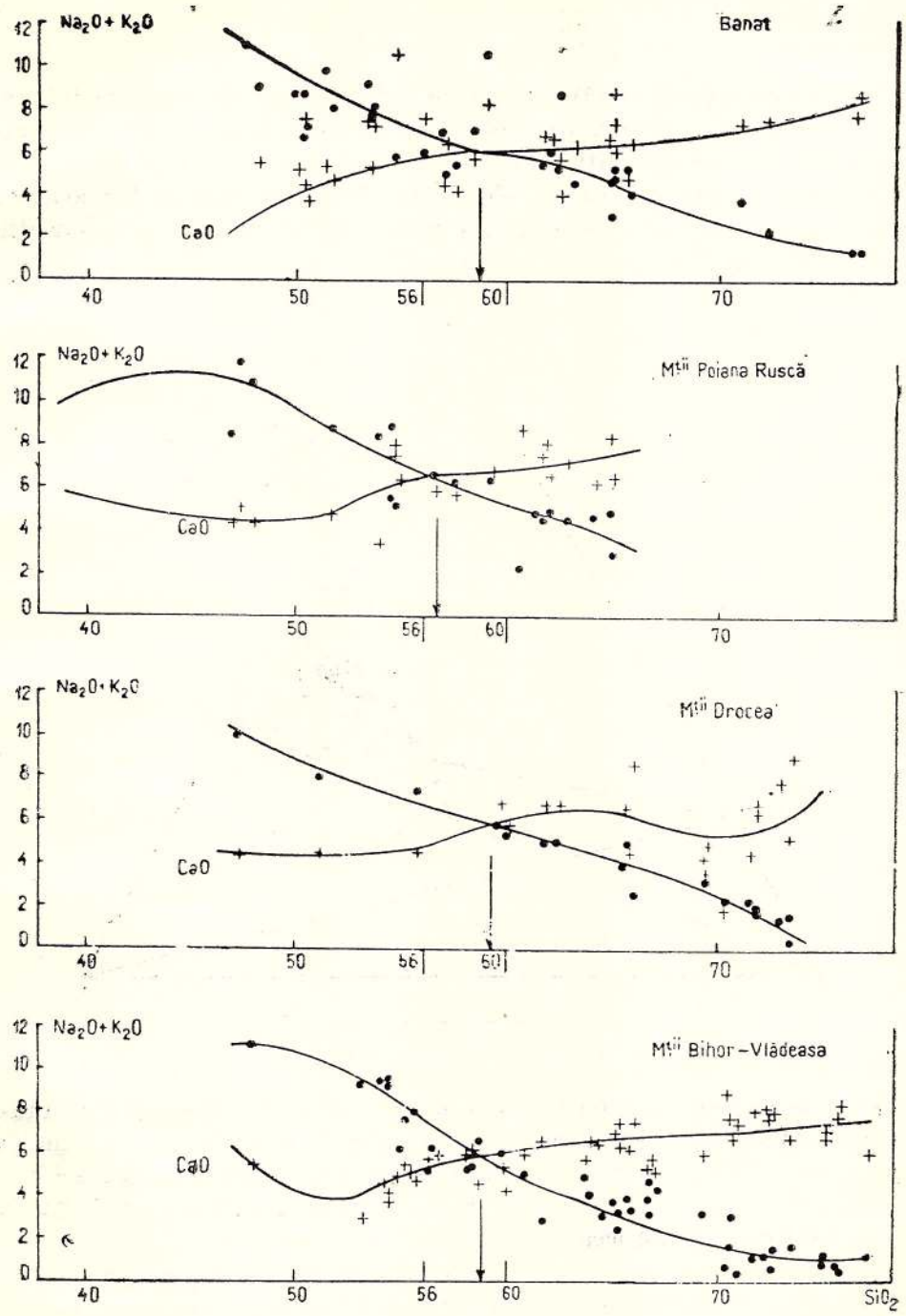


Fig. 3. — Variația indicelui alcalicalcic la banatite.
Variation de l'indice alcalicalcique des banatites.

Institutul Geologic al României

a analizelor, orientat NW—SE, este delimitat de diagonalele 0,5 *mg* — 0,5*k* și 0,9 *mg* — 0,9 *k*. În acest cîmp se proiectează și analizele considerate ca avînd afinități pentru seria alcalină.

Linia de evoluție a magmelor banatitice de la un caracter acid la un caracter slab bazic poate fi urmărită în fig. 6. Curbele de variație au o înfățișare normală; slabe inflexiuni se observă numai la curbele

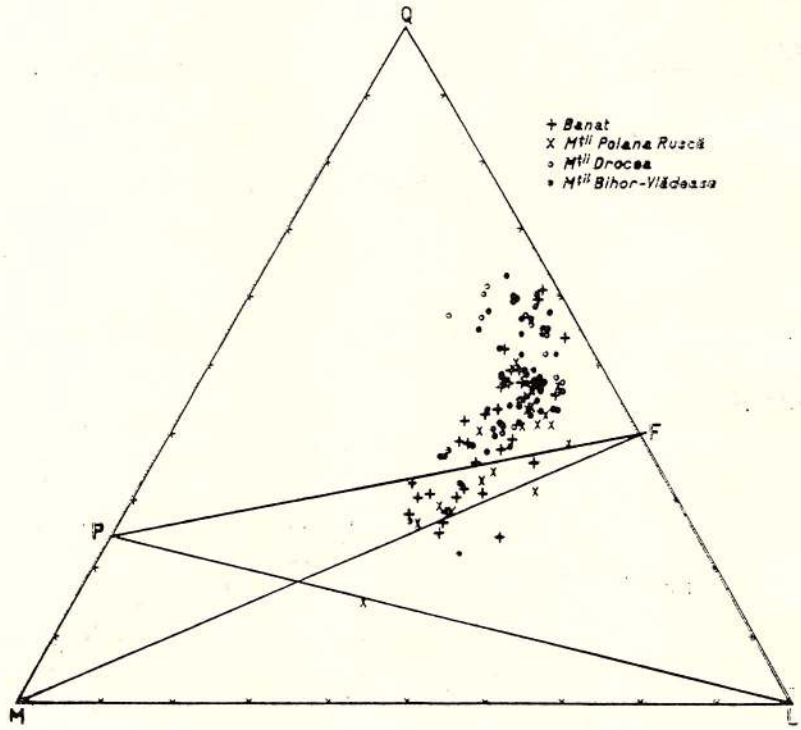


Fig. 4. — Diagrama QLM a banatitelor.
Diagramme QLM des banatites.

al și *fm*, în regiunea slab bazică. Parametrii rocilor din Banat și din munții Bihor-Vlădeasa se extind pe un interval larg, de la *si* = 84 pînă la *si* = 508, avînd însă o frecvență mare în regiunea slab bazică. În schimb rocile din Poiana Ruscă se concentrează exclusiv în regiunea cu *si* < 260, iar rocile din munții Drocea au o frecvență mai mare în regiunea slab acidă și peracidă. Aceasta înseamnă că seria de diferențiere cea mai complexă poate fi găsită la masivele eruptive din Banat, după care urmează cele din munții Bihorului și Drocea; seria de diferențiere cea mai scurtă apare la banatitele din munții Poiana Ruscă.

Institutul Geologic al României

Unele particularități în evoluția magmelor banatitice de la caracterul acid la cel bazic, reies din diagramele de diferențiere ale diferitelor masive banatitice[1]) (fig. 7). Curbele de variație redau în general aspectul normal al unei diferențieri subalcaline.

În regiunea acidă, curbele de variație ale masivelor banatitice de la Ocna de Fier, Săvîrșin, Căzănești și Vlădeasa, au un aspect divergent,

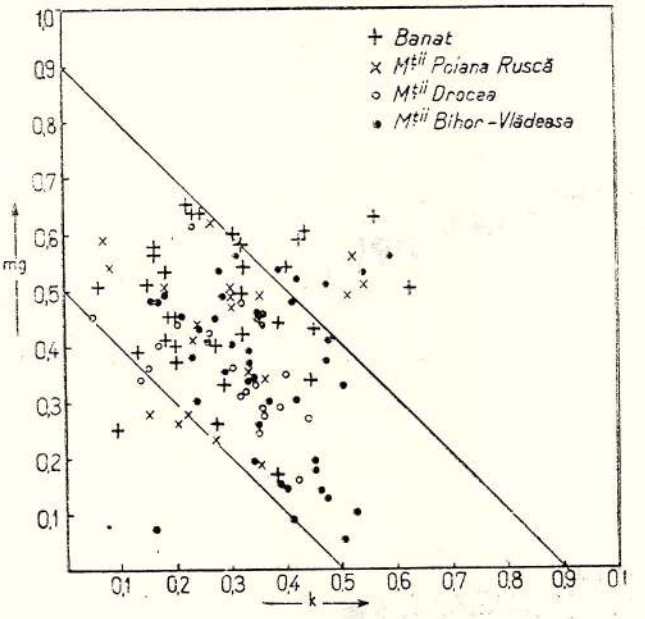


Fig. 5. — Diagrama $mg—k$ a banatitelor.
Diagramme $mg - k$ des banatites.

sînt slab înclinate și, în cea mai mare parte, paralele două cîte două. Regiunea mai bazică și cu aciditate intermediară se caracterizează prin deviații repetate ale curbelor de la aspectul lor normal; curbele de variație se suprapun pe anumite porțiuni și se intretaie la diferite valori ale lui *si*.

Valorile *si* corespunzătoare punctelor de intersecție ale curbelor sînt redate în tabelul 9. (p. 34).

Intersecțiile curbelor *al* și *fm* în cadrul provinciei banatitice au loc la $si = 176 - 231$, într-o regiune relativ îngustă, în care $al = fm \sim 30{,}5-32$. Destul de apropiate sînt și valorile lui *si* corespunzătoare celorlalte intersecții ale curbelor și anume: $si = 260-306$, cu $alk = fm \sim$

[1]) Lamprofirele nu au fost proiectate în aceste diagrame.

Institutul Geologic al României

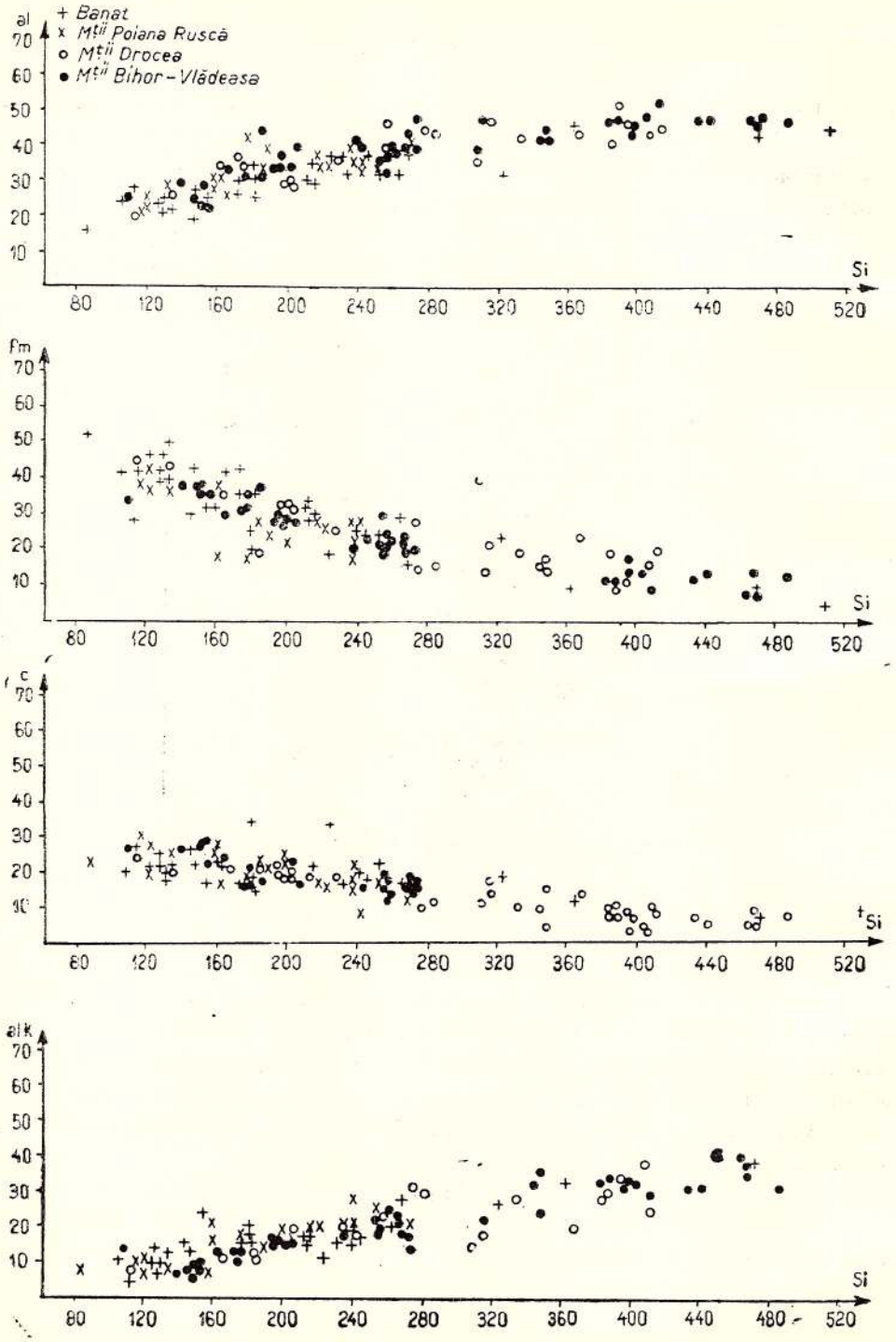


Fig. 6. — Variația parametrilor *al*, *fm*, *c*, *alk*, în funcție de *si* la banatite.
Variation des paramètres *al*, *fm*, *c*, *alk*, en fonction de *si* des banatites.

Institutul Geologic al României

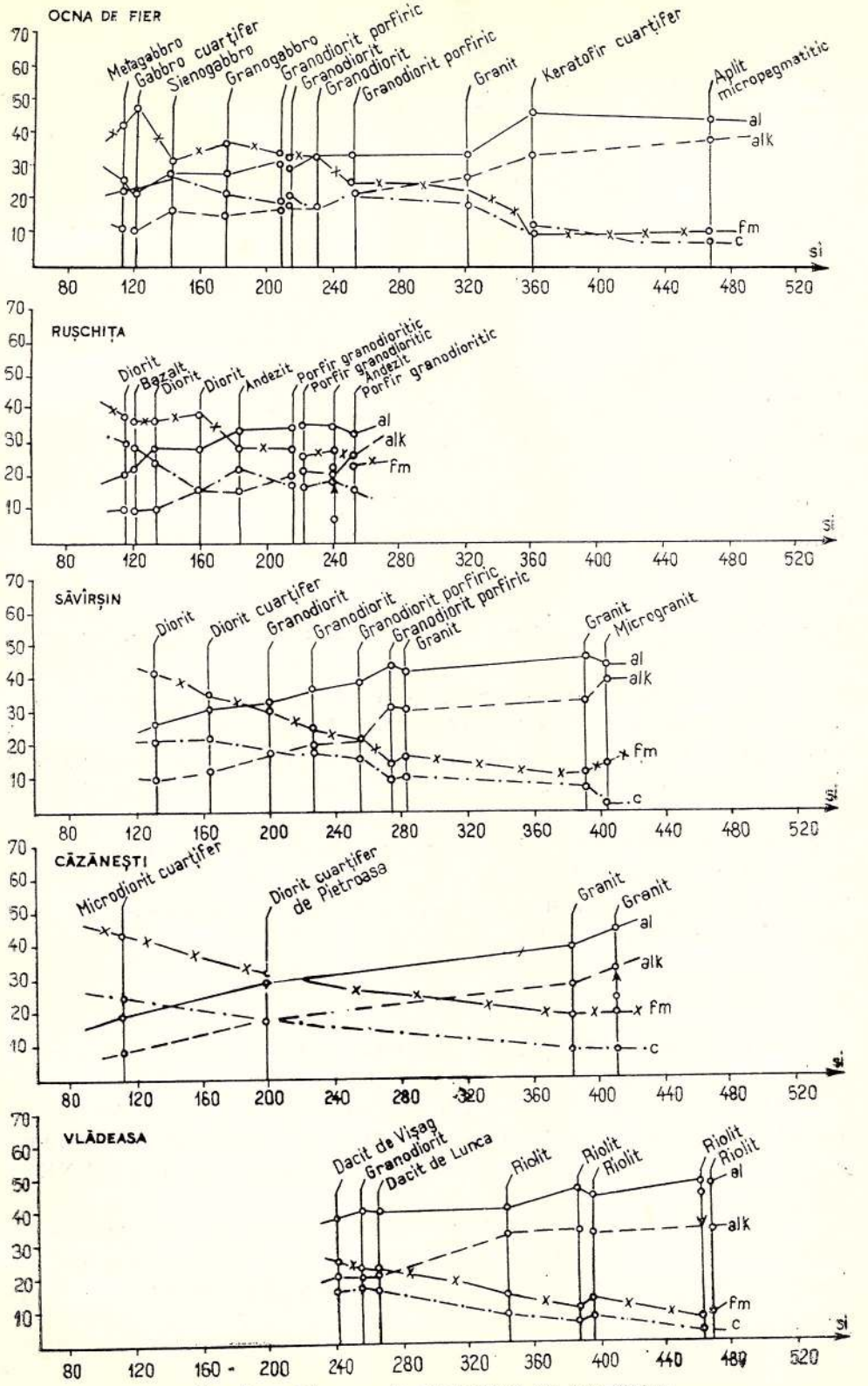


Fig. 7. — Diagrame de diferenţiere ale banatitelor,
Diagrammes de différenciation des banatites.

Institutul Geologic al României

TABELUL 9

Valorile izofaliilor pentru seria de diferențiere banatitică

Corpuri de banatite	*al = fm*	*alk = fm*	*ale = c*	*al = c*
Ocna de Fier (Banat)	231 *si*	296 *si*	231 si (minim) 251 *si* (maxim)	117 *si* (minim) 136 *si* (maxim)
Ruşchiţa (munţii Poiana Ruscă)	176 *si*	244 *si*	160 *si* (minim) 204 *si* (maxim)	128 *si*
Săvîrşin (munţii Drocea)	194 *si*	260 *si*	202 *si*	—
Căzăneşti (munţii Drocea)	209 *si*	306 *si*	198 *si*	138 *si*
Vlădeasa	—	272 *si*	228 *si*	—

22—25 ; *si* = 160—251, cu *alk* = *c*∼16 — 21 ; *si* = 117—138, cu *al* = = *c*∼20—26.

Aceste limite de variaţie restrînse între care apar valorile *si*, corespunzătoare punctelor de intersecţie ale curbelor, reflectă caracterul de consanguinitate a banatitelor de pe teritoriul ţării noastre ; magma izofalică este opdalitică cuarţdioritică. Evoluţia magmelor banatitice a urmărit linia de diferenţiere subalcalină, iar particularităţile întîlnite în regiunea mai bazică şi cu aciditate intermediară sînt cauzate, în cea mai mare parte, de procesul de diferenţiere în şlire, care a condus la acumulări de cristale şi, numai într-o măsură mai mică, de reacţiile din zona de contact a magmelor banatitice cu calcarele.

CONCLUZII

Din consideraţiunile făcute asupra provinciei banatitice rezultă următoarele concluzii :

Corpurile eruptive din cadrul provinciei banatitice sînt localizate pe sisteme de fracturi laramice sau pe sisteme de fracturi mai vechi reîntinerite, formînd în ansamblu o serie de aliniamente orientate NNE—SSW ;

În aria provinciei banatitice se întîlnesc atît produse vulcanice, cît şi corpuri subvulcanice, mai rar plutonice ; vulcanitele se dezvoltă în bazinele cretacic-superioare, unde se asociază cu corpuri subvulcanice ;

Institutul Geologic al României

Masa principală a corpurilor banatitice intrusive o constituie de regulă granodioritele, mai rar granitele și dioritele, în care sînt caracteristice texturile în „șlire"; în unele corpuri intrusive din Banat, rocilor granodioritice li se asociază produse de diferențiere cu un caracter ușor alcalin, ca monzonite și sienodiorite;

Produsele vulcanice din depozitele senoniene urmăresc linii de dislocație subhercinice reprezentînd o provincie petrografică aparte de cea laramică (banatitică), și anume, provincia subhercinică;

În raport cu orogeneza austrică, produsele vulcanice subhercinice și produsele magmatismului laramic au un caracter subsecvent;

Vulcanismul subhercinic s-a manifestat în timpul Senonianului, iar corpurile eruptive laramice (banatitice) au fost puse în loc în Paleocen.

Magmele banatitice au evoluat, în diferențierea lor, de la un caracter acid (de regulă granodioritic) către magme slab bazice, un prim sens, și către magme peracide, al doilea sens;

Tendințele către magme alcaline se manifestă exclusiv în domeniul slab bazic și de aciditate intermediară; ele reprezintă numai aspecte accidentale ale procesului de diferențiere a magmelor banatitice care au generat monzonitele, sienodioritele și unele gabbrouri;

Consanguinitatea rocilor asociate tectogenezei laramice rezultă atît din cadrul structural unitar în care ele s-au format, cît și din uniformitatea de chimism a magmelor.

Primit: *octombrie 1964.*

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Lucrări publicate

Anton S. (1936) Cercetări geologice și petrografice în Valea Seacă. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, VI, 1–2.

Barth T. W. (1952) Theoretical Petrology. New-York.

Bončev E. (1958 a) Über die tektonische Ausbildung der Kraistiden. *Geologie*, 7, Hf. B-6.

Bončev E. (1958 b) Über einen zu den Balkaniden schräggelegenen Horizontaverschiebungsgürtel. *Bull. Inst. Géol. Acad. Sci. Bulg.*, VI. Sofia.

Bončev E. (1961) Einige Ideen zur Frage der tektonischen Verbindung zwischen den Südkarpathen und den Balkaniden. *Asoc. Geol. Carpato-Balc., Congr. V, (Secția tectonică)*. București.

Borcoș M., Borcoș Elena (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Runc–Segagea–V. Ierii Sat (Bazinul V. Iara, M-ții Apuseni). *D. S. Com. Geol.*, XLVII (1959–60). București.

Burri C., Niggli P. (1945, 1949) Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens-I, II, Vulkaninstitut Imanuel Friedlaender. Zürich.

Cioflica G. (1960 a) Contribuții la cunoașterea fenomenelor de contact de la Măgureaua Vaței (M-ții Drocea). *Acad. R.P.R., St. Cerc. Geol.* V, 3. București.

Cioflica G. (1960 b) Contribuții la studiul petrografic al masivului eruptiv banatitic de la Cerbia (M-ții Drocea).Comunicare Ses. Univ. București.

Cioflica G. (1962) Studiu petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Căzănești–Ciungani (M-ții Drocea). *An. Com. Geol.*, XXXII. București.

Cioflica G., Savu H. (1962) Stratificația ritmică din dyke-ul de gabbro de la Almaș–Sălișteă (M-ții Drocea). *Acad. R.P.R., St. Cerc. Geol.* VII, 1. București.

Codarcea Al. (1931) Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier – Bocșa Montană (jud. Caraș, Banat). *An. Inst. Geol. Rom.*, XV. București.

Codarcea Al., Pavelescu L. (1954) Cercetări geologice în regiunea Ruschița. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950–1951). București.

Codarcea Al., Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercuș D. (1961) Privire generală asupra structurii geologice a Carpaților Meridionali dintre Dunăre și Olt. *Congresul al V-lea al Asociației Carpato-Balcanice, B. Carpații Meridionali*. București.

Codarcea Al., Pop Gr. (1963) Contribuții la cunoașterea cretacicului din zona Șopot (Banatul de Sud). *Acad. R.P.R., St. cerc. Geol.* Nr. 2. București.

Constantinoff D. (1958) Contribuțiuni la studiul geologic și petrografic al banatitelor (masivul Bocșei). Comunicare Comit. Geol. București.

Institutul Geologic al României

Cotta B. (1865) Erzlagerstätten im Banat und in Serbien. Wien.

Dimitrov S. (1960) O razvitii magmatizma i razmescenii sviazanih s nim rudnih mestorojdenii Bolgarii. În „Magmatism i sviaz s nim poleznih iscopaemih". *Gosgeoltehizdat.* Moskva.

Filipescu M. G. (1933) Note préliminaire sur le recherches géologiques dans le flysch interne à l'E du Teleajen. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XXI. București.

Filipescu M. G. (1945) Le tuf volcanique du Sénonien du flysch carpathique de la région de Courbure. *Bull. Sect. Sc. Acad. Roum.*, XXVIII, 3. București.

Filipescu M. G. (1958) Contributions à la séparation en horizonts stratigraphiques du Cretacé dans le flysch externe compris entre les vallés du Teleajen et de l'Uzu. *Rev. Géol. Géogr.*, II, 1. București.

Gavăt I., Airinei St., Botezatu, R., Socolescu M., Stoenescu Sc., Vencov I. (1963) Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetice). *Acad. R.P.R., St. Cerc. Geofizică.* VIII, 1. București.

Giușcă D. (1950 a) Le massif éruptif de la Vlădeasa. *An. Com. Geol.* XXIII. București.

Giușcă D. (1950 b) Contribution à la connaissance des cornéennes du Bihor. *An. Com. Geol.*, XXIII. București.

Giușcă D., Biloiu M., Rădulescu D., Stiopol Victoria, Dimitrescu R. (1956) Studiu petrografic al masivului Poiana Ruscă de sud-vest. *D.S. Com. Geol.*, XL (1952—1953).

Giuscă D., Ghenescu Emilia, Pătroescu C. (1956) Complexul banatitic din reg. Băișoara. Comunicare la Ses. Univ. București.

Giușcă D., Cioflica G. (1957) Structura pînzei intrusive de la Căzănești—Ciungani. *Analele Univ. „C. I. Parhon"*, 18. București.

Givulescu R. (1954) Contribuțiuni la studiul Cretacicului superior din bazinul Borodului. *Acad. R.P.R., St. Cerc. St.* (Filiala Cluj) V.

Hanomolo M. I., Hanomolo Antoaneta (1963) Geologia și petrografia regiunii Someș—Muntele Rece—Măguri—Mînăstireni—Căpuș. *D.S. Com. Geol.*, XLVII (1959—1960). București.

Hermann M., Zombory L. (1939) A Biharkapu (Portale) kristályos mészkövének telérközete. *Math. Term. Tud. Ért.*, 58.

Hermann M., Emszt K. (1940) Dioritporfiritek a Biharmegyei Rézbányai környékén. *Math. Term. Tud. Ért.* 59.

Hurduzeu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în partea centrală a Munților Semenic. *D. S. Com. Geol.*, XLV (1957—1958). București.

Iacob D. (1953) Contribuțiuni la stratigrafia și tectonica regiunii vestice a Munților Metaliferi. *Acad. R.P.R., St. Cerc. St.* (Filiala Cluj) IV, 3—4. Cluj.

Ionescu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în Cristalinul Munților Bihor (Biharia). *An. Com. Geol.*, XXXII. București.

Jelinek I. (1937) Les roches éruptives banatitiques des Monts du Bihor. *Bul. Lab. Miner. Univ. București*, II.

Kräutner Th. (1941) Étude géologique dans la Pădurea Craiului. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XXV. București.

Kräutner Th (1946) Observațiuni geologice în Munții Bihor. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XXVI. București.

Lupu M., Lupu Denisa (1962) Notă asupra Cretacicului superior din regiunea Vidra—Sohodol (Munții Apuseni). *D.S. Com. Geol.*, XLIII (1955—1956). București.

Institutul Geologic al României

Mihăilescu Victoria (1966) Studiul geologic al Bazinului Roșia (Munții Pădurea Craiului). Teză de doctorat. *Com. Geol. St. tehn. econ.* J_3.

Murgeanu G. și colab. Filipescu M. G. și colab. (1961) Privire generală asupra flișului cretacic de la curbura Carpaților. *Asoc. geol. Carp.-Balc. Congr. V. Ghidul excursiilor. B — Carpații Orientali.* București.

Papiu C. V. (1953) Cercetări geologice în Masivul Drocea (Munții Apuseni). *Acad. R.P.R., Bul. St.*, V, I. București.

Papiu C. V. (1956) Cercetări geologice pe versantul de NW al masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* XL (1952—1953). București.

Papiu C. V., Savu H., Romanescu D., Pîrvu Olivia. (1959) Corelația dintre alcătuirea geologică și anomaliile magnetice din zona axială a Masivului Drocea (M-ții Apuseni). *C.R. Com. Géol.*, XLII (1954—1955). București.

Papp K. (1904) Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Zam. *Jber. d. k. ung. geol. A.f. 1902.* Budapest.

Papp K. (1908) Das Erzgebiet von Almásszelistje in Kom. Hunyad *Földt. Közl.*, XXXVIII. Budapest.

Pauliuc S. (1958) Contribuțiuni la studiul depozitelor mezozoice din regiunea Remeți (Pădurea Craiului). *Anal. Univ. București*, 17.

Pavelescu L., Dimitrescu R. (1954) Contribuțiuni la studiul petrografic al andezitelor din Bazinul Rusca Montană — Lunca Cernii, cu privire specială asupra plagioclazilor. *Acad. R.P.R., Sect. Biol., Agron., Geol., Geogr., Bul. St.* VI, 3. București.

Pavelescu L. (1958) Geologia și petrografia regiunii Rușchița. *An. Com. Geol.*, XXXI. București.

Pavelescu L. (1959) Geologia Carpaților Meridionali. *Anal. Rom.-Sov., Seria Geol. Geogr.*, I—II. București.

Preda I. (1962). Studiu geologic al regiunii Roșia-Meziad (munții Pădurea Craiului) Edit. Acad. R. P. R.

Rafalet Angela (1962) Studiul geologic și petrografic al Cristalinului dintre Avram Iancu—Vf. Găina și Bulzeștii de Sus (Munții Bihor-sud). *D. S. Com. Geol.*, XLVIII (1960—1961). București.

Răileanu Gr. (1952) Cercetări geologice în regiunea Svinița—Fața Mare. *Acad. R.P.R. Bul. St., Secția Biol., Agron., Geol.-Geogr.*, V, 2. București.

Răileanu Gr. (1957) Considerațiuni generale asupra Banatului de Vest. *Analele Rom. Sov., Seria Geol.-Geogr.* București.

Răileanu Gr., Năstăseanu S., Dincă Al. (1961) Geologia regiunii cuprinse între valea Nerei și Dunăre. *Acad. R.P.R. St. Cerc.*, VI, 1. București.

Răileanu Gr., Năstăseanu S., Boldur C. (1963) Date noi asupra limitei tectonice de vest a zonei Reșița (Banat). *Acad. R.P.R. St. Cerc. Geol.*, VIII, 1. București.

Rozlozsnik P. (1905 a) Die Eruptivgesteine des Gebietes zwischen den Flüssen Maros und Körös an der Grenze der Komitate Arad und Hunyad. *Földt. Közl.*, XXXV. Budapest.

Rozlozsnik P. (1905 b) Beiträge zur Geologie der Umgebung der Nagybihar. *Jber. d. kgl. ung. geol. Anst.* Budapest.

Rozlozsnik P. (1906 a) Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bihargebirges zwischen Nagyhalmágy und Felsövidra. *Jber. d. k. ung. geol. Anst.* Budapest.

Institutul Geologic al României

Rozlozsnik P. (1906 b) Über die metamorphen paläozoischen Gesteine des Nagybihar. *Jber. d. k. ung. geol. Anst.* Budapest.

Rozlozsnik P. (1935) Neue Beiträge zur Kenntnis der metamorphen Gesteine der Umgebung des Nagybihar. *Földt. Közl.*, LXV. Budapest.

Rozlozsnik P., Emszt K. (1909) Beiträge zur genaueren petrographischen und chemischen Kenntnis der Banatite des Komitates Krassó-Szörény. *Mitt. Jber. k. ung-geol. R. A.* XVI (1907—1909). Budapest.

Saulea Emilia (1957) Contribuţiuni la cunoaşterea bazinului Iara. Comunicare Ses. Univ. Bucureşti.

Savu H. (1962) Chimismul vulcanitelor jurasic-superioare—cretacic-inferioare din Munţii Drocea. *D.S. Com. Geol.*, XLVII (1959—1960). Bucureşti.

Socolescu M. (1940) Les affleurements de minerais de la région Vaţa—Şoimuş—Buceava—Săvîrşin—Zam. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XXXIII. Bucureşti.

Stoicovici E. (1930) Dacogranitul de pe Valea Crăciunului. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, IV, 2.

Streckeisen A. (1932) Junge Eruptivgesteine in östlichen Banat mit besonderen Berücksichtigung ihrer Feldspäte. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, I. Bucureşti.

Szádeczky Gy. (1903) Über einige verkannte Gesteine des Vlegyásza—Gebirges. *N. Jb. Min., Geol. Paleont.* II, 72.

Szádeczky Gy. (1904) Beiträge zur Geologie des Vlegyásza—Bihar—Gebirges. *Földt. Közl.*, XXXIV. Budapest.

Szádeczky Gy. (1907) Über die petrographischen und tektonischen Charaktere des Bihargebirges. *Földt. Közl.*, XXXVII. Budapest.

Szádeczky Gy. (1908) Die Geologie der Szárazvölgy bei Rézbánya. *Muz. Füz.* I, 1. Cluj.

Szádeczky Gy. (1915) Die geologischen Verhältnisse von Kissebes, Hodosfalva, Sebesvár, Marótlaka und Magyarókereke. *Múz. Füz. Mitt. a.d. Min.-Geol. Samml. Siebenb. Nationalmuseums.* III, 1. Budapest.

Szádeczky Gy. (1930) Asupra vîrstei eruptivului de la Vlădeasa. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XV (1926—1927). Bucureşti.

Szádeczky-Kardoss E. (1924) Zur Geologie der Gegend von Szászfényes — Alsojára (Siebenbürgen). *Földt. Közl.*, LIV. Budapest.

Szentpétery S. (1928) Petrogeologie des südlichen Teiles des Drocea Gebirges. *Földt. Int. Évk.*, XXVII, u. *Mitt. Jb. k. ung. geol. Anst.*, 27. Budapest.

Trifulescu M. (1963) Cercetări geologice în regiunea Luncoiul de jos. *Acad. R.P.R. Stud. şi Cercet. de Geol.*, VIII, 2. Bucureşti.

Vlaicu-Tătărîm Niţa (1963) Stratigrafia Eocenului din regiunea de la SW de Cluj. Edit. Acad. R.P.R. Bucureşti.

Vasileff L. (1959) Sur le problème de la zonalité primaire des formations métallifères du Crétacé supérieur-Paléocène dans la région de Bulgarie de Sud-est. *Ann. Dir. Gen. Rech. Geol.*, X. Sofia.

Vendl A. (1927) Die Typen der ungarischen Rhyolithe. *N. Jb. Min., Geol., Paleont., LV Beilage.*

Lucrări nepublicate

Cernea G. (1948) Raport geologic asupra bazinului Rusca Montană. Arh. Com. Stat Geol-Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Constantinoff D. (1953) Raport geologic asupra regiunii Ramna-Bărbosul. Arh. Inst. Geol. București.

Constantinoff D. (1954) Cercetări geologice și petrografice între Bocșa Română—Valea Mare. Arh. Inst. Geol. București.

Constantinoff D. (1955) Raport geologic asupra regiunii Bocșa Montană—Fîrliug. Arh. Inst. Geol. București.

Constantinoff D. (1956) Raport de cartare geologică asupra regiunilor Fîrliug—Ezeriș—Zorlențul Mare și Forotic—Surducul Mare (Banat). Arh. Inst. Geol. București.

Constantinoff D., Bercia I., Bercia Elvira, Teodoru L., Mateescu Ileana (1956) Raport asupra prospecțiunilor geologice din regiunea Sasca Română—Cărbunari. Arh. Inst. Geol. București.

Constantinoff D. (1958) Raport asupra cercetărilor geologico-petrografice din regiunea Dognecea—Maidan (reg. Timișoara). Arh. Inst. Geol. București.

Lupu M., Lupu Denisa (1955) Raport privind Cretacicul superior din regiunea Vidra—Sohodol—Cîmpeni. Arh. Inst. Geol. București.

Lupu M., Contescu L. (1956) Raport de prospecțiuni pentru nisipuri. Reg. Borod—Cetea. Arh. Inst. Geol. București.

Neacșu Gh., Zimmermann P., Zimmermann Voichița (1961) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier în regiunea Tincova—Jdioara—Valea Lazuri. Arh. Com. Stat Geol. București.

Rafalet Angela (1954) Raport asupra studiului geologic și petrografic al intruziunilor din regiunea Pietroasa—Budureasa (M-ții Bihor). Arh. Inst. Geol. București.

Rafalet Angela (1955) Raport asupra studiului geologic și petrografic al intruziunilor din regiunea Pietroasa—Budureasa—Stîna de Vale (Zona de NW a M-ților Bihor). Arh. Inst. Geol. București.

Rafalet Angela (1956) Raport asupra studiului geologic și petrografic al intruziunilor din regiunea Pietroasa—Budureasa—Stîna de Vale (Zona de NW a M-ților Bihor). Arh. Inst. Geol. București.

Savu H. (1953 a) Raport geologic asupra părții de E și SE a Masivului Drocea. Arh. Inst. Geol. București.

Savu H. (1953 b) Raport geologic asupra lucrărilor din partea de NW a Masivului Poiana Ruscă. Arh. Inst. Geol. București.

Savu H. (1959) Raport geologic asupra lucrărilor din M-ții Drocea. (M-ții Apuseni). Arh. Inst. Geol.. București.

Savu H. (1962) Raport geologic asupra regiunii Teregova—Luncavița—Armeniș (M-ții Semenic). Arh. Inst. Geol. București.

Zimmermann A., Zimmermann Voichița (1962) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier și sulfuri complexe în regiunea Ascuțita Mică—Vf. Boul—Ruschița. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

DESCRIPTION DE LA PROVINCE BANATITIQUE

PAR

D. GIUŞCĂ, G. CIOFLICA, H. SAVU

La province des banatites comprend des corps intrusifs et volcaniques associés à la tectogenèse laramienne. Elle est développée dans l'W du pays entre la vallée de Crişul Repede (Monts Apuseni) et le Danube, sur une longueur d'environ 280 km. Au S du Danube la zone à éruptions laramiennes se prolonge en Yougoslavie, Bulgarie et Turquie.

Bref aperçu sur l'histoire de l'étude des banatites. Les premières informations sur la constitution des massifs banatitiques remontent au XVIII-e siècle. C'est en 1865 que B. C o t t a introduisit le terme de „banatites" pour les roches crétacé-supérieures de Banat. Les recherches exécutées dans les premières décennies du XXe siècle ont abouti à une première image sur la constitution pétrographique, l'âge et le chimisme des banatites.

Des études systématiques et approfondies sur les banatites appartiennent à Al. C o d a r c e a et D. G i u ş c ă. Des ouvrages récemment parus ou des manuscrits contiennent des données concernant la pétrographie et le chimisme des banatites.

Principaux corps de banatites et leur mode d'association. Les corps de banatites sont localisés sur des systèmes de fractures laramiennes ou sur des systèmes de fractures plus anciennes, rajeunies. Ils forment plusieurs alignements, généralement orientés NNE—SSW qui dans les Monts du Banat surtout ont d'assez grandes extensions. Dans le N des Monts Apuseni, les systèmes de fractures, où sont localisées les banatites, s'associent aux bassins crétacé-supérieurs répandus autour du massif cristallin de Gilău (fig. 1).

Institutul Geologic al României

Dans les Monts de Banat et dans les Monts Poiana Ruscă se trouvent trois alignements à banatites dont deux à grande extension qui se prolongent sur le territoire de la R.S.F. de Yougoslavie. Voici les alignements, de l'W vers l'E :

L'alignement Moldova Nouă — Bocșa Română — Năḑrag — Zolt, avec la branche secondaire Surduc — Ocna de Fier, correspond en grande partie à la ligne tectonique Oravița ; il se prolonge au S du Danube en direction Ridan — Macikatița et correspondrait à la fracture profonde Ozren — Trîn du système des Kraïstides ;

L'alignement Berzasca — Bozovici — Lindenfeld — Ruscă Montană ; il se prolonge au S du Danube en direction Maidanpek-Pirot et coïnciderait avec la fracture profonde Knjazevec-Pirot de ce même système des Kraïstides ;

L'alignement Lăpușnicel — Armeniș connu sur une longueur de 25 km seulement.

Les corps banatitiques situés le long de ces alignements sont constitués en général par des granodiorites auxquels s'associent des différenciés plus acides ou plus basiques. Dans le premier alignement apparaissent aussi, localement, des produits de différenciation légèrement alcalins, tels les monzonites et les syénodiorites. Le second alignement se caractérise par la présence des corps intrusifs et des produits volcaniques (pyroclastites, coulées d'andésites) qui s'associent aux dépôts crétacé-supérieurs (Campanien-Danien). Dans tous les cas les filons de lamprophyres sont fréquents.

Plus au N, dans les Monts Drocea, les corps banatitiques sont disposés sur deux alignements principaux, à savoir :

L'alignement Săvîrșin — Căzănești, occidental ;

L'alignement Cerbia — Măgureana Vaței, oriental.

Ils sont constitués par des intrusions de granites, granodiorites, diorites quartzifères et sont traversés par des filons de porphyres et lamprophyres.

Dans le N des Monts Apuseni les alignements de banatites ne peuvent plus être mis en évidence si nettement puisque les corps éruptifs s'associent pour la plupart aux bassins taphrogéniques, d'âge crétacé supérieur, répandus autour du massif cristallin de Gilău. Les systèmes de fractures où sont localisées les banatites sont orientés NE—SW et NW—SE.

Cette zone se caractérise par la présence des produits volcaniques (andésites, dacites, rhyolites, pyroclastites) qui s'associent aux corps subvolcaniques (granites, granodiorites, pyroclastites). Des coulées d'andésites et certains tufs rhyolitiques, dacitiques et andésitiques, apparais-

Institutul Geologic al României

sent à différents niveaux dans les dépôts sénoniens et rep résentent, avec les volcanites du bassin Rusca Montană, les produits d'un volcanisme subhercynien, différent de celui laramien (banatitique). Les corps subvolcaniques, constitués par des granodiorites, souvent associés à des granites et des diorites, traversent et métamorphisent tant les dépôts du Crétacé supérieur que les rhyolites ; ces dernières engendrent également des phénomènes de contact dans les dépôts crétacé-supérieurs. Le cortège de filons banatitiques traverse, dans ce cas aussi, les corps subvolcaniques.

Position des banatites dans le cycle tectono-magmatique alpin et leur âge. Dans les dépôts campaniens, santoniens et maestrichtiens des bassins taphrogéniques des Monts Apuseni, ainsi que dans les dépôts détritiques à charbons d'âge campanien—danien du bassin Rusca Montană apparaissent des produits pyroclastiques et des coulées d'andésites. La présence de ces produits indique l'existence d'un volcanisme subhercynien, à caractère prépondérant explosif qui a précédé le magmatisme laramien. Dans le flysch des Carpates Orientales on rencontre aussi des produits d'un volcanisme synchrone à celui subhercynien des bassins crétacés des Monts Apuseni et de Rusca Montană.

Avec les volcanites de la zone Srednagora (R. P. Bulgarie), ces produits volcaniques constituent en ensemble la province magmatique subhercynienne.

La phase de volcanisme subhercynien est suivie par une intense activité magmatique, déterminée par les mouvements laramiens qui ont créé les systèmes de nouvelles fractures et qui ont rajeuni certains de ceux anciens. C'est cette phase de magmatisme laramien, caractérisant en fait la province banatitique (laramienne), qui a engendré au début les dacites et les rhyolites des bassins crétacé-supérieurs des Monts Apuseni. A cette phase a succédé la mise en place des corps intrusifs de granodiorites quartzifères avec tout le cortège de filons et dykes éruptifs.

Les corps éruptifs laramiens traversent et métamorphisent les dépôts et les volcanites subhercyniens. Et si l'on considère que les argiles bariolées inférieures remanient des éléments de ces roches éruptives, il résulte que la masse principale des éruptions banatitiques se rattache aux dislocations laramiennes, le magmatisme atteignant une intensité maximum au Paléocène. Ce magmatisme laramien achève son activité probablement au cours de l'Éocène inférieur, par un complexe de filons éruptifs.

Les alignements à éruptions subhercyniennes et laramiennes traversent les nappes crétacées du N des Monts Apuseni et les principales lignes structurales autrichiennes des Monts du Mureș et des Monts du

Institutul Geologic al României

Banat. Sur le territoire de la R.S.F. de Yougoslavie la zone à éruptions banatitiques accompagne les dislocations du système des Kraïstides jusqu'à Pirot d'où elle s'oriente vers le SE en direction Vitocha—Plovdiv — Burgas de Srednagora (Bulgarie). La forme de cette zone est celle d'un arc dont la courbure correspondrait à la zone de liaison entre les Carpates et les Balkans (fig. 2).

Si l'on considère que les alignements de banatites intersectent les principales lignes structurales mésozoïques et qu'une grande partie des corps volcaniques et subvolcaniques sont associés aux bassins crétacé-supérieurs, leur caractère subséquent en rapport avec l'orogenèse autrichienne apparaît clairement.

Certaines particularités dans la différenciation des banatites. Dans la province banatitique ce sont les corps intrusifs à caractère généralement subvolcanique, plus rarement plutonique, qui prédominent. Les produits volcaniques (rhyolites, dacites, andésites) ont un développement plus large dans les Monts Apuseni et caractérisent les bassins sédimentaires crétacé-supérieurs.

La masse principale des corps intrusifs est constituée par les granodiorites, plus rarement par les granites ou par les diorites. Dans certains corps éruptifs de Banat (Bocșa Română, Ocna de Fier, Surduc, Ciclova) aux roches granodioritiques s'associent des monzonites, des syénodiorites, des gabbros et des gabbros à olivine. Ces produits de différenciation, présentant en général un caractère légèrement alcalin bien qu'à développement local, rappellent pourtant les associations de monzonites, syénites, gabbros, ultrabasites et granites, caractéristiques aux plutonites laramiens de Srednagora (R. P. Bulgarie).

Soulignons, en tant que particularités des banatites, la hétérogénéïté structurale et texturale des roches, ainsi que les accumulations de minéraux de première cristallisation avec formation de „schlieren" qui deviennent des séparations de roches plus basiques dans la masse principale de l'intrusion.

Ces nonhomogénéïtés dans la structure des corps banatitiques sont dues aux injections rythmiques de magma et au mode spécifique de différenciation en conditions subvolcaniques.

Chimisme de la province banatitique. Ce sont les 116 analyses existantes qui ont permis de caractériser, au point de vue chimique, la province banatitique. Les analyses chimiques des roches banatitiques sont présentées par régions, dans les tableaux 1, 2, 3, 4. Les données analy-

Institutul Geologic al României

tiques relèvent que certaines roches de Banat présentent une teneur en Na_2O sensiblement plus élevée que le reste des roches banatitiques de Roumanie ; cela s'explique par l'existence des séparations de roches faiblement alcalines dans les massifs de granodiorites.

Les valeurs Niggli et les types de magmas, exprimés dans les tableaux 5, 6, 7, 8, indiquent les particularités suivantes dans la différenciation des magmas :

Les magmas granodioritiques, granitiques et même dioritiques prédominent dans la province banatitique ;

L'évolution des magmas s'est produite à partir d'un caractère acide (granodioritique), vers les termes faiblement basiques, c'est un premier sens, et vers les termes péracides (granites, applites) — qui est un second sens ; cette évolution suit la ligne de la différenciation pacifique.

Dans le domaine faiblement basique et d'acidité intermédiaire on observe aussi des tendances vers les magmas alcalins (natrosyénitique, essexitique, monzosyénitique, monzonitique, lamprosommaïtique) ; elles représentent des cas spéciaux de certains corps éruptifs de Banat bien qu'on ne les rencontre pas en d'autres régions à roches banatitiques de Roumanie ; leurs parentés avec les magmas alcalins nous les envisageons comme des aspects accidentels du processus de différenciation et non comme résultat des réactions de la zone de contact entre les banatites et les calcaires.

Les figures 3, 4, 5 relèvent le caractère pacifique des magmas banatitiques au cours de leur différenciation. La ligne d'évolution des magmas banatitiques, d'un caractère acide vers un caractère faiblement basique, peut être observée dans les figures 6 et 7. Les limites de variation restreintes entre lesquelles sont apparues les valeurs des isofailles (tableau 9) reflètent le caractère de consanguinité des banatites de Roumanie.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STUDIUL GEOLOGIC ŞI PETROGRAFIC AL MASIVULUI EZER-PĂPUŞA

DE

N. GHERASI[1]), V. MANILICI[2]), R. DIMITRESCU[2])

Abstract

Geology and Petrology of the Ezer-Păpuşa Massif. The Ezer—Păpuşa Mountains are constituted for their greatest part of crystalline schists, divided into two series: the Cumpăna series and the Leaota series. The crystalline schists are crossed by some diabase and camptonite veins. In the southern part, Mesozoic, Cenozoic and Quaternary formations are met. The Cumpăna—Holbav gneiss zone is constituted by the Ezer—Şerbota zone (micaschists and paragneisses with garnet) and by the Voineşti—Păpuşa zone (paragneisses with two micas ± chlorite, sometimes with oligoclase porphyroblasts). In the Leaota series, the basal amphibolite constitutes an excellent typical horizon, stretching along tens of kilometers; it is overlied by the Lereşti—Tămaş zone (mainly muscovite-chlorite schists with large albite porphyroblasts), and, successively, by the Căluşu—Tămăşel zone (sericite-chlorite and chlorite-actinolite schists with albite). The Albeşti granite forms a series of dykes and sills; at their contacts, mica-garnet and amphibole ± diopside hornfelses are formed.

The principal structural element of the region is a syncline striking WSW-ENE, its core being formed by the Căluşu zone. In the north-eastern part of the region, the northern limb of this syncline is overturned south-eastwards.

TABLA DE MATERII

	Pag.
I. Introducere	48
II. Relief şi hidrografie	49
III. Istoric	49
IV. Geologia şi petrografia regiunii	51

[1]) Institutul Geologic, Bucureşti.

[2]) Comitetul de Stat al Geologiei, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Pag.

A) Şisturi cristaline 51
1. Seria de Cumpăna 52
a) Zona gnaiselor de Cumpăna—Holbav 52
b) Zona de Ezer—Şerbota 55
c) Zona de Voineşti—Păpuşa 58
2. Seria de Leaota 63
a) Amfibolitul bazal 63
b) Zona de Lereşti—Tămaş 65
c) Zona de Căluşu—Tămăşel 73
B) Rocile eruptive vechi 77
C) Fenomenele de contact 81
D) Rocile eruptive mezozoice 85
E) Formaţiunile sedimentare 87
V. Tectonica 88
VI. Observaţii geomorfologice 93
VII. Bibliografia 95

I. INTRODUCERE

Studiul geologic al masivului Ezer-Păpuşa a fost început de către N. Gherasi, în anul 1939, în sectorul Cîndeşti, fiind continuat de acelaşi autor în sectorul menţionat precum şi în sectorul Lereşti în anii 1940, 1941 şi 1952. În anul 1953, N. Gherasi împreună cu V. Manilici iniţiază cercetarea sectorului Rucăr, iar sectorul izvoarelor Dîmboviţei este cartat în 1958 de cel de-al doilea autor. În 1959, N. Gherasi revine asupra regiunii Lereşti; cartarea acesteia este definitivată împreună cu R. Dimitrescu în 1961. În 1962, N. Gherasi şi R. Dimitrescu revizuiesc ridicarea sectorului Rucăr. Definitivarea cartării sectoarelor Rucăr şi Cîndeşti este făcută în 1964 de R. Dimitrescu.

Ca rezultat al acestor lucrări, teritoriul cartat la scara 1 : 20.000 şi la care se referă lucrarea de faţă, este delimitat în modul următor : la N, valea Dîmboviţei de la obîrşie pînă la confluenţa cu valea Tămaşului; la E, limita formaţiunilor sedimentare din lungul crestei Pietrii Craiului şi din bazinul Podul Dîmboviţei—Rucăr, apoi din nou valea Dîmboviţei de la Rucăr la Dragoslavele; la S, limita formaţiunilor sedimentare terţiare ale depresiunii Cîmpulungului; la W, valea Bratia, izvorul Caprei şi creasta Ezer—Otic—Mezea. Din punct de vedere administrativ, sectorul acoperit prin lucrări este situat pe teritoriul comunelor Albeşti, Bughea, Lereşti, Nămăeşti—Valea Mare, Dragoslavele, Rucăr şi Dîmbovicioara din raionul Muscel, regiunea Argeş.

Institutul Geologic al României

Ca material documentar au fost recoltate cca 300 probe petrografice din care s-au confecționat secțiuni subțiri pentru studiul în laborator.

II. RELIEF ȘI HIDROGRAFIE

Regiunea studiată, în sens morfologic, acoperă aproape întregul masiv muntos Ezer-Păpușa, cu excepția versantului său vestic, spre bazinul Rîului Doamnei. Principalele vîrfuri sînt Ezerul Mare (2463 m) și Păpușa (2379 m); creasta dintre aceste două vîrfuri (Piscanul-Bătrîna-Tambura) depășește de asemenea pretutindeni 2000 m. Din această creastă se desprind spre S patru coame lungi și ramificate care coboară spre depresiunea Cîmpulungului: 1. Ezerul-Mic-Portăreasa-Boldul-Zănoaga-Lalul-Măgura; 2. Găinațul-Mușuroaele-Dobriașul-Strîmtul; 3. Măra-Țefeleica-Căpitanul-Mateiașul: 4. Boteanul-Drăganul.

Intre aceste 4 culmi curg, de la N la S, cele trei văi principale ale masivului: Rîul Tîrgului, Argeșelul și Rîușorul, ultimul fiind afluent al Dîmboviței.

La N de creasta principală Ezer-Păpușa, versantul dinspre izvoarele Dîmboviței este mult mai abrupt și constă dintr-o serie de coame scurte (Colții Mari al lui Andrei, Colții Mici, Barbul, Peceneagul, Dracsinul, Cascue) între care curg văi purtînd în general aceleași denumiri (Boarcășul apoi valea Colților lui Andrei etc.).

III. ISTORIC

Șisturile cristaline, ce alcătuiesc masivul Ezer-Păpușa, nu au făcut în trecut obiectul unor cercetări geologice sistematice. Primele mențiuni datează din 1870, cînd F. Foetterle semnalează prezența șisturilor cristaline la W de Rucăr, reprezentate mai ales prin gnaise. G. Primics a publicat în 1885 o lucrare asupra munților Făgăraș, însoțită de o hartă în care sînt indicate micașisturi la N de Cîmpulung și o zonă de gnaise pînă la Ezer și Păpușa.

Mai tîrziu, V. Popovici-Hațeg (1898) a atras atenția asupra faptului că șisturile cristaline din Ezer și Păpușa prezintă multe analogii din punct de vedere petrografic cu cristalinul Leaotei.

M. Reinhard (1911 a, 1911 b) remarcă faptul că între cristalinul de Leaota și cel al Făgărașului, există diferențe petrografice importante. Acest autor menționează că cele mai frecvente roci întîlnite în Ezer-Păpușa sînt șisturi sericitice cu porfiroblaste de albit (care lipsesc în Făgăraș), asociate cu micașisturi, cu șisturi sericitoase sau cloritoase, uneori

Institutul Geologic al României

cuarțitice, cuprinzînd numai uneori intercalații de amfibolite (atît de frecvente în Făgăraș). După același autor, în Clăbucet apar gnaise iar la sud de Lerești se întîlnesc gnaise de Cozia (considerate ca lame desrădăcinate), roci aplitice și micașisturi cu granat. M. Reinhard (1912) a studiat și granitul de Albești, urmărind aparițiile sale pe Rîul Tîrgului.

Puțin mai tîrziu, G. Gheocalescu (1917) execută o ridicare mai detaliată a părții sudice a regiunii, și anume a zonei localităților Bughea, Lerești și Voinești, lucrarea fiind însoțită de o schiță geologică. El stabilește următoarea orizontare, de la sud spre nord, a șisturilor cristaline, toate avînd căderi nordice : 1, șisturi sericito-cloritoase cu cuarț ; 2, roci filoniene (poate microgranite), intercalate în micașisturi ; 3. micașisturi foioase muscovit-cloritice ; 4, granite de Albești (pe piscul Căprioara, Bughița Albeștilor, dealul Grezia, Măgura, Rîul Tîrgului, valea Trandafirului, dealul Pietrosul) asociate pe alocuri cu gnaise granitice ; 5, amfibolite (pe Căprioara, dealul Grezia, valea Bughea) ; 6, micașisturi ; 7, amfibolite cu magnetit (pe Pîrîul Pîrlit, Plaiul Maricăi) ; 8, micașisturi mai puternic metamorfozate ; 9, gnaise (în Lalu, Pojorîta și Strîmtul).

În sinteza sa asupra Carpaților meridionali, A. Streckeisen (1934) dă o descriere modernă a șisturilor cu porfiroblaste de albit din seria de Leaota, caracterizînd destul de complet din punct de vedere petrografic această serie. În același timp, autorul dă o descriere a granitului de Albești, comparîndu-l cu granitul de Mönchalp din Silvretta.

În harta care însoțește teza de doctorat a lui N. Oncescu (1943) se observă în cadrul Cristalinului, separarea pentru prima dată, în cadrul seriei de Leaota, a șisturilor cu porfiroblaste de albit de șisturile cloritosericitoase ; ea corespunde ca limită aproape exact celei care desparte ceea ce noi am denumit zonele de Lerești și de Călușu.

În teza sa de doctorat și într-o comunicare ulterioară, V. Manilici (1957, 1955) studiază petrografia șisturilor cristaline ale unor regiuni situate la NE, respectiv la W de masivul Ezer-Păpușa.

Într-o serie de lucrări, R. Dimitrescu (1962, 1963, 1964) expune rezultatele cartărilor sale în munții Făgărașului.

În anul 1962, N. Gherasi și R. Dimitrescu (1964) publică o notă preliminară asupra bazinului Rîului Tîrgului în care se pun bazele orizontării șisturilor cristaline din masivul Ezer-Păpușa. Această orizontare a fost păstrată și în lucrarea de față.

Asupra masivului învecinat al Leaotei, care prezintă afinități petrografice și structurale cu masivul Ezer-Păpușa, au publicat contribuții în

Institutul Geologic al României

ultima vreme N. Gherasi (1956) și N. Gherasi și R. Dimitrescu (1965).

O altă regiune care pune probleme foarte asemănătoare cu masivul Ezer-Păpușa este cea situată imediat la vest de Olt (reg. Rășinari-Brezoi); ea a făcut obiectul unei numeroase serii de lucrări ale Marcelei Dessila-Codarcea (1961, 1962a, 1962 b, 1963, 1964 a, 1964 b). Referindu-ne exclusiv la formațiunile care prezintă analogii cu cele studiate în lucrarea de față, vom menționa următoarele diviziuni ale Cristalinului: 1, seria de Măgura, echivalentă cu Cristalinul Cumpăna-Cozia, formată aproape exclusiv din roci cu caracter gnaisic, constituie fundamentul vechi; 2, seria de Sadu, echivalentă cu o parte a Cristalinului Făgărașului, cuprinde între altele complexul flișoid de Cîrlige, format din alternanțe decimetrice de micașisturi fine, cuarțite micacee și paragnaise; 3, seria de Rîușorul Cisnădioarei, echivalentă cu Cristalinul Leaotei, cuprinde un complex inferior al șisturilor cu porfiroblaste de albit și un complex superior al șisturilor clorito-albitice. Seria de Măgura împreună cu seria de Sadu, sînt separate printr-o discordanță de seria de Rîușorul Cisnădioarei, care reprezintă o formațiune miogeosinclinală. Sedimentarea unei alte serii, mai tinere în opinia autoarei, seria de Sibișel, este atribuită, pe baze palinologice, Proterozoicului (Rifean). Determinări de vîrstă absolută ale metamorfismului prin metoda K—Ar au dat pentru seria de Măgura valori de 290, respectiv 187 milioane de ani, iar pentru complexul superior al seriei de Rîușorul Cisnădioarei, valori de 251, 261, 315 și 323 milioane de ani. Marcela Dessila-Codarcea pune aceste valori pe seama criptometamorfismului, considerînd metamorfismul seriilor cristaline ca assyntic sau cel mult caledonian. Remarcăm că toate aceste valori, cu excepția uneia singure (187 mil. ani), corespund orogenezei hercinice.

IV. GEOLOGIA ȘI PETROGRAFIA REGIUNII

Cea mai mare parte din regiunea studiată este formată din șisturi cristaline. Acestea sînt străbătute de cîteva corpuri granitice vechi, de mici dimensiuni, și sporadic de filoane camptonitice ori diabazice, de vîrstă mezozoică. Formațiunile cristalofiliene sînt acoperite de depozite sedimentare care încep cu Jurasicul.

A) ȘISTURILE CRISTALINE

Orizontarea șisturilor cristaline, atît pe baze litologice cît și după gradul de metamorfism, a putut fi dusă la capăt prin separarea unor zone omogene și continui, cu orizonturi-reper; regiunea avînd o structură relativ

Institutul Geologic al României

simplă, a permis a se aplica şisturilor cristaline principiul superpoziţiei, seriile prezentînd o succesiune normală în raport cu gradul de metamorfism.

Ca rezultat al studiilor noastre, am putut deosebi stratigrafic în masivul Ezer-Păpuşa, următoarele serii şi zone:

1. Seria de Cumpăna
   - *a*) Zona gnaiselor de Cumpăna-Holbav
   - *b*) Zona de Ezer-Şerbota
   - *c*) Zona de Voineşti-Păpuşa

2. Seria de Leaota
   - *d*) Amfibolitul bazal
   - *e*) Zona de Lereşti-Tămaş
   - *f*) Zona de Călugu-Tămăşel

1. SERIA DE CUMPĂNA

În unitatea „seriei de Cumpăna" au fost reunite, în mai multe studii asupra şisturilor cristaline din Făgăraş (Şt. Ghika, 1940; R. Dimitrescu 1962, 1963, 1964; N. Gherasi, R. Dimitrescu 1964, 1965), toate complexele de roci prezentînd caractere clare mezometamorfice. Aceste roci se încadrează fără excepţie în faciesul amfibolit-almandinic. În cadrul lor au putut fi separate mai multe zone, în masivul Ezer-Păpuşa numărul lor ridicîndu-se la trei.

a) *Zona gnaiselor de Cumpăna-Holbav.* Această zonă constituie fundamentul întregii stive cristaline atît din masivul Făgăraş cît şi din masivul Ezer-Păpuşa. Ca pretutindeni, în regiunea studiată, ea apare în axul a două zone anticlinale. Prima, şi cea mai întinsă, constituie extremitatea nord-vestică a masivului Ezer-Păpuşa, fiind situată la nord de o linie care uneşte şeaua Oticului cu cotul Dîmboviţei de la nord de muntele Peceneagu, trecînd prin Colţii lui Andrei. O a doua zonă, mai restrînsă, este constituită dintr-o butonieră anticlinală la izvoarele văii Bătrîna, imediat la sud de Vîrful Bătrîna.

Spre nord-est, acest complex se continuă peste bazinul Bîrsei spre Poiana Mărului-Holbav (V. Manilici, 1957), iar spre sud-vest peste muntele Oticu şi Colţii Cremenei, către bazinul superior al Rîului Doamnei (V. Manilici, 1955).

Rocile tipice ale zonei de Cumpăna-Holbav sînt gnaisele rubanate (lit-par-lit), corespunzînd anatexitelor lui Jung şi Roques şi caracterizate şi prin frecvenţa dezvoltării oculare a microclinului. Alături de ele apar, ca intercalaţii subordonate, paragnaise micacee.

Institutul Geologic al României

Gnaisele rubanate, de tip Cumpăna, cu structură granoblastică şi textură plan şistoasă, au o dezvoltare largă pe ambele maluri ale Dîmboviţei în amonte de confluenţa cu valea Mănăstirii. Ele alcătuiesc benzi continui, paralele cu întregul ansamblu al complexului cristalofilian, a căror grosime variază între cîteva zeci de metri şi 200—400 metri.

Alcătuirea acestui complex este destul de heterogenă, pe alocuri predominînd gnaisele rubanate (lit-par-lit), alteori gnaisele oculare obişnuite, caracterizate prin dezvoltarea sub formă de ochiuri, fie a microclinului singur, fie a unor agregate granulare de microclin şi cuarţ, în care microclinul are totdeauna prioritate. Ambele tipuri pot fi asociate cu gnaise aplitice, foarte bogate în feldspaţi alcalini, cu un conţinut redus în mice, reprezentate de regulă prin muscovit. Asocierea intimă a acestor tipuri ca şi trecerile gradate dintre gnaisele oculare şi celelalte tipuri, îngreuiază separarea lor cartografică.

Mineralele componente sînt reprezentate prin: cuarţ, albit-oligoclaz, microclin pertitic, biotit, muscovit, la care se adaugă granaţi, zircon şi apatit,ca minerale accesorii, şi clorit şi sericit, ca minerale secundare. După cum rezultă din analiza planimetrică a cîtorva tipuri reprezentative, participarea lor în alcătuirea acestor roci este destul de variată, şi în regiunile învecinate (V. Manilici, 1955, 1957) cantitatea de microclin scade treptat spre exteriorul zonelor de injecţie, fiind absent în paragnaise şi micaşisturi.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

	mm	%
Cuarţ	0,01—1,5	32—37
Albit	0,05—1,2	48—53
Microclin	0,1 —5	2—11
Biotit + clorit	0,1 —6	0— 3
Muscovit	0,1 —6	1— 2
Granat	0,02—1	0— 2
Apatit	0,01—0,2	1

Granulaţia este în general uniformă la gnaisele rubanate propriuzise, care, practic, pot fi socotite drept roci echigranulare, în timp ce la gnaisele oculare se remarcă dezvoltarea mai largă a microclinului şi a micelor, imprimînd rocii un caracter porfiroblastic destul de accentuat.

Destul de rar se observă apariţia myrmechitului, care, în mod obişnuit, se dezvoltă în masa albitului la contactul cristalelor de microclin, ceea ce confirmă concluziile lui F. Becke (1908), J. Sederholm (1916) şi altor cercetători referitoare la apariţia sa.

Institutul Geologic al României

Destul de frecvent, aceste roci sînt parțial sericitizate și cloritizate, sericitul formîndu-se totdeauna pe seama albitului, iar cloritul, pe seama biotitului. De regulă aceste două procese afectează împreună roca, cloritizarea fiind în genere mai avansată.

Paragnaisele micacee și micașisturile zonei de Cumpăna au o largă dezvoltare în bazinul superior al Dîmboviței, prelungindu-se spre NE în bazinul Bîrsei, iar spre WSW în bazinul superior al Rîului Doamnei. În acest complex apar injectate gnaisele rubanate și gnaisele oculare. Spre SE ele trec în paragnaisele seriei Ezer-Șerbota.

Sînt roci comune cu șistozitate destul de pronunțată, avînd de regulă structură lepido-granoblastică, alteori granoblastică, în care dezvoltarea pe alocuri mai largă a granatului ori a feldspaților, le imprimă uneori un caracter porfiroblastic mai mult sau mai puțin accentuat. Rar se întîlnesc și roci cu structură echigranulară.

Compoziția mineralogică a paragnaiselor variază în limite destul de largi, pe lîngă tipurile comune întîlnindu-se numeroase tipuri de tranziție spre cuarțite, ori micașisturi.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

	mm	%
Cuarț	0,2 —1,3	10—58
Plagioclaz	0,04 —1,5	40—62
Biotit	0,1 —4	10—16
Muscovit	0,06 —2	1—14
Granați	0,02 —2	0—10
Apatit	0,004—0,2	0— 1
Augit	0,005—0,1	sporadic
Sfen	0,002—0,3	1
Epidot	0,003—0,2	sporadic

Local, cum este cazul pe cursul inferior al văii Hotarului, Valea Mezea, etc., se întîlnesc îmbogățiri importante în feldspat plagioclaz, roca corespunzînd unui granulit în înțelesul lui H. Rosenbusch. Aceste roci au un conținut redus în cuarț și mice; în schimb au de regulă un conținut mai ridicat în granați decît gnaisele obișnuite.

Feldspatul este reprezentat printr-un oligoclaz iar biotitul predomină în general asupra muscovitului. Obișnuit, la alcătuirea rocii participă și zirconul fără ca acesta să atingă concentrații mai importante (1%). Rareori se observă o oarecare concentrație a acestuia în biotit.

Destul de rar paragnaisele sînt parțial sericitizate și cloritizate aceste două procese manifestîndu-se uneori independent, alteori supra-

Institutul Geologic al României

punîndu-se. Datorită acestei situaţii se întîlnesc roci parţial cloritizate, cu feldspatul proaspăt, roci parţial sericitizate cu componentele melanocrate proaspete, precum şi roci cu un grad avansat de sericitizare şi cloritizare. Totdeauna granatul este mai rezistent la procesul de cloritizare decît biotitul. La tipurile intens cloritizate şi sericitizate se observă şi depuneri de calcit înlocuind feldspatul parţial sericitizat cît şi cloritul.

Micaşisturile, subordonate paragnaiselor, alcătuiesc intercalaţii de ordinul metrilor sau al zecilor de metri în masa acestora din urmă, fără să poată fi separate cartografic la scara 1 : 20 000. Au de regulă un conţinut destul de ridicat în granat, iar dintre mineralele micacee predomină uneori biotitul, alteori muscovitul. Granatul apare în genere mai dezvoltat decît în paragnaise. La unele tipuri se observă o concentraţie importantă a muscovitului şi biotitului, sub formă de intercalaţii milimetrice pînă la centimetrice, alternînd cu intercalaţii cuarţoase.

Rocile acestui complex provin din metamorfozarea unui complex sedimentogen alcătuit predominant din roci argiloase. În perioada de metamorfism, în acest complex au fost injectate soluţii silicioase cu un conţinut ridicat în ioni de potasiu, legate foarte probabil de procesele de diferenţiere metamorfică. Prin injectarea acestor soluţiuni în complexul sedimentogen supus procesului de metamorfism şi precipitarea microclinului şi cuarţului au luat naştere gnaisele rubanate şi gnaisele oculare.

În ceea ce priveşte originea gnaiselor de Cumpăna nu insistăm asupra părerilor emise, întrucît a fost abordată recent de R. Dimitrescu (1964). Acest autor înclină pentru o ipoteză metasomatică.

b) *Zona de Ezer—Şerbota.* Imediat la sud de sectorul principal de apariţie al gnaiselor de Cumpăna-Holbav şi acoperind aceste gnaise apar micaşisturile şi paragnaisele zonei de Ezer. Dezvoltarea acestei zone este foarte redusă (sub 1 km) pe Dîmboviţa, imediat aval de cotul Peceneagului; treptat, ea creşte însă în lăţime spre SW, formînd creasta principală a masivului la vest de Spintecătura Păpuşii, şi anume muntele Tambura, Bătrîna, Piscanul, Ezerul Mare şi Ezerul Mic. Spre W, ea se extinde apoi spre Rîul Doamnei, unde a fost descrisă de V. Manilici (1955) sub numele de zona micaşisturilor. Grosimea stratigrafică a zonei de Ezer nu întrece în regiunea noastră 750 m, în timp ce în zona Muntelui Păpău ea creşte mai mult încă. Limita superioară a acestei zone corespunde în general izogradei granatului almandin bine dezvoltat; zona este analogă cu zona Şerbota, separată de St. Ghika (1940) în masivul Făgăraş. La W de Olt, ea corespunde probabil seriei de Sadu separată de Mar-

Institutul Geologic al României

cela Dessila-Codarcea (1961, 1962 b, 1964 b). Această zonă cuprinde următoarele tipuri:

Micaşisturile şi paragnaisele cu granaţi sînt roci reprezentative ale acestei zone. Megascopic ele se caracterizează printr-o şistozitate pronunţată, luciu accentuat pe feţele de foliaţie datorită proporţiei ridicate în mice şi frecvenţa porfiroblastelor de granaţi roz, asociat uneori cu porfiroblaste de oligoclaz.

Cele două tipuri de roci, care intră în alcătuirea acestui complex, sînt de regulă asociate între ele, ceea ce nu permite separarea lor cartografică la scară mică. Totuşi, urmărirea atentă pe teren a predominanţei tipurilor arătate, permite să se tragă unele concluzii asupra răspîndirii lor teritoriale. Astfel în zona Ezer-Bătrîna-Păpuşa, pe versantul nordic al acestora şi anume pe cursul superior al văilor: Boarcăşu, Colţii lui Andrei, Barbului şi Hotarului, predomină micaşisturile, în cadrul cărora se urmăresc intercalaţii de paragnaise.

Structura are un pronunţat caracter lepidoblastic la micaşisturi datorită proporţiei ridicate de mice care alcătuiesc fîşii bine individualizate, alternînd cu fîşii cuarţoase ori cuarţo-feldspatice, cu treceri spre roci grano-lepidoblastice, caracteristice paragnaiselor. La ambele tipuri de roci, dezvoltarea largă a granatului şi a feldspatului plagioclaz imprimă rocii un evident caracter porfiroblastic.

Compoziţia mineralogică a acestor roci este destul de variată, după cum se evidenţiază din analizele planimetrice ale tipurilor reprezentative:

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

	Micaşisturi		Paragnaise	
	mm	%	mm	%
Cuarţ	0,05–0,5	18 –62	0,05–0,4	5–38
Plagioclaz	0,3 –1,8	1 – 7	0,3 –2,6	36–52
Granat	0,5 –3,4	4 –21	0,5 –3	3–15
Muscovit	0,1 –2	18 –37	0,2 –1,5	1–25
Biotit	0,3 –1,5	0 –14	0,3 –2,4	12–17
Clorit	0,1 –2,3	3 –11	0,2 –2	0–15
Epidot	–	–	0,03–0,7	1– 2
Minerale opace	0,01–0,2	0,5– 1	0,05–0,8	0– 1

Aceste analize scot în evidenţă conţinutul ridicat în granat şi muscovit al micaşisturilor, caracter ce se reliefează bine şi megascopic. În ambele tipuri de roci, feldspatul este reprezentat printr-un albit-oligoclaz, în cazul paragnaiselor acesta din urmă putînd conţine pînă la 25% An. Destul de frecvent el apare mult dezvoltat în comparaţie cu

Institutul Geologic al României

celelalte componente. Acest caracter ca şi frecventele incluziuni de cuarţ, mice, şi chiar granaţi, îi imprimă un caracter porfiroblastic destul de accentuat, ca în creasta dintre Ezer-Bătrîna şi Păpuşa.

Biotitul este în cea mai mare parte transformat în clorit reprezentat prin varietatea pennin, caracterizat prin culori anomale de birefringenţă (indigo închis). Acelaşi fenomen de cloritizare mai răspîndit decît la rocile zonei de Cumpăna, se observă şi la porfiroblastele de granaţi, fenomenul evoluînd adesea din interiorul spre exteriorul cristalelor. Pe alocuri cloritizarea componentelor melanocrate este însoţită de un început de sericitizare a feldspatului. Formarea frecventă a cloritului, pe seama atît a biotitului cît şi granaţilor, dovedeşte că ne aflăm în prezenţa unei serii retrometamorfe.

În comparaţie cu paragnaisele aparţinînd zonei de Cumpăna-Holbav, cele aparţinînd zonei de Ezer-Şerbota, au plagioclazul ceva mai bazic, care prezintă totdeauna o evidentă tendinţă de dezvoltare porfiroblastică, un conţinut mai ridicat în granaţi, conţin de regulă epidot, fiind afectate totodată în mai mare măsură de fenomene de cloritizare şi sericitizare.

Amfibolitele, însoţite pe alocuri de şisturi amfibolice, se prezintă sub formă de intercalaţii în masa micaşisturilor şi a gnaiselor. Dintre intercalaţiile mai importante sînt de reţinut cele de la obîrşia văii Barbului şi a văii Hotarului ca şi cele de pe pîrîul Caprei, Pîrîul lui Bălţatu şi Valea lui Arsu. Dezvoltarea cea mai mare o prezintă intercalaţia de la obîrşia văii Hotarului, a cărei grosime este de cca 200 m.

Sînt roci cu structură nematoblastică tipică, dezvoltarea uneori destul de importantă a feldspaţilor ori a granaţilor le imprimă un pronunţat caracter porfiroblastic. După cum se vede din analiza planimetrică a tipurilor reprezentative, alcătuirea lor mineralogică este destul de variată.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

	mm	%
Cuarţ	0,01—0,1	1— 6
Feldspat	0,02—0,5	28—45
Hornblendă verde	0,3 —2	43—70
Biotit	0,02—0,4	0— 2
Granaţi	0,03—3	0— 2
Epidot + Zoizit	0,03—1,2	0—15
Sfen	0,01—0,4	1— 6
Minerale opace	0,01—0,3	urme— 2

Ele se remarcă prin conţinutul ridicat în hornblendă, care în majoritatea cazurilor, depăşeşte 60% din masa rocii. Participarea feldspa-

Institutul Geologic al României

tului plagioclaz, reprezentat printr-un andezin cu 45% An, se menține obișnuit în jur de 30%. În tipurile mai feldspatice se remarcă prezența în cantități apreciabile a epidotului și zoizitului, aceste două componente întîlnindu-se de regulă diseminate în cuprinsul rocii. Se întîlnesc însă și concentrații de zoizit și epidot sub formă de cuiburi ori intercalații paralele cu șistozitatea, în care aceste minerale apar intim concrescute cu feldspatul plagioclaz.

Ca și micașisturile și paragnaisele, amfibolitele de la obîrșia văii Barbului sînt afectate de fenomene de cloritizare și sericitizare.

Alte tipuri de roci. Izolat, în șeaua Oticului la limita gnaiselor de Cumpăna, se întîlnește o mică ivire de șisturi grafitoase, iar pe Pîrîul Larg, se întîlnesc intercalații de cuarțite și șisturi cuarțitice. Pe cursul superior al pîrului Colții lui Andrei se întîlnește cuarț filonian de culoare cenușie.

În ansamblu, rocile acestei zone provin din metamorfozarea unui complex sedimentogen de roci argiloase care au dat naștere la micașisturi și paragnaise, cu intercalații reduse de marne și gresii care au dus la formarea amfibolitelor, respectiv a cuarțitelor.

c) *Zona de Voinești—Păpușa.* Deasupra micașisturilor cu granați și paragnaiselor biotitice ale zonei de Ezer, se așează un complex de roci constituind din unele puncte de vedere tranziția de la seria de Cumpăna la cea de Leaota, denumit de noi zona de Voinești—Păpușa. În general, limita ei superioară corespunde izogradei biotitului. Ea este tăiată de valea Dîmboviței din aval de cotul de la Peceneagu, pînă în cheile Petrimanului; spre SW, ea formează muntele Peceneagu, Dracsinul, Păpușa, taie apoi Plaiul lui Pătru, Valea Bătrîna, muntele Văcarea, Rîușorul, muntele Portăreasa și ajunge apoi la obîrșia Brătioarei și pe Bratia. Acoperită de formațiuni cretacice și terțiare, ea reapare imediat la nord de Cîmpulung, la Bughea de Sus și Voinești. Ascunsă din nou de Mezozoic în Mateiaș, ea aflorează pe Dîmbovița, la sud de Dragoslavele.

Grosimea stratigrafică a zonei de Voinești—Păpușa este în medie de cca 2500 m.

Paragnaisele cu două mice pot fi ușor confundate megascopic cu micașisturile, suprafețele de șistozitate individualizîndu-se prin benzi de muscovit și biotit. Uneori paragnaisele prezintă un aspect rubanat, la scară submilimetrică, cu benzi deschise la culoare, cuarțo-feldspatice, care alternează cu benzi mai închise micacee. Frecvent, se remarcă apariția unor ace milimetrice sau chiar centimetrice de turmalină,

Institutul Geologic al României

aşezate în planul de foliaţie, foarte caracteristice pentru această zonă. Granatul, care se întîlneşte frecvent, nu este în general evident megascopic.

Sub microscop se constată că în aceste paragnaise, cu structura granolepidoblastică, raportul între cuarţ şi feldspat variază în limite largi : de la roci pronunţat cuarţitice (apărînd în jurul confluenţei Rîului Tîrgului cu Frăcea) se ajunge la altele puternic feldspatice.

Oligoclazul (10—12% An) prezintă uneori forme neregulate ramificate indicînd o „Sammelkristallisation". Proporţia de minerale micacee este în general mai scoborîtă decît la micaşisturile zonei de Ezer. Muscovitul, marcînd şistozitatea, este concrescut cu biotitul sau cu cloritul (pennin); acesta din urmă apare sub forma de mici lamele lungi presărate de o pulbere de minerale opace provenind din biotit. Cloritul se înşiră uneori de-a lungul unor plane de alunecare.

Muscovitul este înlocuit uneori în paragnaise de către phengit, cu pleocroism foarte slab : n_g = verzui pal; n_p = incolor şi cu 2 V de cca 5°—10°. Micele sînt uneori dispuse în poziţie transversă.

Granatul almandin cu tendinţe idiomorfe şi cu contur dodecaedric, are frecvent structura în sită incluzînd muscovit sau cuarţ; el nu depăşeşte 0,8 mm, şi este uneori parţial cloritizat. În cîteva cazuri, se poate observa prezenţa unor granule sau prisme fine de epidot şi zoizit. Ca minerale accesorii se adaugă apatit şi zircon.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

	mm	%	nr. 238 %	nr. 241 %
Cuarţ	0,05—2	20—35	34	30
Plagioclaz	0,1 —0,8	10—50	42	31
Granat	0,1 —0,8	0— 5	2,5	4
Muscovit	0,1 —0,4	2—50	10	22
Biotit	0,1 —1	5—15	11	12
Clorit	0,1 —1,5	0,30	0,5	—
Epidot—zoizit	0,05—0,5	0,2	—	

nr. 238 : paragnais valea Dîmboviţei E de muntele Mateiaş.
nr. 241 : paragnais valea Dîmboviţei E de muntele Măgura.

P a r a g n a i s e l e cu nodule de oligoclaz se caracterizează printr-o dezvoltare megascopică a feldspatului plagioclaz care aminteşte pe cea din seria Leaota. Masa fundamentală grano-lepidoblastică a rocilor prezintă caractere megascopice şi microscopice asemănătoare cu paragnaisele cu

Institutul Geologic al României

două mice descrise mai sus; biotitul, apărînd pe alocuri ca porfiroblaste este uneori cloritizat ceva mai intens (se observă şi relicte de biotit în clorit) iar granatul e de obicei mai mărunt. Nodulele de plagioclaz, atingînd uneori şi 4 mm diametru, au structura poikilitică, cuprinzînd incluziuni de cuarţ, granat, sericit, biotit, clorit şi zoizit. Caracterul oligoclazic al plagioclazului iese în evidenţă prin relieful foarte slab (negativ sau pozitiv) faţă de balsam şi prin birefringenţa scăzută. Nodulele sînt alungite după şistozitate şi se termină deseori în formă de pană.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

	mm	%
Cuarţ	0,1 —1	15—25
Plagioclaz	0,15—4	20—65
Muscovit	0,02—0,8	10—20
Biotit	0,1 —0,9	3—10
Clorit	0,05—1	10—30
Granat	0,04—0,4	0— 3
Zoizit	0,05—0,4	0— 1

Gnaisele oculare de tip Cozia se întîlnesc sub forma unui nivel intercalat în partea superioară a zonei, din Rîul Tîrgului prin Portăreasa pînă în Bratia; ele apar şi într-o butonieră de sub zona de Lereşti, pe Rîul Tîrgului la Colţii lui Purice, regăsindu-se şi la Voineşti.

Megascopic ele se caracterizează prin prezenţa unor lentile centimetrice de feldspat de culoare albă sau uneori roz (Valea Bătrîna), într-o masă asemănătoare cu cea a paragnaiselor cu două mice, ceva mai slab micacee, în care iese în evidenţă biotitul brun.

Sub microscop, „ochii" feldspatici, de 2—3 cm lungime, se dovedesc a fi formaţi din microclin micropertitic avînd rare incluziuni de cuarţ, plagioclaz şi sericit. Frecvenţa „ochilor" este foarte variabilă, dînd o gamă variată de aspecte ale aceluiaşi tip fundamental. Masa granoblastică în care se dezvoltă porfiroblastic microclinul mulează conturele lor lenticulare; ea este predominant cuarţo-feldspatică, în compoziţia ei intrînd atît oligoclazul cît şi microclinul; se observă şi prezenţa unor concreşteri myrmekitice. Micele, în foiţe destul de larg dezvoltate, formează benzi care imprimă rocii o textură plan şistoasă. Biotitul are o culoare puternic brun-roşcată şi prezintă pronunţate aureole pleocroice în jurul unor incluziuni de zircon. În compoziţia masei fundamentale mai intră uneori granaţi foarte fini precum şi, cu totul subordonat, prisme mărunte de clinozoizit. Biotitul poate fi parţial cloritizat.

Institutul Geologic al României

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

	mm	%
Cuarţ	0,05—0,8	25—35
Microclin	0,15—30	30—45
Plagioclaz	0,1 —0,6	30—40
Muscovit	0,05—1,5	5—10
Biotit	0,1 —2	3— 7
Granat	0,03—0,2	1— 3
Clorit	0,1 —0,4	2— 4
Clinozoizit	0,08—0,1	0— 1

Acestui nivel superior de gnaise oculare îi atribuim o origine sedimentară psefitică. Marcela Dessila-Codarcea (1962 b, 1964 b) a emis pentru prima oară ipoteza acestei geneze a unor gnaise oculare din regiunea Sadu.

Gnaisele oculare foarte răspîndite între izvoarele Rîuşorului şi Bratiei se deosebesc de gnaisele oculare prin dezvoltarea mai slabă a ochilor de microclin şi prin proporţia mai redusă de minerale micacee. În masa fundamentală se observă şi prezenţa unor granaţi mărunţi, alături de foiţele mici de muscovit şi biotit; atît granatul cît şi biotitul sînt uneori cloritizaţi. Cuarţul apare în general fin granular, uneori ca mortar recimentînd fragmentele fracturate de plagioclaz. Acesta din urmă are conture subovale, a căror origină se poate atribui fie rulării relicte, fie tendinţei de dezvoltare porfiroblastică. Microclinul şi plagioclazul (un oligoclaz acid judecînd după relieful negativ şi unghiul de extincţie maximă de cca 10°) predomină asupra cuarţului. Sînt prezente foarte rare concreşteri myrmekitice. Epidotul apare ca granule izolate.

Un caz special îl constituie gnaisele leucocrate de culoare albă apărînd sub forma lit-par-lit în paragnaisele de pe Valea Bătrîna; în compoziţia lor intră o mare cantitate de albit-oligoclaz, dezvoltat sub forma unor numeroase porfiroblaste mici, cuarţ şi puţin microclin; alături de acestea apar în cantitate cu totul redusă foiţe izolate de muscovit, clorit şi granule de granat şi clinozoizit.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

	mm	%
Cuarţ	0,02—0,5	23—25
Microclin	0,2 —0,5	10—40
Plagioclaz	0,03—1,8	30—50
Muscovit	0,1 —1	3— 4
Biotit	0,04—0,6	4— 5

Institutul Geologic al României

	mm	%
Granat	0,1 —0,2	0— 2
Clorit	0,1 —0,5	2— 4
Epidot	0,1 —0,2	0— 1

Gnaisele leucocrate cu microclin apar în bazinul văilor Meledicu Mare și Meledicu Mic, afluenți ai Brătioarei și în Valea Caprei afluent al Bratiei, unde însoțesc gnaisele oculare. Ele se remarcă printr-o culoare albicioasă și o foliație nu prea clară, datorită unui conținut redus în minerale micacee. Structura lor este echigranulară privită macroscopic și microblastică.

Plagioclazul (5—6% An) formează porfiroblaste mici conținînd incluziuni de cuarț. Microclinul în cristale mici granoblastice, uneori e nemaclat sau cu maclațiune incipientă.

Cuarțul apare ca un mortar rezultat prin cataclază. Muscovitul și biotitul sînt prezenți în cantitate redusă. Biotitul este reprezentat prin varietatea lepidomelan, caracterizată printr-un policroism intens cu nuanțe brun-negru, sau verde foarte închis. Unele roci conțin clinozoizit. Granatul în cristale mici este sporadic.

M i c a ș i s t u r i g r a n a t i f e r e se întîlnesc pe valea Pravățului și pe valea Dîmboviței, la E de Mateiaș, ca intercalații reduse între paragnaise. Macroscopic, ele se deosebesc de acestea printr-o șistozitate mai pronunțată, lăsînd să se identifice cu ochiul liber porfiroblaste de almandin.

Sub microscop se recunosc cuarțul, muscovitul, cloritul, granatul, sfenul, minerale opace (grafit) și zircon. Granatul, de dimensiuni uneori apreciabile (1,5 mm), prezintă numeroase incluziuni de cuarț cu dispoziție helicitică (boule de neige), dovedind faptul că mineralul a suferit mișcări sub influența unor presiuni orientate în timpul creșterii sale. Cloritul pseudomorfozează în parte granatul, în parte însă pare a înlocui mineralele lamelare (biotit).

Mai remarcăm, în cuprinsul zonei de Voinești—Păpușa, cîteva tipuri de roci izolate, ca : amfibolite cu zoizit, șisturi cuarțitice, uneori grafitoase, cu sericit sau cu biotit ; paragnaise mixte, cu o mică cantitate de microclin alături de cuarț și de oligoclaz ; un epidozit (pistacit + cuarț + foarte puțin muscovit), sub forma unui bloc de valea Rîușorului—Lerești ; un șist sericitic cu granat și cloritoid, sub forma unui bloc pe valea Nica. Acesta din urmă e format dintr-o masă fundamentală pîsloasă, de natură sericitică, cu foarte puține agregate de clorit (clinoclor) ; în această masă se găsesc prinse porfiroblaste ceva mai mici de granat, de nuanță ușor

Institutul Geologic al României

roză. În masa pîsloasă sericitică apar o mulţime de bastonaşe fine ale unui mineral care, după relieful înalt şi birefringenţa ridicată, pare a fi titanit; ele sînt incluse şi în cloritoid.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

	mm	%
Sericit	0,01—0,1	cca 60
Clorit	0,1 —2,0	„ 5
Cloritoid	0,1 —3,0	„ 20
Granat	0,2 —0,8	„ 15

În sfîrşit, vom menţiona prezenţa unor slabe filoane pegmatitice, ale căror grosimi nu întrec ordinul centimetrilor. Pe Valea Bătrîna, ele formează „dyke-uri dilaţionale" indicînd umplerea unor fisuri cu depărtarea pereţilor acestora.

Faciesul metamorfic al zonei de Voineşti—Păpuşa este cel almandin-amfibolitic.

2. SERIA DE LEAOTA

În unitatea Seriei de Leaota au fost cuprinse toate complexele de roci aparţinînd faciesului de şisturi verzi şi caracterizate prin larga răspîndire a albitului.

a) *Amfibolitul bazal.* Amfibolitul bazal constituie un nivel-reper excelent care delimitează net zona de Voineşti—Păpuşa din culcuşul său, de zona de Lereşti—Tămaş, din acoperiş. El se urmăreşte din muntele Găinaţ, prin Piscul Lung, Piciorul Steghii, Rîuşorul, şeaua Portăresii şi izvoarele Brătioarei, ajungînd în Bratia în amonte de Cîndeşti. De aici el este ascuns de formaţiunile cretacice şi terţiare ale depresiunii Cîmpulungului, reapărînd în Bughiţa Albeştilor, dealul Măgura şi Voineşti, pînă în Valea Mare. Acoperit din nou de sedimente mezozoice în muntele Mateiaş, el reapare în valea Pravăţului, ajungînd în localitatea Dragoslavele şi se continuă apoi spre E, cu exact aceeaşi poziţie, în întreg masivul Leaota.

Complexul amfibolitului bazal este format din unul sau două nivele de amfibolite cu epidot, însoţite de şisturi muscovitice cu hornblendă; la E şi W de Voineşti el este asociat cu două mici lentile de marmoră. Grosimea sa stratigrafică este de 10—50 m.

Amfibolitele cu epidot se prezintă şistoase, de culoare verde-negricioasă, avînd deseori structura de „Garbenschiefer", prismele alungite de hornblendă avînd o dispoziţie în snop pe feţele de foliaţie.

Institutul Geologic al României

Granatul este frecvent prezent în acest amfibolit, fiind vizibil megascopic sub forma porfiroblastelor de culoare roşu-ruginie.

Sub microscop, amfibolitele au structura nematoblastică, prismele de hornblendă verde şi de epidot găsindu-se perfect orientate în planul de şistozitate. Hornblenda prezintă un pleocroism destul de pronunţat, cu n_g = verde-albăstrui ; n_m = verde închis ; n_p = gălbui. Între cristalele de amfiboli se găseşte o masă interstiţială formată din plagioclaz şi subordonat, din cuarţ. Albit — oligoclazul acid, alungit după şistozitate, are tendinţa uneori de a forma porfiroblaste ce conţin rare incluziuni de epidot. Alături de epidot, uniform răspîndit în masa rocii, se observă şi prezenţa unor foiţe de clorit. În locul epidotului apare uneori clinozoizit în prisme scurte avînd culori anomale de birefringenţă în tonuri albastre.

Se remarcă apariţia titanitului ca mineral accesoriu, în granule cu conture neregulate.

Şisturile muscovitice cu hornblendă sînt roci foarte şistoase, cu luciu argintiu şi cu aspect filitos, în care pe feţele micacee, se disting cristale de hornblendă ce ating uneori 3—4 cm lungime.

Sub microscop se constată că mica este dispusă în benzi paralele cu benzile cuarţo-feldspatice ; în acestea, cuarţul, în proporţie mai ridicată decît în amfibolite, formează împreună cu albitul un mozaic în care se găsesc grăunţe de epidot şi lamele de muscovit. Porfiroblastele de hornblendă şi de granat au structura poikilitică, cuprinzînd numeroase incluziuni de albit, cuarţ şi de epidot. Uneori, fenoblastele de hornblendă sînt fibroase şi se transformă în biotit sau în clorit, transformare care începe de la marginea cristalelor.

Prezenţa muscovitului, mineral „necongresibil" cu hornblenda, în amfibolite caracterizate prin parageneza : hornblendă + albit + epidot + clorit, arată că starea de echilibru chimic nu a fost atinsă în cursul metamorfismului. Asocierea cu lentile de marmoră, prezenţa muscovitului ca şi forma de zăcămînt, ar tinde să indice o origine sedimentogenă sau tufogenă pentru această rocă.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

	mm	%
Hornblendă	1,0 —2,5	35—60
Epidot	0,05—0,6	5—15
Plagioclaz	0,2 —0,8	15—30
Cuarţ	0,02—0,6	3—20
Clorit	0,2 —0,8	2— 4
Muscovit	0,05—1,0	0—10

Institutul Geologic al României

	mm	%
Granat	0,4 —1,8	0— 7
Biotit	0,05—0,5	0— 1
Titanit	0,02—0,4	0— 2

M a r m o r e. Pe un afluent al Bughiţei Albeştilor şi în Valea lui Trandafir, în complexul amfibolitului bazal, se intercalează, asociate cu amfibolite cu clinozoizit, două şuviţe subţiri de calcare cristaline. Ele conţin în mod subordonat albit, clorit şi muscovit, apărînd probabil datorită caracterului originar impur al rocilor carbonatice iniţiale.

b) *Zona de Lereşti—Tămaş.* Zona de Lereşti—Tămaş urmează în continuitatea amfibolitului bazal. Pe Dîmboviţa, ea apare între cheile Petrimanului şi confluenţa cu valea Tămaşului. Spre SW, ea se urmăreşte prin Poiana Boteanului, muntele Măra, muntele Găinaţ, muntele Văcarea, valea Rîuşorului, dezvoltîndu-se apoi larg prin Boldul, Zănoaga, Lalu, Pietrosu, Strîmtu, Căpitanul şi ajungînd din nou în Dîmboviţa între localităţile Rucăr şi Dragoslavele. De aci spre E, ea intră în cadrul masivului Leaota şi formează chiar complexul caracteristic pentru acesta, constituind „stratotipul" a ceea ce s-a denumit în trecut „seria de Leaota": şisturile cu porfiroblaste de albit. Grosimea stratigrafică a zonei de Lereşti este de cca 3000 m.

Ş i s t u r i l e m u s c o v i t - c l o r i t i c e c u p o r f i r o b l a s t e d e a l b i t sînt rocile cele mai tipice ale acestei zone, avînd cea mai largă răspîndire, şi prezentînd caractere petrografice uniforme, comune în acelaşi timp cu cele ale rocilor analoage din masivul cristalin al Leaotei. Megascopic, ele se disting printr-o culoare argintie pe feţe, cu unele pete verzui, în funcţie de proporţia de clorit; porfiroblastele de albit se recunosc bine în spărtură transversală sub forma unor cristale ovale cu feţe de clivaj strălucitoare, a căror mărime atinge pe cea a unui bob de piper. Şistozitatea acestor roci este pronunţată.

Sub microscop, se constată că în masa fundamentală lepido-granoblastică, între fişiile micacee, se găsesc benzi albitice, cuarţoase; cînd porfiroblastele de albit se dezvoltă foarte larg, mesostaza se reduce şi constituie mai mult o masă micacee care mulează feldspatul.

Porfiroblastele de albit cu conture ovale, sînt dezvoltate de la dimensiuni submilimetrice, pînă la aproape un centimetru în cazuri speciale (Plaiul lui Nan, Rîul Tîrgului în amonte de confluenţa cu Rîuşorul).

Ca incluziuni se observă cuarţ în picături, mice, epidot, zoizit, ace de rutil, minerale opace şi uneori o pulbere fină cărbunoasă. Aceste incluziuni au uneori o repartiţie neregulată, dar foarte frecvent ele sînt

Institutul Geologic al României

dispuse în șiruri de incluziuni (S_i), reflectînd stratificația primordială a rocii ; șirurile pot fi drepte sau mai rar sigmoidale, și sînt în general diferite ca orientare de foliația masei fundamentale (S_e), racordîndu-se cu aceasta prin fragmente scurte de curbă sau chiar întîlnindu-se în unghi (pînă la 90°). Faptul arată o rotire a porfiroblastelor în timpul ultimei etape a creșterii lor, aceasta fiind deci parțial sintectonică.

Granatul, uneori nealterat, alteori cloritizat parțial, se întîlnește atît în masa fundamentală, cît și ca incluziuni în porfiroblastele de albit. Local (valea Huluba) el este dezvoltat porfiroblastic, avînd o frumoasă structură helicitică. Frecvența sa este mai mare în masivul Ezer-Păpușa decît în masivul Leaotei, ceea ce, împreună cu caracterul fanerocristalin, s-ar putea explica printr-un grad ceva mai ridicat de metamorfism al rocilor din primul masiv.

Muscovitul, larg dezvoltat, predomină asupra cloritului cu care este asociat ; el mai prezintă îndoiri sau rupturi și rareori este dispus transversal foliației.

Cloritul este reprezentat printr-un clinoclor care nu pare să provină din biotit, deoarece nu conține incluziuni de sagenit sau de minereu secundar. Lamelele de clinoclor se limitează transversal alungirii lor cu cristalele de albit, neîndoindu-se la contactul acestora, ceea ce permite a se stabili cristalizarea ulterioară a cloritului în raport cu albitul.

Rareori se pot semnala cîteva apariții de biotit nealterat sau pe cale de transformare în pennin (cu incluziuni de sagenit). Uneori este prezent clinozoizitul.

Cuarțul formează un mozaic granoblastic care este străbătut de șiruri drepte și paralele de muscovit și de clorit, rareori puțin ondulate. El nu prezintă urme de cataclază. Tipurile de roci mai cuarțitice se remarcă prin faptul că se desfac în plăci, iar muscovitul este mai vizibil.

În aceste roci se întîlnesc și unele intercalații de micașisturi muscovit-cloritice fără porfiroblaste de albit, de exemplu pe Rîul Tîrgului în jurul Colților lui Purice.

Originea șisturilor muscovit-cloritice cu porfiroblaste de albit trebuie probabil căutată într-un material inițial tufitogen.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

	mm	%
Albit	0,6 —8,0	65—75
Cuarț	0,03—0,4	10—35
Muscovit	0,1 —2,0	15—20

Institutul Geologic al României

	mm	%
Clorit	0,2 —2,0	10—15
Granat	0,1 —2,2	1— 4
Biotit	0,04—0,3	0— 2
Clinozoizit	0,06—0,6	0— 2

Metamorfismul care a transformat aceste roci s-a produs în trei etape, ceea ce a fost dedus din relaţiile dintre mineralele componente.

Prezenţa unor incluziuni granoblastice de cuarţ alungite şi orientate preferenţial în porfiroblastele de albit indică o primă cristalizare, înainte de blasteza albitului. O confirmare asupra acestei prime etape o constituie şi structurile helicitice, păstrate în unele porfiroblaste de albit. Acestea au cristalizat în etapa a doua, îndoind lamele de muscovit formate anterior. Etapa a treia este marcată de cristalizarea cloritului ulterior albitului, cum rezultă din faptul că acesta din urmă limitează transversal lamelele de clinoclor (vezi mai sus pag. 65). Într-un loc un porfiroblast de albit este chiar înconjurat aproape inelar de clorit, ceea ce confirmă formarea ulterioară a acestuia din urmă. Cuarţul e recristalizat probabil în această etapă.

Pentru a explica geneza rocilor clorit-albitice din zona de Lereşti—Tămaş, s-a luat în considerare atît ipoteza unei metasomatoze sodice comportînd un aport de Na din exterior, cît şi posibilitatea unei recristalizări „*in situ*" a unui material originar adecvat. În acest din urmă caz porfiroblastele de albit ar rezulta dintr-un proces de diferenţiere metamorfică. Analizele chimice efectuate (G h e r a s i şi D i m i t r e s c u, 1965) arată însă că conţinutul în Na este moderat (1,7—2% Na_2O), apropiindu-se atît de cel din grauwacke, cît şi de cel din tufuri spilitice. Conchidem că nu este necesar a se postula un aport de Na din exterior.

Pe de altă parte este necesar a se admite că roci cu porfiroblaste de albit pot lua naştere şi prin metasomatoză şi în acest sens vom cita (în afară de regiunea Stavanger, bine cunoscută prin lucrările lui G o l d s c h m i d t) gnaisele plagioclazice porfiroblastice din Ulutau (Kazahstanul central), studiate de L. I. F i l a t o v a (1961 a, b). Ridicările geologice au arătat că aceste gnaise nu ocupă unul sau mai multe orizonturi cu poziţie stratigrafică bine definită, ci formează corpuri la diferite nivele în cadrul seriilor de Bekturansk, de Maitiubinsk şi în cadrul seriei inferioare purtătoare de minereuri de fier (toate aparţinînd Precambrianului). Există treceri laterale de la gnaise la rocile care constituiesc aceste serii. Observaţiile megascopice şi studiile petrografice au arătat că gnaisele iau naştere aproape numai pe seama rocilor bogate în alumosilicaţi

Institutul Geologic al României

(şisturi micacee, uneori cu granat, şisturi sericitoase, cuarţitice-sericitoase, cloritoase, amfibolite, uneori cu granat). Mineralele care se dovedesc a fi substituite de plagioclaz sînt în primul rînd muscovitul şi granatul şi, mai rar, cloritul. Pseudomorfozele de plagioclaz după granat sînt evidente în multe cazuri, după cum a putut constata chiar unul din autorii lucrării de faţă, în eşantioanele puse la dispoziţie de L. I. Filatova la Universitatea din Moscova.

Cîmpurile de gnaise prezintă o zonalitate, în părţile centrale plagioclazul avînd compoziţia unui andezin, iar în părţile periferice, acesta fiind albitic. O serie de analize chimice arată că feldspatizarea merge în paralel cu scăderea conţinutului în Al şi K şi o creştere a celui de Na. În acelaşi timp, muscovitul devine mai phengitic.

Condiţiile geologice în care se găsesc gnaisele plagioclazice din Kazahstanul central fiind net diferite de cele în care apar şisturile cu porfiroblaste de albit din Leaota, rămîne a se trage concluzia că roci de acest tip pot lua naştere pe mai multe căi (roci poligenetice).

Şisturi clorit-epidotice cu porfiroblaste de albit însoţesc pe alocuri şisturile muscovit-cloritice cu porfiroblaste de albit, de care se deosebesc prin faptul că sînt mai verzi şi prezintă o foliaţie mai puţin evidentă. Aceste roci apar mai ales în bazinul văii Bratia (văile Rotaru, Duvalmu, Brătioara). Parageneza lor (clorit + epidot + albit ± calcit ± amfibol ± granat) este tipică pentru şisturi verzi provenind dintr-un material eruptiv bazic. Unele roci conţin cuarţ, ceea ce este o indicaţie că ceva material terigen se amestecă cu produsele vulcanice. Prin participarea şi a muscovitului, aportul terigen este mai evident, ajungîndu-se treptat la rocile descrise mai sus.

Şisturi verzi clorit-albitice apar într-o serie de puncte (muntele Zănoaga, valea Cîrstei şi Argeşelului, la est de Lereşti), sub forma de intercalaţii în şisturile muscovit-cloritice cu porfiroblaste de albit. Megascopic, rocile apar compacte, de culoare verde închisă şi sînt lipsite de stratificaţie evidentă. Microscopic, parageneza (clorit + albit ± hornblendă sau actinot + epidot ± calcit, rar sericit), structura şi dimensiunile constituenţilor, sînt perfect analoage cu cele ale rocilor comune din zona de Căluşu, astfel că nu le vom descrie decît odată, mai jos. Modul de zăcămînt al acestor roci în teren exclude posibilitatea ca ele să reprezinte mici sinclinale culcate aparţinînd zonei de Căluşu, pensate în masa zonei de Lereşti, astfel că apariţia lor trebuie să fie pusă în legătură probabil cu o diferenţă în compoziţia iniţială, probabil tufogenă bazică, fără amestec sedimentogen.

Institutul Geologic al României

Uneori apar, chiar megascopic, cristale octaedrice de magnetit diseminate în masa rocii, care pot atinge 5 mm. Acest tip de şisturi clorit-albitice cu magnetit sînt ceva mai frecvente între Rîul Tîrgului şi Argeşel, în partea sudică a regiunii, unde au fost citate şi de G. Gheocalescu (1917), ca „amfibolite". Aflorimentul principal se află în Gruiul Clăbucetului la sud de Poiana Lungă; altele apar pe valea Clăbucetului şi pe valea Plopilor.

Sub microscop se constată că cristalele idiomorfe de magnetit sînt însoţite de cuarţ şi de puţin calcit, care apar în umbra lor de presiune. Sub forma de incluziuni de magnetit se întîlnesc mai ales cristale mărunte de epidot. Magnetitul apare şi ca granule fine răspîndite în masa rocii. O analiză chimică parţială a unei probe informative din Gruiul Clăbucetului a dat valoarea de 10,62% Fe total; extrasul magnetic din această probă a fost de 3,94% (cu 67,80% Fe în extras), ceea ce arată un conţinut prea slab pentru a constitui un minereu sărac de fier, cu atît mai mult cu cît şi extensiunea lor pe direcţie este limitată.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

	nr. 500 %	nr. 519 %
Albit	12	15
Clorit	75	55
Epidot	8	24
Actinot	3	2
Calcit	—	2
Cuarţ	1	—
Titanit	1	2

500 : Plaiul lui Cioc.
519 : Valea Cîrstei—Nămăeşti.

Gnaise albitice cu muscovit se întîlnesc în muntele Toaca, muntele Lalu, muntele Pojorîta, muntele Strîmtu, muntele Găinaţ, valea Frasinului. Ele se remarcă în teren prin culoarea lor albă şi prin proporţia scăzută de minerale micacee, din care lipseşte biotitul.

Sub microscop, din punct de vedere structural, se pot distinge două tipuri diferite care, megascopic, nu pot fi deosebite între ele, unul cu structura granoblastică-porfiroblastică, altul cu structura porfiroblastică-poikiloblastică, acesta din urmă reprezentînd termenul de trecere înspre şisturile cu porfiroblaste de albit.

În primul caz, structura rocilor, cu cristale nesortate de feldspat, are caractere blasto-detritice, origina materialului putînd fi arcoziană. În masa granoblastică cuarţo-feldspatică se găsesc diseminate foiţe de

Institutul Geologic al României

muscovit, mai rar de clorit, uneori înşiruite în fîşii sau grupate în plaje neregulate. Feldspatul este reprezentat prin plagioclaz, frecvent maclat după legea de Karlsbad, şi prin microclin. Mica albă apare ca un pleocroism mai accentuat, ce variază între n_g = cenuşiu-verzui şi n_p = verzui pal; varietatea aceasta, uneori pozitivă, reprezentă probabil un protolitionit. Cîteva granule mărunte de granat apar în unele secţiuni.

În gnaisele cu structura poikiloblastică, feldspatul are numeroase incluziuni de cuarţ şi alte minerale. Mica este reprezentată printr-un muscovit obişnuit. Se remarcă uneori şi pseudomorfoze de clorit după biotit.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

	mm	%	nr. 222 %
Plagioclaz	0,05—3	25—55	53
Microclin	0,1 —2	0—25	2
Cuarţ	0,05—1	20—40	37
Muscovit	0,02—0,8	5—15	7
Clorit	0,1 —0,8	0— 5	1
Granat	0,05—0,2	0— 1	—

nr. 222 : gnais albitic—valea Frasinului.

Şisturi grafitoase apar sporadic în zona Rîuşorului, afluent al Rîului Tîrgului, ieşind în evidenţă prin culoarea negricioasă. Sub microscop se observă un fond cuarţitic, cu puţin albit, străbătut de benzi muscovitice cu ceva clorit, unele fîşii fiind presărate cu pigment grafitos.

La 3 km amonte de confluenţa cu Rîul Tîrgului se întîlneşte în şisturile grafitoase din malul stîng al Rîuşorului, un afloriment de şisturi cuarţitice puternic impregnate cu pirită; zona este puternic limonitizată, suprafaţa rocilor prezentînd eflorescenţe galbene şi albăstrui. Componenţii mineralogici sînt următorii : carbonat, care apare în plaje întinse, albit şi cuarţ, granulare sau asociate în benzi; fîşii muscovitice care imprimă foliaţia rocii; un granat extrem de mărunt, în granule izolate sau în aglomerări compacte; cristale idiomorfe de pirită.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

	mm	%
Cuarţ	0,1 —0,8	cca 57
Albit	0,1 —0,8	„ 3
Muscovit	0,02—1,5	„ 20
Clorit	0,05—1,0	„ 5
Grafit	0,01—0,1	„ 15

Institutul Geologic al României

Roci carbonatice (dolomite, ankerite) se intercalează în şisturile zonei de Lereşti, pe valea Dobriaşului, şi pe Valea Revărsată precum şi pe valea Frasinului. Rocile sînt de culoare alb-cenuşie, cu granulaţia destul de mare; feţele de alteraţie, brăzdate de şanţuri au, în cazul ankeritelor, o culoare brun-roşcată datorită limonitizării. Sub microscop se constată că alături de carbonat, în compoziţia rocii mai intră albul, uneori porfiroblastic, cuarţul, muscovitul şi cloritul în diferite proporţii (totdeauna reduse) în benzi care urmăresc stratificaţia.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

	mm	%
Carbonat	0,1 —1	50—80
Albit	0,02—1	15—30
Muscovit	0,04—0,8	5— 7
Clorit	0,2 —0,5	0— 3
Cuarţ	0,02—0,2	0— 5

Amfibolitele constituie cîteva intercalaţii în zona de Lereşti în muntele Văcarea, muntele Găinaţ, valea Ursului, valea Dobriaşului, valea Marichii, muntele Zănoaga, valea Bughiţa Albeştilor, Valea Căpitanului etc. Megascopic sînt roci de culoare verde-negricioasă, masive, cu cristalinitate pronunţată, în care se disting cu ochiul liber amfiboli prismatici sau aciculari.

Sub microscop, amfibolitele se prezintă cu aspecte destul de variate. În compoziţia lor mineralogică intră totdeauna hornblenda verde, fie mai albăstruie, fie mai palidă, fie chiar actinotul, albitul şi granatul. Alte minerale care pot apărea sînt: clinozoizitul, biotitul şi cloritul. Hornblenda, cloritul şi epidotul alcătuiesc un ţesut dens în care se disting mici cristale de albit interstiţial, asociat uneori cu granule mărunte de cuarţ. Alteori, albitul formează mici porfiroblaste umplute cu microlite de epidot sau de clorit; în alte cazuri rare, în sfîrşit, albitul se poate dezvolta ca plaje care includ cristale de granat sau de hornblendă.

Hornblenda are uneori conture neregulate, sfîşiate, alteori feţele de prismă sînt dezvoltate iar cristalele sînt lipsite doar de feţele terminale; se pot observa şi structuri poikilitice. Actinotul, cînd este prezent, apare în agregate radiare, asociat cu cuarţ, granat şi minereu opac.

Biotitul, cloritul şi, în parte, epidotul, sînt uneori formaţi pe seama hornblendei, iar alteori apar în cristale independente. Cloritul (un clinoclor) este uneori maclat polisintetic şi se observă cazul cînd provine din biotit sau din granat.

Institutul Geologic al României

O varietate aparte o constituie cîteva iviri de amfibolite foarte fine, masive, cu limite tranşante, avînd aspectul unor filoane de culoare cenuşiu-negricioasă (valea Ursului, valea Bughii). Sub microscop se constată că au o structură foarte puţin orientată, în compoziţia lor intrînd ace fine de hornblendă, granule de epidot, de granat şi de albit. Probabil că aceste amfibolite provin din filoane bazice metamorfozate.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

	mm	%	%
Amfibol	0,2 —4	50—80	53
Albit	0,05—3	10—30	20
Cuarţ	0,05—0,8	0— 5	—
Granat	0,1 —1	0—20	—
Clinozoizit	0,02—0,5	0—15	15
Biotit	0,2 —1,5	0— 8	—
Clorit	0,2 —0,8	0—10	10
Titanit	0,01—0,09	0— 2	2

Pe valea Bughea, la contactul unui astfel de metadiabaz cu şisturile înconjurătoare, a luat naştere pe aproape 1 m grosime, zoizit masiv concrescut cu puţin muscovit şi cuarţ. Zoizitul gălbui este dezvoltat în agregate radiare formate din prisme groase de cca 1 mm şi lungi pînă la mai mulţi centimetri; mineralul corespunde varietăţii β, cu un unghi + 2V de aproape 0° şi cu culori normale de interferenţă.

Conglomerate metamorfozate au fost întîlnite într-un singur punct, pe muntele Căpitanul, sub formă de blocuri. Ele stau la limita dintre zonele de Lereşti—Tămaş şi de Căluşu—Tămăşel. Elementele, de dimensiuni centimetrice, bine rulate, sînt formate din gnaise albitice; matricea şistoasă este formată din clorit şi din albit porfiroblastic. După dezvoltarea albitului din matrice, rocile ar aparţine mai degrabă zonei de Lereşti—Tămaş, dar dimensiunile porfiroblastelor sînt de ordinul celor minime observate în această zonă, apropiindu-se, pe de altă parte, de dimensiunile maxime ale albitului din zona de Căluşu—Tămăşel. Putem fi deci tot atît de bine în prezenţa unui conglomerat de regresiune, format la sfîrşitul unei faze de sedimentare, ca şi în prezenţa unui conglomerat de transgresiune din baza zonei de Căluşu.

Zona de Lereşti—Tămaş corespunde faciesului metamorfic albit—epidot—amfibolitic, iar după clasificarea nouă a lui Turner şi Verhoogen (1960) ea se încadrează subfaciesului cuarţ—albit—epidot—almandinic al faciesului de şisturi verzi. Ea corespunde complexului de şis-

Institutul Geologic al României

turi cu porfiroblaste de albit din seria de Rîuşorul Cisnădioarei, separată şi studiată de M a r c e l a D e s s i l a - C o d a r c e a (1962 b, 1964 b) la vest de Olt.

c) *Zona de Călușu—Tămășel.* Zona de Călușu—Tămăşel a fost separată de noi în partea mediană a regiunii cercetate, ocupînd axul sinclinalului principal al acesteia. Ea apare în Plaiul lui Nan, Huluba şi Baratul, dezvoltîndu-se treptat către E ; pe Rîul Tîrgului ea apare de la confluenţa Bătrînei cu Cuca pînă puţin amonte de Valea Rîuşorului ; la E ea formează Piscul Calului, Muşuroaele şi Dobriaşul. Dincolo de Argeşel, ea apare pe Rîuşorul din amonte de valea Măra pînă la Rucăr şi pe Dîmboviţa, de la confluenţa cu Tămaşul pînă la Cheile Mari. La sud, limita ei trece aproximativ pe la Valea lui Ecle. Grosimea stratigrafică pe care sînt deschise rocile zonei de Călușu—Tămășel întrece 2000 m.

Ş i s t u r i l e c l o r i t o - s e r i c i t i c e c u a l b i t sînt de culoare verzuie sau cenuşie, cu luciu argintiu satinat datorită prezenţei sericitului şi cu aspect filitos. Intercalaţii cuarţoase sînt rare ; albitul participă în schimb pretutindeni la alcătuirea rocilor, acestea deosebindu-se lesne de şisturile albitice prin omogenitatea lor şi prin şistozitatea foarte pronunţată. Parageneza lor este : albit ± clorit + sericit + cuarţ.

Structura rocilor este lepidogranoblastică ; ele sînt constituite din granule mici de albit, însoţite de cuarţ, clorit, sericit şi uneori calcit. Albitele cu dimensiuni de 0,02—0,26 mm, au conture rotunde şi conţin o pulbere fină grafitică, iar cuarţurile colţuroase au un aspect clastic. Ele sînt însoţite uneori de dungi ondulate de grafit.

Ş i s t u r i l e c l o r i t o - e p i d o t i c e c u a l b i t au o culoare verde mai închisă şi sînt caracterizate prin parageneza albit+clorit + epidot ± actinot ± calcit.

Sub microscop se constată că structura granoblastică are tendinţe porfiroblastice, datorită cristalelor de albit, de mărimea unei gămălii de ac, care se dezvoltă mai larg, avînd uneori incluziuni de epidot, clinozoizit şi zoizit dispuse linear sau mai rar, sigmoidal. Epidotul, în prisme mici aşezate după foliaţie, reprezintă o primă generaţie de cristale, cea de a doua constituind granule mari, uneori îngrămădite.

Actinotul este de regulă acicular şi este concrescut cu cloritul, care îl înlocuieşte în parte. Clinoclorul apare în lamele uşor ondulate. Calcitul este uneori prezent iar cuarţul poate lipsi cu desăvîrşire.

În mod excepţional se pot observa fenomene de trecere în pennin a unor minerale primare care nu apar decît cu totul izolat : biotitul, granatul şi hornblenda.

Institutul Geologic al României

Caracterele rocilor acestei zone indică o origine tufogenă-tufitogenă bazică, cu un amestec de material sedimentogen în proporții variabile în cazul primei parageneze. Gradul de cristalinitate (dezvoltarea mineralelor constituente) este mult mai redus decît la rocile corespunzătoare ale zonei de Lereşti—Tămaş.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

	mm	%	268 %	263 %	270 %
Albit	0,1 —1	24—50	34	24	32
Clorit	0,05—0,7	10—50	21	14	19
Actinot	0,2 —0,6	0—45	—	—	—
Sericit	0,05—0,2	0—15	3	12	—
Cuarț	0,02—0,4	0—50	16	48	5
Epidot	0,01—0,3	2—30	12	2,5	30
Calcit	0,1 —0,2	0—10	7	—	1
Minereu opac		0—6	6	1	4
Sfen		0—6	—	—	6

nr. 263, 268, 270 : valea Argeşelului.

Local se întîlnesc şisturi albitice cu muscovit, slab micacee (Văcăruia, Văcarea și Piciorul Calului) aproape de axul sinclinalului Călușu.

De asemenea în bazinul Dîmboviței, trecînd de sub Piatra Craiului pînă la valea Clăbucetului și în Rîușorul, apare o bandă de șisturi grafitoase.

Șisturi amfibolice zoizit-epidotice în zona de Călușu apar sub forma de intercalații ale căror grosimi nu depășesc cîteva zeci de metri, precum și sub forma de blocuri rulate a căror proveniență este greu de stabilit din cauza acoperirii terenului. Citäm asemenea apariții pe văile Rîsului, Purcăreții, Zîrnei, Argeșelului.

Culoarea rocilor este în genere cenușiu-verzuie, cu numeroase pete albicioase sau gălbui, iar în cazurile cînd zoizitul are o preponderență netă asupra celorlalte componente, roca adoptă o culoare cenușie deschisă sau gălbuie. Frecvent, zoizitul de culoare cenușie deschisă formează acumulări insulare mai mult sau mai puțin regulate, accentuînd neomogenitatea rocii.

Textura rocilor este masivă, rareori slab șistoasă.

Sub microscop se constată că structura șisturilor amfibolice zoizit-epidotice este de regulă granoblastică, cîteodată însă nematoblastică sau poikiloblastică, determinată de dezvoltarea mai largă a amfibolului, dimensiunile cristalelor variind între 0,01 și 5 mm.

Institutul Geologic al României

Importantele variaţii ale compoziţiei mineralogice rezultă din analizele planimetrice prezentate în tabelul ce urmează :

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

	37 %	47 %	248 %	249 %	253 %	255 %	260 %	267 %	271 %	mm
Albit	35	8	22	12	19	37	15,5	4	1	0,06—0,8
Cuarţ	2	—	—	1	—	—	—	—	—	0,01—0,7
Hornblendă-actinot	3	18	33	13	16	33	35	66	39	0,4 —2,5
Zoizit + epidot	60	47	45	69	56	27	35	26	44	0,06—5
Granat	—	11	—	—	—	—	—	0,5	1	0,08—0,7
Clorit	—	—	—	—	4	—	2,5	—	5	0,02—0,3
Sfen	—	—	—	4	5	2	12	0,5	—	0,03—0,4
Minerale opace	—	10	—	1	—	—	—	0,7	0,5	0,02—0,8

nr. 37 : valea Purcăreţii
nr. 47 : valea Iudei
nr. 248 : valea Podurilor
nr. 249 : valea Podurilor
nr. 253 : valea Rîsului
nr. 255 : valea Purcăreţii
nr. 260 : valea Zîrnei
nr. 267 : valea Argeşelului
nr. 271 : valea Argeşelului

Feldspatul plagioclaz, un albit-oligoclaz cu 10—15% An, apare de regulă sub formă de xenoblaste, mai rar cu conture idioblastice, înglobînd celelalte componente ale rocii. În marea majoritate a cazurilor, el apare nemaclat, foarte rar este maclat după legea albitului sau Karlsbad. Cuarţul, ca şi oligoclazul, apare exclusiv granular.

Amfibolul este reprezentat printr-o varietate actinolitică cu extincţia : $c : n_g = 17—19°$ şi un pleocroism ce variază între :

n_g = verde pal pînă la verde-albăstrui ;
n_m = verde pal ;
n_p = incolor pînă la galben-verzui.

Zoizitul, mineralul caracteristic acestor roci, se remarcă prin participarea sa însemnată la alcătuirea lor, formînd deseori componenta principală. El apare de regulă în cristale idioblastice alungite după axul z, mai rar cu contur neregulat. El prezintă clivaj perfect după (010) şi frecvente crăpături transversale pe alungirea prismei, fiind perfect limpede.

Între nicoli încrucişaţi, în lumină paralelă, se pot distinge două varietăţi : unele cu o dispersie foarte puternică prezentînd culori de birefrin-

Institutul Geologic al României

genţă cuprinse între cenuşiu închis şi albastru-indigo, cu o zonă de extincţie a cărei lărgime atinge 12°, iar altele slab dispersive de culoare cenuşie deschisă sau gălbuie, avînd o poziţie de extincţie netă.

Determinările cu ajutorul mesei universale arată că zoizitul puternic dispersiv are planul axelor optice paralel cu (010), iar cealaltă varietate are acest plan paralel cu (001). Aceste două varietăţi corespund modificaţiilor β — respectiv α — zoizit. Unghiul 2V la ambele varietăţi are valori cuprinse între 56—60°. La toate secţiunile studiate varietatea β apare mai frecventă decît cea α.

Pe lîngă aceste varietăţi cu simetrie rombică se mai identifică sporadic şi varietatea monoclinică/clinozoizit/ care se remarcă prin extincţia oblică cu $c : n_g = 10°$.

Este interesant de relevat că α — şi β — zoizitul dau uneori macle polisintetice după planul (010) sau asociate după o suprafaţă neregulată, ambele sisteme de indivizi avînd aceeaşi poziţie de extincţie. Deseori printre indivizii maclaţi se insinuează fîşii înguste de feldspat, avînd aceeaşi orientare optică. Pe lîngă acestea se întîlnesc şi asocieri în care cele două varietăţi de zoizit au delimitări cu totul neregulate.

Asemenea asocieri au fost descrise de H. Termier şi G. Termier (1956) în complexul cristalofilian de la Conway din Alpi.

La majoritatea secţiunilor examinate, zoizitul apare asociat în proporţii variabile cu epidot, uneori subordonat, alteori predominînd cantitativ asupra acestuia. Spre deosebire de aceasta însă, epidotul prezintă numai rareori conture cristalografice, apărînd de regulă în xenoblaste sau granular. Varietăţile bogate în epidot se remarcă totodată şi printr-un conţinut ridicat în sfen.

Uneori cristalele de epidot apar concrescute cu cele de clinozoizit care formează învelişul primelor, rezultînd frumoase structuri zonare.

Într-un singur caz se observă prezenţa prehnitului ce alcătuieşte agregate radiare caracteristice.

Cloritul, provenit din transformarea hornblendei, apare de regulă asociat cu sfenul granular ce însoţeşte amfibolii. În cîteva cazuri s-a identificat prezenţa leucoxenului, formînd pseudomorfoze după cristalele arborescente de ilmenit. În interiorul acestor pseudomorfoze se observă plaje sau pulberi fine de ilmenit netransformat. De altfel ilmenitul apare uneori şi fără urme de alterare.

Granatul, în cristale idioblastice, participă în cantităţi variabile şi în mod neuniform în constituţia acestor roci. Mineralele opace apar în proporţie mai ridicată în varietăţile zoizitice.

Institutul Geologic al României

Paragenetic rocile descrise se caracterizează prin asociaţia : albit—epidot — amfibol. Este foarte probabil ca ele să provină din metamorfozarea unor intercalaţii marnoase cu un conţinut scăzut în alcalii şi fier. Apariţia zoizitului, respectiv a epidotului, este favorizată de un stress puternic şi o temperatură relativ joasă.

Neomogenitatea rocii relevată prin acumulările locale de zoizit ce se observă foarte frecvent în materialul examinat se datoreşte, după toate probabilităţile, pe de o parte, variaţiilor litologice ale materialului sedimentogen, pe de altă parte procesului de diferenţiere metamorfică prin care silicatul alumocalcic dizolvat de soluţiuni metamorfice, a fost transportat şi depus în spaţiile cu presiune mai scăzută sau pe fisurile rocii.

O menţiune specială o merită un şist amfibolic care apare pe valea Rîuşorului (Rucăr) şi pe valea Grozei ; în secţiuni subţiri el se dovedeşte a reprezenta un metadiabaz. Structura ofitică relictă este evidentă. Prismele divergente de plagioclaz sînt aproape complet saussuritizate ; componentul femic este reprezentat exclusiv prin hornblendă verde palidă, în cea mai mare parte uralitică. Ca minerale de neoformaţie se remarcă mici plaje albitice, sau granule de cuarţ, ace de actinot şi agregate lamelare cloritice (pennin). Ca mineral accesoriu se remarcă titanitul abundent apărînd în cristale submilimetrice.

În ansamblu, metamorfismul care a afectat rocile zonei de Călugu—Tămăşel corespunde subfaciesului muscovit-cloritic al faciesului de şisturi verzi. Zona corespunde complexului de şisturi clorito-albitice din seria de Rîuşorul Cisnădioarei separat de Marcela Dessila-Codarcea (1964 b).

La răsărit de creasta Pietrii Craiului, o serie de insule cristaline, care apar de sub cuvertura jurasică sau cretacică (valea Sbîrcioarei, valea Coacăzei, Giuvala etc.) aparţin zonei de Călugu.

B) ROCILE ERUPTIVE VECHI

Granitele de Albeşti formează o serie de corpuri, mult mai frecvente în partea de sud a regiunii. Forma lor de zăcămînt este în general cea de filoane, fie concordante cu foliaţia şisturilor cristaline, fie discordante. Principalul corp este un sill în extremitatea sudică a regiunii, care străbate zona de Voineşti—Păpuşa la un nivel puţin sub amfibolitul bazal al seriei de Leaota şi care se urmăreşte pe 7 km, de la vest de Bughia de Sus pînă în Valea Mare, fiind decroşat la vest de Rîul Tîrgului de o falie. La sud de acest filon se mai întîlnesc cîteva corpuri mici, în

Institutul Geologic al României

general tot concordante. Spre nord-vest și nord, granitele mai apar în bazinul Brătioarei, pe valea Bughiței Albeștilor, pe valea Bughița, în muntele Lalu, în dealul Toaca-Pălținet, în Rîul Tîrgului la confluența cu valea Dobriașului, la Cheile Rîușorului-Tărîțoasa, în muntele Găina; cele mai nordice iviri de granit de Albești se găsesc pe valea Dîmboviței, la cheile Petrimanului. Ivirea vestică mai importantă se urmărește de la Plaiul Roșca pînă spre muntele Tămașul Mare. În est apar granite pe Dîmbovița în aval de Dragoslavele, zona lor de răspîndire prelungindu-se și în masivul Leaota.

Toate corpurile de granite străbat seria de Cumpăna iar din seria de Leaota, numai amfibolitul bazal sau zona de Lerești-Tămaș; zona de Călușu-Tămășel nu este traversată de granite. Filoane mai lungi, de ordinul a 2 km, sînt cel din Lalu (discordant) și din Rîușorul (concordant).

Megascopic, se pot distinge două tipuri de granite, după culoarea feldspatului potasic: roză și alb-cenușie. Granitele albe-cenușii sînt cele mai frecvente, ele constituind tipul „de Albești" propriu-zis; granite roz apar doar în valea Bughița și în muntele Lalu. Identificarea punctelor de aflorare ale granitelor roșii indică astfel locul de proveniență al blocurilor de acest tip remaniate în conglomeratele de Bucegi, blocuri care erau considerate în trecut ca exotice.

Ca mineral femic se pot observa la toate aceste roci foițele hexagonale de biotit. Granulele de cuarț au totdeauna o culoare albăstruie-vînătă. Prin alterare superficială, granitele dau pe pante o arenă caracteristică în care apar aceste două minerale; pe de altă parte, feldspatul devine mat albicios prin alterare.

Din punct de vedere textural, se pot lesne deosebi două varietăți: granite masive și granite gnaisice.

Sub microscop se constată că granitele au structura hipidiomorf-granulară caracteristică. Feldspatul potasic este reprezentat prin ortoză, pertit și mai rar prin microclin; el apare frecvent proaspăt, spre deosebire de feldspatul plagioclaz care este pretutindeni sericitizat și din această cauză nu i se poate determina compoziția exactă, distingîndu-se doar uneori o ușoară zonare. Pe margini se pot observa uneori zone albitice iar în unele cazuri, feldspatul potasic este complet albitizat.

Caracteristice pentru granitul de Albești sînt plaje compacte de sericit care au fost interpretate ca pinite încă de autorii anteriori (S t r e c k e i s e n 1934).

Cuarțul are extincție puternic onduloasă parchetată și este uneori fracturat și granulat pe margini.

Institutul Geologic al României

Biotitul apare în cristale tabulare groase, uneori ușor deformate de presiuni conținînd aureole pleocroice puternice. Pleocroismul, foarte accentuat, variază de la n_g = brun-roșcat la n_p = brun-gălbui. Pe alocuri, pe seama sa se formează sericitul (fapt observabil și megascopic). Alteori, biotitul este complet pseudomorfozat de pennin, care apare însoțit de regulă de minerale opace depuse după direcțiile de clivaj.

În granitele de la Cheile Petrimanului biotitul apare străbătut pe alocuri de o rețea deasă de sagenit care poate fi observat și în cuarțul înconjurător. În aceleași granite se concentrează, pe alocuri, într-o proporție destul de importantă, zirconul în cristale de ordinul a 0,01 – 0,1 mm, care în masa biotitului se înconjoară de aureole pleocroice.

În aceleași granite, în asocierea biotitului se întîlnește și puțin muscovit, format ca și sericitul pe seama biotitului. Uneori însă în asocierea biotitului se întîlnește și muscovit primar, între aceste două componente neobservîndu-se relații de înlocuire.

O caracteristică a granitelor de Albești, semnalată de altfel și de către M. Reinhard (1912) este apariția unui granat, considerat de noi de endocontact, sub forma unei aureole de reacție constituită din granule fine, în jurul lamelelor de biotit. Acest granat cenușiu-roz, extrem de fin, formează un înveliș continuu în jurul micei la contactul cu feldspații și uneori chiar la contactul cu cuarțul. Într-un stadiu mai avansat de transformare, granatul ajunge să înlocuiască aproape complet biotitul, care rămîne insular printre granulele de granat. Mici aglomerări formate din cristale de granat se observă și în plajele sericitice. Acolo unde biotitul este complet cloritizat, aceeași transformare afectează și granatul. Se pare că asemenea transformări sînt mai înaintate în părțile marginale ale corpurilor granitice.

Este interesant de reținut că în unele tipuri marginale ale granitului de la Petrimanu, alături de granatul format pe seama biotitului se întîlnește sporadic și granat „primar" sub formă de cristale ceva mai larg dezvoltate, a căror diametru poate depăși 0,06 mm.

După F. J. Turner (1949), apariția granatului pe seama mineralelor feromagneziene se datorește metamorfismului retrograd, reacția de transformare a biotitului în granat putînd fi reprezentată prin ecuația : biotit + anortit $\rightleftharpoons$ granat + diopsid + ortoză, care s-ar efectua probabil paralel cu descompunerea pertitică a feldspatului sodo-potasic. Este demn de remarcat că la secțiunile în care peliculele de reacție apar mai bine reprezentate, apare și pertitul în cantitate mai importantă.

Institutul Geologic al României

Asemenea transformări se întîlnesc la rocile granulitice sub influența unor scăderi lente de temperatură și unor descărcări simultane de presiune. Este deci probabil că punerea în loc a corpurilor granitice să se fi efectuat la o adîncime apreciabilă, iar formarea peliculelor de reacție să fi avut loc în faza post-orogenă. Punerea în loc a granitelor s-a efectuat după metamorfozarea șisturilor cristaline, deoarece se observă în granite mici enclave de micașisturi sau de corneene șistoase (valea Bughița Albeștilor). În același timp, la E de Voinești se remarcă în granite o serie de enclave ovoide, de tipul obișnuit în rocile intruzive acide. Compoziția acestor enclave este cuarțdioritică (plagioclaz + cuarț + biotit).

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

	mm	208 %	208a %	215 %
Feldspat potasic	0,7 —5	29	34	53
Feldspat plagioclaz	0,5 —2,5			
Cuarț	0,08—4	38	16	41
Biotit	0,6 —5	—	11	23
Sericit	0,01—0,4	6	8	6
Granat	0,02—0,03	3	6	2
Clorit		24	—	—

208 : valea Pravățului
208 a : valea Pravățului
215 : valea Dîmboviței

Analiza chimică a unui granit de Albești din filonul principal de pe valea Bughița Albeștilor a dat următoarele rezultate (chimist C. P o p e s c u):

	%	*Coeficienții Niggli*	
SiO_2	69,68	*si*	=339
Al_2O_3	15,27	*al*	= 44
Fe_2O_3	—	*fm*	= 31
FeO	5,78	*c*	= 5
MnO	0,05	*alk*	= 20
MgO	1,00	*k*	=0,37
CaO	0,98	*mg*	=0,23
Na_2O	2,62	*qz*	=+159
K_2O	2,40		
P_2O	0,14		
TiO_2	0,85		
H_2O^+	0,94		
H_2O^-	0,03		
	99,74		

Institutul Geologic al României

Coeficienţii Niggli situează chimismul rocii în grupul magmelor granitice. Tipul de magmă este moyitic-normal granitic, *al* fiind însă foarte ridicat şi corespunzînd mai degrabă magmelor leucogranitice.

Textura unor granite poate fi gnaisică datorită unei puternice laminări ; acest lucru se întîmplă în special la marginea apofizelor şi filoanelor. Foliaţia granitelor gnaisice este în general paralelă cu direcţia filoanelor. Se pot observa tipuri cu şistozitate din ce în ce mai pronunţată, în cazul de maximă tectonizare putîndu-se recunoaşte caracterul granitic al rocilor numai prin foiţele hexagonale de biotit care apar pe feţe şi prin granulele vinete de cuarţ în spărtură transversală.

Sub microscop se remarcă în granitele gnaisice cum biotitul este puternic sfîşiat, iar cristalele de cuarţ de dimensiuni normale sînt despărţite prin zone subţiri de cuarţ fin granulat. Cristalele de biotit capătă o orientare paralelă, grupîndu-se în şiruri, iar întreaga rocă este străbătută de benzi continui sericitice ; şirurile alternează cu benzi paralele de feldspat potasic granulat în care se observă o reţea de sericit cu tendinţa de a invada şi feldspaţii potasici.

C) FENOMENELE DE CONTACT

Corneenele produse prin metamorfismul de contact al corpurilor granitice se pot grupa în două tipuri principale, după caracterul originar al rocilor afectate : paragnaisic sau amfibolitic.

1. Corneenele micacee-granatifere provin din paragnaisele metamorfozate termic. Se întîlnesc în muntele Portăreasa, în muntele Tărîţoasa, la nord de Valea Mare ca şi pe ambele contacte ale corpului de la Cheile Petrimanului. Uneori corpul granitic care le produce nu este deschis la zi.

Cu ochiul liber, caracterul de corneeană se poate distinge doar printr-o culoare mai închisă a rocii şi prin apariţia unor porţiuni neregulate cu aspect afanitic. Şistozitatea rămîne uneori pronunţată.

Sub microscop se poate constata că transformarea mineralogică caracteristică suferită de aceste roci este apariţia aceluiaşi granat cenuşiu-roz, mărunt, grupat uneori în aglomerări cu aspecte de rozetă, a cărui prezenţă am constatat-o şi în însăşi granitele de Albeşti. Acest granat se formează fie pe seama biotitului, fie în mijlocul unor plaje care apar cenuşiu-negricioase în lumină naturală, aparent opace, dar care se dovedesc la o mărire puternică a fi constituite dintr-un agregat de solzişori extrem de fini, nedeterminabili mineralogic. Din biotit se poate elibera o cantitate de Fe care formează granule mărunte de minerale opace înşiruite pe margi-

Institutul Geologic al României

nile foițelor sau de-a lungul clivajelor acestora. În granulele de cuarț și de plagioclaz se pot observa ace fine de sillimanit, grupate în mănunchiuri paralele ori radiare. De regulă acest mineral se concentrează în jurul cristalelor de biotit, asociindu-se în acest din urmă caz cu granatul format pe seama biotitului. Plagioclazul pare a fi recristalizat în plaje largi cu incluziuni de cuarț ca picături.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

	mm	%
Cuarț	0,1 —0,7	30—50
Plagioclaz	0,1 —1,2	35—60
Biotit	0,1 —1,0	3—20
Muscovit	0,05—0,5	5—15
Granat	0,02—0,4	1— 5
Sillimanit	0,1 —0,2	0— 1

2. Corneenele amfibolice provin din amfibolite în urma metamorfismului de contact produs de granite. Ele se întîlnesc în special în partea sudică a regiunii, fiind născute prin influența filonului principal granitic asupra amfibolitului bazal; altele apar în jurul micului corp din Rîul Tîrgului de la confluența cu valea Dobriașului. După constituția lor mineralogică, putem deosebi corneene în care apare și piroxenul și corneene amfibolice cu clinozoizit.

a) Corneene amfibolice cu piroxeni s-au format doar în două puncte, la contactul filonului principal de granit de Albești cu amfibolitul bazal al seriei de Leaota, în Bughița Albeștilor și la izvorul văii Sîrbului, unde le-am găsit doar sub forma de blocuri; ele mai apar pe plaiul Măra Mare, fără legătură vizibilă cu un corp granitic.

În albia Bughiței Albeștilor, corneenele cu piroxeni formează o intercalație subțire în amfibolite; în malul drept, într-o carieră mică părăsită, pe un front de 16 m, aceleași roci nu sînt omogene, observîndu-se părți mai închise exclusiv amfibolice.

Megascopic, corneenele, cu aspect masiv, au o culoare verde închisă sticloasă, provenind din culoarea piroxenului, cu pete vișinii datorită granatului iar pe fețe prezintă reflexe argintii determinate de prezența foițelor de mică albă. Se poate astfel deduce că aceste corneene au luat naștere pe seama amfibolitelor cu muscovit.

Sub microscop, rocile prezintă o structură grano-nematoblastică, iar textura este paralelă. Piroxenul este un diopsid cu unghiul de extincție $c : n_g = 35°$; formează frecvent aglomerări de granule uneori alungite.

Institutul Geologic al României

El este uneori uralitizat, observîndu-se împrejurul său o reţea criptodiablastică constituind un ţesut fibros fin. O hornblendă verde deschis, puţin pleocroică, formează acumulări de cristale în unele porţiuni. Granatul cu conture idiomorfe, este înconjurat de o coroană de reacţie formată din hornblendă.

Mica albă incoloră cu $2V = 2-3°$ pare a fi un phengit ; pe alocuri este transformată într-un agregat fin micaceu asemănător talcului. Epidotul apare format pe seama granatului sau inclus în mică, ceea ce arată că aceasta a cristalizat ulterior.

Rutilul este întotdeauna prezent fără ca să se observe transformarea sa în titanit, deşi aceasta apare uneori. În sfîrşit menţionăm în acest corneene prezenţa distenului, observată megascopic şi confirmată microscopic.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

	mm	%
Hornblendă	0,15—1,5	30—40
Diopsid	0,1 —1,4	15—35
Granat	0,1 —2,8	25—30
Muscovit	0,2 —2,2	10—30
Cuarţ	0,08—1,0	0— 5
Epidot	0,01—0,4	0— 2
Titanit	0,02—0,2	0— 3

În corneenele piroxenice se pot observa, pe valea Bughiţa Albeştilor, fenomene de înlocuire totală a granatului prin hornblendă, epidot şi clorit, precum şi a piroxenului şi hornblendei, printr-un amfibol fin fibros cu aspect de nefrit formînd o masă criptodiablastică.

O analiză chimică a unei corneene piroxenice cu granat şi amfibol de pe valea Bughiţa Albeştilor a dat următoarele rezultate (chimistă C. Popescu):

	%		
SiO_2	48,97		
Al_2O_3	17,01	*si*	=113
Fe_2O_3	10,00	*al*	= 23
FeO	1,40	*fm*	= 45
MnO	0,14	*c*	= 23
MgO	7,01	*alk*	= 9
CaO	9,42	*k*	= 0,05
Na_2O	3,90	*mg*	= 0,5
K_2O	0,26		

Institutul Geologic al României

	%		
TiO_2	1,00	A	=32,2
P_2O_5	0,33	C	=29,3
SO_2	0,39	F	=38,4
H_2O^+	0,42		
H_2O^-	0,07		
CO_2	0,24		

Parametri Niggli pun în evidență, prin încadrarea în grupul de magme gabbroide, asemănarea pregnantă care rezultă și dintr-un simplu examen petrografic, cu rocile eclogitice. Într-adevăr, compoziția chimică este apropiată de cea a unui eclogit din Sultztal-Tirol. Parametrii ACF situează roca în triunghiul subfaciesului cu almandin — diopsid — hornblendă (caracterizat, după D. S. Korjinski, prin adîncime mare de metamorfism) din cadrul faciesului amfibolitic (fig. 1).

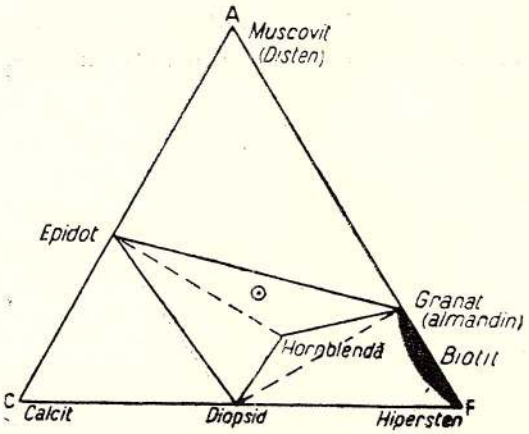


Fig. 1. Analiza chimică a unei corneene piroxenice cu granat: proecția în diagrama ACF a subfaciesului almandin—diopsid—hornblendă.
A pyroxene garndt hornfels chemical analysis: projection in the ACF diagrame of the almandine—diopside—hornblende subfacies.

b) Corneenele amfibolice cu clinozoizit apar tot în lungul filonului principal granitic, precum și la contactul granitului de la confluența Rîului Tîrgului cu valea Dobriașului. Megascopic, culoarea lor este verde ceva mai deschisă, granații nu se pot observa în general cu ochiul liber, iar textura apare mai puțin orientată. Microscopic se observă că hornblenda este puternic sfîșiată și ciuruită de alte minerale, ca albitul și clinozoizitul. Granatul și muscovitul apar rar și nu se dezvoltă larg, în schimb albitul este totdeauna prezent.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

	mm	%
Hornblendă	0,04—3	45—60
Albit	0,2 —0,8	5—20
Clinozoizit	0,02—1	5—15
Granat	0,2 —0,8	0—15
Muscovit	0,02—0,5	0— 5

Institutul Geologic al României

D) ROCILE ERUPTIVE MEZOZOICE

C a m p t o n i t e . Aceste roci, asemănătoare cu cele din zona Poiana Mărului — Şinca Nouă — Holbav sînt puţin răspîndite în bazinul superior al Dîmboviţei, atît în zona de Cumpăna-Holbav cît şi în zona de Ezer-Şerbota. Ele au fost întîlnite la obîrşia văii Draxinului, pe Pîrîul Larg, Pîrîul lui Cuza, pe valea Dîmboviţei, la gura pîrîului Lespezilor şi pe versantul sud-estic al muntelui Mezea.

Ca şi în extremitatea nord-estică a catenei Făgăraşului, ele străbat rocile-gazdă sub formă de filoane, de regulă discordante; lungimea lor fiind de cîteva zeci sau sute de metri, iar grosimea de ordinul a 5—20 m. Avînd dimensiuni reduse şi fiind intruse într-o serie de roci mezometamorfice cu un grad ridicat de metamorfism, ele nu produc fenomene de contact.

Din punct de vedere petrografic, în această regiune s-au întîlnit două tipuri de camptonite: unele cu barkevikit ± augit, altele cu biotit şi barkevikit.

Primele, mai frecvente, alcătuite din andezin cu 32—43% An asociat cu barkevikit şi minerale opace (magnetit) la care rareori se adaugă puţin augit cu dezvoltare mai mare decît a barkevikitului, se caracterizează printr-o structură panidiomorf-grăunţoasă, avînd rareori un slab caracter porfiric marcat prin apariţia unor sporadice fenocristale de feldspat plagioclaz, a căror lungime nu depăşeşte însă 2 mm. Participarea componentelor mineralogice a două tipuri reprezentative este următoarea:

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

	mm	%
Andezin	0,01 —0,8	43—52
Barkevikit	0,01 —0,4	29—38
Augit	0,005—0,1	0— 1
Minerale opace	0,005—0,07	6— 8
Clorit	0,005—0,1	4— 6
Calcit	0,1 —0,9	5— 8
Cuarţ	0,004—0,6	urme

Camptonitul cu biotit şi barkevikit întîlnit pe Pîrîul Larg, reprezintă un tip de rocă, deosebit de cele descrise anterior (V. M a n i l i c i, 1955, 1957), caracterizat prin asocierea biotitului cu barkevikit. După aspectul său exterior, roca se recunoaşte uşor prin apariţia unor

Institutul Geologic al României

fenocristale larg dezvoltate de biotit, a căror diametru atinge uneori 3—4 cm. Ea se aseamănă cu unele camptonite biotitice din sectorul Poiana Mărului-Holbav.

Aspectul microscopic este de asemenea apropiat de al camptonitelor biotitice, mineralele componente participînd în următoarele proporţii :

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

	mm	%
Feldspat	0,02 —1	51
Biotit	0,01 —17	29
Barkevikit	0,004—0,5	4
Minerale opace	0,004—0,08	9
Epidot	0,01 —0,2	3
Zoizit	0,01 —0,4	3
Clorit	0,01 —0,8	4

Caracteristic pentru această rocă este prezenţa zoizitului, cu o distribuţie spaţială neregulată care înlocuieşte feldspatul. Dezvoltarea locală a acestui mineral imprimă rocii un caracter grăunţos, impropriu pentru acest tip de rocă.

Ambele tipuri sînt afectate de procese de cloritizare şi sericitizare, primul manifestîndu-se de regulă cu intensitate mai mare. Mineralul de neoformaţie este reprezentat prin pennin înlocuind uneori parţial, alteori chiar total barkevikitul. Atît la tipul biotitic, cît şi la cel uşor piroxenic este înlocuit de regulă barkevikitul, biotitul şi augitul fiind de regulă mai bine reprezentate. În cazul unei cloritizări avansate cloritul invadează întreaga masă a rocii, înlocuind toate componentele acesteia.

Fenomenul de sericitizare este puţin avansat, sericitul apărînd sub formă de rare paiete în masa feldspaţilor. Intensitatea acestui fenomen nu este legată de aceea a cloritizării, rocile intens cloritizate avînd feldspaţii proaspeţi. Aceasta arată că cele două procese s-au realizat în perioade diferite de timp.

Marea asemănare a camptonitelor din această regiune cu cele de pe cursul superior al Rîului Doamnei (V. Manilici, 1955) inclusiv cu cele din regiunea Poiana Mărului—Şinca Nouă—Holbav (V. Manilici, 1957) ne îndreptăţesc să presupunem că ele se încadrează din punct de vedere chimic în categoria rocilor alcaline aparţinînd aceleaşi provincii petrografice. Vîrsta acestor erupţiuni, ca şi a celor din zona Poiana Mărului — Vulcan — Codlea, este liasică (V. Manilici şi P. Vîlceanu, 1962).

Institutul Geologic al României

În comparaţie cu camptonitele de la Ditrău, cele din masivul Făgăraşului au o granulaţie mai fină, feldspatul plagioclaz avînd dezvoltare mai redusă.

2. Diabaze se întîlnesc destul de frecvent în bazinul văii Dîmboviţa, însă numai sub formă de material rulat. În loc a fost găsit un singur filon pe valea Caprei. Din punct de vedere petrografic, ele se apropie de diabazele biotitice de pe valea Cernatului (V. Manilici, 1955), deosebindu-se de acestea printr-un conţinut ceva mai ridicat în biotit (11%).

E) FORMAŢIUNILE SEDIMENTARE

Jurasicul superior. În muntele Mateiaş, şisturile cristaline sînt acoperite transgresiv de un masiv de calcare de tip recifal, de vîrstă tithonică. N. Gherasi (1956) a arătat că breciile din baza calcarelor sînt de natură sedimentară şi nu tectonică, cum susţinuse N. Oncescu (1943), fiind şi fosilifere. Poziţia calcarelor este aproape orizontală. Aceleaşi calcare tithonice, avînd în bază Doggerul, acoperă Cristalinul la E de Dîmboviţa, în Piatra Craiului.

Cretacicul superior. Vraconian-Cenomanianul formează o zonă continuă în partea de sud a regiunii, mai întinsă pe creasta de la SW de Bughiţa Albeştilor şi pe crestele dintre Bughiţa Albeştilor şi Bughea, Bughea şi Bughiţa, Bughiţa şi Rîul Tîrgului şi Argeşel, Argeşel şi Dîmboviţa, precum şi în jurul localităţii Rucăr. La E de Rîul Tîrgului, Cretacicul este format din conglomerate şi gresii conglomeratice. La W de Rîul Tîrgului apar marne nisipoase cenuşii, brune-gălbui cînd sînt alterate, cu intercalaţii de gresii marnoase micacee, curbicorticale, şi de nisipuri.

În valea Vulpoiului (Bughea) au fost găsite tipare de aucelline (determinate de D. Patrulius). Microfauna, determinată de Maria Tocorjescu, este caracterizată prin *Rotalipora apenninica*, care indică Cenomanianul. În dealul Pojorîtei, gresiile prezintă impresiuni de *Palaeodictyon*.

În malul drept al Rîului Tîrgului, sub Măgura, apare o bandă subţire de conglomerate, uneori brecioase, cu elemente decimetrice de şisturi cristaline; ivirea, lungă de peste 1 km, a fost menţionată încă de către M. Reinhard (1911 a).

La N de Rucăr, pe valea Purcăreţii, în vîrful Purcăreţii şi pe Valea Zîrnei (afluenţi stîngi ai Rîuşorului), apar formaţiuni sedimentare care nu sînt figurate în publicaţiile geologice anterioare. Pe valea Purcăreţii, succesiunea mergînd în amonte, este următoarea: gresii conglomeratice

Institutul Geologic al României

cu Lamelibranchiate și Briozoare : marne grezoase cu Belemniți și Amoniți ; marne cenușii ; calcare cenușii deschise cu nodule silicioase și spărtură concoidală ; marne grezoase ; gresii conglomeratice. Grosimea întregului complex este de cca 200 m.

Cuaternarul este reprezentat prin terase, conuri de dejecție, grohotișuri, porniturі de teren și depozite glaciare.

Terasele sînt bine reprezentate în malul stîng al Rîului Tîrgului. Localitățile Lerești și Voinești sînt situate pe aceeași terasă, la o altitudine de + 20 m față de nivelul Rîului Tîrgului.

Conurile de dejecție apar de asemenea în malul stîng al Rîului Tîrgului, cu o dezvoltare destul de importantă. Grohotișuri formate din blocuri de calcar se găsesc la baza muntelui Mateiaș.

Porniturile sînt limitate la sectoarele unde apar depozite marnoase cretacice, în care ivirile lipsesc cu desăvîrșire.

Depozitele glaciare apar în căldările de sub creasta principală Ezer—Piscanul—Bătrîna—Tambura—Păpușa.

V. TECTONICA

Elementul structural principal al masivului Ezer-Păpușa este sinclinalul Căluțu orientat WSW- ENE, avînd o cădere axială pronunțată spre est. Sinclinalul este asimetric, flancul său nordic fiind mult mai înclinat sau redresat la verticală. Axul sinclinalului este ocupat de zona de Căluțu ; pe ambele flancuri urmează succesiv zona de Lerești, amfibolitul bazal și zona de Păpușa-Voinești, iar pe flancul nordic urmează și zona de Ezer și zona gnaiselor de Cumpăna. Axul sinclinalului se urmărește din piciorul Hulubei prin muntele Baratu, Piscul Calului, muntele Broasca fiind în două puncte decroșat de falii.

Spre est, datorită căderii axiale a sinclinalului, zona de Căluțu se lărgește mult și formează aproape în întregime soclul cristalin pe care se așează calcarele jurasice ale crestei Piatra-Craiului. Se constată prezența unor cute secundare orientate NE—SW. De asemenea în sectorul Voina apare o ondulație largă, însoțită de microfalii, a șisturilor.

Pretutindeni, zona de Căluțu din axul sinclinalului cu același nume este înconjurată de zona de Lerești—Tămaș. Grosimea acesteia pe flancul nordic al sinclinalului este mai redusă decît pe flancul sudic. Acest din urmă flanc este complicat, în Lalu—Pojorîta, printr-un anticlinal orientat WNW—ESE, căruia îi urmează un sinclinal orientat E—W, ambele afectînd zona de Lerești. În extremitatea sudică a Cristalinului, zona de Voinești apare pe flancul nordic al unui anticlinal, probabil scufundat, aco-

Institutul Geologic al României

perit în mare parte de formaţiunile sedimentare şi al cărui ax s-ar găsi sub depresiunea Cîmpulungului.

În extremitatea vestică a sinclinalului Căluşu zonele separate de noi ocupă periclinal suprafeţe de teren în formă de arce cu concavitatea spre est.

Spre NW de sinclinalul Căluşu, se conturează un anticlinal la izvoarele Bătrînei, orientat NE—SW, în axul căruia apare o butonieră de gnaise de Cumpăna. Acest anticlinal, urmărit spre SW, suferă o deversare spre NW în Ezerul Mic. Îi urmează spre NW un sinclinal cu aceeaşi comportare; normal din muntele Barbul pînă în Şleul Bătrînei, el se înclină spre NW în Ezerul Mare. Mai departe, pe creasta Muntelui Roşu, se întîlnesc încă un anticlinal şi un sinclinal, ambele înclinate spre NW. Descifrarea acestor cute izoclinale a fost făcută pe baza înclinărilor planelor axiale ale microcutelor („parasitic folds''). În axul anticlinoriului principal al munţilor Făgăraş, în Otic şi pe cursul superior al Dîmboviţei, pînă la cotul Peceneagului, apare zona gnaiselor de Cumpăna—Holbav.

Tectonica plicativă analizată pînă aci se referă exclusiv la formaţiile metamorfice. Tectonica mai recentă, de vîrstă cretacică, s-a reflectat în acestea pe flancul nordic al sinclinalului Căluşu, imprimîndu-i o deversare către sud începînd de la meridianul Păpuşei către est (dincolo de Plaiul lui Pătru şi Rîul Tîrgului). În lungul acestui contact anormal se urmăreşte în zona de Lereşti un sinclinal, începînd din Plaiul lui Pătru, trecînd pe la izvoarele văii Colţilor lui Andrei şi ajungînd pînă în Dîmboviţa în aval de confluenţa cu Pîrîul Larg. Superpoziţia anormală a zonei de Lereşti peste cea de Căluşu ca şi cea a zonei de Păpuşa peste cea de Lereşti, sînt rezultatul împingerii exercitate de masa gnaiselor de Cumpăna-Holbav, care începînd de la Dîmboviţa spre NE (în regiunea studiată în 1957—1959 de R. Dimitrescu), depăşesc zona de Ezer şi încalecă direct peste zona de Păpuşa şi chiar, la Holbav-Codlea, peste depozite jurasice şi cretacice. Existenţa flancului invers la nord de sinclinalul Căluşului a fost confirmată şi de microcute.

În structura plicativă a Cristalinului, descrisă mai sus, intervine o serie de dislocaţii rupturale. Un sistem de falii, orientat NE, este destul de slab dezvoltat (Măgura, valea Cuca, valea Lalu). Principalul sistem este însă cel orientat E—W, care afectează şi depozitele vracono-cenomaniene. O falie importantă din acest sistem se întîlneşte imediat la nord de Voina, iar o a doua la sud de vîrful Dobriaşu, ambele deplasînd lateral cu 2—3 km limitele zonelor separate de noi. Între Bughiţa şi Bughiţa Albeştilor se observă, în lungul aceluiaşi sistem de falii, ridicări în trepte

Institutul Geologic al României

ale Cenomanianului. Spre est de Lereşti apare, începînd din valea Cîrstei, falia Pravăţului, care se prelungeşte şi dincolo de Argeşel.

În treimea nordică a regiunii se individualizează un alt sistem de falii orientat NW—SE (muntele Barbul, Plaiul Hotarului, Plaiul Roşca, muntele Cascue, izvorul Argeşelului, muntele Măra, şeaua Măra-Clăbucet, Valea Seacă); acestea afectează, în afara diferitelor serii cristaline separate de noi, a unor structuri cum ar fi însuşi sinclinalul Căluşu şi a granitelor de la Petrimanu, chiar şi contactele anormale de pe flancul nordic al sinclinalului principal (acoperirea zonei de Căluşu de către zona Lereşti şi a acesteia de către zona de Păpuşa); vîrsta acestui sistem este deci probabil tot posterioară încălecării mesocretacice a gnaiselor de Holbav.

Elementele microtectonice au venit să confirme şi să dea preciziuni asupra tectonicii expuse mai sus, bazată pe studiul foliaţiilor. Se constată că elementele lineare (striaţii filitice, dungi de clorit, axe de microcute) se pot grupa după orientarea lor în două sisteme. Un prim sistem format în special din dungi de clorit, striaţii fine şi microcute centimetrice, este orientat WNW—ESE; un al doilea sistem, mai recent, format în special din microcute decimetrice, are orientarea NE—SW, în concordanţă cu sinclinalul Căluşu. Ambele sisteme sînt dezvoltate în toate formaţiunile descrise. În partea nordică a regiunii (Muntele Roşu) axele tuturor microcutelor din sistemul al doilea indică o afundare a structurii de 15° — — 20° spre est-nord-est.

Cu aceste două sisteme se pot corela şi axele centurilor petrostructurale ale cuarţului, publicate de unii din noi cu altă ocazie (G h e r a s i - D i m i t r e s c u, 1964). Într-un paragnais al zonei de Voineşti, de la N de Cîmpulung, axul unei astfel de centuri are orientarea N75°W/0°, aparţinînd primului sistem. Un şist cu porfiroblaste de albit al zonei de Lereşti este un $B \wedge B'$-tectonit, centura principală *ac* avînd axul B orientat EW/0° iar două centuri secundare avînd B_1 = N50°W/68°SE şi B_2 = NS/14°N. Un şist cuarţitic cu albit al zonei de Căluşu este deasemenea un $B \wedge B'$-tectonit, cu două centuri.

Într-un granit de Albeşti, centurile cuarţului au axele orientate B_1 = N43°E/12°SW; B_2 = N77° W/14° NW; B_3 = N 77° E/75°NE.

Aceleaşi caractere petrostructurale le prezintă un gnais albitic cu microclin din valea Frasinului (Dragoslavele). Diagrama statistică a 100 axe [0001] de cuarţ vădeşte o centură *ac* incompletă, avînd axul orientat aproximativ N 20°E/0° (aparţinînd deci celui de-al doilea sistem de elemente lineare, mai tînăr); două maxime foarte apropiate ale acestei

Institutul Geologic al României

centuri (unul ajungînd pînă la 8%) sînt situate între *a* şi *c*. În afară de centura principală mai apare una secundară, mai puţin conturată (fig. 2).

Pentru un şist clorit-albitic din zona de Căluşu (Rîul Tîrgului la confluenţa cu valea Căluşului) a fost studiată statistica orientării axelor optice a 100 granule de albit. Se constată că pentru fiecare ax optic, un maxim puternic se situează pe axul tectonic B orientat N 75 E/0°.

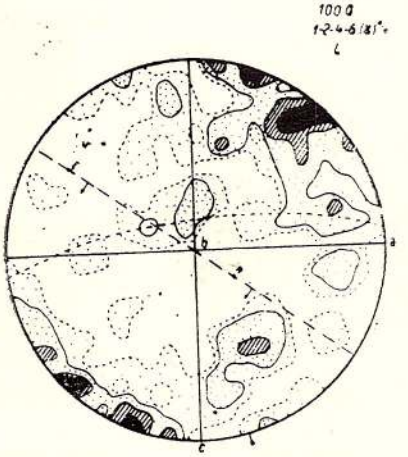


Fig. 2. Statistica orientării cuarţului într-un gnais albitic cu microclin.
Statistics quartz orientation from an albite-gneiss with microcline.
100 a. o., 0—1—2—4—6 (8) %.

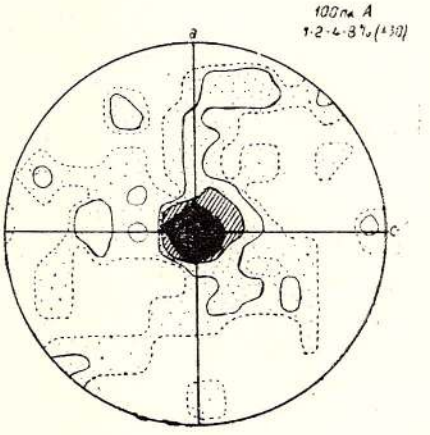


Fig. 3. Statistica orientării albitului într-un şist cloritic-albitic.
Statistics albite orientation from a chlorite-albite-schist.
100 n_γ: 0—1—2—4—6 (30) %.

Pentru $n\alpha$, maximul este de 30%, pentru $n\beta$ de 18% iar pentru $n\gamma$, de 23%. Cu alte cuvinte, în 71% din cazuri, există un ax optic orientat în direcţia axului B, iar aceste axe optice sînt aproape echivalente între ele din punct de vedere mecanic (fig. 3, 4, 5).

În stabilirea structurii regiunii, o importanţă deosebită au căpătat-o de asemenea microcutele, după cum am mai arătat, indicînd prin înclinarea planului lor axial, caracterul de flanc normal, sau invers („regula lui Pumpelly"). Cele mai frecvente microcute, de mărimi decimetrice pînă la metrice, se întîlnesc în micaşisturile şi paragnaisele zonei de Ezer-Şerbota, lucru observat de altfel şi în masivul Făgăraşului. Microcutele sînt încă relativ frecvente în paragnaisele zonei de Voineşti-Păpuşa. În schimb, în zona Lereşti-Tămaş ele se întîlnesc foarte rar, iar în zona de Căluşu putem afirma că nu apar decît cu totul excepţional.

Aceleaşi servicii le pot aduce înclinările planelor axiale ale microcutelor microscopice în secţiunile orientate din şisturile seriei de Leaota,

Institutul Geologic al României

inclusiv sensul rotirii porfiroblastelor de albit care poate fi determinat prin aşezarea sigmoidală a şirurilor de incluziuni (S_i).

Un al doilea criteriu în stabilirea sensurilor de „sus" şi „jos" în succesiunea stratelor a fost sedimentaţia ritmică. L-am putut aplica pe valea Zănoagei, în care se observă cum gradaţia de la gnaise albitice la şisturi muscovitice cu porfiroblaste de albit şi mai departe la şisturi

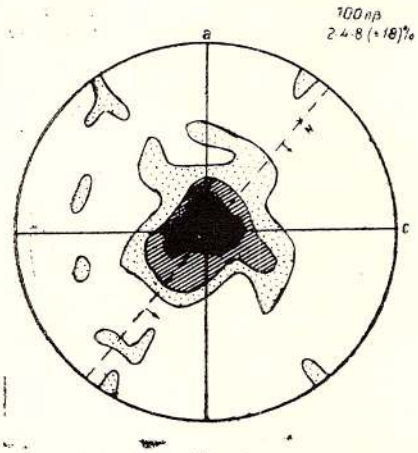


Fig. 4.

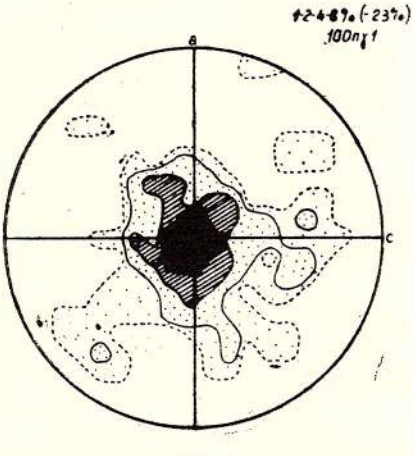


Fig. 5.

Statistica orientării albitului într-un şist cloritic-albitic.
Statistics albite orientation from a chlorite-albite-schists.
100 n_m: 0—2—4—8 (18) %. 100 n_g: 0—1—2—4—5 (23) %.

muscovitice, se repetă, iar limita tranşantă dintre gnaisele unui ritm (reprezentînd componenţa grosieră) şi şisturile muscovitice ale ritmului precedent (reprezentînd pe cea pelitică) indică o poziţie normală.

Pe Rîuşorul Rucărului, în zona de Călugu, se poate observa formarea unei foliaţii axiale, în lungul planelor axiale ale unor microcute fine descrise de stratificaţie.

Pe valea Bătrînei, gnaise albe intercalate în paragnaise micacee dau fenomene de budinaj foarte caracteristice.

* * *

Cercetările intreprinse pe o arie mai vastă, incluzînd masivul Leaota (G h e r a s i - D i m i t r e s c u, 1965) şi partea de est a masivului Făgăraş (D i m i t r e s c u, 1964) au arătat că se pot delimita două subetaje structurale, cel superior fiind format din zona de Călugu. Elementele macrostructurale ale subetajului inferior sînt orientate WNW pînă la NW—SE; în subetajul superior, aceste elemente au orientarea NE—SW

Institutul Geologic al României

pînă la ENE—WSW. Elementele lineare mezoscopice congruente cu structurile mai recente se regăsesc şi în subetajul structural inferior, după cum era normal; remarcabil este faptul că şi sistemul mai vechi de elemente lineare, conform cu axele macrostructurilor subetajului inferior, apar clare şi în microstructura zonei de Căluşu. Situaţia descrisă ne permite a presupune că zona de Căluşu—Tămăşel este polimetamorfică. Acest punct de vedere îşi găseşte confirmarea în examenul microscopic care a pus în evidenţă cloritizarea parţială a unor cristale relicte ca granatul, biotitul şi hornblenda. Se poate conchide că unei prime faze metamorfice şi tectonice în care zona de Căluşu a fost metamorfozată odată cu restul seriei de Leaota în condiţiile faciesului albit—epidot—amfibolitic, i-a succedat o a doua fază tectonică şi retrometamorfică care a imprimat aceleiaşi zone structura actuală orientată NE—SW, în condiţiile faciesului de şisturi verzi. Polimetamorfismul, ale cărui efecte se regăsesc şi în orizonturi stratigrafice inferioare, mergînd pînă în zona de Ezer—Şerbota, îşi găseşte confirmarea şi în orientarea axelor optice ale cuarţului, existînd două sisteme de axe B ale centurilor *ac*, care corespund în general sistemelor de elemente lineare mesoscopice.

VI. OBSERVAŢII GEOMORFOLOGICE

Cîteva completări se pot aduce în ceea ce priveşte influenţa litologiei şi a structurii asupra reliefului.

În litologie se remarcă, în unele puncte, îngustarea unor văi la traversarea rocilor dure, cum sînt granitele. Exemplul cel mai izbitor este formarea cheilor Rîuşorului (Lereşti), şi formarea cheilor Petrimanului de pe rîul Dîmboviţa, inclusiv a numeroaselor chei de pe afluenţii acesteia la traversarea unor granite şi a unor gnaise oculare. Valea Bughiţa Albeştilor suferă o îngustare apreciabilă chiar înaintea vărsării ei în valea Bughea, la traversarea granitului de Albeşti. Chiar pe Rîul Tîrgului se observă o uşoară gîtuire în dreptul Colţilor lui Purice, formaţi din gnaise oculare.

Pe de altă parte, anumite înălţimi pe crestele principale ale regiunii corespund unor complexe litologice bine delimitate. Astfel, pe creasta Ezerul Mic—Zănoaga, pachetul format din paragnaisele cuarţitice şi gnaisele oculare şi ocelare ale zonei Păpuşa, se delimitează net în vîrfurile Cernatul şi Portăreasa, mărginite, pe de o parte şi de alta, de şei bine marcate, atît faţă de micaşisturile cu granaţi din culcuş cît şi de şisturile cu porfiroblaste de albit din acoperiş. Ridicarea muntelui Strîmtu este circumscrisă la aria de răspîndire a gnaiselor albitice. Măgura care domină

Institutul Geologic al României

Cîmpulungul corespunde rocilor zonei de Voinești, în contrast cu zona depresionară de la nord amplasată pe rocile zonei de Lerești și pe Cenomanian.

Șeaua profundă a Oticului care desparte vîrful cu același nume de vîrful Ezerul Mare, corespunde cu mare precizie limitei sudice a zonei gnaiselor de Cumpăna, care se regăsește în șeaua Colților lui Andrei. În mare, aceste gnaise ocupă axul anticlinalului Mezea-Otic, flancat de înălțimile Brătilei spre nord și Ezerului spre sud, ambele reprezentate prin micașisturi cu granați.

Spintecătura Păpușii este amplasată exact pe contactul anormal al zonei de Ezer cu zona de Păpușa. De asemenea, șeaua Dobriașului corespunde unei falii. Schimbarea de pantă de la sud de muntele Găinațul corespunde contactului anormal al zonei de Lerești cu cea de Călușu.

Caracterul de vale longitudinală se poate atribui Rîușorului (Lerești) pe aproape toată întinderea sa, cu excepția sectorului cheilor ; de asemenea, același caracter îl are și o porțiune redusă din Rîul Tîrgului, cuprinsă între valea Cuca și Valea Bătrîna. Spre nord se observă că Dîmbovița are un curs longitudinal în lungul zonei gnaiselor de Cumpăna, adoptînd de la ieșirea din această zonă (Peceneagu) un curs transversal.

Sinclinalul principal al zonei de Călușu se face remarcat în relief prin șeile culmilor secundare Huluba și Baratu și prin zona coborîtă cuprinsă între munții Dobriașu și Găinațul.

Platforma Borăscu este evidentă în culmea Bătrîna-Tambura.

Un alt element geomorfologic deosebit de semnificativ în regiunea cercetată îl constituie formarea circurilor glaciare. Parcurgînd dinspre aval spre amonte toate văile principale ce coboară dinspre creasta Ezer-Bătrîna-Păpușa, se observă clar cum în jurul cotei 1800—1900 m se înregistrează o schimbare a profilului văii din formă de V în formă de U, deasupra acestei cote dezvoltîndu-se așa numitele „căldări" cum sînt cele de la obîrșia văilor : Dracsinului, Hotarului, Barbului, Colții lui Andrei, Boarcășului, Rîușorului, Ezerului, Piscanului, Bătrînei, Tamburei și Cascue.

După Gh. Nimigean, majoritatea acestora sînt circuri compuse din 2—4 circuri simple, și numai cele de la Bătrîna și Cascue sînt circuri simple, cuprinzînd o singură căldare glaciară. Morenele ghețarilor de pe masivul Ezer-Păpușa se urmăresc pînă la cota 1750—1650 m.

Primit : mai 1965.

Institutul Geologic al României

N. GHERASI, V. MANILICI și R. DIMITRESCU

HARTA GEOLOGICĂ A MASIVULUI EZER-PĂPUȘA

0 0,5 1 Km.

LEGENDA

- 1 Aluviuni
- 2 Conuri de dejecție
- 3 Depozite glaciale
- 4 Terase
- CUATERNAR
- 5 Terțiar
- 6 Cretacic superior
- 7 Jurasic mediu și superior
- 8 c: Camptonite ; d: Diabaze
- 9 Granite de Albești

SERIA DE LEAOTA

- Zona de Călugu-Tămășel
  - 10 Șisturi grafitoase
  - 11 Șisturi amfibolice
  - 12 Șisturi clorito-sericitice cu albit; șisturi clorito-amfibolice cu albit
  - 13 Conglomerate metamorfozate
- Zona de Leresti-Tamaș
  - 14 Gnaise albitice
  - 15 Ankerite, calcare cristaline
  - 16 Amfibolite
  - 17 Șisturi muscovit-cloritice cu porfiroblaste de albit
- Amfibolitul bazal
  - 18 Amfibolite cu epidot, șisturi muscovitice cu hornblendă

SERIA DE CUMPĂNA

- Zona de Voinești-Păpușa
  - 19 Gnaise oculare și oclare, gnaise leucocrate cu microclin
  - 20 Amfibolite
  - 21 Paragnaise cu două mice ± clorit, paragnaise cu nodule de oligoclaz
- Zona de Ezer-Șerbota
  - 22 Amfibolite
  - 23 Micașisturi și paragnaise cu două mice ± granat
- Zona gnaiselor de Cumpăna-Holbav
  - 24 Paragnaise micacee ± granat
  - 25 Gnaise rubanate ± oculare

- 26 Poziția foliației
- 27 Element linear
- 28 Falie
- 29 Linie de încălecare
- 30 Anticlinal a = normal, b = culcat
- 31 Sinclinal a = normal, b = culcat

HARTA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA CU LOCALIZAREA PERIMETRULUI

ANUARUL COMITETULUI DE STAT AL GEOLOGIE vol. XXXV

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Becke F. (1908) Über Myrmekit *T.M.P.M.* Bd. XXVII.

Dessila-Codarcea Marcela (1961) Contribuțiuni la stratonomia și tectonica șisturilor cristaline ale Carpaților meridionali centrali la W de Olt. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.* VI/3. București.

Dessila-Codarcea Marcela (1962 a) Contribuții la cunoașterea structurii formațiunilor metamorfice din regiunea Brezoi-Călinești-Robești. *Comunic. Acad. R.P.R.* VII/5. București.

Dessila-Codarcea Marcela (1962 b) Încercare de reconstituire paleogeografică și orogenică a Carpaților meridionali centrali. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.* VII/3—4. București.

Dessila-Codarcea Marcela, Semenenko N. D., Demidenko S. G., Zeidis B. B. (1963) Interpretarea geologică a datelor privind vîrsta absolută a formațiunilor cristalofiliene din Carpații meridionali centrali. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.* VIII/4. București.

Dessila-Codarcea Marcela, Naumova S. N., Iliescu, Violeta (1964) Resturi de plante din complexul de șisturi cristaline din Carpații meridionali centrali. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Seria Geol.*, IX/1. București.

Dessila-Codarcea Marcela (1964) Considerații asupra stratigrafiei, genezei și structurii formațiunilor cristalofiliene din Carpații meridionali centrali (reg. Rășinari-Cisnădioara-Sadu). *An. Com. Geol.* XXXIV/1. București.

Dimitrescu R. (1962) Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș. *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959—1960). București.

Dimitrescu R. (1963) Structura părții centrale a munților Făgărașului. *Asoc. Geol. Carp. Balc., Cong. V-1961, Com. Științ.* II. București.

Dimitrescu R. (1964) Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș. *An. Com. Geol.* XXXIII. București.

Filatova L. I. (1961 a) Gnaisele porfiroblastice din Ulutau (Kazahstanul central) *Vestnik Mosk. Univ., Ser. Geol.*, nr. 2/1961. Moscova.

Filatova, L. I. (1961 b) Precambrianul din Ulutau (autoreferat al dizertației). Moscova.

Foetterle Fr. (1870) Über die Gegend zwischen Bukarest und der siebenbürgischen Grenze. *Verh. d. k.k. geol. R.A.* Wien.

Gheocalescu C. (1917) Comunicare preliminară asupra regiunii sudice a șisturilor cristaline dintre rîurile Bratia și Dîmbovița. *D. S. Inst. Geol. Rom.* VII (1915—1916). București.

Gherasi N. (1956) Cercetări geologice în partea occidentală a masivului cristalin al Leaotei. *D. S. Com. Geol.* XL (1952—1953). București.

Institutul Geologic al României

Gherasi N., Dimitrescu R. (1963) Structure de l'extrémité orientale des Carpates méridionales. *Assoc. géol. Carp. Balk., VI-e Congrès (1963) Com. Scient.* (résumés) Varsovie.

Gherasi N., Dimitrescu R. (1964) Structura geologică a masivului Ezer-Păpuşa (bazinul Rîul Tîrgului) *D. S. Com. Geol.* XLIX/1 (1961—1962). Bucureşti.

Ghika-Budesti Şt. (1940) Les Carpates méridionales centrales. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. Bucureşti.

Jung S., Roques M. (1952) Introduction a l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bul. Serv. Carte géol. Fr.* 50, nr. 235. Paris.

Manilici V. (1955) Cercetări petrografice şi geologice în reg. Rîul Doamnei-Rîul Cernat. *D.S. Com. Geol.* XXXIX (1951—1952). Bucureşti.

Manilici V. (1957) Studiul petrografic al rocilor eruptive mezozoice din regiunea Poiana Mărului-Şinca Nouă-Holbav. *An. Com. Geol.* XXIX. Bucureşti.

Manilici V., Vîlceanu P. (1962) Contribuţii la studiul rocilor efuzive din Bazinul Codlea. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.*, VII, 3—4. Bucureşti.

Oncescu N. (1943) La région de Piatra Craiului-Bucegi. Étude géologique. *An. Inst. Geol. Rom.* XXII. Bucureşti.

Popovici-Hateg V. (1898) Étude géologique des environs de Cimpulung et de Sinaïa. Paris.

Primics G. (1885) Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und der benachbarten rumänischen Gebirges. *Mitt. Jahrb. k. ung. geol. Anst.* VI. Budapest.

Reinhard M. (1911 a) Cercetări în partea orientală a Munţilor Făgăraşului. *An. Inst. Geol. Rom.* IV. Bucureşti.

Reinhard M. (1911 b) Cercetări în regiunile şisturilor cristaline ale Carpaţilor meridionali şi occidentali. *An. Inst. Geol. Rom.* IV. Bucureşti.

Reinhard M. (1912). Die granitisch-körnigen Gesteine der Transylvanischen Decke (Süd-und Ostkarpathen). *An. Inst. Geol. Rom.* V. Bucureşti.

Schmidt O. (1930 a) Cercetări geologice în ramificaţiile nord-estice ale munţilor Făgăraşului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XV, (1926—1927). Bucureşti.

Schmidt O. (1930 b) Scurtă expunere a rezultatelor cercetărilor geologice făcute în şisturile cristaline ale Carpaţilor meridionali . *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVII (1928—1929). Bucureşti.

Sederholm J. J. (1916) On synantetic minerals. *Bull. comm. géol. Finlande.* 48.

Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*. XVI. Bucureşti.

Termier H., Termier G. (1956) L'évolution de la lithosphère. I, Pétrogenèse. Paris.

Turner F. S. (1949) Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. Washington.

Turner F., Verhoogen S. (1960) Igneous and metamorphic petrology (ed. II-a). New York.

Institutul Geologic al României

THE GEOLOGICAL AND PETROGRAPHICAL STUDY OF THE EZER-PĂPUȘA MASSIF

BY

N. GHERASI, V. MANILICI, R. DIMITRESCU

(Summary)

The geological study of the Ezer-Păpușa massif has been started in 1939 by the senior author of this paper. Afterwards it was continued intermittently and in co-operation with the other authors up to 1964. As a result, the territory mapped on the scale of 1 : 20,000 represents the whole massif Ezer-Păpușa excepting its western slope towards the Rîul Doamnei basin. The altitudes of this region embrace heights between 2473 m (Ezer Peak) and 600 m (Cîmpulung depression).

Historical Data. The first petrographical data on the region are to be found with Reinhard (1911 a, 1911 b). This author mentions that the most frequent rocks are : sericite schists with albite porphyroblasts interbedded with mica-schists, sericite or chlorite-quartzitic schists, amphibolites, white gneisses, Cozia gneisses ; aplitic rocks, mica schists with garnet and Albești-granites can also be observed.

Shortly later, Gheocalescu (1917) mapped the southern part of the region studied by us. He established the following division of the crystalline schists from North to South (all the crystalline schists having northern dips) : 1) quartz-bearing sericite-chlorite schists ; 2) vein-rocks (perhaps microgranites) ; 3) muscovite-chlorite-schists ; 4) Albești-granites, sometimes associated with granitic gneisses ; 5) amphibolites ; 6) mica-schists ; 7) amphibolites ; 8) more intensively metamorphosed mica schists ; 9) white gneisses.

Institutul Geologic al României

GEOLOGY AND PETROGRAPHY OF THE REGION

The Ezer-Păpușa region studied by us is, in its greatest part, made up of crystalline schists, cut by some old granitic bodies of small proportions and sporadically by camptonite and diabase veins of Mesozoic age. The crystalline formations are covered by sedimentary deposits, beginning with the Jurassic.

A) THE CRYSTALLINE SCHISTS

The division of the crystalline schists both on a lithological basis and according to the degree of metamorphism, could be realized by the separation of homogeneous and continuous zones with typical reference horizons. Taking into account the relatively simple structure of the region, and the fact that the series presents a normal succession with regard to the degree of metamorphism, the principle of superposition could be applied to the crystalline schists. As a result of our studies we could distinguish stratigraphically the following series and zones in the Ezer-Păpușa massif.

1. Cumpăna series: *a*) Cumpăna-Holbav zone; *b*) Ezer-Șerbota zone; *c*) Voinești-Păpușa zone.

2. Leaota series: *a*) Basal amphibolite; *b*) Lerești-Tămaș zone; *c*) Călușu-Tămășel zone.

It is ascertained that, on the whole, the stratigraphic succession studied throughout the region by means of characteristic levels and of sharp formation boundaries is connected with the vertical decrease of the metamorphism degree. This is made evident both by a succession of associations of index minerals such as garnet-biotite-chlorite, hornblende-actinolite, oligoclase-albite, and by the degree of development of the minerals.

1. *Cumpăna Series.* In the Cumpăna Series are gathered all the complexes of rocks having distinct mesometamorphic characteristics. These rocks belong without exception to the amphibolite-almandine facies.

a) The Cumpăna-Holbav gneiss zone constitutes the basement of the whole body of crystalline schists both in the adjoining massif of Făgăraș and in the Ezer-Păpușa massif. As everywhere, in the region studied by us, it appears along the axis of two anticlinal zones. The first zone is the widest one and represents the North-West extremity of the Ezer-Păpușa massif, northwards of the line which unites the Otic saddle with the Dîmbovița bend. The second zone is smaller and constitutes the core of an anticline at the springs of the Bătrîna valley.

Institutul Geologic al României

The typical rocks of the Cumpăna-Holbav zone are the banded lit-par-lit gneisses corresponding to anatexites of J u n g and R o q u e s and are characterized by a frequent ocular growth of the microcline. Nearby them, micaceous paragneisses and micaschists, sometimes garnet-bearing, appear.

b) E z e r - Ş e r b o t a z o n e. Close to the southern part of the principal field of apparition of the Cumpăna-Holbav gneisses and covering them, the mica-schists of the Ezer zone follow. This is a very small zone (under 1 km). It is situated along the Dîmbovița, immediately downstream the Peceneagu bend. It becomes gradually larger towards the SW, making up the principal crest of the massif westward of the Păpușa rift. In this region the stratigraphical thickness of the Ezer zone does not surpass 750 m. The upper limit of this zone generally corresponds to the well developed almandine-garnet isograde. It is made up of mica schists and in a lesser degree, of paragneisses with garnet, and of amphibolites; very rarely graphite-schists and quartzites are to be found.

On the whole, the rocks of this zone resulted from the metamorphism of a sedimentogene complex of argillaceous rocks, rarely interbedded with marls and sandstones.

c) V o i n e ș t i — P ă p u ș a z o n e. The garnetiferous mica-schists and the biotite-paragneisses of the Ezer zone are overlain by a complex of rocks which, from many points of view, represents a transition from the Cumpăna series to the Leaota series. This is the Voinești-Păpușa zone. Generally, its upper limit corresponds to the biotite isograde. This zone is crossed by the Dîmbovița valley between the Peceneagu bend and the Petriman gorges. Towards the SW it forms the Păpușa Mountain, reaching afterwards the springs of Brătioara by the Văcarea Mountain. Covered by Cretaceous and Tertiary formations, it reappears immediately northwards of Cîmpulung. The Voinești-Păpușa zone has an average thickness of about 2500 m. It is made up of paragneisses with two micas, sometimes with tourmaline, of paragneisses with oligoclase nodules, frequently chlorite-bearing and, in a smaller proportion, of garnetiferous mica-schists, amphibolites and quartzitic schists. Augengneisses of Cozia type appear in the upper part of this zone. Sometimes they are interbedded with lenticular gneisses and with leucocratic gneisses with microcline.

2. *Leaota series.* The Leaota series contains all the complexes of rocks of the greenschist facies characterized by the high frequency of the albite.

a) T h e b a s a l a m p h i b o l i t e. It represents an excellent characteristic level, clearly delimiting the Voinești-Păpușa zone

Institutul Geologic al României

from the covering Lereşti-Tămaş zone. It stretches along tens of kilometers starting from the Găinaţ mountain and reaching Bratia, upstream of Cîndeşti, through the Portăreasa Saddle. Southwards of this village the amphibolite is covered by the Cretaceous and the Tertiary formations of the Cîmpulung depression reappearing northwards of this town. Covered again by Mesozoic sediments in the Mateiaş Mountain, it reappears in the Pravăţ valley, reaches Dragoslavele and continues eastwards with the same stratigraphical position in the Leaota massif.

The complex of the basal amphibolite is formed by one or two beds of epidote-amphibolites associated with muscovite-hornblende schists. The complex is interbedded with small marble lenses at Voineşti in two points. Its thickness is of 10—50 m.

b) The Lereşti-Tămaş zone. It overlies the basal amphibolite. Along the Dîmboviţa it lies between the Petrimanu gorges and the junction of the river with the Tămaşu valley. Towards the SW it continues in the Măra, Găinaţ, Văcarea, Boldul, Lalul, Pietrosul and Strîmtu Mountains, reaching again the Dîmboviţa between Rucăr and Dragoslavele. From this village it continues eastwards in the Leaota massif. The thickness of the Lereşti zone is of about 3.000 m.

The muscovite-chlorite-schists with albite porphyroblasts are the most typical rocks of this zone. They have the widest spread and present uniform petrographic characteristics. Among them there are intercalations of chlorite-epidote-schists with albite-porphyroblasts, green chlorite-albite schists containing sometimes magnetite, albite-gneisses with muscovite, graphite schists, amphibolites and carbonatic rocks (dolomite, ankerites). A special variety is represented by several massive amphibolite veins, probably derived from metamorphosed basic rocks.

In the mineralogical composition of the muscovite-chlorite schists with albite porphyroblasts, the muscovite crystallized in large flakes is predominant as compared with the chlorite (clinochlore). Fresh or partially chloritized garnet is to be found both in the groundmass and as inclusions in the albite-porphyroblasts. Usually it has a microscopic size but in some places it can reach the size of several millimetres presenting a helicitic structure.

The albite-porphyroblasts may vary from submillimetre sizes to sizes of about one centimetre. It can be observed a very frequent *Si* represented by parallel inclusions of quartz and mica, differently directed from the *Se* of the ground mass. They join by short fragments of curve or sometimes they meet in an angle up to 90. This fact shows that during

Institutul Geologic al României

their last period of growth, a rotation of the porphyroblasts took place. They underwent a partially syntectonic crystallization.

In order to explain the genesis of the albite-chlorite rocks of the Lereşti-Tămaş zone we took into account both the hypothesis of a sodium metasomatism with the contribution of a certain quantity of Na from outside and the possibility of an „*in situ*" recrystallization of an adequate primary material, in which case the albite-porphyroblasts would result from a process of metamorphic differentiation. The chemical analysis (Gherasi and Dimitrescu, 1965) proves that the content of Na is small (1,7—2%Na_2O) reaching almost the same value as in graywackes and in spilitic tuffs. This permits us to draw the conclusion that a contribution of Na from the outside is not necessary.

In the quartz-feldspar mass of the albite-gneisses which can be found in several points of the region, the presence of a certain amount of microcline can be observed. The texture of the rocks has blastodetritical characters. The material is supposed to have an arkose origin.

Metamorphosed conglomerates were found in only one point, in the Căpitanul Mountain at the limit with the Căluşu-Tămăşel zone. They contain as pebbles albite-gneisses. The schistose matrix is made up of chlorite and porphyroblastic albite. It could be either a regression conglomerate or a basal conglomerate of the Căluşu transgression.

The Lereşti-Tămaş zone corresponds to the metamorphic albite-epidote amphibolite facies, or according to the new classification of Turner and Verhoogen (1960) it takes part in the quartz-albite-epidote-almandine subfacies of the greenschist facies.

c) Căluşu—Tămăşel zone. This zone is situated in the middle part of the mapped region, occupying the axis of its main syncline. It begins in „Plaiul lui Nan" and develops gradually towards the East along the Rîul Tîrgului, Argeşel, Rîuşorul and Dîmboviţa. The stratigraphic thickness of the Căluşu-Tămăşel zone exceeds 5000 m. It is constituted by the following principal varieties of rocks : chlorite-sericite schists with albite, chlorite-epidote-schists with albite and amphibole-zoisite-epidote-schists. The characteristics of these rocks show a basic tuffaceous origin and the presence of various quantities of sedimentogene material. The crystallization degree (the development of the constituent minerals) is much more reduced than for the corresponding rocks of the Lereşti-Tămaş zone. Albite-schists with muscovite, graphite schists and metadiabasic amphibole-schists can be found sporadically. The metamor-

Institutul Geologic al României

phism which affected the rocks of the Căluşu - Tămăşel zone generally corresponds to the muscovite-chlorite subfacies of the greenschist facies.

B) OLD ERUPTIVE ROCKS

The Albeşti granites form a series of bodies which are much more frequent in the western part of the region. They generally present themselves as veins, either concordant or discordant with the foliation of the crystalline schists.

The longest one is a sill of 7 km between Bughea and Valea Mare. The granitic bodies cut the Cumpăna series and partly the Leaota series (the basal amphibolite and the Lereşti-Tămaş zone). Megascopically we could distinguish two types of granites according to the colour of the potassic feldspar : pink granites and white-greyish ones, the latter being more frequent. According to their structure two varieties can be distinguished : massive granites and gneissic granites. The primary constituents are : perthitic microcline, plagioclase, quartz and biotite. The latter can change into sericite and pennine. Sometimes a thin frame of extremely fine grey-pink garnet can be observed. Characteristic of Albeşti granites are compact aggregates of fine sericite which were already considered as pinite by previous authors. N i g g l i values were calculated on the basis of a chemical analysis. They are characteristic of a moyitic-normal granitic type of magma. The content of Al is very high corresponding rather to leucogranitic magmas.

C) CONTACT PHENOMENA

The hornfelses produced by the contact metamorphism of granitic bodies may be classified into two principal types according to the origin of the affected rocks, which may be either paragneisses or amphibolites.

1. *Micaceous-garnetiferous hornfelses*. They originate in thermically metamorphosed paragneisses. The garnet is represented by the fine grey-pink variety grouped sometimes in a rosette whose presence can be observed in the Albeşti granites. Fine needles of sillimanite are observed in quartz and plagioclase granules.

2. *Amphibolic hornfelses*. They originate in amphibolites. According to their mineralogical composition we can distinguish hornfelses with pyroxene and amphibole hornfelses with clinozoizite.

a) Amphibolic hornfelses with pyroxene can be found sporadically at the contacts of the granite with the basal amphibolite. They are made

Institutul Geologic al României

up of green hornblende, diopside, garnet and muscovite. These rocks may have sometimes an eclogitic aspect. The chemical analysis situates them in the ACF triangle of the almandine-diopside-hornblende subfacies within the amphibolite facies (fig. 1). They have a similar chemical composition with the gabbroidic magmas.

b) The other amphibolic hornfelses are made up of hornblende, albite and clinozoizite.

D) MESOZOIC ERUPTIVE ROCKS

These rocks are represented by camptonites and diabases similar to those of the Poiana Mărului-Holbav zone (Manilici, 1957) and to those of Rîul-Doamnei-Rîul Cernat (Manilici, 1955). Like the above mentioned rocks, they form veins with a thickness of about 5—50 m. The camptonites contain barkevikite associated with augite or with biotite. The diabases are characterized by the presence of a certain proportion of biotite.

E) SEDIMENTARY FORMATIONS

The sedimentary formations which cover the crystalline schists and the associated eruptive rocks are represented by formations of upper Jurassic, upper Cretaceous and Quaternary age (terrasses, alluvial fans, landslides and deposits).

TECTONICS

The principal structural element of the Ezer-Păpușa massif is the Căluțu syncline directed WSW—ENE. It has an axial plunge towards the East. The syncline is asymmetrical. Its northern flank is much more inclined or even vertical. The syncline core is made up of the Căluțu zone, followed successively on the two flanks by the Lerești zone, the basal amphibolite and the Păpușa-Voinești zone. On the northern flank, these zones are followed by the Ezer zone and the Cumpăna gneiss zone. Towards East, due to the axial plunge of the syncline, the Căluțu zone widens very much forming almost entirely the crystalline basement on which the Jurassic limestones of the Piatra Craiului crest are lying. The Căluțu zone is everywhere flanked by the Lerești-Tămaș zone. The thickness of the Lerești-Tămaș zone is smaller on the northern flank than on the southern one. The southern flank presents a special structure due to the presence of an anticline directed WNW—ESE, followed by a syncline directed E—W, both of them affecting the Lerești zone. At the southern extremity of the Crystalline, the Voinești zone appears on the northern flank of an

Institutul Geologic al României

anticline whose axis is sunk under the Cîmpulung depression. Northwards of the Călușu syncline, a series of folds partially inclined towards the NW follow. The gneiss zone of Cumpăna-Holbav appears along the principal anticlinorium of the Făgăraș-Ezer Mountains. As far we refered to the folding tectonics concerning exclusively metamorphic formations. A younger tectonics which has a Cretaceous age took place on the northern flank of the Călușu syncline, causing a southern overturning of the flank eastwards of Plaiul lui Nan and the Rîul Tîrgului. The abnormal superposition of the Lerești zone over the Călușu zone and the superposition of the Păpușa zone over the Lerești one are the result of the pressure exerted by the gneiss mass of the Cumpăna-Holbav zone, which northeast of the Dîmbovița overpasses the Ezer zone and is overthrust directly on the Păpușa zone, and even, at Holbav-Codlea, over Jurassic and Cretaceous deposits. The existence of the inverse flank northwards of the Călușu syncline was confirmed by microfolds. In the above described folded structure of the Crystaline, a series of rift dislocations are to be found. A system of faults directed SE is less developed. The main system is directed EW. It also affects the Cretaceous formations. The microtectonic elements led to precisions regardind the above described tectonics which was exclusively established by means of the foliations. It was observed that the linear elements (phyllitic striations, chloritic stripes and microfolds axis) may be groupped, according to their direction, into two systems. The first system is made up especially of chloritic stripess fine striations and microfolds of a centimetre size. It is directed WNW—ESE. A second system, more recent, is made up especially of decimetre microfolds and is directed NE-SW. Both systems are developed in all the described formations. The axes of the petrofabric belts of the quartz (Gherasi-Dimitrescu, 1963—1964) may be correlated to these systems.

EXPLANATIONS OF THE MAP

Geological map of the Ezer - Păpușa massif.

1. Alluvium; 2. Talus cone; 3. glacial deposits; 4. Terraces; 5. Tertiary; 6. Upper Cretaceous; 7. Middle and Upper Jurassic; 8. Camptonites diabases; 9. Albești granites; 10. graphitic schists; 11. amphibole-schists; 12. chlorite-sericite-albite schists, chlorite-amphibole-albite schists; 13. Metamorphic conglomerates; 14. Albite gneisses; 15. Ankerite, crystalline limestones; 16. Amphibolites; 17. Muscovitte-chlorite schists with albite porphyroblasts; 18. epidote amphibolites; 19. augen gneisses, leucocratic gneisses; 20. amphibolites; 21. paragneisses with two micas ± augen, chlorite, paragneisses with oligiocase; 22. amphibolites; 23. micaschists, paragneisses with two micas ± garnet; 24. micaceous paragneisses ± garnet; 25. banded gneisses ± augen gneisses; 26. foliation; 27. linear elements; 28. fault; 29. thrust line; 30. anticline: a. normal; b. overturned; 31. syncline: a. normal; b. overturned.

Institutul Geologic al României

PROBLEMA ORIZONTĂRII ȘI RĂSPÎNDIRII RIFEANULUI ÎN ROMÂNIA[1])

DE

MARCELA DESSILA-CODARCEA

Abstract

The Problem of the Determination of Horizon Position and of the Rifean Spreading in Romania. The synthesis of the obtained data up to now from the researches carried out in the crystalline massifs in Romania gives the possibility of dividing crystalline schists into two large groups. The upper group formations are laying transgressively on the lower one and represent an old basement folded and formerly consolidated. On the base of the microfloristie content, the upper group was assigned to the Rifean. This denomination has been used in a large meaning corresponding to the Upper Proterozoic. The Rifean group was subdivided in three systems separated by unconformities. These systems are formed by series characterized by a specific lithology, reflecting the sedimentation conditions and the volcanic activity during the respective age.

TABLA DE MATERII

	Pag.
Problema limitei inferioare a grupului rifean	107
Fundamentul prerifean	109
Grupul rifean	110
Rifeanul inferior	112
Seria ofiolitică	113
Seria sedimentogenă calcaroasă	115
Seria sedimentogenă psamo-pelitică	123
Rifeanul mediu	126
Seria sedimentogenă vulcanogenă bazică-acidă	127
Rifeanul superior	139
Considerațiuni asupra evoluției geologice a terenurilor rifeene din Carpați	143
Bibliografia	152

[1]) Comunicare în ședința din 29 aprilie 1964.

Institutul Geologic al României

Cercetările geologice complexe efectuate în ultimii ani în diferitele masive cristaline au adus o serie de date, care deschid perspective noi descifrării evoluției geologice a celor mai vechi zone din Carpații românești. Aplicarea metodelor stratigrafice în studiul formațiunilor cristalofiliene a permis să se stabilească succesiunea pachetelor de șisturi cristaline în diferite sectoare ale arcului carpatic. Utilizarea metodei microtectonice a adus date prețioase în descifrarea structurilor. Studiile petrografice amănunțite au condus la precizări asupra naturii materialului premetamorfic și asupra intensității și sensului proceselor de metamorfism general, care au afectat acest material, transformîndu-l în diferite tipuri de șisturi cristaline.

Ideia transgresivității formațiunilor epimetamorfice pe un fundament mai vechi mezometamorfic s-a impus din ce în ce mai mult. Prezența unor procese de diaftoreză cu extindere regională puse în evidență de O. Schmidt încă din anul 1930 în masivul Făgăraș, a fost demonstrată și în alte masive cristaline, decurgînd în mod logic în urma admiterii transgresivității formațiunilor mai noi, metamorfozate în timpul unor faze de cutare și metamorfism mai recente. Adaptarea formațiunilor cristalofiliene intens metamorfozate la condiții de metamorfism de grad mai scăzut, a produs apariția unor zone diaftorizate. Din această cauză delimitarea complexelor transgresive față de complexele fundamentului, este uneori extrem de dificilă, neputîndu-se rezolva decît prin studii microscopice sistematice. Separarea complexelor de șisturi cristaline, caracteristice din punct de vedere litologic și metamorfic și stabilirea succesiunii lor a permis, în regiunile studiate mai amănunțit, să se pună în evidență discordanțe stratigrafice, uneori și metamorfice, între diferitele complexe ale seriilor epimetamorfice.

Analiza palinologică a fost de asemenea aplicată în studiul șisturilor cristaline. Rezultatele obținute au deschis perspective noi cercetărilor stratigrafice care se efectuează în zonele constituite din șisturi cristaline, afectate într-o măsură mai redusă de fenomenele de metamorfism. În acest mod unele complexe de șisturi cristaline au putut fi datate mai precis pe baze paleontologice. Prezența ultramicrosporilor în complexul calcaros al seriei de Sibișel a dat posibilitatea să se precizeze prezența Rifeanului în Carpații meridionali centrali. Algele din grupul *Riffenites* Naum. descoperite și determinate în calcarele blastodetritice de pe valea Sadului (Carpații meridionali centrali), au permis de asemenea datarea acestei formațiuni (Sofia Nicolaevna Naumova, Marcela Dessila-Codarcea, Violeta Iliescu, 1962). Rezultatele pozi-

Institutul Geologic al României

tive mai recente, obținute prin analiza palinologică în Carpații orientali, confirmă extinderea formațiunilor rifeene și în această unitate carpatică, nu numai în limitele de dezvoltare ale seriilor epimetamorfice, dar și în partea superioară din punct de vedere stratigrafic a formațiunilor mezometamorfice. În acest mod am ajuns la concluzia că în Carpații românești formațiunile de vîrstă rifeană au o largă dezvoltare.

Sistematizarea datelor obținute prin determinări de vîrstă absolută făcute pe roci din diferite provincii precambriene ale globului, arată că Rifeanul reprezintă un interval de o durată mai mare de 1 miliard de ani și că acest interval poate fi împărțit în trei perioade, caracterizate prin lacune foarte mari în sedimentare și prin cicluri intruzive. În timpul acestor perioade s-au acumulat depozite cu grosimi enorme, uneori reduse prin denudație (A. P. Vinogradov, A. I. Tugarinov, 1962).

Sintetizarea datelor obținute în urma cercetărilor geologice efectuate în ultimii ani la noi în țară ne determină de asemenea să preconizăm divizarea Rifeanului[1]) în trei perioade, în parte subdivizibile în epoci. Pentru subdivizarea Rifeanului din România am ținut seamă în primul rînd de succesiunile stratigrafice ale complexelor de șisturi cristaline, puse în evidență în diferite sectoare ale Carpaților. În scopul corelării complexelor din aceeași unitate sau din unități carpatice diferite, am plecat de la premiza constanței anumitor caractere litologice și magmatice ale depozitelor premetamorfice aparținînd fiecărei perioade, respectiv fiecărei epoci, neexcluzînd bineînțeles posibilitatea unor variații de facies transversale sau pe direcție. În această privință trebuie să menționăm că nu am plecat de la o ideie preconcepută; examinarea și compararea materialelor geologice existente la noi în țară ne-a impus adoptarea acestei premize.

Sistemele rifeene au fost separate pe bază de discordanțe stratigrafice și metamorfice, puse în evidență în sectoarele din Carpați studiate mai amănunțit. Sistemele au fost divizate în serii, caracterizate printr-o compoziție bine stabilită a depozitelor, separate în unele cazuri între ele prin lacune de sedimentare.

PROBLEMA LIMITEI INFERIOARE A GRUPULUI RIFEAN

Delimitarea depozitelor rifeene față de complexele de șisturi cristaline din fundamentul lor a fost făcută pînă în prezent în Carpații meridionali centrali pe baza existenței unei discordanțe de metamorfism; formațiunile rifeene (seria de Sibișel), metamorfozate la nivelul părții

[1]) Am utilizat termenul de „Rifean" în sens larg, corespunzînd Proterozoicului superior.

Institutul Geologic al României

inferioare a faciesului şisturilor verzi (subfaciesul biotit–clorit), se deosebesc în mod clar de complexele de şisturi cristaline din fundament, caracterizate printr-un grad mai avansat de metamorfism (faciesul amfibolitic, subfaciesul staurolit—disten). Prezenţa unor spori în calcarele cu tremolit din Carpaţii orientali, care se găsesc asociate cu şisturi mezometamorfice, (V i o l e t a I l i e s c u, 1964), demonstrează că formaţiunile care constituie partea inferioară a grupului rifean au suferit în unele cazuri un metamorfism mai avansat, sistemul R.I atingînd nivelul faciesului amfibolitic. În acest mod am ajuns la concluzia că în ce priveşte separarea formaţiunilor rifeene de formaţiunile din fundament, o deosebire strictă de facies metamorfic, nu poate constitui întotdeauna un criteriu. Existenţa totuşi a unei discordanţe de metamorfism pusă în evidenţă de lipsa unui interval a faciesului amfibolitic, se manifestă prin caracterul microcristaloblastic al formaţiunilor rifeene, contrastînd cu caracterul faneroblastic şi prezenţa mineralelor index de metamorfism avansat ale formaţiunilor prerifeene. Problema prezenţei unor intercalaţii de micaşisturi cu granat şi staurolit în calcarele cristaline care apar în zona vîrfului Suru (masivul Făgăraş), nu a fost încă clarificată, deoarece în această zonă nu s-au efectuat în ultimii ani cercetări stratigrafice şi microtectonice, care să ne permită să ajungem la concluzia că procesele de metamorfism în partea inferioară a grupului rifean merg pînă la subfaciesul staurolit—disten. Complexele cristalofiliene din fundament, de vîrstă prerifeană, au suferit ultimele transformări intense în perioada Mării Albe, premergătoare transgresiunii rifeene, cînd au avut loc procese de metamorfism general de grad ridicat, însoţite de fenomene de granitizare, ce au cuprins aproape tot globul (A. P. V i n o g r a d o v, A. I. T u g a r i n o v, 1962).

Seriile transgresive ale grupului rifean prezintă caractere net deosebite din punct de vedere litofacial de seriile mai vechi din fundament. N. S. S a t s k i, cînd a introdus denumirea de „Rifean", a avut în vedere un grup de depozite, apropiate prin gradul de metamorfism şi condiţiile de acumulare de depozitele paleozoice, pe care le-au precedat direct. Prin înglobarea în grupul rifean a unor complexe de şisturi cristaline din Carpaţii orientali şi masivul Făgăraş, caracterizate printr-o litologie corespunzînd unor condiţii de sedimentare bine definite (complexele care conţin amfibolite şi calcare), apare în mod clar o deosebire netă din punct de vedere litologic dintre formaţiunile prerifeene şi formaţiunile care aparţin Rifeanului. Menţionăm cu această ocazie că prezenţa unor nivele de calcare în formaţiunile mezometamorfice, care constituie masivele Semenic şi Godeanu, demonstrează posibilitatea existenţei unor inter-

Institutul Geologic al României

calaţii subordonate de calcare, caracterizate prin aspectul lor marmorean şi în fundamentul prerifean, cu atît mai mult cu cît H. S a v u consideră aceste calcare de origine chimică.

FUNDAMENTUL PRERIFEAN

C a r p a ţ i i m e r i d i o n a l i. Fundamentul prerifean prezintă dezvoltări caracteristice în Carpaţii meridionali în masivele Cumpăna şi Cozia, în cristalinul Sebeş-Lotru, în masivele Godeanu şi Semenic.

Zonele de gnaise oculare, lineare şi rubanate care constituie masivele Cozia şi Cumpăna se continuă în partea de nord a masivului Sebeş şi partea sudică a masivului Poiana Ruscă pînă în masivul Semenicului. Extinderea lor nu se limitează numai la teritoriul ţării noastre, ele continuîndu-se în R. S. F. Jugoslavia (valea Moravei) şi în R. P. Bulgaria (masivul Rodopilor). Zone importante de micaşisturi şi paragnaise fanerocristaloblastice cu granat, staurolit, disten, au fost puse în evidenţă în masivul Făgăraşului (Ş t. G h i k a - B u d e ş t i, 1939 — zona de Măgura Cîinenilor şi zona de Şerbota) şi în masivul Sebeşului (Ş t. G h i k a - B u d e ş t i, 1939 — zona de Negovan).

Procesele de transformări intense care au avut loc în perioada Mării Albe au afectat, după părerea noastră, îndeosebi Cristalinul Sebeş-Lotru.

C a r p a ţ i i o r i e n t a l i. În această unitate separarea complexelor de şisturi cristaline din fundament de complexele de şisturi cristaline aparţinînd Rifeanului este mult mai dificilă, deoarece depozitele Rifeanului inferior au acoperit complet fundamentul vechi. Cutarea şi metamorfozarea formaţiunilor rifeene s-a produs în condiţiuni de metamorfism destul de intens, care a avut ca rezultat pe de o parte o egalare din punct de vedere metamorfic între fundament şi formaţiunile Rifeanului inferior şi pe de altă parte o integrare completă a fundamentului în noile structuri, încît pînă în prezent putem spune că nu s-a pus niciodată problema separaţiei unor formaţiuni deosebite ca vîrstă şi epocă de cutare şi metamorfism, în cadrul seriei mezometamorfice din această unitate.

Din examinarea datelor existente se poate remarca de altfel că şisturile cristaline înglobate de diferiţi autori în grupa mezometamorfică sînt extrem de variate, atît în ce priveşte compoziţia lor primordială, cît şi intensitatea proceselor de metamorfism general în urma cărora au rezultat. În profilele geologice se observă însă, în mod constant, că anumite tipuri de şisturi cristaline, foarte asemănătoare cu cele puse în evidenţă în cadrul complexelor, care constituie fundamentul prerifean în

Institutul Geologic al României

regiunea defileului Oltului din Carpații meridionali, apar în axele anticlinalelor, prezentînd o poziție stratigrafică inferioară. În acest mod, termenii din fundament trebuie căutați în ariile de răspîndire ale seriilor mezometamorfice puse în evidență de diferiți cercetători încă de la sfîrșitul sec. XIX și începutul secolului XX : Bruno Walter (1876) — grupa mezozonală, V. Bușureanu (1916) — grupa șisturilor cristaline mezozonale, M. Savul (1938) — șisturile mezozonale.

Ultimele clasificări ale șisturilor cristaline, care constituie Carpații orientali, se datoresc unui grup larg de geologi, care au efectuat recent cercetări complexe în diferite sectoare ale acestei unități. Aceste clasificări au fost făcute în general pe baza deosebirilor de facies metamorfic și a poziției stratigrafice a pachetelor de șisturi cristaline. În baza stivei de șisturi cristaline se întîlnește, constant, o serie metamorfozată la nivelul faciesului amfibolitic, subfaciesul staurolit—disten, conținînd adeseori gnaise mixte, „migmatite" etc, aparținînd după părerea noastră fundamentului prerifean.

Continuitatea formațiunilor prerifeene din Carpații meridionali, spre N, este evidentă după cum am arătat mai sus.

GRUPUL RIFEAN

Formațiunile care aparțin grupului rifean pot fi divizate, după cum am arătat, în trei sisteme, corespunzînd în timp celor trei perioade ale Rifeanului. Aceste sisteme sînt marcate prin discordanțe stratigrafice și metamorfice. Sistemele sînt constituite din serii, caracterizate printr-o litologie specifică, reflectînd condițiile de sedimentare și de activitate vulcanică din epoca respectivă.

În scopul alcătuirii schemei de dezvoltare a Rifeanului am utilizat datele existente în literatura geologică și arhiva Comitetului de Stat al Geologiei. Din cauza vastității materialului acumulat pînă în prezent, nu am reușit să parcurgem toate lucrările, care au fost publicate sau îndeosebi cele care există sub formă de rapoarte. Am considerat, însă, că este necesar să propunem schema evoluției geologice a Carpaților românești în timpul Rifeanului, pentru a putea fi verificată în cercetările ce se vor efectua în campania anului 1964, constituind o bază de discuții în elaborarea viitoarelor sinteze colective asupra zonelor cristalofiliene de la noi din țară. Sîntem convinși că această schemă va fi îmbunătățită și completată prin aportul pe care îl va aduce fiecare cercetător, în sectorul său de activitate.

Rifeanul inferior este separat de Rifeanul mediu printr-o discordanță stratigrafică și metamorfică, bine marcată în Carpații orientali. Între

Institutul Geologic al României

Rifeanul mediu și Rifeanul superior există de asemenea, după părerea noastră, o discordanță de metamorfism, depozitele Rifeanului superior fiind extrem de puțin afectate de procesele de metamorfism general.

Propunem următoarea schemă de dezvoltare a grupului rifean:

R. III — Sistemul sedimentogen ritmic;

R. II { R. II_2 — Seria calcaroasă vulcanogenă bazică;
R II_1 — Seria sedimentogenă vulcanogenă bazică-acidă;

R. I { R. I_3 — Seria sedimentogenă psamo-politică;
R. I_2 — Seria sedimentogenă calcaroasă;
R. I_1 — Seria ofiolitică.

Analiza conținutului microfloristic al diferitelor nivele de șisturi cristaline aduce date foarte importante în sprijinul succesiunii preconizate mai sus.

Calcarele din sectorul Rășinari, aparținînd seriei de Sibișel, sînt caracterizate prin prezența microsporilor puțin evoluați, de dimensiuni foarte mici, indicînd o vîrstă foarte veche (Sofia Nicolaevna Naumova, Marcela Dessila-Codarcea, Violeta Iliescu, 1962). În orizontul calcarelor cenușii a seriei sedimentogene calcaroase (Rifeanul inferior), din Carpații orientali, Violeta Iliescu (1964) a pus în evidență numai două forme de spori, foarte mineralizați și deformați.

Complexul cuarțitelor și șisturilor grafitoase, aparținînd seriei inferioare a Rifeanului mediu este caracterizat prin altă asociație de spori, cu caractere specifice în ceea ce privește mineralizația, datorită materiei grafitoase (Violeta Iliescu, 1964). Prezența ultramicrosporilor, care apar în acest complex în cantitate redusă, indică pentru seria sedimentogenă bazică-acidă o poziție superioară din punct de vedere stratigrafic în raport cu complexele menționate mai sus, aparținînd seriilor Rifeanului inferior. Aceleași considerațiuni se pot face și în privința calcarelor de pe valea Bistriței, la confluența cu pîrîul Lițu și de pe valea Stînei, avînd o poziție superioară din punct de vedere geometric în seria epimetamorfică (C. Ionescu, 1964). Aceste calcare conțin forme, care apar începînd din Precambrian și se dezvoltă mai tîrziu, în Cambrian (Violeta Iliescu, 1964).

Rifeanul superior prezintă alte caractere microfloristice. În șisturile verzi din Dobrogea, Violeta Iliescu (1964) a pus în evidență o asociație diferită de spori, conținînd forme numeroase caracteristice Eocambrianului. Calcarele blastodetritice din Carpații meridionali centrali conțin pe lîngă spori și două genuri de alge calcaroase (*Riffenites* Naum. și

Institutul Geologic al României

Leiominuscula carpatica N a u m.). Prezența acestor alge a dat posibilitatea atribuirii complexului calcaros, în care au fost descoperite și determinate, Rifeanului superior. S o f i a N i c o l a e v n a N a u m o v a (1964) s-a exprimat în favoarea unei poziții superioare a acestor calcare, în raport cu șisturile verzi din Dobrogea.

Din cele arătate mai sus este clar că asociațiile de spori diferă în cadrul succesiunii formațiunilor grupului rifean, de la sistem la sistem și chiar de la serie la serie. Concomitent, se remarcă evoluția sporilor, de la forme primitive de dimensiuni ultramicroscopice la forme de dimensiuni mai mari, caracterizate printr-un grad de organizare mai avansat. În ceea ce privește prezența algelor calcaroase, remarcăm, că ele au fost puse în evidență, deocamdată, numai în formațiunile, care prezintă o poziție geometrică superioară în succesiunea grupului rifean preconizată de noi.

RIFEANUL INFERIOR

Prezența Rifeanului în Carpații românești a fost demonstrată pe baza datelor paleontologice în partea centrală a Carpaților meridionali, unde a fost separată și descrisă seria de Sibișel (M a r c e l a D e s s i l a - C o d a r c e a, 1962). Partea inferioară a acestei serii este constituită dintr-un complex cu caracter ofiolitic, marcînd prima fază în dezvoltarea geosinclinalului rifean. Dată fiind importanța acestui complex în evoluția geologică a grupului rifean din Carpați, considerăm că el este de ordinul unei serii.

La vest de defileul Oltului și, în continuare, în partea nordică a masivului Făgăraș și în Carpații orientali, se dezvoltă un pachet de șisturi cristaline (paragnaise cuarțoase, amfibolite și calcare), caracteristic din punct de vedere litologic, rezultat prin metamorfozarea unor sedimente psamo-pelitice cu alternanțe marnoase și calcaroase. Propunem înglobarea acestor șisturi cristaline într-o serie, corespunzînd părții mediane a Rifeanului inferior.

În unele cazuri, în datele pe care le-am avut la dispoziție, se menționează prezența unui pachet constituit preponderent din cuarțite și micașisturi clorito-muscovitice, conținînd uneori granați, rezultat prin metamorfozarea unor sedimente psamo-pelitice. Atît poziția uneori discordantă a acestui pachet de șisturi cristaline, cît și caracterele sale litologice bine determinate, ne-au îndreptățit să-l separăm ca serie, reprezentînd partea superioară a Rifeanului inferior.

Remarcăm cu această ocazie, că în Carpații orientali, încă de la sfîrșitul secolului XIX, diferiți autori au pus în evidență între seria mezo-

Institutul Geologic al României

zonală şi seria epizonală o serie intermediară de şisturi cristaline, corespunzînd uneori foarte bine cu ceea ce am considerat noi Rifean inferior : Bruno Walter (1876) — grupa mijlocie ; V. Buţureanu (1916) — grupa intermediară ; M. Savul (1938) — şisturi cristaline intermediare.

SERIA OFIOLITICĂ

Carpaţii meridionali. Domeniul getic. Defileul Oltului. Această serie prezintă o dezvoltare caracteristică în regiunea defileului Oltului. A fost pusă în evidenţă prima dată în sectorul Răşinari—Cisnădioara—Sadu, unde este reprezentată printr-un complex amfibolitic, rezultat prin metamorfozarea unui material eruptiv bazic cu caracter ofiolitic, care a pătruns din adîncime de-a lungul unui plan profund de discontinuitate.

Continuarea formaţiunilor aparţinînd seriei ofiolitice a fost pusă în evidenţă la S de valea Sadului, în regiunea Cîineni (Marcela Dessila-Codarcea, 1963) şi în regiunea Tălmăcel (Marcela Dessila-Codarcea, 1964), unde aceste formaţiuni au fost afectate de procese de metamorfism general mai intens, atingînd nivelul faciesului amfibolitic, dar păstrîndu-şi caracterul microcristaloblastic. Prezenţa seriei ofiolitice în regiunea defileului Oltului se explică prin formarea unei fose avlacogene, care se continuă spre Călineşti—Brezoi, tăind platforma prerifeană în direcţie N—S. În acest mod este explicată logic răspîndirea limitată a formaţiunilor rifeene în această regiune, comparativ cu alte sectoare carpatice.

Banat. Continuitatea suturii ofiolitice rifeene la vest de defileul Oltului este mai puţin clară. Abia în Banatul de W, în regiunea Ocna de Fer — Mîniom (Al. Codarcea, 1930), apare o serie tipică spilito-keratofirică, pe care am echivalat-o cu complexul ofiolitic din Carpaţii meridionali centrali (Marcela Dessila-Codarcea, 1962).

Autohtonul danubian. Autohtonul danubian este constituit din două serii principale : seria de Drăgşan şi seria de Lainici—Păiuş.

Caracterul eruptiv al rocilor care constituie seria de Drăgşan a fost remarcat de L. Mrazec şi G. Murgoci. L. Pavelescu (1961), expunînd evoluţia geologică a părţii centrale şi orientale a Autohtonului danubian, consideră complexul amfibolitic al seriei de Drăgşan derivînd din roci eruptive şi roci aleuro-pelitice, caracteristice zonelor batiale ale geosinclinalelor, îndinţîndu-se lateral cu seria de Lainici—Păiuş, constituită preponderent din roci psamitice, caracteristice zonelor de

Institutul Geologic al României

platformă continentală. Cu ocazia corelării seriilor cristalofiliene puse în evidență în Carpații meridionali centrali (sectorul Rășinari—Cisnădioara—Sadu), cu serii asemănătoare din punct de vedere litologic și metamorfic din diferitele unități carpatice, am propus echivalarea seriei de Drăgșan cu seria de Sibișel (1962). L. Pavelescu, Maria Pavelescu, I. Bercia, Elvira Bercia (1963), cu ocazia efectuării unor observațiuni petrografice și structurale asupra profilului văii Jiului, între Bumbești și Iscroni, au confirmat caracterul inițialitic al seriei de Drăgșan.

Carpații orientali. Sutura ofiolitică rifeană se continuă din defileul Oltului, prin masivul Făgărașului la sud de culmea Suru—Negoiul—Moldovanu, pînă în Carpații orientali. În această porțiune a arcului carpatic, poziția ei nu reiese din datele examinate în mod destul de clar. Este posibil ca ea să se continue în partea vestică a masivului alcalin de la Ditrău, reprezentînd fundamentul de șisturi cristaline, care a fost metasomatizat ulterior (complexul rocilor dioritice și hornblenditice — Al. Codarcea, Marcela Dessila-Codarcea, V. Ianovici, 1957).

Amintim că în sectorul Roșu—Șarul Dornei, H. Savu (1955) menționează manifestări vulcanice bazice (amfibolite), însoțind depunerea formațiunilor din metamorfozarea cărora au rezultat șisturile cristaline, care constituie grupul 2 al seriei I mezozonale.

În sectorul Cîrlibaba—Iacobeni—Șesuri—Lucina—Bahna, I. Rădulescu și colaboratorii (1960) descriu în cadrul faciesului amfibolitic, diferite tipuri de amfibolite de care sînt legate mineralizațiile de fier din regiune. Noi remarcăm, cu această ocazie, că în regiunea defileului Oltului s-a observat prezența unor impregnații de magnetit, legate genetic de rocile care aparțin seriei ofiolitice a Rifeanului inferior. Menționăm de asemenea că unele parageneze descrise în acest sector din Carpații orientali, amintesc aspecte puse în evidență cu ocazia studiului masivului alcalin de la Ditrău. Este de asemenea posibil ca și zonele largi de amfibolite de pe valea Anieșului — masivul Rodnei (I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, 1962), să reprezinte seria ofiolitică a Rifeanului inferior.

În sectorul Ortoaia—Chirilu—Gruiu (masivul Bistriței) N. Bîră (1962) arată că masivele mari de amfibolite cari se găsesc aici reprezintă curgeri de lave sau tufuri diabazice, în care erau cuprinse și intercalații subțiri de sedimente. Autorul arată că, în general, în aceste amfibolite sau în apropierea contactului lor cu celelalte roci se plasează mineralizația de magnetit. Caracterele puse în evidență mai sus indică destul de

Institutul Geologic al României

clar, după părerea noastră, apartenența acestor amfibolite seriei ofiolitice a Rifeanului inferior.

C. Ionescu și colaboratorii (1962) indică în sectorul Tulgheș—Corbu prezența unor amfibolite, cu caracter de ortoroci, conținînd magnetită diseminată. Concentrațiile de magnetită din acest sector sînt legate de asemenea de roci amfibolice. Aceste caracteristici indică, după părerea noastră, apartenența acestor amfibolite la seria ofiolitică rifeană.

Zona cristalină a Carpaților orientali se continuă, spre nord, în masivul Rahov din Ucraina de W. Discutînd vulcanismul și particularitățile sale din masivul Rahov și munții Civtcinsk, V. P. Kostuk, S. P. Rodionov și L. G. Tkatchuk (1961) menționează printre rocile vechi eruptive de vîrstă rifeană, amfibolite rezultate prin metamorfozarea unor roci bazice. Autorii pun în evidență parageneze corespunzătoare gradului de metamorfism al „gnaiselor amfibolice ale plutometamorfismului" (N. P. Semenenko) și parageneze, caracteristice metabazitelor tipice faciesului albit—epidot—amfibolitic. Noi considerăm că amfibolitele metamorfozate la nivelul faciesului albit—epidot—amfibolitic, pot reprezenta termeni ai seriei ofiolitice aparținînd Rifeanului inferior, în timp ce, amfibolite metamorfozate mai intens aparțin probabil fundamentului prerifean.

SERIA SEDIMENTOGENĂ CALCAROASĂ

Carpații meridionali. Defileul Oltului. Peste complexul ofiolitic urmează, în sectorul Rășinari—Cisnădioara—Sadu (Marcela Dessila-Codarcea, 1962), un complex vulcano-sedimentogen, un complex calcaros și un complex grafitos. În complexul calcaros a fost pusă în evidență prezența ultramicrosporilor (Sofia Nicolaevna Naumova, Marcela Dessila-Codarcea, Violeta Iliescu, 1962), puțin evoluați și de dimensiuni foarte mici, apărînd de obicei în complexele rifeene mai vechi. Aceste date concordă cu înglobarea acestor formațiuni în Rifeanul inferior. Trebuie să mai adăugăm că șisturile cristaline care constituie Rifeanul inferior în această regiune, metamorfozate inițial la nivelul faciesului șisturilor verzi (subfaciesul clorit—biotit), au suferit fenomene de metamorfism regresiv, urmate de procese de metamorfism progresiv, marcate prin recristalizarea biotitului (Marcela Dessila-Codarcea, 1962).

În defileul Oltului apar calcare asociate uneori cu roci amfibolice, provenite prin metamorfozarea unor pachete pelitice cu caracter marnos, pe care le înglobăm pe baza criteriilor facial metamorfice și litologice tot în Rifeanul inferior.

Institutul Geologic al României

Masivul Făgăraș. Complexele de șisturi cristaline puse în evidență în regiunea defileului Oltului reprezintă continuarea formațiunilor cristalofiliene, care constituie versantul nordic al masivului Făgăraș. În partea vestică a acestui masiv Șt. Ghika-Budești (1939) a separat zona micașisturilor de Vemeșoaia și zona calcarelor cristaline și paramfibolitelor de Suru, considerîndu-le rezultate prin metamorfozarea unor sedimente detritice (zona de Vemeșoaia), uneori cu interstratificații pelitice marnoase și importante bancuri de calcare (zona de Suru). Autorul a remarcat contrastul dintre cristalinitatea fină a rocilor care alcătuiesc zona de Vemeșoaia și cristalizarea largă a mineralelor, din rocile cuprinse în zona micașisturilor cu grenat și staurolit de Măgura Cîinenilor.

În sectorul Sîmbăta—Arpaș, A. Z. Manea (1960) a pus în evidență o serie clorito-biotitică, avînd în general aspectul unei serii epizonale, fiind însă caracterizată prin prezența biotitului și a granațiilor relicți. Descrierea amănunțită a acestei serii de către autor, ne permite încadrarea ei în seria mediană a Rifeanului inferior.

R. Dimitrescu (1961) regăsește zonele separate de Ș t. Ghika-Budești în partea centrală a masivului Făgăraș, raliindu-se atunci la cele susținute de acest autor referitor la continuitatea de sedimentare și metamorfism a grupului getic. În urma cercetărilor efectuate ulterior în această porțiune a arcului carpatic, R. Dimitrescu a ajuns la concluzia că există o variație longitudinală a intensității metamorfismului pe același orizont de calcare și dolomite, admițînd dispoziția oblică a izogradelor de metamorfism în raport cu nivelele stratigrafice. Remarcăm însă că R. Dimitrescu a pus în evidență, în baza seriei sale amfibolitice—calcaroase—grafitoase, un pachet de micașisturi diaftoritice cu granat cloritizat. Între zona de Vemeșoaia și paragnaisele și micașisturile cloritice cu biotit aparținînd zonei de Șerbota, autorul semnalează în 1961, prezența unei zone diaftorizate. Aceste date confirmau după părerea noastră, existența unor fenomene de polimetamorfism în Carpații meridionali centrali (O. Schmidt—1930, Marcela Dessila-Codarcea—1961), părere la care s-au raliat ulterior G. Pitulea (1961) și R. Dimitrescu (1962).

Cu ocazia stabilirii prezenței Rifeanului în sectorul Rășinari—Cisnădioara — Sadu am presupus că formațiunile rifeene se extind spre E, în partea nordică a masivului Făgăraș, punînd ipoteza continuării lor în zona de Vemeșoaia (1962)[1]).

[1]) Această ipoteză a fost confirmată verbal de G. Pitulea în discuțiile care au avut loc pe marginea comunicării.

Institutul Geologic al României

Masivul Poiana Ruscă. Zona mediană și meridională a masivului Poiana Ruscă a constituit obiectul unei sinteze efectuate de L. Pavelescu, în urma cartărilor executate în perioada anilor 1946—1951. Pe baza criteriului facial metamorfic, autorul a divizat formațiunile cristalofiliene din această parte a Carpaților meridionali în două categorii principale : șisturi cristaline epizonale și șisturi cristaline mezozonale. În seria șisturilor cristaline mezozonale sînt descrise patru complexe de șisturi cristaline : complexul micaceu, complexul feldspatic, complexul amfibolic, complexul calcaros. Autorul a remarcat că cele două serii de șisturi cristaline prezintă asemănări frapante din punct de vedere al chimismului, mineralelor și paragenezelor, deosebindu-se numai prin intensitatea proceselor de metamorfism care au afectat depozitele primordiale.

În sectorul Voislova—Lunca Cernii—Bucova, situat în partea sudică a masivului Poiana Ruscă, s-a efectuat în anul 1962, în cadrul lucrărilor de prospecțiune, orizontarea șisturilor mesometamorfice (O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu, Voichița Zimmermann, P. Zimmermann). Cu această ocazie autorii au arătat că aplicînd consecvent metodele stratigrafice de cartare a formațiunilor cristalofiliene au întîmpinat greutăți, îndeosebi datorită suprapunerii unor fenomene intense de feldspatizare peste metamorfismul regional. In ipoteza unei succesiuni normale a fost stabilită următoarea coloană stratigrafică, începînd din baza stivei de șisturi cristaline spre partea ei superioară : șisturi și filite clorito-sericitoase mai mult sau mai puțin cuarțoase, calcare albe cristaline, șisturi cuarțitice-cloritice mai mult sau mai puțin biotitice ± granat, șisturi muscovito-cloritice cuarțitice cu granat, șisturi cuarțitice și șisturi cuarțo-feldspatice muscovito-biotitice ± granați ± clorit. În ultimul pachet de șisturi cristaline sînt menționate numeroase intercalații de roci amfibolice ; tot aici sînt localizate lentilele de magnetit. Autorii subliniază că nu s-au putut face separații în acest orizont de grosime considerabilă, din cauza intensității fenomenelor de feldspatizare care au afectat diferite nivele. Remarcăm că, exceptînd zonele de feldspatizare, aproape toate tipurile de șisturi cristaline enumerate mai sus, se încadrează în Rifeanul inferior. Fenomenele de feldspatizare sînt menționate în partea superioară a stivei de șisturi cristaline în ipoteza unei succesiuni normale. În urma sintetizării datelor geologice existente, noi am arătat că tipuri analoage de roci, rezultate, după autori, prin fenomene de feldspatizare (gnaise aplitice, gnaise lineare, gnaise oculare, gnaise granitoide, pegmatite), apar în mod constant în fundamentul prerifean al Carpaților meridionali centrali (Marcela Dessila-Codarcea, 1962). De altfel însuși autorii au remarcat că în

Institutul Geologic al României

șisturile mai puțin afectate de metamorfism este uneori foarte dificil de stabilit dacă feldspatul este inițial sau s-a format printr-un proces de feldspatizare. În privința orizontului amfibolitic, O. M a i e r și colaboratorii consideră foarte probabil că o bună parte din amfibolite au rezultat prin metamorfozarea unor roci bazice intruse într-o fază de magmatism inițial. Aceeași origine se atribuie și rocilor metaeruptive ultrabazice, care sînt considerate rezultînd din injectarea unui material bazic în roci sedimentare, în timpul aceleiași faze magmatice inițiale. Observăm că în ipoteza unei succesiuni inverse a pachetelor de șisturi cristaline, orizontul amfibolitic se încadrează în mod mai logic în partea inferioară a stivei cristalofiliene. Pachetele de șisturi cristaline feldspatizate capătă în succesiunea formațiunilor cristalofiliene de asemenea o poziție inferioară, putînd fi considerate aparținînd fundamentului prerifean. Poziția lor superioară din punct de vedere geometric s-ar putea explica prin existența unor structuri șariate vechi.

Prezența Rifeanului inferior în partea sudică a masivului Poiana Ruscă, între aria de răspîndire a formațiunilor care constituie fundamentul vechi și aria de răspîndire a seriilor epimetamorfice, este foarte firească. Succesiunea de șisturi cristaline stabilită în sectorul Voislova—Lunca Cernii—Bucova, cuprinde foarte probabil termenii corespunzători părții mijlocii, posibil parțial și părții superioare a Rifeanului inferior. În privința existenței unor termeni echivalenți seriei ofiolitice rifeene, remarcăm că amfibolitele asociate cu șisturile cuarțito-muscovito-biotitice feldspatizate, reprezintă din considerarea profilelor geologice existente, manifestări ale unui magmatism prerifean.

C a r p a ț i i o r i e n t a l i. Datele obținute în urma cercetărilor efectuate în ultimii ani aduc o serie de amănunte, care ne-au permis să recunoaștem și în această unitate prezența unora dintre tipurile de șisturi cristaline aparținînd părții mediane a Rifeanului inferior.

În sectorul Roșu—Șarul Dornei, H. S a v u (1955) separă în cadrul seriei I mezozonale, un grup de roci de facies mai cuarțos (cuarțite biotitice, paragnaise, cuarțite cenușii și calcare cristaline), caracterizate printr-o cristalinitate mai redusă. Acest pachet de șisturi cristaline, situat peste șisturile cu granați, întinzîndu-se și sub epizonă, este considerat de autor ca rezultînd prin metamorfozarea unei formațiuni cu dezvoltare lenticulară, în parte erodată submarin înainte de sedimentarea seriei II epizonale. Se arată de asemenea că aceste șisturi sînt diaftorizate, menționîndu-se existența a două generații de biotit, format în timpul metamorfozării seriei

Institutul Geologic al României

epizonale. Din aceste date reiese clar existența unei discordanțe metamorfice și stratigrafice între cele două serii de șisturi cristaline. H. S a v u consideră că întreaga stivă de formațiuni s-a depus în același geosinclinal. El a remarcat în mod foarte just că primele sedimente pe seama cărora au rezultat șisturile seriei II (grupul I) au fost în general argiloase, de obicei mai bogate în K și Na, în timp ce începînd cu grupul 2 caracterul depunerilor s-a schimbat, sedimentele fiind mai cuarțoase și mai bogate în Mg și Fe. Autorul leagă genetic acest ciclu de sedimentare cu primele manifestări vulcanice bazice (amfibolitele), însoțite în adîncime de insinuarea unor corpuri de roci gabbroide, care pot reprezenta, după părerea noastră, veniri ofiolitice care n-au ajuns la suprafață (J. H. B r u n n, 1961). Aceste date ne îndreptățesc să considerăm șisturile cristaline care constituie grupul 2 al seriei I puse în evidență de H. S a v u , ca aparținînd Rifeanului inferior și să le echivalăm cu seria de Sibișel din sectorul Rășinari—Cisnădioara—Sadu, cu care au multe analogii atît din punct de vedere litologic, cît și din punct de vedere petrografic. Adăugăm doar la cele susținute de H. S a v u ideia transgresivității șisturilor cristaline ale acestui grup susținută mai tîrziu de aproape toți cercetătorii care au lucrat în această unitate, ideie care reiese de fapt din însuși observațiile făcute de autor : schimbarea caracterului litologic al depozitelor și prezența unor manifestări vulcanice bazice, care marchează de obicei prima fază de dezvoltare a geosinclinalelor. Caracterul transgresiv al acestor formațiuni poate explica într-o oarecare măsură și dezvoltarea lenticulară remarcată de H. S a v u .

În sectorul Păltiniș—Drăgoiasa, în cadrul seriei de Bărnărel—Dealul Vînăt, S. C o s m a și S. P e l t z (1956) au pus în evidență pe lîngă gnaise (de injecție) cu biotit și cuarțite cu biotit, șisturi cuarțitice cu biotit și calcare, avînd poziții superioare din punct de vedere stratigrafic. Autorii au observat că în privința gradului de metamorfism, calcarele mezozonale se aseamănă uneori pînă la identitate cu calcarele epizonale, explicînd acest fapt prin comportarea lor diferită față de acțiunea soluțiilor postmagmatice ale fazei a doua de metamorfism. Noi propunem înglobarea calcarelor și rocilor cuarțitice cu care sînt asociate în grupul rifean. Observațiile făcute de autori în privința variației largi a intensității procesului de recristalizare, care a afectat depozitele primordiale, aduc un argument în plus în privința posibilității conservării resturilor vegetale în unele bancuri de calcare, afectate mai puțin de procesele de recristalizare.

În masivul Rodnei, în sectorul vîrful Omul—Izoarele Someșului—vîrful Ineu, sînt descrise, în cadrul faciesului micaceu, șisturi cuarțitice

Institutul Geologic al României

muscovitice, șisturi cuarțitice biotitice și calcare cristaline (cu tremolit), cu termenii lor de tranziție, reprezentanți prin șisturi cu calcit (I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, D. Tofan, 1961). Remarcăm că aceste tipuri de șisturi cristaline prezintă analogii cu termenii seriei sedimentogene calcaroase, aparținînd Rifeanului inferior.

În bazinul văii Anieșului, I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, (1962), au fost puse în evidență roci amfibolitice, însoțind puternice bancuri de calcare marmoreene sau alternînd cu ele, care după părerea noastră se integrează pe baza caracterelor litologice în Rifeanul inferior. Autorii subliniază regularitatea asocierii calcarelor cu amfibolitele și șisturile amfibolice. Prezența micașisturilor cu granați alternînd cu calcarele, indică un metamorfism de grad mai ridicat. Trebuie însă stabilit mai exact dacă șisturile cristaline de grad mai avansat de metamorfism constituie intercalații sau apar sub formă de pene din fundament, într-o structură imbricată.

În sectorul Bărnărel, N. Bîră, V. Puiu, I. Teucă (1961), efectuînd separarea șisturilor cristaline după criteriul metamorfic și stratigrafic, au pus în evidență un complex de gnaise mixte avînd o poziție inferioară, peste care se suprapune un complex paragnaisic (paragnaise cu andaluzit, staurolit, disten și granat și paragnaise cuarțitice). Paragnaisele cuarțitice, care după autori prezintă o poziție superioară din punct de vedere geometric, conțin intercalații de calcare cristaline (cu flogopit, tremolit, talc, cuarț), putînd fi înglobate, după părerea noastră, în seria sedimentogenă calcaroasă a Rifeanului inferior.

În sectorul Dîrmoxa, aceiași autori menționează în complexul șisturilor mezozonale tipuri de roci, care prezintă analogii cu formațiunile aparținînd Rifeanului inferior : paragnaise cuarțitice cu biotit, paragnaise cu calcit, calcare cristaline. Calcarele cristaline prezintă o poziție superioară paragnaiselor și amfibolitelor. Remarcăm că autorii citează alternanțe, de ordinul metrului, de calcare cristaline în paragnaisele cuarțitice cu biotit ± staurolit. Această observație poate fi interpretată în două sensuri : existența unor intercalații calcaroase subordonate în formațiunile de fundament sau avansarea locală a proceselor de metamorfism în stiva formațiunilor, care aparțin grupului inferior pînă la nivelul subfaciesului staurolit—disten. Numai studii sistematice pot rezolva această problemă.

Sectorul Ortoaia—Chirilu—Gruiu (masivul Bistriței) a constituit obiectul unor cercetări geologice în anul 1962. Cu această ocazie, N. Bîră separă în baza stivei de șisturi cristaline un complex de paragnaise și amfibolite. Unii termeni ai acestui complex aparțin, după cum am arătat mai

Institutul Geologic al României

sus, fundamentului ; alții, însă, prin caracterele lor litologice și petrografice s-ar putea integra în Rifeanul inferior și anume cei constituiți din paragnaise cu epidot și calcit, paragnaise calcaroase, șisturi calcaroase, calcare cristaline, unele tipuri de amfibolite de origine sedimentogenă prezentînd, treceri gradate la contactul cu calcarele. Remarcăm schema autorului, în care sînt redate tranzițiile între diferitele tipuri de șisturi cristaline și caracterul lor premetamorfic, din care reiese natura grezoasă, argiloasă, marnoasă și calcaroasă a sedimentelor primordiale.

În sectorul Tulgheș—Corbu, C. Ionescu și colaboratorii (1962) descriu în cadrul seriei șisturilor de tip mezozonal micașisturi, amfibolite și calcare. Remarcînd prezența intercalațiilor de amfibolite și calcare în pachetele de micașisturi, autorii susțin derivarea lor dintr-un complex sedimentar constituit din marne, gresii și calcare. Cuarțitele și șisturile cuarțitice cu biotit, prezentînd treceri gradate spre micașisturi, aparțin probabil tot seriei mijlocii a Rifeanului inferior.

În sectorul Bărnărel—Holdița (Marcela Codarcea, I. Bercia, H. Kräutner, M. Mureșan, 1962), au fost puse în evidență în cadrul unității vestice două complexe. Complexul inferior, constituit din calcare, amfibolite și paragnaise, cuprinde două orizonturi. Orizontul inferior cu calcare și dolomite cristaline, corespunde complexului calcarelor cristaline inferioare separate de D. Constantinof și colaboratorii (1960), fiind constituit din dolomite cristaline rubanate, cu zone de talcizări și calcare zaharoide, uneori cu tremolit. Orizontul amfibolitelor și paragnaiselor corespunde paragnaiselor și amfibolitelor separate de D. Constantinof și colaboratorii, fiind format dintr-o alternanță de paragnaise micacee, șisturi cuarțitice cu biotit, micașisturi cu intercalații de amfibolite, calcare dolomitice și calcare cristaline. Autorii semnalează prezența unor intercalații de amfibolite cu magnetit, atît la partea inferioară a complexului, cît și la partea lui superioară. Complexul superior, constituit din șisturi sericito-cloritoase, sericito-grafitoase și șisturi biotitice, cuprinde și el două orizonturi : orizontul inferior format din șisturi cuarțitice biotitice, iar cel superior din șisturi sericito-cloritoase și sericito-grafitoase. Analizînd datele expuse mai sus, remarcăm că primul complex din sectorul Bărnărel—Holdița corespunde în mod evident seriei mijlocii a Rifeanului inferior. Complexul superior, după caracteristicile sale litologice, s-ar încadra însă în seria superioară a Rifeanului inferior.

Sectorul valea Bistriței—Ciocănești—Fundul Moldovei a constituit obiectul unor cercetări stratigrafice și structurale de detaliu în anul 1963,

Institutul Geologic al României

(I. Bercia, Elvira Bercia, H. Krätuner, Florentina Kräutner, M. Mureşan). În cadrul seriei mezometamorfice, autorii separă în compartimentul Vatra Dornei—Iacobeni următoarele complexe în succesiunea lor geometrică : B_1^1 — complex inferior de şisturi muscovitice cloritice cu biotit şi granat, B_2^1 — complex de amfibolite şi şisturi muscovitice, B_3^1 — complex superior de şisturi muscovitice-cloritice cu biotit şi granat. În compartimentul Barnar—Bărnărel este pusă în evidenţă prezenţa celor trei complexe stratigrafice stabilite încă din anul 1962 : B_1^2 — complex de şisturi micacee ; B_2^2 — complex de calcare şi amfibolite (cu un orizont inferior de calcare cristaline şi cu un orizont superior de amfibolite şi paragnaise) şi B_3^2 — complex de şisturi sericito-cloritoase şi sericito-grafitoase cu biotit. Din considerarea tipurilor de roci principale, care constituie diferitele complexe separate, se observă în mod destul de clar că o bună parte a seriei mezometamorfice din sectorul valea Bistriţei—Ciocăneşti—Fundul Moldovei se încadrează în seria mijlocie a Rifeanului inferior. Complexul şisturilor micacee (B_1^2), este posibil să aparţină fundamentului prerifean, datorită prezenţei mineralelor index de metamorfism mai avansat (staurolitul şi distenul), în timp ce complexele B_3^1 şi B_3^2, uneori în contact tectonic faţă de restul seriei, după cum arată autorii, ar putea să aparţină seriei superioare a Rifeanului inferior. Acumulările de magnetit menţionate în unele nivele de amfibolite confirmă încadrarea seriei mesometamorfice în Rifeanul inferior. Remarcăm de asemenəa că autorii arată posibilitatea unei eventuale corelări stratigrafice între complexul calcarelor şi amfibolitelor din compartimentul Barnar—Bărnărel şi complexul amfibolitelor şi al şisturilor muscovitice din compartimentul Vatra Dornei—Iacobeni. După părerea noastră, complexul amfibolitelor şi al şisturilor muscovitice ar fi corelabil cu seria ofiolitică a Rifeanului inferior, în timp ce complexul calcarelor şi amfibolitelor s-ar putea echivala cu seria mijlocie a Rifeanului inferior.

Sectorul Izvoarele Ţibăului—Coşna (masivul Bistriţei) a constituit recent obiectul unei comunicări (C. I o n e s c u, 1964). Cu această ocazie s-a făcut o orizontare amănunţită a seriei de Bretila. Printre tipurile de roci descrise în cadrul complexului inferior al acestei serii (amfibolite şi şisturi amfibolice, şisturi cloritoase tufogene cu biotit, şisturi cloritoase cu biotit, calcit şi magnetit) observăm existenţa unor termeni foarte asemănători cu tipurile de roci caracteristice Rifeanului inferior, seriei lui mijlocii şi posibil, parţial, seriei lui inferioare. Remarcăm de asemenea că complexul superior al seriei de Bretila (orizontul gnaiselor clorito-muscovitice

Institutul Geologic al României

cu biotit și granat și al gnaiselor clorito-muscovitice), este posibil să reprezinte o variație laterală de facies a seriei superioare a Rifeanului inferior.

Munții Apuseni. Posibilitatea extinderii formațiunilor Rifeanului inferior în Munții Apuseni ne-a fost sugerată de descrierea seriei de Baia de Arieș (R. Dimitrescu, 1957), constituită din filite microblastice cu granat, șisturi cuarțoase cu muscovit și granat, paragnaise cu biotit și granat, amfibolite cu plagioclaz, calcare marmoreene. R. Dimitrescu leagă zona de Baia de Arieș cu o serie de apariții de șisturi mezozonale din partea sudică a cristalinului Munților Apuseni, demonstrînd implicit prezența Rifeanului inferior și în această parte a acestei unități.

Menționăm de asemenea că unii termeni ai seriei de Mădrizești din masivul Drocea (cuarțitele biotitice, cuarțitele cu epidot, șisturile biotitice calcaroase, calcarele cu tremolit, unele tipuri de amfibolite—H. Savu (1962), ridică problema prezenței formațiunilor Rifeanului inferior și în acest masiv.

SERIA SEDIMENTOGENĂ PSAMO-PELITICĂ

În unele sectoare din Carpații orientali a fost pus în evidență un pachet de șisturi cristaline destul de caracteristic din punct de vedere litofacial, care se deosebește prin predominanța micașisturilor, rezultate în urma metamorfozării unor sedimente psamo-pelitice. În regiunea defileului Oltului am constatat prezența unor cuarțite și micașisturi clorito-muscovitice, conținînd uneori granați mici, a căror poziție stratigrafică nu reiese clar din cauza perimetrelor limitate care au fost cercetate. Noi propunem deocamdată separarea acestor formațiuni cristalofiliene într-o serie aparte a Rifeanului inferior. Cercetările viitoare vor aduce precizări, care vor permite desigur să se stabilească în mod mai exact poziția și semnificația acestei serii în evoluția geologică a Rifeanului în Carpați.

Carpații meridionali. Domeniul getic. Defileul Oltului. În regiunea defileului Oltului, în sectorul Cîineni, a fost pus în evidență un complex de micașisturi și cuarțite clorito-muscovitice cu granați mici, situat peste un pachet de gnaise uneori cu aspecte oculare, aparținînd seriei de Măgura (Marcela Dessila-Codarcea, 1962). Micașisturi și cuarțite asemănătoare apar mai la W, în bazinul văii Uria, peste șisturile amfibolice și amfibolitele seriei ofiolitice. Cartografic această serie are caracter transgresiv, reprezentînd un termen stratigrafic superior. Deoarece sectoarele cercetate la W de defileul Oltului sînt carac-

Institutul Geologic al României

terizate printr-o tectonizare intensă, nu am găsit indicat să tragem concluzii generale, aşteptînd să avem date suficiente şi la E de valea Oltului. Am consemnat însă această problemă pentru a putea fi urmărită şi soluţionată în viitor.

Masivul Făgăraş. În versantul nordic al acestui masiv, Şt. Ghika-Budeşti (1939) a separat zona micaşisturilor de valea Satului-Porceşti, constituită din micaşisturi larg cristalizate, în contrast cu cristalinitatea fină a zonei de Vemeşoaia, dar conţinînd în proporţii ridicate clorit. Autorul a remarcat că acest tip de şisturi cristaline nu poate fi înglobat în categoria filitelor, datorită gradului mai avansat de cristalizare şi conţinutului de albit. Se menţionează în cadrul acestei zone, bancuri subţiri de calcare şi frecvente interstratificaţii de amfibolite. Şt. Ghika-Budeşti a arătat că această zonă este comparabilă cu partea bazală a seriei de Suru sau mai ales cu zona micaşisturilor de Vemeşoaia, reprezentînd în orice caz un orizont superior în raport cu zona de Şerbota. Caracterele litologice şi petrografice puse în evidenţă mai sus şi poziţia acestei serii, ne îndreptăţesc să o echivalăm cu seria sedimentogenă psamopelitică, separată la partea superioară a Rifeanului inferior.

Masivul Poiana Ruscă. În partea de NW a masivului Poiana Ruscă, H. Savu (1953) a separat două serii de şisturi cristaline, cutate şi metamorfozate în timpul a două faze diferite : 1) seria bazală a şisturilor muscovito-clorito-cuarţoase şi 2) seria filitelor şi calcarelor cristaline. Prima serie de şisturi cristaline, constituită din şisturi muscovito-cloritice cu biotit şi granaţi, metamorfozată după acest autor în timpul unei prime faze de metamorfism, s-ar putea îngloba în Rifeanul inferior, corespunzînd îndeosebi seriei lui superioare.

Autohtonul danubian. După cum s-a arătat mai sus, în ultimul timp s-a susţinut sincronismul seriei de Lainici—Păiuş şi complexului amfibolitic al seriei de Drăgşan. Seria de Lainici—Păiuş a fost descrisă (L. Pavelescu, 1961), ca o serie epiclastică, metamorfozată în condiţiile faciesului amfibolitic şi retrometamorfozată ulterior la nivelul faciesului şisturilor verzi prin punerea în loc a masivelor granitoide. Din punct de vedere litologic această serie se încadrează destul de bine în seria superioară a Rifeanului inferior, cu atît mai mult cu cît şi orizontul ei bazal este cuarţitic. Remarcăm cu această ocazie că este posibil să existe în ariile de răspîndire ale seriei de Lainici—Păiuş, îndeosebi în zonele de migmatite, termeni aparţinînd fundamentului prerifean. Procesele de retrometamorfism care afectează această serie sînt produse, după părerea noastră, de faza următoare de metamorfism şi cutare, care a acţionat asupra depozi-

Institutul Geologic al României

telor Rifeanului mediu, transformîndu-le în șisturi cristaline la nivelul faciesului șisturilor verzi.

Carpații orientali. În sectorul Bărnărel, N. Bîră, V. Puiu și I. Teucă (1961) separă un complex de micașisturi prezentînd o poziție stratigrafică superioară față de complexul paragnaiselor, constituit din șisturi cuarțitice cu biotit, micașisturi muscovitice biotito-cloritice ± granat, șisturi clorito-sericitoase cu biotit, amfibolite și calcare cristaline. Adăugăm de asemenea că în acest sector gnaisele porfiroide de tip Petrosul au fost separate ca un complex aparte. Ele apar după părerea autorilor sub formă de corpuri mici lenticulare sau de dyke, sub complexele epizonale.

În sectorul Colbu—Chirilu, aceiași autori au pus în evidență în cadrul faciesului de șisturi verzi, subfaciesul biotito-cloritic, cele două complexe amintite mai sus : complexul micașisturilor, cu aceeași compoziție și complexul gnaiselor porfiroide de tip Petrosul, puse în loc sintectonic în faza I de cutare și metamorfism.

În sectorul Ortoaia—Chirilu—Gruiu (masivul Bistriței), N. Bîră (1962) a înglobat în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul biotito-cloritic, cele două complexe menționate deja în anul precedent. Complexul șisturilor sericito-cloritoase cu biotit este constituit din șisturi cuarțitice cu biotit, șisturi cuarțitice muscovito-biotitice cloritoase cu granat și șisturi cuarțitice sericito-cloritice cu biotit, care au rezultat prin metamorfozarea unor sedimente psamo-pelitice, conținînd în anumite zone material organogen din care a rezultat grafitul, uneori prezent în aceste șisturi.

În urma cercetărilor efectuate de C. Ionescu și colaboratorii în sectorul Tulgheș—Corbu (1962), sînt puse în evidență în partea superioară a seriei mezozonale gnaise psamitice și șisturi clorito-muscovitice cu granați, metamorfozate inițial la temperatură mai ridicată, apoi retrometamorfozate. Remarcăm că autorii menționează treceri gradate între șisturile clorito-muscovitice cu granați, gnaisele psamitice și șisturile clorito-muscovitice cu porfiroblaste de albit și granați, rezultate prin metamorfozarea unui material de natură tufogenă. Pe baza poziției geometrice a acestui pachet de șisturi cristaline și a caracterelor sale litologice și metamorfice, îl înglobăm în Rifeanul inferior. În cadrul seriei de Tulgheș, autorii au pus în evidență unele tipuri de șisturi cristaline (șisturi cuarțitice clorito-sericitice, gnaise porfiroide biotitice și cloritice de tip Petrosul), care ar putea aparține tot părții superioare a Rifeanului inferior, reprezentînd termenii cel mai slab metamorfozați.

Institutul Geologic al României

Datele menționate mai sus ne-au determinat să acordăm complexului micașisturilor și complexului șisturilor sericito-cloritoase cu biotit, caracterul de serie, cu atît mai mult cu cît în urma cercetărilor efectuate în ultimii ani s-a constatat că acest pachet de șisturi cristaline este separat printr-o discordanță stratigrafică de termenii inferiori din punct de vedere geometric, ai Rifeanului I. Șisturile cristaline care constituie această serie sînt metamorfozate mai intens decît formațiunile cristalofiliene epimetamorfice (biotit, granați) și au suferit fenomene de retrometamorfism, după cum au arătat autorii menționați mai sus. Gnaisele porfiroide de tip Petrosul ar reprezenta, pe baza datelor expuse, manifestări ale unui magmatism acid, după părerea noastră, cu caracter mai mult sinsedimentar decît sinmetamorfic, marcînd o etapă bine precizată din evoluția geologică a Rifeanului inferior, care a succedat în timp etapa ofiolitică.

RIFEANUL MEDIU

Pentru delimitarea depozitelor aparținînd Rifeanului mediu am utilizat îndeosebi materialele geologice referitoare la Carpații orientali. În această unitate carpatică Rifeanul mediu prezintă, după părerea noastră, o dezvoltare amplă, fiind constituit în general prin pachete de șisturi cristaline cu caracter epimetamorfic: grupa superioară și o parte din grupa mijlocie—Bruno Walter (1876); grupa epizonală — V. Bușureanu (1916); șisturi cristaline formate sub acțiunea metamorfismului regional în zona superioară (epizona) — I. Atanasiu (1928); seria șisturilor cristaline epizonale — M. Savul (1938). Cercetările efectuate în decursul ultimilor ani în diferite sectoare ale Carpaților orientali au pus în evidență, în mod destul de constant, o serie de formațiuni cristalofiliene, metamorfozate la nivelul faciesului șisturilor verzi, subfaciesul muscovit-clorit, prezentînd o poziție geometrică superioară în stiva șisturilor cristaline care constituie această unitate.

În cadrul seriei epimetamorfice s-au făcut uneori orizontări foarte amănunțite, care indică prezența unui material eruptiv, intercalat la diferite nivele în stiva sedimentară. Din foarte multe materiale geologice reiese, după cum vom arăta mai jos, schimbarea caracterului materialului de natură eruptivă în raport cu poziția geometrică a depozitelor sedimentare primordiale în care este cuprins. În acest sens, în partea mijlocie a stivei sedimentare predomină materialul eruptiv cu caracter acid, în timp ce spre partea superioară apare de obicei material eruptiv cu caracter bazic. În unele sectoare se menționează prezența materialului erup-

Institutul Geologic al României

tiv bazic şi în partea bazală a seriei epimetamorfice. Pe baza acestor considerente noi propunem divizarea stivei de şisturi cristaline epimetamorfice din această unitate în două serii, cu caractere litologice deosebite : seria sedimentogenă vulcanogenă-bazică-acidă inferioară şi seria calcaroasă vulcanogenă bazică superioară. Vom încerca apoi să facem unele corelaţii cu diferite serii de şisturi epimetamorfice puse în evidenţă în alte masive cristaline ale Carpaţilor româneşti.

SERIA SEDIMENTOGENĂ VULCANOGENĂ BAZICĂ-ACIDĂ

Carpaţii orientali. În sectorul Roşu—Şarul Dornei, H. Savu (1955) a separat o serie superioară din punct de vedere geometric, constituită din şisturi cristaline epimetamorfice, şisturi calcaroase cu intercalaţii de calcare cuarţoase, cuarţite calcaroase (cu orizonturi manganifere). Autorul a remarcat că şisturile cristaline aparţinînd acestei serii sînt situate, fie peste şisturile biotitice ale grupei II (aparţinînd după cum am arătat mai sus Rifeanului inferior), fie peste şisturile cu granaţi din grupa I (făcînd parte, după părerea noastră, din fundamentul prerifean). Menţionăm de asemenea că H. Savu susţinea încă de atunci existenţa a două faze de metamorfism : faza mai nouă metamorfozează în condiţii epizonale depozitele superioare din punct de vedere geometric ale seriei II, concomitent încreţind puternic şi diaftorizînd în parte formaţiunile seriei I. După efectele pe care le produce această de a doua fază, H. Savu admite că ea a fost mai slabă la început, cînd granaţii şi biotitul din seria I trec în clorit şi devine mai intensă la sfîrşit, cînd ia naştere biotitul din epizonă şi biotitele dezvoltate perpendicular pe şistozitatea rocii în şisturile cristaline mezozonale.

În anul 1956, S. Cosma şi S. Peltz susţin pentru sectorul Păltiniş—Drăgoiasa existenţa a două faze de metamorfism, atribuind ultimei faze formarea biotitelor dispuse transversal pe foliaţie.

În sectorul Pojorîta—Fundul Moldovei—Breaza, I. Rădulescu şi Ludmila Rădulescu (1959) separă în cadrul seriei şisturilor epizonale trei complexe, dintre care primele două (complexul cuarţitic sericitos şi complexul şisturilor sericito-cloritoase) aparţin, după părerea noastră, seriei inferioare a Rifeanului mijlociu.

Menţionăm de asemenea că şi în sectorul Cîrlibaba—Iacobeni—Lucina—Bahna, I. Rădulescu şi colaboratorii (1960) au separat în cadrul seriei epizonale aceleaşi complexe ca în sectorul precedent. În baza complexului cuarţitic sericitos a fost pus în evidenţă un orizont discontinuu de conglomerate cuarţitice cenuşii, care remaniază minerale şi fragmente

Institutul Geologic al României

de roci aparținînd fundamentului. Pe baza datelor obținute în urma cercetărilor efectuate în acest sector, autorii au arătat că trebuie admise două faze de metamorfism, între care a existat o perioadă îndelungată de sedimentare, urmînd unei transgresiuni.

Rezultatele obținute în urma cartărilor efectuate în anii 1956 — 1959 în sectorul Cîrlibaba — Ciocănești — Iacobeni au fost expuse de C. Ionescu în anul 1960. Autorul a separat în acest sector seria șisturilor de Bretila, care se integrează, după cum am mai arătat, în Rifeanul inferior și seria șisturilor cristaline de tip epizonal, constituită dintr-un complex inferior (pe pîrîul Omului) și un complex superior. În baza complexului inferior, C. Ionescu a pus în evidență un pachet de șisturi blastopsefitice cu îndințări faciale către șisturi blastopsamitice și blastopelitice. Complexul superior este constituit din șisturi sericito-cloritoase, porfiroide biotitice, porfiroide cloritoase, șisturi cuarțito-clorito-sericitoase, șisturi clorito-sericito-grafitoase, cuarțite negre, porfiroide albe, șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, gnaise psamitice, cuarțite cloritoase, cuarțite muscovitice și calcare dolomitice. C. Ionescu admite că au avut loc două faze de metamorfism : o primă fază cînd s-a produs metamorfozarea depozitelor sedimentare care au dat naștere primului grup de Cristalin (mezometamorfic) urmată de o perioadă de eroziune, care a îndepărtat neuniform unele zone, după care a urmat sedimentarea depozitelor cutate și metamorfozate în timpul fazei a doua de metamorfism. Remarcăm că multe dintre tipurile de roci descrise de autor în cadrul seriei epizonale, ne determină să admitem prezența seriei inferioare a Rifeanului mediu și în acest sector. Atragem totodată atenția că o parte din seria șisturilor epizonale poate aparține seriei superioare a Rifeanului inferior, încît discordanța pusă în evidență de C. Ionescu se plasează în cadrul Rifeanului inferior.

În masivul Rodnei, I. Rădulescu și colaboratorii (1961, 1962) au stabilit în cadrul seriei epizonale aceleași complexe de șisturi cristaline ca în sectorul Cîrlibaba—Iacobeni—Lucina—Bahna, ajungînd la aceleași concluzii în privința evoluției geologice a regiunii. Remarcăm că autorii precizează caracterul transgresiv al complexului inferior al seriei epimetamorfice pe un fundament de șisturi mesometamorfice, reprezentînd un relief vechi cu o structură tectonică proprie.

La rezultate asemănătoare au ajuns și N. Bîră și colaboratorii (1961), în urma cercetărilor efectuate în sectoarele Colbu—Chirilu, Bărnărel și Dîrmoxa. Din examinarea acestor date, noi considerăm că în aceste sectoare, complexul șisturilor clorito-sericitoase ± cuarțitice și al rocilor por-

Institutul Geologic al României

firogene se integrează prin caracterele sale litologice în seria inferioară a Rifeanului mediu. Menționăm de asemenea că în sectorul Ortoaia—Chirilu—Gruiu, complexul șisturilor epizonale separat de N. Bîră (1962), corespunde în cea mai mare parte seriei inferioare a Rifeanului mediu.

Seria de Tulgheș separată de C. Ionescu și colaboratorii în sectorul Tulgheș—Corbu (1962), conține în partea ei mijlocie șisturi cristaline corespunzătoare din punct de vedere litologic seriei inferioare a Rifeanului mediu (șisturi clorito-sericito-grafitoase, cuarțite negre manganifere porfiroide albe-verzui, hälleflinte).

În sectorul Bărnărel—Holdița (Marcela Codarcea, I. Bercia, H. Kräutner, M. Mureșan, 1962) au fost separate în cadrul unității estice situată la E de dyke-ul de Petrosul, patru complexe de șisturi cristaline începînd din bază spre partea superioară : 1) complex de șisturi sericitoase cu intercalații de șisturi blastopsefitice, 2) complex de șisturi și de cuarțite grafitoase, 3) complex de roci porfirogene și 4) complex de șisturi sericito-cloritoase cu intercalații de șisturi verzi tufogene. Primele trei complexe corespund din punct de vedere litologic seriei inferioare a Rifeanului mediu.

C. Ionescu (1964) a separat în seria epimetamorfică din sectorul izvoarelor Țibăului—Coșna, patru complexe de șisturi cristaline, constituite la rîndul lor din orizonturi caracteristice din punct de vedere litologic: 1) complex bazal de șisturi blastopsefitice—blastopsamitice, 2) complex de cuarțite negre-vineții, 3) complex de porfiroide albe-verzui și 4) complex de calcare dolomitice cristaline și șisturi clorito-sericito-grafitoase. Al doilea și al treilea complex se încadrează foarte bine în seria inferioară a Rifeanului mediu. Apartenența primului complex este discutabilă ; prezența unor intercalații de gnaise porfiroide de tip Petrosu ne determină să propunem încadrarea sa în seria superioară a Rifeanului inferior. Ultimul complex ar corespunde, după părerea noastră, seriei superioare a Rifeanului mediu, cu atît mai mult cu cît autorul demonstrează originea recifală a calcarelor, referindu-se și la masivul Poiana Ruscă.

În sectorul valea Bistriței—Ciocănești—Fundul Moldovei, I. Bercia și colaboratorii (1964) au separat în cadrul seriei epimetamorfice trei complexe : C_1 — complex de șisturi sericitoase cu intercalații blastopsefitice, C_2 — complex de cuarțite negre și șisturi grafitoase, C_3 — complex de roci tufoide și porfiroide acide. Aceste complexe reprezintă continuarea complexelor puse în evidență în sectorul Bărnărel—Holdița. După caracterele lor litologice, cele trei complexe puse în evidență în sectorul cercetat, pot fi încadrate în seria inferioară a Rifeanului mediu.

Institutul Geologic al României

Carpații meridionali Masivul Leaota. Cercetările complexe efectuate de N. Gherasi și R. Dimitrescu (1962, 1963) în acest masiv au condus la separarea a două serii : seria de Cumpăna și seria de Leaota. Seria de Cumpăna reprezintă după cum am mai arătat fundamentul prerifean. În partea inferioară a seriei de Leaota autorii separă zona de Lerești—Tămaș, care repauzează prin intermediul unui nivel bazal de amfibolite (uneori cu granat), pe seria de Cumpăna. În această zonă predomină șisturile cloritoase cu muscovit și cu porfiroblaste de albit. Se menționează de asemenea șisturi clorito-albitice cu epidot și actinot, adesea cu porfiroblaste de magnetit, lentile de roci carbonatate porfiroide și gnaise lenticulare cu microclin, ultimele aparținînd însă, după părerea noastră, probabil fundamentului. Autorii remarcă, în partea superioară a zonei Lerești—Tămaș, prezența unui conglomerat cu elemente bine rulate, formate din gnaise albe cu microclin și ciment șistos constituit din clorit și albit porfiroblastic, pe care îl interpretează ca un conglomerat de regresiune, format la finele unei faze de sedimentare. Autorii menționează de asemenea ca o problemă nerezolvată eventualitatea unei discordanțe la baza seriei de Leaota.

Corelația dintre zona cristalină-mezozoică a Carpaților orientali și Carpații meridionali a prezentat întotdeauna dificultăți serioase, datorită în primul rînd schimbării caracterului litologic al formațiunilor. Cercetările complexe efectuate în ultimii ani în Carpații orientali și stabilirea unor succesiuni stratigrafice amănunțite a pachetelor de șisturi cristaline aduc date noi, care ne dau posibilitatea de a propune o soluție acestei probleme atît de dificilă. Astfel C. Ionescu a pus în evidență prezența unui nivel de șisturi verzi în baza cuarțitelor negre. De asemenea I. Bercia și colaboratorii (1964) au remarcat apariția unor intercalații relativ subțiri de șisturi tufogene bazice și de metabazite în complexul bazal (C_1) al seriei epimetamorfice din sectorul valea Bistriței—Ciocănești—Fundul Moldovei. Aceste intercalații de metabazite nu se mai regăsesc spre W, în regiunea Iacobeni. În același sector se arată de asemenea că șisturile verzi, care apar deasupra cuarțitelor grafitoase (creasta Aluniș), reprezintă nivelul de șisturi tufogene bazice și metabazite dinspre baza complexului de roci tufoide și porfiroide acide. Aceste date dovedesc prezența unui material eruptiv bazic și în partea inferioară a seriei epimetamorfice din Carpații orientali, dîndu-ne posibilitatea să integrăm zona de Lerești—Tămaș din masivul Leaota în seria inferioară a Rifeanului mediu. Abundența materialului bazic tufaceu în acest masiv poate fi explicată prin variație laterală de facies ; lentilele de roci porfiroide și carbonatate atestă apartenența acestei

Institutul Geologic al României

zone seriei sedimentogene vulcanogene bazice-acide. Remarcăm că N. Gherasi (1964) a demonstrat pe baza analizelor chimice că și orizontul bazal amfibolitic al seriei provine tot prin metamorfozarea unui material tufaceu bazic.

Amintim cu această ocazie că G. Pitulea (1964), efectuînd studiul stratigrafic și structural al Cristalinului epimetamorfic din sectorul Gemenea—Ostra, separă un complex vulcanogen și un complex terigen, considerîndu-le termeni superiori ai cristalinului epimetamorfic din Carpații orientali. Remarcăm că tipurile de roci descrise în cadrul acestor complexe și elementele structurale puse în evidență, le integrează mai bine în partea bazală a seriei inferioară a Rifeanului mediu, după cum susținuse anterior autorul citat mai sus.

Masivul Făgăraș. În versantul nordic al masivului Făgăraș, în apropierea limitei cu cîmpia Oltului, Șt. Ghika-Budești (1939) a pus în evidență zona cloritoșisturilor de Poiana Neamțului, constituită din șisturi micacee cu clorit și sericit în care sînt interstratificate bancuri de calcare ușor metamorfozate. Autorul a arătat că această zonă este comparabilă cu zona cloritoșisturilor de Rășinari. Este posibil ca zona de Poiana Neamțului, ale cărei caractere litologice și petrografice nu le cunoaștem în amănunțime, să reprezinte dezvoltarea Rifeanului mediu în masivul Făgăraș (seria inferioară, eventual seria superioară). Trebuie să mai adăugăm că prezența Rifeanului mediu cu conținut ridicat de material eruptiv bazic este confirmată spre nord de defileul Oltului, în fundamentul bazinului Transilvaniei, deoarece în compoziția orizonturilor conglomeratice ale Neogenului cu surse nordice[1]) am observat prezența tipurilor de șisturi aparținînd Rifeanului mediu.

Defileul Oltului. În sectorul Brezoi—Călinești a fost pusă în evidență prezența unui complex de șisturi epimetamorfice constituit din șisturi clorito-muscovitice, conținînd uneori intercalații de șisturi clorito-albitice, situat discordant peste șisturile amfibolice, amfibolitele și șisturile cu magnetit aparținînd Rifeanului inferior (Marcela Dessila-Codarcea, 1960).

Masivul Sebeș. În partea de N a masivului Sebeș a fost separată o zonă de calcare cristaline și paramfibolite, denumită zona de Cetățuia Căpîlnei (Șt. Ghika-Budești, 1939), marcată printr-un banc de calcare, interstratificate într-o serie de roci filitice cu clorit. Șt. Ghika-Budești consideră aceste roci ca avînd un caracter epizonal, dar la

[1]) M. Dimitriu, Cristina Dimitriu. Comunicare verbală, 1963.

Institutul Geologic al României

care se trece progresiv. L. Pavelescu (1955) separă în această parte a masivului o serie de şisturi cristaline de tip epizonal, pe care le repartizează la trei faciesuri : faciesul cloritos, faciesul cuarţos şi faciesul calcaros. Menţionează existenţa unui metamorfism progresiv manifestat prin apariţia biotitului. Caracterele litologice ale acestei serii de şisturi cristaline indică prezenţa Rifeanului mediu şi în acest masiv. Sperăm că analizele palinologice vor aduce date mai precise în stabilirea poziţiei stratigrafice a acestei serii.

Masivul Poiana Ruscă. Problema existenţei unui fundament consolidat, metamorfozat în condiţii de metamorfism ceva mai avansate în comparaţie cu seria epimetamorfică propriu-zisă, caracterizată prin prezenţa unor importante masive recifale, a fost întotdeauna foarte controversată. În anul 1953, V. Corvin Papiu a separat în baza stivei de şisturi cristaline din Poiana Ruscă o serie inferioară, constituită dintr-un complex şistos cu cristalinitate mai avansată, pe care îl denumise încă din anul 1947 „complexul de Padeş" şi un complex carbonatat, alcătuit din marmore şi cipoline. Această serie este considerată de autor reprezentînd fundamentul consolidat pe care s-au dezvoltat masivele recifale ale seriei superioare. V. Corvin Papiu subliniază că este foarte dificil de separat pachetele de şisturi cristaline aparţinînd fundamentului, deoarece procesele de retrometamorfism determină uneori apariţia unor faciesuri foarte asemănătoare formaţiunilor cristalofiliene mai noi. Cercetările complexe efectuate în ultimii ani de O. Maier, I. Bercia şi Elvira Bercia, H. Kräutner şi Florentina Kräutner, M. Mureşan şi Georgeta Mureşan şi alţi autori (1959—1963) au condus la separarea a trei complexe de şisturi cristaline predominant terigene, situate sub complexul şisturilor verzi tufogene, care prezintă îndinţări laterale cu calcarele recifale. Atît seria inferioară pusă în evidenţă de V. Corvin Papiu, cît şi primele trei complexe din succesiunea stratigrafică stabilită în masivul Poiana Ruscă se încadrează, în schema noastră, în seria inferioară a Rifeanului mediu.

Masivul Locva. În masivul Locva, O. Maier a efectuat în perioada anilor 1956—1961 cercetări complexe, care au avut ca rezultat separarea a două serii de şisturi cristaline : seria de Locva şi seria de Leşcoviţa. Seria de Locva, caracterizată prin predominarea şisturilor cu porfiroblaste de albit a fost echivalată întotdeauna cu seria şisturilor cu porfiroblaste de albit din masivul Leaotei, încadrîndu-se astfel în Rifeanul mediu. Menţiunea făcută de O. Maier asupra prezenţei unui nivel de importanţă stratigrafică pentru orizontarea şisturilor cristaline din

Institutul Geologic al României

Banatul de W, constituit din şisturi actinolitice foarte fine alternînd cu filite cuarţitice-sericitoase, ne dă posibilitatea preconizării extinderii formaţiunilor Rifeanului mediu spre N, în sectorul Ocna de Fer—Dognecea (seria filitelor şi şisturilor verzi—Ana Radu-Mercus, 1962). În această privinţă ne raliem celor susţinute de O. Maier relativ la corelarea complexului şisturilor cu porfiroblaste de albit cu paragnaisele de tip Buchin, pe care le situează din punct de vedere geometric în bază.

Seria de Leşcoviţa, constituită din roci tipice sedimentare, metamorfozate în condiţiuni epizonale, avînd o poziţie geometrică superioară, reprezintă probabil termeni corespunzători părţii superioare a Rifeanului mediu cu atît mai mult cu cît se observă din considerarea profilelor geologice că această serie apare situată, atît pe complexul rocilor magmatogene tufogene cît şi pe complexul şisturilor cu porfiroblaste de albit al seriei de Locva, prezentînd după părerea noastră un caracter transgresiv.

Munţii Apuseni. Prezenţa formaţiunilor Rifeanului mediu în Munţii Apuseni este pusă în evidenţă prin echivalarea zonei de Lereşti — Tămaş din masivul Leaota cu seria de Biharia din această unitate (R. Dimitrescu).

Seria de Biharia este caracterizată prin dezvoltarea largă a şisturilor cloritoase cu porfiroblaste de albit însoţite de gnaise albitice cu muscovit, clorit şi biotit, şisturi cloritoase şi epidotice, şisturi amfibolice, şisturi sericito-cloritoase, nivele lentiliforme de calcare cristaline şi subordonat micaşisturi cu muscovit (R. Dimitrescu, 1957; C. Ionescu, 1962). Intruziunile de Codru, care străbat şisturile cristaline ale acestei serii, transformîndu-le în corneene şi migmatite se încadrează în manifestările magmatice legate şi în alte masive cristaline de seria inferioară a Rifeanului mediu.

Seria de Muncelu situată deasupra seriei de Biharia în succesiune stratigrafică normală (R. Dimitrescu, 1957), constituită din filite sericitoase, filite sericito-cloritoase, filite grafito-sericitoase, cuarţite cenuşii (C. Ionescu, 1962), se integrează de asemenea în Rifeanul mediu; caracterul ei predominant sedimentogen şi prezenţa unor intercalaţii de dimensiuni considerabile de porfiroide atestă încadrarea acestei serii în partea inferioară a Rifeanului mediu. Remarcăm că R. Dimitrescu menţionează prezenţa unui orizont de cuarţite negre, analog cu cele din Carpaţii orientali. Remarcăm cu această ocazie că se poate preconiza extinderea Rifeanului mediu şi în Cristalinul Gilăului.

SERIA CALCAROASĂ — VULCANOGENĂ BAZICĂ

În urma examinării datelor geologice am constatat că în Carpaţii orientali se menţionează în mod destul de constant prezenţa unui pachet

Institutul Geologic al României

de şisturi cristaline, rezultat prin metamorfozarea unui material sedimentogen, amestecat în proporţii variate cu material eruptiv bazic (curgeri de lave şi tufuri). Încercînd să facem unele corelaţii între seriile epimetamorfice ale masivelor cristaline din Carpaţi am observat prezenţa constantă a materialului eruptiv bazic în partea superioară a stivelor de şisturi cristaline epimetamorfice. Pe baza acestor observaţiuni noi propunem separarea pachetelor de şisturi cristaline de acest tip într-o serie aparte, reprezentînd partea superioară a Rifeanului mediu. După cum vom arăta mai jos, această serie prezintă dezvoltări destul de diferite în cadrul zonelor cristalofiliene ale arcului carpatic.

Carpaţii orientali. În această unitate a Carpaţilor româneşti seria superioară a Rifeanului mediu prezintă o dezvoltare mai redusă, fiind constituită în general din diferite tipuri de şisturi sericitoase, cloritoase, în măsură mai mică cuarţoase, rezultate prin metamorfozarea unui material preponderent pelitic-argilos, conţinînd intercalaţii de dimensiuni variate de şisturi clorito-albitice (± amfibol, ± epidot, ± calcit), produse prin metamorfozarea unui material tufogen bazic. Şisturile grafitoase, cuarţitele negre, şisturile calcaroase şi calcarele prezintă o dezvoltare redusă în această unitate. În unele sectoare materialul premetamorfic este prin excelenţă tufogen.

În sectorul Pojorîta—Fundul Moldovei—Breaza, I. Rădulescu şi colaboratorii (1959) au separat la partea superioară a seriei şisturilor epizonale un complex de şisturi cloritoase tufogene constituit preponderent din diferite tipuri de şisturi clorito-albitice. Materialul sedimentogen este subordonat, după cum remarcă autorii, fiind reprezentat prin: şisturi calcaroase, cuarţite negre şi şisturi grafitoase.

În partea superioară a seriei de Tulgheş (sectorul Tulgheş—Corbu—C. Ionescu şi colaboratorii, 1962), sînt menţionate şisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, şisturi cloritoase cu calcit şi epidot, şisturi calcaroase, calcare şistoase şi dolomite, corespunzînd litologic seriei superioare a Rifeanului mediu.

În anul 1962, Marcela Codarcea, I. Bercia, H. Kräutner şi M. Mureşan au pus în evidenţă, în partea superioară a succesiunii stratigrafice a şisturilor epimetamorfice din regiunea Bărnărel—Holdiţa, complexul şisturilor sericito-cloritoase cu intercalaţii de şisturi verzi tufitogene. Acest complex este constituit din: şisturi sericitoase, şisturi sericito-cloritoase, şisturi cuarţitice sericitoase slab grafitoase, sporadic cuarţite grafitoase şi şisturi cloritoase verzi (tufitogene bazice).,

Institutul Geologic al României

Carpaţii meridionali. Domeniul getic. Masivul Leaota. Ultimele cercetări geologice complexe şi revizuiri efectuate de R. Dimitrescu (1962) apoi de N. Gherasi şi R. Dimitrescu (1963), în masivul Leaotei au avut ca rezultat separarea, în cadrul seriei de Leaota, a unei zone superioare din punct de vedere geometric (zona Căluşu—Tămăşel), constituită din şisturi verzi clorito-albitice cu actinot ± epidot de origine tufogenă bazică, şisturi clorito-sericitoase cu cuarţ, de provenienţă terigenă şi şisturi clorito-albitice cu sericit ± epidot de origine mixtă. Se menţionează de asemenea prezenţa unor intercalaţii de şisturi grafitoase. Remarcăm că autorii indică caracterul mai pronunţat microcristaloblastic al rocilor, care constituie zona Căluşu—Tămăşel. Analiza tectonică atentă şi microstructurile au determinat pe N. Gherasi şi R. Dimitrescu să considere această zonă drept un etaj structural diferit în raport cu zona Lereşti, care constituie partea inferioară a seriei de Leaota. Aceste date se acordă destul de bine cu echivalarea zonei Căluşu—Tămăşel cu seria superioară a Rifeanului mediu, care prezintă şi în acest masiv, la fel ca şi în defileul Oltului, un caracter transgresiv.

Defileul Oltului. În sectorul Răşinari—Cisnădioara am pus în evidenţă un complex, constituit preponderent din şisturi clorito-albitice, a cărui poziţie stratigrafică nu a putut fi stabilită în mod precis din cauza suprapunerii unor termeni diferiţi din punct de vedere stratigrafic. Ultimele revizuiri au dovedit poziţia inferioară din punct de vedere geometric a acestui complex în raport cu complexul cuarţitelor blastodetritice, aparţinînd seriei de Răşinari. Raporturile lui cu seria de Sibişel nu apar însă în mod clar, fiind mascate de sinclinalul mai nou de cuarţite blastodetritice, situat tocmai pe zona de contact. Din aceste motive, am avut tendinţa de a considera complexul clorito-albitic inferior din punct de vedere stratigrafic seriei de Sibişel. N. Gherasi şi R. Dimitrescu au echivalat zona de Căluşu—Tămăşel din masivul Leaota cu acest complex. Stabilirea poziţiei stratigrafice a seriilor din masivul Leaota în cadrul dezvoltării grupului rifean ne permite încadrarea complexului clorito-albitic din sectorul Răşinari în Rifeanul mediu. Remarcăm că în acest mod unele puncte discutabile se clarifică; dispariţia termenilor seriei de Sibişel sub complexul clorito-albitic este firească, dat fiind caracterul transgresiv al acestui complex în Carpaţii meridionali centrali şi de asemenea discordanţa de metamorfism asupra căreia ne-a atras atenţia D. Giuşcă atunci cînd l-am consultat în această privinţă.

În partea sudică a regiunii defileului Oltului, în Valea lui Stan, a fost pusă în evidenţă o serie de roci epimetamorfice a cărei poziţie strati-

Institutul Geologic al României

grafică a fost mult discutată. Această serie constituită din calcare foarte slab metamorfozate cu interstratificații de material eruptiv bazic, asociate cu șisturi sericito-grafitoase, a fost considerată, de unii autori, drept o fereastră a Pînzei getice (G. Murgoci, 1904). Alți autori, (I. Popescu-Voiteşti, 1904, A. Streckeisen, 1934), au susținut că este vorba de depozite sedimentare (mezozoice), situate pe pînză, strivite între seria de Lotru și seria de Cozia. Al. Codarcea și Gh. Manolescu s-au raliat primei ipoteze (1935), arătînd că calcarele din Valea lui Stan sînt asemănătoare acelora din valea Cernei, iar șisturile verzi pot fi corelate cu stratele de Azuga. Șt. Ghika-Budeşti (1939) a considerat seria epimetamorfică din Valea lui Stan drept o fereastră tectonică a Pînzei getice. În timpul unei excursiie fectuată împreună cu Al. Codarcea și L. Pavelescu în Valea lui Stan, L. Pavelescu (1958) a recunoscut în seria din Valea lui Stan caractere asemănătoare seriei de Tulișa. În urma executării unor cartări amănunțite în sectorul Brezoi—Călinești—Robești (Marcela Dessila-Codarcea, 1960—1961), și punerii în evidență în acest sector a seriei epimetamorfice transgresive, problema existenței unor termeni analogi în Valea lui Stan a început să se contureze. Caracterele diferite litologice și petrografice ale seriei epimetamorfice din Valea lui Stan nu ne-au permis însă să o corelăm direct cu complexele de șisturi cristaline separate la N. În speranța determinării existenței Paleozoicului am predat material din calcare pentru analize palinologice și de conodonte, care nu au avut pînă în prezent rezultate pozitive. Datele pe care le deținem asupra dezvoltării Rifeanului în Carpați ne determină să încadrăm deocamdată această serie în partea superioară a Rifeanului mediu. Extinderea seriei epimetamorfice din Valea lui Stan spre W, în Plaiul lui Stan, a fost pusă în evidență de Al. Codarcea (1943) și H. Savu (1963).

Masivul Poiana Ruscă. Din cercetările geologice efectuate în acest masiv a rezultat în mod constant poziția superioară din punct de vedere geometric a masivelor de roci carbonatate recifale. V. Corvin Papiu (1953) a pus în evidență în partea de NW a masivului Poiana Ruscă o serie superioară, constituită dintr-un complex șistos și un complex de calcare dolomitice, situate pe un fundament consolidat (seria inferioară — 1953, complexul de Padeș — 1947). H. Savu (1953) a ajuns la rezultate asemănătoare. Seria filitelor și calcarelor cristaline separată de acest autor este considerată rezultînd în urma suprapunerii unui nou ciclu de sedimentare terigenă cu recifi coraligeni peste un fundament consolidat, aparținînd, după părerea noastră, părții superioare a Rifeanului inferior.

Institutul Geologic al României

H. Savu a arătat că această serie de şisturi cristaline a fost metamorfozată într-o fază ulterioară de cutare şi metamorfism, în timpul căreia a fost reluat şi fundamentul vechi.

Cercetările complexe, efectuate în ultimii ani de un număr mare de cercetători, au adus contribuţiuni substanţiale la descifrarea stratigrafiei şi structurii formaţiunilor cristalofiliene, care constituie acest masiv (L. Pavelescu, O. Maier, I. Bercia şi Elvira Bercia, H. Kräutner şi Florentina Kräutner, M. Mureşan şi Georgeta Mureşan şi alţi autori, 1959—1964). Masivele de calcare dolomitice au constituit obiectul unor cercetări speciale (V. Corvin Papiu şi colaboratorii—1961). Stiva de şisturi epimetamorfice din acest masiv a fost divizată în complexe caracteristice din punct de vedere litologic, dispuse în următoarea succesiune geometrică: 1) complex bazal de cuarţite şi şisturi grafitoase cu intercalaţii de roci verzi tufogene, 2) complex de şisturi sericito-cloritoase cuarţoase, 3) complex de şisturi grafitoase, 4) complex de şisturi verzi tufogene, 5) complex de filite şi şisturi clorito-sericitoase terigene. În cadrul acestei succesiuni stratigrafice s-a stabilit poziţia masivelor dolomitice: Teliuc—Ghelar, Luncani—Muncelu, Tomeşti. Aceste masive de origină recifală (V. Corvin Papiu, 1961) prezintă îndinţări laterale (Al. Codarcea, 1948), cu complexul şisturilor verzi tufogene şi cu partea inferioară a complexului filitelor şi şisturilor clorito-sericitoase terigene.

Corelarea seriei epimetamorfice din masivul Poiana Ruscă cu seriile epimetamorfice din masivele cristalofiliene carpatice este foarte dificilă. M. Mureşan (1963) a corelat seriile epimetamorfice din masivul Poiana Ruscă cu seriile de şisturi cristaline din Carpaţii orientali pe baza poziţiei zăcămintelor de Fe, Mn şi sulfuri complexe. Acest autor a echivalat primele trei complexe şi o parte considerabilă din complexul şisturilor verzi tufogene din masivul Poiana Ruscă cu complexul calcarelor cristaline şi al amfibolitelor din Carpaţii orientali, partea superioară a complexului şisturilor verzi tufogene şi complexul filitelor şi şisturilor clorito-sericitoase terigene corespunzînd complexelor rocilor porfirogene şi al calcarelor din Carpaţii orientali. În urma stabilirii unei scheme de dezvoltare a formaţiunilor rifeene din Carpaţi, noi preconizăm corelarea seriei epimetamorfice din masivul Poiana Ruscă cu celelalte serii epimetamorfice carpatice pe baza criteriilor litologice. În acest sens remarcăm încă odată că din examinarea datelor geologice existente, reiese prezenţa unor aporturi de material eruptiv bazic în partea superioară a succesiunilor epimetamorfice stabilite în diferite sectoare din Carpaţi; aceste

Institutul Geologic al României

aporturi au favorizat dezvoltarea unor importante masive recifale, atît în masivul Poiana Ruscă (V. Corvin Papiu, 1958), cît și în Carpații orientali. Masivele recifale s-au fixat, în mod logic, pe un fundament consolidat (complexul de Padeș—V. Corvin Papiu, 1947; complexul șisturilor muscovito-clorito-cuarțoase — H. Savu, 1953), după cum a demonstrat și C. Ionescu (1964), în Carpații orientali. Complexele inferioare din punct de vedere geometric complexului șisturilor verzi tufogene aparțin după caracteristicile lor litologice seriei inferioare a Rifeanului mediu, care conține de asemenea uneori intercalații de material eruptiv bazic (Carpații meridionali centrali, masivul Leaota). Această convergență litologică face dificilă separarea termenilor aparținînd Rifeanului mediu de termenii Rifeanului inferior. În acest mod ajungem la concluzia transgresivității complexului șisturilor verzi tufogene aparținînd seriei epimetamorfice din Poiana Ruscă pe un fundament deja consolidat.

Autohtonul danubian. Din examinarea datelor referitoare la Autohtonul danubian se constată că complexul superior al seriei de Drăgșan (complexul clorito-sericitos), constituit din: șisturi cu clorit și sericit, cloritoșisturi, cloritoșisturi cu porfiroblaste de albit, șisturi cu clorit și epidot, șisturi actinolitice, șisturi amfibolice cu biotit, clorit și granat și calcare cristaline (L. Pavelescu, 1961), corespunde atît din punct de vedere litologic cît și metamorfic Rifeanului mediu. L. Pavelescu separă în cadrul acestui complex două orizonturi. Orizontul inferior este constituit din conglomerate sau cuarțite microconglomeratice, formate pe seama dezagregării complexului amfibolitic al seriei de Drăgșan și seriei de Lainici—Păiuș. Autorul subliniază că depozitele epiclastice derivate îndeosebi în urma eroziunii complexului amfibolitic, amestecate în partea superioară cu material piroclastic provenit din efuziuni, tufuri și cenuși vulcanice submarine, au fost metamorfozate în condițiunile faciesului albit—epidot—amfibolitic adaptîndu-se la condițiunile faciesului șisturilor verzi numai după punerea în loc a masivelor granitoide. Orizontul superior este tufaceu în partea inferioară, îmbogățindu-se în intercalații de roci psamo-pelitice spre partea superioară, unde se termină cu șisturi cuarțitice negre și șisturi sericitice cu intercalații de calcare. L. Pavelescu și Gr. Răileanu (1961) consideră că complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgșan, — caracterizat prin prezența unor conglomerate bazale, situat în discordanță atît peste seria de Lainici—Păiuș cît și pe complexul amfibolitic al seriei de Drăgșan, pe seama cărora s-a format, — este transgresiv, corespunzînd unei noi etape în dezvoltarea

Institutul Geologic al României

geosinclinalului carpatic, probabil în Cambrian—Ordovician. Remarcăm că în evoluția grupului rifean, sistemul rifean mediu prezintă întotdeauna în Carpați un caracter transgresiv, marcat printr-o discordanță stratigrafică și prezența, în unele unități carpatice, a conglomeratelor bazale (Carpații orientali), însoțită de o discordanță tectonică și metamorfică mai mult sau mai puțin evidentă. Bazați pe aceste date, propunem încadrarea complexului clorito-sericitos al seriei de Drăgșan în Rifeanul mediu, cele două orizonturi corespunzînd destul de bine celor două serii care constituie acest sistem.

RIFEANUL SUPERIOR

În Carpații meridionali centrali (sectorul Rășinari—Cisnădioara—Sadu) a fost pusă în evidență pe baza datelor paleontologice prezența Rifeanului, în domeniul de dezvoltare a formațiunilor epimetamorfice carpatice (Sofia Nicolaevna Naumova, Marcela Dessila-Codarcea, Violeta Iliescu, 1962). Descoperirea și determinarea formei *Riffenites* Naum. în calcarele blastodetritice de pe valea Sadului au dat posibilitatea atribuirii acestor calcare Rifeanului superior. Analiza palinologică a șisturilor verzi din Dobrogea (E. Glowacki, V. Karnkowski, 1963; Violeta Iliescu, 1964) a confirmat vîrsta rifeană presupusă de O. Mirăuță încă din anul 1961. Violeta Iliescu a demonstrat, pe baza analizelor palinologice, existența unor termeni cambrieni în partea superioară a formațiunii de șisturi verzi (S. Cosma — seria superioară de șisturi verzi, 1962; O. Mirăuță — seria supragrauwackică de Băltățești, 1963), confirmînd posibilitatea vîrstei cambriene a seriei de Băltățești, în continuitate de sedimentare cu formațiunea rifeană a șisturilor verzi (O. Mirăuță, 1963). Aceste date ne-au dat posibilitatea să separăm în partea superioară a grupului rifean un sistem, caracteristic din punct de vedere litologic și metamorfic, constituit din formațiuni terigene cu caracter ritmic, foarte puțin afectate de procesele de metamorfism general.

Dobrogea. Formațiunea de șisturi verzi din Dobrogea centrală a fost atribuită de diferiți autori cînd Precambrianului, cînd Paleozoicului. În anul 1955 (O. Mirăuță, Elena Mirăuță), și în ghidul excursiilor din Dobrogea (O. Mirăuță, 1961), s-a demonstrat că această formațiune de vîrstă rifeană, este constituită dintr-o succesiune de grauwacke și șisturi, în care se observă o neconcordanță între șistozitate și stratificația rocilor. I. Atanasiu (1940), N. Grigoraș și T. Dăneț (1961) au subliniat caracterul de fliș al șisturilor verzi. S. Cosma

Institutul Geologic al României

și colaboratorii (1962) au deosebit în cadrul grupei rocilor sedimentare vechi, o serie inferioară de șisturi verzi formată din gresii, microconglomerate și șisturi aleuritice și pelitice și o serie superioară de șisturi verzi, discordantă, caracterizată prin prezența unor aglomerate și gresii violacee, în care sînt remaniate roci aparținînd primei serii, Cristalinului și Eruptivului. Autorii consideră șisturile verzi de vîrstă paleozoică. S. Cosma și colaboratorii consideră că șisturile mezozonale și epizonale de vîrstă antecambriană, constituie fundamentul pe care este dispusă transgresiv formațiunea de șisturi verzi. În urma cercetărilor efectuate în sectorul NW al zonei șisturilor verzi, O. Mirăuță (1962) a separat trei serii (seria infragrauwackică, seria grauwackică inferioră și seria grauwackică superioară), descriind caracterele sedimentologice ale formațiunii : stratificație gradată, laminație oblică de curent, mecanoglife, remanieri intraformaționale etc. În anul 1963 s-au efectuat în Dobrogea centrală cercetări complexe (petrografice, stratigrafice, tectonice și sedimentologice) de către S. Cosma, M. Chiriac, O. Mirăuță, C. Ionescu, Gh. Neacșu, D. Jipa, ajungîndu-se la concluzia că nu există formațiuni epimetamorfice în fundamentul șisturilor verzi, care au fost cutate și metamorfozate sincron. O. Mirăuță a stabilit că seria de Băltăgești, predominant șistoasă, este situată la partea superioară a formațiunii șisturilor verzi (seria supragrauwackică). Remarcăm că acest autor subliniază încă odată caracterul de fliș al șisturilor verzi, demonstrînd prezența unui stil de cutare larg și a unui metamorfism slab, considerînd că seria de Băltăgești ar putea să reprezinte baza Cambrianului. O. Mirăuță arată posibilitatea cutării și metamorfozării șisturilor verzi în orogeneza assyntică nouă sau caledoniană veche. V. Mutihac (1963) consideră că atît șisturile cristaline epizonale din Dobrogea de nord, cît și formațiunea epimetamorfică corespunzătoare seriei infragrauwackică pusă în evidență de O. Mirăuță în Dobrogea centrală sînt termeni mai vechi din punct de vedere stratigrafic, reprezentînd fundamentul pe care este dispusă transgresiv formațiunea șisturilor verzi.

Analizele palinologice au confirmat vîrsta rifeană a șisturilor verzi (Violeta Iliescu, 1964). În schema noastră de dezvoltare a grupului rifean, șisturile verzi din Dobrogea se încadrează în Rifeanul superior. Remarcăm de asemenea cu această ocazie că formațiunile mesometamorfice din această unitate, printre care sînt descrise diferite tipuri de micașisturi cu granat și staurolit, reprezintă, după părerea noastră, fundamentul prerifean, în timp ce șisturile epizonale aparțin foarte probabil Rifeanului inferior sau eventual mediu.

Institutul Geologic al României

Regiunile carpatice. Din materialul examinat şi din datele pe care le deţinem în urma cercetărilor geologice efectuate în regiunea defileului Oltului reiese prezenţa formaţiunilor aparţinînd Rifeanului superior în cîteva puncte ale arcului carpatic.

Defileul Oltului. În regiunea defileului Oltului în împrejurimile comunei Sadu a fost pusă în evidenţă o formaţiune calcaroasă blastodetritică, în care au fost descoperite şi determinate alge rifeene (*Riffenites* şi *Leiominuscula carpatica*), după cum am arătat mai sus. Aceste calcare sînt foarte puţin afectate de fenomenele de recristalizare blastică, încît caracterele lor sedimentologice s-au păstrat intacte: stratificaţie gradată, laminaţie paralelă şi laminaţie oblică de curent. Ritmurile blastopsamitice conţin granule perfect rotunjite de cuarţ, rar de microclin, nedeformate deloc de acţiunea metamorfismului general. În baza ritmurilor se observă, în unele cazuri, prezenţa unor granule de cuarţ sau fragmente de roci, care nu depăşesc dimensiunile elementelor din microconglomerate şi sînt reprezentate de obicei de filite sericitoase, sericito-grafitioase sau sericito-cloritoase, provenind după cum am mai arătat, prin dezagregarea micaşisturilor retrometamorfozate ale fundamentului prerifean. Trebuie să adăugăm însă cu această ocazie că în unele cazuri aspectele observate în secţiuni subţiri indică o proveniență epimetamorfică, fapt remarcat în R.P. Bulgaria [1]), explicabilă în urma divizării grupului rifean în sisteme cu evoluţie geologică independentă. Cercetările efectuate în sectorul Tălmăcel (1963) ne-au determinat să separăm calcarele blastodetritice într-un complex aparte, pe care îl înglobăm în sistemul rifean superior.

Bazinul Transilvaniei. Date recente ne-au confirmat prezenţa formaţiunilor Rifeanului superior şi în partea de SE a bazinului Transilvaniei, sub depozitele mezozoice şi terţiare.

Banatul de vest. În regiunea Ocna de Fer—Bocşa Montană, Al. Codarcea (1930) a separat între zona epigranitelor şi epidioritelor şi depozitelor Carboniferului superior o zonă de roci milonitizate, constituită din conglomerate, filite satinate, cuarţite sericitoase şi şisturi calcaroase, care marchează încălecarea cristalinului peste Carboniferul superior al sinclinalului paleomezozoic al Banatului occidental. În anul 1957, L. Contescu efectuînd cercetări geologice în sectorul Mîniom a separat în seria epizonală două complexe. Primul complex corespunde seriei şisturilor verzi (Al. Codarcea, 1930). Al doilea complex, după

[1]) Iaranoff (1962). Comunicare verbală.

Institutul Geologic al României

presupunerea autorului, avînd o poziție geometrică superioară șisturilor verzi, este constituit din filite, calcșisturi, cuarțite, cu intercalații de microconglomerate metamorfozate, corespunzînd zonei milonitice (Al. Codarcea 1930). În urma cercetărilor întreprinse în sectorul Mîniom, Marcela Codarcea și A. Ștefan (1959) au separat în partea superioară a seriei epimetamorfice două complexe : complexul conglomeratelor verzi, bariolate cu lentile de roci metagranitice și metadioritice și complexul rocilor detritice, reprezentînd probabil un sinclinal de roci mai noi.

Încercînd să dateze seria epimetamorfică din sectorul Mîniom L. Contescu a pus ipoteza unei vîrste Devonian—Carbonifer inferior. La această ipoteză s-au raliat atunci Marcela Dessila-Codarcea și A. Ștefan. În prezent admitem posibilitatea încadrării seriei blastodetritice de la Mîniom în Rifeanul superior cu atît mai mult cu cît din punct de vedere geometric am echivalat complexele de șisturi verzi inferioare din punct de vedere stratigrafic cu partea inferioară a seriei de Sibișel. Remarcăm că conglomerate foarte asemănătoare în R.S. Cehoslovacia sînt considerate de vîrstă algonkiană.

Autohtonul danubian. În partea superioară a seriilor cristalofiliene care constituie Autohtonul danubian a fost separată seria de Tulișa, constituită, după date recente (L. Pavelescu, 1961), din roci detritice dinamometamorfozate : conglomerate, arcoze, gresii arcoziene, gresii, calcare, șisturi filitice cu intercalații de cipoline, șisturi verzi și filite negre, grafitoase. Această serie este situată discordant și transgresiv peste șisturile cristaline ale seriei de Lainici—Păiuș, peste cele două complexe ale seriei de Drăgșan și cele două serii de granitoide. Bazați pe caracterul transgresiv și discordant al acestei serii precum și pe erupțiunile care o traversează, L. Pavelescu și Gr. Răileanu (1961) au ajuns la concluzia că seria de Tulișa corespunde unei etape de dezvoltare a geosinclinalului carpatic mai nouă, care a început probabil în Silurian. Date mai recente au determinat pe Gr. Răileanu (1964)[1]), să considere că partea inferioară a seriei de Tulișa, reprezintă un termen mai vechi decît orogeneza caledoniană. Caracterele litologice, metamorfice și poziția seriei de Tulișa în raport cu ceilalți termeni ai grupului rifean ne face să credem că unii termeni înglobați în această serie (îndeosebi cei din bază de natură detritică), ar putea fi raportați la Rifeanul superior.

Munții Apuseni. În diferitele masive care constituie Munții Apuseni (Drocea, Highiș, Codru-Moma, Gilău, Bihor) a fost pusă în

[1]) Gr. Răileanu (1964). Comunicare verbală.

Institutul Geologic al României

evidență o serie blastodetritică ritmică cu caracter transgresiv, metamorfozată la nivelul faciesului șisturilor verzi, sub faciesul muscovit—clorit, constituită din roci blastopsefitice, blastopsamitice și blastopelitice, conținînd intercalații subordonate de material eruptiv bazic și calcare. Vîrsta acceptată în general pentru această serie este paleozoică. Prezența unor elemente remaniate de șisturi epimetamorfice atestă pînă în prezent această vîrstă. Punerea în evidență a caracterelor Rifeanului superior din Dobrogea și Carpați ne-a sugerat posibilitatea încadrării acestei serii în grupul rifean. Menționăm în acest sens că H. Savu [1]) nu exclude posibilitatea atribuirii unei vîrste mai vechi seriei de Păiușeni din masivul Drocea, iar R. Dimitrescu [2]) a remarcat că complexul blastodetritic din munții Bihorului ar conține un număr de elemente structurale mai mare în comparație cu formațiunile paleozoice.

CONSIDERAȚIUNI ASUPRA EVOLUȚIEI GEOLOGICE A TERENURILOR RIFEENE DIN CARPAȚI

Sintetizarea datelor care s-au acumulat pînă în prezent ne dă posibilitatea să schițăm evoluția geologică a diferitelor unități carpatice în timpul Rifeanului. Grupul rifean, corespunzînd unei durate considerabile de timp, este constituit din depozitele mai multor cicluri de sedimentare, încheiate prin faze de cutare, magmatism și metamorfism.

Principala caracteristică a metamorfismului, după N. P. Semenenko, potrivit căreia de-a lungul zonelor cutate aceleași complexe stratigrafice de roci sînt metamorfozate în diferite grade, caracterizează și dezvoltarea sistemelor rifeene din Carpați, îndeosebi sistemul rifean inferior a cărui metamorfite se încadrează în limitele a două faciesuri metamorfice (faciesul amfibolitic și faciesul șisturilor verzi). Diferențele de metamorfism se observă mai greu în formațiunile celorlalte sisteme rifeene, deoarece ele au fost metamorfozate numai la nivelul faciesului șisturilor verzi, suferind și repetate procese de metamorfism regresiv și metamorfism progresiv, care s-au suprapus ulterior. Remarcăm de asemenea că în cadrul zonei geosinclinale mobile carpatice, în sectoarele unde au avut loc procese magmatice mai active, depozitele primordiale au fost afectate mai intens de transformările metamorfice.

Depozitele ciclurilor de sedimentare rifeene au fost cutate și metamorfozate în timpul Proterozoicului superior; fazele de cutare și meta-

[1]) H. Savu (1964). Comunicare verbală.
[2]) R. Dimitrescu (1964). Comunicare verbală.

Institutul Geologic al României

morfism şi-au păstrat sensul şi au restructurat succesiv edificiile existente, făcînd uneori foarte dificilă divizarea stivelor de şisturi cristaline.

Fundamentul vechi, cutat şi metamorfozat iniţial în timpul epocilor de cutare şi metamorfism prerifeene a fost complet restructurat în unităţile carpatice, unde s-au suprapus stive importante de depozite rifeene (Carpaţii orientali), rar păstrîndu-se vestigii ale structurilor iniţiale. Zona care a fost exondată în timpul Rifeanului mediu şi inferior (Cristalinul Sebeş—Lotru) şi-a conservat structura iniţială; ea constituia o osatură veche cu structură proprie, care a imprimat în continuare în unele porţiuni ale arcului carpatic (Carpaţii meridionali), stilul său edificiului structural rifean. Zona carpatică prerifeană prezenta, după părerea noastră, un caracter de masiv median, situat într-o porţiune cu caracter intern a geosinclinalului rifean.

Baza grupului rifean este marcată printr-o serie eruptivă cu caracter ofiolitic. Lavele bazice au pătruns din adîncime pe plane regionale de discontinuitate, revărsîndu-se submarin (Răşinari, masivul Făgăraş, Carpaţii orientali, Banatul de vest). În unele cazuri se pot pune în evidenţă zonele de ridicare spre suprafaţă a ofiolitelor, însoţite de o întreagă suită de procese provocate de ascensiunea lor (sectorul Tălmăcel). Ridicarea spre suprafaţă a magmelor de orgină simică s-a produs în marginea zonei carpatice prerifeene. În partea sudică a zonei prerifeene carpatice au avut loc de asemenea revărsări de lave bazice, după cum am dedus prin pralelizarea seriei de Drăgşan din Autohtonul danubian cu complexul ofiolitic al seriei de Sibişel din Carpaţii meridionali centrali (1962). Regiunea defileului Oltului constituia încă de pe atunci o zonă de mică rezistenţă, de direcţie N—S. Pe amplasamentul acestei zone s-a format o fosă cu caracter avlacogen, unde s-au depus diferiţi termeni ai grupului rifean, începînd cu seria ofiolitică. Remarcăm că această zonă şi-a păstrat caracterul ei şi mai tîrziu.

Evoluţia Rifeanului inferior în zona carpatică a continuat prin depunerea unor formaţiuni cu caracter detritic (grezos—marnos—calcaros), după cum au demonstrat diferiţi autori în privinţa formaţiunilor cristalofiliene pe care le-am înglobat în partea mediană a Rifeanului mediu şi care prezintă, în mod constant, o poziţie geometrică superioară seriilor cristaline din fundamentul prerifean şi inferioară termenilor mai noi, ai Rifeanului mediu. Ciclul de sedimentare al acestui sistem s-a încheiat prin depunerea unor formaţiuni preponderent detritice psamo-pelitice, însoţite în unele unităţi carpatice de manifestări ale unui vulcanism acid.

Institutul Geologic al României

Din examinarea datelor existente am ajuns la concluzia că dezvoltarea cea mai completă a Rifeanului inferior a avut loc în Carpaţii orientali. În Carpaţii meridionali lipsesc unii termeni ai Rifeanului inferior. Astfel în unele sectoare din regiunea defileului Oltului nu apar formaţiunile corespunzătoare seriei $R.I_2$.

La vest de defileul Oltului, termeni ai Rifeanului inferior apar abea în partea sudică a masivului Poiana Ruscă.

Formaţiunile Rifeanului inferior au fost cutate şi metamorfozate în timpul unei importante faze de cutare şi metamorfism. Din punct de vedere metamorfic se constată o avansare a gradului de metamorfism de la nivelul faciesului şisturilor verzi (subfaciesul clorit—biotit) pînă la nivelul faciesului amfibolitic, în masivele cristalofiliene caracterizate printr-o dezvoltare amplă a formaţiunilor Rifeanului inferior (Carpaţii orientali, masivul Făgăraş, partea sudică a masivului Poiana Ruscă). Procesele de metamorfism general s-au manifestat mai puternic, producînd uneori o egalare din punct de vedere metamorfic a formaţiunilor care aparţin Rifeanului şi formaţiunilor din fundamentul prerifean, încît în aceste masive nu s-a pus, în general, problema separării unor formaţiuni transgresive în cadrul seriei mezometamorfice. Suprapunerea unor procese de retrometamorfism, produse de fazele ulterioare de cutare şi metamorfism face şi mai dificilă această delimitare. De această fază de cutare şi metamorfism sînt legate unele masive granitoide sinorogene din Autohtonul danubian. Aceste masive granitoide (Suşiţa—Tismana) nu depăşesc limita superioară a seriei de Lainici—Păiuş şi complexul amfibolitic al seriei de Drăgşan (L. P a v e l e s c u, 1961), care aparţin, după părerea noastră, Rifeanului inferior, încît ele trebuie înglobate în ciclul intruziv legat de faza de cutare şi metamorfism a acestui sistem.

Odată cu Rifeanul mediu începe în Carpaţi un nou ciclu de sedimentare, corespunzînd majorităţii seriilor epimetamorfice din masivele cristaline carpatice. Caracterul transgresiv al seriilor epimetamorfice a fost pus în evidenţă, după cum am arătat îndeosebi în Carpaţii orientali. Existenţa unei discordanţe stratigrafice, uneori şi metamorfice între formaţiunile Rifeanului mediu şi seriile cristalofiliene ale Rifeanului inferior şi ale fundamentului prerifean, a fost demonstrată în diferite sectoare ale Carpaţilor orientali şi în regiunea defileului Oltului.

Rifeanul mediu prezintă în Carpaţi o arie de răspîndire mai mare decît Rifeanul inferior. Datorită caracterului său transgresiv, el acoperă în multe cazuri termenii stratigrafici ai Rifeanului inferior. În masivul

Institutul Geologic al României

Locvei şi masivul Leaotei, formaţiunile Rifeanului mediu se dispun direct pe fundamentul prerifean.

Din examinarea datelor existente se observă prezenţa constantă a materialului eruptiv, a cărui natură se schimbă după poziţia geometrică a pachetelor de şisturi cristaline în care este înglobat. Astfel, în Carpaţii meridionali (masivul Leaota, defileul Oltului, masivul Locva) şi Munţii Apuseni, materialul eruptiv bazic este foarte abundent, în timp ce în Carpaţii orientali se menţionează intercalaţii de dimensiuni reduse de material bazic în partea bazală a seriei epimetamorfice, luînd în schimb o amploare deosebită manifestările vulcanismului acid. Seria superioară a Rifeanului mediu este caracterizată din nou prin abundenţa materialului eruptiv bazic, complexul şisturilor tufogene bazice din Poiana Ruscă corespunzînd părţii superioare a seriei epimetamorfice din Carpaţii orientali şi seriei de Căluşu—Tămăşel din masivul Leaota. În acest sens în dezvoltarea formaţiunilor aparţinînd Rifeanului mediu se observă importante variaţii de facies, care au făcut dificile corelaţiile dintre Carpaţii orientali şi Carpaţii meridionali. Trebuie să remarcăm de asemenea că în masivul Leaota (N. G h e r a s i şi R. D i m i t r e s c u, 1963) şi în masivul Poiana Ruscă (V. C o r v i n P a p i u, 1947, 1953 ; H. S a v u, 1953), s-a susţinut existenţa unei discordanţe stratigrafice şi tectonice între cele două serii ale Rifeanului mediu, corespunzînd unor etaje structurale diferite. Adăugăm că prezenţa unor mase eruptive (bazice pînă la acide), reprezentînd intruziuni postorogene, care nu depăşesc seria inferioară a Rifeanului mediu, reprezintă după părerea noastră un argument în plus în favoarea cutării acestei serii în timpul unei faze anterioare depunerii seriei superioare a Rifeanului mediu.

Ţinem să remarcăm cu această ocazie că poziţia geometrică superioară a recifilor din masivul Poiana Ruscă şi Carpaţii orientali în succesiunea stratigrafică a grupului rifean este firească. Existenţa unor importante masive recifale în Rifeanul din Uniunea Sovietică şi în Sineanul din China este cunoscută. Studiul evoluţiei Stromatolitelor a pus în evidenţă o creştere treptată a rolului lor în timpul Proterozoicului superior. Calcarele care apar în cadrul Rifeanului inferior prezintă caractere diferite, ele rezultînd după cum am mai arătat prin metamorfozarea unor depozite iniţial marnoase. Intercalaţiile de calcare din fundamentul prerifean sînt subordonate şi caracterizate printr-un grad avansat de marmorizare.

Formaţiunile Rifeanului mediu au fost cutate şi metamorzate la nivelul faciesului şisturilor verzi, subfaciesul clorit—muscovit, în următoarea

Institutul Geologic al României

fază de cutare și metamorfism. Seriile de șisturi cristaline din fundament (seriile prerifeene și seriile Rifeanului inferior) au suferit fenomene de filonitizare și retrometamorfism, puse în evidență și descrise amănunțit în Carpații orientali și Carpații meridionali centrali, urmate de fenomene de metamorfism progresiv, marcate prin creșterea biotitelor și granaților transversal pe foliația rocii (H. Savu, 1955; S. Cosma, S. Peltz, 1956; C. Ionescu și colaboratorii, 1960—1964; N. Bîră și colaboratorii, 1961—1962; I. Rădulescu și colaboratorii, 1961—1962; Marcela Dessila-Codarcea, 1961—1962; N. Gherasi și R. Dimitrescu, 1962; I. Bercia și colaboratorii, 1964).

De sistemul rifean mediu trebuie legate o serie de intruziuni sinorogene care nu depășesc limita lui superioară. În Autohtonul danubian a fost demonstrat că masivele granitoide interne (centrale), se ridică pînă la limita nivelului bazal al seriei de Tulișa, constituit din conglomerate și microconglomerate, care remaniază elemente din cele două serii de granitoide (L. Pavelescu, 1961). Aceste date ne-au determinat să ajungem la concluzia că unele masive granitoide din această unitate carpatică trebuie raportate la ciclul tectono-magmatic rifean mediu.

Rifeanul superior reprezintă un nou ciclu de sedimentare. Formațiunile acestui sistem sînt predominant detritice, ritmice, foarte puțin afectate de fenomenele de metamorfism, încît caracterele lor sedimentologice se păstrează de obicei intacte. O. Mirăuță (1963, 1964) a demonstrat pentru șisturile verzi din Dobrogea prezența unui metamorfism incipient, manifestat prin apariția solzilor de clorit și sericit în cimentul grauwackelor și în șisturi, care poate să ajungă uneori în partea inferioară a stivei sedimentare (seria infragrauwackică), la nivelul faciesului șisturilor verzi. Rifeanul superior din Carpați este de asemenea detritic, reprezentînd aceleași caractere metamorfice.

Cutarea și metamorfozarea incipientă a Rifeanului superior a avut loc în timpul fazei assyntice noi sau caledoniene vechi, după cum a arătat O. Mirăuță pentru șisturile verzi din Dobrogea. Această ipoteză a fost confirmată prin punerea în evidență a unui conținut microfloristic caracteristic părții inferioare a Cambrianului în seria de Băltăgești din Dobrogea centrală (Violeta Iliescu, 1964). În privința unităților carpatice, deoarece pînă în prezent nu am reușit să punem în evidență prezența Paleozoicului inferior în seriile epimetamorfice din Carpați, rămînem la părerea că Rifeanul superior din Carpați a fost cutat și metamorfozat în timpul cutării baikaliene (Marcela Dessila-Codar-

Institutul Geologic al României

cea, 1962), raliindu-ne la cele susținute de O. Mirăuță relativ la precizarea acestei faze.

Această fază de cutare și metamorfism s-a reflectat și în formațiunile rifeene mai vechi. Prezența unor fenomene slabe de retrometamorfism în seriile Rifeanului mediu (Carpații meridionali centrali, masivul Leaota, Carpații orientali), eventual a unor procese de metamorfism progresiv, se leagă în mod mai logic, după părerea noastră, cu această fază de cutare și metamorfism decît cu una din fazele hercinice, atît timp cît nu s-a demonstrat încă pe baze paleontologice prezența Paleozoicului inferior în ariile de răspîndire a seriilor epimetamorfice din Carpați, exceptînd unele sectoare din Autohtonul danubian și Munții Apuseni.

Schema răspîndirii formațiunilor Rifeanului superior pe teritoriul țării noastre dă indicații paleogeografice interesante. Formațiuni aparținînd acestui sistem par a se continua începînd din Dobrogea centrală, trecînd prin dreptul curburii Carpaților în bazinul Transilvaniei, pe la N de valea Mureșului pînă în masivul Drocea. Altă ramură se continuă la E de Carpații orientali ajungînd în R.P. Polonia. Amintim că în Autohtonul danubian există de asemenea termeni corespunzători Rifeanului superior. Sîntem convinși că în viitor această schemă se va completa cu date noi. Nu este exclus, după părerea noastră, ca formațiunile Rifeanului superior să fi avut o extindere importantă, acoperind o bună parte din teritoriul țării noastre.

Regularitățile puse în evidență de N. P. Semenenko în dezvoltarea zonelor mobile geosinclinale se observă și în cazul sistemelor rifeene. Seriile separate în cadrul Rifeanului inferior corespund destul de bine celor trei cicluri de sedimentare ale zonelor mobile puse în evidență de acest autor (seria ofiolitică—ciclului spilito-keratofiric, seria sedimentogenă calcaroasă—ciclului mijlociu terigen, seria psamo-pelitică — ciclului final terigen). Prima fază principală de cutare a produs transformarea depozitelor geosinclinalului în zonă cutată și metamorfozată, lărgind nucleul prerifean. În continuare s-a produs reactivarea unor porțiuni din ariile de dezvoltare ale Rifeanului inferior (Carpații orientali, Autohtonul danubian) sau scufundarea unor zone ale platformei prerifeene (masivul Leaota, masivul Poiana Ruscă), urmată de transgresiunea Rifeanului mediu. În baza Rifeanului mediu nu mai apare însă o serie cu caracter ofiolitic, încît schema preconizată de N. P. Semenenko nu se mai poate aplica în acest caz. Rifeanul superior s-a dezvoltat în general, după cum am mai arătat, în porțiunile exterioare zonelor mobile cutate ale Rifeanului inferior și mediu.

Institutul Geologic al României

Din datele geologice acumulate pînă în prezent reiese în mod destul de clar că edificiul cutat și metamorfozat al Capaților prezintă un caracter multietajat policiclic, în limitele lui apărînd și dezvoltîndu-se de mai multe ori zone mobile cutate și metamorfozate.

În evoluția grupului rifean din Carpați se constată o diminuare a intensității proceselor de metamorfism și magmatism cu timpul, Rifeanul superior fiind caracterizat, după cum am mai arătat, printr-un metamorfism incipient și în general prin absența magmatismului sinorogen și postorogen. Această evoluție este logică fiind legată pe de o parte de pierderea caracterului mobil al zonelor carpatice și pe de altă parte datorită dezvoltării formațiunilor Rifeanului superior pe zonele stabile ale platformei prerifeene.

Problema prezenței Paleozoicului inferior în Carpați nu a fost încă elucidată. Ținem să adăugăm că am persistat în mod continuu în ideea punerii în evidență a formațiunilor paleozoice în cadrul zonelor cristalofiliene carpatice, colectînd material pentru analize palinologice și de conodonte. Pînă în prezent aceste analize nu au avut rezultate pozitive.

Reamintim cu această ocazie că unii autori au arătat că șisturile cristaline de la noi din țară trebuie considerate de vîrstă precambriană și nu paleozoică. G. M a c o v e i în cursul de Geologie stratigrafică (1954) se exprimă în acest sens în modul următor : „După opinia curentă, complexul șisturilor cristaline din România ar reprezenta în general depozite paleozoice metamorfozate pînă în Carboniferul inferior inclusiv. Față de faptul că indicațiuni hotărîtoare în acest sens nu există și în urma comparației cu alte regiuni similare, nu de mult ne-am pus, însă, întrebarea dacă ele n-ar fi mult mai vechi și anume de vîrstă precambriană. În această eventualitate n-ar fi cu totul exclusă posibilitatea ca în acest complex să fie cuprins chiar ceva din Arhaic, însă nu există nici un indiciu în acest sens. Datorită acestei eventualități, pe care nu o considerăm lipsită de probabilitate, tratăm această chestiune aici (la capitolul de Precambrian) și nu la Paleozoic". G r . R ă i l e a n u (1957) înglobează zonele de șisturi cristaline și masivele de granitoide din Banatul de vest în Precambrian (Caledonian?). A l. C o d a r c e a, G r. R ă i l e a n u, L. P a v e l e s c u, N. G h e r a s i, S. N ă s t ă s e a n u, I. B e r c i a, D. M e r c u s (1961) au admis că cea mai mare parte a formațiunilor metamorfice din Carpații meridionali sînt mai vechi decît Silurianul.

Absența formațiunilor paleozoice în ariile de dezvoltare a seriilor epimetamorfice din Carpați își găsește o explicație logică în lumina teoriei metamorfismului zonelor mobile emisă de N. P. S e m e n e n k o (1963).

Institutul Geologic al României

Plecînd de la constatarea că seriile sedimentare din regiunile liniştite, pe platforme şi în depresiuni, chiar dacă ating o grosime apreciabilă (12—14 km), îşi păstrează aspectele sedimentare neobservîndu-se recristalizări în cele mai inferioare orizonturi, autorul ajunge la concluzia că metamorfismul nu reprezintă un proces universal, dezvoltat în zonele adînci ale scoarţei, apărînd local numai în zonele mobile, cutate. Evoluţia grupului rifean, pusă în evidenţă mai sus, arată că zonele carpatice şi-au pierdut treptat caracterul lor mobil, Rifeanul superior fiind caracterizat numai printr-un metamorfism incipient. În timpul Paleozoicului s-a produs o regenerare a anumitor porţiuni a ariilor de dezvoltare a geosinclinalelor rifeene. Această reactivare nu s-a mai produs însă în sensul conservării caracterului mobil tipic al zonelor respective; formaţiunile paleozoice prezintă în general caractere diferite din punct de vedere metamorfic, ele fiind numai dinamometamorfozate, după cum am mai arătat (M a r c e l a D e s s i l a - C o d a r c e a, 1962). Cu aceasta nu excludem posibilitatea existenţei Paleozoicului în Carpaţi; noi atragem numai atenţia că termenii Paleozoicului trebuie căutaţi numai în sectoarele unde au fost puse în evidenţă formaţiuni afectate în mică măsură de procesele de metamorfism, de natură eminamente dinamică.

De altfel, în schema dezvoltării sistemelor rifeene, se observă o creştere continuă a vechiului nucleu prerifean prin adăugarea unor zone cutate mai noi. Imediat la contact cu formaţiunile fundamentului vechi, se observă în Carpaţii meridionali existenţa unei zone aparţinînd Rifeanului inferior, urmată spre exterior de o zonă rifeană medie. Formaţiunile Rifeanului superior ocupă poziţiile exterioare arcului cristalofilian carpatic.

În Carpaţii orientali, unde grupul rifean a avut dezvoltările cele mai complete şi mai ample, se remarcă suprapunerea termenilor Rifeanului inferior şi Rifeanului mediu peste formaţiunile prerifeene. Absenţa formaţiunilor Rifeanului superior ne conduce la concluzia exondării acestei unităţi la sfîrşitul Proterozoicului superior, continuînd foarte probabil în timpul Paleozoicului inferior.

Trebuie să arătăm de asemenea că stabilirea existenţei pe baze paleontologice a termenilor Paleozoicului în cadrul seriei de Tulişa (Carbonifer inferior — A l. S e m a k a, 1961) şi a seriei epimetamorfice de pe valea Idegului (Silurian — G r. R ă i l e a n u şi S. N ă s t ă s e a n u, 1959), ne-a determinat să admitem ideea regenerării zonelor cutate rifeene în timpul Paleozoicului în Autohtonul Carpaţilor meridionali (1962). În acelaşi mod trebuie explicată şi prezenţa Paleozoicului (Carbonifer inferior) în aria de răspîndire a seriilor epimetamorfice din Munţii Apuseni

Institutul Geologic al României

Creşterea nucleului vechi prerifean lărgit prin adăugarea zonelor rifeene, regenerate în unele unităţi carpatice în timpul Paleozoicului, a continuat în Mezozoic şi Terţiar, prin adăugarea continuă a unor zone cutate din ce în ce mai noi. Regiunea defileului Oltului a continuat să se manifeste ca o zonă de mică rezistenţă şi în timpul Mezozoicului. În Cretacic s-au produs scufundări pe direcţii N—S, formîndu-se o serie de grabene, în care s-au depus termeni ai Cretacicului superior. Prin aceste culoare se făcea probabil legătura între bazinele de la interiorul Carpaţilor şi cele de la exteriorul lor şi în timpul Mezozoicului.

Rezolvarea orizontării şi răspîndirii Rifeanului de la noi din ţară se impune în prezent în mod foarte acut, deoarece o mare parte din concentraţiile de minerale utile sînt legate în mod constant de formaţiunile aparţinînd acestui grup. Obţinerea unei imagini cartografice a răspîndirii diferitelor serii ale grupului rifean va fi de un real folos orientării lucrărilor de prospecţiune şi explorare.

Sintetizarea datelor geologice obţinute pînă în prezent ne-au permis să ajungem la concluzia că concentraţiile de minerale utile sînt legate în cadrul grupului rifean de anumite serii. Concentraţiunile de minereuri feroase, îndeosebi de magnetit, sînt legate genetic în Carpaţii orientali şi Carpaţii meridionali centrali de seria ofiolitică a Rifeanului inferior. În legătură genetică cu seria sedimentogenă bazică-acidă apar în Carpaţii orientali concentraţiuni de minereuri de mangan şi de sulfuri complexe. În masivul Poiana Ruscă importante zăcăminte de fier sînt legate genetic de seria calcaroasă vulcanogenă bazică.

Problema detectării unor concentraţiuni de elemente rare va fi rezolvată mai uşor prin stabilirea seriilor, respectiv orizonturilor, de care sînt legate genetic astfel de mineralizaţii. Marmore de calitate excepţională, mai frumoase decît vestitele marmore de Carara, au fost puse în evidenţă de curînd în ariile de răspîndire a formaţiunilor Rifeanului inferior (seria mediană), din masivul Făgăraş.

În concluzie, subliniem că la noi în ţară concentraţiile de minerale utile sînt legate în mare măsură de formaţiunile grupului rifean, încît o bună cunoaştere a răspîndirii lor va deschide perspective noi în crearea unei baze de materii prime, necesare dezvoltării industriei socialiste.

Primit: aprilie 1964.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Lucrări publicate

Atanasiu I. (1928). Étude géologique dans les environs de Tulgheș. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIII.

Atanasiu I. (1940). Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Iași.

Brunn J. H. (1956). Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédonie occidentale. *Ann. Géol. des Pays helléniques, VII du bulletin.*

Brunn J. H. (1960). Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. *Rev. de Géogr. phys et de Géol. dyn.* II, 3.

Brunn J. H. (1961). Contribution à l'étude des relations entre les phénomènes magmatiques et orogénique. *Rev. de Géogr. phys. et Géol. dyn.* IV, 2.

Buțureanu V. (1920). Masivul cristalin de la Broșteni. *An. Ac. Rom. Mem. Secț. Științ. Sec.* II, XXXVIII.

Codarcea Al. (1930) Studiul geologic și petrografic al reg. Ocna de Fier-Bocșa Montană. *An. Inst. Geol. Rom.* XV.

Codarcea Al., Codarcea-Dessila Marcela, Ianovici V. (1957). Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. *Bul. St. Acad. R. P. R.*, II, 3—4.

Codarcea Al., Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S. Bercia I., Mercus D. (1961). Privire generală asupra structurii geologice a Carpaților Meridionali dintre Dunăre și Olt. *Ghidul Excursiilor — Carpații Meridionali. Asoc. geol. Carp.-Balc. Congr.* V. București.

Codarcea-Dessila Marcela (1962a). Contribuțiuni la cunoașterea structurii formațiunilor metamorfice din regiunea Brezoi-Călinești-Robești. *Com. Acad. R.P.R.*, XII, 5.

Codarcea-Dessila Marcela (1962b). Lucrare de reconstituire paleogeografică și orogenetică a Carpaților Meridionali centrali. *Studii și Cercet. geol.* Nr. 3—4.

Codarcea-Dessila Marcela (1962c). Studiul geologic și petrografic al reg. Rășinari-Cisnădioara-Sadu. Autoreferat.

Codarcea-Dessila Marcela (1964). Considerațiuni asupra stratigrafiei, genezei și structurii formațiunilor cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali (reg. Rășinari-Cisnădioara-Sadu). *An. Com. Geol.* XXXIV/1.

Contescu L. (1961). Contribuții la studiul litotopilor paleozoicului superior din împrejurimile Reșiței (Banatul central). *Studii și Cercet. geol.* IV/2.

Cosma S., Teodoru I., Brestoiu Camelia (1958—1959). Cercetări geologice în reg. Ciamurlia de Sus-Dorobanțu. *D. S. Com. Geol.* XLVI.

Institutul Geologic al României

Cioflică G. (1962). Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din reg. Căzănești-Ciungani (Munții Drocea). *An. Com. Geol.* XXXII.

Cioflică G., Savu H. (1962). Stratificația ritmică din dyke-ul de gabbrou de la Almaș-Sălișle (Munții Drocea). *Stud. Cerc. geol.* VII, 1.

Dimitrescu R. (1958). Studiul geologic și petrografic al reg. dintre Gîrda și Lupșa. *An. Com. Geol.* XXXI.

Dimitrescu R. (1963). Structura părții centrale a munților Făgărașului. *Asoc. Geol. Carp.-Balcanice, Congr. V.* II.

Dimitrescu R. (1964) Studiul geologic și petrografic al părții de E a mas. Făgăraș. *An. Com. Geol.* XXXIII.

Gherase N., Dimitrescu R. (1964 a). Structura geologică a masivului Ezer-Păpușa (bazinul Riului Tîrgului) *D. S. Com. Geol.* XLIX.

Gherase N., Dimitrescu R. (1964 b). Structure des schistes cristallins de l'extrémité orientale des Carpates Méridionales (massif de Leaota). *Ass. Carp.-Balk. VI congrès.*

Ghika-Budești Șt. (1939). Les Carpates méridionales centrales (Recherches pétrographiques et géologiques entre le Paring et le Negoi). *An Inst. Géol. Roum.* XX.

Glowacki E., Karnkowski G. (1962). Comparison of the upper Precambrian (Riphean) of the middle Carpathicum Foreland with a series of Green Schists of Dobrudja *Kwart. Geol.* Nr. 2. Warszawa.

Grigoraș N., Dăneț T. (1961). Contribuțiuni la cunoașterea șisturilor verzi din Dobrogea. *Stud. Cercet. geol.* Tom. VI/3.

Ianovici V., Giușcă D. (1961). Date noi asupra fundamentului cristalin al Podișului moldovenesc și al Dobrogei. *Stud. Cercet. geol.* VI/1.

Iliescu V., Codarcea-Dessila Marcela (1964). Contribuțiuni la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali. *D. S. Com. Geol.* LI/2.

Ionescu C. (1962). Cercetări geologice și petrografice în partea centrală și de vest a Cristalinului Bihor. *An. Com. Geol.* XXXII.

Ionescu C. (1963). Cercetări geologice și petrografice în reg. Cîrlibaba — Ciocănești — Iacobeni. *D. S. Com. Geol.* XLVII.

Ionescu C. (1964). Cercetări petrografice, stratonomice și structurale în cristalinul Munților Bistriței (reg. Izvoarelor Țibăului-Coșna).

Kostuk V. G., Rodimov S. P., Ikatchuk L. G. (1961). Volcanisme des Carpates de l'est de l'Ucraine et ses particularités. *As. géol. Carpato-Balk. Congr. V*, vol. II.

Macovei G. (1954). Geologia stratigrafică. ed .II. Editura Tehnică. București.

Maier O., Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1964a). Structura geologică a reg. Teliuc-Ghelar (zona centrală a masivului Poiana Ruscă). *D.S. Com. Geol.* XLIX.

Maier O., Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1964b). Cercetări geologice în reg. Teliuc-Ruda (Poiana Ruscă). *D. S. Com. Geol.* XLIX/1.

Manea Al. (1962). Studiu geologic și petrografic în reg. Simbăta-Arpaș (masivul Făgăraș). *D.S. Com. Geol.* XLVII.

Mercus-Radu Ana (1962). Cercetări geologice și petrografice în reg. Dognecea (Banat). Notă preliminară. *Bul. I.P.G.G.* vol. VIII.

Mirăuță O., Mirăuță Elena (1964). Cretacicul superior al fundamentului bazinului Babadag (Dobrogea centrală). *D.S.Com. Geol.* L/2.

Institutul Geologic al României

Mirăuță O. (1964). Șisturile verzi din reg. Dorobanțu-Măgurele (Dobrogea centrală). *D.S. Com. Geol.* L/2.

Mureșan M. (1963). Studii geologice în Cristalinul epimetamorfic din partea de NW a masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* L/1.

Murgoci G. M., Popescu-Voiteşti I. (1904). Discuțiuni asupra tectonicii văii lui Stan. *D.S. Com. Geol.* II.

Mutihac V. (1964). Zona Tulcea și poziția acesteia în cadrul structural al Dobrogei. *An. Com. Geol.* XXXIV.

Naumova S. N., Codarcea-Dassila Marcela, Iliescu Violeta (1962). Asupra prezenței rifeanului în unele formațiuni cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali. *Com. Acad. R.P.R.* 11.

Papiu C. V. (1956). Cercetări geologice pe versantul de NW al Masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* XL.

Papiu C. V., Popescu A., Serafimovici V. (1963). Considerații petrogenetice asupra carbonatitelor epizonale din masivul Poiana Ruscă. *Ass. géol. Carp.-Balk. V congrès*, II.

Pavelescu L. (1955). Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeșului. *An. Com. Geol.* XXVIII.

Pavelescu L. (1959). Étude géologique et pétrographique de la partie centrale et de SE des Monts Poiana Ruscă. *An. Com. Geol.* XXVI—XXVIII (Résumés).

Pavelescu L. (1963) Contributions à l'étude du soubassement cristallin et l'aire de distribution des différentes formations cristallophylliennes dans la partie centrale et orientale de l'Autochtone danubien. *Ass. géol. Carp.-Balk. V congrès*, vol. II.

Pavelescu L., Maier O., Kräutner H., Mureșan M., Kräutner Florentina (1964). Structura și stratigrafia, șisturilor cristaline din reg. Ruschița (Poiana Ruscă). *An. Com. Geol. Rom.* XXXIV 1.

Pavelescu L., Pavelescu Maria, Bercia I., Bercia Elvira (1964). Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului între Bumbești și Iscroni. *D. S. Com. Geol.* L/1.

Pitulea G. (1964). Studiul stratigrafic și structural al cristalinului epimetamorfic din reg. Gemenea-Ostra. *D. S. Com. Geol.* LI.

Răileanu Gr. (1957). Considerațiuni generale asupra geologiei Banatului de West. *An. Rom.-Sov. Geol.-Geogr.* 4 (33).

Răileanu Gr., Năstăseanu S. (1959). Asupra prezenței formei Artrophycus alleghanensis (Harlau) în formațiunile paleozoice inferioare din Carpații Meridionali (V. Idegului). *An. Univ. C. I. Parhon. St. Nat.* 18.

Răileanu Gr., Pavelescu L. (1963). Considerațiuni generale asupra vîrstei șisturilor cristaline din Autohtonul Carpaților Meridionali. *Ass. géol. Carp.-Balk. congr. V*, vol. II.

Savu H. (1962 a). Corpul gabbroic de la Almășel și contribuțiuni la cunoașterea chimismului și petrogenezei ofiolitelor din masivul Drocea. *An. Com. Geol.* XXXII.

Savu H. (1962 b). Cercetări petrografice în Cristalinul masivului Drocea. *D. S. Com. Geol.* XLV.

Savul M. (1938). Cristalinul Bistriței. *An. Sc. Univ. Iassy.*

Schmidt O. (1930). Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVII.

Semaka Al. (1963). Asupra vîrstei formațiunii de Schela. *Ass. géol. Carp.-Balc. congr. V.*

Institutul Geologic al României

Semenenko N. P. (1963). Metamorfismul zonelor mobile Ed. Acad. St. R.S.S.U. Kiew.
Streckeisen A. (1934). Sur la tectonique des Carpathes méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI.
Stille H. (1953). Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Beih. Geol. Jahrb.* 8. Hannover.
Vinogradov A. P., Tugarinov A. I. (1962). Geocronologia precambrianului. *An. Rom.-Sov. Geol.-Geogr.* Nr. 2.
Walter B. (1876). Die Erzlargerstätten der Südlichen Bukovina. *Jahrb. d.k.k. geol. R.A.* Wien.

Lucrări nepublicate

Bercia I., Bercia Elvira (1959). Raport asupra cercetărilor geologice din munții Parîngului. Arh. Inst. Geol.
Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureşan M. (1963). Raport — Cercetări stratigrafice şi structurale în regiunea văii Bistriței — Ciocănești — Fundul Moldovei (Carpații orientali).
Bîră N., Puiu V., Teucă I. (1961). Raport geologic asupra prospecțiunilor geologice pentru fier şi sulfuri şi a cercetărilor speciale în regiunea Colbul-Chiril-Bîrnărel-Dîrmoxa. Arh. Inst. Geol.
Bîră N. (1962). Raport geologice asupra lucrărilor de prospecțiune geologică pentru fier în regiunea Ortoaia-Chiril-Gruiu (munții Bistriței). Arh. Inst. Geol.
Codarcea Marcela, Ştefan A. (19). Raport asupra cercetărilor geologice petrografice în regiunea Mîniom. Arh. Inst. Geol.
Codarcea Marcela (1962). Cartări, revizuiri şi coordonări în cuprinsul foii 85 — Clineni (bazinul văii Uria-Clineni).
Codarcea Marcela, Bercia I., Kräutner H., Mureşan M. (1962). Cercetări structurale şi stratigrafice în Cristalinul Bistriței (regiunea Bîrnărel-Holdița). Arh. Inst. Geol.
Codarcea Marcela (1963). Cercetări geologice în regiunea Tălmăcel (Carpații meridionali centrali). Arh. Inst. Geol.
Constantinoff D., Bîră N., Puiu V., Manea Al., Puiu Maria., Dlujnewski Lucia (1960). Raport asupra prospecțiunilor geologice efectuate în sectorul Panaci-Crucea-Ostra. Arh. Inst. Geol.
Cosma S., Peltz S. (1956). Raport geologic asupra cercetărilor în regiunea Păltiniș-Drăgoeasa.
Dimitrescu R., Gheorghiță I., Vasilescu Al. (1955). Raport asupra prospecțiunilor din regiunea Iacobeni. Arh. Inst. Geol.
Gherasi N., Arghir Adela (1963). Raport. Masivul cristalin al Leaotei (partea de W) între valea Ghimbavului şi valea Bădeanca. Arh. Inst. Geol.
Iliescu Violeta (1963). Raport. Punerea la punct a metodei de cercetare palinologică în formațiuni proterozoice şi paleozoice. Arh. Inst. Geol.
Ionescu C. (1959). Raport geologic privind rezultatele lucrărilor de prospecțiuni pentru sulfuri complexe din regiunea Cîrlibaba-Ciocănești-Iacobeni. Arh. Inst. Geol.
Ionescu C. (1961). Raport geologic privind rezultatele lucrărilor de prospecțiuni pentru sulfuri complexe din reg. Izvoarele Ceremușului — Cîrlibaba — Iacobeni — Cosna. Arh. Inst. Geol.
Ionescu C., Gheruci O., Costache P., Micu C., Popa Gh., Puiu Maria., Puiu V., Arion M., Teucă I, Nedelcu V. (1962). Raport geologic

Institutul Geologic al României

privind lucrările de prospecțiuni pentru minereuri neferoase și auro-argintifere din reg. Tulgheș — Corbu. Arh. Inst. Geol.

Ionescu C. (1962). Raport geologic privind rezultatele lucrărilor de prospecțiune pentru sulfuri polimetalice din regiunea pîrîul Izvorul Ursului. Arh. Inst. Geol.

Ionescu C. (1964). Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cîrlibaba — Valea Țibăului. Arh. Inst. Geol.

Maier O. (1958). Raport asupra cercetărilor geologice în munții Locva (între Leșcovița și Naidăș). Arh. Inst. Geol.

Maier O. (1960). Raport asupra cercetărilor geologice din munții Locva. Arh. Inst. Geol.

Maier O., Solomon I., Vasilescu G. (1961). Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în regiunea Nădrag — munții Poiana Ruscă. Arh. Inst. Geol.

Maier O., Solomon I., Vasilescu G., Zimmermann Voichița Zimmermann P. (1962). Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier din regiunea Voislova-Lunca Cernii-Bucova. Arh. Inst. Geol.

Manea Al., Puiu V. (1959). Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe din cristalinul de la W de Broșteni (Carpații orientali). Arh. Inst. Geol.

Mirăuță O. (1963). Raport. Studiul șisturilor verzi din Dobrogea centrală (reg. Istria-Băltăgești). Arh. Inst. Geol.

Pitulea G. (1961). Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în regiunea Moldoveanu — Urlea — Breaza (munții Făgăraș). Arh. Inst. Geol.

Rădulescu I., Rădulescu Ludmila., Costache P., Barbu F., Constantinoff D. (1960). Raport asupra prospecțiunilor pentru fier și sulfuri în reg. Cîrlibaba — Iacobeni — Sesuri — Lucina — Bahna (Carpații orientali). Arh. Inst. Geol.

Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Tofan D. (1961). Raport geologic asupra prospecțiunilor de fier și minereuri neferoase în reg. Vf. Omul-Izv. Someșului—Vf. Ineu și Lucrări speciale în partea de N a Carpaților orientali (rîul Bistrița Aurie—rîul Moldova).

Rădulescu I., Rădulescu Ludmila. (1962). Raport geologic asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase în munții Rodnei (sectorul estic: bazinul văii Anieș în partea centrală a munților Rodnei).

Savu H. (1953). Raport geologic asupra lucrărilor din partea de NW a masivului Poiana Ruscă.

Savu H. (1955). Raport geologic asupra reg. Roșu — Șarul Dornei. Arh. Inst. Geol.

Savu H. (1963). Raport geologic asupra regiunii Mălaia — Săliște — Valea lui Stan (munții Lotrului). Arh. Inst. Geol.

Ștefan R., Stanciu Constantina., Vasilescu L. (1955). Raport geologic asupra cercetărilor în reg. Păltiniș — Șarul Dornei — Argestru. Arh. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

LE PROBLÈME DE LA DIVISION ET DE LA DISTRIBUTION DU RIPHÉEN EN ROUMANIE

PAR

CODARCEA – DESSILA MARCELA

Résumé

Les recherches géologiques complexes effectuées ces dernières années dans les zones cristallophylliennes des Carpates roumaines ont fourni des données qui ouvrent de nouvelles perspectives à l'étude de l'évolution antépaléozoïque des massifs cristallins des Carpates.

Par l'utilisation des méthodes stratigraphiques dans l'étude des formations cristallophylliennes on a établi la succession géométrique des complexes et des séries de schistes cristallins dans les différentes parties de l'arc carpatique. L'étude lithologique des formations cristallophylliennes a apporté des précisions sur la nature et les caractères du matériel prémétamorphique. En appliquant la méthode d'étude palinologique on a obtenu des résultats qui ont rendu possible la détermination de l'âge des schistes cristallins sur des bases paléontologiques, de sorte que par l'analyse du contenu microfloristique une grande partie des séries cristallophylliennes auxquelles on attribuait un âge paléozoïque, ont été désignées commme précambriennes.

Un grand nombre de faits accumulés par l'étude complexe des terrains cristallophylliens de Roumanie nous a permis d'y séparer le groupe riphéen, transgressif sur un soubassement plus ancien, plissé et métamorphisé antérieurement[1]). C'est l'étude détaillée des discordances stratigraphiques et métamorphiques mises en évidence dans certaines parties des Carpates qui nous a amenés à préconiser la division du Riphéen en

[1]) Nous avons accordé au terme de Riphéen une large acception correspondant au Protérozoïque supérieur.

Institutul Geologic al României

trois systèmes. Il est très difficile d'établir la limite inférieure du groupe riphéen puisque la variation du faciès métamorphique ne permet pas de distinction rigoureuse au point de vue métamorphique entre les séries de schistes cristallins transgressifs et celles appartenant au soubassement prériphéen. Au point de vue lithofacial les séries riphéennes, caractérisées par la présence d'importants paquets de calcaires et d'amphibolites, se distinguent nettement des séries du soubassement.

Le soubassement prériphéen est largement développé dans les Carpates Méridionales constituant les massifs de Cumpăna et de Cozia, de Sebeş-Lotru, de Godeanu et de Semenic. Les zones de gneiss de Cozia et de Cumpăna se prolongent au N du massif de Sebeş, dans la partie méridionale du massif de Poiana Ruscă et par le massif de Semenic, en Yougoslavie (vallée de Morava) et en Bulgarie (massif de Rodope). Dans les Carpates Orientales la séparation des complexes de schistes cristallins du soubassement est beaucoup plus difficile, vu que les dépôts du Riphéen inférieur ont complètement recouvert le soubassement ancien et qu'il s'ensuivit une égalisation métamorphique et l'intégration du soubassement aux nouvelles structures. C'est à la base de la succession de schistes cristallins, contenant souvent des gneiss, des migmatites etc. qu'il faut chercher les termes correspondant au soubassement prériphéen.

LE GROUPE RIPHÉEN

Les formations appartenant au groupe riphéen peuvent être subdivisées en trois systèmes constitués par des séries qui sont caractérisées par une lithologie spécifique reflétant les conditions de sédimentation et d'activité volcanique de l'époque respective :

R. III — Système sédimentogène rythmique ;

R. II { R. II_2 — Série calcaire volcanogène basique ;
R. II« — Série sédimentogène volcanogène basico-acide ;

R. I { R. I_3 — Série sédimentogène psammo-pélitique ;
R. I_2 — Série sédimentogène calcaire ;
R. I_1 — Série ophiolitique.

L'analyse palinologique des divers niveaux de schistes cristallins fournit des données importantes qui témoignent en faveur de la succession préconisée ci-dessus. Les horizons de calcaires grisâtres du Riphéen inférieur contiennent des microspores peu évolués, de dimensions réduites, très minéralisés. Le complexe des quartzites et des schistes graphiteux et les niveaux de calcaires appartenant au Riphéen moyen se caractérisent

Institutul Geologic al României

par la présence des associations de spores plus évolués, qui apparaissent à partir du Précambrien et qui se développent ultérieurement dans le Cambrien. Le Riphéen supérieur présente des caractères microfloristiques divers, contenant nombre de formes caractéristiques à l'Éocambrien.

Riphéen inférieur. Le Riphéen inférieur est représenté dans les Carpates Méridionales centrales par la série de Sibişel et la série de Făgăraş. A l'E du défilé de l'Olt les formations du Riphéen inférieur constituent le versant septentrional du massif de Făgăraş ; à l'W elles se prolongent par le N du massif de Sebeş dans le S du massif de Poiana Ruscă. La série de Drăgşan et celle de Lainici-Păiuş de l'Autochtone danubien appartiendraient également au Riphéen inférieur. Dans les Carpates Orientales la série de schistes cristallins intermédiaires, située entre la série épizonale et la série mésozonale, correspond au Riphéen inférieur par la lithologie et par son caractère métamorphique. Ce sont les traits caractéristiques de la série de Baia de Arieş — correspondant aux traits généraux de ce système de la zone carpatique qui nous ont fait entrevoir la possibilité de l'extension du Riphéen inférieur dans les Monts Apuseni.

Riphéen moyen. Le Riphéen moyen présente dans les Carpates Orientales un développement caractéristique qui correspond à la série épimétamorphique de cette unité.

La corrélation des formations cristallophylliennes des Carpates Orientales aux séries de schistes cristallins des Carpates Méridionales a été depuis toujours un des problèmes difficiles à résoudre. Dans le massif de Leaota les formations de la zone de Lereşti-Tămaş de la série de Leaota surmontent le soubassement gneissique de Cumpăna. Il est possible que la zone des schistes chloriteux de Poiana Neamţului représente le développement du Riphéen moyen dans le massif de Făgăraş ; elle se prolonge dans la partie N du massif de Sebeş par la zone Cetăţuia Căpîlnei. La partie inférieure de cette importante assise de formations métamorphisées au niveau du faciès des schistes verts, qui est la partie septentrionale du massif de Poiana Ruscă, représenterait, selon certains auteurs, le soubassement consolidé sur lequel se sont développés les massifs des calcaires récifaux. En équivalant la série de Leaota à celle de Locva des monts de Locva et à celle de Biharia des Monts Apuseni, le problème de la présence du Riphéen moyen se pose pour ces massifs montagneux aussi. Les observations concernant l'Autochtone danubien indiquent une correspondance lithologique et métamorphique entre le complexe supérieur de la série

Institutul Geologic al României

de Drăgşan et le Riphéen moyen, d'autant plus que son horizon inférieur à caractère blastodétritique est discordant : il remanie des roches appartenant au complexe inférieur de cette série que nous avons repartie au Riphéen inférieur.

Riphéen supérieur. L'analyse palinologique des schistes verts de Dobrogea a confirmé leur âge riphéen et la présence du Cambrien, situé à la partie supérieure de cette formation en continuité de sédimentation.

L'examen des données existantes relève la possibilité de la présence du Riphéen supérieur dans les régions carpatiques aussi. Dans les Carpates Mèridionales Centrales l'existence du Riphéen supérieur a été prouvée en vertu des données paléontologiques.

Dans les massifs montagneux de la partie occidentale de la Roumanie, à la partie supérieure des assises de schistes cristallins, a été mise en évidence l'existence des séries transgressives, à caractère prédominant blastodétritique, fort peu affectées par les phénomènes de métamorphisme général qui surmontent de manière discordante divers termes des autres séries cristallophylliennes, inférieures du point de vue stratigraphique. Jusqu'ici ces séries étaient attribuées au Paléozoïque. Les données récentes nous ont suggéré la possibilité d'intégrer ces séries au groupe riphéen. Il nous reste à établir sur des bases paléontologiques la position stratigraphique exacte de ces séries.

CONSIDÉRATIONS SUR L'ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DES TERRAINS RIPHÉENS DES CARPATES

Le groupe riphéen correspondant à un intervalle de temps considérable, est constitué par les dépôts de plusieurs cycles de sédimentation qui se sont achevés par les phases de plissement, magmatisme et métamorphisme du Protérozoïque supérieur.

La base du groupe riphéen est marquée par une série éruptive à caractère ophiolitique. Les laves basiques ont pénétré de la profondeur sur des plans régionaux de discontinuité en s'épanchant sur les fonds sous-marins (Răşinari, massif de Făgăraş, Carpates Orientales). L'ascension vers la surface des magmas d'origine simique s'est produite en marge de la zone carpatique préripheénne, qui constituait un ancien massif à structure propre, qui a imprimé par la suite, dans certains secteurs de l'arc carpatique (Carpates Méridionales) son style à l'édifice structural riphéen. Dans la partie méridionale de la zone préripheénne se sont produites aussi des coulées de laves basiques ainsi qu'il ressort à la suite de

Institutul Geologic al României

la corrélation de la série de Drăgşan de l'Autochtone danubien au complexe ophiolitique de la série sud des Carpates Méridionales Centrales. L'évolution du Riphéen inférieur dans la zone carpatique s'est continuée par le dépôt des formations à caractère gréso-calcaire et s'est achevée par des formations principalement détritiques psammo-pélitiques que des manifestations d'un volcanisme acide (Carpates Orientales) accompagnent dans certaines unités carpatiques.

Les formations du Riphéen inférieur ont été plissées et métamorphisées durant une importante phase de plissement et de métamorphisme. Au point de vue métamorphique on constate une évolution du degré de métamorphisme depuis le niveau du faciès des schistes verts (sous-faciès chlorite-biotite) jusqu'au niveau du faciès amphibolitique (Carpates Orientales, massif de Făgăraş, massif de Poiana Ruscă). Les processus de métamorphisme général, qui se sont manifestés avec force dans ces massifs, ont été suivis parfois d'une égalisation du point de vue métamorphique entre les formations riphéennes et le soubassement prériphéen, et c'est pourquoi le problème de la séparation des formations transgressives dans les séries mésométamorphiques ne s'est pas posé jusqu'ici. La superposition des processus de rétromorphisme, produits par les phases ultérieures de plissement et métamorphisme, rend cette délimitation encore plus difficile. Les massifs granitoïdes synorogènes et postorogènes qui ne dépassent pas la limite supérieure des formations attribuées au Riphéen inférieur appartiennent au cycle intrusif lié à cette phase de plissement et de métamorphisme.

Après le plissement et le métamorphisme des formations du Riphéen inférieur, dans les Carpates commence un nouveau cycle de sédimentation, dont les dépôts constituent à présent la plupart des séries épimétamorphiques des massifs cristallins carpatiques. L'existence d'une discordance stratigraphique, parfois aussi métamorphique, entre les formations du Riphéen moyen et les séries cristallophylliennes du Riphéen inférieur, a été prouvée en divers secteurs des Carpates Orientales.

Le Riphéen moyen a une aire de répartition plus grande que celle du Riphéen inférieur. Grâce à son caractère transgressif il recouvre souvent les termes stratigraphiques du Riphéen inférieur. Les formations du Riphéen moyen se caractérisent par l'abondance du matériel éruptif, notamment à caractère acide. Parfois ses dépôts surmontent les formations du Riphéen inférieur par l'intermédiaire d'un conglomérat basal. À la partie supérieure de la succession de schistes cristallins qui constituent ce système apparaissent fréquemment des paquets à épaisseurs considérables de dolomies ou calcaires grisâtres.

Institutul Geologic al României

Les formations du Riphéen moyen ont été plissées et métamorphisées au niveau du faciès de schistes verts, le sous-faciès chlorite-muscovite. Les séries des schistes cristallins du soubassement ont subi des phénomènes de filonitisation et de rétrométamorphisme, suivis par des phénomènes de métamorphisme progressif. C'est au système riphéen qu'il faut rattacher une série d'intrusions synorogènes qui ne dépassent pas sa limite supérieure ; aussi les massifs granitoïdes internes de l'Autochtone danubien peuvent-ils être rapportés à ce cycle tectono-magmatique.

Le Riphéen supérieur est constitué par des formations prédominant détritiques, rythmiques, si peu affectées par les phénomènes de métamorphisme, que leurs caractères sédimentologiques se conservent intacts. Le plissement et le métamorphisme incipient du Riphéen supérieur se sont produits pendant la phase assyntique récente ou calédonienne ancienne.

La synthèse des données obtenues ces dernières années nous offre une image un peu plus claire sur l'évolution paléotectonique des anciennes zones mobiles carpatiques. La première phase de plissement et de métamorphisme s'est achevée par la transformation du géosynclinal en une zone plissée et métamorphisée, en élargissant le noyau préripheen. Par la suite, s'est produite la réactivation de certains secteurs des aires de développement du Riphéen inférieur (les Carpates Orientales, l'Autochtone danubien). Cependant, dans la base du Riphéen moyen n'apparaît plus une série à caractère ophiolitique. Le Riphéen supérieur s'est développé généralement dans les aires extérieures aux zones mobiles plissées du Riphéen inférieur et moyen.

A notre avis le noyau carpatique préripheen présentait un caractère de massif médian, situé dans une zone interne du géosynclinal riphéen. La région du défilé de l'Olt constituait depuis lors déjà une zone de faible résistance, à direction N-S. Sur l'emplacement de cette zone s'est formée une fosse où se sont déposés divers termes du groupe riphéen, en commençant par la série ophiolitique.

Les données accumulées jusqu'ici indiquent assez clairement que l'édifice plissé et métamorphisé des Carpates présente un caractère étagé polycyclique, plusieurs zones mobiles plissées et métamorphisées apparaissant et se développant entre ses limites. L'évolution du groupe riphéen, que nous venons de mettre en évidence, montre que les zones carpatiques ont graduellement perdu leur caractère mobile. L'intensité diminuée avec l'âge des processus de métamorphisme et magmatisme, doit être mise sur le compte de la perte du caractère mobile des zones carpatiques,

Institutul Geologic al României

d'une part, et d'autre part — du dépôt des formations du Riphéen supérieur dans les zones stables de la plateforme préripheénne. Durant le Paléozoïque il s'est produit une régénération des aires de développement des géosynclinaux riphéens dans les secteurs extérieurs à l'ancien noyau préripheén, élargi au cours du Riphéen inférieur et moyen (Autochtone danubien et Monts Apuseni).

Le problème de la détermination de l'âge des formations cristallophylliennes, représentant une préoccupation constante des scientifiques, est en train d'être résolu. La plupart des formations cristallophylliennes ont été intégrées au Précambrien en vertu des arguments paléontologiques. Les précisions apportées à la détermination de l'âge des schistes cristallins des Carpates et des schistes verts de Dobrogea ont permis l'interprétation des données accumulées jusqu'ici, afin d'en obtenir une image plus complète sur l'évolution antépaléozoïque des zones cristallophylliennes de Roumanie.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

MUNTELE MARE
STUDIU GEOLOGIC ȘI PETROGRAFIC

DE

RADU DIMITRESCU

Abstract

Muntele Mare — a Geologic and Petrologic Study. This study brings a series of contributions to the knowledge of the Apuseni (Western) Mountains. Within the framework of the Gilău Crystalline, the Arada epizonal series is for the first time separated and is petrographically and chemically characterized. A petrographic and chemical description is given for the southern part of the Muntele Mare granite, outlining the endoblastic phaenomena, very seldom mentioned by Romanian petrologists up to now in spite of the fact that they seem to be very broadly developed. The thermal contact effects of this granite, little known up to now, are described. The chapter concerning tectonics embraces the structure of the whole southern part of the crystalline massif; a number of new details, specifications and connections between the tectonic subunities are expressed, establishing also the presence of an upper tectonic nappe of Drăghița-Lupșa. The methods of microtectonics are applied to the Apuseni Mountains Crystalline, identifying in this way the presence of the Saalic phase and demonstrating the polymetamorphism of the older crystalline schists. The author has firstly undertaken in Romania petrofabric studies on crystalline schists; the Muntele Mare region is after the Făgăraș Mountains, the second object of his study. The petrofabric analysis was related to the microtectonic features, the orientations of the belts of quartz optical axes being stressed upon.

TABLA DE MATERII

	Pag.
I. Introducere	166
II. Istoric	168
III. Stratigrafia și petrografia regiunii	169
A) Terenurile cristaline	169
1. Intruziunile de Codru	170
2. Seria de Someș	175
3. Seria de Arada	180

Institutul Geologic al României

Pag.

4. Granitul de Muntele Mare 190
5. Fenomenele de contact 202
B) Depozitele sedimentare 208
C) Filoane eruptive noi 210
IV. Tectonica 210
A) Autohtonul de Bihor 211
B) Pînza de Codru 214
C) Pînza de Arieşeni 215
D) Solzul de Drăghiţa — Lupşa 216
E) Solzul de Baia de Arieş 218
F) Analiza microtectonică 219
G) Analiza petrotectonică 227
V. Geomagmatism şi metamorfism 229
Concluzii 235
Bibliografie 237

I. INTRODUCERE

Cercetările noastre în Cristalinul Munţilor Apuseni, începute în regiunea Gîrda — Lupşa, au fost continuate spre nord în cursul anilor 1958 şi 1959, avînd ca obiect descifrarea structurii Cristalinului epizonal de Gilău şi a părţii sudice din masivul granitic al Muntelui Mare, în vederea tipăririi foilor 1 : 100.000 Arieşeni şi Muntele Mare. În 1962 au fost executate revizuiri, însoţite de lucrări microtectonice, pe întreg teritoriul ridicat de noi între 1953 şi 1959.

Regiunea ridicată de noi aparţine în cea mai mare parte raionului Cîmpeni al regiunii Cluj, şi se delimitează în modul următor: spre N, ea se întinde pînă în creasta principală Ursoaia — Vf. Petreasa — vîrful Vîrfului (1670 m), cuprinde izvoarele văilor Răcătău, Someşul Rece şi Irişoara (linia Dameş — Dumitreasa) şi urmăreşte apoi limita granitului cu micaşisturile pe la izvorul văii Şoimului, dealul Groşii, izvoarele văii Iara şi prin Şesul Cald pînă imediat la sud de cabana Muntele Băişoarei. La est, limita regiunii este reprezentată prin limita estică a masivului granitic (dealul Şovarului — valea Mărginiţei — com. Segagea — Dealul Marginilor). La S am început cercetările noastre de la marginea regiunii cartate anterior şi anume, de la limita sudică a granitului de Muntele Mare, între văile Creţoaia şi Blotoneasa, de la limita nordică a intruziunilor de Codru, între Valea Mare şi dealul Ciocului, şi de la limita nordică a sedimentarului autohton, între Albac şi Gîrda. Spre vest, limita coincide cu cea a depozitelor sedimentare (Dealul Costeştilor — Dealul Măturiciului), cercetate de geologul M. B l e a h u şi colectivul.

Institutul Geologic al României

În teren, cartarea a fost executată pe foi topografice la scara 1 : 25.000 şi 1 : 20.000. În vederea studiului petrografic au fost recoltate cca 200 de probe pentru secţiuni subţiri, din care 20 probe orientate.

Regiunea cercetată de noi este străbătută de la un capăt la altul de principala creastă muntoasă a masivului Gilău, care constituie cumpăna de ape dintre bazinul Arieşului la sud şi bazinele Someşului şi Ierii la N : este creasta Ursoaia (1378 m) — vîrful Petreasa (1564 m) — vîrful Lămăşoaia (1609 m) — vîrful Costeasa (1539 m) — vîrful Balomireasa (1633 m) — Căpăţîna (1637) m — vîrful Prislopului (1733 m) — vîrful Muntelui Mare (1827 m). Spre sud se desprind din această creastă culmi secundare, între care găsim cursurile principale de apă ale versantului sudic. De la W spre E, acestea sînt : valea Aradei (cu afluenţii valea Bulzii, valea Bloştinii şi valea Coşului), valea Bistrei, valea Bistrişoarei, valea Devii şi valea Filii. La nord de creasta principală, văile principale sînt : Răcătăul, Someşul Rece sau Sborul (cu afluenţi valea Ursului şi Irişoara), Şoimul şi Iara.

E. de Martonne (1922) a stabilit în Munţii Apuseni existenţa următoarelor trei vechi suprafeţe de peneplanaţie : platforma eocenă Cîrligata — Fărcaşa (echivalentă platformei Borăscu din Carpaţii meridionali), platforma miocenă inferioară Arieş—Mărişel (echivalentă platformei Râu Şes)şi platforma pliocenă Feneş (echivalentă platformei Gornoviţa). Prezenţa primelor două se constată şi în regiunea noastră, la altitudinea de 1 500—1 600 m, respectiv de 1 000—1 100 m. Platforma Cîrligata — Fărcaşa ia o dezvoltare amplă în sectorul izvoarelor Someşului Rece şi afluenţilor acestuia : Lătoasa, Fieşul şi cursul superior al văii Ursului, fiind mărginită spre sud de creasta Brădeana — Nedeiul — Balomireasa — Căpăţîna. Muntele Mare este un martor de eroziune rămas deasupra nivelului acestei platforme, care poate fi considerată astfel ca o suprafaţă de pediplanaţie în sensul lui L. King.

Un farmec deosebit îl prezintă formele de relief domoale şi văile cu meandre, suspendate la altitudinea limitei superioare a pădurilor de brad ; poienile largi foarte răspîndite în această zonă dau peisagii de o frumuseţe remarcabilă, sporită încă de viaţa pastorală intensă care se desfăşoară aci.

A doua platformă se remarcă îndeosebi pe crestele secundare care coboară spre valea Arieşului ; numeroase cătune sînt presărate la această altitudine, constituind o bază de plecare pentru cercetătorul regiunii, destul de depărtată de marile căi de comunicaţie.

Institutul Geologic al României

II. ISTORIC

Primul cercetător al zonei cristaline a Gilăului este M. Pálfy (1907 a, b). El deosebește, după gradul lor de cristalinitate, două grupe de șisturi. Grupa II (mijlocie) este constituită din micașisturi cu granați, străbătute, la vest de masivul granitic, de extrem de rare filoane pegmatitice. Intercalațiile de amfibolite sînt relativ frecvente, ocazional apar și șisturi cu andaluzit. În compunerea grupei III (superioare) intră șisturi cloritoase, șisturi sericitoase, șisturi grafitoase și șisturi amfibolice. De la nord spre sud, micașisturile trec treptat la filite. În masivul central granitic, M. Pálfy semnalează numeroase intercalații de „gnaise", granitul însuși avînd în general textura gnaisică; intercalațiile nu au fost figurate pe hărțile geologice Măgura și Abrud.

J. Szádeczky (1908) își începe în anul 1908 cercetările, care se extind cu vremea asupra întregului masiv al Gilăului. El descrie microscopic granitul de Irișoara, precum și cîteva varietăți de șisturi cristaline (gnaise biotitice, gnaise albitice, amfibolite). După primul război mondial, Szádeczky (1930) își expune rezultatele ulterioare ale cercetărilor sale accentuînd în special asupra vîrstei mezozoice a metamorfismului regional și a intruziunii granitului. El menționează și prezența filoanelor de dacite banatitice în masivul cristalin.

Între cele două războaie mondiale, regiunea Muntelui Mare nu a mai atras atenția nici unui cercetător. În 1939, datele existente asupra Cristalinului de Gilău sînt sintetizate de M. Pálfy și P. Rozlozsnik (1939) care contestă vîrsta mezozoică a metamorfismului, afirmînd că acesta a avut loc înaintea Permianului. Tot în 1939, regiunea Gîrda — Albac face obiectul cercetărilor lui Th. Kräutner (1944), care stabilește relații de șariaj între seria granitică-dioritică de Codru și Mezozoicul autohton.

După al doilea război mondial, între 1948 și 1953, E. Stoicovici și A. Trif (Cluj) au cercetat regiunea centrală a munților Gilău, ocupîndu-se și de zona masivului granitic. În rapoartele manuscrise aflate în arhiva Comitetului Geologic, se găsesc schițe geologice, descrierea varietăților de roci întîlnite, precum și semnalarea ivirilor de minerale utile.

În 1961, aceiași autori publică două lucrări în care descriu în mod amănunțit fenomenele de migmatizare și de granitizare din zona granitului de Muntele Mare, luînd ca bază clasificările cercetătorilor sovietici. E. Stoicovici și A. Trif (1961), nu fac însă nici o deosebire între granitul de Muntele Mare și seria intruziunilor de Codru, iar din indicațiile

Institutul Geologic al României

topografice date în cele două lucrări rezultă că aproape toate zonele de migmatizare şi de granitizare studiate trebuie să fie atribuite celor din urmă.

Lucrări cu caracter de sinteză asupra Munţilor Apuseni au fost publicate în ultimii ani de către M. Ilie (1956, 1957) şi M. Bleahu şi R. Dimitrescu (1957, 1959). În ele se găsesc şi consideraţii asupra şisturilor cristaline şi asupra intruziunilor vechi legate de acestea.

O primă lucrare detaliată asupra unei părţi a Cristalinului Munţilor Apuseni, imediat la sud de regiunea al cărei studiu îl dezvoltăm în cele ce urmează, a fost publicată de noi (R. Dimitrescu, 1958).

Acesteia i-au urmat şi alte cercetări petrografice în sectoarele învecinate, efectuate de I. Hanomolo şi Antoaneta Hanomolo (1963) precum şi de M. Borcoş şi Elena Borcoş (1963).

Asupra regiunii şi problemelor tratate în lucrarea de faţă am publicat recent trei note preliminare (R. Dimitrescu, 1963 a, b, 1964).

III. STRATIGRAFIA ŞI PETROGRAFIA REGIUNII

Regiunea Arada — Muntele Mare, a cărei geologie o prezentăm aci, se situează în inima masivului Gilău ; formaţiunile cristaline, împreună cu eruptivul vechi, constituie aproape totalitatea sectorului cartat de noi. Pe marginea vestică a regiunii se întîlnesc însă şi depozite sedimentare paleo-mezozoice ; tot aci apar şi cîteva filoane de eruptiv nou străbătînd şisturile cristaline.

A) TERENURILE CRISTALINE

În lucrările noastre precedente, am distins în partea centrală a Munţilor Apuseni, două mari domenii cristaline ; pentru unul din ele am introdus denumirea de Cristalin al Arieşului, păstrînd pentru celălalt denumirea de Cristalin al Gilăului, care se aplica mai înainte întregului masiv. Un prim studiu (R. Dimitrescu, 1958) a fost dedicat aproape numai Cristalinului Arieşului ; terenurile cristaline cercetate de noi în 1958 şi 1959 aparţin, de data aceasta, aproape în totalitate Cristalinului de Gilău, cu excepţia extremităţii sudice a teritoriului cartat.

În cadrul Cristalinului de Gilău, am separat, după gradul de metamorfism, două serii cristaline : seria mezozonală de Someş şi seria epizonală de Arada. Ambele sînt străbătute de masivul granitic al Muntelui Mare. Fiecare din serii, granitul precum şi fenomenele de contact din jurul intruziunii vor forma obiectul cîte unui capitol aparte.

Institutul Geologic al României

INTRUZIUNILE DE CODRU

Intruziunile de Codru, singurul termen al Cristalinului Arieşului de care ne ocupăm aci, au fost atinse de noi în două zone. Una este situată la est de Albac, între valea Bistrei şi Valea Mare; cea de a doua este traversată de valea Căldării, izvorul Guşei şi valea Creţoaia, în sud-estul regiunii noastre.

Caracterele principale ale intruziunilor de Codru pot fi sintetizate după cum urmează. Compoziţia mineralogică şi relaţiile de succesiune din teren arată că există două grupe de roci eruptive: grupul mai vechi al metagabbrourilor (asociat cu rare hornblendite şi metadiorite melanocrate) şi grupul mai tînăr al granitoidelor, în care intră diorite, de obicei cuarţifere, granodiorite, granite plagioclazice şi granite normale. Aceste două grupe sînt invariabil asociate. Foarte caracteristică pentru grupul rocilor granitoide este raritatea granitelor normale, cu feldspat potasic, şi prezenţa aproape exclusivă a feldspatului plagioclaz în celelalte varietăţi. Din punct de vedere al formei de zăcămînt, se poate observa că metagabbrourile reprezintă corpuri de dimensiuni variabile şi sînt străbătute de o reţea de intruziuni granitoide; acestea nu ating dimensiuni apreciabile, ci apar ca filoane, mai adesea concordante, de ordinul de mărime al decimetrilor pînă la al metrilor, şi doar excepţional mai mult, intruse atît în metagabbrouri cît şi în şisturile cristaline preexistente. Fenomenul de migmatizare afectează în mod general aceste roci: „impregnarea" cu feldspat plagioclaz este evidentă atît megascopic cît şi microscopic, şi se observă formarea unor migmatite eterogene, în sensul lui J u n g şi R o q u e s (migmatite în sensul restrîns, originar, al lui S e d e r h o l m), de tipul diadysitelor şi agmatitelor.

Forma de zăcămînt şi compoziţia mineralogică aseamănă granitoidele de Codru cu granitele plagioclazice de pe valea Moraviţei (Ocna de Fier), descrise de A l. C o d a r c e a; însă asemănarea cea mai izbitoare, care merge de multe ori pînă la identitate, se observă între acest complex şi seria de Lainici-Păiuş din Autohtonul Carpaţilor meridionali. Deşi fenomene geologice se pot petrece în mod identic la timpuri diferite, sîntem totuşi înclinaţi să atribuim aceeaşi vîrstă ambelor serii cristaline.

Se observă frecvent, mai ales spre vest, fenomene descrise de cercetătorii migmatitelor: fîşii remanente de biotit continuîndu-se în gnaisele nou formate, filoane leucocrate mărginite de zone subţiri externe îmbogăţite în biotit („Biotitsäume"). După M e h n e r t (1956), acestea ar fi dovada unei mobilizări fără aport de substanţă din afară: metatektul leucocrat se separă din roca preexistentă, iar în urma sa rămîne o concen-

Institutul Geologic al României

trare locală de substanţă, de chimism calco-fero-magnezian, care se adună la margine. Compoziţia chimică a rocii preexistente reprezintă media dintre mobilizat şi rest. La scară de detaliu, putem admite interpretarea lui M e h n e r t. În aceeaşi ordine de idei, trebuie să arătăm însă că unii petrologi contemporani nu s-ar da îndărăt să admită că metagabbrourile de Codru ar reprezenta produse ale „frontului bazic" care precede sau însoţeşte granitizarea. Existenţa acestui „front" a fost însă recent pusă la îndoială chiar de unii metasomatişti, ca de exemplu H. R e a d (1957).

În privinţa caracterului iniţial al şisturilor cristaline străbătute am ajuns la următoarele concluzii. De la valea Bistrişoarei spre est, se poate observa clar, datorită unei afundări axiale a complexului cristalin, cum intruziunile de Codru străbat seria epizonală de Biharia : toate intercalaţiile sînt constituite din şisturi cloritoase cu albit şi epidot şi din şisturi amfibolice cu epidot, care se continuă în sus şi în pachetul superior de Cristalin al Arieşului, neafectat de intruziuni. Pe unele profile este vizibilă rărirea treptată a acestora pînă la completa lor dispariţie. Nicăieri în acest sector intruziunile nu reuşesc a ridica cristalinitatea şisturilor măcar pînă în zona cu biotit. La vest de valea Bistrişoarei, apar din ce în ce mai frecvente situaţiile în care prezenţa pe scară largă a biotitului, precum şi cea ocazională a granatului şi a sillimanitului (valea Bistrei, Motoreşti, Gîrda de Jos) ne fac să presupunem existenţa unui Cristalin mesometamorfic în fundamentul străbătut de intruziuni. Este drept că, după cît am arătat mai sus, o parte din biotit poate proveni şi în urma migmatizării, iar granatul şi sillimanitul pot fi considerate ca produse de contact termic ; structurile păstrate ale parașisturilor par a indica însă, de multe ori un caracter mezozonal iniţial al acestora. Local, complexul a suferit un retrometamorfism, biotitul fiind cloritizat, cu separarea unor ace de rutil.

Cu această ocazie mai trebuie să precizăm că deşi în orizontările făcute de noi, seria intruziunilor de Codru ocupă o poziţie inferioară geometric faţă de seria de Biharia noi nu subînţelegem că intruziunile s-ar fi produs înaintea depunerii acestei serii a Cristalinului Arieşului. Prin forma lor de zăcămînt însă, aceea a unei reţele migmatitice, intruziunile afectează numai un pachet inferior din stiva şisturilor cristaline.

Terminaţia estică a intruziunilor de Codru din regiunea noastră se întîlneşte în sectorul valea Căldării — valea Creţoaia ; caracterul de reţea filoniană se şterge treptat şi filoanele eruptive sînt înlocuite printr-o serie de gnaise biotitice, injectate în micaşisturi cu granat, cu intercalaţii de amfibolite. Aceleaşi gnaise se prelungesc spre est în regiunea studiată

Institutul Geologic al României

de I. Hanomolo și Antoaneta Hanomolo, dispărînd apoi spre Segagea. Aci nu mai aflorează deci decît o zonă de injecție periferică a maselor intrusive. Pentru întreaga zonă a intruziunilor de Codru, este greu să negăm existența unui aport general de substanță la nivelul deschis astăzi de eroziune; chiar Mehnert (1956) arată de altfel că într-un stadiu mai avansat, diatexitele, în corpuri mai mari, pot intrude în rocile înconjurătoare. Nu ne îndoim însă că mecanismul formării unor fluide leucocrate în substratul mai adînc ar putea fi cel indicat de Mehnert, aceasta încadrîndu-se în concepția mai veche a lui Eskola asupra anatexiei diferențiale a rocilor. Asociația constantă cu metagabbrouri lasă totuși să subsiste o umbră de îndoială și în această privință.

Intruziunile de Codru au mai fost întîlnite în cadrul Cristalinului Munților Apuseni în încă două zone. În munții Codrului, ele au fost cercetate de M. Pálfy și P. Rozlozsnik (1939); celor doi autori le datorăm o descriere amănunțită petrografică și chimică, care a servit la individualizarea și caracterizarea acestui grup de intruziuni, permițînd de exemplu lui Th. Kräutner (1944) de a-l regăsi și în afara munților Codru, în regiunea actualmente studiată de noi.

În partea de est a munților Gilăului, intruziuni de tipul Codru au fost întîlnite și descrise de I. Hanomolo și Antoaneta Hanomolo (1963) și de M. Borcoș și Elena Borcoș (1963); primii relevă asemănarea cu rocile descrise anterior de noi (1958). Profile de recunoaștere și racordare făcute de noi în Codru și în Gilăul de est ne-au convins de identitatea dintre fenomenele intruzive ale celor trei regiuni. Se poate observa că raportul cantitativ dintre metagabbrouri și granitoide se schimbă de la vest spre est. În munții Codrului, metagabbrourile sînt rare; în munții Bihor-Gilău de sud, ele capătă o răspîndire ceva mai largă, fără a egala nici pe departe încă rocile granitoide; în Gilăul de est, dimpotrivă, metagabbrourile predomină net asupra granitoidelor. Tot la intruziunile de Codru din partea de est a munților Gilăului (zona Săcel-Sălășele — valea Huzii) se referă aproape toate fenomenele de granitizare și migmatizare descrise amănunțit de E. Stoicovici și A. Trif (1961). După autorii sovietici, sînt separate acolo migmatite lentiliforme filoniene, migmatite dungate, migmatite lit-par-lit, migmatite ptigmatice, migmatite reticulare, migmatite ramificate, agmatite, migmatite fluidale, migmatite oculare, migmatite porfiroblastice și nebulite. Trei analize chimice de granite anatectice se referă de asemenea la granite de Codru din aceeași zonă; două dintre acestea (dealul Crăciuneasa și Cioara) sînt în mod evident granite plagioclazice (trondhjemite), caracteristice

Institutul Geologic al României

intruziunilor de Codru, faptul rezultînd din parametrii „*k*" scăzuți (0,13 respectiv 0,25), precum și din analiza modală.

Cercetările noastre din ultimii ani ne-au mai adus cîteva date în ceea ce privește intruziunile de Codru. După cum ne fusese semnalat de către M. B o r c o ş, am constatat că între ortoamfibolitele seriei de Biharia și metagabbrourile de Codru există anumite deosebiri. Cele dintîi sînt în mod sistematic afectate de un metamorfism mai accentuat : amfibolii prezintă conture sfîșiate și corodate, rocile în ansamblu sînt presărate cu ace fine de amfiboli, iar plagioclazul albitic apare sub forma unei mase granulare de cristale <0,8 mm. La metagabbrourile de Codru, caracterele structurale de roci eruptive sînt păstrate în întregime, iar plagioclazul rămas idiomorf este afectat doar de saussuritizare sau sericitizare. Ce-i drept, după cum rezultă din altă lucrare a noastră (R. D i m i t r e s c u, 1959 a), chimismul metagabbrourilor este identic cu cel al ortoamfibolitelor, (probele din văile Bistrișoarei și Blotonesei aparțin intruziunilor de Codru, iar proba din muntele Drăghița aparține seriei de Biharia).

În trecut, noi am grupat toate aceste roci bazice sub numele de ortoamfibolite, acum considerăm însă necesar să facem o distincție între ele. Caracterele petrografice puse în evidență de noi, ca și relațiile din teren care arată fără putință de îndoială că intruziunile de Codru străbat și seria de Biharia, demonstrează vîrsta mai veche a ortoamfibolitelor.

O altă ipoteză, care ar putea fi susținută în legătură cu metagabbrourile, este următoarea : fenomenele migmatice, dezvoltate în jurul granitoidelor de Codru, transformă, prin recristalizare, orice roci preexistente de compoziție chimico-mineralogică adecvată, în roci amfibolice faneromere. Aspectul eruptiv ar fi înșelător în acest caz, iar ortoamfibolitele seriei de Biharia ar putea să fi fost inițial contemporane cu metagabbrourile de Codru ; pe de altă parte, aspectul actual masiv al acestora din urmă, mergînd pînă la faciesuri pegmatoide, s-ar fi dezvoltat abia concomitent cu apariția granitoidelor. În esență, aceasta este ideia care a fost recent emisă de A l. C o d a r c e a, M a r c e l a D e s s i l a - C o d a r c e a și V. I a n o v i c i (1958) în legătură cu geneza complexului rocilor dioritice și hornblenditice de la Ditrău, asociate unor roci alcaline migmatitice ; analogia cu fenomenele observate de noi în complexul de Codru nu poate să nu ne dea de gîndit. Și în Munții Apuseni se remarcă uneori o distribuție stratificată a rocilor amfibolice de diferite granulații, cele faneromere putînd apărea alături de amfibolite mult mai fine și pronunțat șistoase.

Institutul Geologic al României

O alternativă la această interpretare ar fi reprezentată prin ipoteza diferențierii magmatice, care ar merge în mod normal de la bazic la acid. Intr-o regiune de migmatite pare însă destul de puțin probabil să fi funcționat o diferențiere de acest tip. Noi vom reda alăturat analizele chimice ale intruziunilor de Codru, nu pentru a invoca neapărat mecanismul diferențierii magmatice, ci pentru a ilustra o „serie litologică" (E. Raguin, 1957), dînd o ideie de varietatea în compoziție a complexului respectiv. Primele două analize provin dintr-o lucrare a noastră (R. Dimitrescu, 1959 a), iar următoarele 13 din monografia lui Pálfy și Rozlozsnik (1939).

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
1.	105	26	43	23	7	0,1	0,8
2.	122	16	48	31	5	0,15	0,7
3.	145	32	34	28	5	0,3	—
4.	154	33	32	30	5	0,2	0,5
5.	158	34	36	17	13	0,5	0,5
6.	168	36	27	28	10	0,4	0.2
7.	186	35	31	20	14	0,2	0,3
8.	217	41	25	14	19	0,2	0,3
9.	285	42	21	15	22	0,1	0,3
10.	316	42	19	9	30	0,3	0,4
11.	353	42	32	9	27	0,3	0,4
13.	402	53	10	5	31	0,3	0,2
13.	417	55	13	4	28	0,3	0,3
14.	403	48	11	5	35	0,5	0,3
15.	544	55	3	3	39	0,6	0,1

1. Metagabbro, (valea Bistrișoara, munții Gilău);
2. Metagabbro, (valea Blotoneasa, munții Gilău);
3. Gabbro amfibolic cuarțifer, (valea Osoiului, munții Codru);
4. Gabbro amfibolic cuarțifer, (valea Albului, munții Codru);
5. Tonalit, (valea Osoiului, munții Codru);
6. Tonalit, (valea Chicera, munții Codru);
7. Cuarțdiorit peleitic, (valea Hășmașului, munții Codru);
8. Cuarțdiorit amfibolic, (valea Orvișului, munții Codru);
9. Cuarț—diorit, (valea Rachișa, munții Codru);
10. Granodiorit plagioclazic, (valea Rachișa, munții Codru).
11. Granit trondhjemitic, (valea Botfeiului, munții Codru);
12. Granit trondhjemitic, (valea Clitului, munții Codru);
13. Leucocuarțdiorit, (dealul Bulzului, munții Codru);
14. Granit muscovitic, (valea Botfeiului, munții Codru);
15. Granit muscovitic, (valea Albului, munții Codru).

Separarea grupului de metagabbrouri de grupul de granitoide se face exact prin linia de izofalie. Remarcăm pentru majoritatea analizelor

Institutul Geologic al României

valoarea mică a lui k, derivînd din caracterul predominant plagioclazic al granitoidelor.

O analiză spectrografică a unui pegmatit cuarţdioritic de Codru, executată în laboratorul Institutului Geologic de către C. U d r e s c u, a dat următoarele rezultate pentru elemente minore : Cu : 75 plm. ; Pb : 29 plm. ; Sn : nedetectat ; Ga : 29 plm. ; Ni : nedetectat ; Co : nedetectat ; Cr : nedetectat ; V : <10 plm. ; Zr : <100 plm. ; Be : 1,4 plm. ; Ba : 470 plm.

Cu privire la vîrsta intruziunilor de Codru, datele de teren ne arată că în ansamblul lor, ele trebuie să fie precarbonifere. Şisturile verzi de la Gîrda de Sus se aşează imediat deasupra lor şi nu sînt afectate de migmatizare ; ori, de curînd, prin analiza de spori-polen (S l a v i n, 1963) s-a dovedit că seria şisturilor verzi de la Arieşeni—Gîrda—Avram Iancu aparţine Carboniferului inferior. Unele date de vîrstă absolută par a indica pe de altă parte că granitoidele de Codru s-ar fi pus în loc în faza bretonă a orogenezei hercinice, situată între Devonian şi Carbonifer.

Granitoidele de Codru, prin caracterul lor migmatic, prin chimismul lor sodic ca şi prin frecventele lor texturi gnaisice, reprezintă intruziuni sinorogene tipice. În formarea lor, considerăm că fenomenul magmatic este subordonat, participînd cu cca 25%, restul complexului fiind un produs al reacţiei metasomatice a magmei cu şisturile cristaline.

SERIA DE SOMEŞ

Seria mezozonală de Someş ocupă extremitatea nord-vestică a regiunii noastre, începînd de la linia Runcu — Costeşti — Arada — dealul Sturul — vîrful Chicera. Aceeaşi serie mărgineşte spre nord granitul de Muntele Mare în sectorul izvoarelor Şoimului şi Ierii ; din Valea Vadului, o fîşie subţire de roci mezozonale merge spre sud, la limita estică şi sud-estică a masivului granitic, pînă în sectorul văii Creţoaia, unde ea se pierde în complexul intruziunilor de Codru.

Seria de Someş a fost astfel denumită de noi în 1957 (B l e a h u - D i m i t r e s c u, 1957) ; ea este formată în cea mai mare parte din mica-şisturi (mai rar paragnaise) cu granaţi sau cu biotit. Cuprinde în regiunea noastră o singură intercalaţie de calcare cristaline, la sud de vîrful Petreasa, două lentile de amfibolite, la sud de valea Coşului, precum şi cîteva intercalaţii de şisturi cu porfiroblaste de albit şi cu granaţi, pe cursul superior al văilor Coşului şi Bulzului ; gnaise lenticulare apar într-un singur punct, în dealul Runcului.

Descrierea petrografică a seriei de Someş nu va fi prea detaliată, deoarece ea îşi capătă dezvoltarea largă spre nord, dincolo de creasta

Institutul Geologic al României

Ursoaia — Petreasa, unde a făcut obiectul cercetărilor de mulți ani ale geologilor I. Hanomolo și Antoaneta Hanomolo (1963).

Micașisturile cu granați formează fondul general al regiunii. Se disting două varietăți, după cum predominanța o are cuarțul (structură granolepidoblastică) sau mineralele micacee (structura lepidoblastică). Cele două varietăți alternează pe teren, de la bancuri de ordinul metrilor pînă la pături de ordinul fracțiunilor de milimetru. Între mineralele micacee predomină în mod constant muscovitul; cloritul este aproape întotdeauna prezent iar biotitul apare în cantități variabile, în general însă subordonate. Ca minerale accesorii se observă magnetit și uneori apatit. Trecerea la paragnaise se face prin apariția unei cantități de feldspat plagioclaz (albit — oligoclaz acid) în masa rocii. Porfiroblastele de granați nu iau niciodată o dezvoltare mai largă; cuprind incluziuni de cuarț, dar nu prezintă decît rareori indicații de rotire helicitică; în creșterea lor, ele au provocat ondularea locală a păturilor micacee.

Parageneza caracteristică acestor roci este următoarea: cuarț + muscovit + clorit + granat. Cum biotitul lipsește frecvent, nu există dovezi certe că cloritul să se fi format pe seama sa; granatul prezintă doar începuturi de cloritizare. Cloritul fiind frecvent un pennin, nu este exclus ca el să fie de origine secundară.

Două analize chimice, una a unui micașist cu granat (nr. 443) și cealaltă a unui paragnais biotitic (nr. 450) din valea Bulzului, executate de Ing. Cr. Popescu, au dat următoarele rezultate:

	449	450
	%	%
SiO_2	60,65	69,10
Al_2O_3	21,70	11,74
Fe_2O_3	1,51	4,40
FeO	4,36	4,02
MgO	1,00	1,50
CaO	0,69	0,96
Na_2O	2,04	3,37
K_2O	2,71	1,72
TiO_2	0,98	0,57
MnO	0,07	0,07
P_2O_5	0,08	0,10
S	0,36	urme
$H_2O^{+105°C}$	3,30	2,66
$H_2O^{-105°C}$	0,15	0,04
CO_2	—	—
Total:	99,60	100,25

Institutul Geologic al României

Pentru aceste analize au fost calculaţi parametrii ACF :

	449	450
	%	%
A =	63	39
C =	4	9
F =	33	52

Micaşisturile, roci de compoziţie pelitică-argiloasă, arată că metamorfismul a atins partea superioară a zonei cu granat, în care acest mineral-index coexistă cu cloritul. Trecerea de la epi- la mesozonă este marcată în teren în acelaşi timp şi prin apariţia sporadică a unor mici vine pegmatitice, fără continuitate, de dimensiuni centrimetrice. În dealul Porjeştilor am întîlnit de asemenea un filonaş centimetric de cuarţ cu turmalină (pleocroism galben deschis-albastru).

În dealul Zăheştilor am întîlnit, intercalat în micaşisturi, un strat de brecie de 5 cm grosime, cu ciment cenuşiu şi cu elemente de cristalin pînă la 2 cm diametru.

Şisturile cu granaţi şi cu albit sînt compuse din două părţi : masa fundamentală şi porfiroblastele. Mesostaza este formată din asociaţia : cuarţ + albit + muscovit + clorit. În cadrul acesteia predomină adesea mineralee micacee, luînd uneori aspectul unei ţesături compacte, în care o mică proporţie din foiţe sînt aşezate transversal pe şistozitate, cele mai multe fiind însă paralel orientate. Biotitul nu apare decît în mod excepţional, cca 1—2 foiţe izolate într-o secţiune. Ca accesorii se remarcă magnetit şi turmalină.

Porfiroblastele, rareori mai larg dezvoltate, sînt constituite din albit şi din granat. Cristalele de albit (< 1,5 mm) sînt adesea fusiforme, alteori au forme ovale ; de obicei sînt lipsite de incluziuni, dar uneori cuprind mici granule de cuarţ sau solzi de muscovit. Nu prezintă decît slabe urme de rotire, uneori *Si* coincizînd întocmai cu *Se* ; nu sînt maclate. Porfiroblastele de granaţi (0,5 — 1,3 mm) au începuturi de cloritizare marginală sau de-a lungul unora din numeroasele fisuri care le străbat.

O analiză chimică a unui şist cu porfiroblaste de albit (m. 456) de pe valea Coşului, executată de Ing. C r. P o p e s c u, a dat următoarele rezultate :

	nr 456.
	%
SiO_2	50,70
Al_2O_3	25,22
Fe_2O_3	5,83

Institutul Geologic al României

FeO	2,97
MgO	1,40
CaO	0,97
Na_2O	2,11
K_2O	5,05
TiO_2	0,77
MnO	0,17
P_2O_5	0,05
S	0,21
$H_2O^{+105°C}$	4,00
$H_2O^{-105°C}$	0,05é
CO_2	—
Total :	100,50

Au fost calculați parametrii ACF și coeficienții Niggli :

A = 69 %	*si*	= 168
C = 6 %	*al*	= 49
F = 25 %	*fm*	= 30
	c	= 4
	alk	= 17
	k	= 0,6
	mg	= 0,2

Chimismul rocii se apropie de grupul magmatic al sienitelor, avînd însă „*al*" ridicat și „*c*" scăzut ; roca ar putea proveni astfel din amestecul unui material tufaceu trahitic cu material argilos.

Prezența granatului în aceste șisturi arată că metamorfismul care le-a afectat a fost mai puternic decît în cazul șisturilor cu albit din Seria de Arada, pe care le vom descrie mai departe, compoziția chimică inițială fiind însă în general asemănătoare (tufogenă).

Șisturile cu albit din seria de Someș apar exclusiv în partea de vest a regiunii, predominînd la partea superioară a pachetului mezozonal, imediat sub depozitele werfeniene ; în jos ele încep prin a alterna cu mica-șisturi de tip obișnuit. Avînd în vedere că spre SE, deasupra seriei de Someș se așează normal seria epizonală de Arada, avînd frecvente intercalații de șisturi cu albit, putem presupune eventual că la vest, metamorfismul de grad mesozonal s-a ridicat ceva mai sus în stiva de sedimente.

Amfibolitele sînt constituite aproape exclusiv din mineralele paragenezei caracteristice : hornblendă + epidot + albit, cu rare adaosuri de cuarț și de clorit ; ca accesorii apar magnetitul și titanitul. Cristalele aciculare de hornblendă sînt orientate preferențial după șistozitatea rocii ; uneori ele sînt mai larg dezvoltate și au un aspect poikilitic, incluzînd granule din ceilalți constituenți. Feldspatul nu este niciodată maclat ;

Institutul Geologic al României

compoziţia sa albitică reiese din relieful negativ şi din semnul optic pozitiv. Caracterul pistacitic al epidotului este indicat prin semnul optic negativ şi prin birefringenţa ridicată ; în general e dezvoltat prismatic.

Prezenţa acestor roci în seria de Someş arată apartenenţa acesteia la faciesul metamorfic albit — epidot — amfibolitic.

Gnaisele lenticulare de la nord-vest de Costeşti se caracterizează prin apariţia microclinului, atît în masa fundamentală, alături de cuarţ şi de albit, cît şi sub forma de ochi milimetrici. În cantităţi reduse mai apar muscovitul şi cloritul. Ochii feldspatici au forme în general ovale, deşi destul de neregulate şi sînt uneori fragmentaţi, spărturile fiind recimentate cu mortar de cuarţ. Aceste gnaise prezintă unele asemănări cu „epigranitele" seriei de Muncel din Cristalinul Arieşului (R. Dimitrescu, 1958).

Cele trei roci analizate chimic din seria de Someş se încadrează în faciesul albit-amfibolitic (sau după clasificarea mai nouă, în subfaciesul epidot—albit—almandinic al faciesului de şisturi verzi). Parametrii rezul-

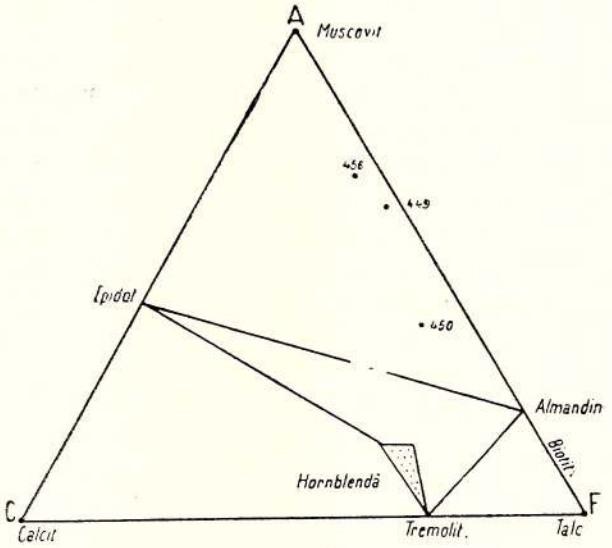


Fig. 1. — Faciesul de şisturi verzi, subfaciesul epidot — albit — almandinic (Faciesul albit — amfibolitic). Diagrama ACF.

Greenschist facies, epidote — albite — almandine subfacies (Albite — amphibolite facies) ACF — diagram.

tind din aceste analize au fost proiectaţi într-un triunghi ACF ; toate trei se aşează în triunghiul paragenezei muscovit-almandin-epidot, foarte aproape de latura muscovit-almandin-biotit, ceea ce corespunde compoziţiei mineralogice observate a rocilor (fig. 1).

Institutul Geologic al României

3. SERIA DE ARADA

Seria epizonală de Arada se întinde la sud-est de o linie care trece prin dealul Costeștilor, dealul Fericetului, centrul comunei Arada și Vîrful Vîrfului, și formează întregul sector dintre această linie și granitul de Muntele Mare ; spre sud, ea este mărginită de limita depozitelor sedimentare de la Albac și de limita nordică a intruziunilor de Codru. Seria de Arada a fost separată și astfel denumită de noi în 1957 (B l e a h u - D i m i t r e s c u, 1957). În constituția ei intră în mare parte, șisturi sericito-cloritoase și cuarțitice-sericitoase. Sub forma de intercalații, care se pot urmări uneori pe distanțe mari ca orizonturi-reper, mai apar : șisturi cloritoase cu albit, șisturi amfibolice, porfiroide, șisturi albe cuarțito-feldspatice (hälleflinta) și cuarțite negre. Menționăm de asemenea prezența unei fîșii continui formate din micașisturi cu granat cloritizat, care se urmărește în sudul regiunii noastre.

O singură ivire de calcare cristaline se întîlnește în regiunea noastră, în dealul Băleștilor ; o a doua, aparținînd tot seriei de Arada, a fost semnalată de noi mai demult (D i m i t r e s c u, 1958) pe valea Jgheburoasa, la nord de Lupșa, în afara cadrului actual al hărții noastre.

Șisturile cuarțitice-sericitoase și sericito-cloritoase sînt cele mai comune roci ale seriei de Arada. În compoziția lor intră totdeauna cuarțul, sericitul și cloritul, în proporții variabile care determină atribuirea la una din cele două varietăți. Structura tuturor acestor șisturi este granolepidoblastică, păturile micacee fiind în general bine segregate față de cele cuarțoase. Calcitul și albitul apar uneori în cantități mici.

Analiza chimică a unui șist cuarțitic-sericitos (nr. 444) de pe creasta dintre Vf. Ciocului și Comarnici (chimist : Ing. C r. P o p e s c u), a dat următoarele rezultate :

	nr. 444
	%
SiO_2	79,10
Al_2O_3	12,39
Fe_2O_3	0,16
FeO	2,34
MgO	0,49
CaO	0,69
Na_2O	1,37
K_2O	2,02
TiO_2	0,47
MnO	0,07
P_2O_5	0,02

Institutul Geologic al României

	%
S	0,12
$H_2O^{+105°C}$	1,52
$H_2O^{-105°C}$	0,08
CO_2	—
Total :	100,84

Parametri ACF sînt următorii :

%
A = 59
C = 8
F = 43

Şisturile sericito-cloritoase cu albit reprezintă cele mai răspîndite intercalaţii în rocile banale ale seriei de Arada. În afara unor lentile mai mici, am urmărit 7 benzi principale de şisturi cu albit (la Costeşti, Fericet — valea Babii, valea Teiului — Runcu, valea Lămăşoaiei — valea Bistrei, şi încă trei benzi de peste 8 km lungime, din dreptul Albacului pînă spre valea Bistrişoarei, la Călăteni).

Parageneza caracteristică acestui tip de rocă este : albit + clorit + sericit. Păturile micacee sînt totdeauna mai bine dezvoltate în şisturile cu albit ale seriei de Arada, în comparaţie cu cele ale seriei de Biharia, descrise de noi cu altă ocazie (D i m i t r e s c u, 1958) ; prezenţa constantă a sericitului şi predominanţa sa frecventă faţă de clorit, constituie încă un caracter diferenţial. Porfiroblastele de albit nu întrec decît foarte rar dimensiuni de peste 1 mm, neajungînd deci la larga dezvoltare pe care o capătă în seria de Biharia.

Un caracter aparte îl constituie rotirea de pînă la 90° pe care au suferit-o porfiroblastele concomitent cu creşterea, pusă în evidenţă prin unghiul mare pe care îl face *Se* (şistozitatea rocii) cu *Si* (şirurile de incluziuni de cuarţ în „picături"), cu uşoare inflexiuni helicitice în *Si* la marginea cristalelor de albit ; de multe ori însă, nu are loc o racordare marginală, *Si* întîlnindu-se în unghi cu *Se*.

Epidotul poate fi prezent sau nu, alături de parageneza mai sus arătată ; în cea mai sudică fîşie de şisturi cu albit din regiunea noastră, situată în apropierea limitei intruziunilor de Codru, epidotul ajunge frecvent să predomine (de pildă în dealul Scrădelului sau în poiana Meca) şi apare astfel o varietate de şisturi clorito-epidotice, în care albitul nu este dezvoltat porfiroblastic.

Institutul Geologic al României

Analiza chimică a unui șist sericito-cloritos cu albit (nr. 445) de la Comarnici (chimist : Ing. Cr. Popescu) a dat următoarele rezultate :

	445 %
SiO_2	51,77
Al_2O_3	28,21
Fe_2O_3	0,02
FeO	6,75
MgO	1,20
CaO	0,55
Na_2O	2,10
K_2O	2,61
TiO_2	1,21
MnO	0,07
P_2O_5	—
S	0,18
$H_2O^{+105°C}$	5,10
$H_2O^{-105°C}$	0,06
CO_2	—
Total :	99,83

Au fost calculați parametrii ACF și coeficienții Niggli :

%		
A = 61	*si*	= 182
C = 3	*al*	= 59
F = 36	*fm*	= 26
	c	= 2
	alk	= 13
	k	= 0,45
	mg	= 0,25

Chimismul este identic cu cel al șistului cu porfiroblaste de albit și granat din seria de Someș ; ca și în acel caz, roca poate proveni dintr-un tufit trahitic. Nu este exclusă însă nici proveniența din grauwacke, al căror chimism nu este depărtat de cel al rocilor analizate aci.

În aceeași fîșie sudică de șisturi cloritoase, în partea ei apuseană (la vest de valea Bistrei, în apropiere de locul de dispariție al șisturilor sub Werfenian, de exemplu în dealul Ciocului), se pot observa vine albe de gnaise albitice intercalate concordant. Aci parageneza devine : albit + cuarț + epidot, mineralele micacee rămînînd mult subordonate cantitativ. În alte regiuni, unde gnaisele albitice au o răspîndire mai largă și în parte independentă de cea a șisturilor cu porfiroblaste, originea lor

Institutul Geologic al României

am atribuit-o unor arcoze (Dimitrescu, 1958), în cazul de faţă însă, modul lor de apariţie ne face să ne întrebăm dacă nu avem de a face cu un fenomen de segregare a cuarţului şi albitului prin diferenţiere metamorfică.

Din acelaşi complex mai menţionăm existenţa, în dealul Băleştilor, a unor şisturi cloritoase cu calcit (în compoziţia cărora mai intră epidotul, sericitul, albitul şi cuarţul) şi a unor şisturi cloritoase lipsite de sericit, în care albitul, deşi prezent, nu este dezvoltat porfiroblastic.

Analiza chimică a unui asemenea şist cloritos (nr. 453) din valea Arada (la confluenţa cu valea Lămăşoaii), executată de Ing. Cr. Popescu, a dat următoarele rezultate :

	453 %
SiO_2	41,73
Al_2O_3	22,55
Fe_2O_3	0,15
FeO	11,94
MgO	6,96
CaO	2,55
Na_2O	5,80
K_2O	urme
TiO_2	2,36
MnO	0,40
P_2O_5	0,11
S	0,19
$H_2O^{+105°C}$	5,05
$H_2O^{-105°C}$	0,06
CO_2	—
Total :	99,85

Au fost calculaţi parametrii ACF şi coeficienţii Niggli :

A = 25%	*si* = 99
C = 8%	*al* = 31
F = 67%	*fm* = 49
	c = 7
	alk = 13
	k = 0
	mg = 0,5

Chimismul se apropie de tipul magmatic *al* — hornblenditic; o origine ultrabazică pentru acest şist nu este exclusă.

La vest de Călăteni, în complexul şisturilor cloritoase cu albit şi epidot, apare o slabă mineralizaţie de tipul celei cunoscute în zona mediană

Institutul Geologic al României

a Poienii Ruscă. Ea este constituită din cristale de magnetit de 2—4 mm diametru, diseminate în masa şisturilor cloritoase. Şisturile cloritoase cu magnetit se întîlnesc pe ambele flancuri ale unui anticlinal, pe flancul nordic impregnaţia fiind ceva mai bogată. Direcţional, diseminarea de magnetit se poate urmări pe o distanţă de cca 1 km, din dealul Scrădelului pînă dincolo de pîrîul Coţoambei, la sud de muntele Balomireasa.

Complexul de roci clorit—albit—epidotice descrise pînă aci reprezintă cel mai probabil tufuri metamorfozate. Cantitatea mare de sericit este de pus pe seama unui amestec de material sedimentogen argilos.

Ipoteza unei origini metasomatice pentru porfiroblastele de albit o considerăm exclusă, datorită modului lor de apariţie în regiune : şisturile cu albit formează nivele stratigrafice clare care se pot urmări pe direcţie şi care se regăsesc şi pe ambele flancuri ale unor cute care afectează Cristalinul. Grosimea acestor pachete tufogene nu întrece 20—30 m.

În ceea ce priveşte şisturile cloritoase cu magnetit, ele ar fi luat naştere după H a r k e r (1950) prin metamorfismul unor roci ultrabazice. E s k o l a (1939) şi T u r n e r (1953) citează asemenea roci la contactul serpentinelor, aşa cum le-am întîlnit şi noi la Vadul Dobrii, în Poiana Ruscă : ele ar fi formate, după aceşti autori, printr-o reacţie între serpentine şi rocile înconjurătoare mai bogate în SiO_2 şi Al_2O_3, separîndu-se în cursul acestei reacţii cristale octaedrice de Fe_3O_4.

Acest mod de geneză nu se poate aplica desigur celorlalte iviri de şisturi cloritoase cu magnetit din Poiana Ruscă sau celor din munţii Gilăului ; ele rămîn legate de existenţa iniţială a unor roci tufogene bazice, mai bogate în Fe, supuse metamorfismului epizonal.

Şisturile amfibolice au o răspîndire ceva mai redusă decît a şisturilor cloritoase cu albit, de care însă sînt legate în teren : astfel se întîmplă în dealul Runcului, în fîşia din valea Albăcelului — valea Bistrei şi în fîşia dealul Ciocului — pîrîul Izvorului. Există şi unele lentile mai mici, independente, de şisturi amfibolice (gura Fericetului, Valea Mare).

Structura acestor roci este granonematoblastică, parageneza caracteristică fiind : amfibol + epidot + albit + clorit ; ca accesorii sînt prezente titanitul şi uneori magnetitul. Amfibolul este totdeauna dezvoltat fin acicular. Unghiul său de extincţie $c : n_g$ este de cca 17°, ceea ce îngreuiază distingerea actinotului de hornblenda comună. Este probabil că ne aflăm în prezenţa unui actinot (sărac în Al şi Na, bogat în Fe), greu de deosebit pe cale optică de hornblendă şi care, după T u r n e r (1953) şi R a m b e r g (1952), este stabil pînă în condiţii de metamorfism puţin intens.

Institutul Geologic al României

Astfel se poate lămuri apartenenţa întregului grup de roci al seriei de Arada la faciesul mineral al şisturilor verzi. În triunghiul ACF, doar compoziţia chimică globală determină apariţia paragenezei : epidot + clorit + sericit (+ albit) sau alternativ a paragenezei : epidot + clorit + + actinot (+ albit), de o parte sau de alta a liniei epidot — clorit.

Şisturile amfibolice au o textură perfect şistoasă, de multe ori ondulată, fondul lor fiind constituit din ace de amfibol întreţesute cu foiţe de clorit şi din prisme fine de epidot, toate orientate în plane paralele ; aglomerările fin granulate de titanit asociate cu minereu opac sînt şi ele alungite după şistozitate. Granulele uşor alungite de albit predomină în unele fîşii, din care nu lipsesc însă nici celelalte minerale ; albitul este în general rareori maclat ; se observă totuşi uneori chiar macle polisintetice. În valea Bistrei, cristalele sînt mai mari, tinzînd spre formarea de porfiroblaste.

În cîteva cazuri se remarcă şi prezenţa calcitului. Şisturi amfibolice lipsite de clorit şi cu amfibol ceva mai larg dezvoltat (pînă la 2—3 mm), am întîlnit numai în dealul Lămăşoaii şi în valea Bistrei, în aval de cotul acesteia, în partea de sud a regiunii. Această din urmă ivire (E de dealul Ciocului), are o structură particulară : amfibolul (o hornblendă verde uneori maclată) se prezintă ca porfiroblaste într-o masă foarte fin granulară constituită din albit, zoizit şi ceva foiţe de muscovit. Coexistenţa hornblendei cu muscovitul denotă o stare de dezechilibru chimic în rocă.

O analiză chimică a unui şist amfibolic (m 443) de la Comarnici (chimist : dr. A. K i z y k) a dat următoarele rezultate :

	443 %
SiO_2	42,35
Al_2O_3	15,08
Fe_2O_3	11,98
FeO	2,87
MgO	5,90
CaO	15,34
Na_2O	0,62
K_2O	0,07
TiO_2	2,25
MnO	0,17
P_2O_5	0,25
S	0,03
$H_2O^{+105°C}$	2,44
$H_2O^{-105°C}$	0,26
CO_2	0,35
Total :	99,96

Institutul Geologic al României

Au fost calculați parametrii ACF și coeficienții Niggli :

%	
A = 32	*si* = 91
C = 39	*al* = 19
F = 29	*fm* = 44
	c = 36
	alk = 1
	k = 0,1
	mg = 0,4

Coeficienții se încadrează în grupa de magme gabbroide, rocile provenind deci probabil din tufuri sau chiar lave bazaltice.

Porfiroide, reprezentînd roci efusive acide metamorfozate, au fost întîlnite în patru puncte la Poiana (SW de Arada), în dealul Lămășoaii, pe valea Bistrei și la E de Albac. Masa fundamentală șistoasă a acestor roci cu structura blastoporfirică, este formată din cuarț și albit, predominînd asupra sericitului și cloritului (epidotul apare numai în mod excepțional). Fenocristalele relicte de albit prezintă conture neregulate, angulare, ovale sau uneori chiar idiomorfe și toate au maclarea caracteristică rocilor efuzive. Se pot observa, dar rar, plaje lenticulare alungite de cuarț cu granulație mai mare care provin probabil din fenocristale. Larga răspîndire a fenocristalelor relicte de albit, față de absența totală a feldspatului potasic și raritatea fenocristalelor de cuarț, ne conduce la ideia că rocile inițiale transformate în porfiroide au fost probabil reprezentate prin keratofire și subordonat prin dacite.

Șisturile albe cuarțito-feldspatice (hälleflinta) au o destul de mare răspîndire în tot cuprinsul sectorului dintre dealul Lămășoaii și Valea Mare. Ele provin din tufuri acide metamorfozate al căror aspect îl păstrează încă ; în teren sînt asociate cu porfiroidele descrise mai sus. Megascopic se caracterizează prin aspectul compact, culoarea albă și cantitatea mică de minerale micacee. Microscopic se remarcă granulația foarte fină și șistozitatea plană ; pături foarte subțiri sericitice separă pături cuarțoase, în care intră și o oarecare proporție de granule albitice. Structura este cel mai frecvent homeoblastică ; rar se întîlnesc cristale de cuarț sau de feldspat (microclin-micropertit și albit, uneori cu structura în scîndură de șah), în general ovale, ceva mai larg dezvoltate decît celelalte.

Analizele chimice a două șisturi albe cuarțito-feldspatice din Valea Mare (nr. 435) și de la Comarnici (nr. 440), executate de dr. A. Kizyk, respectiv de ing. Al. Dănciulescu, au dat următoarele rezultate :

Institutul Geologic al României

	435 %	440 %
SiO_2	74,57	77,75
Al_2O_3	12,17	11,10
Fe_2O_3	1,03	1,70
FeO	0,86	1,30
MgO	0,32	2,00
CaO	0,98	1,00
Na_2O	2,73	1,40
K_2O	6,38	2,70
TiO_2	0,19	—
MnO	0,04	0,08
P_2O_5	0,02	urme
S	0,16	0,20
$H_2O^{+105°C}$	0,35	1,01
$H_2O^{-105°C}$	0,25	0,25
CO_2	—	—
Total:	99,85	100.49

Au fost calculaţi parametrii ACF, AKF şi coeficienţii Niggli :

435 %	440 %			
A = 20	44	*si*	= 440	480
C = 43	12	*al*	= 42	40
F = 37	44	*fm*	= 12	34
		c	= 6	7
A = —	29	*alk*	= 40	19
K = —	21	*k*	= 0,6	0,55
F = —	50	*mg*	= 0,2	0,55

Coeficienţii se încadrează în grupele de magme leucogranitice-granitice, chimismul acestor roci corespunzînd întocmai celui al unor tufuri liparitice.

Cuarţitele negre se întîlnesc mai mult în vestul regiunii, între valea Trînceştilor şi Costeşti şi din valea Fericetului pînă la SE de valea Babii. Lentile izolate apar şi la E de Albac, precum şi în intercalaţiile din masivul granitic, pe valea Filii şi la nord de Vîrful Muntelui Mare. Pe fondul granoblastic de cuarţ apare sub microscop o bogată pulbere grafitoasă, care imprimă culoarea neagră rocii şi îi subliniază şistozitatea adesea fin vălurită. Sericitul se asociază în cantităţi foarte reduse acestor două minerale.

Micaşisturile cu granaţi cloritizaţi formează o fîşie continuă care se poate urmări de la E de Albac, prin valea Bistrei, Văleni, dealul

Institutul Geologic al României

Scrădelului și ajunge în dealul Băleștilor, la nord de Poiana. Werfenianul acoperă la W această fîșie cît și contactul ei cu celelalte roci. Rocile se pot deosebi ușor megascopic, prin dezvoltarea mai largă a muscovitului și prin apariția unor cristale milimetrice, de culoare verde închisă, de clorit pseudomorfozînd granatul. Diaftoreza reprezintă un fenomen constant și caracteristic în această fîșie de roci.

Analiza chimică a unui micașist cu granați cloritizați (nr. 446) din Vf. Ciocului (chimist: dr. A. Kizyk) a dat următoarele rezultate:

	446 %
SiO_2	55,12
Al_2O_3	22,25
Fe_2O_3	2,71
FeO	5,45
MgO	2,19
CaO	0,91
Na_2O	0,86
K_2O	4,95
TiO_2	0,94
MnO	0,07
P_2O_5	0,10
S	0,04
$H_2O^{+105°C}$	3,68
$H_2O^{-105°C}$	0,36
CO_2	—
Total:	99,63

Parametrii ACF sînt următorii:

%
A = 54
C = 5
F = 41

În partea superioară a seriei de Arada, puțin sub nivelul de micașisturi diaftoritice, se intercalează în șisturi cuarțitice sericitoase două lentile de limonit: una la Tomușești și cealaltă la Turleșițe. Prima este situată pe versantul drept al văii Bistrei, ceva mai la S de cantonul silvic Comarnici, la E de comuna Albac. Lungimea stratului limonitic, de direcție cca N 70° — 80° E/55° — 70°S, este de cca 100 m, iar grosimea sa medie este de cca 1 m, el efilîndu-se spre capete. În trecut a fost cercetat direcțional prin două scurte galerii de coastă, situate la 1060 m, respectiv 1120 m

Institutul Geologic al României

altitudine. Probe informative preluate de noi au dat următoarele rezultate :

	Galeria inferioară (Chimist : G. Nedelcu)	Galeria superioară (Chimist : A. Petrescu)
	%	%
Fe	43,05	13,06
Mn	0,21	0,87
S	0,48	0,08

La Turleşiţe, pe versantul stîng al Văii Mari, în dreptul confluenţei cu valea Poienii, au fost semnalate în sol cîteva fragmente de limonit. Dezvelirile executate de noi au pus în evidenţă o lentilă de limonit de 0,80 m grosime ; lungimea ei nu întrece cîţiva metri, astfel că rezerva este neînsemnată. Probele informative recoltate de noi au avut însă conţinuturi favorabile :

	1 (Chim. : Fl. Şoimaru)	2 (Chim. : C. Nedelcu)	3 (Chim. : A. Petrescu)
	%	%	%
Fe	53,06	49,16	46,56
Mn	5,09	4,45	4,021
S	0,26	0,06	0,19

Deşi ambele lentile de limonit sînt situate cam la acelaşi nivel stratigrafic, pe intervalul de 8 km care le separă nu au mai fost identificate alte puncte mineralizate, astfel că perspectiva economică a zonei ne apare redusă. Împreună cu şisturile cloritoase cu magnetit, ele indică însă din punct de vedere metalogenetic o zonă îmbogăţită în fier.

În concluzie, seria de Arada este formată dintr-o stivă de sedimente în bună parte argiloase, supuse unui metamorfism epizonal (zona cu clorit, faciesul şisturilor verzi). Pachetul sedimentar cuprindea, în afara unor lentile cărbunoase, şi frecvente intercalaţii tufacee, atît bazice cît şi acide ; acestora din urmă li se asociau eventual rare apariţiuni de roci efuzive. Grosimea stratigrafică a acestei serii, măsurată între baza ei, pe care o cunoaştem (limita cu seria de Someş), şi linia de încălecare a pînzei de Codru, este de cca 4500 m ; desigur că grosimea reală este mai mare, avînd în vedere că limita ei superioară nu este de fapt cunoscută. Amintim că grosimea totală a celor două serii epizonale din Cristalinul Arieşului a fost evaluată de noi în regiunea Cîmpeni la cca 2200 m. Prin gradul ei de metamorfism cît şi prin unele caractere litologice, seria de Arada prezintă analogii cu acestea. În partea sudică a munţilor Gilău, se observă

Institutul Geologic al României

însă în Cristalinul Arieşului, o anumită succesiune stratigrafică a unor orizonturi litologice, determinată în special de caracterul erupţiunilor care au avut loc în timpul sedimentării : după un moment de puternice erupţiuni bazice (seria de Biharia) a urmat o sedimentare argilo-grezoasă, însoţită şi de unele efuziuni acide şi mai rar, bazice (seria de Muncel). După cum rezultă din cartările lui M. B o r c o ş (1963), în partea estică a munţilor Gilău, seriile de Biharia şi de Muncel nu-şi păstrează valoarea de orizonturi stratigrafice, ci rămîn doar ca faciesuri ; separaţiile făcute arată că există însă pachete de şisturi cristaline cu caractere bine conturate ale uneia sau celeilalte din cele două serii şi care îşi păstrează continuitatea pe distanţe mai mari. Ţinînd seama de aceste constatări, ajungem la concluzia că seria de Arada ar reprezenta, în ansamblu, un echivalent stratigrafic al seriei de Biharia împreună cu cea de Muncel. Amploarea fenomenelor vulcanice a fost mai redusă în sectorul nordic, ocupat de seria de Arada, iar efuziunile acide nu au succedat celor bazice, ci au alternat cu ele, ne mai putîndu-se separa două orizonturi. Remarcăm de asemenea că nici cuarţitele negre nu-şi mai păstrează poziţia superioară pe care o ocupau în seria de Muncel. Caracteristice pentru seria de Arada sînt intercalaţiile tufogene acide de hälleflinta, care nu sînt răspîndite în celelalte serii cristaline ale Munţilor Apuseni, regăsindu-se însă în Carpaţii orientali, unde au fost descrise de I. A t a n a s i u.

Parametrii ACF rezultînd din analizele chimice ale rocilor din seria de Arada au fost proiectaţi în triunghiul subfaciesului muscovit-cloritic al faciesului de şisturi verzi (fig. 2). În concordanţă cu compoziţiile mineralogice respective, şistul amfibolic se aşează în cîmpul paragenezei actinolit—clorit—epidot ; şistul cloritos se aşază pe linia clorit-actinolit, foarte aproape de punctul reprezentativ al primului mineral ; celelalte roci (şistul cuarţitic-sericitos, şistul sericito-cloritic cu albit, micaşistul cu granaţi cloritizaţi şi hälleflinta) se aşează în cîmpul paragenezei epidot—muscovit—clorit, în apropierea liniei muscovit—clorit. Parametrii AKF (fig. 3) situează hälleflinta în cîmpul microclin—muscovit—clorit, în apropierea liniei ultimelor două minerale.

4. GRANITUL DE MUNTELE MARE

Şisturile cristaline ale regiunii noastre, atît cele aparţinînd seriei de Someş, cît şi cele aparţinînd seriei de Arada, sînt străbătute de granitul de Muntele Mare. Masivul granitic se întinde spre nord pînă în bazinul Huedinului ; în ansamblu, el are forma literei L, iar regiunea noastră cuprinde jumătatea sa sudică orientată E—W. În cele ce urmează, ne

Institutul Geologic al României

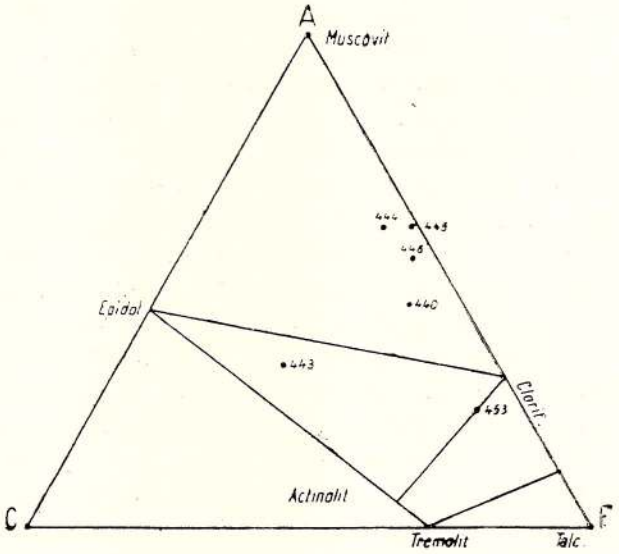


Fig. 2. — Faciesul de şisturi verzi, subfaciesul muscovit-cloritic. Diagrama ACF.

Greenschist facies, muscovite-chlorite subfacies. ACF-diagram.

vom referi în permanenţă numai la această parte sudică, studiată de noi; desigur însă că numai datele asupra întregului masiv pot lămuri în întregime structura sa.

Limita vestică a masivului granitic se urmăreşte mai întîi pe interfluviul dintre valea Someşului şi valea Răcătăului, şi are direcţia N—S;

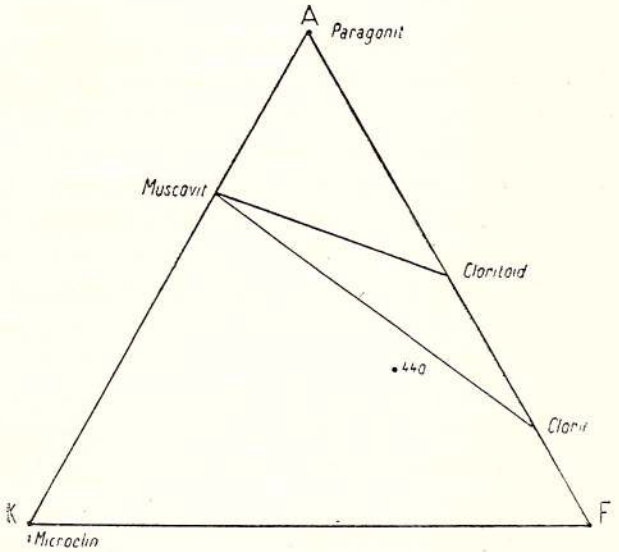


Fig. 3. — Faciesul de şisturi verzi, subfaciesul muscovit-cloritic (roci cu exces de Al_2O_3). Diagrama AKF.

Greenschist facies, muscovite-chlorite subfacies (Rocks with excess of Al_2O_3). AKF-diagram.

Institutul Geologic al României

ea face o inflexiune spre SE tăind valea Brădenii puțin în amonte de confluența cu valea Sborului, apoi merge pe versantul sudic al acesteia pînă la platoul Balomiresei. De aci, limita se arcuește treptat spre E, tăind valea Bistrișoarei și dealul Băleștilor, după care ea este aruncată spre S de o falie; mai departe ea taie Valea Mare, valea Blotoneasa, iar de la sud de șesul Lupșanului, trece la direcția SW—NE pe care o păstrează pînă la Segagea. De la această comună și pînă dincolo de valea Vadului, imediat la S de cabana Muntele Băișoarei, limita granitului merge S—N; extremitatea estică a masivului se efilează treptat și este însoțită, pe versantul nordic al văii Vadului, de un filon granitic, singura apariție din această parte a regiunii care nu are legătură cu masivul principal. Limita nordică a granitului se urmărește, cu direcția aproximativ E—W, prin șeaua Șesului Cald, pe la izvoarele văii Ierii, trece la S de creasta principală între Prislop și dealul Groșii, apoi, pe la izvoarele văii Someșului, ia direcția S—N, spre Dumitreasa. Aci, în unghiul format de cele două laturi ale literei L, mai apar trei corpuri granitice lipsite de legătură la suprafață cu masivul (La Tină și la izvoarele Irișoarei).

Această limită exterioară a masivului granitic coincide bine cu cea cunoscută de la vechii autori; modificări substanțiale am avut de adus în extremitatea estică, între Segagea și cabana muntele Băișoarei și în unghiul dintre izvoarele Șoimului și Irișoarei și muntele Dumitreasa. În aceste două sectoare, în afară de micile corpuri aparte menționate mai sus, însuși masivul principal se ramifică într-o serie de filoane, cu direcția SW — NE.

Un interes deosebit l-au prezentat însă numeroasele intercalații de șisturi cristaline din interiorul masivului, ele dezvoltîndu-se mai ales între valea Devii și vîrful Muntelui Mare; o contribuție a noastră o constituie cartarea pentru prima dată a acestor intercalații. Existența lor recunoscută și în trecut: M. Pálfy (1907 a) vorbește de intercalații de „gnaise", E. Stoicovici menționează de asemenea prezența șisturilor cristaline; și în lucrarea de ansamblu a lui M. Ilie (1957), se arată existența enclavelor de șisturi cristaline și de gnaise laminate. Pînă acum, aceste intercalații nu-și căpătaseră însă o reprezentare cartografică și nu se cunoștea extensiunea lor.

Într-o lucrare precedentă (Dimitrescu, 1958), am observat prezența fragmentelor de șisturi în platoul Muntelui Mare, punîndu-le însă în mod greșit în legătură cu aluviunile unei vechi platforme morfologice; după datele noastre a fost figurată totuși pe harta 1 : 500.000 a țării, o mică lentilă de cristalin în mijlocul masivului granitic.

Institutul Geologic al României

Soluţia problemei ne-a fost oferită abia de profilul efectuat pe valea Filii, unul din izvoarele Văii Mari. Este singura vale bine deschisă în care se pot observa în aflorimente relaţiile dintre granite şi şisturile cristaline intercalate. Problema structurii întregii părţi sudice a masivului îşi găseşte astfel o soluţie.

Din punct de vedere petrografic, varietatea de rocă tipică pentru Muntele Mare este granitul porfiroid biotitic cu puţin muscovit ; se întîlnesc însă destul de frecvent şi granite mai mult sau mai puţin echigranulare. Aproape pretutindeni se poate observa, în bune condiţii de afloriment, o slabă textură gnaisică ; uneori se poate pune în evidenţă şi o aşezare preferenţială planară a fenocristalelor albe tabulare de feldspat potasic. De-a lungul întregii rame sudice, începînd de la valea Blotoneasa spre est, granitele masive trec la o fîşie de granite gnaisice, care formează şi toată extremitatea estică a masivului. Iviri mai restrînse de granite gnaisice se mai întîlnesc şi pe rama nordică, precum şi în interiorul corpului principal, de obicei în legătură cu unele intercalaţii de şisturi.

În partea de sud, în jurul văii Groşilor, granitele şi granitele gnaisice sînt străbătute de numeroase filoane micro-granitice şi aplitice, concentrate astfel la partea superioară a masivului. În rest, filoanele pegmatitice sînt destul de rare şi puţin dezvoltate ; mai frecvente sînt filoanele de cuarţ de dimensiuni reduse, care în jurul Vîrfului Muntelui se îndesesc pînă ce ajung la adevărate silicifieri în vine concordante ale intercalaţiilor de şisturi cristaline. În unele puncte, de pildă între valea Sborului şi valea Lătoasei, se întîlnesc frecvente turmalinite.

Granitele cu textura masivă formează partea centrală a masivului, între valea Devii şi izvorul Someşului Rece. Mai frecvente sînt cele caracterizate prin predominarea biotitului asupra muscovitului, ajungînd uneori pînă la lipsa acestuia din urmă. Mult mai rar apar varietăţi exclusiv muscovitice, (Vîrful Muntelui—Neteda), iar turmalina am întîlnit-o ca un constituent al granitului doar în muntele Căpăţîna. Structura granitelor este hipidomorf-granulară : extrem de răspîndit este caracterul porfiroid, datorită apariţiei unor fenocristale (megablaste) de microclin de 1—2 × 4—5 cm. Aceşti „dinţi de cal", (cum sînt adesea denumite în literatura franceză de specialitate fenocristalele granitelor porfiroide) prezintă în general în afară de maclarea fină în grătar, o maclare simplă după legea Karlsbad. Microclinul este străbătut de un sistem de şuviţe pertitice de albit, transversal faţă de planul de maclă (010). Fenocristalele de microclin includ indivizi mai mărunţi de biotit, muscovit, cuarţ şi plagioclaz : aceştia din urmă au conture ovale, uşor corodate de

Institutul Geologic al României

către feldspatul potasic și sînt frecvent umpluți cu microlite de sericit și de zoizit. Alterarea lor contrastează cu prospețimea microclinului. Unele cristale de biotit incluse în fenocristale sînt transformate în clorit, muscovit și magnetit, ceea ce dovedește că fenomenul constatat, pe alocuri, și în restul rocii, a avut loc înaintea formării microclinului.

Într-o secțiune orientată în granitul gnaisic din valea Blotoneasa, se poate observa că într-un megablast de microclin secționat după (001), cristalele lung prismatice incluse de plagioclaz sînt orientate perfect paralel cu (010); paralel cu (110), cu care coincide și un sistem de șuvițe pertitice, sînt orientate o proporție mai mică de cristale de plagioclaz, mai scurt prismatice.

În masa fundamentală a granitului porfiroid și în rocile echigranulare biotitul apare idiomorf, în foițe răspîndite la întîmplare, a căror lungime nu întrece de 2 — 3 ori grosimea, caractere specifice pentru rocile eruptive. Se observă uneori o rețea sagenitică, chiar și în absența fenomenului de cloritizare, precum și incluziuni de zircon, cu aureole destul de reduse.

Mineralele accesorii (apatit, titanit, magnetit) sînt în general grupate lîngă biotit. Pe marginile sfîșiate ale acestuia se pot observa în cîteva secțiuni, mici aglomerări de cristale fin prismatice de zoizit. Muscovitul are forme mai puțin neregulate decît ale biotitului. Micele nu arată în general o orientare preferențială: rar se întîlnește, la scara microscopică, cîte un schlier ușor îmbogățit în aceste minerale.

Cuarțul apare întotdeauna ca aglomerări formate din mai multe granule mărunte (Sandquarz). Unele au o ușoară extincție rulantă. Aglomerările au în ansamblu forme rotunde sau ovale, dar se întîlnesc în unele cazuri și benzi mai alungite constituite din cuarț granular: acestea, mai degrabă decît micele, pot tinde să imprime rocei o slabă textură gnaisică.

Pretutindeni în masa fundamentală, plagioclazul predomină cu mult asupra feldspatului potasic: acesta din urmă este reprezentat prin microclin — micropertit și apare întotdeauna proaspăt. Dimpotrivă, plagioclazul este totdeauna umplut cu microlite de sericit și de zoizit: primul mineral joacă în general rolul principal și spre deosebire de al doilea, este frecvent dispus în lungul unor direcții cristalografice ale plagioclazului-gazdă. Umplutura microlitică nu este de obicei foarte densă. Gradul de idiomorfism la cristalele de plagioclaz este totdeauna mai ridicat decît la microclin.

Plagioclazul este frecvent maclat polisintetic; relieful său este foarte apropiat de cel al balsamului, iar unghiul maxim de extincție în zonă simetrică al cristalelor maclate după legea albitului este de 2° — 3°. Compoziția

Institutul Geologic al României

sa este cea a unui oligoclaz acid. Foarte rar se observă prezenţa unor concreşteri myrmekitice.

Compoziţia mineralogică a masei fundamentale a fost planimetrată cu masa de integraţie, obţinîndu-se următoarele rezultate :

	mm	Valea Sborului %	Valea Devii %	Valea Filii %
Microclin-micropertit	1—20	17	5	—
Plagioclaz	0,5—2,5	43	38	59
Cuarţ	0,1—2,3	31	40	24
Biotit	0,2—1	7	15	17
Muscovit	0,05—0,4	2	2	—
		100	100	100

Pentru eşantionul din valea Devii, avem şi o analiză chimică pe care o vom reda mai jos. Că aceste analize modale au o valoare doar orientativă, datorită granulaţiei largi a componenţilor şi în special a fenocristalelor de microclin, ne-o arată comparaţia normei calculate din analiza chimică a granitului din valea Devii (vezi mai jos) cu compoziţia sa mineralogică planimetrată :

	%
Q	28,0
Or	15,8
Ab	34,5
An	12,4
Hy	6,7
Ap	0,4
Il	0,7
Mt	1,2
C	0,2
	9,99

Din examenul microscopic al granitelor, reiese cu destulă claritate că acestea sînt constituite din două părţi, care corespund şi cu două momente de formare. Masa fundamentală are o compoziţie granodioritică şi este mai veche, reprezentînd momentul consolidării dintr-o topitură magmatică. Abia după ce au avut loc o serie de fenomene ca „umplerea" cu microlite a plagioclazilor, şi cloritizarea pe alocuri, a biotitului, a intervenit şi al doilea stadiu, de natură metasomatică, constînd în creşterea megablastelor de microclin. Acest stadiu tîrziu face parte din grupa fenomenelor endometasomatice reliefate în ultima vreme de Erdmannsdörffer : prin „endoblasteză" se ajunge la o microclinizare analoagă celei

Institutul Geologic al României

descrise în granitele din Caucaz de către G. Afanasiev (1951, 1953) sau celei puse în evidență de N. Gherasi [1]) în munții Petreanului. Vom vedea mai jos cum se reflectă aceste fenomene în compoziția chimică a granitelor.

În privința modului de apariție al myrmekitului în granitele masive (ca și în cele gnaisice), am putut face o serie de constatări, pe care le enumerăm în cele ce urmează:

Myrmekitul apare cel mai frecvent la limita unui plagioclaz cu un microclin, dar uneori acesta poate să lipsească (faptul se poate explica prin existența lui și în acest caz, dar într-un plan care nu a fost prins de secțiunea subțire);

Conturul plagioclazului-gazdă poate fi drept sau convex față de microclin, așa cum cere descrierea clasică;

Între plagioclazul-gazdă și continuarea sa lipsită de cuarț myrmekitic poate să existe sau nu o diferență în extincții (derivînd din diferența în compoziție):

Cuarțul myrmekitic dintr-un individ nu are totdeauna extincții concomitente; uneori există două sau maximum trei grupe de cuarțuri vermiculare cu extincții comune;

Vermiculațiile de cuarț trec peste lamelele de maclă polisintetice ale plagioclazului:

Porțiunile nemyrmekitice ale plagioclazului-gazdă sînt totdeauna mai puternic „umplute" cu sericit sau zoizit.

Aceste observații împreună cu cele făcute de noi asupra granitului în general se corelează satisfăcător cu noua interpretare dată de F. Drescher-Kaden (1948) myrmekitului, considerat anume ca un produs de reacție metasomatică între un plagioclaz mai vechi și un feldspat potasic mai nou, format el însuși prin creștere metasomatică, spre deosebire de teoria clasică, care presupunea preexistența feldspatului potasic față de plagioclaz.

Microgranitele, care se întîlnesc ca filoane în partea de sud a masivului, au o compoziție mineralogică corespunzătoare unei magme granitice acide, aparținînd deci în mod direct celui de-al doilea stadiu arătat mai sus. Mineralele constituente sînt: microclinul, albitul-oligoclaz (relief pronunțat negativ, unghi de extincție cca 10°), cuarțul, muscovitul și uneori turmalina și biotitul. Structura este hipidiomorf-granulară fină.

[1]) Contribuțiuni la cunoașterea rocilor granitice din Carpații meridionali. I. Masivul granitic de Vf. Pietrii (manuscris).

Institutul Geologic al României

Textura este pronunţat masivă. Plagioclazul prezintă doar o uşoară alteraţie caolinoasă sericitică.

Aplitele nu se deosebesc de microgranite decît prin structura panalotriomorfă; în constituţia lor intră pe alocuri cristalele mici de granat. O determinare la masa universală a dat un conţinut de 10% An al plagioclazului (în general, asemenea determinări nu au dat rezultate satisfăcătoare la granite din cauza alterării microlitice a feldspatului calcosodic).

Analiza planimetrică a unui microgranit din Izvorul Groşilor:

	%
Microclin-micropertit	19
Plagioclaz	31
Cuarţ	43
Muscovit	7
	100

Granitele gnaisice se evidenţiază sub microscop prin textura orientată care rezultă dintr-o serie de elemente. Cuarţul, cu acelaşi aspect granulat ca şi în granitele masive, apare totdeauna sub forma de benzi alungite şi are extincţii rulante puternice.

Există de asemenea o orientare subparalelă a micelor (biotit şi muscovit), care uneori ajung să formeze fişii paralele. Nu se remarcă nicăieri structuri grano-lepidoblastice ale unor sectoare cuarţo-micacee care să poată fi interpretate drept relicte ale unor şisturi cristaline afectate de granitizare. Biotitul îşi păstrează conturele caracteristice rocilor magmatice; el este frecvent cloritizat sau baueritizat. Feldspaţii sînt reprezentaţi prin plagioclaz (albit-oligoclaz) şi prin microclin, care şi aci este subordonat cantitativ; fenocristale porfiroide larg dezvoltate din acest mineral apar mai rar în granitele gnaisice; se poate observa însă sub microscop tendinţa de creştere a unor cristale lenticulare. Rareori apar şi aci mici concreşteri myrmekitice.

Pe alocuri se observă (dar foarte sporadic), uşoare îndoiri ale lamelelor de maclă are albitului. Pe seama feldspatului (vizibil în unele relicte) se formează uneori plaje întinse alungite de sericit fin solzos, ajungînd pînă la benzi fine care străbat întreaga rocă. Toate caracterele observate concordă în a indica deformările mecanice drept origină a transformărilor suferite de granitele gnaisice, acestea putînd fi caracterizate drept tectonite. Adevărate fenomene de milonitizare incipientă se întîlnesc uneori, ca de exemplu în extremitatea estică a masivului granitic (la S de cabana muntele Băişoarei) sau în muntele Căpăţîna. În cel dintîi punct, cuarţul

Institutul Geologic al României

vădește puternice solicitări mecanice, prin forma alungită a cristalelor, prin fracturarea lor, ca și prin extincțiile extrem de puternic rulante. Dimpotrivă, în muntele Căpățînii, cuarțul granulat a trecut de acest stadiu, recristalizînd în cristale limpezi avînd extincții nete, în schimb feldspatul este aproape în întregime transformat în solzi de sericit care iau o dispoziție în benzi alungite, contrastînd cu cristalele mari de muscovit primar, distribuite la întîmplare și mai puțin orientate. În concluzie, sîntem în prezența unui fenomen de cataclază localizat la marginile masivului sau în interiorul acestuia, fenomen care a dus la formarea unui înveliș și a unor zone interioare de granite gnaisice. Laminarea a avut loc, în parte, înainte de formarea fenocristalelor de microclin și doar în acest sens s-ar putea deci vorbi de „protoclază".

Compoziția chimică a granitului de Muntele Mare reiese din analiza unei probe (nr. 1) recoltate de noi pe valea Devii, efectuată de chimista C. Vasiliu. La aceasta putem adăuga analiza granitului de Irișoara (nr. 2), publicată de J. Szádeczky (1908), două analize din comunicarea lui M. Borcoș și Elena Borcoș (1963), ale unui granit gnaisic din valea Vadului (nr. 3) și a unui granit din muntele Dumitreasa (nr. 4), precum și două analize din comunicarea lui I. Hanomolo și Antoaneta Hanomolo (1963), a unui granit din valea Răcătăului (nr. 5) și a unui granit porfiroid din valea Someșului Rece (nr. 6). Pentru toate aceste analize am calculat și valorile Niggli.

Pentru analiza nr. 1, valorile Niggli indică apartenența la tipul de magmă normal granitică. Analizele nr. 2, 4 și 5 corespund unui tip de magmă yosemit-granitică. Analizele nr. 3 și nr. 6 se situiază între tipul de magmă plagioclaz-granitic și cel granodioritic-farsunditic.

Rezultatele sînt perfect analoage cu cele a trei analize de „granite din topituri" provenind din corpul granitic de Muntele Mare, redate în lucrarea lui E. Stoicovici și A. Trif (1961).

Rezultatele obținute se interpretează după părerea noastră în felul următor. Analizele nr. 1, 2, 4 și 5 ne dau compoziția chimică globală a granitului, rezultată în urma microclinizării finale. Pe de altă parte, analiza nr. 3 reprezintă un granit gnaisic de la periferia masivului, slab afectată de endoblasteză. În sfîrșit, analiza nr. 6 citată de I. Hanomolo și Antoaneta Hanomolo (1963) drept cea a unui granit cu caractere porfiroide evidente, comparabilă cu analiza unui granit din Rotundu-Irișoara, redată de E. Stoicovici și A. Trif, (1961) reflectă probabil o compoziție apropiată de a masei fundamentale, datorită dimensiunilor prea reduse ale probei în raport cu cele ale feno-

Institutul Geologic al României

Compoziția chimică a granitelor de Muntele Mare

	nr. 1 %	nr. 2 %	nr. 3 %	nr. 4 %	nr. 5 %	nr. 6 %
SiO_2	68,83	66,81	65,83	72,42	70,61	72,52
Al_2O_3	14,88	17,23	17,67	13,72	13,71	12,00
Fe_2O_3	1,38	1,17	1,07	1,62	0,84	0,09
FeO	2,52	2,17	3,86	1,02	2,23	1,61
MgO	1,16	0,47	0,40	0,88	1,07	4,10
CaO	2,90	2,60	2,16	1,44	1,86	1,01
Na_2O	4,12	4,08	4,20	2,96	3,11	4,85
K_2O	2,81	5,47	2,66	4,76	4,74	1,77
TiO_2	0,43	—	0,98	0,23	0,45	0,29
MnO	0,07	—	0,07	0,04	0,06	0,14
P_2O_5	0,22	—	0,36	0,10	0,23	0,17
H_2O	0,52	—	0,98	1,09	0,78	1,29
(H_2O^-)	(0,07)	—	(0,23)	(0,21)	(0,13)	(0,17)
Total:	99,84	100,00	99,44	100,28	99,69	100,84

Valorile Niggli

si	304	282	279	383	352	337
al	39	43	45	43	40	33
fm	22	14	20	18	20	35
c	14	12	10	8	10	5
alk	25	31	25	31	30	27
k	0,31	0,47	0,30	0,52	0,50	0,20
mg	0,31	0,20	0,13	0,39	0,39	0,81

cristalelor de microclin (după P. Laffitte 1957, pentru o lungime medie a acestor cristale de 3 — 4 cm, proba supusă analizei ar fi trebuit să aibă cca 3 kg ceea ce probabil că nu a fost cazul).

Acesta este un mod în care s-ar putea pune în evidență, aproximativ desigur, contrastul între compoziția globală finală a granitului și cea a

Institutul Geologic al României

masei sale fundamentale din stadiul inițial al consolidării magmatice. Varietățile constatate în compoziția chimică, credem noi, nu ar trebui astfel puse pe seama, fie a unei diferențieri magmatice, fie pe seama fenomenelor de asimilare sau granitizare în sensul obișnuit al acestui cuvînt.

Din punct de vedere chimic, se constată o asemănare între compoziția granitului de Muntele Mare și ultima fază, cea mai acidă, a intruziunilor granitoide de Codru. S-a putut vedea însă din observațiile noastre, că modul de zăcămînt este altul.

O analiză spectrografică a unui granit de Muntele Mare, executată în Laboratorul Institutului Geologic de către C. Udrescu, a dat următoarele rezultate : Cu = 10 plm ; Pb = 31 plm ; Sn = nedetectat ; Ga = 29 plm ; Ni = nedetectat ; Co = nedetectat ; Cr = nedetectat ; V = 22 plm ; Zr = < 100 plm ; Be = 2,6 plm ; Ba = < 470 plm.

În problema punerii în loc a granitului, s-a văzut cu ocazia descrierii petrografice că noi am adoptat ipoteza magmatică. Este necesar de asemenea a se lua în considerare următoarele date ale terenului, în legătură cu caractere deseori discutate în literatura geologică.

După cum rezultă din harta geologică, masivul granitic are numeroase intercalații de șisturi cristaline. Aceste intercalații se găsesc însă în cea mai mare parte spre centrul masivului și nu spre periferia lui și ele, cu mici excepții, nu se prelungesc în rocile înconjurătoare, traversînd limita corpului granitic, așa cum a fost relevat în multe cazuri de către metasomatiști.

Atît limita nordică, cît mai ales cea sudică a masivului, sînt formate din cîte o lamă puternică de granit fără intercalații de șisturi cristaline. Ca atare, partea centrală tinde să ia aspectul unui corp subvulcanic cu numeroase apofize.

Granitul, în limitele arătate cu ocazia descrierii sale petrografice și chimice, este foarte omogen în toate părțile sale. Nu se constată fenomenul de endomorfism, adică o modificare a acestei compoziții în funcție de diferite materiale preexistente care să fi fost granitizate ; nicăieri compoziția nu se îndepărtează de cea granodioritică a masei fundamentale și cea granitică pentru ansamblul rocii.

Nu apar nicăieri în filoanele granitice zone transversale îmbogățite în mineralele șisturilor traversate.

Nu există un înveliș continuu de gnaise prin intermediul cărora granitele să treacă gradat la șisturile cristaline. Pe una din laturile masivului există, după cum am văzut, o zonă de granite gnaisice ; acestea

Institutul Geologic al României

prezintă însă tranziţii gradate faţă de granitele masive şi contacte la fel de tranşante faţă de şisturi cristaline ca şi cele dintre granitele masive şi şisturi. Contactul net al unui granit gnaisic cu un paragnais se poate observa pînă şi într-un eşantion pe care l-am recoltat din valea Devii. Cu mici excepţii, pe care le vom vedea mai jos (Izvorul Guşei), nu există decît foarte puţine feldspatizări în lungul limitelor masivului, ci numai fenomene pronunţate de contact termic. Singurele roci profund transformate sînt enclavele ovoide, de dimensiuni sub 0,5 m, de tipul celor care se întîlnesc frecvent şi în granodioritele banatitice.

În special cristalele larg dezvoltate de microclin („dinţii de cal" mult discutaţi în special de către metasomatiştii francezi), lipsesc atît în şisturi, de-a lungul limitelor granitului, cît şi în enclave ; nu apare astfel fenomenul „dublei enclave".

Granitul prezintă relaţii univoce cu şisturile cristaline înconjurătoare : nu este „renăscut", adică nu pare cînd mai vechi, cînd mai nou faţă de ele, aşa cum au fost descrise cazuri în literatură (în special în aşa numitele „mantled gneiss domes" ale lui E s k o l a). Aspectul său eruptiv nu este „antropomorfic", ci se bazează pe o comparaţie obiectivă cu corpurile mai mari însoţite de sill-uri şi dyke-uri ale eruptivului banatitic şi neogen în facies subvulcanic. Filoanele de granite bine deschise în valea Filii, ajung pînă la dimensiuni minime de 10—20—30 cm ; chiar şi la această scară, ele se prezintă cu caractere omogene remarcabile, pînă şi în aspectul porfiroid. Contactele discordante cu şisturile străbătute vădesc o deformare a acestora din urmă. În cîteva puncte am crezut a ne afla în prezenţa unor migmatite, însă secţiunile subţiri făcute ne-au arătat că de fapt rocile albe, uneori cutate ptygmatic, străbătute de filoane granitice, erau şisturi cuarţitice fine, neafectate de feldspatizare, sau cel mult leptinolite, micaşisturi cuprinzînd în mesostază cristale mici de albit.

Concluzia noastră din toate aceste fapte este că granitul de Muntele Mare se prezintă sub forma unui masiv circumscris (E. R a g u i n, 1957), în care rolul hotărîtor l-a jucat magma.

Fenomenul metasomatic intervine abia în faza finală, ca endoblastează a microclinului. El trebuie să fi fost însă apropiat în timp de momentul consolidării magmei, aşa ca să putem explica apariţia megablastelor chiar şi în filoanele granitice decimetrice şi lipsa lor, pe de altă parte, în şisturile înconjurătoare ; în momentul endometasomatozei trebuia să existe încă o diferenţă sensibilă între condiţiile fizice domnind în roca eruptivă şi cele domnind în şisturile străbătute. Probabil că, în cazurile citate în literatură, intervenţia endoblastezei într-un moment de omogenizare a

Institutul Geologic al României

acestor condiții, a dus la blasteza „dinților de cal" în aureola de contact a granitelor.

În scopul evaluării aproximative a temperaturii de formare a masei granitului de Muntele Mare, am încercat utilizarea diagramei propusă de Barth (1962) pentru „termometrul bifeldspatic". După cum este știut, această diagramă folosește distribuția sodiului în feldspatul (sodo-) potasic și în feldspatul plagioclaz, care coexistă în granit. Măsurătorile făcute la masa universală ne-au arătat că unghiul 2 V al microclinului lipsit de șuvițe pertitice din masa fundamentală a granitului variază între 82° și 86°,5, media fiind de 83°,7. După noua diagramă a lui Tröger (1956), această valoare ar corespunde conținuturilor de 45—60% Ab, media fiind 55% Ab. Avînd în vedere că plagioclazul granitului este reprezentat printr-un oligoclaz acid cu cca 15% An, rezultă din diagrama lui Barth o temperatură de consolidare a granitului de Muntele Mare cuprinsă în intervalul 800°—1050°, media situîndu-se la cca 975°C. Rezultatul este în acord cu concepția formării magmatice a masei granitului. Desigur că această încercare de paleotermometrie ar trebui corelată cu alte metode, ca de exemplu cea a incluziunilor fluide.

În ceea ce privește momentul intruziunii, el pare a fi fost determinat ca hercinic, prin cercetări de vîrstă absolută; sîntem probabil deci în fața unui masiv central comparabil cu cele din Alpii occidentali, avînd comun cu acestea și caracterul de „protogin". Vom expune mai jos dubiile care subsistă în privința vîrstei.

5. FENOMENELE DE CONTACT

a) **Enclave ovoide.** În inima masivului eruptiv se întîlnesc, îndeosebi în unele zone, frecvente enclave ovoide prinse în masa granitului; enclavele se disting prin culoarea lor cenușie mai închisă decît a granitului înconjurător, prin granulația lor mai fină, și prin conturele lor rotunjite, fiind asemănătoare cu cele cunoscute din granodioritele banatitice. Constituția mineralogică a enclavelor este cea a unui cuarț—diorit : mineralele principale componente sînt plagioclazul, cuarțul și biotitul, iar cele accesorii sînt muscovitul, epidotul, titanitul și granatul. Proporția dintre cuarț și plagioclaz din rocă variază în favoarea cînd a unuia, cînd a celuilalt. Compoziția feldspatului variază puțin între oligoclaz bazic și andezin; este frecvent maclat polisintetic și uneori chiar zonat. Biotitul, cu conture sfîșiate, este foarte bogat reprezentat în enclave, faptul constituind chiar o caracteristică a lor; el nu formează fișii independente, dar se evidențiază uneori o orientare preferențială, subparalelă, a foițelor uniform răspîndite

Institutul Geologic al României

în masa rocii. Conţine şi zircon cu aureole pleocroice. Cristalele de titanit sînt cel mai adesea asociate biotitului sau chiar incluse în el.

Granatul apare cu totul sporadic, în granule fine. Epidotul se observă numai în unele enclave, în cristale mici asociate plagioclazului şi biotitului. Destul de rar intră în compoziţia enclavelor şi cîteva foiţe de muscovit.

Enclavele sînt formate numai în parte din aceleaşi minerale ca şi granitul, cele mafice fiind în proporţie mai mare de cît în acesta ; subliniem însă lipsa totală a feldspatului potasic, şi apariţia granatului şi epidotului care nu ne sînt cunoscute din granite. Considerăm deci că enclavele intră în categoria celor endopoligene (L a c r o i x), provenind din roci aparţinînd fundamentului masei granitice şi antrenate de aceasta în drumul ei ascendent. Caracterul lor iniţial a devenit greu de recunoscut.

În cîteva puncte (Picioragu, valea Filii) se observă mase mai mari de roci, cu compoziţie identică cu cea a enclavelor ovoide ; nu e însă clar dacă sînt filoane microcuarţdioritice sau enclave de dimensiuni mai mari, de acelaşi tip cu cele descrise mai sus.

b) **Corneene şistoase.** Şisturile cristaline care vin în contact cu masivul granitic, atît la exteriorul lui, cît şi la interior, au suferit fenomene evidente de contact termic. Aceste fenomene sînt mai puţin pronunţate în seria de Someş de la nord de masiv, prin faptul că aceasta avea deja o cristalinitate mai ridicată în momentul intruziunii. Aureola de contact cu cea mai mare dezvoltare o întîlnim la vest de granit, în lungul limitei orientate N—S a acestuia ; ea se întinde pe o lăţime de cca 1 km, pînă în valea Răcătăului. Spre SE, în platoul Balomiresei, aureola de contact se îngustează treptat pentru a ajunge de cîteva zeci de metri dincolo de Valea Mare ; aceleaşi dimensiuni, chiar mai reduse, ale aureolei le întîlnim şi spre nord, în bazinul Şoimului şi Ierii. Pe de altă parte, intercalaţiile de şisturi cristaline din cuprinsul masivului prezintă şi ele aceleaşi fenomene de contact, cu excepţie poate a celor din vîrful Muntelui Mare, unde filoanele eruptive sînt distanţate între ele.

Megascopic, acţiunea termică se face remarcată prin două tipuri de modificări. În lungul Răcătăului şi în intercalaţiile din interiorul masivului, se observă apariţia în cantităţi mari a biotitului şi a unor puncte mărunte de granat limonitizat roşu-gălbui ; uneori, ca de exemplu la Ştireniţe (S de Balomireasa), biotitul formează aglomerări rotunde de 1—2 mm diametru. În Picioragu (W de dealul Groşii) şi la sud de Balomireasa, apar în şisturi bastonaşe de dimensiuni centimetrice, fără a se putea identifica megascopic mineralul din care sînt formate.

Institutul Geologic al României

Din valea Răcătăului spre SE, fenomenele de contact afectează seria epizonală de Arada. Datorită întreruperii continuității cu șisturile înconjurătoare, nu se mai poate ști cu preciziune în fiecare caz cărei serii au aparținut inițial intercalațiile din interiorul masivului granitic. La cele din vîrful Muntelui Mare, mai puțin metamorfozate termic, se poate stabili apartenența la seria mezozonală, dar mai spre sud, acest lucru nu mai este cu putință, avînd în vedere că nu putem ști totdeauna dacă biotitul și granatul sînt exclusiv de origină termică sau dacă au preexistat în rocă. Intercalațiile de cuarțite negre (două pe valea Filii și una la nord de Vîrful Muntelui) nu ne aduc nici o indicație în această privință (dat fiind că aceste roci se întîlnesc și în seria de Someș) și nici lentilele de amfibolite (valea Filii), care pot proveni eventual din șisturi clorito-amfibolice. Sîntem astfel lipsiți de posibilitatea de a trasa limita dintre seria de Someș și cea de Arada în sectorul ocupat azi de masivul granitic.

Se poate face observația generală că metamorfismul termic a fost selectiv : datorită compoziției lor mineralogice, cuarțitele grafitoase și șisturile cuarțitice-sericitoase nu au suferit transformări, temperaturile atinse în jurul intruziunii fiind prea scăzute pentru a deplasa echilibrul chimic în paragenezele respective. Prezența unei cantități de clorit în rocile pelitice-argiloase a fost în general necesară pentru a permite apariția de minerale noi.

În cele ce urmează, vom descrie pe rînd diferitele varietăți de roci contactmetamorfice.

α) La SE de masivul granitic, în contact nemijlocit cu acesta, apare alături de amfibolite o lentilă de calcare cristaline cu tremolit ; lateral, acestea cuprind benzi silicioase. Megascopic se observă benzi pur calcitice care alternează cu benzi în care tremolitul joacă un rol important. Ambele minerale fiind albe, tremolitul se poate deosebi ușor prin habitusul său acicular ; prin alterare, el capătă un aspect ușor sidefos. Microscopic se constată că cristalele incolore de tremolit sînt orientate în lungul șistozității (0,5—6 mm) și au o structură poikilitică, incluzînd granule de calcit ; unghiul lor de extincție este de cca 16°. Cristalele larg dezvoltate de calcit (0,2—1 mm) au conture destul de regulate, nedințate și prezintă o maclare în general subparalelă cu șistozitatea rocii. În cantități foarte reduse apar granule mărunte de cuarț.

β) În șisturile amfibolice ale seriei de Arada, de ex. pe Valea Mare, acțiunea de contact a granitului se face simțită prin apariția unor foițe de biotit brun-gălbui (0,4—1,5 mm) sau a unor cristale mărunte de

Institutul Geologic al României

granat (0,2—0,5 mm), invizibile megascopic; acestea sînt lipsite total de fisuri, fapt care arată creşterea lor post-tectonică.

În interiorul masivului am întîlnit amfibolite doar pe valea Filii, la SE de Prislop, şi o enclavă enallogenă de cîţiva metri cubi de corneeană amfibolică pe valea Ursului, afluent al văii Devii. Hornblenda verde a acestor roci este zonată, avînd interiorul decolorat, şi apare sub forma unor prisme fine (0,3—0,8 mm.); pe valea Filii, acestea sînt grupate în aglomerări mai mari, dînd megascopic impresia de porfiroblaste milimetrice de amfiboli (şi este posibil ca efectiv ele să provină din cristale mari de hornblendă). Masa bazală a rocilor este constituită din oligoclaz şi epidot, cu granulaţie fină (0,02—0,2 mm) şi din foiţe fine de biotit; ca accesoriu apare şi titanitul.

γ) În grupa rocilor pelitice există două grupe de corneene, diferite din punctul de vedere atît al paragenezelor cît şi al situaţiei geologice. La limita exterioară a masivului granitic (în special în lungul versantului estic al văii Răcătăului) se întîlneşte o zonă de corneene biotitice, uneori cu granat şi andaluzit. În interiorul masivului, cea mai mare parte a intercalaţiilor sînt constituite din corneene biotitice cu granat şi sillimanit, uneori cu cordierit.

Microscopic, corneenele prezintă particularităţi care le deosebesc uşor de şisturile neafectate de metamorfismul termic. În primul rînd structura lor, rămînînd şistoasă, capătă caracterul „decussat" (Harker, 1950) adică încrucişat: micele iau o dezvoltare largă, neorientată însă după şistozitate, ceea ce face ca adesea foiţele să aibă dimensiuni de cîteva ori mai mari după axul cristalografic *c* decît după planele de clivaj. Şistozitatea rocii rămîne marcată doar prin alternanţa benzilor de constituţie diferită (cuarţoasă sau micacee), dar ea nu se mai reflectă în aşezarea fiecărui mineral în parte. În al doilea rînd, compoziţia mineralogică suferă schimbări caracteristice prin apariţia de minerale noi, specifice metamorfismului de contact. Dintre acestea, o primă categorie de minerale sînt biotitul şi granatul care apar în şisturi epizonale; o a doua categorie o reprezintă mineralele specifice temperaturilor înalte: andaluzitul, cordieritul şi sillimanitul; însfîrşit un aport pneumatolitic pare a fi indicat pe alocuri de prezenţa turmalinei.

γ_1) În afara granitului cele mai răspîndite sînt corneenele biotitice cu structura porfiroblastică. Momentul principal în formarea lor îl constituie apariţia în masa şisturilor sericito-cloritoase a unor aglomerări de biotit puternic brun-roşcat, întîi sub forma unor pete de-a lungul şistozităţii, apoi ca nodule milimetrice. Petele, respectiv nodulele, au de foarte

Institutul Geologic al României

multe ori în centrul lor cîte o masă granulară de magnetit, mai mult sau mai puțin compactă. Biotitul (0,2—2 mm) este orientat în toate direcțiile, conturele foițelor fiind subliniate de granule magnetitice; ele prezintă și aureole pleocroice în jurul unor mici incluziuni de zircon. Într-o fază ulterioară, biotitul, atît cel din masa rocilor, cît și cel din nodule, poate fi cloritizat, trecînd în pennin, cu separarea unor ace fine de sagenit, sau poate fi transformat total în minereu opac.

În rocile mai puternic micacee se observă creșterea concomitentă a micelor albe și negre, care ajung să formeze împreună o țesătură întrepătrunsă, din aceasta nelipsind granulele alungite de minereu opac.

Bastonașele centimetrice așezate în toate direcțiile pe fețele de șistozitate ale rocilor, menționate de noi cu ocazia descrierii megascopice, se dovedesc sub microscop a fi formate dintr-un agregat fin pîslos de sericit; unele zone scheletiforme din interiorul acestor agregate sînt constituite dintr-un clorit cu birefringența foarte scăzută. Numai în cîteva secțiuni se poate stabili natura primară a acestor bastonașe, constatîndu-se că este vorba de porfiroblaste prismatice alungite de andaluzit, determinat prin următoarele caractere optice: incolor, relief pozitiv, o direcție principală de clivaj, extincție dreaptă, alungire negativă, $n_g - n_p = 0{,}010$; $-2V = 84°$. Acest mineral, avînd o energie de formă (forță de cristalizare) mică, se așază în planul șistozității; cristale mici (0,4—1 mm), însoțesc uneori pe cele centimetrice alungite, care sînt străbătute de o rețea de fisuri aproape ortogonală, cu ochiuri largi, de-a lungul acesteia începînd să progreseze sericitizarea.

Pe Muntișoru, unele din corneenele micacee cu andaluzit mărunt și cu albit sînt impregnate uniform cu pulbere grafitoasă.

În unele corneene care se extind pînă la est de Valea Mare, se observă microscopic și prezența granatului; spre deosebire de biotit el nu este afectat de cloritizare. Foarte rar își fac apariția și cristale prismatice foarte fine de epidot.

γ_2) În interiorul masivului, corneenele sillimanitice păstrează aceeași dezvoltare largă a micelor pe care am văzut-o mai sus (0,5—2 mm). Benzi cuarțoase alternează cu benzi micacee, în care muscovitul și biotitul sînt orientate în toate sensurile, iar raportul mediu între lungime și lățime este aproape de 1 : 1. Se observă și plaje alungite de pinit; într-o singură secțiune am putut identifica și un cristal (0,8 mm) nealterat de cordierit (incolor, relief slab pozitiv, fără clivaj, extincție simetrică, birefringență scăzută, $-2V$ = cca 50°), cu incluziuni de albit și de muscovit. Caracterele optice îl determină ca avînd 35—55% ferrocordierit,

Institutul Geologic al României

Sillimanitul apare sub forma de fire subţiri (0,2—0,5 mm), incluse în cristalele de cuarţ şi de mice; este incolor, fibros şi se recunoaşte prin extincţia dreaptă, alungirea pozitivă şi prin clivajele perpendiculare pe alungire. Cuarţul este uneori puternic impregnat pe fisuri cu fibrolit („quartz sillimanitisé"), dar şi mai frecvent apare acest fenomen la muscovit. Şuviţele fibrolitice sînt orientate subparalel cu şistozitatea rocilor, mănunchiurile fiind uneori ondulate sau împrăştiindu-se ca firele sub acţiunea vîntului.

Mineralelor descrise li se asociază uneori în cantităţi importante şi granatul (0,9—2,5 mm).

γ_3) În paragnaisul de la limita nordică a masivului, în muntele Căpăţînii, valea Ursului sau Bogdanu, se întîlnesc frecvent cristale aciculare fine de turmalină, datorită probabil acţiunii pneumatolitice a granitului.

Din examenul mineralogic al corneenelor rezultă că, după cum era şi de aşteptat, în interiorul masivului granitic, temperatura a fost mai ridicată decît la limita sa exterioară, realizîndu-se în intercalaţiile de şisturi condiţiile subfaciesului sillimanit — almandinic al faciesului amfibolitelor plagioclazice. Asociaţia paragenetică caracteristică este în acest caz : muscovit + biotit + almandin + cordierit + sillimanit. La exterior temperatura mai joasă a dus la formarea paragenezei : andaluzit + biotit + muscovit ± granat, prezenţa andaluzitului denotînd în acelaşi timp un deficit de stress, sau mai bine zis o ridicare de temperatură în condiţii statice (subfaciesul cordierit — antofilitic).

Sericitizarea intensă a andaluzitului şi a cordieritului presupune intervenţia ulterioară a unor presiuni orientate, dar şi un aport de potasiu (dinăuntrul sau din afara rocii, eventual în legătură cu fenomenul de microclinizare). În legătură cu aceasta, se pune problema caracterului izo- sau allochimic al metamorfismului din jurul masivului nostru granitic. După D. Reynolds (*in* 64), primul fenomen care intervine în jurul unui granit este o desilicifiere, mergînd în enclave chiar pînă la bazificare. Biotitul şi cordieritul ar reprezenta „frontul bazic", fiind formate prin aport de Mg, andaluzitul şi sillimanitul înşişi ar fi produse de desilicifiere. În opoziţie cu această concepţie se poate lua în considerare ipoteza clasică (Rosenbusch, Harker), care nu admite decît migraţii mici de materie. Într-adevăr, magneziul necesar formării biotitului sau cordieritului poate proveni din cloritul primar, care a dispărut pretutindeni aproape total din aureola de contact. De asemenea trecerea andaluzitului în sillimanit, odată cu ridicarea temperaturii, are un caracter evident izochimic.

Institutul Geologic al României

Deşi înclinăm spre a doua ipoteză, în lipsa unor analize chimice comparative ale şisturilor netransformate şi ale corneenelor nu ne putem pronunţa hotărît în această problemă. O indicaţie interesantă ne este însă dată de formarea tremolitului în calcare ; fenomenul nu s-ar fi putut produce fără un aport de silice. Benzile silicioase observate de noi lateral în calcare pot fi primare, datorite sedimentaţiei iniţiale sau secundare, provenind din silicifiere ; în nici un caz nu s-ar părea însă că am fi la acest contact al granitului în prezenţa unui fenomen de desilicifiere, de tipul celui invocat de D. Reynolds.

c) Feldspatizări clare am întîlnit doar în două puncte : în sectorul valea Guşei — Faţa Albă, la limita sud-estică a masivului granitic, şi pe valea Devii, la limita cu una din intercalaţiile acestuia. În masa fundamentală a gnaisului astfel format se recunosc vestigii clare ale structurii granoblastice originare ; benzi de cuarţ larg dezvoltat alternează cu benzi cuarţo-micacee mai fine. Cristale de plagioclaz de diferite dimensiuni invadează mesostaza, unele cristale iau o dezvoltare porfiroblastică. Se observă şi albit în scîndură de şah precum şi mici concreşteri myrmekitice.

Se constată deci că la o scară mică, intruziunea granitului de Muntele Mare a determinat şi apariţia unor slabe fenomene de migmatizare în şisturile cristaline înconjurătoare.

B) DEPOZITELE SEDIMENTARE

Formaţiunile metamorfice ale Cristalinului de Gilău sînt acoperite transgresiv, în partea de vest a regiunii, de depozite sedimentare permo-mezozoice dezvoltate în faciesul autohton de Bihor. Ele aparţin, pe de o parte, insulei de sedimente de la Albac, iar pe de altă parte, zonei largi de sedimentare a Bihorului central şi anume, ramei estice a acesteia. Formaţiunile mezozoice de la Albac au fost descrise pe larg de noi într-o lucrare precedentă (1958) iar zona Bihorului central face de mai mulţi ani obiectul studiilor lui M. Bleahu, în parte concretizate într-o comunicare (M. Bleahu, 1957) şi în lucrări de ansamblu (M. Bleahu — R. Dimitrescu 1957, 1959), în parte consemnate în rapoarte manuscrise. De aceea noi vom menţiona doar pe scurt formaţiunile fără a intra în detalii în privinţa lor.

Permian. În trei puncte izolate, între comunele Arada şi Gîrda, şi anume în dealul Sturul şi în Valea Stearpă, apare în baza conglomeratelor werfeniene larg răspîndite, stînd pe Cristalin, o brecie de culoare violacee închisă, cu luciu sericitos al cimentului. Această brecie ar putea fi atribuită Permianului, prin comparaţie cu depozitele de acelaşi tip din do-

Institutul Geologic al României

meniul de Bihor care se întîlnesc, cu aceeaşi poziţie, în Măgura Vînătă, la izvoarele Someşului Cald (M. B l e a h u, 1957), şi în Pădurea Craiului. Aceeaşi brecie, care în unitatea autohtonă are o răspîndire insulară, capătă o dezvoltare destul de largă în digitaţia inferioară a pînzei de Codru, şi anume în jurul Gîrdei de Sus. Apariţia sporadică a breciei permiene în domeniul de Bihor ar putea fi explicată fie prin transgresivitatea orizontului cuarţitic werfenian, fie prin intervenţia în Permianul superior, înaintea depunerii Werfenianului, a unei exondări în bloc care a dus la erodarea aproape a tuturor formaţiunilor permiene, precedent depuse, ale Bihorului.

Werfenian. Seria sedimentară, care acoperă Cristalinul Gîlăului, începe în general cu conglomerate cuarţitice de culoare violacee, alternînd cu gresii cuarţitice violete, roze sau albe-gălbui. Aceste depozite se întîlnesc şi la limita vestică a regiunii noastre : ele se urmăresc din dealul Afinetului prin dealul Stînii (Ursoaia), valea Bulzului, dealul Măturiciului, pînă în dealul Costeştilor ; aci ele ies din cadrul hărţii noastre actuale, apoi sînt din nou cuprinse în aceasta la Albac. În acest punct conglomeratele lipsesc aproape cu desăvîrşire, fiind înlocuite de cuarţite, cu intercalaţii de şisturi argilo-grezoase roşii-violacee.

Insule de conglomerate cuarţitice, separate de masa principală a sedimentelor Bihorului, se întîlnesc în număr de trei, între dealul Costeştilor şi Valea Stearpă.

Vîrsta orizontului cuarţitic din baza seriei calcaroase a Triasicului este o problemă mult discutată ; cea werfeniană a fost adoptată în mod convenţional de noi, prin comparaţie cu Carpaţii orientali şi cei nordici (Slovacia), dat fiind că suscită cele mai puţine dificultăţi. Asupra semnificaţiei ei absolute nu este cazul să insistăm în momentul de faţă.

Anisian. Dolomite atribuite în general în Bihor acestui etaj, se întîlnesc în partea vestică a regiunii noastre sub forma de petece de întindere redusă, două la vest de cotul văii Coşului şi trei între Dealul Costeştilor şi Valea Stearpă ; la vest de Costeşti, chiar limita regiunii noastre, este marcată de apariţia acestor dolomite, venind în contact direct cu Cristalinul datorită unei linii de falie.

Ladinian. La vest de Valea Stearpă, apare, în contact direct cu Cristalinul, o fîşie orientată E—W, formată din calcare alb-cenuşii, slab stratificate, cu o reţea de vinişoare fine de calcit, din calcare cornoase masive, albe, bătînd uneori spre roz şi din calcare negre bituminoase. Spre vest, vîrsta acestor calcare a fost determinată, pe baze paleontologice, de M. B l e a h u.

Institutul Geologic al României

Malm. Prezența acestui etaj, ca și a Liasicului care nu a fost inclus în harta noastră actuală, a fost indicată de noi într-o altă lucrare (D i m i t r e s c u, 1958). Aparțin acestui etaj calcare alb-cenușii masive, care vin în contact direct cu Cristalinul între Valea Stearpă și valea Arieșului la nord de Moara Coastei; limita lor nordică cu seria de Arada a fost urmărită de noi în 1959.

c) FILOANE ERUPTIVE NOI

Andezite. În apropierea comunei Arada se întîlnesc patru aflorimente de roci eruptive, sub forma de filoane de 1—2 m grosime, concordante cu șisturile cristaline mezozonale. Aceste aflorimente se așează pe un singur aliniament orientat NE—SW, începînd din dealul Fericetului și pînă la izvoarele văii Arada. Toate sînt formate din andezite cenușii și nu este exclus ca de fapt să aparțină unui singur sill, lung de 7 km.

Rocile sînt în general afanitice; megascopic se pot observa doar în dealul Fericetului cristale de hornblendă pînă la 2 mm lungime. În aflorimentul cel mai nordic, la Sdroanca, se găsesc și cristale mici de pirită, în jurul lui dezvoltîndu-se pe grosimi mici, decimetrice, fenomene de caolinizare și limonitizare a micașisturilor. Ceva mai la sud, la confluența văii Arada cu valea Lămășoaii, în imediata apropiere a unui afloriment al aceluiași filon andezitic, a fost identificat un alt punct de caolinizare în micașisturi, de cca 1 × 1 m. Sub microscop se remarcă o structură pilotaxitică a pastei andezitelor în care se observă microlite prismatice de plagioclaz (andezin, după extincții). Ca fenocristale apare în stare nealterată hornblenda verde. Transformările suferite de rocă se evidențiază prin prezența calcitului, cloritului și a cuarțului secundar.

Dacite. Sub vîrful Brădenii se intercalează în șisturile cuarțitice-sericitoase un filon de dacite. Este format dintr-o pastă microgrăunțoasă constituită din cuarț, plagioclaz și biotit și din fenocristale aparținînd acelorași minerale. Cuarțul bipiramidat prezintă frecvent urmele de coroziune magmatică. Plagioclazul, frecvent maclat și zonat, are un conținut de 36—45% An (determinat la masa universală). Biotitul, cel din pastă totdeauna iar cel din fenocristale pe alocuri, este transformat parțial în pennin. Se observă prezența unor mici cristale de magnetit.

Filoanele eruptive descrise aparțin probabil fazei banatitice.

IV. TECTONICA

În cele ce urmează, vom discuta problemele tectonice ale întregii regiuni Arada — Muntele Mare — Lupșa — Gîrda, așa cum rezultă din

Institutul Geologic al României

ansamblul cercetărilor noastre în Munţii Apuseni. Studiul tectonicii Cristalinului şi Paleozoicului a fost completat cu date microtectonice şi petrotectonice.

Revenim astfel acum cu completări ample la tectonica zonei studiate între 1953 şi 1957 (R. Dimitrescu, 1958), ale cărei detalii trebuiesc avute în vedere în momentul în care se abordează capitolul de faţă. Concomitent cu schiţa tectonică anexată prezentei lucrări este recomandabil a se consulta şi foaia geologică Arieşeni la scara 1 : 100.000 tipărită de Institutul Geologic în 1963.

A) AUTOHTONUL DE BIHOR

Şisturile cristaline ocupă în întregime treimea vestică a regiunii Arada — Muntele Mare, precum şi rama ei sudică, estică şi nordică. Direcţia lor este NE — SW în partea vestică, începînd aproximativ de la meridianul văii Arada, iar sensul înclinării variază frecvent. Sectorul văii Răcătăului este caracterizat prin direcţia N—S şi cădere spre W. În sectorul sudic, de la valea Arada pînă în valea Blotoneasa, şisturile cristaline au direcţii aproximativ E—W, cu înclinări în general sudice.

Atît rama nordică cît şi cea sudică a sectorului estic al regiunii are direcţia NE — SW, cu înclinări sud-estice ale şistozităţii. În sfîrşit, pe marginea estică a granitului, şisturile cristaline au direcţii N—S, cu căderi în general estice.

O cutare mai intensă se poate observa în extremitatea vestică a regiunii, în cadrul micaşisturilor seriei de Someş. Oscilaţiile de sens ale înclinării, corelate pe diverse profile, duc la conturarea mai multor anticlinale şi sinclinale de direcţie NE—SW, care se pot urmări pe lungimi de pînă la maximum 6 km, (în cazul anticlinalului Curcii).

În jurul localităţii Arada, seria de Arada se aşează normal peste seria de Someş; de o parte şi de alta a limitei, atît micaşisturile cît şi şisturile sericito-cloritoase, cu direcţii NE — SW, au o cădere regională spre SE.

La E de Arada, trăsătura tectonică predominantă este dată de sinclinalul Lămăşoaiei, orientat NNE — SSW, care se urmăreşte de la S de pîrîul Cicerii, prin vîrful Lămăşoaii pînă aproape de Albac, pe o lungime de 8 km.

În sectorul situat la sud de muntele Balomireasa, între pîrîul Coţoambei şi dealul Băleştilor, se întîlneşte un anticlinal flancat de două sinclinale, de direcţie E—W; lungimea acestor cute nu trece de doi kilometri.

Institutul Geologic al României

Faliile care au putut fi observate de noi sînt puține la număr ; aproape toate se înscriu într-un sistem orientat în general NNE — SSW din care ar putea să facă parte și fractura pe care au apărut andezitele de la Arada. La NE de Arada, în două sectoare, limita normală dintre cele două serii cristaline este mascată de falii ; cea nordică se prelungește dincolo de Vîrful Vîrfului în regiunea studiată de I. Hanomolo și Antoaneta Hanomolo, luînd caracterul unei scurte încălecări a seriei de Someș peste seria de Arada.

Între valea Bistrișoarei și Valea Mare, două falii decroșează contactul seriei de Arada cu intruziunile de Codru, respectiv cu granitul de Muntele Mare, flancul estic fiind deplasat spre sud în raport cu cel vestic ; cea de a doua traversează probabil întregul masiv granitic, ajungînd pînă la izvoarele văii Șoimului.

În extremitatea estică a regiunii, o falie separă Cristalinul epizonal al Arieșului la E, de cel mezozonal și de granit, la W. Această dislocație a fost considerată de M. Borcoș (1963) ca o încălecare a seriei epizonale peste cea mezozonală. Următorul considerent ne face să considerăm că aci, o falie maschează linia de încălecare a solzului de Lupșa : în imediata apropiere a limitei dintre cele două serii cristaline, se observă deranjamente, înclinările estice se inversează pe alocuri (cu totul local) și devin vestice, părînd a așeza seria mezozonală peste cea epizonală. Existența unui contact anormal este indicat într-adevăr de această situație, precum și de faptul că imediat la nord de Segagea, șisturile epimetamorfice vin în atingere nemijlocită cu granitul de Muntele Mare, fără a se putea observa vreun fenomen de contact termic : un calcar cristalin nu este nici cîtuși de puțin marmorizat, pe cînd la 5 km spre SW găsim o marmoră cu tremolit la limita aceluiași granit. Local, aci, după părerea noastră, flancul estic este cel scoborît iar cel vestic este ridicat, nu invers.

În extremitatea vestică a regiunii mai întîlnim cîteva falii care afectează și depozitele permo-mezozoice ; la nord de Valea Stearpă se poate urmări prelungirea est-nord-estică a faliei Gîrzii, descrisă de noi într-o altă lucrare (R. Dimitrescu, 1958) ; ea aduce în contact anormal ambele serii cristaline cu Werfenianul și chiar și cu dolomitele anisiene și taie în același timp transversal anticlinalul Curcii. În baza calcarelor triasice sau jurasice au fost trasate de noi linii de dislocație orișiunde mișcărilor depozitele bazale werfeniene sau liasice lipsesc, fiind laminate datorită tectonice mezocretacice.

Forma de zăcămînt a granitului de Muntele Mare constituie o problemă interesantă, încă dezbătută în multe aspecte ale ei. În general

Institutul Geologic al României

granitul a fost considerat de autorii mai vechi ca formînd un batholit. Într-o lucrare precedentă (R. Dimitrescu, 1958) noi l-am caracterizat drept un „batholit Daly". Într-o comunicare recentă, I. Hanomolo şi Antoaneta Hanomolo (1963) au admis aceeaşi interpretare pentru partea nordică a masivului, arătînd că acesta ia dezvoltare în profunzime, afundîndu-se spre est sub şisturile cristaline mezozonale.

H. Cloos (1923) a pus pentru prima dată la îndoială generalitatea apariţiei batholitelor, arătînd că în foarte multe cazuri concrete, granitele au un fundament de şisturi şi se dovedesc a constitui corpuri în general concordante cu formaţiunile înconjurătoare; pentru aceste moduri de zăcămînt, el a utilizat denumirea de lacolite. Ulterior, terminologia structurilor intrusive precizîndu-se, noţiunea de lacolit a rămas să se aplice doar pentru o formă cu totul specială de lentilă avînd un canal de alimentare extrem de redus.

În ţara noastră, M. Ilie (1957) a susţinut pentru granitul de Muntele Mare ideia unei forme lacolitice. Pentru partea de sud a masivului granitic (şi poate că numai pentru ea), considerăm că interpretarea dată de acest autor este adecvată, în sensul original al lui Cloos, cu corectivul renunţării la termenul de lacolit care are acum un înţeles prea restrîns. Într-adevăr, după cum se poate vedea din profilul nr. 2 anexat, granitul ocupă o poziţie concordantă cu complexul cristalin, formînd o lamă care se desparte în sus într-o serie de digitaţii, de natura unor filoane strat (sill-uri) sau, mai rar, a unor dyke-uri. Contactul nordic al masivului cu seria de Someş este pretutindeni înclinat spre sud, din Dealul Groşii pînă în valea Vadului, cu excepţia sectorului restrîns din jurul afluentului drept al pîrîului Podurilor, la W de Şesul Cald. De-a lungul limitei sudice, şisturile cristaline se aşează deasupra granitului, înclinarea lor cît şi a şistozităţii granitelor gnaisice find tot sudică. În sectorul vestic, pe versantul stîng al Someşului Rece, poziţia limitei granitului cu şisturile nu este depărtată de cea verticală, corpul masiv ridicîndu-se de sub Cristalinul puternic metamorfozat termic. Ramura orientată N—S a acestuia („ linia verticală a literei L") ocupă în prezent axul unei zone anticlinale care se prelungeşte spre nord spre regiunea studiată de I. Hanomolo şi Antoaneta Hanomolo. Masivul, intrus astfel, în parte, în inima unui anticlinal, a părăsit destul de brusc în extremitatea sa sudică această formă structurală orientată N—S şi a adoptat o cale de acces orientată WSW — ENE, poate pe o fractură adîncă de fundament, în orice caz pe un plan structural concordant cu şistozitatea complexului cristalin.

Institutul Geologic al României

B) PÎNZA DE CODRU

Linia de încălecare a pînzei de Codru a fost din nou prinsă şi studiată de noi în detaliu în partea sudică a regiunii noastre actuale. Prelungirea în masivul cristalin a acestei încălecări mezocretacice, cunoscută spre vest în cadrul depozitelor sedimentare, este pusă în evidenţă prin mai multe fapte. De la sud şi sud-vest de Albac şi pînă la Gîrda, complexul intruziunilor de Codru se aşază sistematic peste Mezozoic, iar în fundamentul acestuia apare un alt tip de Cristalin, total lipsit de intruziuni. Spre est de ultima apariţie a depozitelor sedimentare, în vîrful Ţiganului, poziţia superioară a complexului acestor intruziuni de Codru faţă de seria epizonală de Arada se menţine pînă în jurul Pogăcelei. Limita nordică a acestor intruziuni este tranşantă, fenomenele de migmatizare oprindu-se brusc, ceea ce nu s-ar putea explica decît prin caracterul ei tectonic. Complexul de Codru vine succesiv în contact cu mai mulţi termeni ai seriei de Arada. Înclinările, aproape pretutindeni sudice, se apropie frecvent de verticală în lungul acestei linii (cu totul local ele se inversează), ceea ce arată scăderea considerabilă a amplorii ei. Este clar că în lungul acestui plan de contact anormal este ridicat spre suprafaţă un compartiment mai profund al scoarţei, caracterizat prin fenomene de granitizare şi în parte, printr-un metamorfism de grad mezozonal.

În compoziţia pînzei de Codru, de la falia Gîrzii (R. Dimitrescu, 1958), spre E, intră următoarele formaţiuni: *a*) Complexul intruziunilor de Codru; *b*) Permianul, reprezentat prin orizontul bazal al conglomeratelor laminate şi prin nivelul de porfire cuarţifere, urmat de gresii tufacee şi de tufuri. Abia la W de falia Gîrzii încep să apară în această unitate tectonică şi termenii superiori ai Permianului precum şi Werfenianul; în acelaşi timp, din baza ei dispar intruziunile de Codru. Cu exact aceeaşi constituţie a părţii sale bazale, această unitate se regăseşte în munţii Codrului; ea constituie astfel solzul inferior Finiş-Gîrda.

M. Pálfy şi P. Rozlozsnik (1939), D. Giuşcă (1937) M. Bleahu şi R. Dimitrescu (1957, 1959) şi R. Dimitrescu (1958) au atribuit orizontului conglomeratelor laminate vîrsta permian-inferioară. M. Paucă (1941 a, b) atribuie aceleiaşi formaţiuni vîrsta carbonifer-superioară, confundînd-o cu complexul sernifitic din munţii Highişului şi Bihorului; aceeaşi confuzie îl face pe Th. Kräutner (1944) să-i atribuie vîrsta permo-carboniferă. M. Bleahu (1957) într-o comunicare preliminară, a considerat de asemenea conglomeratele bazale drept carbonifere.

Institutul Geologic al României

În seria granitoidelor din pînza de Codru se distinge o cută orientată E — W, remarcată încă de Th. Kräutner (1944) tăiată de Arieşul Mare între Albac şi Secătura. Pe de altă parte, imediat spre W apare un sinclinal de conglomerate permiene, urmat de un anticlinal cu granitoide de Codru în ax, ambele orientate NNE — SSW; pe Valea Negrii am identificat chiar recent o mică butonieră de granitoide pe acelaşi anticlinal.

c) PÎNZA DE ARIEŞENI

Pînza superioară de Arieşeni—Ferice—Vîrful Dievii se întîlneşte şi în regiunea noastră. În constituţia ei intră următorii termeni : *a*) complexul intruziunilor de Codru ; *b*) seriile cristaline de Biharia şi de Muncel, dezvoltate într-un facies filitos ; *c*) seria şisturilor verzi carbonifere (seria de Arieşeni — Avram Iancu, după C. Ionescu) ; *d*) Permianul, reprezentat prin conglomeratele laminate (acoperite spre W de seria vermiculară). La fel ca şi la pînza de Codru, termenii cei mai vechi (intruziunile de Codru) cu care începe unitatea încălecată se întîlnesc la E ; spre W (la N de Arieşeni) ea pierde treptat aceşti termeni, şariajul începînd cu şisturile verzi, cu conglomeratele permiene sau chiar cu seria vermiculară.

Complexul intruziunilor de Codru se întîlneşte într-un singur sector la Gîrda de Sus în amonte de confluenţa Arieşului Mare cu valea Scorţăriţei şi pe această vale însăşi. Deasupra lor apare seria de Muncel formată din şisturi sericito-cuarţitice blastopsamitice, într-o fîşie lungă de cca 3 kilometri ; recent (1962) am identificat aceeaşi serie apărînd de sub şisturile verzi între Lezeşti şi Valea Negrii, în baza ei apărînd şi un nivel subţire de filite cloritoase. În sfîrşit, la Certeje, trei petece (foarte reduse ca întindere) de Permian inferior conglomeratic (identificate de noi în 1962), care acoperă transgresiv intruziunile de Codru, sînt încălecate de seria de Biharia suportînd seria de Muncel. Ambele serii cristaline sînt dezvoltate în această unitate într-un facies filitos, mai slab metamorfic ; prima este formată din filite cloritoase (descrise de noi *in* Dimitrescu, 1958, pag 23), şisturi amfibolice şi calcare dolomitice, iar a doua, din filite sericitoase, cu rare intercalaţii de cuarţite negre grafitoase şi de amfibolite. Spre E (valea Caselor-Lupşa) apare în seria de Muncel a acestei unităţi şi o lentilă de porfiroide.

Calcarele dolomitice silicifiate din seria de Biharia au fost urmărite de noi ca un orizont aproape continuu, de la Coasta Vîscului (Certeje) pînă la izvorul Dobrişoarei (NE de Bistra), orizont care intervine în jumătatea superioară a seriei, dar nu la limita cu seria de Muncel, cum am

Institutul Geologic al României

susținut mai de mult (R. Dimitrescu, 1958); local ele prezintă faciesuri ankeritice, cu 11—12% FeO și 8—10% MgO (MnO nu atinge 1%).

De la valea Bistrei către E, încălecarea pînzei de Arieșeni se reduce repede pînă la dispariție; între Valea Mare și valea Dobrei, la N de Bistra, filoanele de granitoide de Codru ale pînzei de Codru (unitatea de Gîrda) străbat filitele cloritoase cu epidot ale seriei de Biharia a unității de Arieșeni; cele două unități nu-și mai păstrează astfel o existență independentă din punct de vedere tectonic, de la valea Bistrei către E.

Petecele de Carbonifer figurate pe harta noastră din 1957 (R. Dimitrescu, 1958) și menționate ca aparținînd complexului blastopsefitic, sînt de fapt filite sericitoase cu luciu violaceu făcînd parte din seria de Muncel a unității de Arieșeni.

Șisturile verzi au fost considerate de toți autorii (Pálfy-Rozlozsnik (1939), de D. Giușcă (1937), de Th. Kräutner (1944) și de noi (R. Dimitrescu, 1958) ca avînd vîrsta carboniferă. Recent, studii de spori-polen efectuate de specialiști sovietici, au precizat prin determinarea genurilor *Zonotrilites anomalus*, *Z. pseudohirsutus* și *Z. inciso-trilobus* că este vorba de Carboniferul inferior (Slavin, 1963).

D) SOLZUL DE DRĂGHIȚA—LUPȘA

În 1957 (R. Dimitrescu, 1958) noi stabilisem existența unui solz de Drăghița, ale cărui șisturi cloritoase cu albit încălecau peste șisturile verzi ale pînzei de Arieșeni între Gîrda de Sus și Valea Negrii. De asemenea la E de Bistra, identificasem solzul de Lupșa datorită încălecării seriei de Biharia peste cea de Muncel. Între cele două sectoare, constatînd încălecarea, în regiunea Secăturii, a seriei de Biharia direct peste Permianul pînzei de Codru, presupusesem că această încălecare ar reprezenta prelungirea fie a solzului de Drăghița, fie a pînzei de Muncel din masivul Bihariei; în 1959 (M. Bleahu - R. Dimitrescu, 1959) în această din urmă ipoteză, am vorbit de pînza de Muncel-Secătura. De asemenea, în regiunea Crișeni — Certeje — dealul Muntelui, noi am admis în 1957 (R. Dimitrescu, 1958) existența unei cute culcate spre N, avînd în ax seria de Muncel și pe flancuri seria de Biharia. Această cută culcată ar fi reprezentat prelungirea unei cute normale, tăiată de Arieșul Mare între Secătura și Mihăiești, și orientată NE — SW.

G. Poluarșinov[1]) ne-a sugerat încă mai de mult ipoteza că în locul cutei culcate am avea în realitate de a face cu un solz, care s-ar

[1]) Comunicare verbală.

Institutul Geologic al României

racorda spre E cu solzul de Lupşa. Ridicările detaliate la scara 1 : 10.000 executate de noi în 1962 între Borleşti şi Valea Mare ne-au condus într-adevăr la concluzia că nu se poate vorbi de o cută culcată în acest sector, dat fiind că orizonturile-reper (calcarele dolomitice, amfibolitele şi cuarţitele negre) ale seriilor de Biharia şi de Muncel nu se repetă în fiecare din cele două fîşii formate de cele două serii decît odată, nu de două ori, precum şi pentru că studiul microcutelor nu pune în evidenţă flancuri inverse. Spre E, solzul se racordează într-adevăr cu cel de Lupşa. Revizuiri executate de noi la NE de localitatea valea Lupşa au arătat că acest solz se prelungeşte, mai mult decît am crezut noi în 1957 (R. D i m i t r e s c u, 1958), şi dincolo de valea Lupşa, pînă dincolo de valea Căldării, racordîndu-se probabil cu încălecarea semnalată de M. B o r c o ş şi E l e n a B o r c o ş (1963) în zona Muntele Băişoara — Muntele Filii.

La W de Secătura, revizuirile ne-au arătat că acelaşi solz se racordează într-adevăr cu solzul de Drăghiţa, conform uneia din ipotezele noastre din 1957 (R. D i m i t r e s c u, 1958). Ajungem astfel la concepţia unei structuri mai simple, a solzului unic superior de Drăghiţa — Secătura — Lupşa, care în sectorul Secătura depăşeşte pînza de Arieşeni, aşezîndu-se direct peste pînza de Codru. În constituţia acestui solz intră exclusiv seriile de Biharia şi de Muncel, dezvoltate într-un facies mai metamorfic decît în pînza de Arieşeni. Din dealul Beleştilor şi pînă în dealul Capsei, în baza solzului de Drăghiţa — Lupşa apar destul de constant şisturile clorito-muscovitice (micaşisturile descrise de noi *in* D i m i t r e s c u, 1958, pag 54), ale seriei de Biharia.

Şi în această unitate, calcarele dolomitice uneori silicifiate ale seriei de Biharia formează un orizont-reper important în jumătatea superioară a seriei; revizuirile noastre din 1962 au arătat că ele se urmăresc, de la E către W, de la N de valea Căldării pînă în valea Lupşii (şisturile calcaroase, atribuite în mod greşit de noi — R. D i m i t r e s c u, 1958, pag. 82, seriei de Muncel), apoi de aici către W, prin valea Dobrei în dealul Muntelui, unindu-se cu cele din Valea Mare (şi acestea din urmă trecute în 1957 seriei de Muncel); orizontul este acoperit transgresiv de Senonian şi reapare din dealul Capsei pînă în dealul Motoreştilor, pentru a se regăsi pe de o parte la Borleşti — Valea Caselor şi de pe altă parte în Arieşul Mare (la Boteşti) şi în Arieşul Mic.

În solzul de Drăghiţa-Lupşa am pus în evidenţă încă mai demult (R. D i m i t r e s c u, 1958) două cute orientate NE—SW, tăiate de Arieşul Mare între Secătura şi Cîmpeni: sinclinalul Secătura şi anticlinalul Boteşti. Spre NE ambele sînt decroşate de o falie transversală; spre SE,

Institutul Geologic al României

o altă falie transversală decroşează anticlinalul Boteşti sub vîrful Şorliţa, el prelungindu-se apoi spre S pînă în Arieşul Mic.

Este locul să remarcăm că în această unitate tectonică, se remarcă o uşoară scădere a gradului de metamorfism de la W către E; pe cînd în muntele Drăghiţa (ca şi în masivul Biharia), şisturile cloritoase au mineralele dezvoltate larg (remarcîndu-se în special porfiroblastele de albit pînă la cîţiva milimetri diametru) şi sînt asociate frecvent cu amfibolite, de la Secătura către E, mineralele constituente sînt mai mărunt dezvoltate iar amfibolitele lipsesc. Există astfel o trecere de la faciesul metamorfic al amfibolitelor cu albit şi epidot, stabilit de D. Giuşcă, în Biharia, la faciesul metamorfic al şisturilor verzi, constatat de noi în regiunea Bistra — Lupşa.

O problemă controversată au constituit-o relaţiile solzului de Drăghiţa cu formaţiunile pînzei de Arieşeni între Tarniţa Ierbii Rele şi Tîrsa (Avram Iancu); D. Giuşcă (1937), R. Dimitrescu (1958) şi C. Ionescu (1962) au trasat în lungul văii Drăghiţa o limită normală între seria de Biharia şi şisturile verzi carbonifere, ceea ce presupunea o înrădăcinare spre SW a solzului de Drăghiţa.

Cercetările noastre mai recente au arătat că, pe o porţiune scurtă de cca 1,5 km, căderile sînt într-adevăr sud-vestice şi şisturile verzi carbonifere par a acoperi normal şisturile cloritoase şi ortoamfibolitele seriei de Biharia. La o cercetare mai atentă se observă însă că contactul celor două formaţiuni are caracterul unei falii, ceea ce, deocamdată, înlătură putinţa de a decide dacă solzul de Drăghiţa se înrădăcinează sau nu în această zonă, sub şisturile verzi ale pînzei de Arieşeni. În cazul că nu se înrădăcinează, solzul de Drăghiţa s-ar racorda cu pînza de Muncel, constituind împreună o unitate tectonică de prim rang.

E) SOLZUL DE BAIA DE ARIEŞ

Am arătat încă mai de mult (M. Bleahu — R. Dimitrescu, 1959; R. Dimitrescu, 1958) că formaţiunile mezozonale ale seriei de Baia de Arieş se aşază în mod normal peste cele epizonale ale seriei de Muncel.

Linia de încălecare se urmăreşte la S de Arieşul Mic, în baza calcarelor marmoreene (micaşisturi cu granaţi au fost identificate de noi numai în intrîndul văii Ponorelului), unde a fost semnalată de către M. Ilie (1957); ea dispare la W de Cîmpeni, datorită transgresiunii senoniene, şi nu reapare decît la S de Mînăstirea Lupşa; de aci, micaşisturile biotitice încalecă peste cuarţitele negre ale seriei de Muncel la N de Lupşa, pînă la

Institutul Geologic al României

NE de valea Lupşa, unde linia de contact anormal este decroşată spre N de o falie post-senoniană. La S de Valea Lungă, în baza seriei de Baia de Arieş, reapar calcarele marmoreene. Spre E, în regiunile cartate de I. Hanomolo şi Antoaneta Hanomolo [1]) şi de M. Borcoş şi Elena Borcoş (1963), încălecarea se prelungeşte pînă la nord de Băişoara, în baza ei găsindu-se cele două benzi de calcare cristaline, în parte marmoreene, din valea Poşegii şi valea Runcului. Aceste două fîşii puternice de calcare, uneori cu faciesuri ankeritice în bază (Stoicovici ş.a. 1953), reprezintă (aşa cum ne-a fost sugerat de G. Poluarşinov) un acelaşi orizont, decroşat de o falie, figurată de noi pe foaia 1 : 100.000 Muntele Mare, şi care decroşează totodată linia de încălecare a solzului de Baia de Arieş.

La S şi W de Băişoara, între seria de Baia de Arieş şi seriile de Biharia şi de Muncel se interpune o fîşie îngustă de conglomerate roşii permiene, semnalate de D. Giuşcă şi Emilia Ghenescu [2]) şi de M. Borcoş şi Elena Borcoş (1963). Vîrsta încălecării este deci posterioară acestor formaţiuni sedimentare.

În concluzie, se constată în regiunea noastră prezenţa următoarelor unităţi tectonice : autohtonul de Bihor, pînza de Codru (unitatea de Gîrda), pînza de Arieşeni, solzul de Drăghiţa — Lupşa şi solzul de Baia de Arieş. Primele două linii de încălecare aparţin cu siguranţă orogenezei alpine (mişcări pre-Gosau, austrice sau subhercinice) după cum se poate constata din vîrsta formaţiunilor sedimentare afectate de ele în Bihor şi în Pădurea Craiului (I. Preda, 1962), iar ultimele două prind doar formaţiuni paleozoice pînă la Permianul inferior conglomeratic inclusiv. În toate aceste unităţi tectonice se constată intervenţia unor cute normale orientate NNE — SSW sau NE — SW afectînd Cristalinul dar şi Permianul inferior conglomeratic, care, împreună cu nivelul porfirelor cuarţifere, prezintă fenomene de metamorfism dinamic, neîntîlnite şi în celelalte orizonturi ale Permianului. Sporadic se mai întîlnesc, numai în Cristalin, cute orientate aproximativ E — W.

F) ANALIZA MICROTECTONICĂ

Nu am avut intenţia şi nici posibilitatea de a realiza o lucrare specială avînd ca obiect microtectonica regiunii, ceea ce ar fi presupus cartarea ei la scara 1 : 5000, într-un interval de timp întinzîndu-se pe mulţi ani. Am considerat însă indispensabil de a obţine principalele elemente microtec-

[1]) Rapoarte manuscrise din 1954 şi 1959 aflate în Arhiva Comitetului de Stat al Geologiei.

[2]) Raport manuscris pe 1958 aflat în Arhiva Comitetului de Stat al Geologiei.

Institutul Geologic al României

tonice pentru a putea fundamenta mai bine interpretarea structurală a regiunii şi în consecinţă, am procedat la efectuarea unor revizuiri pe majoritatea principalelor profile bine deschise din Cristalin şi din Paleozoic.

Elementele microtectonice studiate au fost elemente lineare (lineaţii şi axe B), foliaţiile, diaclazele şi clivajele.

Studiul elementelor lineare a arătat că în întreaga regiune se întîlnesc două sisteme. Un prim sistem, L_1, format din dungi de minerale (în special de clorit), striaţii, încreţiri filitice şi ondulaţii distincte pe feţele foliaţiei şisturilor cristaline, este orientat WNW — ESE pînă la NW — SE. Un al doilea sistem, L_2, format atît din elemente de tipul descris mai sus, dar mai ales din axe B de microcute foarte înclinate, de ordinul decimetrilor sau chiar al metrilor, de multe ori de tipul „drag folds", este orientat NE — SW pînă la NNE — SSW. Elemente lineare aparţinînd fiecăruia din cele două sisteme se întîlnesc în aflorimente, fie separat, fie împreună; în cazul al doilea, există un număr de deschideri favorabile în care se pot descifra relaţiile de vîrstă, dintre cele două sisteme. Întotdeauna se dovedeşte că sistemul L_2 este posterior sistemului L_1 : elementele lineare orientate NE — SW afectează pe cele orientate WNW — ESE. Natura sinmetamorfică a sistemului mai vechi, L_1, este pusă în evidenţă de orientările preferenţiale de minerale avînd direcţia corespunzătoare sistemului. Şi cel de-al doilea sistem (L_2) a produs, însă mai rar, orientări ale mineralelor, acţiunea sa a fost mai mult de natură dinamică.

Diagrame de puncte exprimînd repartiţia elementelor lineare au fost construite separat pe unităţi tectonice : pentru Cristalinul autohton al Gilăului, pentru Cristalinul unităţii de Arieşeni, pentru solzul de Drăghiţa-Lupşa.

a) În Cristalinul Gilăului (seriile de Someş şi de Arada), aproape totalitatea elementelor lineare măsurate de noi aparţine sistemului L_2, avînd orientări NNE — SSW pînă la N — S, cu înclinări spre SSW sau S (fig. 4).

b) În Cristalinul pînzei de Codru propriu-zise (unitatea de Gîrda), intensele fenomene de intruziune şi de migmatizare au şters probabil o mare parte din elementele microtectonice, nepermiţîndu-ne astfel a aduna destule date de observaţie. Cum de la valea Bistrei spre E, această unitate, din punct de vedere tectonic, face corp comun cu unitatea de Arieşeni, după cum am arătat mai sus, concluziile noastre se vor aplica probabil ambelor unităţi (seria intruziunilor de Codru, seria de Biharia şi cea de Muncel). Constatăm aci prezenţa atît a sistemului L_1 cît şi a sistemului L_2 (fig. 5.).

Institutul Geologic al României

c) În solzul de Drăghiţa — Lupşa (seriile de Biharia şi de Muncel) se constată iarăşi prezenţa ambelor sisteme L_1 şi L_2 (fig. 6).

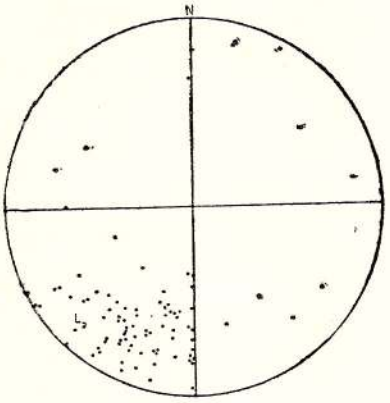


Fig. 4. — Autohton — Cristalinul Gilăului. Elemente lineare.

Autochthon — Gilău Crystaline. Linear elements.

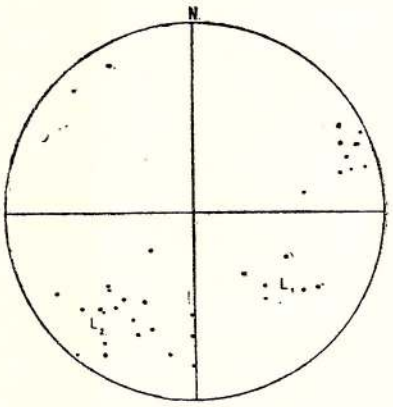


Fig. 5. — Cristalinul Arieşului — Pînza de Arieşeni. Elemente lineare.

Arieş Crystalline — Arieşeni Nappe. Linear elements.

Studiul microtectonic al foliaţilor, mai laborios, a fost considerat de noi ca oferind mai puţine posibilităţi de investigaţie suplimentare într-o regiune în care tectonica obişnuită, întemeiată tocmai pe foliaţii, dăduse rezultate destul de concludente. Nu am neglijat însă nici acest studiu şi am recurs, în limitele timpului de care dispunem, la o metodă mai expeditivă inspirată dintr-o lucrare a lui M. Lindström (1961). Au fost alese cîteva porţiuni restrînse de profil, pînă la 100 m lungime, răspîndite în toată regiunea, în fiecare măsurîndu-se cîte 10—12 suprafeţe S cu orientări perceptibil diferite.

Punctele obţinute au fost grupate tot pe unităţi tectonice, obţinîndu-se pentru fiecare cercul π şi construindu-se polul π.

a) În cristalinul Gilăului, polul π coincide cu sistemul L_2 evidenţiat în diagrama lineaţiilor (fig. 7).

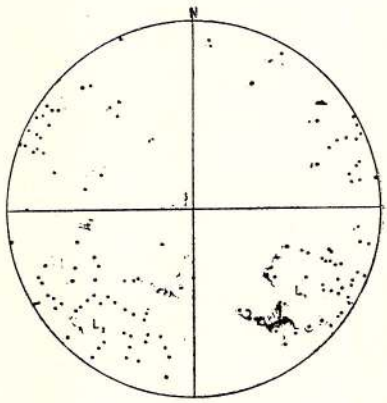


Fig. 6. — Cristalinul Arieşului — solzul de Drăghiţa — Lupşa. Elemente lineare.

Arieş Crystalline — Drăghiţa — Lupşa Nappe.

Institutul Geologic al României

b) În unitatea de Arieșeni, polul π coincide cu sistemul L_1 (fig. 8).

c) În solzul de Drăghița — Lupșa, polul π coincide cu sistemul L_2 (fig. 9).

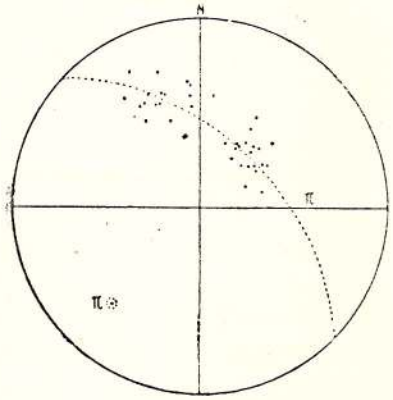


Fig. 7. — Autohton — Cristalinul Gilăului. Foliații.

Autochthon — Gilău Crystalline. Foliations.

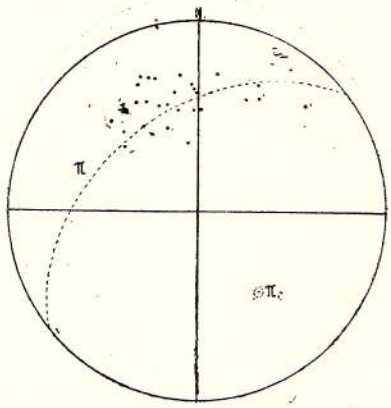


Fig. 8. — Cristalinul Arieșului — Pînza de Arieșeni. Foliații.

Arieș Crystalline — Arieșeni Nappe. Foliations.

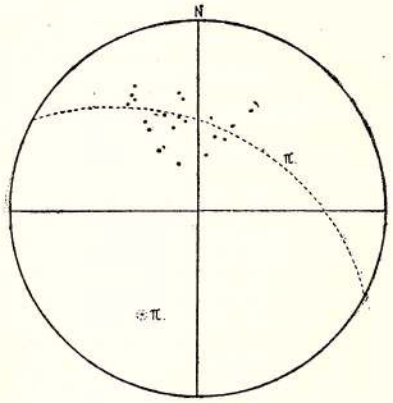


Fig. 9. — Cristalinul Arieșului — solzul de Drăghița — Lupșa. Foliații.

Arieș Crystalline — Drăghița — Lupșa Nappe. Foliations.

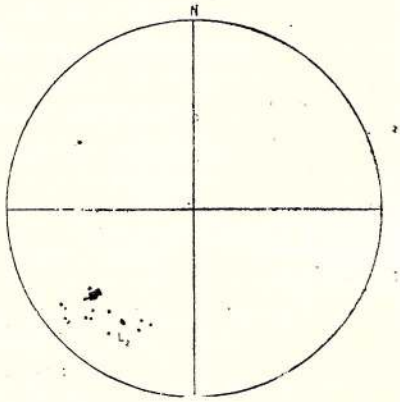


Fig. 9 a. — Pînza de Codru. Permian — Valea Negrii. Elemente lineare.

Codru Nappe. Permian — Valea Negrii. Linear elements.

În mod natural, ajunși în acest punct am trecut la stabilirea congruenței celor două sisteme L_1 și L_2 cu sistemele de macrocute. Se constată în mod evident că sistemul L_2 este congruent cu un mare număr de cute

Institutul Geologic al României

orientate NE — SW pînă la NNE — SSW, observate în toate unităţile Cristalinului : cutele din seria de Someş de la W de Arada (principala fiind anticlinalul Curcii); sinclinalul Lămăşoaii din seria de Arada ; sinclinalul Secătura şi anticlinalul Boteşti din seriile de Biharia şi Muncel ale solzului de Drăghiţa — Lupşa. Sistemul L_1 nu are macrocute cu care să-l putem în mod cert corela : remarcăm însă cute orientate E — W în intruziunile de Codru de pe Arieşul Mare, la S de Albac şi în seria de Arada la izvoarele Bistrei; de asemenea, între meridianele Cîmpenilor şi Lupşei, foliaţiile şisturilor cristaline sînt destul de constant orientate WNW — ESE pînă la E — W, axele β coincizînd în bună măsură cu sistemul L_1.

Este momentul să remarcăm că cele două cute de la N de Valea Negrii (la W de Secătura), orientate NNE — SSW, afectează atît Cristalinul cît şi Permianul inferior. Pentru o încercare de datare a sistemelor de elemente lineare, am efectuat observaţii microtectonice şi asupra Paleozoicului de la NW de Săcătura. Se constată că sistemul L_1 lipseşte aci cu desăvîrşire ; sistemul L_2 sub formă de ondulaţii de mică amplitudine se regăseşte aci distinct în conglomeratele laminate (fig. 9 a).

Ca şi celelalte fenomene de metamorfism dinamic, despre care am mai vorbit, lineaţiile dispar de la orizontul porfirelor cuarţifere în sus. În acest mod, se conturează intervenţia unei faze orogenice în Permianul mediu care produce structuri cutate orientate NE — SW pînă la NNE — SSW ; concomitent are loc un metamorfism dinamic, progresiv pentru formaţiile Permianului inferior, regresiv pentru formaţiile cristaline. Această fază orogenică coincide eventual şi cu o întrerupere în sedimentare la limita seriei conglomeratelor laminate cu seria vermiculară ; probabil că ea se identifică cu faza saalică, a cărei importanţă în cadrul ciclului orogenic hercinic începe din ce în ce mai mult a fi reliefată (P. Pruvost).

Datele obţinute pînă în acest punct lasă deschisă problema vîrstei sistemului L_1, el fiind însă în orice caz ante-carbonifer.

Studiul elementelor lineare combinat cu cel al foliaţiilor poate ajuta astfel la clarificarea structurii Cristalinului în cazul suprapunerii a două faze de cutare. Se constată că sectoare întinse ocupate de şisturi cristaline, odată cutate, pot rămîne cu macrostructura neschimbată de către o fază tectonică ulterioară ; această a doua fază se va face însă simţită în microstructura lor.

Trebuie să menţionăm aci că posibilitatea de a trage concluzii de ordin tectonic, bazate pe statistica anumitor direcţii comune, pentru şisturi cristaline aparţinînd la unităţi tectonice diferite, separate prin linii de încălecare de vîrstă mezozoică, se datoreşte faptului că aceste linii de

Institutul Geologic al României

încălecare au amploarea mult scăzută în regiunea de care ne ocupăm, cu un caracter mai mult de falii inverse (Gleitbrettertektonik); ele nu produc în general rotiri relative ale unităților tectonice delimitate. Desigur că spre W și NW, nu ar fi justificate generalizări prin extinderea unor considerații de ordin microtectonic, de ex. de la Autohton la Cristalinul pînzei de Arieșeni, sau de la acesta la cel al pînzei de Biharia ș.a.

Studiul diaclazelor a fost executat numai asupra rocilor granitice ale masivului Muntele Mare. Singura zonă bine deschisă din partea sudică a acestui masiv, care a făcut obiectul cercetărilor noastre, este cea din jurul văii Devii, izvor al Văii Mari. Polii crăpăturilor naturale au fost proectați în trei diagrame de sector pentru partea sudică, cea centrală și cea nordică a corpului granitic intersectat de valea Devii — Valea Mare.

Toate aceste trei diagrame statistice au caracterele esențiale analoage. Un prim maxim M_1 este cel al diaclazelor orientate ENE — WSW în partea de S a masivului, NE — SW (dedublat) în partea sa centrală și NE — SW în partea nordică. Un al doilea maxim M_2 corespunde diaclazelor orientate NNE — SSW în sectorul sudic, NW — SE în sectorul central și WNW — ESE în sectorul nordic. Un al treilea sistem M_3 suborizontal („Bankung") este mult mai slab dezvoltat.

Sistemul M_1 coincide cu direcția tuturor elementelor planare (zone gnaisice, plane de laminare) observate de noi în textura granitului. În șisturile cristaline ale seriei de Arada din Valea Mare, imediat la S de contactul cu granitul, se regăsește același sistem de direcție N55°—60°E (dedublat, cu căderi de 60° spre SE și NW); este sistemul *hol* corespunzător lineațiilor L_2. Sistemul M_2, ortogonal față de M_1 se regăsește și el în șisturi, cu direcția cca N 55° W; sînt diaclazele *ac* corespunzătoare lineațiilor L_2.

Constatăm astfel că sistemele de fisuri din partea cercetată de noi a masivului granitic Muntele Mare s-au dezvoltat în legătură cu faza tectonică a lineațiilor L_2, corelată de noi cu faza saalică. Nu am putut deci pune în evidență fisuri primare Q și S, legate de momentul intrusiunii granitului. De asemenea am putut face observația că pe nici unul din sistemele identificate de noi nu s-au pus în loc filoane pegmatitice sau de cuarț. Se pare că, de altfel, tectonica granitică cloosiană a masivelor reluate în mișcări orogenice ulterioare este greu de reconstituit.

Interesant este faptul că în lungul sistemului de zone de laminare corespunzător lui M_1 se dezvoltă și megablastele de microclin. Se confirmă astfel intervenția mai tîrzie a fenomenului de endoblasteză față de consolidarea primară anterioară a masivului granitic.

Institutul Geologic al României

În ultimul timp s-au acumulat date dovedind că vîrstele absolute determinate prin metoda K — Ar, sînt puternic influenţate de solicitările ulterioare de natură tectonică [1]). Pentru masivul granitic de Muntele Mare a fost obţinută, prin aceasta metodă, o vîrstă hercinică, la fel ca şi pentru intruziunile de Codru şi pentru şisturi ale Cristalinului Arieşului [2]).

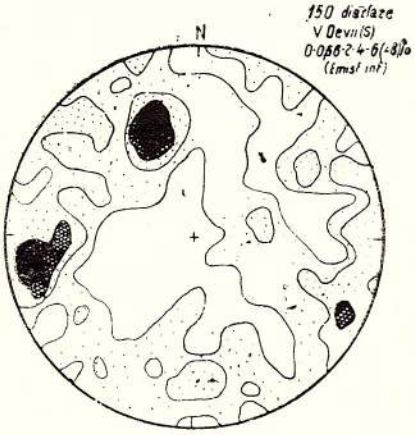


Fig. 10. — 150 diaclaze: Valea Devii — S. 0,66—2—4—6 (8) %.

150 joints: Valea Devii — S. 0,66—2—4—6 (8) %.

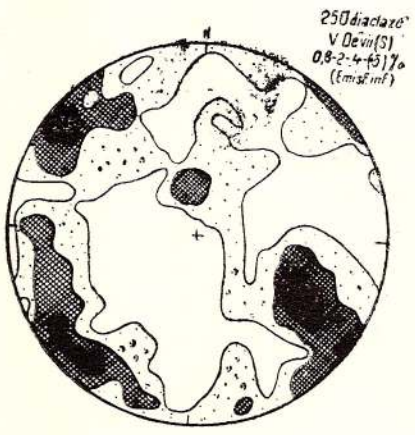


Fig. 11. — 250 diaclaze. Valea Devii — C. 0,8—2—4 (5) %.

250 joints. Valea Devii — C. 0,8—2—4 (5) %.

În lumina datelor de ordin microtectonic, putem trage concluzia că această vîrstă corespunde fazei saalice identificată de noi; vîrsta reală a celei dintîi faze de metamorfism (L_1), a intruziunilor de Codru şi a granitului de Muntele Mare rămîne încă neprecizată prin această metodă.

Studiul clivajelor de curgere, ca şistozităţi noi S_2 distincte faţă de şistozităţile mai vechi, formate pe stratificaţia primară a rocilor (S_1 = SS) a fost executat în special în formaţiunile paleozoice.

În şisturile cristaline, formarea clivajelor S_2 a putut fi observată doar într-un banc de şisturi fine cuarţito-albitice ale seriei de Muncel, situat pe şoseaua dintre Bistra şi Lupşa. În acest punct, S_2 are poziţia N 85° W/30°. Pe feţele acestui clivaj se disting uşor axe δ cu orientarea N 70° W/07° SE: lineaţii rezultînd din intersecţia suprafeţelor neechivalente SS şi S_2, evidenţiate prin benzi subcentimetrice de culoare mai închisă subliniind stratificaţia iniţială. Mai grea este determinarea poziţiilor

[1]) V. A. Maslennikov. Comunicare verbală.

[2]) G. Poluarşinov. Comunicare verbală.

Institutul Geologic al României

ocupate de SS : două poziții obținute în acest afloriment au fost N 75°W/65°NE și N 85° W/78°SW. Se constată astfel o alternare a unor flancuri normale de cute, cu flancuri inverse ; pe un plan *ac* se poate observa cum, stratificația primară SS descrie cute cu amplitudini de ordinul decimetrilor iar clivajul S_2 se dezvoltă independent de această cutare.

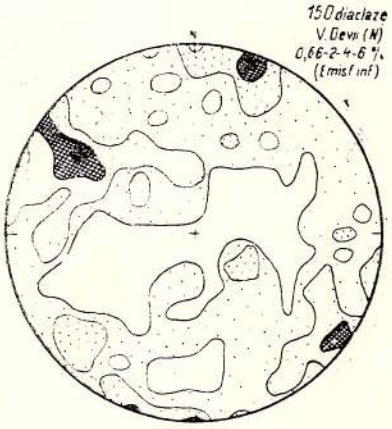


Fig. 12. — 150 diaclaze. Valea Devii — N. 0,66—2—4—6%.

150 joints. Valea Devii — N. 0,66 —2—4—6%.

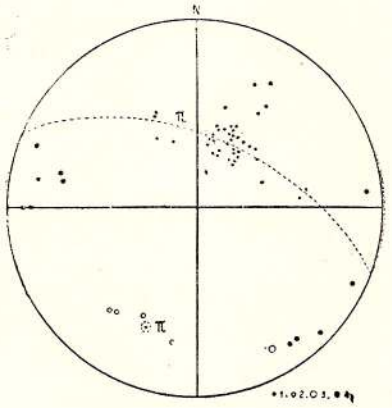


Fig. 13. — Pinza de Arieșeni — valea Arieșului Mare. Șisturi verzi.

1. clivaje S_2; 2. lineații L_2; 3. pol π al clivajelor; 4. lineații rezultînd din intersecția stratificației cu clivajul (axe δ).

Arieșeni Nappe — Valea Arieșului Mare. Greenschists.

1. cleavages; 2. L_2 — lineations; 3. π pole of cleavages; 4. lineations resulting from intersection of bedding with cleavage (δ axes).

Alte situații analoage nu am mai putut identifica în șisturile cristaline.

În formațiunile paleozoice, clivajul este dezvoltat în șisturile verzi carbonifere, în conglomeratele laminate permiene și în porfirele cuarțifere, Stratificația inițială poate fi pusă în evidență, deși cu oarecare greutate, în șisturile verzi și în conglomeratele permiene.

Un prim profil detaliat efectuat de noi în șisturile verzi pe Arieșul Mare între confluența cu Bucinișul și cu Băjița a dat rezultate care se pot concretiza în diagrama de mai jos :

Polii foliațiilor S_2 se dispun pe un cerc al cărui pol este orientat N23°E/32°SW ; în jurul său se dispun și cîteva lineații măsurate, corespunzînd deci sistemului L_2 din șisturile cristaline. Pe fețele S_2 ale șisturilor

Institutul Geologic al României

pelitice se pot remarca uneori axe δ : stratificaţia iniţială iese (destul de rar) în evidenţă printr-o dungare perceptibilă, în alternanţe centimetrice. Numai în cazuri rare se poate aprecia poziţia stratificaţiei SS, de-a lungul căreia nu s-au dezvoltat plane de desfacere. La înclinări de 25—45° ale lui S_2, stratificaţia iniţială are înclinări de 5°—10°; uneori aceasta se mai pune în evidenţă la limita bancurilor pelitice cu cele psamitice sau psefitice.

Imediat aval de Arieşeni, un anticlinal al foliaţiilor S_2 corespunde unei boltiri şi în stratificaţia iniţială SS. Chiar în Arieşeni, în punctul de pe şosea unde conglomeratele laminate permiene se aşază peste şisturile verzi, subsista încă demult o problemă : Permianul părea a urma în perfectă concordanţă cu Carboniferul inferior ceea ce punea sub semnul întrebării orice manifestare a orogenezei hercinice.

Cercetarea atentă ne-a arătat că foliaţia comună N 40° W/40°SW din şisturile verzi şi din conglomeratele laminate este un clivaj S_2; stratificaţia iniţială a şisturilor verzi este de fapt N 50°E /35° NW, axul δ vizibil avînd orientarea N 85°W/27° NW. SS în conglomerate are cu totul altă poziţie şi anume aproximativ N — S cu căderi vestice.

În concluzie toate foliaţiile măsurate în trecut în Carboniferul şi în Permianul inferior al Bihorului de autorii mai vechi şi chiar de noi înşine nu reprezintă decît clivaje ; acestea s-au format tot în timpul fazei tectonice saalice. Între şisturile verzi carbonifere şi conglomeratele permiene se constată relaţii de transgresiune şi de discordanţă.

Pentru a încheia consideraţiile în legătură cu elementele microtectonice expuse pînă aci, trebuie să menţionăm că din examenul schiţei tectonice reiese imediat că chiar cele două linii de încălecare (solzii de Drăghiţa—Lupşa şi de Baia de Arieş), a căror vîrstă poate fi mai veche decît cea mezocretacică şi este în orice caz posterioară Permianului inferior, prins de-a lungul contactelor anormale, taie structurile saalice orientate NE — — SW ; anticlinalul Boteşti este retezat oblic atît de solzul de Drăghiţa, la N de Arieşul Mare, cît şi de solzul de Baia de Arieş, la S de Arieşul Mic.

G) ANALIZA PETROTECTONICĂ

Cu ajutorul mesei universale au fost determinate poziţiile axelor optice ale cuarţului dintr-o serie de secţiuni subţiri executate în eşantioane orientate. Majoritatea eşantioanelor aparţin seriei de Arada şi granitului de Muntele Mare. Secţiunile au fost executate $\perp b$ iar pentru unele din granite, şi $\perp a$. Pe diagrame au fost de obicei înscrise poziţia planului orizontal, cu indicaţiile de „sus" şi „jos" prin săgeţi, iar pe plan au fost marcate direcţiile geografice (vezi planşa).

Institutul Geologic al României

Principiul fundamental pe care ne-am întemeiat încercările de interpretare a diagramelor a fost identificarea unor axe care, asimilate cu lineațiile, să se coreleze prin orientarea lor geografică cu unul din sistemele de elemente lineare stabilite prin lucrările de microtectonică. Aceste axe sînt în cea mai mare parte, axe ale unor centuri considerate drept *ac*; în cîteva cazuri, axele *B* sînt date de intersecția a două centuri. Poziția maximelor pe centuri vine în considerație abia în rîndul al doilea.

Seria de Someș. Un micașist cu biotit de pe valea Bulzului prezintă o centură normală *ac* cu maximum II; în orientarea micelor se observă un S_1 la 24° față de S. Tipul de orientare a cuarțului a fost frecvent întîlnit de noi la roci mezozonale.

Seria de Arada. Două diagrame ale unor hälleflinta (de la Comarnic, și din Valea Mare), precum și o diagramă a unui șist cuarțitic cu sericit din valea Aradei prezintă caractere comune; axa b = B este definită prin intersecția a două centuri mai mult sau mai puțin pronunțate și prin centuri incomplete după *ac* (la hälleflinta din Valea Mare, centura *ac* este doar extrem de slab schițată). La șistul cuarțitic cu sericit se observă și un maximum II; hälleflinta din Dealul Comarnici prezintă un maximum în *b*, la intersecția centurilor. Pozițiile axelor B definite astfel petrotectonic sînt următoarele: N 85° E/0 (Comarnici); N 85° W/0 (Valea Mare); EW/0 (valea Arada). Aceste orientări sînt în acord cu direcția cutelor de la izvorul Bistrișoarei și pun astfel în evidență o fază tectonică anterioară celei orientate NE — SW.

Tipul de orientare cu centuri intersectîndu-se în *b* pare a fi propriu structurilor de „cuarț în cuarț" (rocilor predominant cuarțoase).

Șisturile cuarțitice sericito-cloritoase (structuri „cuarț în mice") pot prezenta una, două sau chiar trei centuri *ac* mai mult sau mai puțin pronunțate. În vîrful Ciocului, B este orientat N 20° E/38°NE, corespunzînd sistemului L_2, iar în Valea Mare coexistă și în petrostructură sistemele L_1 și L_2, cu B_1 = N 36°W/54°SE și B_2 = N 42° E/03°NE. Orientarea cuarțului este heterotactică față de cea a micelor.

Granitele de Muntele Mare. Aci, indicațiile date de centurile axelor optice ale cuarțului devin deosebit de prețioase, deoarece nu am putut pune în evidență lineații vizibile megascopic.

În partea sudică a masivului, pe valea Blotoneasa (aproape de contactul cu șisturile), granitul laminat prezintă o singură centură foarte clară, cu axul orientat B = N 42°E/25°SW. În partea centrală a masivului, pe valea Devii, din nou avem o centură unică clară cu axul orientat B = = N 35° E/ 45°W. În sfîrșit, în partea nordică, la izvoarele văii Devii,

Institutul Geologic al României

o centură bine definită este orientată B = N 61° E/18° SW, fiind combinată cu o a doua centură incompletă şi mai puţin pronunţată, orientată N 04°E /19°NE. Aceste date se pot corela perfect cu cele oferite de diaclaze; ambele arată că fenomenele tectonice care au deformat post-cristalin granitul se încadrează în faza saalică (L_2).

Granitele plagioclazice de Codru. Axele centurilor *ac* sînt orientate aci N75° E/ 02NE în Valea Mare şi N65°E/0 în valea Caselor — Lupşa. În Valea Mare se mai conturează şi o a doua centură cu axul orientat N 50°W/77°NW.

Seria de Muncel. În şistul cuarţitic albitic de pe Arieş, între Bistra şi Lupşa, la care am putut constata dezvoltarea clivajului, am determinat orientarea cuarţului dintr-o filonaş, dezvoltat paralel cu acest clivaj, Se observă şi aci o centură incompletă după *ac*, cu B = N70°W/07° SE; maximul se găseşte însă în *c* (max. V, regula α) indicînd tendinţa de creştere a cristalelor de cuarţ cu axul cristalografic *c* perpendicular pe pereţii filonaşului.

Un şist cuarţitic-sericitic cu structura blastopsamitică de pe valea Scorţăriţei (aparţinînd bazei pînzei de Arieşeni) a dat următoarea imagine statistică a orientării cuarţului: o centură *ac* bine conturată (cu axul *b* = N33°W/0) şi cu un singur maxim la 45°, între *a* şi *c*.

Seria de Baia de Arieş. Un paragnais biotitic de pe Valea Caselor — Lupşa, prezintă, în afara unor maxime dispuse neregulat, o centură incompletă cu B = N 70°E/23°SW. Şi aci, ca şi la micaşistul din seria de Someş, se observă în orientarea micelor un S_2 la 20° faţă de S_1.

Şisturile verzi carbonifere de pe valea Arieşului Mare prezintă o centură incompletă cu B = N 28°W/11° SE.

Un maximum puternic se plasează în axul *c* al stratificaţiei primare S_1, cu o poziţie subverticală.

Orientarea cuarţului este heterotactică faţă de cea a micelor; prima pare a fi în relaţie cu stratificaţia SS, iar cea de a doua cu clivajul S_2.

V. GEOMAGMATISM ŞI METAMORFISM

În ceea ce priveşte poziţia geotectonică a diferitelor manifestări magmatice din cristalinul Munţilor Apuseni, au fost făcute în ultimii ani o serie de consideraţiuni pe care le vom expune pe scurt în cele ce urmează.

În 1956, Mircea Ilie, în „Alcătuirea geologică a pămîntului românesc", la capitolul despre Munţii Apuseni, arată că vîrsta granitului de Muntele Mare este posterioară metamorfismului de geosinclinal, îndeplinit înaintea cutărilor hercinice; el este sinorogen şi a influenţat şistu-

Institutul Geologic al României

rile înconjurătoare ridicîndu-le cristalinitatea. În jurul masei granitice se dezvoltă concentric zone de izometamorfism, cu cristalinitatea ridicată în apropierea ei și diminuată spre periferie.

În 1957, M. Bleahu și R. Dimitrescu separă o fază magmatică inițială de ortoamfibolite care se întîlnesc în seria de Biharia și în complexul intruziunilor de Codru. Plutonismul sinorogen ar fi format din dioritele cuarțifere, granodioritele și granitele plagioclazice de Codru. În sfîrșit, granitele normale de Codru, împreună cu granitul de Muntele Mare ar reprezenta faza post-tectonică a acestui plutonism. Orogeneza de care se leagă acest magmatism ar fi în general considerată ca fiind hercinică, lucru însă nedemonstrat. Metamorfismul seriilor cristaline era deja desăvîrșit în Carbonifer (datînd deci cel puțin din Caledonian).

În lucrarea noastră de disertație, susținută în 1957 și publicată în 1958 (R. Dimitrescu, 1958), am adoptat aceeași schemă. Granitele plagioclazice și granodioritele de Codru ar reprezenta plutonismul sinorogen („hochorogen") fiind urmate de o fază ceva mai tîrzie de intruziuni („spätorogen"): granitele normale cu două mice, ale intruziunilor de Codru, împreună eventual cu granitul de Muntele Mare. Acesta din urmă străbate discordant toate zonele de metamorfism, de la cea cu sillimanit pînă la cea cu clorit, reprezentînd un masiv post-tectonic (orogenic tîrziu), pentru care am admis ipoteza unei origini magmatice.

În 1957 apare și lucrarea lui Mircea Ilie despre Munții Apuseni; se arată că granitul de Muntele Mare ar fi fost adus în poziția actuală într-o perioadă posterioară orogenezei hercinice („tardecinematică"). Șisturile cristaline își datorează metamorfoza aceleași orogeneze.

În 1957, H. Savu (1962) distinge în partea de est a masivului Drocea — Highiș, două serii cristaline, separate de o discordanță, seria de Mădrizești (separată anterior de V. C. Papiu, 1953) și seria blastodetritică de Păiușeni, diferite atît ca vîrstă a formațiunilor premetamorfice, cît și ca vîrstă a metamorfismului. Prima ar fi arhaică sau paleozoică inferioară, iar a doua, paleozoică. Seriei de Mădrizești i se asociază un magmatism inițial (ortoamfibolite și serpentinite) și unul sinorogen (granite); seriei de Păiușeni i se asociază un al doilea ciclu magmatic, cu erupții inițiale (metadiabaze), preorogene (diorite, gabbrouri) și sinorogene (granite).

În trei lucrări publicate în 1957, 1960 și 1962, D. Giușcă ajunge la concluzia că în cristalinul Munților Apuseni se pot deosebi două serii distincte, fiecare cu magmatitele sale inițiale. În zona cristalină a Bihorului, aceste magmatite sînt reprezentate prin amfibolitele epidotice

Institutul Geologic al României

şi prin şisturile clorito-epidotice cu porfiroblaste de albit : în Highiş, al doilea ciclu de magmatite, este reprezentat prin metabazalte (asociate cu tufuri transformate în roci verzi), metadolerite, metagabbrouri şi metadiorite. Acest al doilea ciclu de magmatism geosinclinal este legat organic de cristalinul blastodetritic al Highişului. Orogeneza hercinică a fost însoţită de punerea în loc a unor masive granitice sincrone cu metamorfismul cristalinului blastodetritic ; acelaşi eruptiv sinorogen mai cuprinde şi granodiorite şi diorite cuarţifere. Mai tinere sînt granite, microgranite şi porfire cuarţifere, uneori cu turmalin.

În 1959, M. B l e a h u şi R. D i m i t r e s c u expun aceeaşi schemă ca mai sus (B l e a h u — D i m i t r e s c u, 1957, D i m i t r e s c u, 1958), încadrînd în plutonismul sinorogen hercinic intruziunile de Codru, iar în cel tîrziu, granitele acide de Codru şi probabil granitele de Muntele Mare. Metamorfismul vechilor serii cristaline ar data din Caledonian iar cel al seriei de Păiuşeni, din Hercinic.

O serie de determinări de vîrstă absolută[1]) au arătat că intruziunile granitelor de Codru, de Muntele Mare şi de Highiş se aşează în Hercinic, şi că un metamorfism de aceeaşi vîrstă a afectat şisturile cristaline ale seriei de Biharia şi seriei de Păiuşeni.

În lumina acestor date, am publicat două lucrări (D i m i t r e s c u, 1963 a, 1963 b) în care am considerat ortoamfibolitele, şisturile cloritoase cu albit, porfiroidele şi hälleflintele din Cristalinul Munţilor Apuseni ca reprezentînd formaţia spilit-keratofirică, magmatism iniţial al orogenezei hercinice, metabazaltele din Highiş fiind doar puţin mai tîrzii.

Stadiul actual al concepţiei noastre asupra istoriei dezvoltării magmatismului şi metamorfismului soclului cristalin al Munţilor Apuseni, în lumina datelor obţinute de noi şi expuse mai sus, s-ar putea exprima după cum urmează. Existenţa a două cicluri orogenice, însoţite fiecare de fenomenele metamorfice şi geomagmatice proprii, pare a fi un fapt stabilit.

Ciclul hercinic a dus la metamorfozarea în munţii Highiş-Drocea, Moma şi Bihor a ceea ce a fost denumit complexul blastopsefitic de noi (R. D i m i t r e s c u, 1958), seria blastodetritică de D. G i u ş c ă (1962), seria de Păiuşeni de H. S a v u (1962) şi seria de Poiana Crişului *(pro parte)* de către C. I o n e s c u (1962), precum şi în munţii Bihor, a şisturilor verzi carbonifere. Acestui ciclu i se asociază un magmatism iniţial (complexul metabazaltelor şi metagabbrourilor din Highiş-Drocea) un magmatism sinorogen (granitele din Highiş-Drocea) şi un magmatism subsecvent (porfirele cuarţifere permiene). Orientarea lineară N — S pînă

[1]) G. P o l u a r ş i n o v. Comunicare verbală.

Institutul Geologic al României

la NNE — SSW a vulcanismului permian din Munții Apuseni și Banat se poate pune în legătură cu intervenția fazei saalice, pusă în evidență de noi, care produce tocmai structuri orientate NE — SW pînă la NNE — SSW. În același timp, ciclul hercinic a regenerat un orogen mai vechi, imprimîndu-i în mare măsură (în toți termenii reluați tectonic) vîrstele absolute determinate prin metoda K — Ar.

În ceea ce privește cristalinul mai vechi, considerațiile care se pot face au un grad mult mai scăzut de probabilitate.

Prima problemă este cea legată de termenul cel mai profund al acestui Cristalin, și anume de seria mesozonală de Mădrizești — Baia de Arieș. H. S a v u (1962) a arătat prezența unui magmatism inițial și a unui magmatism sinorogen în masivul Drocea. Granite străbătînd această serie se întîlnesc și la sud de Baia de Arieș (S o c o l e s c u - G h i ț u - l e s c u, 1941). Aceste roci eruptive pot fi organic legate de seria mezozonală, între aceasta în ansamblu și seriile epizonale din acoperișul ei putînd exista o discordanță; în altă ipoteză, aceleași intruziuni bazice și acide pot fi identice cu cele care străbat și seriile epizonale (de ex. ortoamfibolitele seriei de Biharia, intruziunile de Codru sau granitul de Muntele Mare), aceste magmatite fiind întîmplător dezvelite de eroziune pînă la un nivel inferior, la care se pot surprinde doar relațiile lor cu seria mesozonală.

În orice caz, este foarte posibil ca seria de Mădrizești — Baia de Arieș să cuprindă termeni sedimentari de vîrstă precambriană; vîrsta metamorfismului ei este însă cu totul altă problemă.

O a doua problemă pe care am vrea să o abordăm se referă la distincția pe care am făcut-o între Cristalinul Gilăului și cel al Arieșului. În munții Bihorului și în partea vestică și sudică a munților Gilăului, această distincție este deosebit de clară, datorită intervenției pînzei mezozoice de Codru, care aduce în contact serii cristaline diferite, formate la oarecari distanțe unele de altele. În Cristalinul Gilăului apare o serie epizonală (Arada), așezată normal peste o serie mezozonală (Someș). În Cristalinul Arieșului două serii epizonale (Biharia și Muncel), corespunzînd împreună celei din domeniul Gilăului, sînt suprapuse unui fundament migmatic străbătut de intruziuni granitoide (Codru), gradul de metamorfism al acestuia fiind în parte corespunzător mezozonei. Tot în Cristalinul Arieșului mai apare, frecvent în poziție anormală, seria mezozonală de Baia de Arieș: prezența în această serie a filitelor cu granați și a calcarelor marmoreene, deși aduce o notă distinctivă față de seria de Someș, nu este de natură a impune o distincție riguroasă între cele două serii de același grad de metamorfism. Filitele cu granați ar putea fi interpretate drept

Institutul Geologic al României

filonite, iar imprimarea acestui caracter dinamometamorfic ar fi datorită mişcărilor hercinice de care am vorbit mai sus.

Şariajul mezocretacic al pînzei de Codru aduce în contact anormal termeni aparţinînd celor două mari domenii cristaline, care pot fi considerate drept faciesuri diferite ale unor formaţiuni echivalente. În partea de est a munţilor Gilău, separaţia dintre domeniul de Gilău şi cel de Arieş nu se mai face printr-o linie tectonică mezocretacică, dat fiind că pînza de Codru nu pare a se mai prelungi aci. În acest sector, prin dispariţia seriei de Arada, intruziunile de Codru au fost puse în loc în lungul limitei dintre seria de Someş şi Cristalinul epizonal al Arieşului, străbătînd atît pe prima, cît şi probabil baza celui de-al doilea şi constituie aci la fel ca şi la nord de Cîmpeni şi de Lupşa, fundamentul normal al Cristalinului epizonal. Linia de separaţie dintre cele două domenii ar trece, după părerea noastră, între intruziunile de Codru şi seria de Someş, mergînd de la S la N pînă la valea Finişelului. Pentru Cristalinul Arieşului rămîn caracteristice : intruziunile de Codru, pachetele compacte de şisturi tufogene de tip Biharia, calcarele cristaline şi filitele cu granaţi. Cristalinul Gilăului cuprinde faciesuri mai monotone (de ex. micaşisturile cu granaţi) : intruziunea masivului granitic de Muntele Mare a avut loc numai în acest domeniu.

A treia problemă legată de vechiul orogen al Cristalinului Munţilor Apuseni, a fost atinsă de noi într-o altă comunicare (R. Dimitrescu, 1963 b). Am arătat cu acea ocazie că atît magmatismul iniţial cît şi cel sinorogen conturează un fragment al unui vechi arc orogenic, de vîrstă presupusă atunci ca hercinică. Acest arc porneşte din masivul Codru, trece prin sudul masivului Bihor, ocoleşte pe la sud şi est Muntele Mare, se regăseşte apoi la nord de masivul Vlădeasa (Ciucea) şi în sfîrşit se îndreaptă spre nord-est în lungul munţilor Meseşului. Prin faptul că acest arc este caracterizat prin magmatism şi prin metamorfism ulterior, nu i se poate atribui decît caracterul de eugeosinclinal, în sensul lui Stille şi Kay.

Am arătat mai sus pe ce se baza atribuirea vîrstei hercinice acestui arc ; putem însă reveni azi la o opinie anterioară a noastră, considerînd că metamorfismul vechilor şisturi cristaline din Munţii Apuseni datează cel puţin din Caledonian (M. Bleahu - R. Dimitrescu, 1957).

După cum a arătat D. Giuşcă (1960, 1962) şi noi înşine (R. Dimitrescu, 1963 a) şisturile cloritoase cu albit pot fi considerate ca produse ale unui magmatism geosinclinal ofiolitic de chimism spilitic. Porfiroidele şi hälleflintele au caractere care frecvent se încadrează, dar uneori

Institutul Geologic al României

și depășesc grupul keratofirelor ; să ne amintim însă că și în munții Drocea magmatitelor inițiale bazice ale orogenezei alpine li se asociază, după D. I a c o b și H. S a v u, și porfire cuarțifere. Apartenența porfiroidelor regiunii noastre la un magmatism inițial poate surprinde la o primă vedere, dat fiind că ele s-ar putea așeza tot atît de bine în faza vulcanismului subsecvent, mai acid. Două considerente ne fac însă să le atașăm fazei inițiale. Mai întîi, nu se poate observa nicăieri vreo „tăietură" între ele și ofiolitele bazice, discontinuitate care să corespundă fazei principale a orogenezei : pretutindeni aceste grupe de roci sînt asociate și caracterele lor metamorfice concordă. În al doilea rînd, am văzut că porfiroidele ar putea fi cel mai bine concepute ca metakeratofire și numai în mod subordonat, ca metadacite, încadrîndu-se astfel în limitele grupei magmatitelor inițiale. De altfel, și în tratate clasice (d e S i t t e r) se citează prezența riolitelor în grupul magmatitelor inițiale.

Corpuri intrusive asociate vulcanitelor ofiolitice sînt ortoamfibolitele seriei de Biharia ; legătura lor strînsă reiese din metamorfismul care le afectează în același grad și din modul de prezentare în teren, în special în masivul Bihariei.

Ca produse ale acelorași erupțiuni bazice submarine trebuie să privim probabil și celelalte apariții de șisturi cloritoase cu albit din cuprinsul țării (Leaota, Locva, Drăgșanu, Poiana Ruscă mediană).

De cea dintîi fază a orogenezei se leagă plutonismul sinorogen al intruziunilor de Codru. Succesiunea ar merge de la bazic la acid : metagabbrourile și metadioritele ar fi precursoarele bazice („basische Vorläufer") ale granitoidelor. Puternicele fenomene de migmatizare care le însoțesc pe acestea, frecventele texturi gnaisice, larga variație în compoziție, caracterul predominant sodic, toate atestă punerea în loc sinorogenă a acestor intruziuni, în faza principală.

Momentul intruziunii granitului de Muntele Mare se așază în faza orogenică tîrzie. Contactele sale sînt tranșante, compoziția sa chimico-mineralogică predominant potasică este constantă, valorile parametrilor chimici fiind strîns grupate, fapt caracteristic pentru granitele tarde- și postcinematice, după cum arată și N. G h e r a s i[1]). Odată cu el apar probabil și ultimele manifestări ale intruziunilor de Codru și anume granitele acide din acest complex.

Relația dintre granitul de Muntele Mare și intruziunile de Codru ar fi astfel interpretată în cadrul ipotezei lui H. R e a d (1955) despre seria granitică unică, surprinsă de eroziune la diferite nivele și în stadii diferite

[1]) *Op. cit.* p. 196.

Institutul Geologic al României

de evoluţie. Granitoidele de Codru reprezintă ceea ce acest autor denumeşte granite autohtone; au caractere mai degrabă sodice şi sînt asociate cu sedimente preorogene, puternic metamorfozate şi migmatizate. Forma lor de zăcămînt arată că ne aflăm într-o zonă apropiată aceleia în care iau naştere aceste roci granitice. Granitul de Muntele Mare, de chimism global potasic provine, din acelaşi „laborator", reprezentînd un masiv magmatic, intrusiv pînă în sedimente mai slab metamorfozate şi în neconcordanţă cu acestea, după expresia lui M. W a l t o n; fenomenele de granitizare sînt reduse iar contactele sînt tranşante. Credem că lucrurile se prezintă invers decît susţine N i g g l i (*in* Problema formării granitelor, 1950), după care în Alpi, eroziunea mai puternică ar fi dezvelit rădăcinile batholitelor, aceasta fiind cauza lipsei sau extinderii reduse a zonelor lor periferice de migmatizare. De fapt aceste corpuri nu au aureolă migmatitică dezvoltată şi se află intruse în scoarţă la un nivel superior faţă de granitele migmatice autohtone.

Vîrsta orogenezei ale cărei etape geomagmatice au fost astfel schiţate mai sus, rămîne neprecizată: ea poate fi assyntică sau caledoniană. Desigur că se mai poate emite şi o altă ipoteză; şisturile cristaline rămînînd mai vechi, intruziunile de Codru şi granitul de Muntele Mare să fie legate totuşi de orogeneza hercinică, fiind în relaţie astfel cu granitele de Highiş; după cum este posibil şi ca numai granitul de Muntele Mare să fie hercinic iar între el şi intruziunile de Codru să nu existe nici o relaţie [1]). Pentru lămurirea tuturor acestor probleme vor trebui întreprinse cercetări sistematice şi intense cu metode noi de lucru, pe toată întinderea Cristalinului Munţilor Apuseni; cercetări microtectonice, petrotectonice, determinări spectrografice de elemente minore, determinări de compoziţii izotopice şi de vîrste absolute.

CONCLUZII

Prezentul studiu aduce o serie de contribuţii la cunoaşterea Cristalinului Munţilor Apuseni. În cadrul Cristalinului de Gilău este pentru prima dată separată seria epizonală de Arada, căreia i se dă caracterizarea petrografică şi chimică. O descriere petrografică şi chimică este dată părţii sudice a granitului de Muntele Mare, punîndu-se în evidenţă feno-

[1]) În acest sens remarcăm că în 1960 la Congresul Internaţional de Geologie din Copenhaga, H a r p u m a susţinut, pe baza unor exemple din Tanganyka, că de obicei fazele geomagmatice nu apar complete într-un ciclu; de exemplu, dacă o anume orogeneză cuprinde granite post-orogene, ea va putea fi lipsită de cele sinorogene, acestea intervenind abia în ciclul orogenic următor.

Institutul Geologic al României

menul de endoblasteză, invocat în România pînă în prezent de foarte puțini petrografi, dar care pare a avea de fapt o răspîndire largă. Sînt descrise efectele de contact termic ale acestui granit, puțin cunoscute pînă acum.

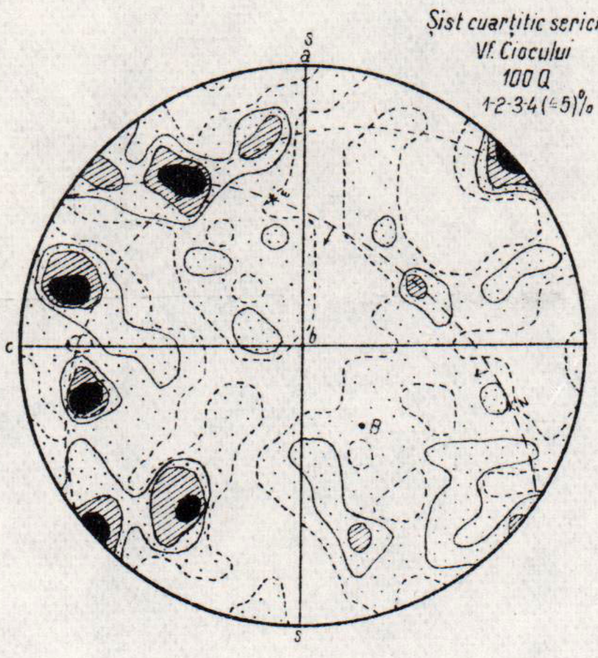
Capitolul despre tectonică îmbrățișează structura întregii părți sudice a masivului cristalin ; se ajunge la o serie de preciziuni noi și de racordări între subunități tectonice pînă acum disparate, stabilindu-se prezența unui solz superior de Drăghița-Lupșa. Se aplică în Cristalinul Munților Apuseni metodele de studiu microtectonic, identificîndu-se cu ajutorul lor prezența fazei saalice și precizîndu-se polimetamorfismul seriei cristaline vechi. Autorul este primul care a întreprins în România, studii petrotectonice asupra șisturilor cristaline, iar regiunea Muntelui Mare a fost al doilea obiect de studiu al său, după munții Făgărașului.

Analiza petrotectonică a fost corelată cu cea microtectonică, punîndu-se accentul pe determinarea orientării centurilor de axe optice ale cuarțului.

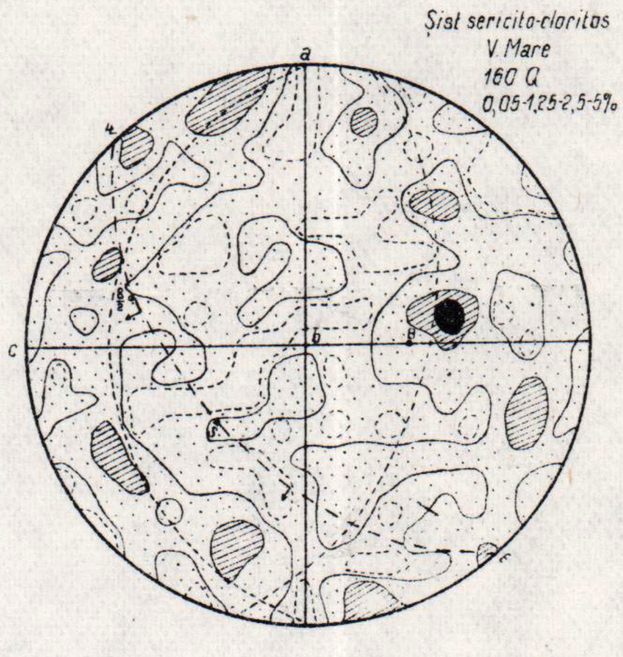
Primit : februarie 1964.

Institutul Geologic al României

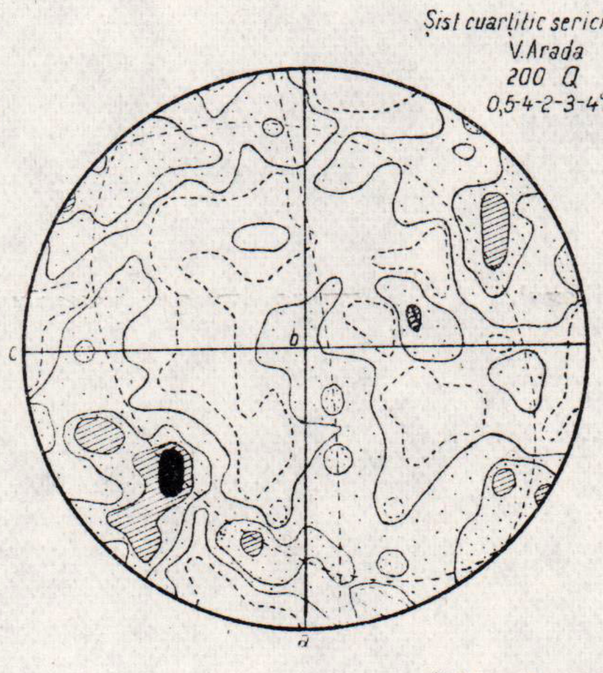
Șist cuarțitic sericitic
Vf. Ciocului
100 Q
1-2-3-4 (-5)%



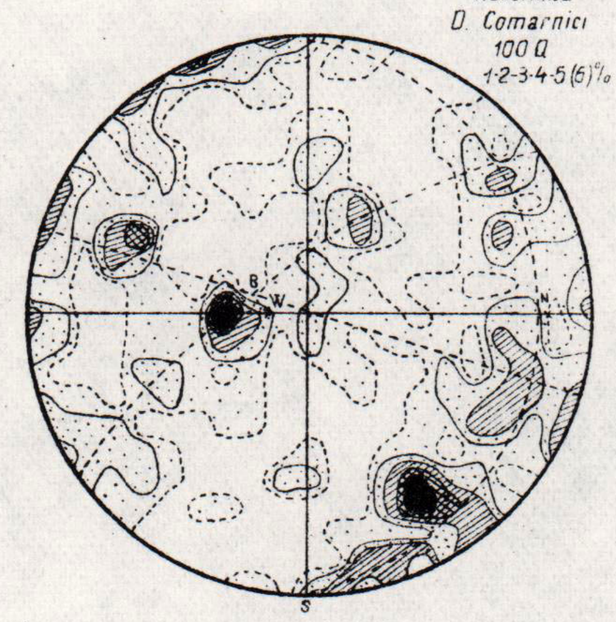
Șist sericito-cloritos
V. Mare
160 Q
0,05-1,25-2,5-5%



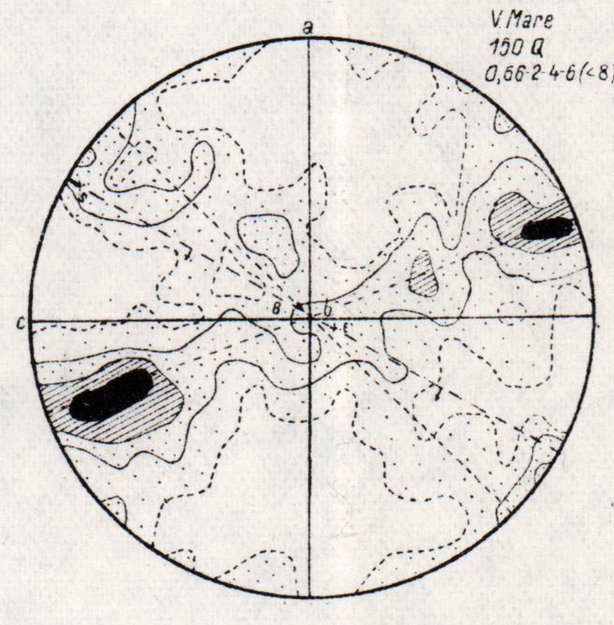
Șist cuarțitic sericito-cloritos
V. Arada
200 Q
0,5-4-2-3-4%



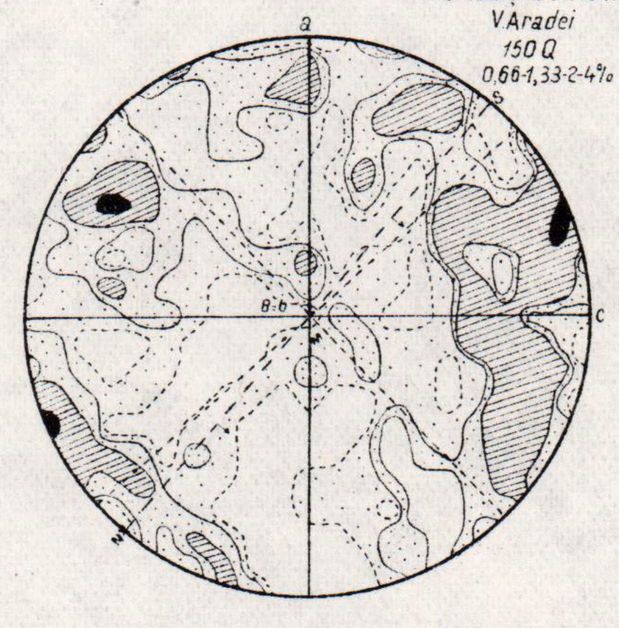
Hälleflinta
D. Comarnici
100 Q
1-2-3-4-5 (6)%



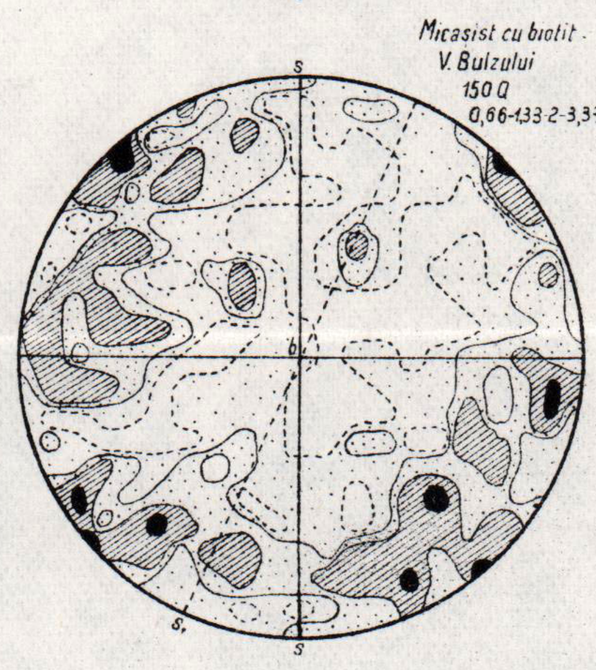
Hälleflinta
V. Mare
150 Q
0,66-2-4-6 (-8)%



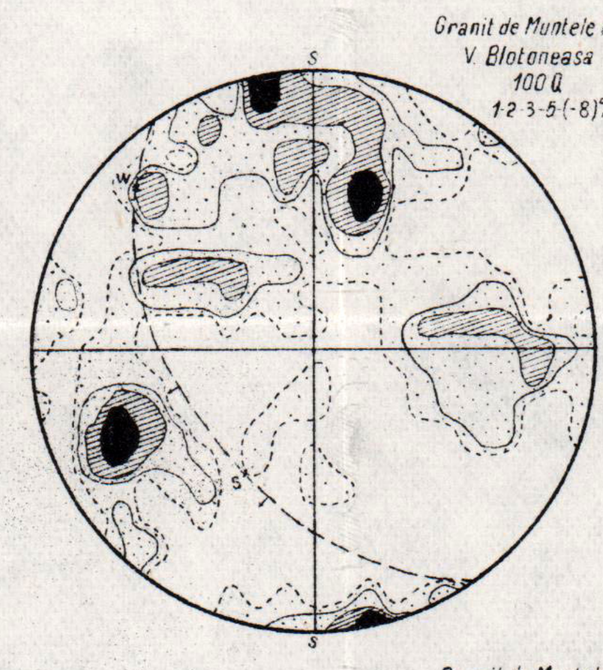
Șist cuarțito-sericitic
V. Aradei
150 Q
0,66-1,33-2-4%



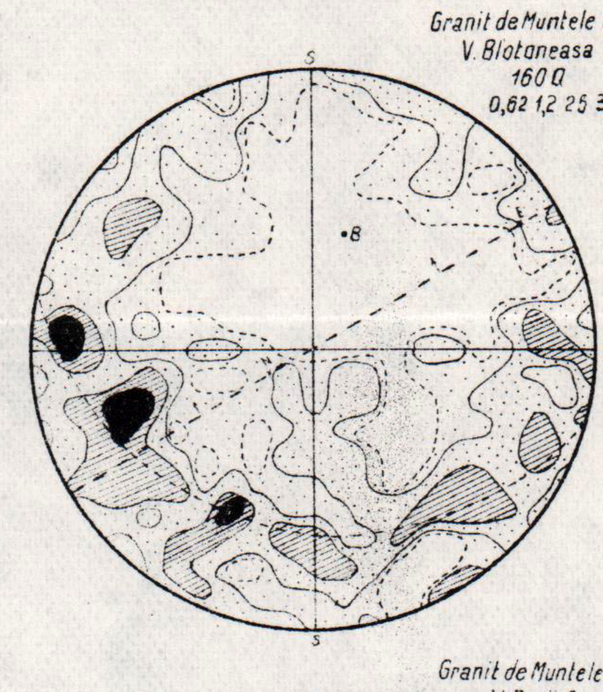
Micașist cu biotit
V. Bulzului
150 Q
0,66-1,33-2-3,33%



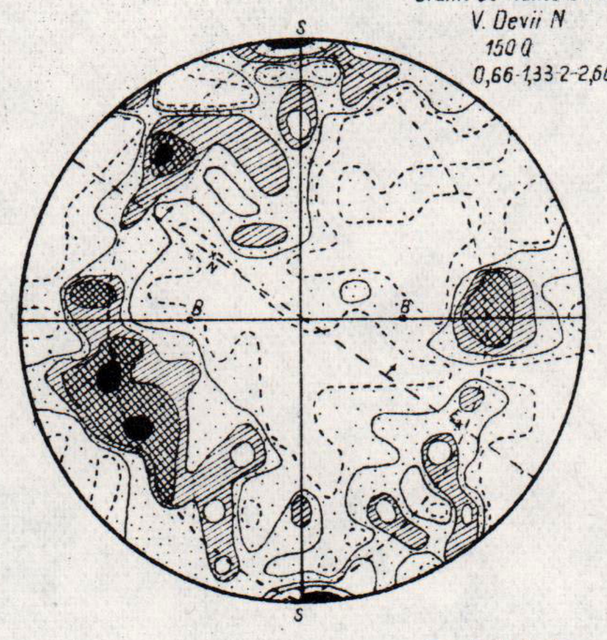
Granit de Muntele Mare
V. Blotoneasa
100 Q
1-2-3-5 (-8)%



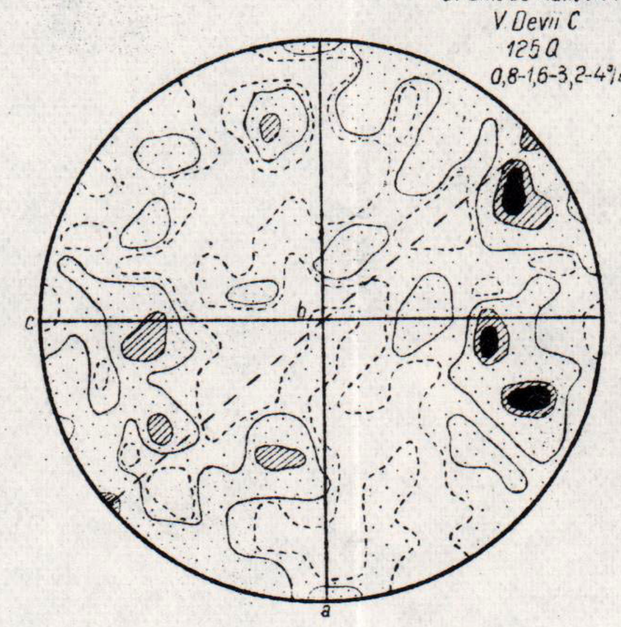
Granit de Muntele Mare
V. Blotoneasa
160 Q
0,62 1,2 2,5 3,7 (5)%



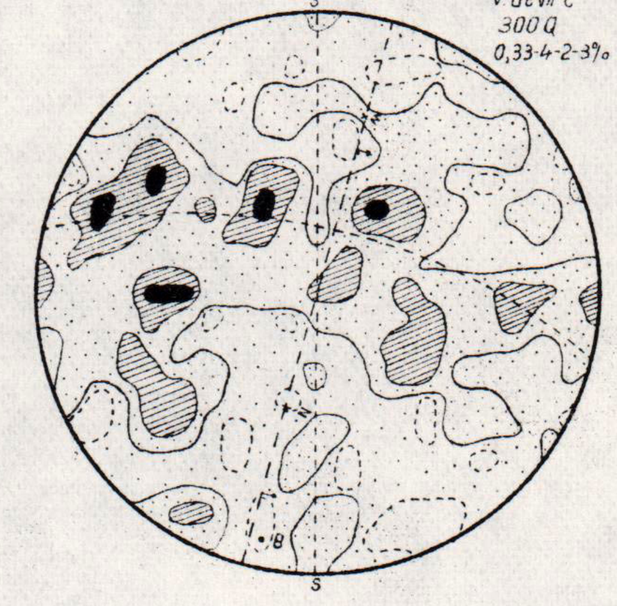
Granit de Muntele Mare
V. Devii N
150 Q
0,66-1,33-2-2,66-4%



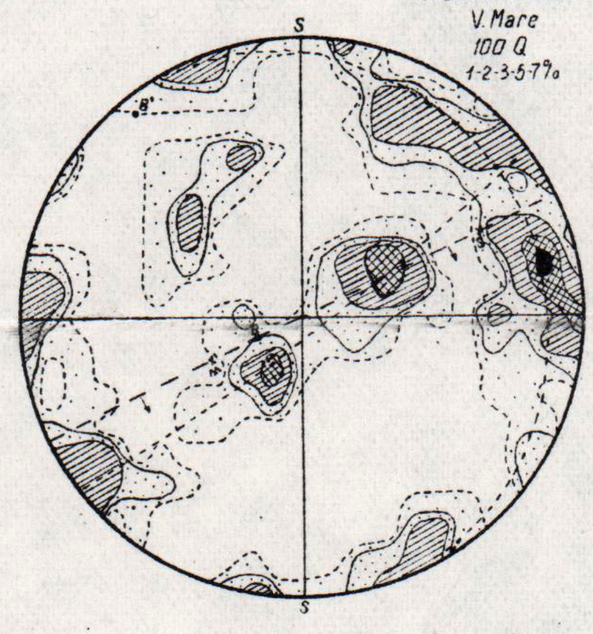
Granit de Muntele Mare
V. Devii C
125 Q
0,8-1,6-3,2-4%



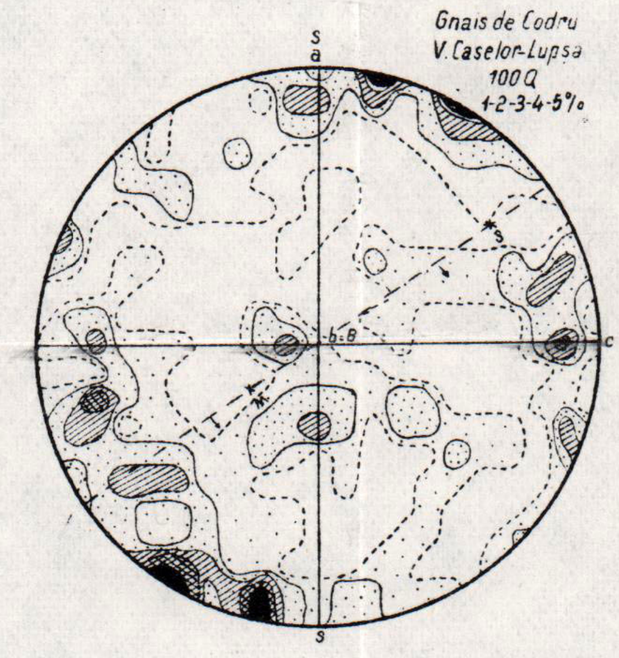
Granit de Muntele Mare
V. Devii C
300 Q
0,33-4-2-3%



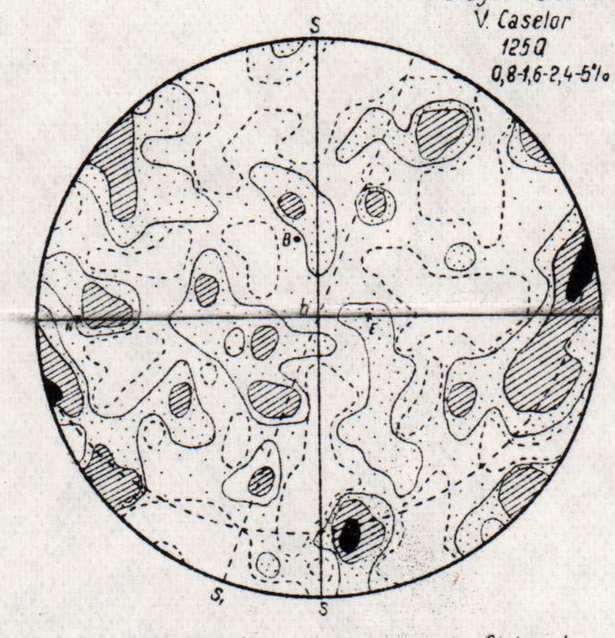
Granit de Codru
V. Mare
100 Q
1-2-3-5-7%



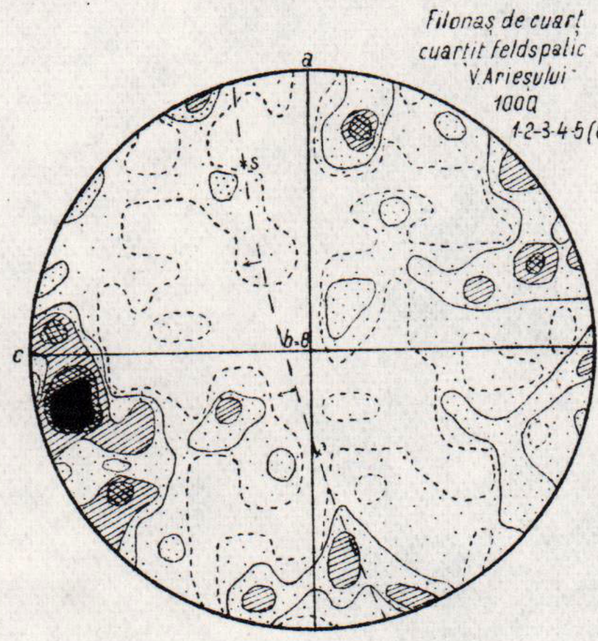
Gnais de Codru
V. Caselor-Lupșa
100 Q
1-2-3-4-5%



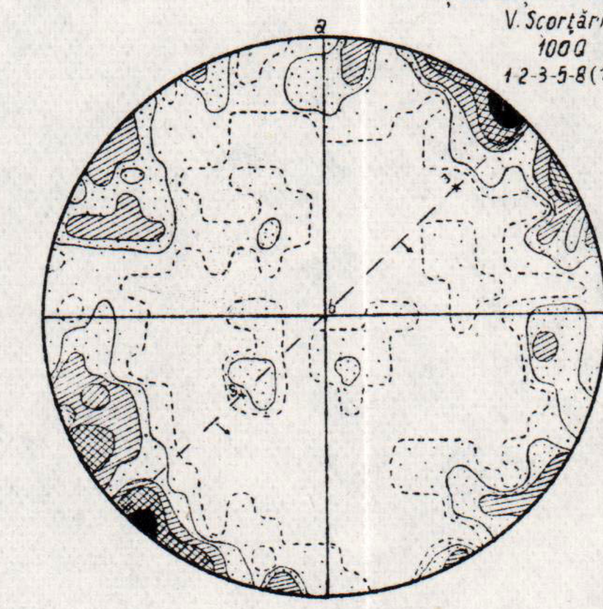
Paragnais biotitic
V. Caselor
125 Q
0,8-1,6-2,4-5%



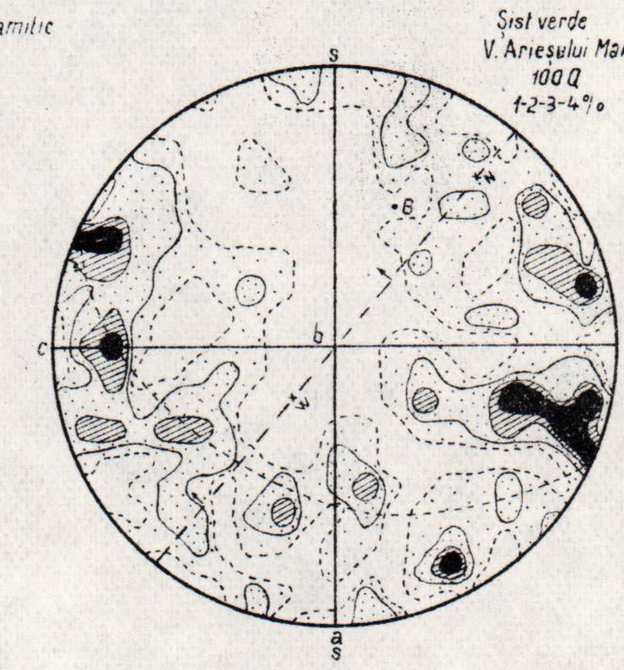
Filonaș de cuarț
cuarțit feldspatic
V. Arieșului
100 Q
1-2-3-4-5 (8)%



Șist cuarțitic blastopsamitic
V. Scorțăriță
100 Q
1-2-3-5-8 (10)%



Șist verde
V. Arieșului Mare
100 Q
1-2-3-4%

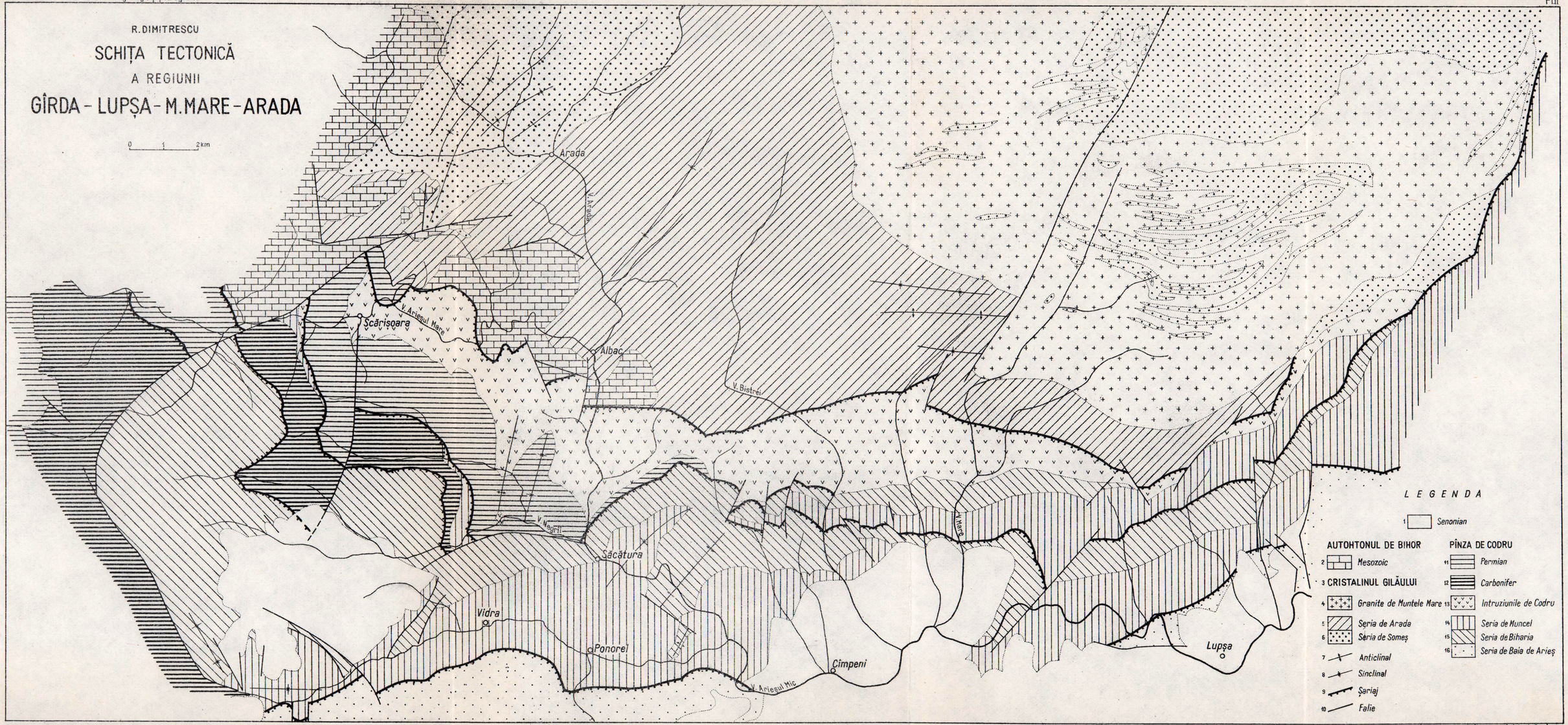


Institutul Geologic al României

R. DIMITRESCU

SCHIȚA TECTONICĂ
A REGIUNII
GÎRDA - LUPȘA - M. MARE - ARADA

0 1 2km

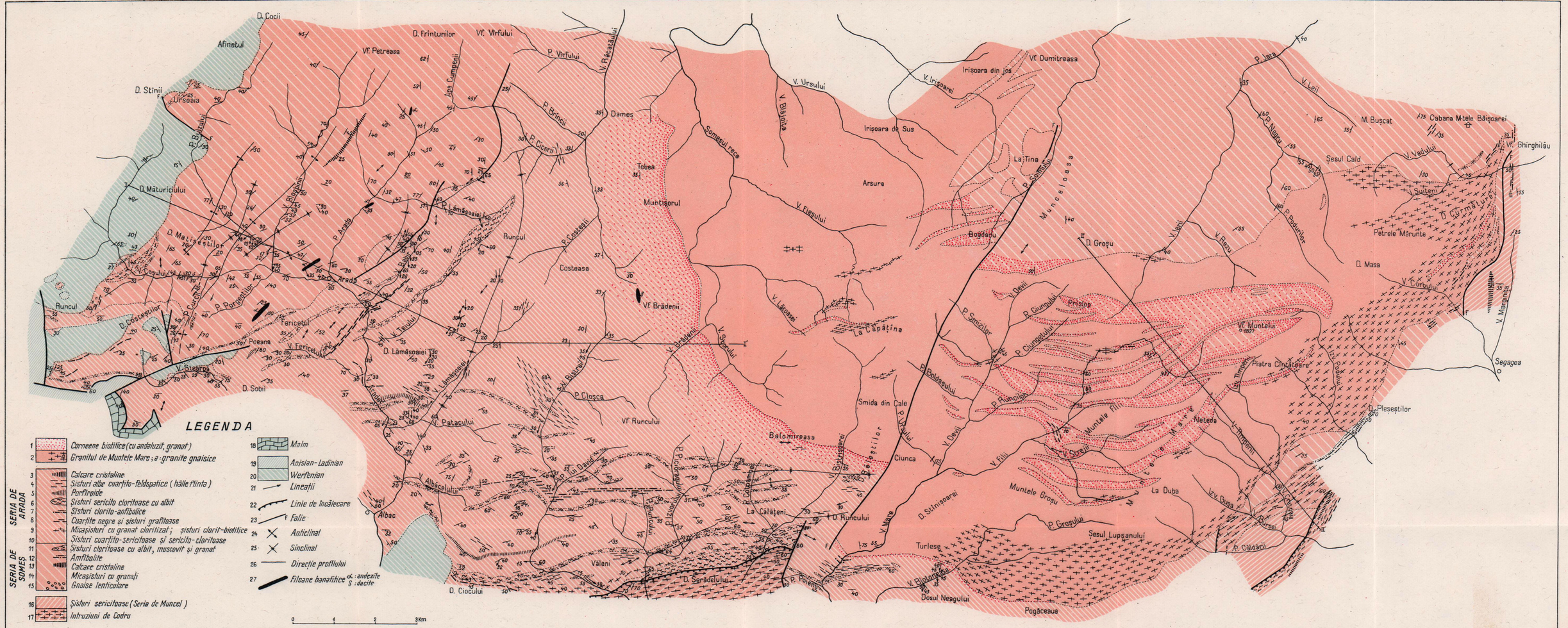


Imprim. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

R. DIMITRESCU

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII ARADA-MUNTELE MARE



LEGENDA

SERIA DE ARADA

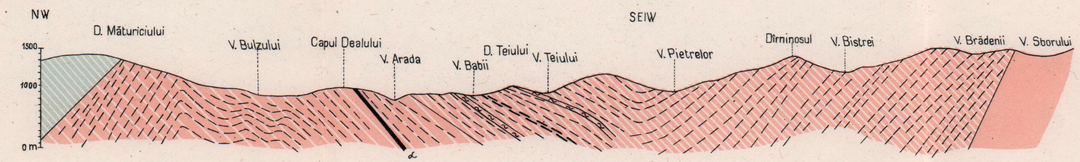
1. Corneene biotitice (cu andaluzit, granat)
2. Granitul de Muntele Mare; a: granite gnaisice
3. Calcare cristaline
4. Șisturi albe cuarțito-feldspatice (hälleflinta)
5. Porfiroide
6. Șisturi sericito cloritoase cu albit
7. Șisturi clorito-amfibolice
8. Cuarțite negre și șisturi grafitoase
9. Micașisturi cu granat cloritizat; șisturi clorit-biotitice
10. Șisturi cuarțito-sericitoase și sericito-cloritoase

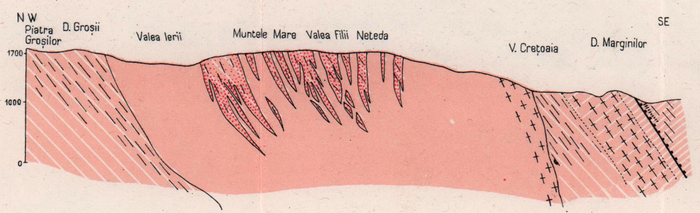
SERIA DE SOMEȘ

11. Șisturi cloritoase cu albit, muscovit și granat
12. Amfibolite
13. Calcare cristaline
14. Micașisturi cu granați
15. Gnaise lenticulare

16. Șisturi sericitoase (Seria de Muncel)
17. Intruziuni de Codru
18. Malm
19. Anisian-Ladinian
20. Werfenian
21. Lineații
22. Linie de încălecare
23. Falie
24. Anticlinal
25. Sinclinal
26. Direcție profilului
27. Filoane banatitice a: andezite ș: dacite

0 1 2 3 Km





HARTA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA CU LOCALIZAREA PERIMETRULUI



ANUARUL COMITETULUI DE STAT AL GEOLOGIEI: vol. XXXV

Imprim. atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

a) *Regională*

Bleahu M. (1957). Cercetări geologice în regiunea Padiș-Cetățile Ponorului. *D. S. Com. Geol.*, XLI (1953—54). București.

Bleahu M., Dimitrescu R. (1957). Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni cu privire specială asupra Cristalinului și Mesozoicului. *An. Rom.-Sov.* 2/1957. București.

Bleahu M., Dimitrescu R. (1959). Scurtă privire asupra geologiei Munților Apuseni. *Sovietskaia Gheologhiia*, 5/1959. Moscova.

Borcoș M., Borcoș Elena. (1963). Cercetări geologice și petrografice în regiunea Runc-Segagea-Valea Ierii sat. *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959—1960). București.

Codarcea Al., Codarcea-Dessila Marcela, Ianovici V. (1958). Structure géologique du massif de roches alcalines de Ditrău. *Acad. R.P.R., Rev. de Géol. et de Géogr.* II. 1. București.

Dimitrescu R. (1958). Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa. *An. Com. Geol.* XXXI. București.

Dimitrescu R. (1959a). Chemismus einiger Orthoamphibolite des Bihor Gebirges. *N. Jb. Miner., Mh.*, Nr. 6/1959. Stuttgart.

Dimitrescu R. (1959b). Le volcanisme permien en Roumanie. *Geol. Rundschau*, 48. Stuttgart.

Dimitrescu R. (1963a). Studiul geologic și petrografic al regiunii Arada-Muntele Mare. *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959—60). București.

Dimitrescu R. (1963 b). Considerații asupra evoluției geomagmatice a Munților Apuseni, în relație cu geotectonica. *D. S. Com. Geol.* XLIX/1 (1961—62). București.

Dimitrescu R. (1964). Notă asupra microtectonicii regiunii Cîmpeni. *D. S. Com. Geol.* L. (1962—63). București.

Giușcă D. (1937). Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléozoïques des Monts du Bihor. *Bul. Lab. Min. Gen. Univ. București*, II. București.

Giușcă D. (1957). Observații asupra mineralizațiilor cuprifere din masivul Highiș. *An. Univ. Parhon. Ser. Șt. Nat.* 16. București.

Giușcă D. (1960). Asupra unui corp de ultrabazite metamorfozate din Cristalinul Bihorului. *An. Univ. Parhon. Ser. Șt. Nat.* (*Geol. — Geogr.*), 23. București.

Giușcă D. (1962). Observații asupra formațiunilor cristaline și metamorfismului de contact al granitelor din masivul Highiș. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.*, 7,2. București.

Hanomolo I., Hanomolo Antoaneta. (1963). Cristalinul din regiunea Someș-Muntele Rece-Măguri-Mînăstireni-Căpuș. *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959—1960). București.

Institutul Geologic al României

Ilie M. (1956). Alcătuirea geologică a pămîntului românesc. Ed. Ştiinţifică. Bucureşti.

Ilie M. (1957). Munţii Apuseni. Ed. Ştiinţifică. Bucureşti.

Ionescu C. (1962). Cercetări geologice şi petrografice în Cristalinul Munţilor Bihor. *An. Com. Geol.* XXXII. Bucureşti.

Kräutner Th. (1944). Observations géologiques sur le Mésozoïque à l'Ouest du massif cristallin de Gilău et sur ses rapports tectoniques avec la série de Codru et la série de Biharia. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXVIII (1939–1940). Bucureşti.

Martonne E. de (1922). Masivul Bihor. Studiu morfologic. *Ann. de Géogr.* XXXI. Paris.

Pálfy M. (1907a). Die Umgebung von Abrudbánya. *Erläut. z. geol. Spezialkarte der Länder der ung. Krone.* Budapest.

Pálfy M. (1907b). Die Umgebung von Magura. *Erläut. z. geol. – Spezialkarte d. Länder der ung. Krone.* Budapest.

Pálfy M., Rozlozsnik P. (1939). Geologie des Bihor und Bélérgebirges I. Kristallin und Paläozoikum. *Geologica Hungarica, Ser. geol.*, 7. Budapest.

Pantó G. (1961). L'action des nuées ardentes comme solution des problèmes pétrogénétiques concernant les roches volcaniques acides du Néogène de Hongrie. *Assoc. Géol. Carp. - Balk., V-ème Congrès, Résumés des Communications.* Bucarest.

Papiu C. V. (1953). Cercetări geologice în masivul Drocea. *Acad. R.P.R., Bul. Ştiinţ.* (*Secţ. Biol. Geol. - Geogr.*) V, 1. Bucureşti.

Paucă M. (1941 a). Recherches géologiques dans les Monts du Codru et de Moma. *An. Inst. Géol. Roum.*, XXI. Bucureşti.

Paucă M. (1941 b) Recherches géologiques dans la région de Şiria. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXV. (1936–1937). Bucureşti.

Preda I. (1962). Studiul geologic al regiunii Roşia-Meziad. Ed. Acad. R.S.R. Bucureşti.

Savu H. (1962). Cercetări petrografice în Cristalinul Masivului Drocea. *D. S. Com. Geol.* XLIV (1956–1957). Bucureşti.

Slavin V. I. (1963). Stratigrafia Paleozoicului din partea internă a sistemului Carpato-Balcanic. *Asoc. geol. Carp.-Balc., Congr. V. 1961, Comunic. Ştiinţ.* III, 2. Bucureşti.

Socolescu M., Ghiţulescu T. (1941). Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Géol. Roum.* XXI. Bucureşti.

Stoicovici E., Trif A. (1961). Contribuţii la cunoaşterea granitizării în regiunea Muntele Mare-Munţii Gilăului. *Studia Univ. Babeş-Bolyai* II, 1. Cluj.

Stoicovici E., Ghergariu L., Mîrza I. (1959). Studiul carbonaţilor de calciu, magneziu, fier şi mangan din Munţii Apuseni. I. Studiul geologic al regiunii Runc. *Stud. Univ. Babeş-Bolyai, Geol. - Geogr.* Cluj.

Szádeczky J. (1908). Zur Kenntnis der kristallinen Schiefer der Hidegszamos. *Földt. Közl.* XXXVII. Budapest.

Szádeczky J. (1930). Partea de nord a masivului cristalin al Gilăului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XIII (1924–25). Bucureşti.

Trif A. (1961). Metamorfismul din zona granitului de Muntele Mare. *Studia Univ. Babeş-Bolyai* II, 1. Cluj.

b) *Generală*

Afanasiev G. (1951). Rolul granitizării în formarea masivelor granitoide ale unor regiuni cutate. *An. Rom.-Sov.* 6. Bucureşti.

Afanasiev G. (1953). Unele particularităţi în dezvoltarea magmatismului regiunii cutate a Caucazului de Nord. *An. Rom.-Sov.*, 4/1953. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Barth T. F. (1962). Măsurarea paleotemperaturilor rocilor granitice. Edit. Acad. de Ştiinţe a U.R.S.S. Moscova.

Bercia I., Gurău A. (1961). Prospecţiuni microtectonice. (Practica geologică II). Ed. Tehnică. Bucureşti.

Cloos H. (1923). Das Batholithenproblem. Berlin.

Drescher-Kaden F. (1948). Die Feldspat-Quarz Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Berlin.

Eliseev N. A. (1959). Metamorfizm. Leningrad.

Engels B. (1959). Die kleintektonische Arbeitsweise. *Geotekt. Forsch*, H. 13. Stuttgart.

Eskola P. (1939). Die Entstehung der Gesteine. III. Die metamorphen Gesteine. Berlin.

Fairbairn H. (1954). Structural petrology of deformed rocks. Addison-Wesley. Cambridge-Mass.

Gurău A. (1962). Determinarea elementelor structurale în rocile metamorfice. *Rev. Minelor*, XIII, 7. Bucureşti.

Harker A. (1950). Metamorphism. London.

Laffitte P. (1957). Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Paris.

Lindström M. (1961). Tectonic Fabric of a Sequence of Areas in the Scandinavian Caledonides. *Geol. Fören. Forhandl.*, Bd. 83, H 1. Stockholm.

Mehnert K. (1956). Zur Abfolge der Gesteinsmobilisation im tiefen Grundgebirge ohne Zufuhr. *Geol. Rundschau* 42.

Nikolaev V. A. ş.a. (1957). Metodiceskoe rukovodstvo po gheologhiceskomu kartirovaniiu metamorficeskih kompleksov. Moscova.

Raguin E. (1957). Géologie du granite. Paris.

Ramberg H. (1952). The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. Chicago.

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

Sander B. (1950). Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. II. Springer-Verlag. Wien.

Smulikowski K. (1958). Problema clasificării genetice a granitoidelor. *Studia Geologica Polonica*, I. Warszawa.

Tröger W. E. (1956). Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. I., 2-e Auflage Stuttgart.

Turner F. (1953). Mineralogical and Structural Evolution of the Metamorphic Rocks. Washington 1949. Trad. rusă. Moscova.

Turner F., Verhogen J. (1961). Igneous and Metamorphic Petrology. 2-nd. ed. New-York 1960. Trad. rusă. Moscova.

* * * (1950). Problema formării granitelor. II. Culegere de lucrări traduse din literatura străină. Moscova.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

MUNTELE MARE. A GEOLOGIC AND PETROLOGIC STUDY

BY

R. DIMITRESCU

(Summary)

In the purpose of the printing of the geological 1 : 100.000 sheets Arieşeni and Muntele Mare, we continued, in 1958 and 1959, our researches concerning the Crystalline of the Apuseni Mountains already started in the Gîrda-Lupşa region (Dimitrescu, 1958). In 1962, revisions were performed, accompanied by microtectonic works, on the whole territory investigated by us between 1953 and 1959. The mapping of the region, at the scales 1 : 20.000 — 1 : 25.000, included the southern part of the granitic massif of Muntele Mare, the epizonal series of the Gilău Crystalline and a small part of its mesozonal series. Two surveys of this region were previously published by M. Pálfy (1907) and J. Szádeczky (1908). Part of this region was also investigated by E. Stoicovici and A. Trif (1961).

Concomitantly, we bring now completions on the tectonics of the area studied between the years 1953 — 1957 (Dimitrescu 1958), the details of which have to be taken into account hereafter.

Together with the tectonic sketch accompanying this work, it would be useful to consider the Arieşeni geological 1 : 100.000 sheet printed by the Geological Institute in 1963.

STRATIGRAPHY AND PETROLOGY OF THE REGION

THE CRYSTALLINE TERRANES

In our previous works, we distinguished in the central part of the Apuseni Mountains, two broad crystalline units : the Arieş Crystalline and the Gilău Crystalline.

Institutul Geologic al României

A first study (Dimitrescu 1958) was almost exclusively devoted to the Arieș Crystalline ; this time, the petrological part of the following work deals almost only with the Gilău Crystalline.

Arieș Crystalline. Codru intrusions. The sole term of the Arieș Crystalline which was included in our detailed mappings for this work is represented by a part of the Codru intrusions. These are formed by two groups of eruptive rocks : phanerocrystalline metagabbros (accompanied by hornblendites and by melanocratic metadiorites, and sometimes by amphibolic pegmatites) and granitoids (quartz-diorites, plagioclasic granites, normal granites). The latter migmatize the epizonal (chlorite-schists and amphibole-schists with albite and epidote) and the mesozonal crystalline schists (biotite-paragneisses) intruded. What concerns the genesis of the two groups of eruptive rocks, constantly associated where Codru intrusions appear (Codru Mountains ; part of this region comprised between Gîrda de Sus and the sources of Lupșa Valley ; eastern part of the Gilău Mountains), the interpretation recently given by Al. Codarcea, Marcela Dessila-Codarcea and V. Ianovici (1958) for explaining the formation of the complex of dioritic and hornblenditic rocks from Ditrău associated with some migmatitic alkalic rocks could be admitted ; migmatic phenomena in our cases developed around the Codru granitoids and transformed by recrystallization, in phanerocrystalline amphibolic rocks, any preexistent rocks with a proper chemic-mineralogical composition.

An alternative for this interpretation, less probable in a region of migmatites, could be the hypothesis of magmatic differentiation, following the normal way from basic to acid.

Unlike our previous assumptions (Dimitrescu 1958), we have to introduce a distinction between the orthoamphibolites, probably older and much more affected by metamorphism, of the Biharia series (Arieș Crystalline) and the younger metagabbros of the Codru intrusions.

Taking into consideration the fact that the greenschists from Gîrda de Sus, belonging to the Lower Carboniferous, overlie the Codru intrusions without being affected by the migmatization, it results that these intrusions could have been formed the latest in the Breton phase of the Hercynic orogenesis.

The Codru granitoids, due to their migmatic features, to their sodic chemical character as well as to their frequent gneissic texture, represent typical synorogenic intrusions. We consider that the magmatic phenomena are subordinated to the metasomatic ones.

Institutul Geologic al României

Gilău Crystalline. Within the framework of the Gilău Crystalline we have distinguished, according to the degree of metamorphism, the Someș mesozonal series and the Arada epizonal series, both crossed by the granitic massif of Muntele Mare.

THE SOMEȘ SERIES

The Someș mesozonal series covers the Northwestern extremity of our region ; the same series limits to the North and East the Muntele Mare granite.

The Someș series is formed in the greatest part by mica-schists (seldom by paragneisses), frequently chlorite-bearing, with garnets or biotite. In this region it includes a single intercalation of crystalline limestone, two amphibolite lenses with albite and epidote and some intercalations of schists with porphyroblasts of albite and with garnets ; lenticular gneisses with microcline appear in only one point. The metamorphism of this series has reached the upper part of the garnet zone, wherein this index mineral coexists with chlorite. The transition from epi-to mesozone is in the same time marked in the field by a sporadical appearance of some small discontinuous pegmatitic veins of centimetric sizes. The metamorphic facies corresponds to the albite-epidote-amphibolitic facies or, according to a newer classification, the epidote-albite-almandinic subfacies of the greenschist facies, as chemical analyses of three rocks belonging to this series show. The ACF parametres resulting from these analyses were projected in a triangle (see fig. 1) ; all three fall within the muscovite-almandine-epidote field, very close to the muscovite-almandine-biotite side, thus corresponding with the mineralogical composition recorded for the rocks.

THE ARADA SERIES

The Arada epizonal series covers the field South-East of a line passing through the center of the Arada village and Vîrful Vîrfului. It is formed mainly by sericite-chlorite and quartz-sericite schists. As intercalations which may constitute sometimes characteristic horizons on great distances, we mention furthermore : sericite-chlorite schists with albite-porphyroblasts, amphibolic schists with chlorite, porphyroids, white quartz-feldspar schists (hälleflinta) and black graphite-quartzites. In this region there is only one crystalline limestone outcrop.

We shall not hereafter dwell on the description of banal sericitic, chloritic, quartzitic and graphitic rocks.

Institutul Geologic al României

For the sericite-chlorite-schists with albite, it is remarkable, after comparing with the corresponding rocks belonging to the Biharia series, the constant presence of the sericite, its frequent prevalence on the chlorite, the larger development of the micaceous bands and the smaller size of the albite porphyroblasts. The latter have underwent, concomitantly with their growth, a rotation up to 90°. Epidote may also be present. The chemical composition of these rocks is almost identical with that of the schists with albite porphyroblasts and with garnets, of the Someș series; both can be derived from trachytic tuffites, but the greywacke provenance is not to be excluded.

As varieties of the same group of rocks, we also have met chlorite-epidote-schists, chlorite-calcite-schists and chlorite-schists of probable ultrabasic origin. Sometimes, within the chlorite-schists, disseminations of magnetite appear.

The hypothesis of a metasomatic origin of the albite porphyroblasts is excluded, considering their apparition pattern in the region; the albite-schists form distinct stratigraphic levels, which appear on both limbs of the folds that affect the Crystalline.

The amphibole-schists are less frequent than the sericite-chlorite-schists with albite, to which they are related in the field. The actinolite is always developed in minute needles and appears intertwined with small chlorite flakes and with epidote; albite is present too. The chemical composition of the amphibole-schists is akin to that of basaltic tuffs or even lavas.

The porphyroids represent metamorphosed acid effusive rocks; the frequent appearance of the albite relict phenocrysts, compared to the total absence of the potassic feldspar and with the scarceness of quartz phenocrysts, lead to the conclusion that the parent rocks were probably keratophyres and subordinately, dacites.

The white quartz-feldspar-schists (hälleflinta) are derived from metamorphosed liparitic tuffs. In their constitution enter quartz, albite, microcline and a small proportion of sericite.

We mention also, in the southern part of the region, a continous strip of muscovite-schists with chloritized garnet.

In conclusion, the Arada series is derived mainly from pelitic sediments, submitted to an epizonal metamorphism (chlorite zone, green-schist facies). The sedimentary complex, besides carbonaceous lenses, included frequent tuffaceous intercalations, basic as well as acid. To the latter, rare effusive rocks were associated. The stratigraphical thickness of the Arada series is

Institutul Geologic al României

approx. 4500 m. In our opinion, it represents a stratigraphic equivalent of the Biharia and the Muncel series from the Arieș Crystalline. (D i m i t r e s c u 1958).

The ACF parameters resulting from 7 chemical analyses of the Arada series were projected in the muscovite-chlorite subfacies of the green-schists facies (see Fig. 2). According to the respective mineralogical compositions, the amphibole-schist falls into the actinolite-chlorite-epidote paragenetic field ; the chlorite-schist lies on the chlorite-actinolite line, very close to the representative point of the former ; the other rocks (the quartz-sericite-schist, the sericite-chlorite-schists with albite, the diaphtoritic mica-schist and the hälleflinta) lie within the epidote-muscovite-chlorite paragenetic field, close to the muscovite-chlorite line. The AKF parameters situate the hälleflinta in the microcline-muscovite-chlorite field, close to the muscovite-chlorite line (see Fig. 3).

THE MUNTELE MARE GRANITE

The crystalline schists of this region, those belonging to the Someș series, as well as those of the Arada series, are crossed by the Muntele Mare granite. The latter includes, between the Valea Devii and the Vîrful Muntelui Mare, numerous intercalations of crystalline schists, one of our contributions being their mapping for the first time.

From the petrographic point of view, the typical rock variety for the Muntele Mare is represented by the biotitic porphyroid granite with a few muscovite ; more or less equigranular varieties are sometimes met too. Almost everywhere a slight gneissic structure may be observed in good outcrop conditions ; sometimes, a preferential planar position of the white tabular phenocrysts of potassic feldspar is evident. Along the whole southern frame, from the Blotoneasa Valley eastwards, the massive granites are surrounded by a gneissic granite strip which also forms the whole eastern extremity of the massif.

The texture of the granites with massive structure is hypidimorph-granular ; the porphyroid character is outspread over a very large area due to the presence of microcline crystals of 1 – 2 x 4 – 5 cm. These „dents de cheval" are generally simply twinned according to the Karlsbad law, besides a fine grate twinning. The microcline is crossed by a perthitic strip system, transversal to the twin plane (010). The microcline includes small biotite, muscovite, quartz and plagioclase crystals ; the latter have an oval shape, slightly corroded by the potassic feldspar and are frequently filled with sericite and zoizite microlites. Their alteration is contrasting with the

Institutul Geologic al României

freshness of the microcline. Some biotite crystals included in the microcline are transformed in chlorite, muscovite and magnetite ; this fact proves that the transformations took place before the microcline formation.

In the fundamental mass of the porphyroid granite and in the equigranular rocks, the biotite has an idiomorphic aspect, in flakes with irregular contours spread at random, their length not exceeding 2 — 3 times their thickness. The muscovite has less irregular shapes than the biotite. The micas do not generally reveal a preferential orientation : seldom, at the microscopic scale, a ,,schlier'' slightly enriched in these minerals is met.

Quartz appears always as agglomerations formed by several small grains (Sandquarz). Some have a slight undulatory extinction. The agglomerations have, in the whole, round and oval shapes, but in some cases there appear more elongated strips formed by granulated quartz. These, rather than the micas, can give to the rock a slight gneissic structure. All over the fundamental mass, the plagioclase prevails in a great proportion over the potassic feldspar ; the latter is represented by microcline-microperthite and appears always fresh. On the contrary, the plagioclase is always filled with sericite and zoizite microlites : the former has the most important role and, unlike the latter, is frequently grown along some crystallographic directions of the plagioclase with which it is associated. The idiomorphism degree of the plagioclase crystals is always higher than that of microcline.

The plagioclase composition corresponds to an acid oligoclase. Very seldom the presence of myrmekitic intergrowings may be observed.

The modal analyses of the fundamental mass and the normative compositions are presented in the Romanian text.

From the microscopic examination of granites, it is apparent that they are constituted by two parts which correspond also with two formation moments. The fundamental mass has a granodioritic composition and it is older, representing the consolidation moment of a magmatic melt. Only after a series of phenomena took place such as the ,,filling'' with microlites of the plagioclase and the partial chloritization of the biotite, a second stage, of metasomatic character, intervened, consisting in the growth of microcline megablasts. This late stage belongs to the endometasomatic phenomena group, outlined recently by Erdmannsdörfer : by ,,endoblastesis'', a microclinization takes place, analoguous to that described for the Caucasian granites by G. Afanasiev (1951, 1953).

Our observations concerning the myrmekite correspond satisfactorily to the new interpretation given by F. Drescher-Kaden (1948), who considers it as a metasomatic reaction product, located between an

Institutul Geologic al României

older plagioclase and a younger potassic feldspar, formed itself due to a metasomatic growth. The classical theory supposed the pre-existence of the potassic feldspar towards the plagioclase.

The microgranites and the aplites have a mineralogical composition corresponding to an acid granitic magma (See the modal analysis).

The gneissic granites show evident cataclasis phenomena that may be interpreted as a tectonic marginal facies of the granitic massif.

The chemical composition of the Muntele Mare granite results from 6 chemical analyses which indicate the magma types : normal-granitic, yosemite-granitic and plagioclase-granitic-farsunditic (See the Romanian text). The last type represents probably a composition very near to that of the fundamental mass of the porphyroid granites.

In the problem of the granite emplacement, it results from our petrographic descriptions that we have chosen the magmatic hypothesis. It is necessary also to take into consideration a series of field data related to features very often discussed in geologic litterature.

The granite, in the above described limits, is very homogeneous ; endomorphism phenomena can not be observed ; the granitic veins of the massif center do not present transversal enriched zones in minerals specific to the schist intercalations crossed, and the latter are very seldom met towards the massif borders. A continuous cover of gneiss does not exist, which could constitute a transition between the granite and the crystalline schists ; the gneissic granite zone of the southern and eastern part of the massif shows graduate transitions towards the massive granite, but not towards the schists. Microcline megablasts are missing everywhere in the schists along the contacts, they are met only in granites.

Valea Filii offers, in the central zone of the massif, the only profile with good outcrops : there can be observed the network of granitic veins which show remarkably homogeneous features concerning the porphyroid aspect even for very small sizes of 20 — 30 cm. The discordant contacts with the schists show a deformation of the latter. Migmatites are extremely rare, being located almost exclusively in the south-eastern part of the massif.

Our conclusion states that the Muntele Mare granite is a circumscribed massif, in which magma was the determinant factor. The metasomatic phenomena occur only in the final stage, as an endoblastesis of the microcline. Probably they followed very near in time the magma consolidation moment, the fact explaining the apparition of the megablasts, even in the decimetric granitic veins, and their lacking in the surrounding schists ;

Institutul Geologic al României

during the endometasomatosis, a sensible difference between the physical conditions in the eruptive rock and those in the schists should have existed. Probably in other cases quoted in the litterature, the intervention of endoblastesis after the homogenization of the conditions, has led to the blastesis of the „horse teeth" in the contact area of granites.

For an approximative valuation of the formation temperature of the Muntele Mare granite, we tried to utilize the diagram proposed by B a r t h (1962) for the „feldspar thermometer". From the composition of the sodo-potassic and of the plagioclase feldspars coexisting in the granite, it results a consolidation temperature of between 800 and 1050°C, the average being at about 975°.

What concerns the time of the intrusion, it seems to have been determined as Hercynian, by absolute age data. We shall expose hereafter the subsisting doubts on the age of the granite.

CONTACT PHENOMENA

a) O v o i d i n c l u s i o n s. In the inner part of the eruptive massif, decimetric ovoid inclusions of quartzdioritic constitution are met.

b) H o r n f e l s e s . The crystalline schists which came into contact with the granitic massif, in its outer part as well as in its inner one, were subjected to evident thermal contact phenomena. This type of metamorphism was selective; on the one hand, the phenomena are less marked in the Someș series, owing to its higher crystallinity already existent at the intrusion moment; on the other hand, even in the Arada series, the black graphite-quartzites and the quartz-sericite-schists have not undergone transformations, the temperatures reached around the intrusion being too low for displacing the chemical equilibrium in the respective paragenesis. Generally, the presence of a certain amount of chlorite in the pelitic-argillaceous rocks was necessary for allowing new minerals to appear.

The contact zone is most developed westward of the granite, on a width of about 1 km, as well as in the inner intercalations of the massif.

South-east of the granitic massif, in its contact zone, a crystalline limestone lens with tremolite was met. In the amphibole-schists, the contact action is sensible due to the formation of biotite or garnet. In the pelitic rocks, there are two hornfels groups : outside the massif, a biotite hornfels zone, sometimes with garnet and andalusite, and in its inner part, intercalations mostly formed by biotite-hornfelses with garnet and sillimanite, sometimes, with pinitized cordierite.

Institutul Geologic al României

SEDIMENTARY FORMATIONS

The metamorphosed formations of the Gilău Crystalline are transgressively covered, in the western part of the region, by Permomesozoic sedimentary deposits developed in the Bihor autochthonous facies.

YOUNG ERUPTIVE VEINS

Near the Arada locality, there are several andesitic eruptive veins and one of dacite, probably belonging to the banatitic phase.

TECTONICS

BIHOR AUTOCHTHON

A somewhat more intense folding may be observed in the western extremity of the region ; a series of anticlines and synclines can be determined in the crystalline schists, the more important being the Lămășoaia syncline, directed NNE — SSW, long of about 8 km. The Arada series overlies normally the Someș series. Several faults could be observed, generally directed NNE — SSW, some of which affect the Mesozoic deposits, as for instance the prolongation of the Gîrda fault, described in a previous work (D i m i t r e s c u 1958), and others affecting the Codru and Muntele Mare granites.

The structural form of the Muntele Mare granite is an interesting problem, still discussed in many of its aspects. In its southern part, the granite lies concordantly with the crystalline complex, forming a sheet, upwards separated in several digitations having the character of sills or, less frequently, of dykes.

THE CODRU NAPPE

In the southern part of the region, the overthrust line of the Codru nappe, represented by the contact of the Codru intrusions with the Arada series, was mapped anew in detail.

In this region, the following upper tectonic terms are present :

a) The "Gîrda" lower term of the Codru nappe, including the Codru intrusions and the Lower Permian (basal laminated conglomerates and quartz porphyries) ; *b*) the Arieșeni nappe, constituted by Codru intrusions, by the Biharia and Muncel crystalline series developed in a less metamorphic facies, by the Lower Carboniferous green schists, and by the Permian ; *c*) the Drăghița-Lupșa thrust zone formed by the Biharia and Muncel series, developed in a more metamorphic facies ; *d*) the Baia de Arieș

Institutul Geologic al României

thrust zone formed by the Baia de Arieş crystalline series. The overthrust lines at the basis of the first two terms belong certainly to the alpine orogenesis (pre-Gosau movements, Austric or Subhercynic) as could be established by the age of the sedimentary formations affected by them in the Bihor and Pădurea Craiului Mountains (P r e d a 1962) ; the last two terms affect only Palaeozoic formations up to the conglomeratic Lower Permian inclusively. In all these tectonic terms, the intervention of normal folds directed NNE — SSW or NE — SW is evident, affecting not only the Crystalline but also the conglomeratic lower Permian. The latter, together with the quartz-porphyries horizon, presents phenomena of dynamic metamorphism, not found in the other upper horizons of the Permian. Sporadically, and only in the Crystalline, folds directed approx. E — W are met.

MICROTECTONIC ANALYSIS

We had neither the intention nor the possibility to realize a special work devoted to the microtectonics of the region, as it would have supposed a mapping at the scale of 1 : 5000, stretching over an interval of many years. Instead, we considered compulsory to obtain the principal microtectonic elements, in order to have a sounder base for the structural interpretation of the region ; consequently, we performed revisions on most of the principal profiles with good outcrops in the Crystalline and the Palaeozoic.

The studied microtectonic elements were the linear elements (lineations and B-axes), the foliations, the joints and the cleavages.

1. The study of the linear elements showed that all over the region, two systems are met. A first one, L_1, formed by stripes of minerals (especially chlorite), striations, phyllitic wrinkles and crenulations, distinct on the foliation planes of the crystalline schists, is directed between WNW — ESE and NW — SE. A second system, L_2, formed subordinately by elements belonging to the type described above but mainly by very steep B-axes of decimetric to metric microfolds, frequently of the „drag folds" type, is directed between NE — SW and NNE — SSW. Linear elements belonging to each of the two systems are met in outcrops either separately or together ; in the second case, in a number of favourable outcrops, the age relationship between the two systems can be established. It is proved that always the L_2 system is later than the L_1 system : linear elements directed NE — SW displace those directed WNW — ESE. The synmetamorphic character of the L_1 system is pointed out by the prefer-

Institutul Geologic al României

red orientation of minerals, their direction corresponding to that of the system. The second system (L_2) also produced, though less frequently, orientations of minerals; however, its action had a rather dynamic character.

Diagrams showing the repartition of linear elements were plotted separately for each of the tectonic terms: for the Gilău autochthonous Crystalline, for the Crystalline of the Arieșeni nappe, for the Drăghița — Lupșa term.

a) In the Gilău Crystalline (Someș and Arada Series), almost the totality of the measured linear elements belongs to the L_2 system, being directed NNE — SSW to N — S, with dips toward SSW or S (fig. 4).

b) In the Crystalline of the Codru nappe (the Gîrda term), the intensive intrusion and migmatization phenomena have wiped out a great proportion of microtectonic elements, thus depriving us of the possibility of gathering sufficient observation data. As, from the tectonic point of view, this term forms eastwards of the Bistra valley a common body with the Arieșeni nappe, our conclusions will probably be applied to both terms (Codru intrusions, Biharia and Muncel series). We note here the presence of both the L_1 and the L_2 systems (fig. 5).

c) In the Drăghița-Lupșa thrust zone (Biharia and Muncel Series) we meet again the presence of both systems, L_1 and L_2 (fig. 6).

2. The microtectonic study of foliations, more lengthy, was considered by us as offering less additional investigation possibilities in a region in which the usual tectonic observations, based on the foliations themselves, had given satisfactory results. However, we did not leave out this study, and in the allowed time limits, we have resorted to a more expeditive method inspired from the work of M. Lindström (1961). Several limited profile sections, up to 100 m long, spread all over the region were selected, and in each of them were measured groups of 10—12 S-surfaces with sensible different orientations.

The points obtained were also grouped according to the tectonic terms, and for each of them the circle was obtained and the pole was constructed.

a) In the Gilău Crystalline, the pole coincides with the L_2 system, shown in the lineations diagram (fig. 7).

b) In the Arieșeni nappe, the pole coincides with the L_1 system (fig. 8).

c) In the Drăghița-Lupșa thrust zone the pole coincides with the L_2 system (fig. 9).

Institutul Geologic al României

Having reached this point, we naturally proceeded to establish the congruence of both systems L_1 and L_2 with the systems of macrofolds. Obviously the L_2 system is congruent with a great number of folds directed NE — SW or NNE — SSW found in all the Crystalline terms : the folds of the Someș series West of Arada (the main one being the Curca anticline) ; the Lămășoaia syncline in the Arada series ; the Secătura syncline and the Botești anticline in the Biharia and Muncel series of the Drăghița-Lupșa thrust zone. The L_1 system could not be positively related to certain macrofolds, but we observed E — W directed folds in the Codru intrusions along the Arieșul Mare valley, south of Albac, and in the Arada series, at the sources of the Bistra ; moreover, we note that between Cîmpeni and Lupșa the foliations of the crystalline schists are almost constantly directed WNW — ESE up to E — W, the B-axes coinciding in a great measure with the L_1 system.

It is now time to observe that the two folds located north of the Neagra valley (West of Secătura), directed NNE — SSW, affect both the Crystalline and the Lower Permian. Attempting to date the systems of linear elements, we carried on microtectonic observations on the Palaeozoic from NW of Secătura. It has been ascertained that here the L_1 system is completely missing, but the L_2 system, represented by ondulations with small amplitudes, is distinctly found in the laminated conglomerates. Like the other phenomena of dynamic metamorphism which we have mentioned above, the lineations disappear starting from the quartz porphyries horizon upwards. In this way, the intervention of an orogenic phase in the Middle Permian, producing folded structures directed NE — — SW or NNE — SSW, is outlined : simultaneously, a dynamic metamorphism took place, progressive for the Lower Permian formations, regressive for the crystalline formations. This orogenic phase may eventually coincide also with an interruption in sedimentation at the boundary of the laminated conglomerate series with the vermicular series ; it may probably be identified with the Saalic phase, the importance of which in the framework of the Hercynian orogenic cycle is more and more grasped recently (P. Pruvost).

The data obtained up to this point do not give an exact answer to the age problem of the L_1 system, which is in any case pre-Permian.

The combined studies of linear elements and foliations may thus clarify the structure of the Crystalline when an overlapping of two folding phases occurred. It has been noted that, when folded, large sections built up by crystalline schists may keep their macrostructure unchanged by a

Institutul Geologic al României

later tectonic phase; this second phase will only influence their microstructure.

We have to mention that the possibility of obtaining general tectonic conclusions based on certain statistically common directions, for crystalline schists belonging to different tectonic terms separated by overthrusts of Mesozoic age, is due to the fact that in our region these overthrust lines have a very diminished amplitude, being rather reverse faults (Gleitbrettertektonik). They generally do not determine relative rotations of the various tectonic terms. Of course, to extend these considerations westward and north-westward of our region would be hazardous, and generalizations should be avoided.

3. The study of joints was performed on the granitic rocks of the Muntele Mare massif. The only zone with good outcrops on the west part of this massif, which made the object of our surveys, was that of the Deva valley (sources of Valea Mare). The poles of natural joints were plotted in three section diagrams, for the southern, middle and northern part of the granitic body intersected by the Deva Valley — Valea Mare.

All the three statistical diagrams have essentially analogous features. A first maximum M_1 is that of the ENE — WSW directed joints, in the southern part of the massif, of the NE — SW joints (doubled) in its middle part, and of the NE — SW joints in the northern part. A second maximum M_2 corresponds to the NNW — SSE joints in the southern part, to the NW — SE joints in the central part and to the WNW — ESE joints in the northern part. A third subhorizontal system M_3 („Bankung") is less developed.

The M_1 system coincides with the direction of all the planar elements (gneissic and lamination foliations) observed by us in the granite structure. In the crystalline schists of the Arada series of the Valea Mare, close South to the contact with the granites, we find the same system directed N 55 — 60°E (dual, with 60° dips toward SE and NW); it is the „h o l" system corresponding to the L_2 lineations. The M_2 system, orthogonal to M_1, is also found in the schists, having a direction N 55°W; it is represented by the „a c" joints, corresponding to the L_2 lineations.

It is proved thus that systems of joints of the southern part of the Muntele Mare granitic massif developed in relation with the tectonic phase of the L_2 lineations, which we consider as belonging to the Saalic phase. It results that primary Q and S joints, related to the granite intrusion moment, could not be detected. We also could observe that on none of the identified systems were emplaced pegmatitic or quartz veins. In fact, it

Institutul Geologic al României

seems that the Cloosian granite tectonics of massifs reworked in later organic movements is difficult to be reconstituted.

An interesting fact is the developing of microcline megablasts along a system of lamination zones corresponding to M_1. The later intervention of endoblastesis phenomena with respect to the prior primary consolidation of the granitic massif is thus confirmed.

A series of data recently accumulated showed that absolute age determinations by the K-Ar method are strongly influenced by the later tectonic strains[1]). For the granitic massif of Muntele Mare, a Hercynian age was obtained by this method, as well as for the Codru intrusions and for schists of the Arieș Criystalline [2]). In the light of microtectonical data we may infer that this age corresponds to the Saalic phase ; the real age of the first metamorphic phase (L_1), of the Codru intrusions and of the Muntele Mare granite remains still undefined by this method.

4. The study of flowing cleavage, understood as S_2 schistosity planes, distinct of the schistosity planes formed on the primary stratification of rocks ($S_1 = SS$), was carried on mainly in the Palaeozoic formations.

In the crystalline schists, the formation of S_2 cleavages could be detected only in some quartz-albite schists of the Muncel series, on the road between Bistra and Lupșa. There, the position of S_2 is N85°W/30°S. On the cleavage planes, δ-axes are easily observed, with the position N70°W /07°SE ; they represent lineations resulting from the intersection of non equivalent planes SS and S_2, and are seen as subcentimetric darker stripes outlining the original stratification. More difficult is the determination of positions occupied by the SS planes ; two positions determined in this outcrop were N75°W/65°NE and N85°W/78°SW respectively. It results that normal limbs of an overfolding alternate with inverted limbs ; on an ,,ac'' plane, the primary stratification SS may be observed describing folds of decimetric amplitudes, whereas the cleavage S_2 develops independently of this folding.

Other analogous situations were not identified in the crystalline schists.

In the Palaeozoic formations, cleavage develops in the Carboniferous greenschists, in the Permian laminated conglomerates and in the quartz-porphyries. The original stratification may be evidenced, although with some difficulty, in the greenschists and in the Permian conglomerates.

A first detailed mapping of the greenschists along the Arieșul Mare valley, between its confluence with the Bucinișand with the Băjița, gave results that may be synthetized in fig. 13.

---

[1]) V. A. Maslenikov, Oral information.

[2]) G. Poluarshinov, Oral information.

Institutul Geologic al României

The poles of the S_2 foliations lie on a circle whose pole π is directed N23°E/32°SW ; around this pole are grouped some lineations, corresponding thus to the L_2 system of the crystalline schists. On the S_2 faces of pelitic schists, sometimes S-axes appear : the original stratification is evidenced (rarely enough) by alternating stripes of centimetric sizes. Only in isolated cases it is possible to measure the position of the SS stratification, as separating planes did not develop along it. For dips of 25° — 45° for S_2, the original stratification shows values of 5° — 10° ; in some cases, the latter may be observed at the boundary between pelitic beds with psammitic or psephitic ones.

Immediately below Arieșeni, an anticline of S_2 -foliations corresponds to a folding in the original stratification SS. In Arieșeni itself, in the spot along the road where the Permian laminated conglomerates overlie the greenschists, an unsolved problem subsisted: the Permian seemed to follow perfectly concordant to the Lower Carboniferous, putting thus in doubt any manifestation of the Hercynian orogeny.

Detailed observations showed us that the N40°W/40°SW foliation, common to the greenschists and to the laminated conglomerates, represents in fact an S_2-cleavage ; the real original stratification of the greenschists is directed N50°E/35°NW, the evident δ-axis having the position N85°W/27° NW. In the conglomerates, SS has quite another strike, namely NS, and dips westward.

In conclusion, all the foliations measured in the past in the Carboniferous and in the Lower Permian of the Bihor Mountains by previous authors, ourselves included, represent in fact cleavages ; these were also formed during the Saalic tectonic phase. Between the Carboniferous greenschists and the Permian conglomerates, relations of transgression and of discordance are proved.

At this point we have to stress upon the fact (resulting precisely from the tectonic sketch) that the two thrust lines of Drăghița-Lupșa and of Baia de Arieș, whose age may be older than the Cretaceous and is certainly younger than the Permian, cut the Saalic structures directed NE/SW : e.g. the Botești anticline is obliquely cut by the Drăghița upthrust, North of the Arieșul Mare, as well as by the Baia de Arieș upthrust, South of the Arieșul Mic river.

PETROFABRIC ANALYSIS

The positions of the optical axes of quartz were measured with the universal stage in a series of thin slices in orientated hand specimens. The

Institutul Geologic al României

majority of samples belong to the Arada series and to the Muntele Mare granite. The thin sections were cut $\perp b$ and, for some of the granites, $\perp a$ in addition. The position of the horizontal plane was usually inscribed in the diagrams, with specifications of „up" and „down" marked by arrows; on this plane, the geographical directions were plotted.

The fundamental principle by which we tried to interpret our diagrams was the identification of axes which, considered equivalent with lineations, could be correlated by means of their geographical orientation, with one of the two systems of linear elements resulting from the microtectonical field observations. Most of these petrofabric B-axes are axes of belts considered as „$\perp b$" or „ac"; in some cases, the B-axes result from the intersection of two belts. The positions of statistical maxima on the belts were considered as less important (See plate).

1. *Someș series.* A biotite schist from Valea Bulzului presents a normal „$\perp b$" belt with a „maximum II"; in the orientation of the micas, an s_2 was observed, forming a 24° angle with s_1. This type of quartz orientation was frequently met in mesozonal rocks.

2. *Arada series.* Two diagrams of hälleflintas (from Comarnici and from Valea Mare) and a diagram of a quartz-sericite schist from Valea Aradei, present common features: the b = B-axis is defined by the intersection of two more or less dense belts and by incomplete „ac" belts (for the Valea Mare hälleflinta, the „ac" belt is very weakly outlined). The quartz-sericite schist presents in addition a „maximum II"; the Comarnici hälleflinta presents a maximum in „b", at the intersection of the belts. The positions of the B-axes thus defined by petrofabrics are: N85°E/O (Comarnici); N85°W/O (Valea Mare); EW/O (Valea Arada). These positions are in accordance with the strikes of folds from the Bistrișoara sources and outline a tectonic phase prior to that directed NE-SW.

The orientation type with belts intersecting each other in „b" seems to be characteristic for „quartz in quartz" fabrics (predominantly quartzose rocks).

The quartz-sericite-chlorite schists („quartz in micas" fabrics) may present one, two or even three „ac" belts, more or less dense. In Vîrful Ciocului, B is directed N20°E/38°NE, corresponding to the L_2-system, whereas in Valea Mare, the L_1 and L_2-systems, with B_1 = N36°W/54°SE and B_2 = N42°E/03°NE are coexisting in the fabric.

The orientations of quartz and those of the micas are heterotactic.

3. *Muntele Mare granites.* Here, the indications given by the belts of quartz optical axes become highly interesting, as mesoscopic lineations

Institutul Geologic al României

could not be detected. In the southern part of the massif, on the Blotoneasa valley (at a small distance from the contact with the schists), the laminated granite presents only one very clear belt, with the axis directed B = N42° E/25°SW. In the central part of the massif, on the Deva valley, it has again a sole clear belt, with the axis B = N35°E/04°SW. Finally, in the northern part, at the sources of the Deva valley, a well defined belt (B = N61°E/ /18°SW) is combined with a second incomplete and weaker belt, with the axis directed NO4°E/19°NE. These data can be perfectly correlated with those offered by joints : both show that the tectonic phenomena that led to the post-crystalline deformation of the granite are belonging to the Saalic phase (L_2).

4. *Codru plagioclasic granites.* The axes of the belts are directed N75°E/02°NE in Valea Mare and N65°E/O in Valea Caselor Lupșa. In Valea Mare, a second belt, is outlined with the axis directed N50°W/77°NW.

5. *Muncel series.* In the quartz-albite schist (Arieș valley, between Bistra and Lupșa) in which we detected the developing of cleavage, we determined the statistical orientation of quartz in a veinlet parallel to the cleavage. An incomplete belt „*b*" may be observed here also, with B=N70°W/ 07°SE ; the maximum lies in „*c*" („maximum V", „α-rule"), indicating the growing tendency of quartz crystals with the „*c*" crystallographic axis perpendicular to the walls of the veinlet.

A quartz-sericite schist with blastopsammitic texture from the Scorțărița valley (belonging to the base of the Arieșeni nappe) presented the following statistical features of quartz orientation : a clearly defined „*ac*" belt (B = N33°W/O) with only one maximum at 45° between „*a*" and „*c*".

6. *Baia de Arieș series.* A biotite-paragneiss from Valea Caselor-Lupșa presents, besides some maxima irregularly located, an incomplete belt with B = N70°E/23°SW. Here, as well as for the micaschist of the Someș series, a s_2 appears in the orientation of the micas, forming an angle of 20° with s_1.

7. The Carboniferous greenschists from the Arieșul Mare valley present an incomplete belt with B = N28°W/11°SE. A strong maximum coincides with the „*c*" axis of the primary stratification s_1, having a subvertical position. The orientation of quartz and that of the micas are heterotactic ; the former seems to be related with the SS stratification, whereas the latter appears in connection with the s_2 cleavage.

★

In the evolution of the crystalline basement of the Apuseni Mountains, the intervention of two orogenic cycles (D. Giușcă 1962 ; Savu

Institutul Geologic al României

1962), each accompanied by its own metamorphic and geomagmatic phenomena, seems to be proved. The Hercynian cycle resulted in the metamorphism of the blastopsephitic Păiușeni series (R. Dimitrescu, 1958. D. Giușcă 1962, H. Savu 1962, C. Ionescu 1962), in the Highiș, Drocea, Moma and Bihor Mountains; the Carboniferous greenschists of the Bihor were metamorphosed in the same cycle. In the same time, the Hercynian cycle regenerated an older orogene, influencing on the absolute ages determined by the K — Ar method.

What concerns the older Crystalline, its features may be outlined with a lesser degree of probability. It is possible that the mesozonal series could contain formations of Precambrian age: the age of their metamorphism constitutes a second problem of its own; it could be Assyntic, as well as Caledonian.

The relation between the late orogenic Muntele Mare granite and the synorogenic Codru granitoids, both belonging to the first orogenic cycle, may be interpreted in the light of Read's (1957) theory of the granitic series.

EXPLICATIONS OF THE MAPS

Pl. II

Tectonic sketch map of the Gîrda—Lupșa—M. Mare—Arada region.

Bihor autochthon; 1, Senonian; 2, Mesozoic; 3, Gîlău crystalline; 4, Muntele Mare granite; 5, Arada series; 6, Someș series; 7, anticline; 8, syncline; 9, overthrust; 10, fault; Codru nappe; 11, Permian; 12, Carboniferous; 13, Codru intrusions; 14, Muncel series; 15, Biharia series; 15, Baia de Arieș series.

Pl. III

Geological map of the Arada—Muntele Mare region.

1, biotite hornfelses (andalusite, garnet); 2, Muntele Mare granite. Arada series; 3, crystalline limestones; 4, white quartz-feldsparschists (hälleflinta); 6, porphyroids; 6, sericite-chlorite-albite schists; 7, amphibole-schists; 8, black quartzites, graphitic schists; 9, micaschists with chloritized garnet, chlorite-biotite schists; 10, quartz-sericite schists and sericite-quartz schists. Someș series; 11, chlorite-albite-muscovite-garnet-schists; 12, amphibolites; 13, crystalline limestones; 14, garnet-micaschists; 15, lenticular gneisses. Muncel series; 16, sericite-schists; 17, Codru intrusions; 18, Malm; 19, Anisian-Ladinian; 20, Werfenian; 21, linear elements; 22, overthrust line; 23, fault; 24, anticline; 25, syncline; 26, cross sections locations; 27, Banatitic veins: α, andesites; δ, dacites.

Institutul Geologic al României

STRATIGRAFIA DEPOZITELOR CUATERNARE DIN ÎMPREJURIMILE BRANULUI ȘI NEOTECTONICA DEPRESIUNII BÎRSEI

DE

D. PATRULIUS, N. MIHĂILĂ

Abstract

Stratigraphy of the Quaternary Deposits in the Surroundings of Bran and Neotectonics of the Bîrsa Depression. Lower Pleistocene beds around Bran include a lower horizon of gravels and conglomerates with pebbles derived from a distant source, a middle horizon of clays, silts and sands with terrestrial gastropodes and *Archidiskodon meridionalis* and an upper horizon of gravels with most of the pebbles derived from nearby sources (Bucegi Mountains).

Neotectonic developpement of the large Bîrsa depression which lays in the inner part of the East Carpathians is considered to have evolved in three phases: (1) sinking and sediment accumulation during the Lower Pleistocene and volcanic activity in the nearby Harghita Mountains; (2) faulting and slight folding in the depression as well as relative uprise of the nearby mountains (Perșani and Baraolt Mountains) after the Lower Pleistocene; (3) a new phase of sediment accumulation in the depression and intense volcanic activity in the Harghita Mountains starting in the Middle Pleistocene.

TABLA DE MATERII

Pag.

Introducere 260
Date geomorfologice 261
Cadrul geologic 263
1. Configurația culoarului Rișnovului și a platformei Branului 263
2. Substratul depozitelor pleistocen-inferioare 265
Stratigrafie 266
1. Pleistocen inferior (Villafranchian — St. Prestian) 267
a) Orizontul inferior 267
b) Orizontul mediu 267
c) Orizontul superior 269

Institutul Geologic al României

Pag.

2. Pleistocenul superior și Holocenul 272
a) Acumulări de terasă și de luncă 272
b) Depozite glaciare și fluvio-glaciare 274
c) Depozite deluviale și depozite proluviale 274
d) Alunecări de teren 274
Neotectonica depresiunii Bîrsei 274
1. Fundamentul depresiunii și evoluția lui precuaternară 275
2. Cauzele formării depresiunii 277
3. Structura și evoluția precuaternară a cadrului muntos 279
a) Eroziunea prevraconiană 280
b) Dislocațiile post-paleogene, înainte de formarea platformei Branului 280
c) Platforma Branului 281
d) Dislocațiile precuaternare 282
4. Evoluția neotectonică a depresiunii Bîrsei 283
Concluzii 287
Bibliografie 289

INTRODUCERE

Observațiile făcute de autorii prezentei lucrări în împrejurimile Branului vin să completeze cunoștințele noastre cu privire la stratigrafia depozitelor cuaternare din depresiunea Bîrsei și din sectoarele muntoase învecinate. Totodată ele pun în evidență elemente structurale legate de neotectonică, încă nesemnalate. Aceste observații împreună cu cele înregistrate, începînd din 1950, relativ la stratigrafia depozitelor cuaternare din culoarul Baraoltului (Viorica Popovici, 1959; E. Liteanu, N. Mihăilă și T. Bandrabur, 1962), precum și la geologia terenurilor care constituie cadrul muntos al depresiunii Bîrsei (D. Patrulius[1], D. Patrulius, 1954; G. Murgeanu, D. Patrulius, L. Contescu, 1959; G. Murgeanu, D. Patrulius, L. Contescu, D. Jipa, 1961; Eugenia Negreanu-Ghiață, 1961; Ileana Dimitriu[2]; M. Săndulescu, 1964; D. Patrulius, L. Contescu, D. Jipa, N. Mihăilescu, N. Panin, 1962), permit actualmente să se reconsidere în ansamblu evoluția neotectonică a teritoriului care cuprinde partea de W a depresiunii Bîrsei și lanțurile muntoase învecinate.

[1]) D. Patrulius. Raport cu privire la geologia regiunii Căpeni—Baraolt—Vârghiș. Raport cu privire la geologia împrejurimilor Predealului. Arh. Com. Stat Geol. 1950.

[2]) Ileana Dimitriu. Raport cu privire la geologia masivului Piatra Craiului și a împrejurimilor Zărneștilor. Arh. Com. Stat Geol. 1962.

Institutul Geologic al României

Pe hărțile ridicate de E. Jekelius (1923, 1926, 1938), în acest teritoriu sînt figurate depozite daciene în culoarul Baraoltului, depozite levantine și pleistocene în împrejurimile Branului, și numeroase petece de depozite atribuite Dacianului, sau Dacian-Levantinului (izvoarele Timișului), izolate în mijlocul terenurilor mezozoice care constituie cadrul muntos al depresiunii. Cercetările recent efectuate în culoarul Baraoltului de către E. Liteanu, N. Mihăilă și T. Bandrabur (1963), ca și cele întreprinse de autorii prezentei lucrări în împrejurimile Branului, arată că cea mai mare parte a depozitelor menționate aparține Pleistocenului inferior. În teritoriul care cuprinde partea de W a munților Perșani, culoarul Baraoltului, munții Baraoltului și golful Sf. Gheorghe, se întîlnesc și depozite atribuite de autorii citați Levantinului superior (= Barotian, M. Kreț oiu, 1956), caracterizate prin prezența unor intercalații de lignit.

Observațiile făcute în împrejurimile Branului și în sectoarele muntoase situate în vecinătate, ca și cele privind depozitele Pleistocenului inferior din culoarul și munții Baraoltului, pun în evidență variații de facies uneori considerabile. Acestea îngreuiază în anumite cazuri corelațiile stratigrafice, dar pe de altă parte oferă indicații prețioase pentru reconstituirea evoluției geologice a depresiunii Bîrsei și a cadrului ei muntos. În această privință este de semnalat, că depozitele Pleistocenului inferior din împrejurimile Branului și din bazinul Timișului de Sus se disting în mare măsură prin faciesul lor detritic grosier, de echivalentele stratigrafice din culoarul Baraoltului. Vîrsta pleistocen-inferioară a acestor depozite grosiere este precizată prin descoperirea recentă a unor resturi de mamifere villafranchiene lîngă Bran. Astfel problemele dificile, dar pasionante, pe care le ridică neotectonica depresiunii Bîrsei, pot fi abordate în sfîrșit într-un cadru regional.

DATE GEOMORFOLOGICE

Depresiunea Bîrsei prezintă în ansamblu o morfologie de puternic contrast în raport cu sectoarele muntoase care îi constituie cadrul. Cea mai mare parte a acestei depresiuni oferă imaginea unui vast șes aluvial care se întinde pînă la picioarele munților mărginași. Deasupra suprafeței ei aproape plane se înalță cîteva coline izolate, constituite din roci mezozoice și reprezentînd vîrfurile unui relief îngropat (colinele Cernatului la N de Piatra Mare, dealul Reci la S de munții Bodocului, cîteva coline pe teritoriul orașului Brașov). Pe alocuri, între șesul aluvial al depresiunii și cadrul ei muntos, apare individualizată o treaptă morfologică intermediară, în parte acoperită cu depozite de piemont, și anume în culoarul Baraoltului, la N, și în culoarul Rîșnovului, la S (vezi schița alăturată, pl. I.)

Institutul Geologic al României

Culoarului Rîşnovului, la care se referă în special datele consemnate în această lucrare, reprezintă o dependinţă a depresiunii Bîrsei, un fel de golf adînc, închis la S, şi al cărui ax are o orientare aproape N — S.

Principalele cursuri de apă ale acestui sector sînt : pîrîul Bîrsa care urmăreşte mai întîi marginea vestică a culoarului şi apoi partea lui axială, unindu-se pe dreapta cu pîrîul Turcului al cărui principal afluent este pîrîul Poarta, precum şi rîul Ghimbavul Mic (Rîşnoavei) care urmăreşte marginea de est a culoarului după ce primeşte apele văii Glăjăriei (sau Pîrîul Mare).

Relieful de piemont ocupă partea sudică a culoarului, între valea Turcului şi valea Glăjăriei (Piemontului Sohodol-Rîşnov). Panta lui descreşte în direcţie spre N de la 900 la 600 m. Racordul cu terasa se face în mod insensibil prin depozite deluviale avînd o pantă de înclinare intermediară.

Relieful de şes aluvionar este reprezentat prin terasele şi luncile rîurilor aparţinînd bazinelor hidrografice ale Bîrsei şi Turcului. Panta şesului aluvionar este orientată W — E, conform cu direcţia de curgere a pîrîului Bîrsa, scăzînd de la cota de 690 la Zărneşti pînă la cota de 609 în dreptul comunei Rîşnov.

În cadrul sectorului studiat, pîraiele Bîrsa şi Turcu prezintă terase. Astfel, deasupra nivelului luncii, pîrîul Bîrsa prezintă două nivele de terasă : terasa inferioară şi terasa joasă. Terasa inferioară a Bîrsei are o altitudine relativă de 15 — 20 m şi a fost identificată începînd de la W de Zărneşti, pînă la N de Tohanul Nou. De aici terasa inferioară a Bîrsei devine comună cu cea a Turcului, şi se urmăreşte în continuare pînă la W de Rîşnov.

Terasa joasă a pîrîului Bîrsa, cu o altitudine relativă cuprinsă între 5 şi 10 m, se conturează de la W de Zărneşti şi a fost urmărită pe malul drept al rîului, pe la E de Rîşnov pînă în apropierea şoselei Braşov — Codlea, unde terasa se înnecă sub aluviunile subactuale. Pe malul ei stîng Bîrsa prezintă mici petece de terasă joasă, identificate în sectorul Zărneşti — Tohanul Vechi.

Ca şi pîrîul Bîrsa, pîrîul Turcu prezintă aceleaşi nivele de terasă ; cea inferioară este bine dezvoltată pe malul drept şi a fost urmărită începînd de la NE de Tohanul Nou pînă la E de Tohanul Vechi, unde devine comună cu terasa inferioară a pîrîului Bîrsa. Terasa joasă se urmăreşte pe acelaşi sector ca şi terasa inferioară, pe malul drept al pîrîului Turcu. Pe malul stîng ea apare doar la S de Predeal.

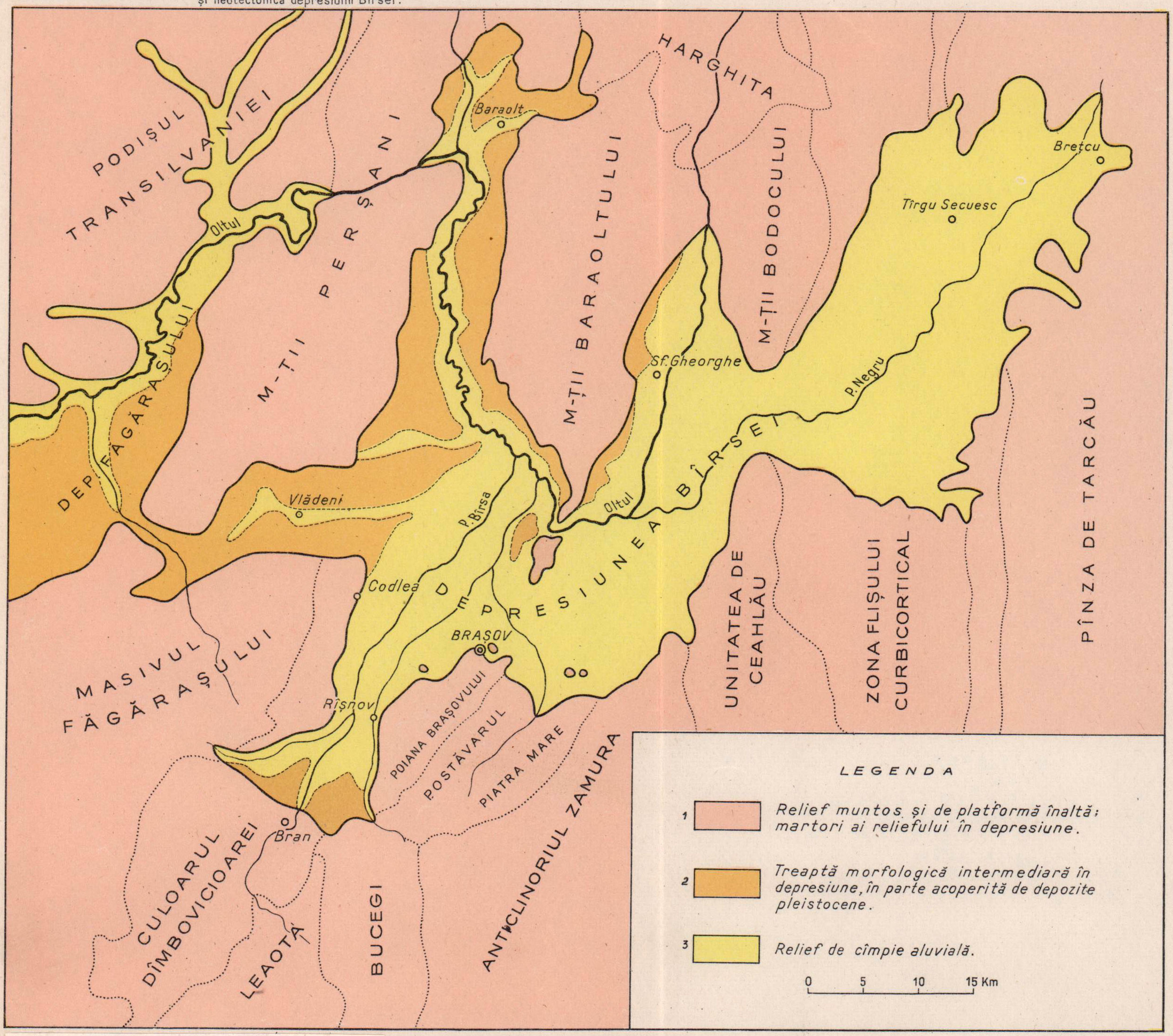
Sînt de asemenea de menţionat petece reduse de terasă joasă, identificate pe pîrîul Glăjăriei, pîrîul Ghimbavul Mic şi pîrîul Poarta.

Institutul Geologic al României

D. PATRULIUS, M. MIHĂILĂ

SCHIȚĂ A DEPRESIUNII BÎRSEI ȘI A UNITĂȚILOR MORFOSTRUCTURALE MĂRGINAȘE

D. PATRULIUS, M. MIHĂILĂ : Stratrigrafia depzitelor cuaternare din împrejurimile Branului și neotectonica depresiunii Bîrsei.



ANUARUL COMITETULUI DE STAT AL GEOLOGIEI. vol. XXXV

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

CADRUL GEOLOGIC

1. *Configurația culoarului Rîșnovului și a platformei Branului.* Depozitele pleistocen-inferioare din împrejurimile Branului apar larg dezvoltate în fundul de sac care-l desenează la S culoarul Rîșnovului. Configurația acestuia din urmă este o creație postvillafranchiană.

De fapt culoarul actual al Rîșnovului este grefat pe o depresiune mai veche : culoarul Dîmboviciarei, care a luat naștere printr-o puternică eroziune post-albiană, și a cărui contururi definitive se datoresc mișcărilor de scufundare ce au avut loc începînd din Vraconian. În acest culoar al Dîmbovicioarei sedimentația a persistat pînă la sfîrșitul Cretacicului, iar după o scurtă întrerupere a fost reluată în Eocen, ale cărui depozite se găsesc dezvoltate în extremitatea sudică a culoarului Rîșnovului. După Eocen — foarte probabil la sfîrșitul Paleogenului — culoarul Dîmboviciarei a fost fragmentat printr-o serie de accidente tectonice transversale, falii și flexuri. Una din faliile transversale mai importante este marcată actualmente de un prag abrupt : pragul Branului, care închide la S culoarul Rîșnovului.

Segmentul din culoarul Dîmbovicioarei situat la N de acest prag este limitat la W de șisturile cristaline din creasta Holbavului, prelungire spre NE a crestei Făgărașului, iar la W de versantul abrupt al muntelui Postăvaru, constituit din calcare jurasice.

Între aceste limite se întinde platforma Branului, care se prelungește la S, dincolo de pragul Branului, și la W, dincolo de creasta Holbavului (Poiana Mărului).

În segmentul culoarului Dîmbovicioarei pe care se găsește grefat culoarul Rîșnovului, se disting două compartimente ale substratului : la S un compartiment coborît — golful Rîșnovului (Tohan — Timiș) umplut cu depozite neocretacice și paleogene, la N un compartiment ridicat în aria căruia apar depozite triasice și jurasice, local șisturi cristaline (Codlea). Cele două compartimente sînt separate printr-o flexură de vîrstă sigur postpaleogenă, întrucît este evident că depozitele Cretacicului și Paleogenului din golful Rîșnovului (Tohan — Timiș) se legau inițial cu cele care apar mai la N pe marginea culoarului Vlădenilor.

Gresiile paleogene dezvoltate în extremitatea sudică a culoarului Rîșnovului (Zărnești — Predeal, Sohodol) vin în contact tectonic spre S cu conglomeratele vracono-cenomaniene din pragul structural al Branului.

Pasul faliei care a creat acest prag, depășește 500 m la Bran, iar denivelarea între suprafața terenurilor paleogene și marginea superioară a pragului atinge 200 m. Deasupra pragului se întinde spre S platforma Bra-

Institutul Geologic al României

nului, sculptată în conglomeratele vracono-cenomaniene mai puțin rezistente la eroziune în raport cu calcarele neojurasice dezvoltate la W (Gîlma Spărturilor) și cu conglomeratele albiene (conglomerate de Bucegi) care se înalță la E formînd culmea Predușului, muntele Gogu Noaghii, Piciorul Clinciului și versantul vestic al Bucegilor. Falia Branului nu afectează depozitele pleistocene dezvoltate la E de Bran. În versantul vestic al văii Poarta acestea din urmă se înseră normal pe pragul constituit din conglomeratele vracono-cenomaniene, iar termenul lor superior depășește spre S pragul, acoperind conglomeratele cretacice pînă în Valea Rece (afluent pe dreapta a văii Turcului). În consecință trebuie admis că pragul Branului constituie un element morfostructural post-paleogen, dar ante-pleistocen.

La E, culoarul Rîșnovului este mărginit, pînă în valea Glăjăriei spre N, de versantul abrupt al masivului Bucegi, constituit din conglomerate albiene. La baza acestui versant se situează o mare falie longitudinală, falia Clinciului, cu tendință netă de încălecare spre W. Șisturile cristaline din compartimentul vestic și cuvertura lor de conglomerate albiene se afundă spre nord sub depozitele Pleistocenului, din dealurile Sohodolului. Baza conglomeratelor din compartimentul estic coboară în aceeași direcție, venind în contact cu aceste din urmă depozite. Falia Clinciului mascată pe anumită porțiune de depozitele pleistocene și de grohotișuri, reapare în vecinătatea văii Glăjăriei, unde substratul Pleistocenului inferior este constituit din marne senoniene și gresii paleogene. Aici conglomeratele din versantul vestic al Bucegilor încalecă spre W depozitele Cretacicului superior. Spre N depozitele pleistocene din dealurile Sohodolului se întind pînă în valea Glăjăriei.

Mai departe spre N, culoarul Rîșnovului este mărginit la E de pragul platformei Branului (platforma de 1000 m) care se ridică în trepte cu 300 — 400 m deasupra depresiunii.

Platforma retează depozitele neocretacice grezoase și marnoase, dezvoltate între valea Glăjăriei și Rîșnov, iar de aici spre N retează aproape la același nivel calcare triasice și neojurasice, gresii liasice și medio-jurasice, conglomerate albiene. Datorită constituției litologice neomogene a substratului, eroziunea a creat în cadrul platformei unele trepte secundare, și-a lăsat unii martori, cum este culmea muntelui Runcu constituită din conglomerate puternic cimentate. Intre valea Ghimbăvului Mic și Cristian platforma atinge lărgimea sa cea mai mare. La E este dominată de faleza de calcare neojurasice care constituie versantul abrupt al muntelui Postăvarul. La baza acestui versant se situează un important accident tectonic în lungul căruia Jurasicul și local șisturile cristaline situate dedesubt încalecă

Institutul Geologic al României

spre W depozitele Cretacicului superior și conglomeratele de Bucegi care apar în cadrul platformei Branului (M. Săndulescu, 1964). Abruptul vestic al Postăvarului constituie deci și el un prag morfostructural creat prin tectonica post-paleogenă. Pe suprafața platformei Branului se găsesc petece izolate de pietrișuri ale Pleistocenului inferior (Poiana Brașovului).

La W, culoarul Rîșnovului este mărginit de un prag mai puțin abrupt și mai puțin înalt, constituit între Zărnești și Vulcan din depozite neocretacice, iar la N de Vulcan pînă la joncțiunea cu culoarul Vlădenilor de depozite triasice, jurasice și cretacic-inferioare. În general dealurile constituite din aceste depozite au înălțimi cuprinse între 750 și 900 m; numai Măgura Codlei, constituită din calcare neojurasice, se prezintă ca un martor de eroziune mai proeminent ce atinge aproape 1300 m înălțime. În împrejurimile Tohanului Vechi unele din aceste dealuri sînt încununate de pietrișuri ale Peistocenului inferior.

Rezultă din aceste date că depozitele Pleistocenului inferior acopereau la început o mare întindere din platforma Branului, dacă nu toată suprafața acestei platforme, dar s-au conservat, cruțate de eroziune, mai ales în partea sudică a culoarului Rîșnov, unde substratul lor era denivelat prin falia Branului, în timp ce în părțile înalte ale platformei au subsistat numai petece restrînse din aceste depozite.

În extremitatea sudică a culoarului Rîșnovului depozitele pleistocene se găsesc larg dezvoltate la NE și E de Bran, în dealurile Sohodolului, în ambii versanți ai văii Poarta și spre S pînă în Valea Rece (Bălăbanu).

2. *Substratul depozitelor pleistocen-inferioare.* La E, în versantul care coboară din dealul Iorghii spre șesul terasei joase a văii Turcului, apare succesiunea depozitelor paleogene care constituie substratul Pleistocenului inferior. Această succesiune cuprinde în bază gresii și microbrecii calcaroase cu o mică lentilă sau un bloc de calcare numulitice, apoi un puternic pachet de depozite argilo-marnoase cu rare intercalații de gresii în strate subțiri și care la partea sa inferioară are o intercalație groasă de gresii moi în bancuri. Gresiile în bancuri apar deschise în malul stîng al pîrîului Poarta aproape de confluența cu pîrîul Turcului și pe drumul care duce de la Bran la Sohodol peste Muchea Bălțatului. Spre N această intercalație de gresii se efilează și dispare. Peste pachetul de depozite argilo-marnoase urmează un nivel subțire de tufuri și tufite, ce aflorează în valea Sohodolului, în amont de școala comunală. Nivelul tufurilor suportă

Institutul Geologic al României

un pachet de şisturi argiloase brune în parte disodiliforme şi care se desfac în plăcuţe întocmai ca şi rocile argiloase ale stratelor de Pucioasa. Toate aceste depozite sînt figurate pe harta lui E. Jekelius ca aparţinînd Miocenului. Totuşi gresiile în bancuri groase intercalate la partea inferioară a succesiunii sînt identice celor care la W de valea Turcului au fost atribuite de acelaşi autor, Eocenului, iar analizele micropaleontologice efectuate de Maria Tocorjescu arată prezenţa unor asociaţii de foraminifere eocene, pînă imediat sub nivelul tufurilor unde microfauna cuprinde numeroase globigerine. Cu toată cercetarea insistentă nu am regăsit marnele negricioase cu microfaună tortoniană semnalate de E. Jekelius în valea Poarta.

Spre N, între valea Sohodolului şi valea Glăjăriei, depozitele Pleistocenului inferior constituie crestele care coboară din dealurile Sohodolului pînă la limita cu terasa inferioară. Racordul cu terasa se face printr-o pantă slab înclinată acoperită de depozite deluviale. După toate aparenţele, depozitele Pleistocenului inferior se prelungesc sub terasă. Spre valea Glăjăriei substratul acestor depozite, care apare la zi la E de pîrîul Pănicel (sau Pîrîul cu Pietriş = Schotterbach) este alcătuit din marne roşii şi cenuşii-verzui, senoniene şi din gresii eocene. Acestea din urmă constituie o mică colină. Este interesant de remarcat că aici pietrişurile Pleistocenului inferior ocupă două nivele : deasupra marnelor senoniene, la poalele dealului, constituit din gresii eocene şi deasupra gresiilor eocene, formînd culmea dealului. Acesta este unul din rarele cazuri în care se poate observa un relief sculptural mai accidentat al substratului acoperit de depozitele cuaternare.

Pe teritoriul comunei Sohodol şi spre S pînă la valea Poarta, terenurile Pleistocenului inferior sînt dislocate pe toată grosimea lor, prezentînd înclinări constante de 10°—20° spre E şi SE.

Un petec mai puţin întins de pietrişuri pleistocen-inferioare constituie culmea dealului Muscelului, situat la W de valea Turcului şi la N de comuna Predeal. Aici substratul pietrişurilor este constituit din gresii eocene în bancuri groase şi din calcare numulitice.

STRATIGRAFIE

Depozitele cuaternare din împrejurimile Branului aparţin Pleistocenului inferior, Pleistocenului superior şi Holocenului. Nu există pînă acum dovezi certe despre existenţa în această regiune a Pleistocenului mediu şi al Levantinului.

Institutul Geologic al României

1. *Pleistocen inferior* (*Villafranchian—Saint Prestian*). Succesiunea cea mai completă a depozitelor pleistocen-inferioare poate fi observată în sectorul Sohodol — Poarta, unde grosimea depozitelor menționate atinge 700 m.

O secțiune deosebit de instructivă a acestor depozite poate fi examinată în valea Poarta — valea Portiței, unde se disting trei orizonturi net individualizate și deopotrivă de dislocate (fig. 1).

a) *Orizontul inferior*. Acesta este constituit în majoritate din pietrișuri, pe alocuri cimentate sub formă de conglomerate. Partea lui inferioară cuprinde intercalații groase de nisipuri și gresii puțin consistente cu lentile sau benzi de brecie-conglomerat (valea Poarta). Elementele pietrișurilor și conglomeratelor sînt constituite în majoritate din șisturi cristaline, anume: micașisturi, cuarțite, șisturi cuarțitice sericitoase, gnaise oculare sau rubanate, bogate în biotit. Mai rar se întîlnesc, la partea inferioară a orizontului, blocuri de calcare triasice, negre și bituminoase. Spre partea superioară a orizontului devin mai abundenți galeții de roci grezoase și calcaroase, anume: gresii foarte calcaroase, relativ fine și gresii grosiere conglomeratice, pe alocuri sub formă de mari blocuri rotunjite (obîrșia văii Sohodol), calcare cenușii și negricioase din Triasic, calcare eocene puțin nisipoase cu rare elemente de cuarț și numeroși noduli de alge Corallinacee, biocalcarenite cu numuliți și specii de *Discocyclina* și cu matrice constituită dintr-o rețea de alge Corallinacee. Ca și calcarele numulitice galeții de gresie provin din Eocen.

În succesiunea pietrișurilor inferioare se observă la diferite nivele benzi roșcate conținînd fragmente de marne roșii, senoniene. Grosimea orizontului inferior atinge în valea Poarta — valea Portiței 200 m.

b) *Orizontul mediu*. Este predominant argilos și nisipos. În valea Portița cuprinde argile, în parte nisipoase, cenușii-albăstrui și verzui, cu intercalații de nisipuri grosiere și pietrișuri mărunte cu elemente de calcar, spre partea lui superioară. Argilele cenușii-albăstrui se regăsesc mai la N în firul unui pîrîu larg, situat la E de comuna Sohodol și care izvorăște din dealul Bradului Înalt. Aici argilele conțin gasteropode terestre și anume:

Eobania vermiculata Müller
Eobania sp. (de talie mare)
Perforatella bidens Chemnitz
Clausilia sp.

În același loc E. Jekelius citează ostracode, dar în argilele preluate din deschiderile cu gasteropode, nu am întîlnit asemenea micro-

Institutul Geologic al României

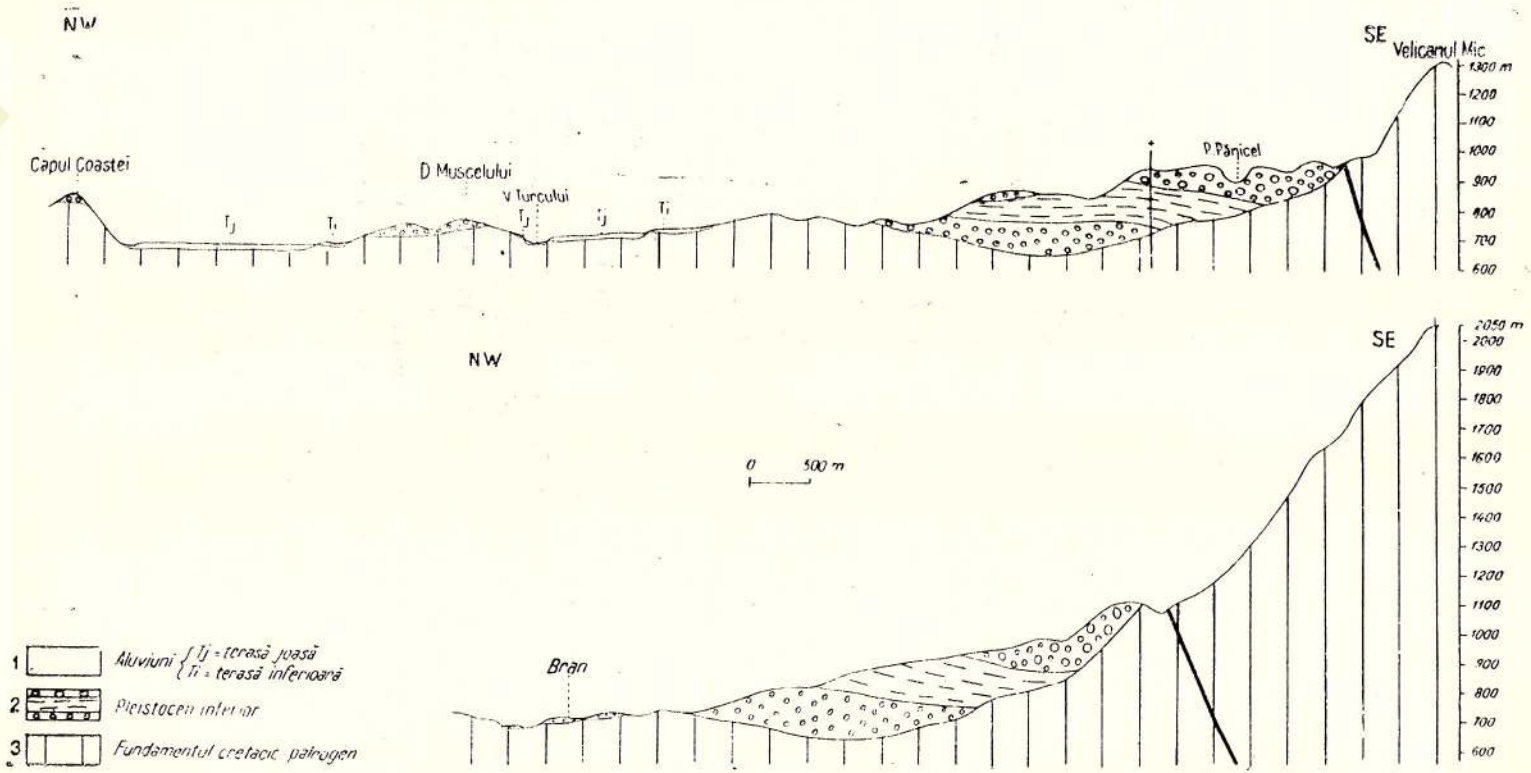


Fig. 1. — Secțiuni transversale în partea meridională a culoarului Rîșnovului.

Coupes transversales dans la partie méridionale du couloir de Rîșnov.

1, alluvions ; Tj, terrasse basse ; Ti, terrasse inférieure. 2, Pléistocène inférieur ; 3, soubassement crétacé-paléogène.

Institutul Geologic al României

fosile. Pe valea Sohodolului, în apropiere de Tohanul Nou, argile similare conţin intercalaţii subţiri de lignit. Aici argilele suportă nisipuri micacee cu resturi de mamifere, anume :

Archidiskodon meridionalis N e s t i (pl. fig. 1)
Dicerorhinus etruscus F a l c o n e r (pl. fig. 2a şi 2b).

În partea terminală a acestui orizont nisipurile devin dominante şi prezintă intercalaţii de pietrişuri cu elemente foarte abundente de calcare jurasice albe, precum şi benzi subţiri grezo-argiloase roşcate (valea Portiţa), întocmai ca şi orizontul inferior. În valea Portiţa orizontul mediu are în jur de 200 m grosime. Fauna de mamifere semnalate mai înainte, arată clar că acest orizont aparţine Villafranchianului, putînd fi paralelizat cu faciesul grosier al complexului marnos villafranchian din culoarul Baraoltului (E. L i t e a n u, N. M i h ă i l ă şi T. B a n d r a b u r, 1962).

c) *Orizontul superior*. Acesta este constituit din pietrişuri, care se disting de cele ale orizontului inferior prin natura galeţilor. Pietrişurile orizontului superior conţin în abundenţă galeţi de calcar jurasic alb, pe alocuri sub formă de mari blocuri rotunjite (obîrşia văii Portiţa ; valea Poarta, aproape de contactul cu şisturile cristaline), şi în plus galeţi de calcar roşu, de conglomerate puternic cimentate cu matrice grezoasă (conglomerate de Bucegi), de brecii calcaroase, de gresii conglomeratice, de şisturi cloritoase şi sericitoase, mai numeroase în vecinătatea masivului Bucegi, de gnais ocular roşu (rar). Matricea pitrişurilor este constituită din nisip fin gălbui. Nisipurile asociate pietrişurilor superioare se prezintă deseori sub formă de benzi gălbui sau roşcate de 10 — 30 m grosime. Pe alocuri sînt slab cimentate, constituind gresii moi cu separaţiuni în plăci (versantul din stînga văii Poarta). Blocurile mari de calcare şi conglomerate sînt mai abundente în vecinătatea abruptului estic al Bucegilor. Spre W şi spre N ordinul de mărime mediu al galeţilor este mult mai redus şi se întîlnesc mai frecvent galeţi de cuarţ şi cuarţite, de gresii şi microconglomerate violacee (roci de tip "verrucano" ce provin din Triasicul inferior), excepţional calcare cu fragmente de rudişti (valea Pănicelului). În general, pe creste, depozitele eluviale provenite din aceste pietrişuri conţin puţini galeţi de calcare, spre deosebire de depozitele nealterate situate imediat dedesubt. Acest fapt poate crea confuzii cînd este vorba de a distinge pietrişurile orizontului superior de cele ale orizontului inferior sau de conglomeratele vracono—cenomaniene. Acestea din urmă prezintă şi ele o matrice grezoasă puţin consistentă, săracă în ciment calcaros, astfel că se dezagregă uşor. Conglomeratele Vraconian—Cenomanianului, spre deosebire de pietrişurile orizontului superior, conţin însă numai rari galeţi

Institutul Geologic al României

de calcare, iar în depozitele eluviale sau deluviale ce provin din aceste conglomerate, se întîlnesc aproape exclusiv fragmente de şisturi cristaline cloritoase şi sericitoase. Grosimea orizontului superior atinge 300 m.

Orizontul care prezintă dezvoltarea cea mai restrînsă este cel al pietrişurilor şi conglomeratelor inferioare. El se urmăreşte începînd din valea Poarta spre N, pînă în cursul superior al văii Sohodolului. În versantul din dreapta al acestei văi este depăşit spre N de orizontul mediu care în dreptul şcolii comunale din Sohodol se aşterne direct pe depozitele Paleogenului. Orizontul mediu, la rîndul lui, este depăşit spre E, spre masivul Bucegi, de pietrişurile orizontului superior.

Pe harta munţilor Braşovului, ridicată de E. Jekelius, pietrişurile orizontului inferior, ca şi cele ale orizontului superior, sînt figurate ca aparţinînd Pleistocenului, iar argilele orizontului mediu, ca aparţinînd Levantinului şi cu apariţie restrînsă la valea mai adîncă, situată imediat la E de comuna Sohodol.

Depozitele din bazinul Timişului de Sus atribuite de E. Jekelius Dacian—Levantinului prezintă aceeaşi compoziţie litologică ca şi cele ale Pleistocenului inferior din împrejurimile Branului. Succesiunea lor cuprinde în bază argile cenuşii-albăstrui, verzui, şi pe alocuri roşcate, identice argilelor care constituie orizontul mediu al Pleistocenului inferior în sectorul Poarta — Sohodol. Ca şi argilele din împrejurimile Branului, cele din valea Timişului conţin resturi de gasteropode terestre (Helicidae), semnalate de E. Jekelius. În aceste argile se găsesc intercalate pietrişuri, deseori cu dezvoltare lenticulară, uneori cimentate pînă a forma conglomerate. Galeţii pietrişurilor sînt constituiţi din cuarţ, cuarţite, micaşisturi, gnaise şi gresii comparabile cu cele din flişul eocretacic. Peste orizontul de argile urmează un puternic pachet de pietrişuri ce conţin, pe lîngă galeţi de şisturi cristaline, numeroase elemente de calcare.

Printre acestea din urmă se întîlnesc frecvent calcare cu rudişti, identice calcarelor maestrichtiene dezvoltate pe marginea de vest a culoarului Rîşnovului (Tohanul Vechi). Blocurile de calcare cu rudişti sînt deosebit de abundente în extremitatea vestică a bazinului (Cabana Trei Brazi). Depozitele Pleistocenului inferior din bazinul Timişului sînt dislocate, întocmai ca şi cele din împrejurimile Branului, iar grosimea lor atinge 300 m.

Judecînd după compoziţia lor, pietrişurile pleistocen-inferioare din împrejurimile Branului şi din bazinul Timişului de Sus au o origină multiplă. Într-o primă fază de sedimentare, materialul orizontului inferior de pietrişuri a fost transportat pînă în împrejurimile Branului din

Institutul Geologic al României

teritoriul situat la W sau NW, unde apar gnaise oculare (gnaisul de Holbav), micașisturi și calcare triasice bituminoase. Marnele senoniene și calcarele eocene, remaniate în pietrișurile inferioare, ar putea să provină dintr-o sursă mai apropiată, întrucît în bazinul văii Glăjăriei (Valea Mare), sub stratul Pleistocenului inferior este constituit din marne senoniene și gresii eocene formînd un relief înecat în pietrișurile orizontului superior. În ultima fază de sedimentare devine activ și teritoriul ridicat, situat în imediata vecinătate a ariei de sedimentare din împrejurimile Branului, așa cum este dovedit de prezența în pietrișurile superioare a unor blocuri de conglomerate de Bucegi, de șisturi cloritoase și de calcare kimmeridgiene roșii și subnoduloase, identice calcarelor kimmeridgiene care apar în bazinul de recepție al văii Poarta.

În această ultimă etapă de sedimentare a Pleistocenului inferior, teritoriul situat la W de culoarul Brașovului a fost și el o sursă activă pentru aria de sedimentare din împrejurimile Branului, dar într-o măsură mai redusă. În schimb același teritoriu a constituit o sursă foarte activă pentru pietrișurile din bazinul Timișului de Sus așa cum indică prezența în abundență a galeților de calcare cu rudiști. Acest fapt arată totodată că pietrișurile din acest bazin au fost, în parte, transportate de la W, peste sectorul platformei cuprins între masivul Bucegi și muntele Postăvarul, și că bazinul Timișului de Sus se găsea la început în conexiune cu aria de sedimentare din împrejurimile Branului. Despre consecințele care rezultă din aceste fapte de observație pentru interpretarea evoluției neotectonice va fi vorba mai departe.

Deocamdată, mai rămîne încă de discutat relațiile cronologice între etapa de sedimentație a pietrișurilor din orizontul superior și faza sau fazele de glaciație din masivul Bucegi. În bazinul de recepție al văii Poarta (valea Urlătoarea Mică) se întîlnesc depozite glaciare, transportate de apele torențiale, și constituite din blocuri mari de conglomerate de Bucegi și calcare neojurasice, în parte roșii, identice celor din pietrișurile pleistocene care apar mai în aval. Se poate pune deci întrebarea dacă pietrișurile orizontului superior nu au o origină fluvio-glaciară, în sectorul situat în imediata vecinătate a masivului Bucegi. În această eventualitate sedimentația lor ar fi succedat fazei glaciare care a creat circurile din versantul vestic al Bucegilor, ar fi deci posterioară uneia dintre marile glaciații alpine. La o asemenea interpretare se opun următoarele fapte de observație : *a*) În valea Gaurei, care se prelungește cu valea Șimonului și constituie cea mai importantă vale glaciară din Bucegi, depozitele morenice se găsesc angajate în valea preexistentă, care mai

Institutul Geologic al României

în aval este adînc săpată în platformă ; *b*) Eroziunea glaciară puţin importantă, care se observă în bazinul de recepţie al văii Poarta, este disproporţionată faţă de volumul pietrişurilor care constituie ultimul termen al Pleistocenului la poalele Bucegilor ; *c*) Depozitele fluvio-glaciare care se găsesc acumulate la poalele versantului estic al masivului Bucegi la debuşeul văii Cerbului şi a văii Morarului, prezintă o structură haotică, spre deosebire de pietrişurile pleistocen-inferioare din sectorul Bran — Sohodol, care sînt stratificate.

Este de subliniat, în sfîrşit, faptul că pietrişurile superioare sînt legate în continuitate de sedimentare cu depozitele ce conţin faună villafranchiană şi dislocate împreună cu acestea. De aceea autorii sînt înclinaţi a crede că ele nu sînt mai tinere decît Saint-Prestianul şi că aparţin mai degrabă acestei subdiviziuni a Pleistocenului inferior.

2. *Pleistocenul superior şi Holocenul.* Pleistocenului superior şi Holocenului îi corespund acumulările de terasă din bazinul văii Turcului şi din valea Bîrsei. Categoria depozitelor holocene mai cuprinde acumulările din luncă, depozite deluviale, conuri de dejecţie, şi acumulări rezultate din alunecări de teren.

a) *Acumulări de terasă şi de luncă.* S-a arătat mai înainte că în partea sudică a culoarului Rîşnovului se disting două nivele de terasă : terasa inferioară cu altitudine relativă de 15 — 20 m şi terasa joasă cu altitudine relativă de 5 — 10 m.

Grosimea depozitelor de terasă variază între 3 şi 10 m. Diametrul galeţilor care constituie depozitele aluviale este de obicei cuprins între 2 şi 15 cm, dar local, aşa cum se poate observa la confluenţa văii Poarta cu valea Turcului, aluviunile conţin şi blocuri mari cu volum pînă la $1 m^3$. Galeţii pietrişurilor de terasă şi din luncă sînt constituiţi în majoritate din cuarţ, cuarţite, şisturi cloritoase şi sericitoase, calcare neojurasice de diferite tipuri. În general acumulările aluvionare prezintă o compoziţie relativ uniformă în ce priveşte natura elementelor constitutive şi, cu rare excepţii, nu s-a putut constata în această privinţă variaţii într-un acelaşi nivel sau deosebiri notabile între diversele trepte morfologice. Variaţiile observate privesc mai ales compoziţia procentuală, raportul între diferitele elemente constitutive, în special raportul roci cristaline/ calcare. În general, pornind de la terasa inferioară spre treptele morfologice mai coborîte se constată o scădere a procentului de roci cristaline şi o creştere corelativă a procentului de calcare. Astfel pietrişurile terasei inferioare conţin 90 — 95% galeţi de roci cristaline şi 5 — 10% galeţi de calcare, cele ale terasei joase — în jur de 40%, galeţi de roci crista-

Institutul Geologic al României

line 45 — 50% galeți de calcare și pînă la 15% galeți de gresii și microconglomerate, în sfîrșit cele din luncă 40 — 50% galeți de roci cristaline, 40 — 50% galeți de calcare și în jur de 10% galeți de gresii.

Un caz instructiv, ilustrînd variația calitativă a pietrișurilor, se referă la aluviunile de la confluența văii Poarta cu valea Turcului. Aici în malul stîng al văii Poarta și în amont de confluență, aluviunile care acoperă gresiile paleogene, conțin blocuri mari de calcare nisipoase brune-gălbui din Dogger și de calcare subnoduloase roșii, din Kimmeridgian. Ori, în valea Turcului, în amont de confluență, nu se întîlnesc terenuri constitutive din aceste roci și nici conglomeratele vracono-cenomaniene pe care le traversează pîrîul Turcului, nu conțin galeți, constituiți din asemenea roci. În schimb, roci de acest tip se întîlnesc frecvent în aluviunile văii Poarta, care se prelungesc de altfel cu cele ale terasei joase situate în dreapta văii Turcului. Faptul că rocile menționate se întîlnesc în amont de confluența actuală și în malul stîng al văii Turcului dovedește că această confluență s-a deplasat către aval și către E.

În ce privește caracterele granulometrice se constată unele deosebiri între pietrișurile terasei inferioare, pe de o parte, și cele din terasa joasă și luncă, pe de altă parte. În general pietrișurile terasei joase sînt mai bine sortate, categoria galeților cu diametru de 5 — 3 cm sau mai mic de 3 cm, reprezentînd pînă la 90% (70 — 80% roci cristaline și 5 — 1% calcare), în timp ce în cazul pietrișurilor din terasa joasă și luncă, aceleași categorii reprezintă numai 60—70%. Aluviuni constituite din bolovănișuri, pe alocuri cu blocuri foarte mari (depășind uneori 1 m^3) se întîlnesc în valea Poarta, și la confluența acesteia cu valea Turcului.

În împrejurimile Branului autorii nu au găsit resturi de mamifere în depozitele de terasă, astfel încît, vîrsta depozitelor menționate nu poate fi dedusă decît prin comparație cu terasele din alte sectoare ale depresiunii Bîrsei, avînd aceeași altitudine relativă. În această privință este de reamintit că în sectorul Sf. Gheorghe terasa inferioară a Oltului, cu altitudine relativă de 15—20 m, conține resturi de: *Mammuthus primigenius* Blum., *Coelodonta antiquitatis* Cuv. și *Bison priscus* Boj. În consecință ea a fost atribuită Pleistocenului superior (E. Liteanu, N. Mihăilă, T. Bandrabur, 1962). Resturi de *M. primigenius* Blum. au fost de asemenea recoltate în terasa de aceeași altitudine a Rîului Negru. Judecînd după aceste date autorii sînt înclinați a considera că terasa inferioară din valea Turcului și din valea Bîrsei are aceeași vîrstă pleistocen-superioară, și că terasa joasă aparține Holocenului.

Institutul Geologic al României

b) *Depozite glaciare și fluvio-glaciare.* Acestea sînt constituite din blocuri mari de conglomerate de Bucegi și de calcare neojurasice și au o dezvoltare restrînsă în bazinul de recepție al văii Poarta (valea Urlătoarea Mică). O acumulare mai importantă de asemenea depozite se află mai la S, în valea Gaurei, care iese din cadrul teritoriului care face obiectul acestei lucrări.

c) *Depozite deluviale și depozite proluviale.* Din aceste categorii fac parte o gamă variată de depozite atît în ce privește caracterele granulometrice cît și poziția în raport cu formele de relief : lehmuri nisipoase sau nisipuri argiloase cenușii—gălbui, pe alocuri roșietice, uneori cu concrețiuni calcaroase sau feromanganoase, acoperind podul teraselor (unde au 1—2 m grosime) și pantele terenurilor constituite din depozite marno- și argilo-grezoase (Cretacic superior — Paleogen) sau din pietrișuri (Pleistocen inferior); grohotișuri rezultate din dezagregarea conglomeratelor vracono—cenomaniene și depozite de prăbușire cu blocuri mari de conglomerate, la poalele versantului estic al Bucegilor; conuri de dejecție recente, mai numeroase în versantul din dreapta al văii Glăjăriei, sub muntele Runcu.

Toate aceste depozite sînt de vîrstă holocen-superioară exceptînd poate unele depozite de prăbușire.

d) *Alunecări de teren.* Acestea ocupă suprafețe relativ restrînse în sectorul Bran—Zărnești—Rîșnov, afectînd mai ales terenurile argiloase sau marnoase ale Senonianului (versantul din stînga văii Glăjăriei), Paleogenului (versantul spre valea Turcului a colinelor Sohodolului) și Pleistocenului inferior (la est de Sohodol).

NEOTECTONICA DEPRESIUNII BÎRSEI

Autorii care au studiat depresiunea Bîrsei, sau care au menționat-o în legătură cu structura Carpaților, sînt în majoritate de acord în a considera că această depresiune s-a constituit prin prăbușire în Pliocenul superior (înaintea sau în timpul Dacianului) și că există falii, deseori marcate prin izvoare minerale, la contactul între depresiune și cadrul ei muntos. După E. Jekelius (1923), mișcările de scufundare ce au avut drept rezultat final formarea depresiunii Bîrsei s-au manifestat încă din Mezozoic. I. Atanasiu (1945) admite o legătură directă între mișcările care au creat depresiunea pliocenă și activitatea vulcanică din lanțul Hărghitei. După L. Rüger (1931), ridicarea munților Perșani a avut loc după Levantin, adică după formarea depresiunii. Ipoteza, justă în fond, a fost, bazată pe premise false, combătute de către

Institutul Geologic al României

E. Jekelius (1932). N. Orghidan (1937) nu exclude posibilitatea că depresiunea Bîrsei să fi fost în legătură la început, prin culoarul Dîmbovicioarei, cu bazinul pliocen extracarpatic. Această idee, implică o ridicare post-pliocenă a Carpaţilor, în timpul căreia conexiunea primară a fost suprimată.

G. Murgeanu, D. Patrulius, L. Contescu şi D. Jipa (1961) constată că în sectorul de afundare spre sud a munţilor Baraoltului depozitele care constituie umplutura depresiunii Bîrsei acoperă terenurile mezozoice la un nivel mult ridicat faţă de culoarele învecinate. Totodată semnalează că pietrişurile grosiere care stau în culoarul Baraoltului pe marnele cu *Paradacna fuchsi*, atribuite la data aceea Dacianului, nu constituie o terasă a Oltului, aşa cum s-a considerat mai înainte, ci reprezintă depozite de origină torenţială (depozite de piemont) provenite din lanţurile muntoase învecinate. Pornind de la aceste observaţii autorii menţionaţi ajung la concluzia că ridicarea relativă a munţilor Baraoltului a avut loc după sedimentarea depozitelor atribuite Pliocenului superior, cu alte cuvinte că ridicarea relativă a acestor munţi a avut loc după formarea depresiunii Bîrsei.

Recent E. Liteanu, N. Mihăilă şi T. Bandrabur (1962), bazaţi pe numeroase documente paleontologice, atribuie Levantinului terminal şi Pleistocenului inferior depozitele din depresiunea Bîrsei mai înainte raportate Dacianului.

Din aceste preciziuni stratigrafice, care modifică fundamental concluziile anterioare cu privire la cronologia etapelor de formare şi deformare a depresiunii, rezultă un sincronism între mişcările care au dislocat primele depozite acumulate în depresiune şi cele care au afectat la exteriorul Carpaţilor, pietrişurile Pleistocenului inferior (pietrişurile de Cîndeşti).

Un fapt trebuie în special subliniat. Dacă se consideră în ansamblu datele referitoare la evoluţia precuaternară şi cuaternară a curburii Carpaţilor este evident că formarea depresiunii Bîrsei şi evoluţia ei ulterioară nu reprezintă fenomene locale, rupte de evoluţia precuaternară şi fără legătură cu evenimentele simultane care au afectat întreg sistemul muntos din acest sector carpatic. Prezentînd deci concepţia noastră cu privire la evoluţia neotectonică a depresiunii Bîrsei, ne vom referi la un cadru regional mult mai larg, şi la evenimentele ce au avut loc cu mult timp înainte de sedimentarea depozitelor cuaternare.

1. *Fundamentul depresiunii şi evoluţia lui precuaternară.* Axul major al depresiunii (Vlădeni — Hărman — Prejmer — Reci — Tîrgul Săcuesc)

Institutul Geologic al României

dirijat aproximativ de la W la E pînă la Prejmer şi mai departe de la SW la NE pînă la Tîrgul Secuiesc, intersectează toate unităţile structurale din partea internă a curburii Carpaţilor, anume de la W la E ; unitatea Făgăraş — munţii Perşani, unitatea munţilor Baraoltului — prelungire meridională a zonei interne a flişului eocretacic din Carpaţii Moldovei, anticlinoriul Zamurei, unitatea de Ceahlău în sectorul Bodoc — Teliu — Ciucaş, unitatea flişului curbicortical, unitatea de Audia şi partea cea mai internă a pînzei de Tarcău.

Fundamentul depresiunii se prezintă astfel ca fiind extrem de heterogen, iar depresiunea Bîrsei apare la prima vedere ca un element structural supraimpus, fără relaţii determinate cu substratul. Datele, de geofizică (Ş t. A i r i n e i, 1960) arată însă, că masivul Postăvarului şi munţii Baraoltului se situează pe acelaşi ax de maxim gravimetric, fiind în conexiune pe sub cuvertura cuaternară a depresiunii. De o parte şi de alta a crestei înecate, care leagă cele două segmente, se situează puternice anomalii de minimum gravimetric, interpretate ca fiind în legătură cu două grabene ; grabenul Hălchiu la W, situat în sectorul în care culoarul Vlădenilor se uneşte cu culoarul Baraoltului şi cu culoarul Rîşnovului, şi grabenul Prejmerului la E, în prelungirea spre N a anticlinoriului Zamura. O legătură directă, fără decroşare, între munţii Bodocului şi sectorul Teliu este de asemenea indicată de datele geofizice. O decroşare evidentă, determinată de falia Covasnei, afectează zona Audia şi marginea externă a unităţii flişului curbicortical. Pe de altă parte, culoarele şi golfurile conexe, exceptînd golful Breţcului, prezintă o legătură evidentă cu structura fundamentului precuaternar. Astfel culoarul Vlădenilor corespunde unui culoar mai vechi, care datează din Cretacicul superior ; culoarul Rîşnovului este grefat pe segmentul de N al culoarului Dîmbovicioarei, constituit şi el în Cretacicul superior (începînd din Vraconian) prin mişcări de scufundare ; culoarul Baraoltului se interpune între unitatea Făgăraş — munţii Perşani şi cea a munţilor Baraoltului, fiind amplasat pe zona de scufundare spre aria flişului, a şelfului situat la interior ; golful Sfîntul Gheorghe este amplasat pe zona de fracturi care separă munţii Baraoltului de munţii Bodocului (unitatea de Ceahlău).

Astfel datele geofizice şi configuraţia în ansamblu a depresiunii, cu golfurile şi culoarele ei conexe, permit să se separe în cadrul acestei unităţi structurale recente o serie de compartimente ce prezintă legături evidente cu structura precuaternară.

O problemă de ordin mai general se referă la cauzele care au determinat formarea depresiunii.

Institutul Geologic al României

Este evident că o parte cel puțin a depresiunii prezintă relații cu sectoare de scufundare ce datează din Mezozoic. S-a arătat mai sus că anumite porțiuni din depresiune sînt grefate pe arii de scufundare formate în Cretacicul superior și care au dăinuit pînă în Paleogen. Este vorba anume de culoarul Vlădenilor și culoarul Rîșnovului. Semnificativ în această privință este și faptul că micul bazin pleistocen al Timișului de Sus se găsește amplasat pe capătul de est al golfului necretacic al Rîșnovului (Tohan-Timiș).

În afară de aceasta, numeroase date arată că sectorul cuprins între masivul cristalin moldav și masivul cristalin getic cu anexa sa din partea externă : masivul Leaotei, a funcționat ca arie de scufundare chiar înaintea Cretacicului superior.

În această privință pot fi invocate ca principale argumente : (1) prezența unor depozite triasice și liasice relativ groase în fundamentul culoarului Rîșnov și în partea de nord a masivului Postăvaru, și absența unor asemenea depozite în cuvertura mezozoică a masivului Leaota, la sud de Bran, sau grosimea lor redusă în capătul sudic al masivului cristalin moldav ; (2) inflexiunea pe care o descrie spre interior, între Miercurea Ciuc și Brașov, aria de sedimentare a flișului cocretacic ; după toate aparențele, flișul cocretacic împietează spre W pe terenurile jurasice și triasice din împrejurimile Brașovului.

Astfel sectorul larg cuprins între masivul cristalin moldav și teritoriul care îmbrățișează extremitatea estică a masivului cristalin getic, culoarul Dîmbovicioarei, masivul cristalin al Leaotei și zona Bucegi — Piatra Mare, corespunde unei vechi arii de înecare axială, denumită de G. Murgeanu, culoarul Sf. Gheorghe. Pornind de la aceste constatări G. Murgeanu, D. Patrulius și colaboratorii (1961, 1962) au considerat că formațiunile mezozoice care apar în împrejurimile Brașovului se afundă spre N, constituind substratul flișului din munții Baraoltului. Punctul de vedere exprimat de autorii menționați și adoptat în această lucrare concordă cu cel al lui E. Jekelius care a considerat : „bazinul Brașovului (Țara Bîrsei) format prin prăbușire ce a luat naștere încă din Mezozoic".

2. *Cauzele formării depresiunii.* Majoritatea autorilor care au discutat originea depresiunii Bîrsei au acordat o deosebită importanță tectonicii rupturale, pusă în evidență de falii identificate pe marginea depresiunii, și în cuprinsul ei, sau a căror existență este presupusă după prezența izvoarelor minerale. În această privință sînt de făcut unele rezerve. În primul rînd, unele din faliile identificate sînt sigur post-villafranchiene, deci ele au contribuit la deformarea depresiunii existente, dar nu se poate afirma că au jucat și un rol în geneza depresiunii. În al doilea rînd este de remarcat

Institutul Geologic al României

că sînt destul de numeroase cazurile în care prezența unor izvoare minerale în terenurile flișului (munții Baraoltului, împrejurimile Zizinului și Tîrlungenilor) nu este motivată de vreun accident tectonic vizibil.

De aceea autorii prezentei lucrări sînt înclinați să creadă că în majoritatea cazurilor, faliile care se observă în suprafață nu au jucat un rol esențial în geneza depresiunii și că izvoarele minerale, evident legate de falii (falia Covasna), sau independente în raport cu accidentele tectonice vizibile, reprezintă ecoul unor accidente profunde, mult mai importante și care au avut un rol efectiv în geneza depresiunii.

Dacă facem abstracție de munții Perșani și de munții Baraoltului, a căror ridicare relativă a avut loc după formarea depresiunii Bîrsei, depresiunea inițială, apare ca fiind în largă conexiune spre N cu aria masivului vulcanic al Hărghitei și spre W cu depresiunea Făgărașului. În acest teritoriu comun se disting două sisteme de mari accidente tectonice: unele orientate E — W, paralele cu marginea de nord a masivului cristalin getic, altele NE — SW pînă la N — S, conform cu direcțiile structurale din Carpații orientali. Corpul principal al vechii depresiuni (exceptînd golful Bretcului) se găsea astfel amplasat pe teritoriul în care se încrucișează cele două sisteme de fracturi.

Ipoteza lui I. A t a n a s i u, conform căreia există o legătură cauzală între ascensiunea magmelor din care au provenit lavele Hărghitei și mișcările de scufundare care au creat depresiunea, datorită unei pierderi de masă în substrat, conține fără îndoială un sîmbure de adevăr, dar legătura pare să fie mai puțin simplă decît lasă să apară la prima vedere această concepție. Noi știm la data actuală că erupțiile din Hărghita sînt în mare parte posterioare primului stadiu de formare al depresiunii. Pierderea de masă presupusă trebuie să fi precedat deci emisiunea lavelor.

Fenomene de subsidență simultane cu activitatea vulcanică sînt cunoscute și în multe alte regiuni, și unul din cele mai instructive exemple de acest fel îl oferă masivul Tokai.

După L. M r a z e c (1932) bazinul Brașov — Ciuc, care s-a constituit independent de bazinul Transilvaniei, reprezintă un element de compensație, de restabilire a echilibrului general, format la interiorul curburei Carpaților în legătură cu ultimele mișcări care au afectat spre exterior sistemul orogenic carpatic. Este de reamintit că L. M r a z e c (1932) consideră drept cauză esențială a cutării, în sistemul orogenic ce progresează spre exterior, fenomenul de subîmpingere al Vorlandului și că H. S t i l l e pune în legătură cu același fenomen de subîmpingere, ascensiunea magmei la interiorul sistemului cutat. Cu alte cuvinte, scufundarea prin compensa-

Institutul Geologic al României

ție care are loc la interiorul arcului carpatic în legătură cu progresiunea orogenului spre exterior și poate și ascensiunea magmelor sînt de considerat drept cauze esențiale ale formării depresiunii Bîrsei, ambele aceste fenomene fiind legate de o deformare profundă.

3. *Structura și evoluția precuaternară a cadrului muntos.* Unitățile structurale intersectate de depresiune prezintă diferite relații structurale cu fundamentul acesteia.

Structurile identificate în partea de S a munților Baraoltului și în partea de N a anticlinoriului Zamurei se afundă în mod evident spre depresiunea Bîrsei. În schimb unitatea Bucegi — Piatra Mare este trunchiată la contactul cu depresiunea. Atît în masivul Piatra Mare, cît și în masivul Postăvarului, depozitele mezozoice precretacice se ridică spre N și apar în marginea depresiunii (Triasicul și Liasicul din Dealul Melcilor, Liasicul de la Baciu). Faliile din Dealul Melcilor, și alte falii presupuse (la sud de colinele Cernatului), indică o zonă de dislocație la contact, dar aceste accidente sînt sigur mai vechi decît momentul formării depresiunii, a cărui depozite de umplutură acoperă atît conglomeratele de Bucegi cît și gresiile liasice și medio-jurasice, calcarele Malmului și calcarele Triasicului, așa cum se poate vedea în culoarul Rîșnovului. Toate depozitele mezozoice menționate au fost nivelate de o puternică eroziune, mult înainte de scufundarea care a creat depresiunea actuală. Extremitatea de nord a masivului Făgăraș se prezintă de asemenea trunchiată, dar aici eventualul accident tectonic care retează șisturile cristaline și Mezozoicul din sinclinalul Codlea pare să fie acoperit de depozitele transgresive ale Cretacicului superior.

Unitatea de Ceahlău nu prezintă o inflexiune axială notabilă spre depresiune. Apariținile de fliș cretacic de la Reci constituie o verigă de legătură între cele două segmente separate prin culoarul care leagă golful Sf. Gheorghe cu golful Brețcului.

Chiar dacă există aici dislocații transversale, ele nu se reflectă în structura vizibilă a depozitelor mezozoice. Mai la est falia transversală a Covasnei decroșează unitatea Audia și structurile adiacente din unitatea de Tarcău fără a modifica însă conturul depresiunii.

În general golful Brețcului apare individualizat ca un compartiment sensibil diferit prin evoluția și structura sa, de restul depresiunii.

Observațiile cele mai interesante cu privire la evoluția, structura și relieful precuaternar al cadrului muntos al depresiunii au fost făcute în cadrul teritoriului care cuprinde culoarul Dîmbovicioarei, extremitatea de nord a masivului Bucegi, sectorul Runcu — Diham, și masivele Postă-

Institutul Geologic al României

varul și Piatra Mare. Fapte de observații instructive cu privire la relieful acoperit de depozitele Cuaternarului inferior oferă de asemenea partea de S a munților Baraoltului și marginea de W a culoarului Baraoltului.

Principalii factori care au contribuit la formarea reliefului actual în teritoriul situat la sud de depresiunea Bîrsei și la vest de anticlinoriul Zamurei, sînt în ordinea cronologică a acțiunii lor : eroziunea prevraconiană, dislocațiile post-paleogene, eroziunea post-paleogenă, începută probabil încă din Miocen și care a creat platforma Branului și treptele ei secundare, dislocațiile precuaternare și dislocațiile postvillafranchiene. Ultimele vor fi discutate mai departe în legătură cu evoluția neotectonică a depresiunii.

a) *Eroziunea prevraconiană.* Puternica eroziune care a avut loc după sedimentarea conglomeratelor de Bucegi este la originea însăși a culoarului Dîmbovicioarei. Pentru a putea aprecia intensitatea acestei eroziuni este de ajuns a semnala că ea a îndepărtat masa conglomeratelor albiene pe o grosime pînă la 1400 m în sectorul cuprins între capătul de N al masivului Bucegi și cel al Pietrei Craiului, ca și în sectorul Runcu — Diham (între masivul Bucegi și Postăvarul) unde a dezgolit flișul apțian situat sub conglomerate. Eroziunea prevraconiană a contribuit de asemenea la îndepărtarea depozitelor mezozoice care acopereau cristalinul Făgărașului, între Piatra Craiului și Măgura Codlei.

În breșele astfel formate, începînd din Vranconianul superior, s-au acumulat apoi depozitele Cretacicului superior. În extremitatea nordică a masivului Bucegi eroziunea prevraconiană este pusă în evidență de poziția normală, discordantă a gresiilor vracono-cenomaniene pe partea bazală a conglomeratelor de Bucegi (Velicanul Mic) și mai departe spre N direct pe flișul apțian (valea Frasinetului). Versantul vestic al masivului, începînd din muntele Clinciu spre nord, ca și versantul său nord-estic, cel puțin pînă la debușeul văii Cerbului, corespunde cu vechiul relief creat prin eroziunea prevraconiană. În sectorul Runcu — Diham există mai multe falii, pînă în imediata vecinătate a bazei conglomeratelor, dar acestea nu au jucat un rol în formarea versantului nord-estic al Bucegilor. Falia Clinciului, pe versantul de W al acestui masiv, a contribuit numai în a exagera contrastul morfologic existent înaintea Vraconianului

b) *Dislocațiile post-paleogene, înainte de formarea platformei Branului.* Întrucît atît în extremitatea sudică a culoarului Dîmbovicioarei (împrejurimile Cîmpulungului), cît și în golful Rîșnovului Tohan — Timiș) cît și mai la N în culoarul Vlădenilor, se întîlnesc depozite paleogene, care fără a fi în continuitate de sedimentare sînt totuși paraconcordante cu cele ale Cretacicului superior, este de presupus că dislocațiile puse în evidență de struc-

Institutul Geologic al României

tura depozitelor neocretacice, au afectat în aceeași măsură și depozitele paleogene, cu alte cuvinte că aceste dislocații sînt post-paleogene. Cele mai importante accidente tectonice din această categorie sînt : redresarea flancului vestic al sinclinalului Piatra Craiului, falia Clinciului pe versantul vestic al Bucegilor, faliile cu încălecare pe versantul vestic al Postăvarului, falia Runcului în sectorul Runcu — Diham și falia Branului.

Redresarea flancului vestic al sinclinalului Piatra Craiului are drept consecință însăși ridicarea crestei Pietrei Craiului, cu atît mai accentuată cu cît se înaintează spre extremitatea nordică a masivului, unde dislocarea flancului menționat este pusă în evidență de poziția verticală, pînă la răsturnată, a calcarelor neojurasice și de înclinare puternică a conglomeratelor vracono-cenomaniene. La nord de Piatra Craiului, însă, unde eroziunea prevraconiană a îndepărtat masa calcarelor neojurasice, versantul culoarului Dîmbovicioarei păstrează o poziție joasă.

Falia Branului determină prăbușirea, la nord de Bran, a depozitelor neocretacice și paleogene din partea mediană a culoarului. Deci, după Paleogen segmentul nordic al culoarului Dîmbovicioarei devine mai adînc, prin ridicarea versanților și scufundarea părții mediane. Rămîne însă cu versantul său vestic mai coborît la nord de Piatra Craiului și cu versantul estic deschis în dreptul golfului neocretacic care înaintează spre Timiș.

c) *Platforma Branului*. Platforma Branului (platforma de 900—1100 m) îmbrățișează partea de nord a culoarului Dîmbovicioarei cu relieful său marginal reîntinerit prin mișcările post-paleogene, sectorul Runcu — Diham pînă la izvoarele Timișului, și vastul teritoriu care se întinde de la linia Zărnești — Codlea spre W, pînă în marginea bazinului Transilvaniei.

Această platformă a fost sculptată, probabil începînd încă din Miocen. Ea nu poate fi corelată cu depozitele mai înainte atribuite Pliocenului superior în împrejurimile Branului sau Timișului, și care se întîlnesc de altfel pe suprafața platformei, la Poiana Brașovului, în capătul vestic al bazinului Timișului de Sus, la W de valea Poarta și în mai multe locuri în sectorul Tohan. Mai degrabă ar putea fi corelată această platformă cu depozitele care apar mai departe spre NW, pe marginea bazinului Transilvaniei. Ținînd seama de eroziunea intensă care a creat platforma Branului, de natura materialului transportat, de distanța nu prea mare pînă la prima depresiune deschisă spre NW, autorii sînt înclinați să creadă că această platformă datează din Miocen, bineînțeles considerînd că formarea ei a putut dura vreme îndelungată.

De altfel în aria platformei se distinge și o treaptă secundară, treapta Rîșnovului, înaltă de 750—850 m, separată printr-un prag bine individu-

Institutul Geologic al României

alizat de platforma propriu-zisă a Branului în sectorul Poiana Braşovului. Această treaptă mai joasă se extinde spre W îmbrăţişînd dealul Muscelului şi colinele din împrejurimile Tohanului. Între cele două trepte nu se recunoaşte la E de Rîşnov un accident tectonic care să explice denivelarea. După toate aparenţele această treaptă secundară este formată într-un al doilea stadiu de eroziune.

Importanţa eroziunii care a creat platforma Branului reiese din faptul că la N de falia Branului, Cretacicul superior cuprinde o succesiune neîntreruptă de la Vraconian la Maestrichtian peste care se aşterne o stivă groasă de depozite paleogene, în timp ce la S de falia menţionată, s-au conservat numai depozitele Vraconian-Cenomanianului şi eventual cele ale Turonianului inferior (Valea Rece). Existenţa Paleogenului în tot lungul culoarului Dîmbovicioarei este un fapt foarte probabil, întrucît aceasta este singura cale de legătură imaginabilă între Paleogenul din bazinul Transilvaniei şi cel din Depresiunea getică şi în lipsa căreia nu ne-am putea explica elementele comune ale faunelor de la Albeşti şi Turnul Roşu.

În cadrul platformei se disting cîţiva martori de eroziune, în general constituiţi din roci mai rezistente decît depozitele obişnuite ale Cretacicului superior sau cele al flişului eocretacic. Ca exemple de acest fel se pot cita conglomeratele Apţian—Albianului inferior din muntele Runcu, breciile calcaroase ale Vraconianului din Măgura Mică (la S de Bran), calcarele neojurasice din Măgura Codlei.

Un detaliu morfologic particular în partea orientală a platformei îl constituie pragul marcat de versantul vestic al Predușului, şi care se continuă spre S, trecînd prin valea Şimonului pînă pe Piciorul la Om. Baza acestui prag este urmărită de o falie : falia Şimonului. Compartimentul cuprins între falia Şimonului şi falia Clinciului, situată mai la est, apare ca fiind detaşat din corpul platformei. Judecînd după raporturile observate în Valea Rece, unde pietrişurile Pleistocenului inferior vin în contact abrupt cu conglomeratele vracono-cenomaniene din versantul stîng, s-ar părea că acest accident este postvillafranchian. În acest sens pledează şi faptul că falia Şimonului se uneşte cu o altă falie care a afectat în mod neîndoielnic depozitele villafranchiene.

d) *Dislocaţiile precuaternare.* Falia Branului, care este anterioară fazei de eroziune care a creat platforma, a rejucat, fără îndoială, înainte de acumularea depozitelor pleistocen-inferioare. Faptul acesta este pus în evidenţă de contactul normal între depozitele pleistocen-inferioare şi pragul Branului în versantul stîng al văii Poarta. Un accident similar pare să existe pe marginea de sud a bazinului de la Timişul de Sus, la contactul

Institutul Geologic al României

între flișul cretacic din pragul Predealului și gresiile vracono-cenomaniene care constituie substratul depozitelor pleistocen-inferioare. Și aci depozitele pleistocene de umplutură depășesc spre S contactul, mascîndu-l și vin să se rezeme normal pe terenurile eocretacice din pragul Predealului. În extremitatea vestică a bazinului, termenii superiori ai depozitelor villafranchiene ating nivelul platformei Branului pe care se așternu, întocmai ca și în împrejurimile Branului, la W de valea Poarta. Dar și într-unul și într-altul din aceste cazuri ne putem întreba dacă coborîrea compartimentului situat la N de falie nu se datorește, în parte cel puțin, unei subsidențe survenite chiar în timpul sedimentării, ceea ce ar fi putut determina un apel al pietrișurilor către compartimentul în curs de scufundare.

Vedem deci, că evoluția geologică precuaternară a teritoriului care cuprinde împrejurimile Branului a fost dirijată de un relief și de accidente structurale ce datează de la sfîrșitul Cretacicului inferior. Vechi elemente morfostructurale și morfosculpturale se mențin aici vreme îndelungată. În același cadru și dirijată de aceleași elemente se desfășoară mai departe evoluția neotectonică.

În ce privește relieful precuaternar din sectorul munților și culoarului Baraoltului este de semnalat o creastă a fundamentului, constituită din strate de Sinaia și care separă micul bazin al Vîrghișului de zona mai puternic subsidentă, situată la exterior; de asemenea un martor de eroziune constituit din conglomerate apțiene și care se ridică deasupra depozitelor pleistocen-inferioare în extremitatea sudică a munților Baraoltului (între pîrîul Retcheșului și valea Ilienilor). Elemente morfostructurale precuaternare nu au fost identificate în acest sector.

4. *Evoluția neotectonică a depresiunii Bîrsei.* În evoluția neotectonică a vastului teritoriu care cuprinde partea internă a curburii Carpaților se disting trei etape: prima etapă este, de scufundare și acumulare, pe alocuri în condiții de subsidență, iar spre sfîrșitul acestei etape au loc primele manifestații vulcanice extruzive în Harghita; a doua etapă, este de deformare post-villafranchiană; a treia etapă, de acumulare în noi condiții morfologice, corespunde Pleistocenului mediu, în cursul căruia au avut loc principalele erupții din Harghita (E. Liteanu, N. Mihăilă și T. Bandrabur, 1962) și Pleistocenului superior.

La începutul primei etape, teritoriul comun al munților Perșani și al munților Baraoltului, cu denivelări puțin importante s-a scufundat în bloc, devenind arie de sedimentare. În depresiunile morfologice preexistente s-au acumulat depozite de mlaștină. Nu se poate preciza dacă în același timp a avut loc și o scufundare a platformei Branului, întrucît aici

Institutul Geologic al României

nu au fost întîlnite depozite sau faune comparabile cu cele atribuite Levantinului superior în culoarul Baraoltului.

Scufundarea a continuat în cursul Villafranchianului îmbrățișînd o arie mai întinsă. Se poate presupune că extinderea lacului villafranchian — și corelativ ridicarea nivelului de bază a apelor ce cărau sedimentele de pe platforma Branului — este cauza care a permis acumularea pietrișurilor provenind din sectoarele muntoase învecinate. Totodată însă trebuie admis că în regiunile învecinate culoarului Dîmbovicioarei au avut loc deformări ale reliefului preexistent, altminterea nu s-ar putea explica transportul pietrișurilor pleistocen-inferioare de la NW la SE sau direct de la W la E, către sectoarele muntoase cu care se învecinează platforma la S și la E, iar nu pornind din aceste sectoare spre lacul situat la N. Se poate pune întrebarea dacă ridicarea masivului Făgăraș, simultană cu scoborîrea platformei Branului, nu a contribuit cumva la dirijarea în acest sens a pietrișurilor villafranchiene.

În această privință este de reamintit marea dezvoltare pe care o prezintă pietrișurile de Cîndești, cu galeți în majoritate de roci cristaline, în partea de nord a Depresiunii getice, ceea ce dovedește o ridicare puternică a masivului cristalin getic.

Așa cum s-a arătat mai înainte este probabil că în împrejurimile Branului și în bazinul Timișului de Sus acumularea pietrișurilor s-a desfășurat în condiții de subsidență, fapt indicat de marea grosime a depozitelor (300 m în bazinul Timișului de Sus; 700 m grosime cumulată, la E de Bran).

În partea de nord a culoarului Baraoltului și anume în versantul stîng al văii Baraoltului, la nord de mina Căpeni, se observă în depozitele nisipoase și marnoase cu „*Paradacna*" *fuchsi* situate deasupra complexului cărbunos, intercalații de aglomerate andezitice, puternic cimentate. Spre partea superioară a depozitelor villafranchiene se întîlnesc de asemenea intercalații de pietrișuri cu galeți de andezite. Este încă de reamintit că diatomitele de la Filia care aparțin la aceeași suită de depozite lacustre villafranchiene, sînt intercalate într-o succesiune de piroclastite andezitice. Toate aceste fapte de observație arată că primele erupțiuni din Harghita au avut loc imediat după sedimentarea complexului cărbunos atribuit Levantinului superior.

Dislocarea depozitelor villafranchiene în faza a doua de evoluție neotectonică, este pusă în evidență de următoarele fapte de observație.

În partea de N a culoarului Baraolt, între Augustin și bazinul de la Buduș se recunosc, cel puțin trei falii importante, dirijate N — S și care au

Institutul Geologic al României

afectat depozitele villafranchiene, anume la contactul cu flișul cretacic din versantul estic al munților Perșani, în interiorul culoarului (falie pusă în evidență de foraje), la contactul cu flișul cretacic din versantul vestic al Baraoltului (fig. 2), unde depozitele villafranchiene prezintă înclinări spre fliș, depășind pe alocuri 25°.

În interiorul culoarului, baza depozitelor levantin-superioare-villafranchiene se găsește în punctul cel mai coborît la altitudinea absolută 0, în timp ce în lanțurile muntoase învecinate se găsesc petece de sedimente villafranchiene suspendate la altitudini ce variază între 600 și 700 m (depozitele cu cărbuni din valea Ilienilor la 600 m; în bazinul Aita pînă la 700 m; depozitele villafranchiene deasupra Augustinului, la 600 m; la izvoarele pîrîului Ormenișului la 650 m). Subsidența în culoarul Baraoltului, așa cum au arătat E. Liteanu, N. Mihăilă, T. Bandrabur (1962) a continuat pînă în Holocen și continuă încă (sectorul Stupini — Feldioara).

Terenurile villafranchiene din împrejurimile Baraoltului, în afară de faptul că au fost faliate, prezintă și slabe ondulații, așa cum se poate observa în malul din dreapta pîrîului Baraolt. Harta isohipselor în culcușul depozitelor cu cărbuni, întocmită de Viorica Popovici (1959) arată că în sectorul Buduș există creste și depresiuni paralele ce par să fie mai degrabă de natură plicativă decît erozională. De altfel autoarea citată figurează în profile ondulații ale stratelor de cărbuni.

În împrejurimile Branului, depozitele villafranchiene dislocate, prezintă înclinări pînă la 20° spre E și SE, deci spre poalele masivului Bucegi, și spre șisturile cristaline care apar în această direcție în culcușul conglomeratelor de Bucegi. În valea Poarta înclinările spre SE se mențin pînă la contactul cu șisturile cristaline, iar contactul șisturilor cristaline cu pietrișurile orizontului superior al Villafranchianului se face după un plan de falie vertical. Ceva mai la W, în versantul care coboară spre valea Poarta, falia menționată este intersectată de o falie transversală, dincolo de care contactul Villafranchianului cu Cristalinul descrie o serie de festoane. O altă falie, care pare să fi dislocat depozitele villafranchiene, este falia Șimonului, și anume în versantul din stînga Văii Reci.

În capătul de nord al colinelor Sohodolului, pietrișurile orizontului superior ale Villafranchianului se afundă sub terasa inferioară dezvoltată pe interfluviul valea Turcului — valea Glăjăriei, la o altitudine în jur de 650 m, dar în capătul de est al bazinului Timișului de Sus aceleași pietrișuri se așternpe platforma Branului la altitudinea de 1100 m, iar la Poiana Brașovului la altitudinea de 900 — 940 m.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

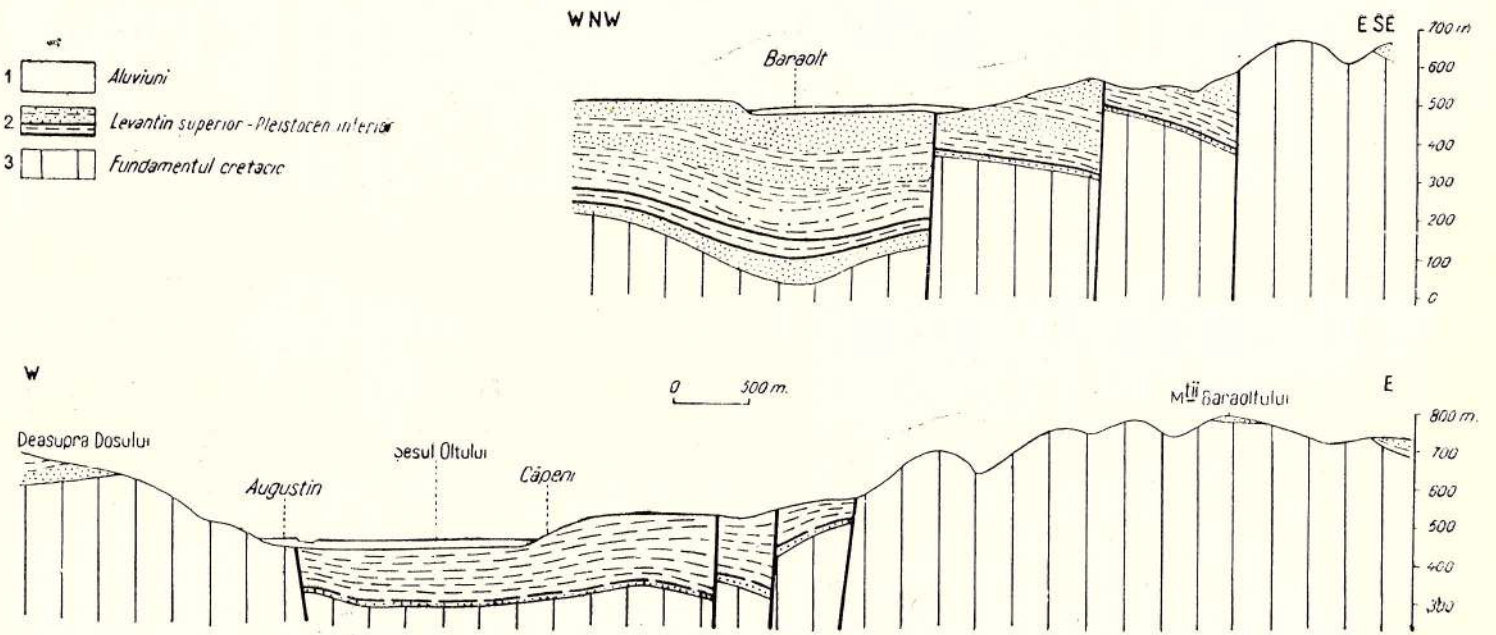


Fig. 2. — Secțiuni transversale în partea de N a culoarului Baraoltului.

1, fundamentul cretacic; 2, Levantin – Pleistocen inferior; 3, aluviuni.

Coupes transversales dans la partie N du couloir Baraolt.

1, soubassement crétacé; 2, Levantin – Pléistocène inférieur; 3, alluvions.

Judecînd după compoziția lor, pietrișurile din dealul Muscelului și din dealurile Tohanului Vechi, aparțin orizontului inferior al Villafranchianului, baza acestor pietrișuri fiind situată la aproximativ 800 m altitudine, aproape la același nivel ca la E de valea Turcului, în dealul Iorghii. Tot orizontului inferior îi aparțin foarte probabil pietrișurile figurate de E. Jekelius pe calcarele triasice de la Cristian, la 700—750 m altitudine. Poziția joasă a pietrișurilor care constituie orizontul superior al Villafranchianului în capătul de nord al colinelor Sohodolului, sub cotele la care se situează în general baza pietrișurilor inferioare, nu poate fi explicată decît printr-o scufundare survenită după sedimentare.

În interpretarea noastră, această scufundare, considerată post-villafranchiană, este la origina însăși a culoarului Rîșnovului, depresiune recentă, grefată pe culoarul mai vechi al Dîmbovicioarei și care a constituit o zonă de apel a aluviunilor pleistocen-superioare și holocene.

CONCLUZII

1. În succesiunea depozitelor cuaternare din împrejurimile Branului au fost separați următorii termeni : un complex puternic de pietrișuri cu un orizont mijlociu de argile și nisipuri conținînd o faună de mamifere villafranchiene ; o terasă inferioară de vîrstă pleistocen-superioară ; o terasă joasă de vîrstă holocen-inferioară și depozite deluviale și proluviale de vîrstă holocen-superioară.

2. Depresiunea Bîrsei este considerată ca fiind grefată, în parte cel puțin pe un sector de înecare axială, subsident în repetate rînduri în cursul Mezozoicului (Triasic — Liasic, Jurasic superior, Cretacic inferior, Cretacic superior).

3. În acord cu ipotezele emise de L. Mrazec și de I. Atanasiu origina depresiunii Bîrsei este pusă în legătură cu fenomene de deformare profundă legată de etapele finale ale orogenezei carpatice și avînd drept consecință extruziuni magmatice și o scufundare de compensație.

4. În evoluția precuaternară a părții de vest a depresiunii, distingem : o etapă de intensă eroziune prevraconiană, o etapă de tectogeneză postpaleogenă, o etapă de eroziune datînd probabil din Miocen și care a condus la sculptarea platformei Branului, și în sfîrșit o etapă de dislocație antecuaternară a platformei.

Institutul Geologic al României

5. În cadrul evoluției neotectonice distingem o etapă de scufundare și de acumulare în Villafranchian, cînd au loc și primele manifestațiuni vulcanice în Harghita, o etapă de deformare post-villafranchiană, o nouă etapă de acumulare corespunzătoare Pleistocenului mediu—cînd au loc principalele erupțiuni din Harghita — și Pleistocenului superior.

Primit: *ianuarie 1964.*

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu I. (1945). Fenomene magmatice (curs litografiat).

Airinei Șt. (1959). Imagini gravimetrice și geomagnetice din regiunea de curbură, pentru Carpații Orientali și Țara Bîrsei. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.* IV/1.

Airinei Șt., Murgeanu G. (1961). Contribuții geofizice la cunoașterea fundamentului curburii Carpaților Orientali. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.* IV/1.

Iancu M. (1957). Contribuții la studiul unităților geomorfologice din depresiunea internă a curburii Carpaților (Bîrsa, Sf. Gheorghe, Tg. Secuesc, Baraolt). *Prob. Geografie*, Ed. Acad. R.P.R.

Jekelius E. (1923). Zăcămintele de lignit din bazinul pliocenic, din valea superioară a Oltului. *Inst. Geol. Rom. Stud. tehn. econ.* Nr. III/2.

Jekelius E. (1926). Geologia Pasului Bran. *D. S. Inst. Geol. Rom.* VIII.

Jekelius E. (1932). Die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Brașov. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, II.

Jekelius E. (1938). Das Gebirge von Brașov. *An. Inst. Geol. Rom.* XIX.

Kreţoiu M. (1956). A villányi hegység alsopliszlocén gerinces faunai. *Geol. Hung. ser. Paleontolog.*

Liteanu E., Mihăilă N., Bandrabur T. (1962). Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Baz. Baraolt). *Acad. R.P.R., St. Cerc. Geol.* VII, 3—4.

Mrazec L. (1932). Considérations sur l'origine des dépressions internes des Carpathes Roumaines. *Bul. Soc. Rev. Geol.* I.

Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L. (1959). Flișul cretacic din bazinul văii Tîrlungului (Carpații Orientali). *Stud. Cerc. Geol. Acad. R.P.R.* IV, 1.

Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., Jipa D. (1961) Flișul cretacic din partea de sud a munților Baraoltului. *Stud. Cerc. Geol. Acad.* R.P.R. IV, 8.

Negreanu-Ghiață E. (1961). Notă preliminară asupra orizontării Cretacicuiui și Paleogenului din regiunea Tohan. *Bul. Inst. Petrol — Gaze — Geol.* VII.

Orghidan N. (1933). Regiunea Brașovului, considerațiuni asupra reliefului. *Revista Țara Bîrsei.*

Orghidan N. (1935). Culoarul Branului. *Bul. Soc. Geogr.*, LIV.

Patrulius D. (1954). Observațiuni asupra depozitelor mesozoice din Bucegi și Perșani. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII (1950—1951).

Institutul Geologic al României

Popovici Viorica (1959). Explorări geologice în bazinul Baraolt — Vîrghiș — Căpeni — Buduș — Aita Seacă. *Com. Geol. Stud. tehn. econ. Seria A*, 5.

Rüger L. (1931). Das Alter des Jungtertiärs im Alttal und die jungen Hebungen der südöstlichen Karpathen. *Centralblatt für Min., Geol., Pal.* Viena.

Săndulescu M. (1964). Structura geologică a masivului Postăvarul — Runcu (munții Brașovului. *An. Com. Geol.* XXXIV, 2,

Stille H. (1953). Der geotektonische Werdegang der Karpathen. *Beihefte Geol. Jb.* 8, Hanovra.

Institutul Geologic al României

EXPLICAȚIA PLANȘEI

Institutul Geologic al României

EXPLICAȚIA PLANȘEI

Fig. 1. — *Archidiskodon meridionalis* Nesti, al doilea molar inferior din dreapta. 1a, fața triturantă; 1b, vedere laterală; redus la jumătate.

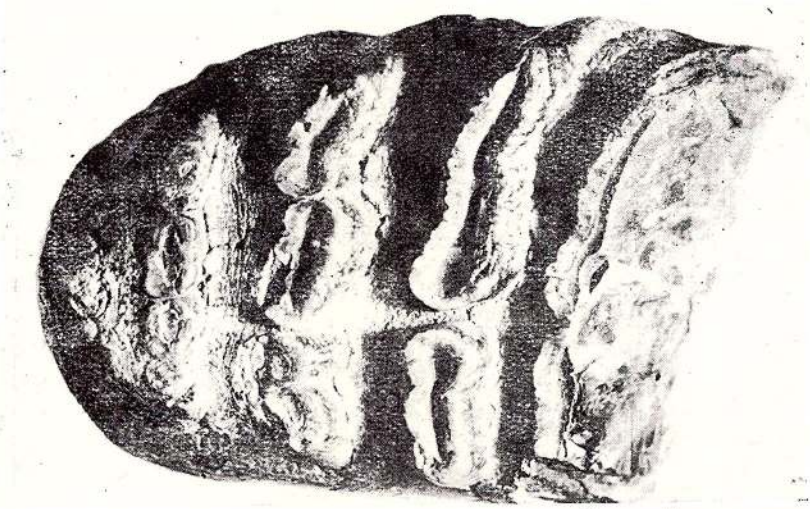
Archidiskodon meridionalis Nesti, deuxième molaire inférieur droit. 1a, face triturante; 1b, vue latérale; réduit à moitié.

Fig. 2. — *Dicerorhinus etruscus* Falconner; primul molar inferior sting. 2a, fața triturantă; 2b, vedere laterală; mărime naturală.

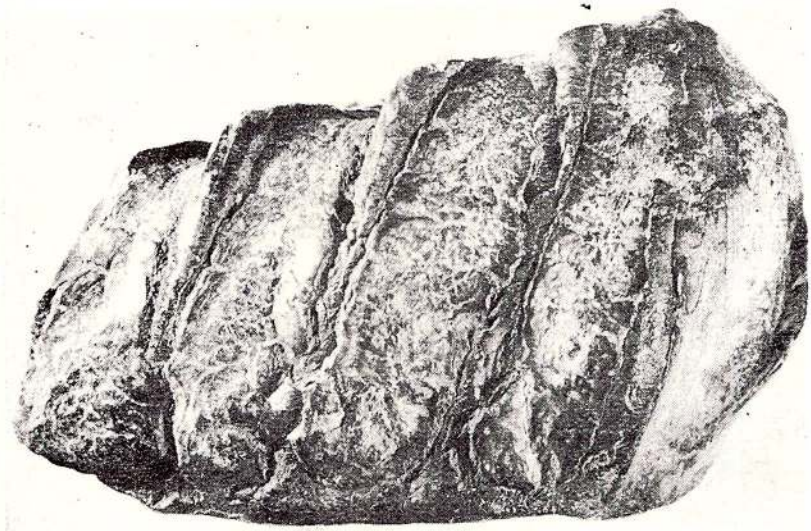
Dicerorhinus etruscus Falconner; premier molaire inférieur gauche. 2a, face triturante; 2b, vue latérale; grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României

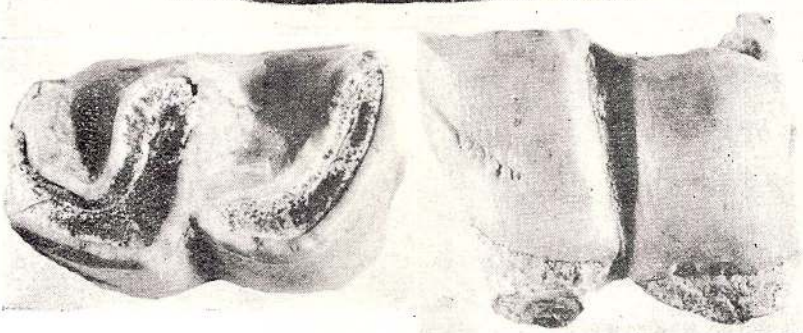
1 a



1 b



2 a



2 b

Institutul Geologic al României

D. PATRULIUS şi N. MIHĂILĂ

HARTA TERENURILOR CUATERNARE DIN SECTORUL BRAN-ZĂRNEŞTI-RÎŞNOV

Limitele şi faliile precuaternarului în împrejurimile Zărneştilor după Ileana Dimitriu-Popescu.

0 500 1000 1500 m.

LEGENDA

STRATIGRAFICĂ

1. Qh_2^a — Holocen superior. Aluviuni (a)
2. Qh_1 — Holocen inferior
3. Qp_3 — Pleistocen superior
4. Qp_3, Qp_1^2, Qp_1^1 — Vilafranchian-Saint Prestien
5. Precuaternar (şisturi cristaline jurasic, cretacic, paleogen)

GENETICĂ

6. Conuri de dejecţie
7. Depozite glaciare şi fluvio glaciare
8. Depozite deluviale
9. Depozite proluviale
10. Alunecări de teren

MORFOLOGICĂ

11. Limita între terase şi zone colinare
12. Limita terasei inferioare
13. Limita terasei joase
14. Circ glaciar
15. Punct fosilifer
16. Falie

Imprim.atel.Inst.Geologic

Institutul Geologic al României

STRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES DES ENVIRONS DE BRAN ET NÉOTECTONIQUE DE LA DÉPRESSION DE BÎRSA

PAR

D. PATRULIUS, N. MIHĂILĂ

(Résumé)

Introduction. Il a été démontré récemment que les couches à charbons du couloir de Baraolt appartiennent au Levantin terminal et que les marnes et les sables à mollusques lacustres qui surmontent ces couches sont d'âge villafranchien (faune à *Archidiskodon meridionalis*).

Tous ces dépôts avaient été attribués auparavant par E. Jekelius au Dacien. Loin vers le S, dans les environs de Bran, se trouvent développés des dépôts d'un faciès tout différent (graviers et conglomérats), mais qui sont eux-aussi d'âge pléistocène inférieur. Ces dépôts grossiers des environs de Bran sont identiques à ceux qui se trouvent plus à l'Est, dans le petit bassin de Timișul de Sus, et qui ont été attribués par E. Jekelius au Dacien supérieur — Levantin.

Ces précisions d'ordre stratigraphique permettent actuellement d'aborder—dans son ensemble—l'évolution néotectonique de la vaste dépression située dans la partie interne de la grande courbure des Carpates et dénommée dépression de Bîrsa.

Données géomorphologiques. La plus grande partie de la dépression de Bîrsa se présente comme une grande plaine alluviale qui s'étend jusqu'au pied des montagnes bordières. Au-dessus de sa surface presque plane se dressent quelques collines isolées de roches mézozoïques, témoins d'un relief enfoui. Par endroits, notamment dans le couloir de Baraolt au Nord et dans le couloir de Rîșnov au Sud, entre la plaine et son cadre montagneux apparaît individualisé un gradin morphologique intermédiaire, en partie recouvert de dépôts de piémont (Piémont de

Institutul Geologic al României

Sohodol — Rîşnov, à l'extrémité Sud du couloir de Rîşnov). Dans le couloir de Rîşnov, de même que dans le reste de la dépression, on distingue deux niveaux de terrasse ; la terrase inférieure d'âge pléistocène supérieur et la terrasse basse d'âge holocène.

Cadre géologique. Configuration du couloir de Rîşnov et de la plateforme de Bran. La configuration du culoir de Rîşnov est une création post-villafranchienne. En fait ce couloir est greffé sur une dépression plus ancienne : le couloir de Dîmbovicioara, formé à partir du Vraconien et dont la configuration actuelle est principalement due aux mouvements post-paléogènes. Ces mouvements ont également déterminé une série d'accidents tectoniques transversaux dont le plus important est la faille de Bran, marquée actuellement dans le relief par un seuil abrupt: le seuil de Bran. C'est la limite Sud du couloir de Rîşnov. Dans le segment Nord du couloir de Dîmbovicioara — dont la partie axiale, affaissée, constitue le couloir de Rîşnov — on distingue deux compartiments du soubassement : au Sud le golfe de Rîşnov, à dépôts néocrétacés et paléogènes, au Nord — un compartiment plus élevé où affleurent des schistes cristallins, du Jurassique et du Trias. A l'Ouest et au Sud, le couloir de Rîşnov est limité par la plateforme de Bran (plateforme de 900 — 1100 m), à l'Est, dans la partie méridionale par le versant Ouest des Bucegi, et plus loin vers le Nord par la plateforme de Bran que domine le versant Ouest du mont Postăvaru. A la base du versant Ouest du mont Postăvaru se situent de grandes failles longitudinales, générées elles-aussi par les mouvements post-paléogènes. Tant à l'Ouest (Tohanul Vechi), qu'à l'Est du couloir de Rîşnov (Poiana Braşovului) la surface de la plateforme est recouverte de graviers du Pléistocène inférieur, formant quelques lambeaux peu étendus. Les mêmes graviers présentent un développement beaucoup plus important à l'extrémité Sud du couloir, où leur soubassement est affaissé le long de la faille de Bran.

Le soubassement du Pléistocène inférieur. A l'extrémité sud du couloir de Rîşnov le soubassement des dépôts pléistocènes est principalement constitué de dépôts paléogènes, et localement de conglomérats vracono-cénomaniens (au Sud) et de marnes sénoniennes rouges, gris clair et verdâtres (au Nord). Le Paléogène comporte à sa base des grès en couches minces, des microbrèches calcaires et des calcaires nummulitiques à développement lenticulaire. Suit une puissante série de dépôts argilo-marneux comprenant dans sa partie inférieure une intercalation épaisse de grès tendres en gros bancs,

Institutul Geologic al României

et vers le sommet un banc de tuf volcanique et de tuffites. Les grès en gros bancs s'effilent vers le Nord. Les dépôts argilo-marneux contiennent des associations de foraminifères éocènes jusqu'au niveau des cinérites.

Stratigraphie. a) *Pléistocène inférieur* (*Villafranchien — Saint-Prestien*). La coupe la plus complète des dépôts pléistocène-inférieurs s'observe dans Valea Poarta — Valea Portiței, où l'épaisseur des dépôts mentionnés atteint 700 m. On y distingue trois horizons nettement individualisés et disloqués de la même manière. L'horizon inférieur (200 m) est constitué de graviers et conglomérats à galets de micaschistes, quartzites, schistes quartzitiques et sériciteux, gneiss oeillés ou rubanés et rares galets de calcaire triasique noirâtre. Vers la partie supérieure on trouve aussi des galets de calcaire et de grès calcaire éocène, à nummulites, discocyclines, algues corallinacées. A différents niveaux il y a de minces intercalations rouges à fragments de marnes sénoniennes. A noter que la plupart des galets contenus dans les graviers de l'horizon inférieur sont exotiques par rapport aux schistes cristallins et aux terrains mésozoïques qui constituent les montagnes situées à proximité. La source de ces galets doit se trouver dans un territoire plus éloigné, situé à l'Ouest ou au Nord-Ouest. L'horizon moyen (200 m) comprend dans sa partie inférieure des argiles et des silts gris bleuâtre on verdâtres, localement avec de très minces intercalations de lignites, et dans la partie supérieure des sables avec quelques intercalations de graviers, riches en galets de calcaires néojurassiques. Les argiles et les silts contiennent des Gastéropodes terrestres (*Eobania vermiculata*, *Perforatella bidens*, *Clausilia*), les sables — des débris de mammifères (*Archidiskoolon meridionalis*, *Dicerorhinus etruscus*).

L'horizon supérieur (300 m) est constitué de graviers à nombreux galets de calcaires néojurassiques, blancs ou rouges (ces derniers du Kimméridgien), de conglomérats albiens (conglomérats de Bucegi), de brèches-calcaires, de grès conglomératiques, de schistes sériciteux et chloriteux, de quartz et quartzites. Les éléments de calcaire rouge, de conglomérat albien et de schistes séricito-chloriteux sont plus abondants à proximité du massif de Bucegi où ils se présentent souvent sous forme de gros blocs. La matrice des graviers est un sable fin, jaunâtre ou rougeâtre, qui constitue aussi des intercalations épaisses de 10 à 30 cm. Quand on s'éloigne du massif des Bucegi, vers l'Ouest ou vers le Nord, on voit diminuer le volume des éléments, les galets de quartz et de quartzites deviennent plus abondants, et l'on trouve aussi des galets de grès et de

Institutul Geologic al României

conglomérat quartzitique violacé (provenant du Trias inférieur) et des galets plus rares de calcaire sénonien à rudistes. A en juger donc d'après la nature de leurs galets les graviers de l'horizon supérieur proviennent de deux sources : l'une située à proximité, notamment le massif des Bucegi, et une autre plus éloignée dont proviennent les calcaires à rudistes. Cette dernière se trouve probablement à l'Ouest où la partie terminale du Sénonien revêt un faciès calcaire (Tohanul Vechi).

L'horizon moyen est corrélable aux argiles verdâtres qui constituent le terme inférieur du Pléistocène dans le petit bassin de Timişul de Sus, l'horizon supérieur — aux graviers épais qui surmontent ces argiles dans le même bassin. A noter que les graviers du bassin de Timişul de Sus contiennent par endroits de très nombreux galets de calcaire sénonien à rudistes, ce qui prouve un transport de l'Ouest vers l'Est.

b) *Pléistocène supérieur et Holocène.* Le Pléistocène supérieur est représenté dans les environs de Bran par deux types de dépôts : les accumulations glaciaires et fluvio-glaciaires à gros blocs du versant Ouest des Bucegi, et les graviers de la terrasse inférieure. Cette dernière est corrélable à la terrasse inférieure de l'Olt (terrasse de 15 à 20 m) qui, dans les environs de Sf. Gheorghe, contient des restes de mammifères (*Mammuthus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis*, *Bison priscus*). L'Holocène est représenté par les graviers de la terrasse basse, les alluvions et les dépôts déluviaux et proluviaux.

Néotectonique de la dépression de Bîrsa. Les nouvelles données stratigraphiques concernant les dépôts les plus récents de la dépression de Bîrsa viennent modifier d'une façon radicale la conception courante sur la chronologie des étapes de formation et de déformation de cette dépression. Ce qui doit être souligné en premier lieu c'est qu'il y a eu synchronisme entre les mouvements qui ont disloqué les premiers dépôts accumulés dans la dépression et ceux qui, à l'extérieur des Carpates, ont affecté les graviers du Pléistocène inférieur (graviers de Cîndeşti).

a) *Le soubassement de la dépression et son évolution préquaternaire.* Le grand axe de la dépression, orienté approximativement de l'Ouest vers l'Est, est transversal par rapport à toutes les zones internes de la courbure des Carpates. Le soubassement de la dépression est donc très hétérogène. Néanmoins les couloirs et les golfes connexes (à l'exception du golfe de Breţcu) présentent une relation evidente avec la structure du soubassement préquaternaire. Il est également évident qu'une partie au moins de la dépression est greffée sur des secteurs d'affaissement qui ont fonctionné comme tels à partir du Mésozoïque, et que dans son ensemble

Institutul Geologic al României

cette dépression se trouve emplacée sur l'ancienne aire d'ennoyage axial comprise entre le massif cristallin moldave (au Nord) et le massif gétique (au Sud).

b) *Causes de la formation de la dépression.* On a beaucoup insisté sur la genèse par effondrement de cette dépression, mais bon nombre de failles signalées datent du Mésozoïque et n'ont plus rejoué ensuite, ou bien sont post-villafranchiennes.

Sur la bordure nord de la dépression l'affaissement du substratum, avant et pendant l'accumulation des dépôts pléistocènes inférieurs, semble avoir été surtout de nature plastique. Les effondrements ont un caractère local. La faille de Bran en constitue un exemple. A cet égard il est à noter que dans le territoire qu'occupe la dépression s'entrecroisent deux systèmes de grands accidents tectoniques du soubassement : les uns à orientation E — W, parallèles à la bordure septentrionale du massif gétique, les autres à orientation NE — SW jusqu'à N — S donc conformes aux directions structurales des Carpates Orientales. Mais la nature de la déformation est une question secondaire. Ce qui doit plus spécialement retenir notre attention ce sont les causes profondes de la déformation. Deux hypothèses ont été proposées : (1) affaissement par compensation en relation avec les derniers mouvements qui ont affecté vers l'extérieur le système orogénique carpatique (L. Mrazec); 2) affaissement dû à la montée simultanée de laves andésitiques dans le massif de Harghita (I. Atanasiu). Les deux causes invoquées sont très probablement conjugées, la montée des laves de Harghita étant consécutive à la sous-poussée de l'avant-pays (H. Stille), et donc également en relation avec les phases les plus récentes de l'orogenèse carpatique.

c) *Structure et évolution préquaternaire du cadre montagneux.* Les observations les plus instructives sur l'évolution, la structure et le relief prélevantin du cadre montagneux de la dépression ont trait au couloir de Dîmbovicioara et à ses montagnes bordières. Les principaux facteurs qui ont contribué à la formation du relief actuel dans ce territoire sont dans l'ordre chronologique de leur action : l'érosion prévraconienne, les dislocations post-paléogènes, l'érosion post-paléogène qui a débuté probablement dès le Miocène et qui a sculpté la plateforme de Bran, les dislocations préquaternaires et les dislocations postvillafranchiennes.

La forte érosion qui a eu lieu après la sédimentation des conglomérats albiens (conglomérats des Bucegi) et avant le Vraconien est à l'origine même du couloir de Dîmbovicioara. Cette érosion a enlevé par endroits une masse de conglomérats ayant jusqu'à 1400 m d'épaisseur et

Institutul Geologic al României

tous les dépôts mésozoïques qui recouvraient les schistes cristallins du Făgăraș, entre Piatra Craiului et Măgura Codlei. Dans les bréches ainsi formées se sont accumulés ensuite, à partir du Vraconien supérieur, les dépôts du Crétacé supérieur.

Le Paléogène, partout où il est conservé, repose exclusivement et en concordance sur le Sénonien, ce qui fait supposer que les dislocations qui ont impliqué les terrains néocretacés sont post-paléogènes. Les plus importantes de ces dislocations post-paléogènes sont : le redressement du flanc Ouest de Piatra Craiului (sur la bordure Ouest du couloir de Dîmbovicioara), la faille de Bran qui a déterminé au Nord de Bran l'affaissement des dépôts néocretacés et paléogènes situés dans la partie médiane du couloir.

L'aire de la plateforme de Bran présente deux gradins morphologiques : un gradin de 900 à 1100 m (gradin de Poiana Brașovului) qui comprend le plateau de Poiana Brașovului, le secteur de Runcu — Diham, la partie médiane du couloir de Dîmbovicioara au sud de la faille de Bran, quelques crêtes au Nord de Zărnești, et un gradin de 750 à 850 m (gradin de Rîșnov) qui comprend les hauteurs au Nord de Tohanul Vechi et à l'Est de Rîșnov où un seuil très net le sépare du plateau de Poiana Brașovului. Entre les deux gradins il n'y a pas, à l'Est de Rîșnov, un accident tectonique qui puisse expliquer le dénivellement. Selon toute vraisemblance le gradin de Rîșnov a été sculpté dans un deuxième stade d'érosion, et ce stade est certainement anté-quaternaire, car la surface d'abrasion est localement recouverte de graviers du Pléistocène ancien.

Par contre, au Sud de Bran, dans la partie orientale de la plateforme il y a un gradin de 1300—1400 m (gradin de Preduș) qui semble bien en avoir été détaché par une faille (faille de Simon). Vers le Nord cette faille a également disloqué les graviers du Pléistocène inférieur. Il s'agit donc d'un élément structural du relief, d'âge post-villafranchien. Parmi les dislocations préquaternaires on doit compter la faille de Bran, qui est antérieure à l'érosion de la plateforme, mais qui a certainement rejoué avant l'accumulation des dépôts pléistocènes, car ces derniers reposent normalement sur le talus du seuil de Bran. Un accident similaire semble exister sur la bordure Sud du bassin de Timișul de Sus où les graviers pléistocènes, débordant le contact anormal entre les grès vracono-cénomaniens de leur soubassement et le flysch écocrétacé du seuil de Predeal, viennent s'appuyer sur ce dernier. On voit donc que l'évolution géologique préquaternaire du territoire qui comprend les environs de Bran a été dirigée par un relief et des accidents tectoniques, qui

Institutul Geologic al României

datent de la fin du Crétacé inférieur. D'anciens éléments morpho-structuraux et morpho-sculpturaux s'y sont maintenus longtemps. Dans ce cadre et dirigée par les mêmes éléments s'est déroulée ensuite, l'évolution néotectonique.

d) *Evolution néotectonique de la dépression de Bîrsa.* On en distingue trois étapes. La première correspond au Levantin terminal et au Pléistocène inférieur. Elle est caractérisée par l'affaissement général du soubassement et l'accumulation de sédiments, localement dans des conditions de subsidence. Dans les dépressions morphologiques préexistantes se sont constitués des dépôts palustres (couches à charbons de Căpeni, Vîrghiș, Buduș, Ilieni). Au cours du Villafranchien l'aire de sédimentation gagne de nouveaux territoires. Simultanément à l'affaissement dans la dépression a lieu au Sud l'élévation des montagnes bordières, plus particulièrement dans l'aire du massif cristallin de Făgăraș dont semblent provenir les premiers graviers accumulés dans les environs de Bran. Au début du Villafranchien se produisent aussi les premières manifestations volcaniques quaternaires dans le massif de Harghita. Des agglomérats intercalés dans les couches lacustres du Villafranchien en témoignent (Baraolt, Căpeni, Filia). La deuxième étape est caractérisée par la déformation post-villafranchienne de la dépression. C'est durant cette étape qu'a eu lieu la surrection des Monts Perșani et des Monts de Baraolt. Le bassin de sédimentation a pris de la sorte une autre configuration. Entre les deux chaînes de montagnes mentionnées le couloir de Baraolt a continué à s'enfoncer. Le dénivellement entre la base des dépôts levantins développés dans le couloir et de ceux qui se trouvent perchés sur les hauteurs situées à proximité atteint 600 m. Un fort dénivellement est également évident dans le couloir de Rîșnov où les graviers du Pléistocène inférieur s'enfoncent sous la terrasse inférieure à une altitude de 650 m, tandis qu'à proximité les mêmes graviers reposent sur la plateforme de Bran à une altitude de 900 — 940 m. La déformation est surtout rupturale. Les dépôts villafranchiens des environs de Bran et ceux du couloir de Baraolt (entre Căpeni și Vîrghiș) sont affectés par quelques grandes failles. Il y a eu aussi des mouvements de bascule, mis en évidence dans les environs de Bran par des pendages constants (10° à 20°) des dépôts pléistocènes inférieurs ; dans le couloir de Baraolt ces dépôts sont même affectés par un léger plissement, visible sur la rive droite de la rivière de Baraolt et mis aussi en evidence par des forages.

La troisième étape est une nouvelle étape d'accumulation de sédiments. Elle correspond au Pléistocène moyen et au Pléistocène supé-

Institutul Geologic al României

rieur. Pendant le Pléistocène moyen a également eu lieu une recrudescence de l'activité volcanique dans le massif de Harghita.

EXPLICATION DE LA CARTE ET DE LA PLANCHE

CARTE

Carte des terasses quaternaires du secteur Bran - Zărnești - Rișnov.

Légende stratigraphique: 1, Holocène supérieur. Alluvions (a); 2, Holocène inférieur; 3, Pléistocène supérieur; Villafranbien – Saint Prestien; 5, Préquaternaire (schistes cristallins, Jurassique, Crétacé, Paléogène). Légende génétique: 6, cônes de déjection; 7, dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires; 8, dépôts déluviaux; 9, dépôts proluviaux; 10, glissements de terrain. Légende morphologique: 11, limite entre les terasses et les zones collinaires; 12, limite de la terasse inférieure; 13, limite de la basse terasse; 14, cirque glaciaire; 15, point fossilifère; 16, faille.

PLANCHE

Esquisse de la dépression de Bîrsa et des unités morphostructurales limitrophes.

1, relief montagneux et de la plateforme haute; témoins du relief dans la dépression; 2, gradin morphologique intermédiaire dans la dépression, en partie recouvert de dépôts pléistocènes; 3, relief de plaine alluviale.

Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚII NOI LA CUNOAȘTEREA GEOLOGIEI REGIUNII COVASNA

DE

I. BĂNCILĂ, I. MARINESCU

Abstract

New Contributions to the Knowledge of the Geology of Covasna Region. — The paper presents new data with regard to the stratigraphy and tectonics of Audia unit and of the median sub-unit in Covasna-Ojdula region. Audia unit, which overthruss the median sub-unit at East, is made up by Black Schists (Barremian-Albian), Bota beds (Vraco-Cenomanian), Siriu sandstone (Upper Turonian-Paleocene) and presents an overthrust fold tectonics. The median sub-unit, situated farther in the East, is also made up by Black Schists, at its lower part, followed by Siclău beds (Vraco-Cenomanian), Horgazu beds (Upper Turonian-Danian), Tarcău sandstone with Podu Secu beds (Eocene) and Fusaru sandstone with Krosno type beds (Oligocene). These deposits are affected by the intramedian fault and the transverse faults which separate blocks with important level differences.

TABLA DE MATERII

Pag.

Introducere 300
Delimitare 300
Cadrul geologic 301
Istoricul cercetărilor 301
Stratigrafia 303
I. Depozitele din zona Audia 303
1. Barremian-Albian (Șisturi negre) 303
a) Orizontul inferior sau sideritic 303
b) Orizontul mijlociu sau șistos 303
c) Orizontul superior sau grezos 303
2. Albian superior — Cenomanian (strate de Bota) 304
3. Senonian — Eocen inferior (gresia de Siriu) 304

Institutul Geologic al României

Pag.

II. Depozitele flișului median 308
A) Depozitele cretacice 308
1. Barremian-Albian (Șisturile negre) 308
2. Vraconian-Cenomanian (strate de Șiclău) 309
a) Orizontul bazal cu tufite 309
b) Orizontul mediu al argilelor vărgate 309
c) Orizontul superior marno-calcaros 309
3. Turonian superior — Senonian (strate de Horgazu) 310
B) Depozitele paleogene 312
1. Eocenul 313
a) Orizontul bazal 313
b) Orizontul mijlociu sau gresia de Tarcău propriu-zisă 313
c) Orizontul superior (strate de Podu Secu) 314
2. Oligocenul 315
a) Orizontul bazal al gresiei de Fusaru 315
b) Orizontul marnelor calcaroase brune 315
c) Orizontul grezos cu pseudodisodile 316
d) Orizontul marnocalcarelor cenușii șistoase 316
e) Gresia de Fusaru superioară *(sensu stricto)* 317
Tectonica 318
Unitatea est-internă 318
Unitatea Audia 320
Subunitatea mediană 323
Zona anticlinală pîrîul Lorinț-Ojdula 324
Butoniera Lorinț-Hancău 324
Sectorul de sud (Lorinț) 324
Sectorul de nord (Hancău) 523
Butoniera Ghelința 326
Butoniera Ojdula 327
Axe sinclinale 328
Structura generală a subunității mediane 328
Concluzii 329
Bibliografia 332

INTRODUCERE

Delimitare. Regiunea care face obiectul studiului de față este cuprinsă între pasul Oituz (Măeruș) la N, linia localităților Comandău — Zagon la S, șesul depresiunii Bretcu la W și linia înălțimilor Lăcăuțu — Zîrna — Oituz Izvor — Muntele Negru la NE.

Pe latura vestică și de la N la S văile mai importante, care vor fi mai des citate sînt Bretcu, Căpîlna, Orbai, Ghelința, Covasna, Păpăuți

Institutul Geologic al României

și Zagon. Ele conduc apele spre Apa Neagră-Olt. De pe versantul NE al masivului Mușatu se formează valea Oituzului, care se îndreaptă spre valea Trotușului. De pe versantul sudic al masivului Lăcăuțu — Corău se formează văile Bîsca Mică și Bîsca Mare, care se îndreaptă spre valea Buzăului.

Pe marginea estică a depresiunii Bretcu se înșiră mai multe așezări, dintre care Covasna, situată în colțul de sud-est, este cea mai importantă.

Cadrul geologic. Întreaga regiune se situează în domeniul flișului carpatic, de la W la E succedîndu-se unitățile structurale principale pe care le-am separat într-un studiu anterior (1958): unitatea vest-internă, est-internă, Audia, medio-marginală (subunitatea mediană) și externă.

Datorită formării, în Pliocen, a depresiunii intramontane Bretcu, în dezvoltarea acestor unități se face o întrerupere, care este numai aparentă. Reținem însă de pe acum faptul că pe marginea de sud a depresiunii, unitatea Audia este mai mult împinsă spre est, iar în subunitatea mediană apare o importantă reducere a structurilor adiacente liniei Audia, în condiții ce vor fi analizate.

Istoricul cercetărilor. Primele mențiuni geologice asupra regiunii Covasna datează din anul 1860 și se datoresc lui Fr. Hauer. În 1863, împreună cu G. Stache același autor afirmă existența sideritelor și hornsteinurilor negre, pe care le asimilează cu stratele de Smilno (1863, pag. 287).

În 1876 K. M. Paul recunoaște „seria marnelor cu sferosiderite" și amintește că Fr. Herbich a recoltat din ele un amonit determinat ca *Hoplites Neocomiensis* d'Orb. (pag. 308). Cu doi ani mai tîrziu, Fr. Herbich descrie din valea Covasnei „marno-argile nisipoase, care alternează cu gresii și sferosiderite" și precizează că exemplarul de *Hoplites* provine de la piciorul dealului Copoțiu (1878, pag. 122). Constată de asemenea continuarea marno-argilelor cu sferosiderite în valea Horgazului, ca și existența lor la Ojdula.

Datele recoltate de acești autori au fost folosite la imprimarea hărții milenare maghiare.

În 1918, I. Leidenfrost descrie o faună de pești oligoceni din regiunea Comandău, pe Bîsca Mare (1923, p. 176). Mai tîrziu, în 1927, G. Macovei și I. Atanasiu întocmesc pentru cea de a doua reuniune a Asociației Carpatice o hartă la scara 1 : 200.000 a regiunii dintre valea Uzului și valea Zăbrătăului (1927). Pe această hartă sînt delimitate

Institutul Geologic al României

la Covasna şisturi negre şi gresie de Tarcău. Nu apare Oligocenul şi nici anticlinoriul de la Şiclăul Covasnei.

În 1934 şi apoi în 1937, M. G. Filipescu publică studii asupra regiunii dintre valea Buzăului — valea Covasnei, în care admite că şisturile negre reprezintă un facies al Senonianului (1937, p. 81). Pe harta anexată nu figurează Oligocenul median şi nici anticlinoriul de la Şiclăul Covasna.

În anul 1940 Boleslav Böhm determină din valea Covasnei o faună bogată de peşti caracteristică pentru Lattorfian-Rupelian.

După anul 1950 M. G. Filipescu, la început în colaborare cu I. Drăghindă şi V. Mutihac şi apoi singur, publică mai multe lucrări în care analizează geologia regiunii dintre valea Buzăului şi Ojdula (1954, 1955 a, 1955 b, 1957, 1960, 1961).

Între 1960—1962 Jeana Săndulescu şi M. Săndulescu au studiat regiunile Comandău, Ojdula şi Breţcu, iar Gh. Dumitrescu regiunea Ojdula — Breţcu (1961) [1]). Recent (aprilie 1963) Gr. Alexandrescu a prezentat rezultatele cercetărilor sale din zona internă şi Audia de la S de Covasna [2]).

Ţinînd seama de actualitatea şi întinderea concluziilor formulate de autori, ne vom referi la ele mai pe larg în cursul expunerii.

O privire cu caracter sintetic asupra regiunii Covasna a fost dată în 1961 în Ghidul Asociaţiei Carpato-Balcanice (M. G. Filipescu şi colab.), de asemenea în harta la sc. 1 : 100.000, foaia Covasna, publicată de I.L.Geo. din MIPC, în 1958 şi de Comitetul Geologic în 1960.

Autorii studiului de faţă au cercetat regiunea începînd din 1951, cu lungi intermitenţe, părerile lor fiind exprimate pentru stadiul respectiv, astfel : I. Băncilă în 1952 şi 1958 şi I. Marinescu în 1957—1958 şi 1962.

În stadiul actual, datorită discontinuităţii lucrărilor şi neconfruntării în comun cu terenul, părerile cercetătorilor asupra geologiei regiunii Covasna variază în limite destul de largi. Ne îngăduim să credem că datele pe care le deţinem pot aduce unele clarificări utile.

Cu scopul lămuririi diferitelor aspecte sînt anexate : o schiţă geologică schematică sc. 1 : 500 000 ; harta geologică sc. 1 : 75.000 a regiunii Covasna după date culese de autori între 1951—1962 ; o planşă cu secţiuni sc. 1 : 100.000 pe unităţi şi formaţii şi o planşă cu coloane stratigrafice.

---

[1]) Raport geologic, Arhiva MIPC.

[2]) Comunicare în Şedinţele Institutului Geologic.

Institutul Geologic al României

STRATIGRAFIA

I. DEPOZITELE DIN ZONA AUDIA

1. *Barremian-Albian* (*Şisturi negre*). Acestor etaje le aparţine cea mai veche şi mai caracteristică formaţiune geologică din zona Audia, reprezentată prin Şisturile negre. În alcătuirea ei se pot deosebi trei orizonturi:

a) *Orizontul inferior sau sideritic.* Format din şisturi argiloase negre şi cenuşii cu silicolite şi gresii micacee negre, peste care se aşează gresii negricioase dure, calcaro-silicioase şi marno-calcare sideritice. Acesta este orizontul din care I. Drăghindă şi Gh. Iliescu au recoltat în valea Covasnei exemplare de *Pseudothurmania angulicostata* d' Orb., formă caracteristică pentru Barremianul inferior [1]).

b) *Orizontul mijlociu sau şistos.* Constituit din şisturi argiloase negre, cu gresii cenuşii-negricioase, fin micacee, cu hieroglife noduloase şi care pe alocuri prezintă concreţiuni sferosideritice. Din acest orizont I. Drăghindă şi V. Mutihac au colectat exemplare de *Neohibolites strombecki* G. Mull. şi *N. aptiensis* Kill. var. *strombeckiformis* Stoll (1954, 1955 a [1]). La partea superioară a acestui orizont, pe valea Dămăcuşa, I. Marinescu a găsit un exemplar de *Anahoplites mantelli* Spath. După acest amonit vîrsta orizontului mijlociu şistos se opreşte în Albianul mediu (1962 b).

c) *Orizontul superior sau grezos.* Este alcătuit din gresii cuarţitice cu glauconit şi hieroglife noduloase. Gresiile sînt dispuse în bancuri pînă la 1 m grosime. Între ele apar intercalaţii subţiri de şisturi argiloase negre. În varietăţi de gresii microbrecioase cu elemente de granodiorite roz, M. G. Filipescu, I. Drăghindă şi V. Mutihac au colectat din Plaiul Pietros exemplare de *Neohibolites minimus* List. (9, 10). Dintr-o intercalaţie de brecie cimentată, cu granodiorite roz, I. Marinescu a extras de pe valea Bota exemplare de *Neohibolites minimus* List., care caracterizează Albianul mediu, cu trecere spre Albianul superior (1954, 1955 a).

Cu aceste caractere Şisturile negre ni se prezintă ca o serie comprehensivă barremian-albiană medie. Caracteristică pentru Şisturile negre din zona Audia, dintre valea Covasnei şi valea Buzăului este prezenţa breciilor

[1]) Determinată de M. G. Filipescu.

Institutul Geologic al României

cu granodiorite roz și Neohiboliți. Șisturile negre apar bine dezvoltate în valea Covasnei și în pîraiele de la sud de această vale, ca : Valea Albă, pîrîul Jigmond, valea Dețegului. Menționăm că Șisturile negre din zona Audia au fost întîlnite în forajul executat de ISEM lîngă stația CFR Covasna, în jurul adîncimii de 120 m. Cu o dezvoltare mai puțin caracteristică șisturile negre se continuă la nord de depresiunea Brețcu, în valea Cașinului.

2. *Albian superior - Cenomanian (strate de Bota).* Peste gresiile cuarțitice urmează un pachet de maximum 100 m grosime, alcătuit din argile roșii și verzi, rar negre, tufite, calcare albicioase fine, diaclazate, gresii micacee în plăci și silicolite roșcate. Între acestea apar intercalate 3—4 nivele de marne brecioase în care intră elemente de granodiorite roz, calcare, diabaze și șisturi argiloase verzui.

Acest orizont cunoscut sub numele de „strate de Bota" (I. Marinescu) [1]) este caracteristic pentru zona Audia dintre valea Covasnei și valea Siriașului. Au fost observate la S de valea Covasnei în Poiana Cocoriei, Pîrîul lui Jigmond, valea Chiuruș, pîrîul Șapte Izvoare, valea Zagonului Mic și valea Dămăcușa (I. Marinescu, 1962 a).

Din marnele brecioase, I. Marinescu a extras numeroase exemplare de *Parahibolites tourtiae* Weign., *Neohibolites ultimoides* (Sinzow) Stolley, resturi de Inocerami și un exemplar de *Inoceramus sulcatus* Park. Aceste forme indică vîrsta albian-superioară (vraconiană) cu trecere în Cenomanian (1962 a).

3. *Senonian - Eocen inferior (gresia de Siriu).* Cea mai nouă formațiune din zona Audia este gresia de Siriu. Ea ocupă suprafețe întinse așezîndu-se de obicei peste stratele de Bota. La alcătuirea acestei formațiuni, groasă pînă la 400 m, iau parte mai ales gresii micacee cenușii-verzi-oliv, cu aspect masiv, între care se intercalează marne și argile cenușii, uneori roșii și verzi și marno-calcare cenușii sau albicioase cu calcit.

Vîrsta cretacic-superioară (Senonian) a gresiei de Siriu a fost atribuită pe baza unor resturi de Inocerami și a Globotruncanelor. Astfel s-a colectat mulajul unui *Inoceramus regularis* var. *goldfussiana* d'Orb., o valvă rău conservată de *Inoceramus* sp. și restul unei cochilii de *Pachydiscus* sp. (Tistașele) (I. Marinescu, 1962 b).

Datorită aspectului petrografic și poziției stratigrafice, peste argilele roșii și verzi ale stratelor de Bota (considerate de vîrstă senoniană) gresia

[1]) Comunicare în ședințele Comitetului Geologic din 1957.

Institutul Geologic al României

de Siriu a fost asimilată fie cu gresia de Cotumba-Sita (I. P. Voiteşti, 1942, G. Murgeanu, 1934), fie cu gresia de Tarcău din flişul median (G. Macovei, 1927, M. G. Filipescu, 1937). Această gresie, cretacic-superioară după cum a arătat şi Gr. Popescu în 1952[1]), cu trecere probabilă în jos la Turonianul superior, iar în sus la Eocen, rămîne, după noi, caracteristică pentru flişul din regiunea Audia, putînd fi paralelizată la N cu gresia de Prisaca şi cu gresia de Skupova—Cernahora (I. Băncilă, 1952 şi 1958).

Gresia de Siriu formează în regiunea cercetată culmea Chiuzul Mare—Chiuzul Covasnei—Cocoria şi masivele Mato, Raitecu, Dămăcuşu. Apare bine dezvoltată în valea Chiuruş, unde atinge grosimi mari, de cca 1500 m, datorită suprapunerii gresiilor din mai mulţi solzi.

Cu stratigrafia depozitelor cretacice din unitatea Audiei de la sud de Covasna s-a ocupat îndeosebi M. G. Filipescu. Întrucît concluziile sale, elaborate între 1952—1961, au suferit pe parcurs o serie de modificări; pentru precizarea punctului nostru de vedere ne vom referi, la schema cea mai nouă, din anii 1960—1961.

După M. G. Filipescu, complexul inferior, sferosideritic, gros de cca 400 m, are vîrsta valanginian-barremiană şi permite separarea a trei nivele ce ar corespunde cu stratele de Teschen (150 m), stratele de Grodischt (100 m) şi stratele de Wernsdorf (150—200 m). Argumentul paleontologic pentru vîrsta prebarremiană este: *Neocomites neocomiensis* d'Orb., găsit şi determinat de Fr. Herbich în 1876—1878.

Observăm în legătură cu aceasta că nu avem o suficientă siguranţă asupra exactităţii determinării lui Herbich şi că exemplarul de *Pseudothurmania angulicostata* d'Orb. este o formă barremian-inferioară, care a fost extrasă din roci identice cu cele din dealul Copoţ, din care Herbich precizează că a recoltat pe *Neocomites*. Cît priveşte litologia stratelor puse în paralel, pare să se deosebească destul de mult. După H. Swidzinski, stratele de Teschen se paralelizează cu stratele de Rachov, care sînt o prelungire a stratelor de Sinaia (1948). Zb. Sujkowski, în lucrarea sa remarcabilă asupra stratelor de Şipote, în care încearcă să facă o paralelizare, care, după cît se pare, a inspirat şi pe M. G. Filipescu, nu găseşte nici o corespondenţă cu stratele de Teschen sau Grodischt şi nu coboară cu şisturile negre mai jos de stratele de Wernsdorf (1938). Mai trebuie amintit faptul că n-au fost găsite în complexul sferosideritic exemplare de *Calpionella*, frecvente în stratele de Teschen.

[1]) Raport geologic. Arhiva Comit. Stat Geol.

Institutul Geologic al României

Cercetători, ca G. Macovei (1927), M. Kziazkiewicz (1951), St. Wdowiarz și D. Patrulius (1961), compară stratele de Teschen cu stratele de Sinaia.

În aceste condiții separarea la Covasna în complexul sferosideritic a unor echivalențe stratigrafice a stratelor de Teschen și Grodischt apare forțată. Precizăm totuși că pentru considerente de ordin general, admitem că depozitele cretacice din unitatea Audia și în general Cretacicul inferior în faciesul de șisturi negre, poate coborî pînă în Berriasian, epocă la care a început să ia naștere „geosinclinalul" flișului carpatic. Aceste depozite nu apar la zi în regiunea Covasna sau nu avem încă o dovadă pentru aceasta. Părerea pe care am emis-o și cu alte ocazii (I. Băncilă, 1958) este că de la faciesul negru-argilos al Cretacicului inferior se face o trecere gradată în jos și spre interior, la faciesul stratelor de Sinaia (= Rachov), cenușiu-calcaros și grosier-detritic.

Menționăm și faptul că grosimea stratigrafică de 400 m acordată orizontului sferosideritic pare exagerată, ea netrecînd de cca 150 m. De altfel, profilul geologic al văii Covasna nu este cel mai indicat pentru orizontarea șisturilor negre, întrucît pe distanța de 900 m, pe care apare această serie, se pot identifica mai mulți solzi, în care unii termeni lipsesc, iar alții se repetă (pl. III).

Continuînd paralela între cele două concepții, constatăm că după M. G. Filipescu orizontul gresiilor glauconitice (echivalat cu stratele de Lgota superioare + stratele de Godula inferioare) urcă pînă în Cenomanianul superior, argumentul paleontologic fiind prezența formelor de *Rotalipora appenninica* Renz (1955 c, 1960).

I. Marinescu a recoltat însă din gresiile glauconitice forme care indică vîrsta albiană medie pe care o adoptăm și de astădată (*Neohibolites minimus* List.).

În continuitate cu gresiile glauconitice, autorul citat separă așa numitele „strate de Zagon", groase de 400 m, pe care le echivalează cu stratele de Godula superioare și le atribuie vîrsta cenomaniană — turonian-superioară.

Litologia stratelor de Zagon este descrisă astfel : „marne cenușiu-negricioase, gresii calcaroase micacee, curbicorticale, marne negre și șisturi negricioase, gresii calcaroase micacee cu pirită, gresii grosiere conglomeratice cu feldspat roșu și resturi de inocerami, cu intercalații de marne roșii și verzi la partea superioară" (1955 c pag. 306, 1957 p. 140, 1960 p. 42).

Institutul Geologic al României

Stratele de Zagon s-ar continua la sud și sud-vest prin depozitele marno-grezoase, denumite de G. Murgeanu „faciesul mixt al Vraconianului" (1934), iar la nord cu seria curbicorticală de pe valea Trotușului, din care I. Băncilă a recoltat Inocerami. Ele ar fi de asemenea sincrone cu stratele de Streiu din semifereastra Putna—Vrancea.

În comunicarea sa recentă, Gr. Alexandrescu se raliază acestui punct de vedere, separînd stratele de Zagon inferioare și superioare. Nu menționează însă prezența marnelor senoniene.

Ținînd seamă de litologie, de paralelizările făcute și de forma cartografică, reiese că autorii au grupat în stratele de Zagon elemente ce aparțin în parte de stratele de Bota din unitatea Audia, în parte de seria curbicorticală din flișul est-intern. Rezultă din aceasta o confuzie, care pune sub semn de întrebare în primul rînd existența liniei interne, care, după aceiași autori, separă flișul în două domenii mari, intern și extern, și are caracterul unui șariaj important.

M. G. Filipescu adaugă peste stratele de Zagon și în continuitate, un complex de marno-argile roșii și verzi, cu calcare litografice și jaspuri, cărora, pe baza formelor de *Globotruncana linneana* d'Orb., le atribuie vîrsta senonian-inferioară (1955 c, 1960).

În ce privește gresia de Siriu, autorii suscitați o consideră echivalentă cu gresia de Tarcău, deci eocenă și discordantă pe stratele de Zagon, Senonianul superior lipsind. Ideia vîrstei eocene este sprijinită pe existența în valea Siriului a unui orizont cu Nummuliți de tipul Șotrile, care ar sta la baza gresiei de Siriu (M. G. Filipescu, 1937). Existența orizontului nummulitic nu a fost însă dovedită între văile Buzăului și Covasnei; iar în ce privește condițiile din valea Siriului, sînt de făcut revizuiri, în special de ordin structural.

Fosilele recoltate și anterior citate, ne determină să considerăm gresia de Siriu ca începînd probabil din Turonianul superior și urcînd pînă în Eocen. Este util de reținut că, dacă pentru prezența Eocenului în unitatea Audia există divergențe de păreri, nu s-a susținut pînă acum prezența Oligocenului. Lipsa parțială a Paleogenului se datorează, după cît se pare, mutării zonei de subsidență a mării flișului spre est, în cuprinsul flișului paleogen median. Această retragere a fost precedată în Turonianul inferior și mediu de o scurtă exondare, care în afară de competența stratelor, explică poziția ușor discordantă a gresiei de Siriu.

Institutul Geologic al României

II. DEPOZITELE FLIȘULUI MEDIAN

Flișul median se dezvoltă la est de unitatea Audia și ocupă cea mai mare suprafață din regiunea cercetată. Caracteristic pentru această zonă este schimbarea faciesului depozitelor cretacice post-albiene și dezvoltarea considerabilă a Eocenului și Oligocenului în facies predominant grezos.

A) DEPOZITELE CRETACICE

1. *Barremian-Albian* (*Șisturile negre*). În zona mediană Șisturile negre reprezintă cea mai veche formațiune, care aparține de părțile profunde ale structurilor anticlinale fiind aduse la suprafață ca efect al cutării și adesea al faliilor cu decalaje mari pe verticală. Ele păstrează caracterele cunoscute din zona Audia și apar în valea Covasnei (în amonte de Șiclău), în valea Ghelința, la Ojdula și în zona frontală a pînzei medio-marginale (Dobroslav—Murdanu).

Cea mai însemnată ivire de Șisturi negre apare însă în valea Covasnei unde este bine deschisă în pîraiele Chetagu și Lorinț, precum și în drumul nou Covasna—Comandău. Lame înguste de șisturi negre au fost observate între Siclău și confluența Chetag—Lorinț. Apariții mai însemnate ale orizontului inferior, șistos sînt vizibile pe pîrîul Horgazu și în valea Hancău.

În valea Ghelința, Șisturile negre apar în aval de confluența văilor Ghelința Mare și Ghelința Mică și au fost semnalate de Jana Săndulescu și M. Săndulescu în 1961. Prezența lor destul de redusă în valea Ghelinței este legată de o ridicare axială, provocată de o falie transversală importantă.

La Ojdula, Șisturile negre sînt mai bine dezvoltate în amont de confluența pîraielor Orbaiul Mare și Orbaiul Mic. Aparițiunea mai importantă corespunde unei puternice ridicări axiale a unui anticlinal major. Celelalte aflorimente de șisturi negre se observă în fundul pîrîului Orbaiul Mic și sînt legate de prezența unei ridicări între falii radiale importante. Semnalate încă din 1878 de Herbich ele au fost cercetate în ultimii ani de M. G. Filipescu, I. Drăghindă și V. Mutihac, Jana Săndulescu cu M. Săndulescu și de Gh. Dumitrescu[1]).

În zona frontală a pînzei mediane I. Marinescu a observat cîteva lame de șisturi negre, în plină zonă de strate cu Inocerami, dintre care cea mai importantă este cea din pîrîul Goru (Dobroslav). Celelalte iviri se eșalonează către N, în izvorul Murdanu și în fața muntelui Arișoaia.

[1]) Raport geologic, 1961, Arhiva MIPC.

Institutul Geologic al României

2. *Vraconian-Cenomanian (strate de Şiclău,* Acestor două etaje le corespunde formaţiunea stratelor de Şiclău (I. Băncilă, 1952)[1] care urmează în continuitate de sedimentare peste orizontul superior grezos al şisturilor negre. În aceste strate s-au putut separa următoarele orizonturi:

a) Orizontul bazal cu tufite, gros de la 8 la 12 m, constituie un important orizont-reper, care urmează imediat peste Şisturile negre. În alcătuirea lui iau parte tufuri şi argile tufacee verzui-gri, depuse în strate centimetrice, care se desfac în bucăţi prismatice.

b) Orizontul mediu al argilelor vărgate, gros de 10—30 m, este constituit din argile roşii şi gri-verzui, intercalate cu grezo-calcare fine micacee în strate centimetrice, cu diaclaze pline cu calcit.

c) Orizontul superior marno-calcaros este alcătuit din marno-calcare şi calcare în plăci, străbătute de fine diaclaze cu calcit. Culoarea lor este cenuşie, negricioasă în spărtură proaspătă, dar pot deveni roşii-vişinii, cenuşii, verzui sau chiar pătate. De obicei la partea superioară apare un banc gros pînă la 1 m de calcar marnos roşu-cărămiziu care anunţă apropierea stratelor de Horgazu.

În valea Covasnei, în amont de Şiclău, şi pe pîrîul Chetagu (Doicraci), amont de confluenţă, apar în această serie cîteva intercalaţii de gresii micacee, verzui, fin calcaroase.

Cu aspectul descris, stratele de Şiclău apar în bazinul rîului Covasna, pe pîraiele Hancău, Polocu (Horgazu), Chetagu, apoi în aval de confluenţa Chetagu-Lorinţ şi îndeosebi în drumul nou Covasna—Comandău, deasupra poienii Chetagu.

Tufitele şi marnocalcarele apar pe creasta Mogoş—Piatra Mică. O apariţie redusă a fost identificată în baza versantului drept al Covasnei, aval de gura Hancăului.

La Ojdula orizontul tufitic formează o fîşie aproape continuă pe flancul de est al anticlinalului major. Apariţiuni sporadice împreună cu marnocalcare roşii se găsesc în fundul Orbaiului Mic. Pe marginea pînzei, la Dobroslav, pe lîngă marnocalcare, se observă şi argile roşii. Aceste depozite situate între şisturile negre şi stratele de Horgazu (strate cu Inocerami) sînt sincrone şi prezintă afinităţi litologice cu stratele de Cîrnu din valea Bistriţei, cu stratele de Bota din zona Audia, de la curbura carpatică şi cu argilele vărgate cu tufite din aceeaşi zonă a Carpaţilor Moldovei. Ele corespund în parte cu stratele de Lupchianu de la marginea

[1]) Comunicare în şedinţele Comitetului de Stat al Geologiei.

Institutul Geologic al României

pînzei mediane (valea Oituzului) și tot în parte cu stratele de Tisaru propriu-zise din flișul extern (valea Putnei — Vrancea) (I. Dumitrescu, 1952).

3. *Turonian superior—Senonian* (*strate de Horgazu*). Peste stratele de Șiclău urmează seria stratelor de Horgazu (I. Bănciltă, 1955) cu care se încheie succesiunea Cretacicului zonei mediane. În componența acestor strate intră gresii calcaroase fine, vinete-cenușii, curbicorticale, uneori verzui-cenușii, cu numeroase diaclaze pline de calcit. Ele formează strate sub 1 m grosime și sînt intercalate des cu argile cenușii-albăstrii, uneori verzui sau roșii și cu bancuri subțiri de marnocalcare cenușii cu fucoide mari (gura Ghiurcii), uneori roșii (pîrîul Polocu, creasta Mogoș — Piatra Mică). Apar și gresii micacee cu bob mediu, care trec la partea superioară la grezo-calcare și marnocalcare tari (Zăbala — Pîrîul lui Ianoș, valea Bîsca Mare). În extremitatea de NE a regiunii, la marginea pînzei medio-marginale, frecvența gresiilor fin micacee scade, crescînd în schimb marnocalcarele, pregătindu-se trecerea spre faciesul stratelor cu Inocerami de tipul stratelor de Hangu.

În regiunea cercetată stratele de Horgazu apar în zona axială a anticlinalului Grămăticu (Șiclău), la S de Comandău, fiind vizibile în pîraiele Iancău, Ghiurca, Vînătorul și Valea Adîncă. În amonte de confluența pîraielor Elmegu și Lorinț, stratele de Horgazu reapar, menținîndu-se pe flancul de E al structurii Șiclău.

La N de creasta Piatra Mică — Mogoș, ele se dezvoltă ocupînd o zonă mai largă, care se prelungește pînă în văile Pava și Zăbala (pîrîul Ghepii — Ianoș). Alte apariții însoțesc în valea Ghelința șisturile negre și mai ales pe cele din anticlinalul Ojdula, între valea Orbaiul Mare și Fărcău (Căpîlna).

Alte iviri de strate de Horgazu sînt pe versantul de N al muntelui Cihănaș, fiind legate de apariția Șisturilor negre din fundul Orbaiului Mic.

La marginea pînzei mediane, stratele de Horgazu, în facies apropiat de stratele de Hangu, se prezintă cartografic sub forma unei fîșii late de 1—3 km, din care se desprind cîteva prelungiri spre S. Cea mai importantă aparține zonei axiale a anticlinalului Bîsca Mică — Dobroslav. Este interesant de amintit că sonda ISEM de la Mușa a traversat sub gresia de Tarcău șisturi negre (ad. 1030 m) și apoi roci ce pot fi atribuite Cretacicului superior în faciesul stratelor de Horgazu — Hangu. Interesantă este și fîșia de Cretacic din pîrîul Stîna Giurgiului, care se lățește mult către E.

Institutul Geologic al României

La E de creasta Lăcăuțu — Buniu depozitele cretacic-superioare, apropiate de stratele de Hangu formează muntele Murdanu și o parte din muntele Dealul Negru.

Stratele de Horgazu sînt sincrone în parte cu gresia de Siriu din zona Audia și cu stratele de Inocerami (strate de Valea Mare din flișul est-intern).

Singurele macrofosile găsite sînt fragmente de Inocerami în valea Covasna, în gresii micacee și resturi de Inocerami mari găsiți pe gresii calcaroase cu calcit, în văile Horgazu, Pava și Ghepii (Zăbala).

Către partea superioară stratele de Horgazu trec treptat la gresia de Tarcău eocenă, incluzînd deci și etajul danian.

Interpretînd aparițiile de depozite cretacice ca aparținînd aceleași zone structurale denumită „zonă de solzi" M. G. Filipescu nu face o distincție între coloana stratigrafică din unitatea Audia și aceea din subunitatea mediană. Deosebește deci peste șisturile negre, strate de Zagon (400 m) și complexul de marne roșii-verzi, cu calcare litografice și jaspuri. Peste aceasta, după o întrerupere în Senonianul superior, autorul consideră discordant și transgresiv gresia de Tarcău eocenă (M. G. Filipescu, 1955 c).

Am arătat mai sus o parte din motivele pentru care considerăm stratele de Zagon ca neavînd un conținut propriu chiar în valea Zagonului. Extinderea acestei denumiri în unitatea mediană pare de aceea nepotrivită.

În lucrări mai vechi același autor folosește termenul de strate de Lupchianu pentru stratele ce urmează Șisturilor negre (1955 c). Menținerea la această separare l-ar fi obligat însă să renunțe — corect de altfel — la identificarea aparițiilor de depozite cretacice din unitatea mediană cu cele din zona Audia.

Jana Săndulescu și M. Săndulescu (1961, 1962) separă peste Șisturile negre strate de Lupchianu inferioare, strate de Lupchianu superioare și strate cu Inocerami.

Din descrierea făcută ar reieși că stratele de Lupchianu inferioare corespund cu ceea ce unul din autorii prezentului studiu (I. Băncilă, 1952) a denumit strate de Cîrnu—Șiclău, cele superioare cu partea inferioară a ceea ce tot atunci a fost denumit strate de Horgazu, iar stratele cu Inocerami cu partea superioară a stratelor de Horgazu.

Alegerea uneia sau alteia dintre denumiri nu ni se pare a fi o problemă geologică, ci de gust. Observăm numai că I. Dumitrescu, care a introdus denumirea de strate de Lupchianu în 1948, a definit astfel conținutul lor „marne roșii, verzi, pătate, cu urme rare de Fucoide

Institutul Geologic al României

mici şi cu intercalaţii de marnocalcare pătate, cu diaclaze umplute cu calcit''.... ,,reprezintă în regiunea cercetată orizontul cel mai vechi al pînzei gresiei de Tarcău'' ... ,,situat între şisturile negre şi stratele cu Inocerami, fiind sincron cu partea inferioară a stratelor de Tisaru'' (1952, pag. 62).

Abstracţie făcînd de detalii privind conţinutul şi succesiunea litologică în special a părţii bazale, din care lipsesc argilele cu tufite, stratele de Lupchianu s-ar paraleliza cu cele trei orizonturi ale stratelor de Cîrnu—Şiclău.

În ce priveşte intercalaţiile de gresii în strate groase nu se pot atribui în nici un caz stratelor de Lupchianu, chiar dacă le spunem superioare. I. Dumitrescu menţionează asemenea gresii abia în stratele cu Inocerami superioare... ,,stratele cu Inocerami sînt alcătuite dintr-o alternanţă de calcare cu spiculi de Spongieri, în parte curbicorticale, cu hieroglife, de marne cenuşii cu Fucoide de gresii curbicorticale şi argile marnoase, cenuşii-verzui, cu multe diaclaze de conglomerate cu elemente de şisturi verzi'' ... ,,către partea superioară cu intercalaţii de tipul Tarcău cu elemente verzi în bază''' ... ,,constituie termenul cel mai inferior al pînzei gresiei de Tarcău şi pare că nu au nici o diferenţiere laterală de facies (spre interior)'' (1952).

Datele de teren ne obligă totuşi să susţinem în continuare că depozitele cretacic-superioare schimbă în oarecare măsură faciesul spre interior, în sensul mai sus arătat (stratele de Horgazu). Sîntem de asemenea înclinaţi să admitem şi pentru subunitatea mediană, o discontinuitate la baza stratelor de Horgazu, discontinuitate pe care o punem în legătură cu faza subhercinică de cutare. Asupra implicaţiilor de ordin structural şi stratigrafic al acestei discontinuităţi, vom reveni.

Amintim că Gh. Dumitrescu separă peste Şisturile negre un orizont roşu-verde şi un Cretacic superior nediferenţiat [1]).

B) DEPOZITELE PALEOGENE

În regiunea cercetată, depozitele paleogene ocupă o zonă vastă, întreruptă sporadic de apariţiunile insulare ale formaţiunilor cretacice. Pe baza litologiei, a raporturilor stratigrafice şi geometrice şi a orizonturilor-reper, s-a reuşit să se separe Eocenul şi Oligocenul. Aceste serii, la rîndul lor, au fost orizontate amănunţit, fiecare orizont separat găsindu-şi corespondentul în alte zone mai externe ale flişului.

[1]) Raport geologic; arhiva MIPC, 1962.

Institutul Geologic al României

1. *Eocenul.* Seria eocenă atinge în cutele de W o grosime de cca 2000 m. Ea apare pe mari întinderi, în faciesul caracteristic al gresiei de Tarcău. În cuprinsul acestei serii s-au individualizat următoarele orizonturi : bazal, mijlociu sau al gresiei de Tarcău și superior sau stratele de Podu Secu (pl. III).

a) *Orizontul bazal.* În partea inferioară a gresiei de Tarcău, în unele profile, apare un orizont constituit din gresii calcaroase, cenușii-albăstrui, fin micacee cu rare diaclaze de calcit dispuse în strate subțiri (sub 1 dm), cu intercalații de argile vinete-albăstrui sau verzui. Între acestea apar bancuri de gresii micacee cu bob mediu cenușii, care spre partea superioară devin calcaroase, tari și curbicorticale. Grosimea lor nu depășește 0,5—0,7 m. Către partea superioară a orizontului, ele devin mai puțin calcaroase și mai groase apropiindu-se de aspectul obișnuit al gresiei de Tarcău. Grosimea acestui orizont este de cca 70—80 m.

Ținînd seama de continuitatea de sedimentare de la stratele de Horgazu, care stau sub acest orizont bazal, noi l-am atribuit Paleocenului cu trecerea spre Eocenul inferior.

Separat pentru prima dată de I. Băncilă, în anul 1951, în valea Bistriței și valea Uzului, acest orizont „bazal" nu corespunde „orizontului bazal" separat de G. Macovei și I. Atanasiu pe valea Bistriței.

Cu aspectul descris, acest orizont se întîlnește pe valea Ghelinței (aval de confluență), pe valea Ghepei (Pîrîul lui Ianoș, Zăbala) și în valea Covasnei. La sud de Comandău în valea Bîsca Mare și în marginea frontală a zonei mediane, poziția lui este mai greu de observat (valea Manișca, Dobroslav, valea Bîsca Mică).

b) *Orizontul mijlociu sau gresia de Tarcău propriu-zisă.* În alcătuirea acestui orizont, a cărui grosime depășește uneori 1 800 m, intră bancuri decimetrice și metrice de gresii micacee cu bob mediu, care trec uneori la conglomerate, cenușii în spărtură proaspătă, verzui și mai puțin tari cînd sînt alterate. Intre aceste gresii se intercalează strate subțiri de argile verzui sau cenușii, caracteristice. In partea mijlocie și în primă jumătate a seriei, între gresiile masive și semi-masive se interpun pachete flișoide alcătuite din strate subțiri, sub 1 dm, de gresii fin micacee, slab curbicorticale, intercalate cu argile roșii și verzi. Grosimea acestor pachete nu depășește 20—30 m. Aspectul lor asemănător cu stratele de Plopu a făcut pe unii cercetători să le considere ca atare în unele cazuri, iar

Institutul Geologic al României

alteori să le separe ca un termen stratigrafic caracteristic sub numele de „strate de Giurgiu" — Ghelința (M. Săndulescu, 1962).

Accentuăm că aceste pachete cu argile se repetă la diverse nivele începînd de la mijlocul seriei pînă în treimea inferioară. Dezvoltarea și poziția lor a fost observată la Ojdula (valea Fărcău — Căpîlna), în valea Orbaiul Mare, în valea Ghelința, în valea Zăbala (pîrîul Băcara), în fundul văii Covasna (pîrîul Conderia — Șoimu, pîrîul Elmeagu, Lorint, Dealul Iacob), pe valea Bîsca Mică la Benedec și la N de munții Lăcăuți și Clăbuci.

Către partea superioară a gresiei de Tarcău apar nivele lentiliforme cu elemente de gnaise, micașisturi, cuarțite, cunoscute sub numele de „conglomerate de Baco — Sînzieni". Elemente rare din aceste conglomerate apar și în valea Covasnei aduse din regiunea de obîrșie și au fost observate de Fr. Herbich din 1878.

La paralela Covasna și Ghelința, gresia de Tarcău ocupă o zonă largă de peste 15 km, care începe din marginea de est a depresiunii Tg. Secuesc — Breţcu și ține pînă în fundul semiferestrei Vrancea. Cele mai mari înălțimi muntoase din regiune, ca : Lăcăuțu, Chiișoara, Mănișca, Clăbuci, Ciulănaș, Dealu Corău, Buniu, Mușatu, Piatra Șoimului, Iacob, Cihănaș, Meneșu, sînt formate din gresie de Tarcău eocenă.

c) *Orizontul superior* (*strate de Podu Secu*). Seria gresiei de Tarcău suportă la partea superioară un orizont bine individualizat, alcătuit din gresii calcaroase curbicorticale, cenușii, fin micacee, dispuse în strate sub 1 dm grosime. Între aceste gresii se intercalează argile cenușii-verzui, marnocalcare verzui cu Fucoide mici și grezo-calcare tari cu diaclaze pline cu calcit. Argile roșii apar sporadic în grosimi de 0,5 m. Aceste depozite, denumite strate de Podu Secu, apar la piciorul Șiclăului în valea Covasnei. De asemenea au fost întîlnite în pîrîul Orbaiul Mic în contact cu Cretacicul în valea Căpîlna (Fărcău) în pîrîul Lupa și în valea Ghelința Mică, adică pe flancul de W al sinclinalului Oituz — Obîrșia Bîscii Mari. Apar de asemenea în valea Bîsca Mare la E și W de Comandău, la Holum și în fundul pîrîului Vînătorul, Ghiurca, Fagul Alb și Ciulănaș.

Stratele de Podu Secu încheie seria eocenă și fac trecerea la ceea ce I. Băncilă consideră ca Oligocen median în facies de Krosno — Fusaru (1952, 1958).

În ce privește limita C_3/Pg, în stadiul actual putem apela doar la rezultatele analizelor micropaleontologice care confirmă existența unei continuități de sedimentare între Cretacic și Paleogen. Acest fapt reiese și din observațiile făcute asupra orizontului bazal al gresiilor de Tarcău

Institutul Geologic al României

în pîrîul Ghepii, Ghelința, Ianoș, Piatra Mică, iar mai departe la Poiana Uzu, valea Oituzului etc.

2. *Oligocenul.* Seria oligocenă are o răspîndire mai redusă decît Eocenul, dar apare în continuitate de sedimentare peste stratele de Podu Secu, în faciesul median caracteristic.

În regiunea cercetată s-a reușit separarea Oligocenului în următoarele orizonturi: gresia de Fusaru bazală, marnele calcaroase brune, gresiile cu pseudodisodile, șisturile cenușii cu marno-calcare și gresia de Fusaru propriu-zisă. În unele lucrări recente (M. G. Filipescu, 1957) aceste roci au fost considerate ca intercalații în gresia de Tarcău eocenă (M. G. Filipescu și colab., 1961).

a) *Orizontul bazal al gresiei de Fusaru.* In structurile cele mai interne din zona mediană, stratele de Podu Secu sînt urmate de gresii micacee, uneori microconglomeratice, alteori mai fine, gălbui cu mici pete cărbunoase. Intre bancurile de gresie groase 0,5-1,5 m se intercalează marne cenușii și rare gresii curbicorticale, fin micacee. Grosimea acestui orizont variază de la cîțiva metri la cca 40 m. Cu acest aspect el apare în valea Covasnei, aval de Șiclău, unde urmează stratelor de Podu Secu, separate tectonic de Senonianul de la Piciorul Șiclăului Aspectul caracteristic al acestei gresii se observă și în versantul drept al văii Covasna, în cariera de la Șiclău. În valea Bîsca Mare gresiile sînt perfect vizibile la gura Dîrnăului Mare și în amont de aceasta, precum și la S de Comandău, în versantul Bîscei. Alte apariții au fost întîlnite în valea Dîrnăului Mic, în Dealul Mogoș (N de Covasna), în valea Ghelința Mică și în valea Lupa (Orbaiul Mare) și în fundul Orbaiului Mic.

b) *Orizontul marnelor calcaroase brune.* Acest orizont urmează în continuitate de sedimentare peste cel grezos bazal, trecerea făcîndu-se prin reducerea gresiilor micacee. Bancurile de gresie scad în grosime pînă la 15—20 cm și chiar mai puțin, luînd un aspect mai fin cu o culoare albicioasă. Între acestea apare roca principală care este reprezentată printr-o marnă calcaroasă, șistoasă, fin grezoasă, de culoare cenușie închisă, compactă, care ia uneori aspectul Șisturilor negre din Cretacicul inferior așa cum se observă în valea Covasnei. În porțiunile cele mai vestice ale zonei mediane, la E de vîrful Zăpadu, la E de Coronguș (pîrîul Raitecu II) și lîngă Poiana Cetății, către baza acestui orizont, se intercalează silicolite negre, de tipul menilitelor. Dispuse în străturețe de 1—5 cm, într-un pachet gros de 1—5 m, acestea constituie un echivalent

Institutul Geologic al României

stratigrafic al menilitelor inferioare din faciesul marginal și extern al Oligocenului de tip Kliwa.

c) *Orizontul grezos cu pseudodisodile.* De la orizontul precedent se trece la un complex de gresii micacee, gălbui, cu pete ruginii, alterate, groase de 0,5—2 m, între care se interpun argile șistoase, negricioase, groase pînă la 10—20 m. Aspectul lor amintește de șisturile argiloase disodilice, prezentînd caracterul de a se desface în foi. Pe fețele de separație dintre argilele pseudodisodilice (varietăți mai foioase) se găsesc resturi de schelete de pești fosili (Comandău sud) în valea Bîsca Mare și pîrîul Chitereșu.

Apariții clare ale acestui orizont se găsesc în valea Dîrnăul Mic și la S de Comandău. De remarcat stratele subțiri de pelosiderite cenușii cu coaja brună care apar cu rare intercalații (valea Covasnei).

d) *Orizontul marnocalcarelor cenușii șistoase.* Acest orizont gros de 30—40 m, urmează în continuitate de sedimentare peste orizontul precedent. În componența acestuia apar gresii fin micacee, slab curbicorticale, marne cenușii slab șistoase, calcare marnoase și marnocalcare șistoase în strate de 1—3 cm, în alternanță deasă. Pe fața plăcilor de marno-calcare apar impresiuni de pești fosili, din care J. Leidenfrost a determinat cîteva specii. Vîrsta oligocenă a acestui orizont atribuit anterior Cretacicului superior pe baza formelor de Globotruncane (M. G. Filipescu, 1937) a fost subliniată de I. Băncilă, pe baza resturilor de pești și a succesiunii stratigrafice (1952). Orizonturile pseudodisodilic și al marnocalcarelor șistoase au fost considerate de Kulhay că aparțin formațiunii menilitice (B. Böhm, 1941): „Auch nach Kulhay's Untersuchungen gehölen, die Schichten von Kovasna, und Kommando, der Meniliformation al".

Ele reprezintă de fapt numai echivalentul în facies de Krosno-Fusaru al menilitelor și disodilelor inferioare din flișul marginal și intern de tip Kliwa.

Din aceste orizonturi Boleslav Böhm descrie o faună bogată de pești fosili de la Covasna și Comandău, ca: *Odontaspis* sp., *Clupea longimana* Hek., *Cl.* aff. *arcuata* Kner., *Cl. sardinites* Heck, *Lates* sp., *Leucistus carpathicus* Böhm, *Lepidopus hungaricus* n. sp., *L. glarisianus* Blainv. Pe baza faunei și a afinităților petrografice autorul atribuie aceste orizonturi, Lattorfianului și Rupelianului, din formațiunea menilitică (Böhm-Bem, 1941).

Institutul Geologic al României

e) *Gresia de Fusaru superioară (sensu stricto)*. Coloana stratigrafică a Oligocenului median se încheie cu un orizont gros de 300—400 m, alcătuit din gresie de Fusaru, micacee, cu bob mediu sau microconglomeratic. Această gresie reprezintă un echivalent stratigrafic al gresiei de Kliwa din flișul marginal și extern. Între bancurile de gresie, groase pînă la 2—3 m, se interpun marne cenușii sau negricioase în străturețe subțiri. Cu aceste aspecte gresia apare în valea Cupanului (N de Comandău) și în valea Bîsca Mare (S de Comandău). De asemenea apare în valea Covasna (versant drept) unde este bine deschisă în cîteva cariere, situate între gura văii Horgazu și Hancău. Datorită masivității ei această gresie ajunge să formeze o serie de înălțimi în fundul văilor Ghiurca și Vînătorul, precum și la obîrșia văii Orbaiul Mare, Orbaiul Mic (muntele Oituz—Izvor) și Ghelința Mică.

Urmînd o tradiție mai veche, M. G. Filipescu atribuie în 1950, suitei de roci paleogene din subunitatea mediană, vîrsta exclusiv eocenă. În 1952 el recunoaște în parte și existența Oligocenului, prezentînd următoarea împărțire :

O serie inferioară marno-grezoasă-conglomeratică (1300 m), de vîrstă eocenă ;

O serie superioară șistoasă-bituminoasă, cu intercalații de gresii (350 m), de vîrsta eocen-oligocenă. Această ultimă serie ar avea un orizont inferior din șisturi argiloase cu pești (200 m) și un orizont superior din marno-calcare (150 m).

Această ezitare în recunoașterea seriei groase a cărui apartenență la Oligocen este dovedită prin fauna de pești, s-a transmis în harta geologică sc. 1 : 100.000, foaia Covasna, editată de Comitetul Geologic în 1959—1960 și în harta anexată la Ghidul excursiilor (1961). Estomparea depozitelor oligocene, în special în vecinătatea liniei Audia, alterează însă, mult imaginea structurii regiunii.

Recunoașterea și repartizarea în coloana stratigrafică a diferitelor complexe de roci paleogene nu este încă uniform văzută de o seamă de cercetători, ceea ce duce adesea la contradicții, care în stadiul actual de cunoaștere a stratigrafiei din subunitatea mediană ar putea fi evitate.

Jana Săndulescu și M. Săndulescu în studiile întreprinse în ultimii ani în regiunea dintre Bretcu—Comandău, adoptă fără modificări esențiale schema noastră din 1952, dar aplică denumiri noi, astfel : gresia masivă de Tarcău cuprinsă între orizontul bazal și intercalațiile de argile șistoase, este „gresia de Tarcău inferioară", intercalațiile șistoase-argiloase de la mijlocul seriei sînt „strate de Giurgiu —

Institutul Geologic al României

Ghelința", iar gresia de Tarcău de deasupra, pînă la stratele de Podu Secu (= Plopu), este „gresia de Tarcău superioară". Dacă aceste denumiri nu adaugă elemente noi la fondul problemei, în schimb, ni se pare că estompează unele detalii utile cercetărilor pe teren, cum ar fi poziția conglomeratelor de Baco și a gresiilor conglomeratice cu Nummuliți.

Este necesar, înainte de a încheia acest capitol să menționăm de asemenea separările judicioase și modul de tratare a geologiei flișului median din regiunea Bretcu—Odjula, în lucrările geologilor Elena Albu, Gh. Dumitrescu și Dezideriu Solomon de la I.P.G.G. din M.I.P.C. [1]).

TECTONICA

Așa cum am amintit, regiunea Covasna se încadrează clar în unitățile structurale majore ale flișului carpatic, de la vest la est, recunoscîndu-se : unitatea est-internă, Audia, medio-marginală și externă ; delimitate prin liniile : internă, Audia și medio-marginală.

Unitatea est-internă. Este situată pe latura vestică a regiunii studiate și atinsă numai pe o mică suprafață. La alcătuirea ei iau parte numai depozite cretacice, repartizate la următoarele complexe : seria curbicorticală (Albian inferior-mediu), gresia de Sita—Cotumba (Albian superior — Cenomanian inferior), strate de Teliu—Poiana Florilor (Cenomanian superior — Turonian inferior), strate de Inocerami (Senonian) (I. Băncilă, 1958).

Dintre acestea se cuprind în cadrul cercetat seria curbicorticală și trecerea la gresia de Sita—Cotumba. Fixarea precisă a cadrului în care se dezvoltă seria curbicorticală are o importanță deosebită pentru stabilirea structurii, de aceasta depinzînd localizarea și valoarea liniei interne, care separă flișul est-intern de unitatea Audia. Aceasta ne obligă la unele precizări litologo-stratigrafice, care au devenit și mai necesare, în urma discuțiilor recente pentru precizarea conținutului așa-numitelor „strate de Zagon".

Seria curbicorticală este alcătuită din șisturi marnoase cenușii-verzui în pachete înguste, alternînd cu gresii cenușii în strate centimetrice, curbicorticale și cu hieroglife mici. Datorită alterării superficiale, întregul complex ia o colorație galben-pămîntie. Local se intercalează marne cenușii închis pînă la negru și marno-argile roșii și verzi. Intercalații de ultimul tip apar mai des în pîrîul Păpăuți și în valea Zagonului.

[1]) Rapoarte geologice, 1961, Arhiva MIPC.

Institutul Geologic al României

În sus seria curbicorticală trece gradat la gresii în strate decimetrice şi metrice cu intercalaţii subţiri şistoase (dealul Lorinţ—Zagon).

Din hărţile publicate de Comitetul Geologic şi din comunicarea recentă a lui Gr. Alexandrescu (1963), reiese că o parte din ceea ce noi considerăm seria curbicorticală este atribuită stratelor de Zagon, cărora li se acordă vîrsta albian-superioară — cenomanian-turoniană [1]).

Argumentele aduse pentru aceasta sînt :

1. Prezenţa în marne a microfosilelor *Globotruncana apenninica* Renz şi *Globigerina infracretacaea* Glaesner;

2. Prezenţa unor intercalaţii de şisturi argiloase negre la sud-vest de Covasna;

3. Succesiunea normală cu seriile din unitatea Audia,

4. Recunoaşterea unei linii tectonice majore, cu caracter de încălecare, mai la vest (= linia internă).

La aceste argumente avem de făcut următoarele observaţii :

În lucrarea „Atlas nijnemelovîi faunîi severnogo Kavkaz i Krîima" *Rotalipora apenninica* Renz este dată caracteristică pentru intervalul Albian superior—Cenomanian superior, iar *Globigerina infracretacaea* Glaesner pentru intervalul Barremian—Cenomanian superior.

Nici una din aceste forme nu trece de Cenomanian, iar prezenţa lor comună este limitată la Albian. De altfel, M. G. Filipescu, în lucrarea sa din anul 1957, menţionează că a găsit formele de mai sus în gresiile glauconitice, cărora le acordă vîrsta albiană (1951, pag. 140).

Intercalaţiile şistoase negre sînt cunoscute şi în alte părţi şi ele au constituit cauza ezitărilor încercate de aproape toţi geologii care au fost în situaţia de a face cartări în jurul liniei interne. Ele reprezintă, fie solzi în marginea unităţii Audia, fie recurenţe de facies în seria curbicorticală.

Succesiunea normală de la şisturile negre ar putea fi admisă pe porţiuni reduse, şi anume acolo unde seria curbicorticală se dispune pe strate de Bota (exemplu : valea Zagonului), dar dacă se ia în considerare dispoziţia în mare, ne atrage atenţia faptul că seria şistoasă curbicorticală formează o zonă neîntreruptă şi uniformă, cîtă vreme şisturile negre dau loc la numeroase cute-solzi, deci îmbracă un stil mult diferit. În această privinţă este elocventă gresia de Siriu, care formează mai multe petece de întinderi variabile şi care stau fie direct pe şisturile negre, fie pe stratele de Bota, dar niciodată pe seria curbicorticală, deşi în mod normal aceasta ar trebui să fie patul gresiei de Siriu. Cercetată mai

[1]) În toate cazurile de vîrste s-a considerat Vraconianul ca inclus în Albianul superior.

Institutul Geologic al României

în detalii pe porţiunea care intră în hartă, seria curbicorticală vine la limită cu diverşi termeni ai unităţii Audia: Şisturi negre în valea Covasnei, strate de Bota şi gresii de Siriu în valea Păpăuţi şi Zagon.

În ce priveşte recunoaşterea unei linii tectonice mai la vest, nu avem nici un element de sprijin. Autorii, înşişi fac observaţia că „această linie situîndu-se între două formaţii asemănătoare, trece neobservată". Am putea spune tot aşa de bine că tăind un complex identic, nu poate exista, acolo unde este pusă.

La cele de mai sus amintim că fosilele recoltate de I. Marinescu dintr-o gresie intercalată în seria curbicorticală din versantul stîng al văii Crasna, indică vîrsta albian-medie: *Neohibolites minimus* List; *Pecten viteli* Pict. et Camp.; *Inoceramus* sp.

Cele de mai sus conduc la unele concluzii, astfel:

1. Seria curbicorticală îşi păstrează caracterul litologic propriu şi se echivalează ca vîrstă cu partea terminală a complexului şistos, cu complexul gresiilor cuarţitice şi baza stratelor de Bota. Intercalaţiile negre care apar la sud de Covasna, cele cunoscute în bazinul Siriului, cum şi dispariţia faciesului negru la sud-vest de regiunea de curbură, constituie dovada unei schimbări gradate de facies;

2. Se justifică afirmaţia că depozitele atribuite stratelor de Zagon revin de o parte stratelor de Bota, care ţin de unitatea Audia, de altă parte seriei curbicorticale căreia, pe baza fosilelor recoltate, trebuie să-i acordăm vîrsta albian-vraconiană şi ţine de baza unităţii est-interne;

3. Dacă lăsăm fiecărei unităţi sedimentele ce-i sînt proprii, putem afirma că între ele sînt relaţii tectonice, care se reflectă de-a lungul liniei interne a cărei poziţie este redată în hartă. Linia reflectă caracterul unei încălecări cu depăşiri locale (Chiuruş, Muchia Cătanelor) şi pare să reprezinte o digitaţie a pînzei Audia (pl. I şi II).

Unitatea Audia. Aspectul structural al unităţii Audia relevă, după părerea noastră, o încălecare mai importantă. Ţinînd seama de aceasta, enumerăm şi analizăm mai jos argumentele pe care le putem aduce în sprijin. Ele sînt:

1. Prezenţa la fruntea unităţii a unei benzi aproape continue de Şisturi negre sau strate de Bota, care se dispune spre exterior pe depozite oligocene;

2. Forma festonată pe care o ia traseul liniei;

3. Tăierea diagonală a unor cute din subunitatea mediană;

4. Lungimea mare, sute de kilometri, pe care se realizează condiţiile de mai sus;

Institutul Geologic al României

5. Grosimea mare a depozitelor paleogene cu căderea considerabilă a fundamentului Cretacic adiacent la est;

6. Rezultatele unor foraje amplasate la mică distanță în interior față de linia Audia.

Apariția de-a lungul liniei Audia a Șisturilor negre sau a stratelor de Bota de o parte și a depozitelor oligocene de alta, s-a putut constata în cursul lucrărilor de cartare, atît pe afluenții de pe dreapta ai rîului Bîsca Mare (Dîrnăul Mare, Dîrnăiașul, Saroșu, Rojdașu, Toplița) cît și pe afluenții din stînga ai pîrîului Covasna (Mișcău și pîrîul Ursului).

Cea mai accesibilă și putem spune spectaculoasă apariție este însă în valea Covasnei. Dacă se urmărește profilul acestei văi începînd de la Podul Siclăului, unde apar stratele de Podu Secu, se constată o succesiune de depozite oligocene cu un caracter tipic faciesului median, care urcă continuu în coloana stratigrafică avînd jumătatea inferioară predominant grezoasă, iar jumătatea superioară cu numeroase intercalații șistoase-argiloase, cu aspect disodilic.

Confuziile care s-au produs, fie din cauza trecerii la Eocen a gresiilor, fie din cauza trecerii la Șisturile negre a unor pachete de șisturi oligocene, n-au făcut decît să întîrzie sesizarea situației reale. Astăzi este evident că gresiile din aval de sanatoriu sînt gresii de tipul Fusaru, ca și gresiile de la carierele de pe dreapta pîrîului Covasna, după cum un pachet gros de șisturi argiloase de un ton mai deschis și mai moi, sînt șisturi oligocene. Ele vin la contact cu șisturi argiloase de o colorație mai întunecată și mai dure, care aparțin Șisturilor negre.

Lucrurile se complică prin faptul că pe intercalațiile subțiri de gresii care se asociază șisturilor argiloase din ambele formații, hieroglifele sînt pe partea din amont, lăsînd impresia unei continuități. O brecie de 4—5 m, care taie valea diagonal în dreptul ostrovului, aval de Gura Horgazului, desparte însă cele două formații și relevă situația exactă.

Pe văile de mai la sud, contactul nu mai este atît de bine deschis, dar prezența de o parte a Șisturilor negre, de alta a depozitelor oligocene, este relevată clar, în special pe traseele drumurilor noi forestiere. Menționăm între acestea dealul Chiuzul Mic, unde Șisturile negre apar bine deschise în cariere, iar formațiile oligocene în vecinătatea șoselei Comandău—Păpăuți, la mică distanță.

Forma festonată a liniei, cu un ieșind mare în dealul Cocoria—Chiuzul Mare, apare clar pe hartă și relevă o avansare controlată de peste 3 km.

Tăierea diagonală a unor structuri nu se poate constata pe distanța prea mică (cca 10 km), pe care se întinde harta, dar este relevată pe

Institutul Geologic al României

hărțile generale. Astfel, spre sud anticlinalul Bota Mare — dealul Secuiului este retezat la sud de valea Buzăului. În alte studii am făcut cunoscute tăierile diagonale care se realizează în bazinul Trotușului și al Bistriței.

Întinderea pe mari distanțe a relațiilor sus-arătate este azi ilustrată prin lucrările de cartare executate în ultimul deceniu, atît în cadrul Comitetului Geologic cît și al IPGG din MIPC. Condițiile particulare dintre valea Suha Mică — Izvorul Alb, unde depozitele Paleogenului median nu apar la suprafață, au primit, după noi, o explicație satisfăcătoare, admițînd prinderea lor sub avansarea pînzei șisturilor negre.

Din descrierea stratigrafiei depozitelor Paleogenului median a rezultat o grosime normală de peste 3500 m. Aceasta ne obligă să admitem între depozitele cretacice din zona Audia și cele din fundamentul Paleogenului median, un decalaj de mai multe mii de metri, genetic legat de afundarea mării paleogene. Acest decalaj a constituit în timpul cutării, o atracție inevitabilă pentru părțile mai ridicate, de la vest.

În sfîrșit, în ultima vreme sonde situate în spatele liniei Audia, la sud-vest de valea Buzăului, amplasate deci la zi pe depozite cretacice, au pătruns la adîncime nu prea mare în depozite oligocene. Astfel, sonda de la Bertea din valea Slănicului, amplasată la cca 1500 m N de linia Audia, a intrat în depozite oligocene la 1200 m; sonda de la Slon, cu aceeași amplasare, a intrat în depozite oligocene la 970 m; iar sonda din valea Siriului Mic la 840 m.

Deși distanțele față de linia Audia sînt mici (maximum 1,5 km), rezultatele sînt elocvente în sensul aici discutat.

Pe baza celor de mai sus menținem părerea mai veche asupra existenței pînzei Șisturilor negre. La cele arătate adăugăm observația că unitatea Audia, întocmai ca și celelate unități ale flișului, este accidetată la paralela văii Covasna de o mare falie transversală — falia Covasna — însoțită probabil de alte falii satelite. La sud de falie întreaga unitate este scufundată și împinsă la est. Datorită scufundării, lățimea ocupată crește mult, față de ce este la nord și iau o întindere mare formațiile noi, gresia de Siriu îndeosebi. Situația se menține ca atare pînă la valea Siriului, unde gresia dispare nu prin afundare, ci prin ridicare și erodare.

Datorită solicitărilor tectonice și volumului mare de sedimente, structura interioară a unității Audia de la sud de valea Covasnei, prezintă cute variate. În general, se constată o cutare mai strînsă a fundamentului apropiat, de Șisturi negre, în care predomină cutele-solzi, față de gresia de Siriu, care formează de regulă sinclinale largi, cu flancurile mai mult

Institutul Geologic al României

sau mai puțin accidentate, relevînd o dizarmonie față de fundament. Din această cauză, gresia zace uneori pe termeni mai vechi decît stratele de Bota. Explicația se poate găsi în competența gresiilor față de șisturi cum și în întreruperea care a avut loc probabil în Turonianul inferior-mediu, întrerupere pe care o punem pe seama fazei de cutare subhercinică. Dintre cele mai importante structuri din unitatea Audia amintim : solzii Chiuzurilor, anticlinalul Gujbele, solzii Dămăcușu—Matău, sinclinalul Dealul Ciuma, sinclinoriul Decanului, solzii Bonișului, etc. Uneori gresia de Siriu ia parte la solzi mai mărunți împreună cu Șisturile negre.

Prin comparație, sectorul unității Audia de la nord de linia Covasna, deschis abia în valea Casinului, este mai ridicat și redus la zona de rădăcină. În consecință, aici apar numai Șisturi negre pe o lățime redusă, cca 500 m (față de 4—5 km, la S de Covasna), în care se repetă 2—3 solzi.

Elementele de mai sus ne fac să considerăm unitatea Audia ca pe o digitație frontală a unităților interne, în sensul că linia structurală de primă importanță este linia Audia. În ce privește liniile de solzi din interior, ca și linia internă, considerăm că se înseră în adîncime pe același plan de șariaj. Această idee a fost exprimată în profilele din planșa II.

În concluzie, unitatea Audia reflectă o individualitate structurală clară, deși elementele stratigrafice inferioare ale ei — respectiv șisturile negre — se extind mult la est și formează baza seriilor din unitatea medio-marginală, externă și probabil pericarpatică.

M. G. Filipescu, Gr. Alexandrescu și alți cercetători consideră că unitatea Audia formează o zonă de solzi care ia o legătură directă cu flișul median. Astfel, pe harta 1 : 100.000 foaia Covasna a Comitetului de Stat al Geologiei, structurile Paleogenului median se împletesc cu cele din Audia, un sinclinal mare cu depozite oligocene pătrunzînd de la sud spre Tistașele.

De asemenea, anticlinalul de la Șiclăul Covasnei este considerat ca o „torsiune" din zona de solzi născută sub efectul faliei Hancău (= falia Covasna pro parte). Acest mod de a vedea nu concordă cu datele expuse mai sus.

Subunitatea mediană. Întrucît regiunea studiată se situează în spatele sectorului ridicat al unității externe, respectiv semifereastra Putna-Vrancea, unitatea medio-marginală, care are o mare răspîndire în flișul carpatic, este reprezentată numai prin subunitatea mediană, subunitățile intermediară și marginală adăugîndu-se la NE și SE. Între Bretcu și Comandău subunitatea mediană relevă o structură net

Institutul Geologic al României

diferită de a unităților precedente, caracterizate prin prezența unor anticlinale și sinclinale largi, accidentate de o rețea de falii divers orientate, cu decalaje orizontale și verticale adesea foarte mari. Intervenția faliilor explică, cum vom vedea, numeroase aspecte geologice încă în discuție.

Zona anticlinală pîrîul Lorinț-Ojdula. Este cea mai importantă din cuprinsul subunității mediane și relevată prin prezența la zi a depozitelor cretacice sub forma a trei butoniere, pe care de la S la N le denumim Lorinț-Hancău, Ghelința și Ojdula.

a) *Butoniera Lorinț-Hancău.* Este situată la 1500 m E de marginea satului Voinești și tăiată de trei văi : Covasna-Chetagu, Horgazu și Hancău. Valea Lorinț-Elmegu taie oblic și în lung capătul de sud. Forma butonierii este aproximativ a unui romb alungit N — S. În partea cea mai lată este tăiată de falia Covasna, care o desparte într-un sector sud și un sector nord. Adiacent faliei Covasna are loc cea mai mare dezvoltare a depozitelor cretacice, fapt care relevă o puternică ridicare. În cele ce urmează vom analiza separat sectorul de sud și de nord.

Sectorul de S (Lorinț). În vecinătatea faliei Covasna este constituit dintr-o fîșie de cca 800 m lățime de Șisturi negre, urmată pe flancul estic de o succesiune normală a Șisturilor negre, a stratelor de Cîrnu-Șiclău, Horgazu și Gresia de Tarcău.

Pe flancul vestic structura este retezată de o falie longitudinală importantă, falia Comandău-Șiclău. Datorită acesteia se stabilește un contact direct între șisturile negre și depozitele oligocene ale celui mai intern sinclinal. Cercetată mai la S, pe culmea Mogoș de la W la E, succesiunea este următoarea : Oligocen, orizontul șistos al Șisturilor negre, tufite, gresii glauconitice în blocuri foarte alterate, din seria tufite, marnocalcare cu iviri discontinui (strate de Cîrnu-Șiclău), strate de Horgazu, gresia de Tarcău (Piatra Mare).

Mai la S, în valea Covasnei, succesiunea este următoarea : strate de Podu Secu, strate de Cîrnu-Șiclău, tufite, Șisturi negre foarte tectonizate pe cîțiva metri ; se repetă apoi de 2—3 ori aceeași succesiune în solzi foarte strînși și zdrobiți.

Aproape de confluența cu pîrîul Lorinț de la tufite se trece la un sîmbure mai lat (cca 100 m) de Șisturi negre, foarte bine deschise la confluența Lorinț-Chetagu. În amont — pe Chetagu, reapar tufitele flancului estic, după care, în scurt, se dezvoltă orizontul bazal al gresiei de Tarcău (la cascada amonte (pl. II).

Din succesiunea arătată reiese că nucleul de sedimente cretacice are o cutare cu mult mai pronunțată, cu caracter general de solzi, mai

Institutul Geologic al României

mult sau mai puțin dezvoltată. Așa cum am remarcat de mult, în alcătuirea acestor solzi nu participă gresia de Tarcău.

Mai spre sud flancul estic continuă să fie accidentat de falia Comandău-Șiclău. Această falie face însă o întoarcere bruscă spre est, în lungul versantului stîng al pîrîului Chetagu și permite prin aceasta să se dezvolte orizonturi mai vechi ale gresiei de Tarcău. În același timp mănunchiul de solzi mici de la podul Șiclăului dispare. De notat că gresia de Tarcău — mai exact un orizont inferior al ei — apare în valea Chetagului, cu direcție aproape W — E și căderi normale spre sud. Ea se întretaie cu gresii cuarțitice orientate NNW — SSE, care trec spre amont la șisturi argiloase negre.

Aceste detalii sînt necesare de analizat pentru a stabili faptul că pe flancul vestic între Paleogen/Cretacic se face un contact tectonic.

În continuare spre S anticlinalul se afundă și dispare spre fundul pîrîul Lorinț-Elmeagu sub Paleogen.

Cît privește flancul de E, poate fi în stadiul actual relativ ușor de urmărit pe drumul în construcție spre Comandău.

În mai multe puncte se constată succesiunea din dealul Mogoș-Piatra Mică, turburată însă de o evidentă tendință a masei de gresie de Tarcău de a se revărsa peste sîmburele structurii. Această revărsare se face la nivele diferite, astfel că uneori gresia zace direct pe Șisturile negre, alteori pe unul sau altul din nivelele superioare lor. Distanțele variabile ce se constată între aparițiile de Șisturi negre — gresie de Tarcău, nu constituie indicații pentru poziția transgresivă a acesteia din urmă, cum s-a interpretat de mai mulți cercetători (M. G. Filipescu, M. Săndulescu, Gr. Alexandrescu). Menționăm că petecul de gresie de Tarcău notat pe hărțile Comitetului Geologic, peste depozitele cretacice din anticlinoriul Covasnei, unește arbitrar gresia de Tarcău din flancul vestic cu blocuri rulate pe coastă.

Sectorul N (Hancău). În vecinătatea faliei Covasna acest sector are o lățime mai mare decît corespondentul său sudic. Gradul înaintat de acoperire face însă mult mai grea descifrarea structurii. Se observă totuși că spre gura pîrîului Hancău apar elemente de Cretacic superior, în care s-au forat sondele ISEM. În lungul pepinierii ce există în amont, pe dreapta văii, apar tufite, iar mai în amont Șisturi negre care se mențin pe cca 400 m. Mai în amont, pe o suprafață largă se dezvoltă cele mai tipice strate de Horgazu. Aproape de creastă ele sînt urmate de gresia de Tarcău.

Institutul Geologic al României

Important pentru acest sector este că Paleogenul de pe flancul vestic nu se racordează cu cel de pe flancul estic. Într-adevăr fîșia centrală de Șisturi negre ca și celelalte complexe mai noi sînt retezate diagonal de o zonă lată de gresie de Tarcău, dovedind astfel prelungirea spre N a faliei Comandău-Șiclău.

Este interesant de observat că la cca 300 m vest de gura pîrîului Hancău (de la sondele ISEM), pe sub versantul drept, apar elemente de Cretacic constînd din microgresii calcaroase, tufite, strate de Horgazu. Ținînd seamă de morfologie și de poziția gresiei de Tarcău din botul de deal de la gura aval Hancău (W — E, cu înclinare medie de cca 20°), sîntem înclinați să admitem o avansare a gresiei de Tarcău peste fundamentul cretacic. În orice caz trebuie să reținem dizarmonia puternică ce există între sectorul sudic și cel nordic al butonierii Lorinț-Hancău, în special pe flancul vestic.

De asemenea se produc reduceri de-a lungul faliei Comandău-Șiclău, Ojdula. În sectorul sudic, apropiat de valea Covasnei, este redus tot Eocenul și contactul se face între Oligocen/Șisturi negre. Distanța pînă la linia Audia este de numai 1,5 km. În sectorul nordic succesiunea depozitelor paleogene este aproape completă și largă, distanța pînă la Șisturile negre fiind de cca 5 km. Această lărgire se accentuiază spre N (cca 12 km la paralela Sînzieni, cu adăugarea unui sinclinal suplimentar).

Din toate acestea reiese rolul deosebit al faliilor în structura flișului median din regiunea cercetată, rol care va reieși și din alte situații, de mai la SW.

b) *Butoniera Ghelința.* Este cea mai redusă și a luat naștere prin ridicarea mai puternică a compartimentului nordic al unei falii transversale, falia Ghelința. Această falie orientată W — E are ecou pînă în apropierea liniei medio-marginale.

Cu toate că terenul este în bună parte acoperit, prezența Șisturilor negre se poate constata în vecinătatea de N a faliei. Ele sînt urmate de un material brecios în care se cuprind fragmente de gresii glauconitice, produs probabil pe o falie secundară, apoi de strate ce fac trecerea de la Cretacicul superior la gresia de Tarcău, bine deschise în albia minoră a rîului Ghelința.

Ca și în cazul precedent, flancul estic prezintă o succesiune mai liniștită, în timp ce flancul vestic relevă o întrerupere tectonică, gresia de Tarcău acoperind succesiv de la S spre N, Șisturile negre, zona de brecie, stratele de tranziție.

Institutul Geologic al României

În șeaua de la N de pîrîul Parohiei, gresia de Tarcău de pe flancul vestic se suprapune pe aceea de pe flancul estic, dînd aparența unui anticlinal simplu.

c) *Butoniera Ojdula*. Este cea mai importantă și provocată de o a treia falie transversală, care corespunde în parte cu falia identificată de Gh. Dumitrescu (falia Căpîlna). Spre deosebire de acest cercetător, noi considerăm însă că falia nu se întoarce spre S pentru a se confunda cu falia de pe flancul intern al butonierii, ci se îndreaptă spre W, ieșind în depresiunea Bretcu. O parte din traseul faliei urmează cursul văii Căpîlna și nu are nici o legătură cu vreuna din faliile longitudinale. Falia Căpîlna este însoțită de o accentuată ridicare a blocului de la S, iar apariția largă a seriilor cretacice — Șisturi negre în special — o punem pe seama acestei ridicări. Blocul de la N este, dimpotrivă, căzut.

Examinarea celor două flancuri ale butonierii pune în evidență în general condiții similare celor precedente. Astfel, flancul estic arată pe alocuri treceri continui spre gresia de Tarcău, cum se poate vedea pe versantul stîng al văii Orbaiul Mare. În bazinul pîrîului Orbaiul Mic relațiile sînt însă destul de mult turburate din cauza intervenției unor falii secundare. Astfel, o falie orientată aproximativ NNW — SSE (falia Dumbrava), afectează acest flanc, cu readucerea la zi a Șisturilor negre. De la această treaptă mai ridicată, deranjată și ea de alte falii mai mici, trecerea se face gradat la gresia de Tarcău.

O altă falie, orientată ENE—WSW (falia Cihănașu), desparte spre sud un compartiment căzut. Situația reiese din faptul că în compartimentul sudic apare o trecere continuă de la Eocenul inferior la stratele de Podu Secu și Oligocen, cîtă vreme în compartimentul nordic apar diferite etaje ale Cretacicului, care sînt retezate brusc.

Pe hărțile existente situația este redată diferit. Astfel, Jana Săndulescu și M. Săndulescu admițînd o dizarmonie de natură tectonică între fundamentul cretacic și paleogen, ca urmare a mișcărilor tectonice embrionare, trasează o limită de invazie a Eocenului, deci indiferent pe care termen mai vechi, și astfel structura apare normală. Gh. Dumitrescu se apropie de imaginea dată de noi, dar într-o formă cu mult mai simplă [1]).

Pe flancul de vest se continuă relațiile cunoscute din sud, adică gresia de Tarcău stă la contact direct cu Șisturile negre. În felul acesta falia Comandău-Șiclăul Covasnei se extinde spre Ojdula și capătă un

[1]) Raport geologic 1961, Arhiva MIPC.

Institutul Geologic al României

caracter mai important. Ea poate fi clar urmărită peste dealul Dumbrava pînă în valea Căpîlna, unde se întrerupe brusc și apariția de Șisturi negre.

Părerea noastră este că falia se continuă prin zona gresiei de Tarcău masive, de la N de Căpîlna pînă la valea Uzului, în axa anticlinalului Apa Neagră-Izvorul. Falia este însă mascată aici de poziția căzută a întregului compartiment și uniformitatea litologică. La paralela văii Uzului ea dă loc unei avansări spre est a gresiei de Tarcău. Este posibil ca același accident să se prelungească pînă în valea Bistriței, racordîndu-se cu falia Cîrnu.

Spre sud de Comandău, linia tectonică afectează bolta anticlinalului Grămăticu.

Dată fiind importanța acestei falii și poziția ocupată de ea, o putem numi intramediană.

Caracterul faliei intramediane variază în lung, dar în general relevă o puternică scufundare a compartimentului de vest, în special în toate locurile unde străbat la zi formațiile cretacice. În unele sectoare ea relevă o depășire spre est.

A x e s i n c l i n a l e. În compartimentul sudic față de falia Covasna se dezvoltă sinclinalul Voinești la vest și sinclinalul Ghiurca la est. Primul este retezat de valea Covasna și pare să aibă o legătură la nord cu sinclinalul Sînzieni. Al doilea se ridică axial la nord de Comandău, după ce este accidentat, ca și structurile adiacente, de o puternică falie transversală — falia Trăsnita. Sinclinalul Dîrnăului dispare la Comandău pe linia intramediană.

În compartimentul nordic față de falia Covasna distingem: sinclinalul Sînzieni și sinclinalul Lutoasa la vest de linia intramediană și sinclinalul Oituz la est. Aceasta din urmă se ridică în aer la sud de muntele Baco și est deranjat de o falie transversală spre capătul de nord (falia Măgheruș — E l e n a A l b u, 1961[1]) și o falie mai importantă pe flancul de est (falia Uz—Oituz—G h. D u m i t r e s c u, S t. A l b u 1961[1]). Terminația sudică este afectată de falia Ghelința.

Prezența faliilor transversale permite ca sectorul studiat al flișului median dintre Bretcu—Comandău să fie împărțit în mai multe blocuri, indicate pe pl. I.

S t r u c t u r a g e n e r a l ă a s u b u n i t ă ț i i m e d i a n e. Datele geologice generale ne conduc la concluzia existenței unei încălecări mai importante, subunitatea mediană făcînd parte din pînza mediomarginală, cea mai întinsă și bine dovedită în cuprinsul flișului. O sec-

[1]) Rapoarte geologice, 1961, Arhiva MIPC.

Institutul Geologic al României

țiune geologică la paralela Ojdula-Lepșa permite să se reprezinte această structură pe o lărgime mai mare, în care se cuprinde și subunitatea intermediară. În secțiune se consideră că înrădăcinarea pînzei se face mai la vest de anticlinalul Șiclău-Ojdula, fapt care mărește posibilitatea descoperirii unor structuri eventual purtătoare de hidrocarburi, în unitatea inferioară — respectiv unitatea externă a flișului.

O atenție deosebită considerăm că trebuie dată zonei frontale a pînzei între izvoarele Putnei la nord și izvoarele Bîscei Mici la sud.

Caracteristică este apariția depozitelor cretacic-superioare, cu mici pătrunderi sub formă de lame a Cretacicului inferior, în faciesul șisturilor negre (Dobroslav, Murdanu, Zăbăluța). O situație asemănătoare se constată în valea Oituzului spre confluența cu valea Lupchianului, unde la fruntea pînzei apar șisturi negre (argile șistoase și gresii glauconitice), urmate de orizontul argilos-tufitic, marno-calcare violacee și cenușii (strate de Lupchianu) și strate de Horgazu-Hangu, care fac trecerea la orizontul bazal al gresiei de Tarcău.

Reiese că la formarea pînzei medio-marginale ia parte toată suita de roci de la Cretacicul inferior în facies de Șisturi negre, pînă la Oligocenul superior în facies median. În interiorul pînzei apar complicații de tipul faliilor transversale cu importante decalări pe verticală, uneori cu depășiri pe mici distanțe.

La vest și est de pînza medio-marginală se desfășoară structurile majore ale flișului, conform indicațiilor din hărți și profile.

CONCLUZII

Din cele expuse se desprind următoarele concluzii :

1. Unitatea Audia este constituită din :

a) Barremian — Albian mediu = șisturi negre, în care se separă un orizont sferosideritic, un orizont șistos și un orizont grezos — glauconitic. Nu se pot identifica în orizontul sferosideritic strate de tip Teschen și Grodischt.

b) Albian superior (Vraconian) — Cenomanian = strate de Bota.

c) Turonian superior — Eocen = Gresie de Siriu = Prisaca = Skupova-Cernahora.

2. Nu se poate recunoaște o individualitate stratigrafo-litologică a „stratelor de Zagon".

3. Faciesul de șisturi negre trece spre W și S în faciesul cenușiu. Seria curbicorticală este corespondentul stratigrafic al orizontului șistos-grezos, glauconitic, și Bota inferior.

Institutul Geologic al României

4. Subunitatea mediană este constituită din :

a) Barremian — Albian mediu = Șisturi negre.

b) Albian superior (Vraconian) — Cenomanian = strate de Cîrnu-Șiclău (Lupchianu) proparte.

c) Turonian superior — Danian = strate de Horgazu.

d) Paleocen — Eocen inferior — mediu (gresia de Tarcău).

e) Eocen superior = strate de Podu Secu (= Plopu).

f) Oligocen.

5. Există probabil o lacună de sedimentare în Turonianul inferior — corespunzătoare fazei subhercinice.

6. Succesiunea depozitelor paleogene atinge 3 500 m și rămîne în linii generale aceea descrisă în 1952.

7. Din punct de vedere tectonic se recunosc unitățile : est-internă, Audia, medio-marginală (cu subunitatea mediană) și externă.

8. Unitatea est-internă face parte din flișul intern și este limitată spre E prin linia internă, cu aspect de încălecare. Unitatea est-internă ia caracterul unei digitații a pînzei Audia. Spre sud linia și digitația internă se reduc, iar depozitele cretacice în facies de Șisturi negre fac trecere spre faciesul cenușiu.

9. Unitatea Audia aparține structural flișului intern și este delimitată la E prin linia Audia. Aceasta relevă o încălecare de proporții mai mari, care a dat naștere în Miocenul superior, pînzei Audia sau pînzei șisturilor negre, care este continuarea spre sud a pînzei Cernahora. S-au expus argumentele pe care se sprijină admiterea acestei structuri.

10. Unitatea medio-marginală este redusă în regiunea studiată numai la subunitatea mediană, care în partea sa vestică constituie zona de înrădăcinare a pînzei.

Cel mai vechi termen stratigrafic al pînzei medio-marginale este reprezentat prin Șisturi negre, care apar la fruntea ei de E, în valea Oituzului. Aparițiile de Șisturi negre din interior se admite de asemenea că sînt desrădăcinate.

În cuprinsul subunității mediane din regiunea Covasna se relevă o direcție anticlinală principală, marcată de prezența la zi a Șisturilor negre. Acestea formează trei butoniere : Ojdula, Ghelința, Șiclăul Covasnei.

Între nucleele de depozite cretacice și învelișul paleogen există o puternică dizarmonie. Ea se explică prin : cutarea din faza subhercinică ; diferența de plasticitate dintre seriile stratigrafice respective și intervenția a numeroase falii, cu orientări variate, care au fost însoțite de sărituri mari, în special pe verticală.

Institutul Geologic al României

I. BĂNCILĂ ȘI I. MARINESCU

HARTA GEOLOGICĂ A FLIȘULUI DIN REGIUNEA COVASNA – OJDULA

0 500 1000 1500 2000 m.

LEGENDA

CUATERNAR

1. Alunecări de teren
2. Aluviuni
3. Deluvii
4. Terase

UNITATEA EST-INTERNĂ

5 ALBIAN SUP.-CENOMANIAN — Gresia de Sita - Tătaru (Cotumba)

6 ALBIAN — Seria curbicorticală (Strate de Palanca) Ar = argile roșii

UNITATEA AUDIA

7 TURONIAN SUP. - EOCEN INF. — Gresia de Siriu

8 ALBIAN SUP. - CENOMANIAN — Strate de Bota (Ar. = argile roșii) (Argile vărgate, tufite, brecii)

9 BARREMIAN - ALBIAN MEDIU — Orizontul gresiilor cuarțitice (ALBIAN MEDIU)

10 Orizontul șistos și sideritic (BARREMIAN-ALBIAN INF.)

UNITATEA MEDIO-MARGINALĂ, SUBUNITATEA MEDIANĂ

11 OLIGOCEN

12 EOCEN — Strate de Podu-Secu (EOCEN SUPERIOR)

13 Conglomerate de Baco-Sinzieni

14 Gresie de Tarcău Ar = argile roșii — Orizontul bazal al gresiei de Tarcău — EOCEN INF. - MEDIU (INCL. PALEOCEN)

15 TURONIAN SUP. - SENONIAN — Strate de Horgazu

16 ALBIAN SUP.-CENOMANIAN — Strate de Cîrnu - Șiclău

17 BARREMIAN - ALBIAN MEDIU — Orizontul gresiilor cuarțitice (ALBIAN-MEDIU)

18 Orizontul șistos și sideritic (BARREMIAN-ALBIAN INF.)

UNITATEA EXTERNĂ

19 OLIGOCEN

20 Orizontul disodilelor si menilitelor

21 Gresie de Kliwa

22 EOCEN

TECTONICA

23 Linia est-internă LEI

24 Linia Audia LA

25 Linia medio-marginală LMM

26 Linia intramediană LIM

27 Falii

28 Contacte de deslipire cu depășiri

29 Axe de sinclinale normale

30 Axe de sinclinale deversate

31 Axe de anticlinale normale

32 Axe de anticlinale deversate

33 Puncte fosilifere

34 Brecie tectonică

35 Sonde

HARTA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA CU LOCALIZAREA PERIMETRULUI

0 50 100 km

Des. St. Voinea

Imprim. atel. Inst. Geologic

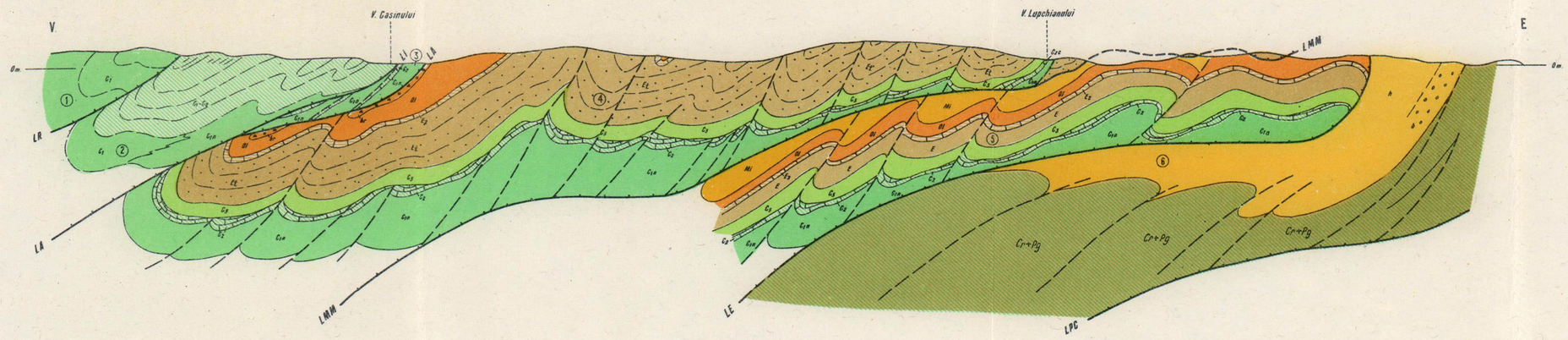
Institutul Geologic al României

ION BĂNCILĂ și ION MARINESCU

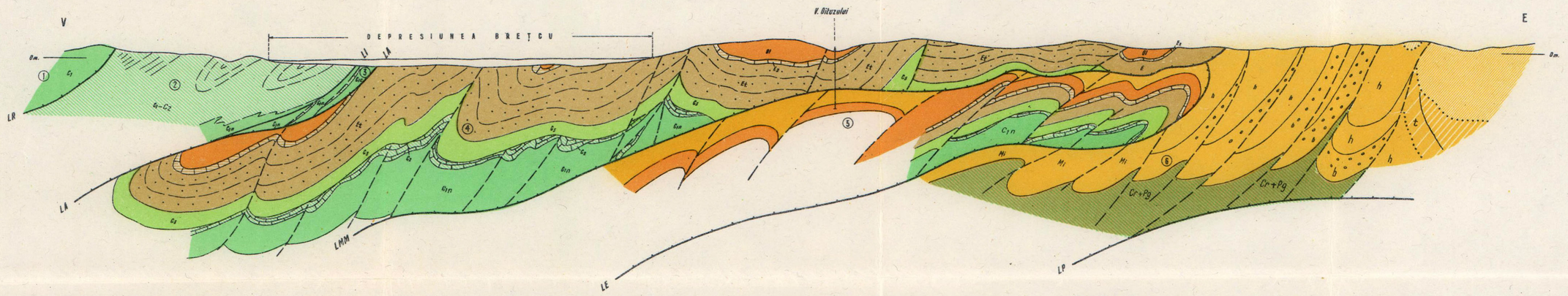
SECȚIUNI GEOLOGICE PRIN ZONA FLIȘULUI DINTRE V. OITUZ-BREȚCU ȘI V. PUTNA-VRANCEA

0 Km. 1 2 3 4 5 Km.

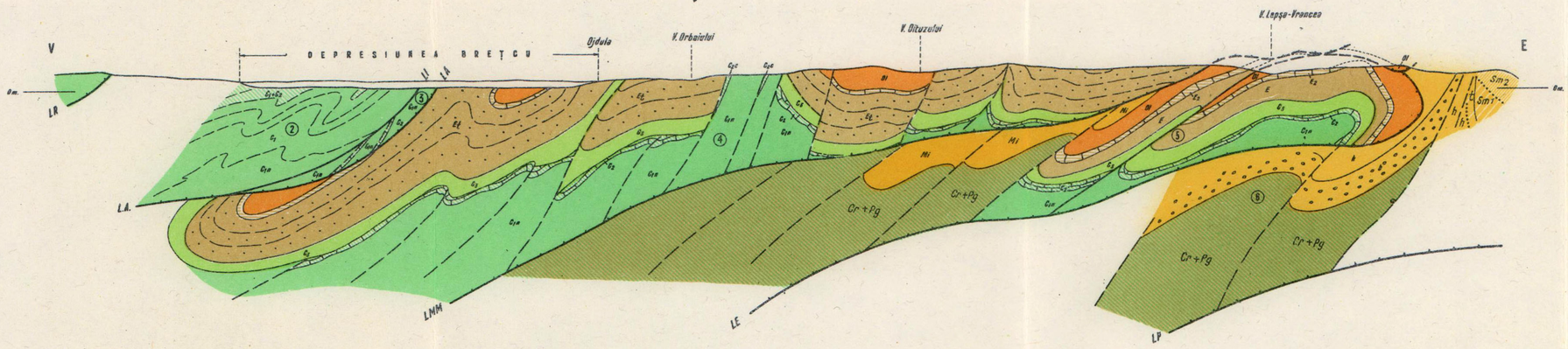
I



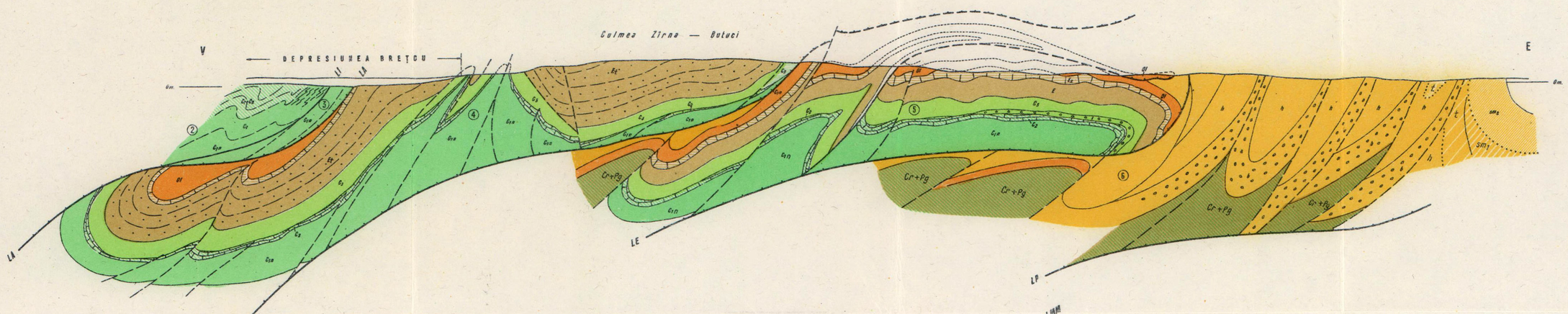
II



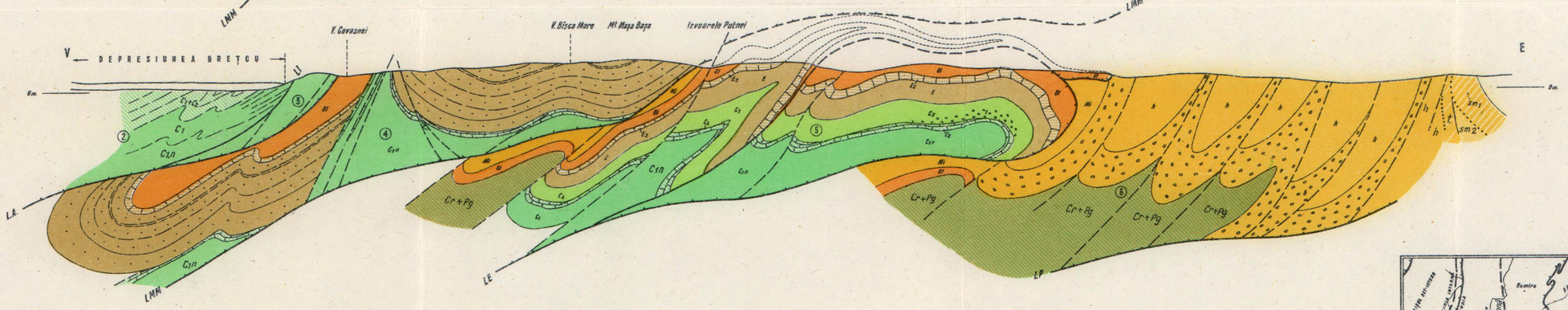
III



IV



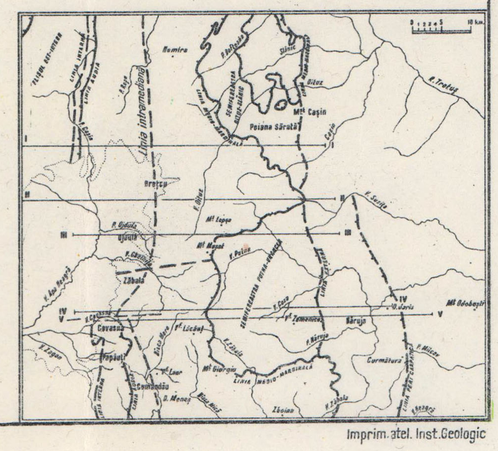
V



L E G E N D A

1. Unitatea vest-internă LR - Linia Lutu Roșu
2. Unitatea est-internă LI - Linia est internă
3. Unitatea Audia LA - Linia Audia
4. Unitatea median-marginală LMM - Linia median-marginală
5. Unitatea externă LE - Linia externă
6. Unitatea pericarpatică LP - Linia pericarpatică

7. C_s — Cretacic superior — C_s=Strate de Harghita syn., Strate de Hanga-Lepșa, f. Congl. de Piatra Streiului
8. C_1-2 — Cretacic mediu — Strate de Rodu, Strate de Tîrnu-Sicîtău (syn. str. de Lapchianu) Str. de Tisaru; C_1-2 = Gresia de Sita-Cotumba + strate de Pelanca
9. C_i — Cretacic inferior — C_{in} = Șisturi negre (Strate de Audia); C_i = Complex marno-grezos
10. Cr+Pg — Cretacic și paleogen nediferențiat
11. Tortonian
12. Helvețian
13. Burdigalian + Acritanian } MIOCEN INF. NEDIVIZAT Mi = Conglomerate
14. Oligocen — Straie de Krosno cu gresii de Fusaru, br - Breccie sedimentară
15. Eocen superior — Strate de Secu syn., Strate de Plopu
16. Eocen inferior-mediu — Gresie de Tarcău, eocen intermediar + marginal
17. Sarmațian superior
18. Sarmațian inferior
19. Linii de încălecare
20. Falii principale
21. Limită normală
22. Limită de transgresiune



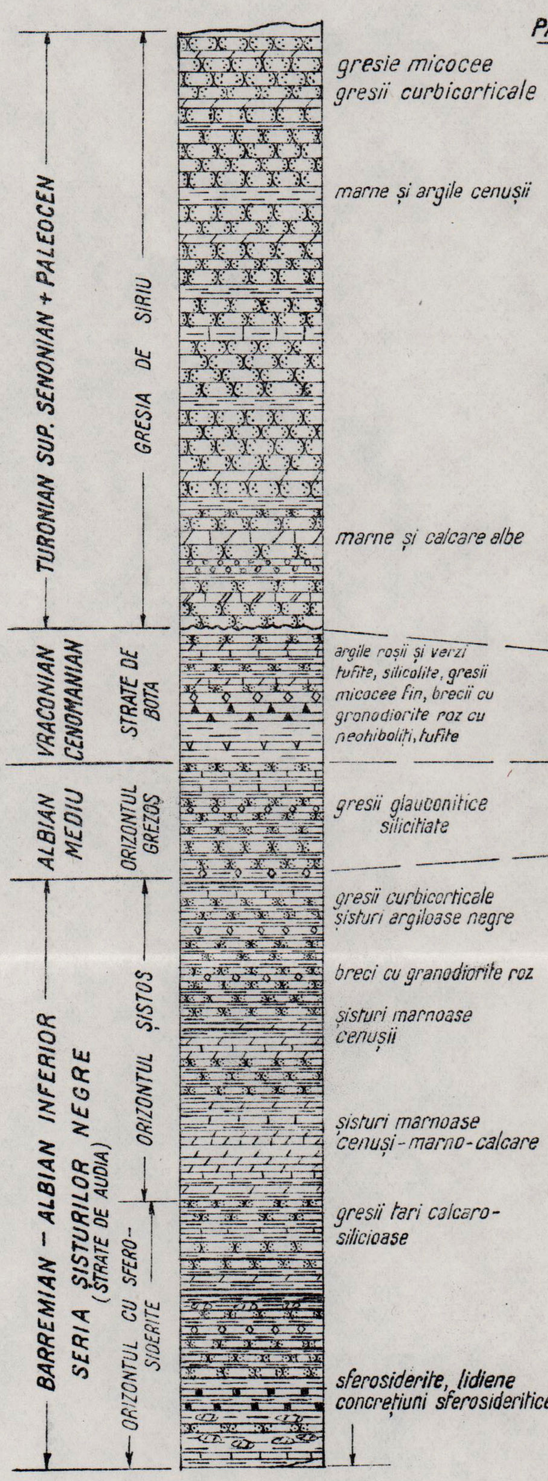
Imprim. atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

1

COLOANĂ STRATIGRAFICĂ SINTETICĂ DIN FLIȘUL CRETACIC AL ZONEI AUDIA

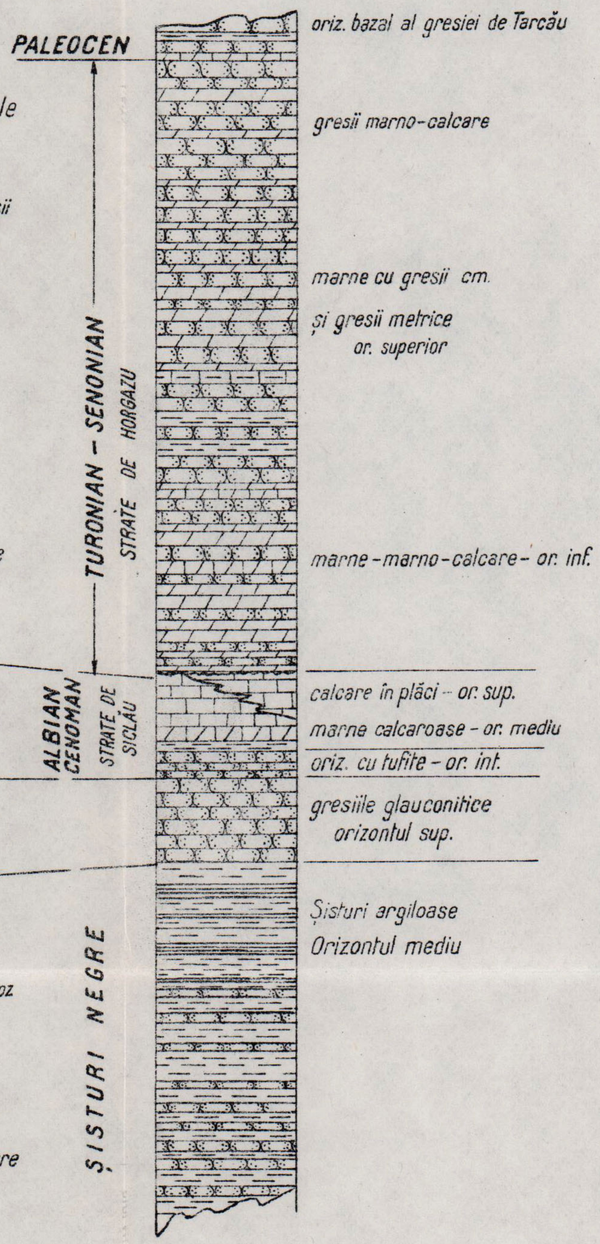
Sc. 1: 5000



2

COLOANA STRATIGRAFICĂ SINTETICĂ DIN FLIȘUL CRETACIC AL SUBZONEI MEDIANE

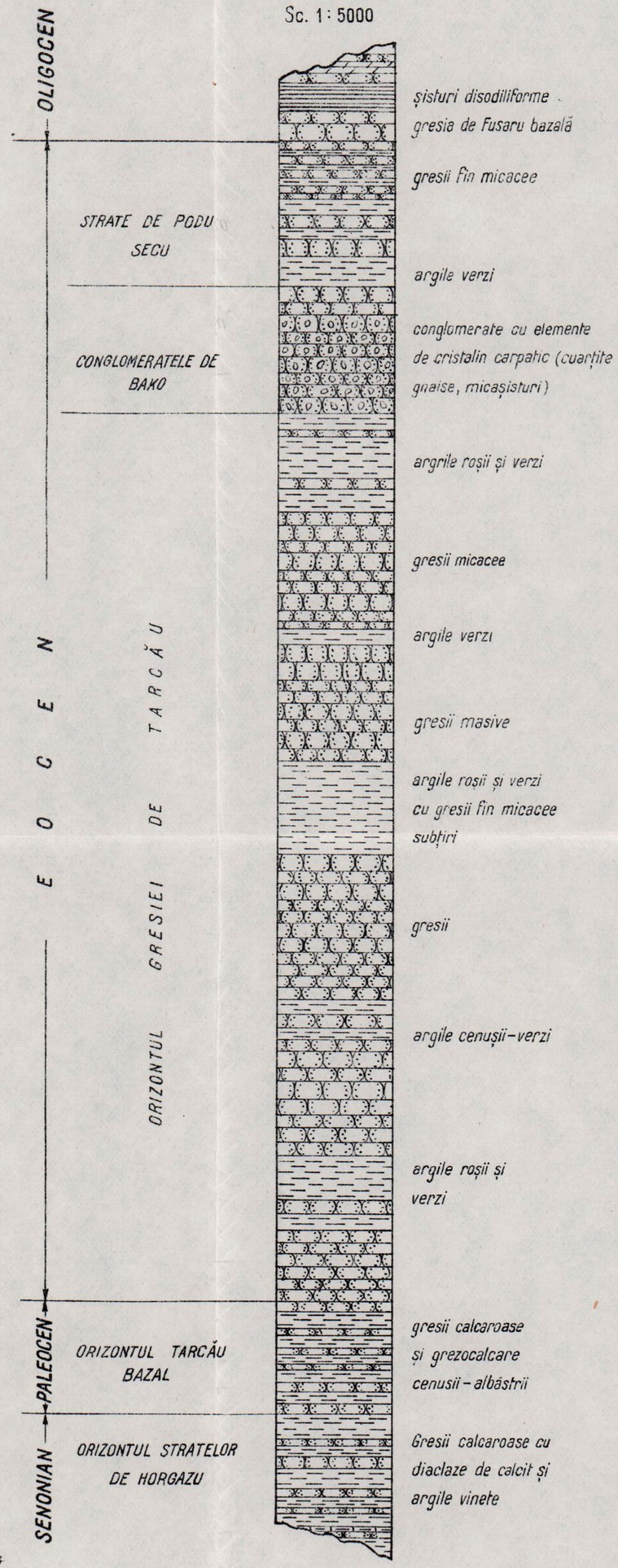
Sc. 1: 5000



3

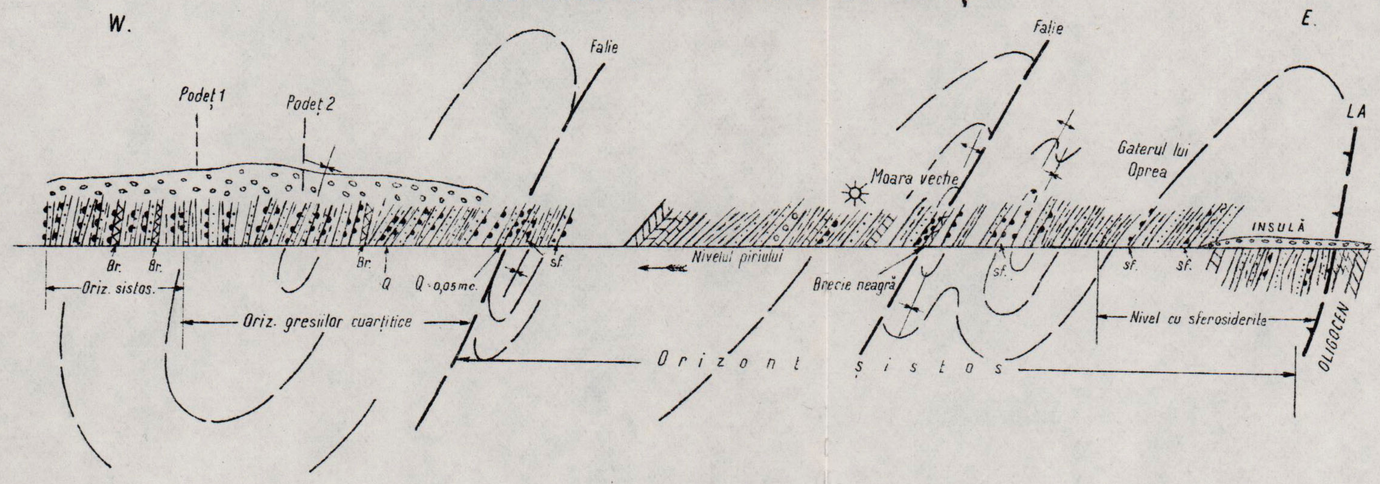
COLOANA STRATIGRAFICĂ SINTETICĂ DIN EOCENUL MEDIAN DINTRE V. OITUZ ȘI V. BÎSCA MARE

Sc. 1: 5000



4

ZONA AUDIA ÎN V. COVASNEI LA VOINEȘTI



Scara 1:5000

Imprim. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

11. Flancul vestic al anticlinoriului fragmentat Şiclău-Ojdula, este afectat de o falie importantă, cu caracter regional : falia intramediană. Compartimentul de W este puternic scufundat în faţa apariţiilor butonierilor cretacice şi dă loc la mici depăşiri (încălecări) în zonele scufundate (valea Uzului).

Flancul estic apare în general mai liniştit şi permite să se constate succesiunea sus arătată. Dispariţia unor termeni stratigrafici cuprinşi între Şisturile negre — gresia de Tarcău se datoreşte faliilor secundare şi decalărilor mai mult sau mai puţin întinse ale orizontului grezos (Tarcău).

12. Aspectul structural al subunităţii mediane din regiunea Covasna este dominat de prezenţa faliilor transversale sau oblice dintre care cele mai importante sînt : Căpîlna, Cihănaşu, Ghelinţa, Covasna, Trăsnita. Ele se succed la distanţe relativ mici (5—8 km) şi separă masa sedimentelor în blocuri cu denivelări şi înclinări diferite.

Răspîndirea depozitelor cretacice este condiţionată în primul rînd de acest fapt.

13. Falia Covasna are o importanţă deosebită, separînd un compartiment de S sau Comandău şi un compartiment de N sau Breţcu. Compartimentul Comandău se caracterizează printr-o avansare a unităţii Audia şi îngustarea mare a masei depozitelor paleogene. Compartimentul de N, sau Breţcu, se caracterizează prin dezvoltarea largă a cutelor paleogene şi retragerea spre W a liniei Audia.

14. Paralel, la W şi E, cu direcţia anticlinală majoră, Ojdula-Şiclău apar zone sinclinale. Astfel, în compartimentul Comandău, la W : sinclinalul Voineşti retezat de falia Covasna, sinclinalul Dîrnău retezat de falia intramediană. La E sinclinalul Cupanu care se ridică în aer. În compartimentul Breţcu, la W de axa anticlinalului major, sinclinalul Lutoasa, care se închide spre marginea depresiunii şi sinclinalul Sînzieni, care este prins sub linia Audia. La E de axa anticlinalului major, sinclinalul Oituz care se ridică în aer la N, spre vîrful Mailat şi spre S, în valea Ghelinţa Mică, unde este accidentat de falia Ghelinţa. Între Căpîlna şi Orbaiul Mic este întrerupt din cauza compartimentului ridicat între faliile Căpîlna şi Cihănaşu.

15. Stratigrafic şi structural regiunea Covasna se încadrează în unităţile flişului anterior descris.

Primit : aprilie 1963.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Alexandrescu Ecaterina, Alexandrescu Gr. (1964) Asupra Cretacicului sup.din flișul extern din reg. Covasna—Zagon (Carpații orientali). *Acad. R.P.R. Studii Cerc. Geol-Geofiz.-Geogr. (seria Geol.).* I, 9. București. (Comunicată în șed. Inst. Geol. 20.IV.1963).

Atanasiu I., Macovei G. (1927) La zone interne du Flysch dans la région de la haute vallée de la Prahova et du Bassin supérieur de l'Olt. *Assoc. avanc. géol. Carpates, Guide des excursions,* p. 239—254. București.

Băncilă I. (1952) Geologia regiunii dintre Gura Humorului—Voroneț—Suha. *D. S. Com. Geol.,* XXXVI (1948—1949). București.

Băncilă I. (1955) Paleogenul zonei mediane a Flișului. *Bul. Acad. R.P.R., Secția* II, VII, p. 1201—1233. București.

Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Editura Științifică. București.

Böhm-Bem B. (1941) Die fossilen Fische von Kovazna und Kommandó in Siebenbürgen. *Magy. Kir. Földt. Int. Évk.* XXXV/5, p. 200—206, 4 pl. Budapest.

Dumitrescu I. (1952) Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.,* XXIV, p. 195—270. București.

Filipescu M. G. (1937) Étude géologique dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Bîsca Mică. *Bul. Lab. Miner. gen. Univ.,* II. p. 93—100. București.

Filipescu M. G. (1940) Étude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajen et du Slănic—Bîsca Mare (Buzău). *D. S. Inst. Geol. Rom.,* XXIII (1934—1935), p. 78—101. București.

Filipescu M. G., Drăghindă I., Mutihac V. (1954) Cercetări geologice între V. Buzăului și linia Cașin—Tușnad. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII (1950—1951), p. 93—102. București.

Filipescu M. G. (1955 a) Cercetări geologice în zona internă și mediană a Flișului dintre Valea Uzului și Valea Tîrlungului. *D. S. Com. Geol.,* XXXIX (1951—1952), p. 156—171. București.

Filipescu M. G. (1955 b) Vederi noi asupra tectonicii Flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. Parhon Politehn. București,* 6—7, p. 241—261. București.

Filipescu M. G. (1955 c) Contribuții la orizontarea Cretacicului din Flișul Carpaților Orientali. *Rev. Univ. Parhon — Politehn. București,* 8, p. 293—315. București.

Filipescu M. G. (1957) Contribuții la orizontarea stratigrafică a Cretacicului din Flișul extern dintre Văile Teleajen și Uzu. *Acad. R.P.R., Bul. Științ.* (*Sect. Geol.-Geogr.*), II, 1, p. 37—45. București.

Institutul Geologic al României

Filipescu M. G. (1960) Parallèle entre les Schistes Noirs du Flysch des Carpates Orientales et les dépôts crétacés des Carpates Septentrionales. *Acad. R.P.R., Revue. Géol.-Géogr.*, IV, 1., p. 37—48. Bucureşti.

Filipescu M. G. et al. (1961) Privire generală asupra Flişului cretacic de la curbura Carpaţilor. *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Ghidul excursiilor*, p. 21—33 şi 69—77, Bucureşti.

Grigoraş N. (1955) Studiul comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna şi Buzău. *An. Com. Geol.*, XXVIII, p. 99—219. Bucureşti.

Hauer Fr. (1860) Realgar, Schwefel und Aragon von Kovászna. *Verh. v. Mitt. d. sieb. Ver. f. Naturw.*, XI, p. 206—208. Wien.

Hauer Fr., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens, p. 286—289. Wien.

Herbich Fr. (1878) Das Széklerland. *Jber. der kgl. ung. geol. Anstalt.*, V, 2, p. 188—238. Budapest.

Kulhay Gy. (1940) A Kovásznai pokolsár és gyogyito moffeták Háromaszék vármegyében. *Föld Ért. (N.F.)*, VI, 3—4, p. 105—111. Budapest.

Ksiaskiewicz M. (1962) Sur quelques analogies lithostratigraphiques entre les Carpates roumaines et polonaises. *Bull. Acad. Sci. Pol., sér. géol.-géogr.*, X, 1. Warszawa.

Leidenfrost J. (1918) Bericht über die in der Frontlinie durchgeführten Sammelexcursionen. *Földt. Közl.*, XLVIII, p. 176. Budapest.

Marinescu I. (1962 a) Cercetări geologice în Flişul munţilor Buzăului. *D. S. Com. Geol.*, XLIV (1956—1957), p. 61—82. Bucureşti.

Marinescu I. (1962 b) Structura geologică a Flişului dintre Valea Bisca Mare şi izvoarele Putnei. *D. S. Com. Geol.*, XLVI (1958—1959), p. 109—128. Bucureşti.

Marinescu I. (1962 c) Stratigrafia i tektonika flişa zonei dughi Vostocnîih Karpat. *Akademia Nauk Ukrainsckoi R.S.R. Gheologhicinîi Jurnal*, 5, p. 56—68. Kiew.

Murgeanu G. (1934) La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teşila (Prahova). *An. Inst. Geol. Roum.*, XVI. Bucureşti.

Paul K. M. (1876) Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jb. d. k. geol. R.A.*, XXVI, p. 308. Wien.

Popescu-Voiteşti I. (1942) Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines. *Bull. Géol., Soc. Roum.*, V, p. 15—73. Bucureşti.

Săndulescu M., Săndulescu Jana (1964) Cercetări geologice în regiunea Ojdula—Ghelinţa. *D. S. Com. Geol.*, XLIX, 1. Bucureşti.

Sujkowski Z. B. (1938) Les séries de Szipot dans les Karpates Polonaises Orientales. *Travaux du Service Géologique de Pologne*, III, 2. Varsovie.

Swidzinsky H. (1948) Stratigraphical index of the Northern Flysch Carpathians. *Bull. Serv. Géol. Pologne*, 37. Warszawa.

Teisseyre H. (1936) Sur la structure géologique des environs de Zabie. *Serv. géol. des Karpates, Bull.*, 28. Warsovie—Boryslaw—Lwow.

* * * (1958) Harta geologică a zonelor de interes petrolifer din R.S.R., sc. 1 : 100.000, Edit. I. L. Geo-MIPC, Foaia Vama Buzăului. Bucureşti.

* * * (1960) Harta geologică a R.S.R., Sc. 100.000 Edit. Com. Geol., Foaia Covasna. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

NOUVELLES CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE COVASNA

PAR

I. BĂNCILĂ, I. MARINESCU

Résumé

La région étudiée est située dans le domaine du flysch des Carpates Orientales, entre les localités Ojdula, Covasna et Comandău. On y sépare, en allant de l'Ouest vers l'Est, les suivantes unités structurales principales : l'unité Ouest-interne, Est-interne, Audia, médio-marginale (avec la sous-unité médiane) et l'unité externe.

Nous devons à Fr. Hauer (1860) et à G. Stache (1863) les premières données sur la région Covasna[1]). Des recherches plus récentes appartiennent à M. G. Filipescu, I. Drăghinda et V. Mutihac entre 1950—1960 et à M. Săndulescu entre 1961—1962. Les auteurs de cette étude y ont entrepris des recherches avec certaines intermittences entre 1951—1962.

STRATIGRAPHIE

1. Dans l'unité interne on trouve les dépôts du flysch curvicortical albien (couches de Palanca) et le grès de Sita-Tătaru (Cotumba) d'âge vraconien.

2. Dans l'unité Audia on a identifié les Schistes Noirs (Barrémien-Albien), les couches de Bota (Vraconien-Cénomanien) et le grès de Siriu (Sénonien — Eocène inférieur). On a séparé ces trois horizons dans la série des Schistes Noirs :

---

[1]) Des mentions apparaissent ultérieurement dans les ouvrages de Fr. Herbich (1878), F. Leidenfrost (1918), G. Macovei et I. Atanasiu (1927), M. Filipescu (1937) et Boleslav Böhm-Bem (1940).

Institutul Geologic al României

L'horizon inférieur sidéritique à schistes argileux noirs et gris, silicolites, grès noirs et grès calcaires siliceux, dans lequel I. Drăghinda et Gh. Iliescu ont trouvé l'espèce *Pseudothurmania angulicostata* d'Orb. (Barrémien inférieur).

L'horizon moyen schisteux qui comprend des schistes argileux noirs, grès finement micacés gris-noir et sphérosidérites dans lesquels I. Drăghinda et V. Mutihac ont trouvé les formes *Neohibolites strombecki* G. Mull. et *N. aptiensis* Kill. var *strombeckiformis* Stoll, formes aptiennes. I. Marinescu a trouvé lui-aussi un exemplaire de *Anahoplites mantelli* Spath caractérisant l'Albien moyen.

L'horizon supérieur gréseux à grès siliceux glauconieux intercalés avec des schistes argileux noirs et argilites bentonitiques verdâtres.

La série des Schistes Noirs, barrémien-albiens, se développe entre la vallée Covasna et la vallée Buzău. Un forage, situé aux environs de la station de chemin de fer de Covasna, a indiqué leur continuité vers le N, au-dessous de la dépression Bretcu.

Suit, au-dessus des Schistes Noirs de l'unité Audia, le complexe des couches de Bota, constituées par un niveau à tuffites qui gît sur les grès quartzitiques suivi par des argilites rouges et verdâtres à marnes brécheuses à granodiorites roses, par des marnocalcaires gris blanchâtre ou rouges à silicolites et par des grès micacés en plaques. Suivent les marno-calcaires et marnes rouges et grises. Dans les brèches marneuses à éléments de granodiorites roses I. Marinescu a collecté les formes *Parahibolites tourtiae* Weign., *Neohibolites ultimoides* (Sinzow) Stolley, des fragments de *Inoceramus* et un exemplaire de *Inoceramus sulcatus* Park., formes vraconiennes et infracénomaniennes.

Le complexe du grès de Siriu, épais d'environ 600 m, achève la succession stratigraphique dans la zone Audia. Ce grès est constitué par des grès micacés gris ou gris olive intercalés avec des marno-argiles gris vert parfois rouges et des rares marno-calcaires blanchâtres durs. On a trouvé un exemplaire d' *Inoceramus regularis* var. *goldfussiana* d'Orb., et un fragment de *Pachydiscus* (I. Marinescu, 1962).

Considérant la position stratigraphique et lithologique, les auteurs mettent en parallèle le grès de Siriu et le grès de Tomnatec-Prisaca de Bucovine et le grès de Cernahora-Skupova de la R.S.S. d'Ukraïne.

Dans la région étudiée, le grès de Siriu forme les massifs Chiuzu Mare-Cocoria et Mato-Dămăcușu.

Institutul Geologic al României

Vu les données stratigraphiques présentées, les auteurs sont d'avis — à l'encontre des conclusions de M. G. Filipescu (1959) — que l'horizon inférieur des Schistes Noirs ne saurait être équivalent à toute la succession des couches de Teschen-Grodischt et Wernsdorf. Ils rejettent également l'âge vracono-cénomanien, attribué aux grès glauconieux et leur synchronisation avec la série des couches de Lgota supérieures-Godula inférieures, du moment que les fossiles collectés indiquent l'âge albien moyen. Les grès supportent en même temps les couches de Bota vracono-cénomaniennes. Quant aux „couches de Zagon" qui, selon M. G. Filipescu, se disposent en continuité sur les grès glauconieux et ont l'âge turonien-sénonien inférieur, elles ne seraient, selon les auteurs, qu'un groupement artificiel de dépôts appartenant, d'une part, à la série curvicorticale albienne du flysch E-interne et, d'autre part, aux couches de Bota. Si l'on accepte comme telles les « couches de Zagon », le contact de l'unité d'Audia avec l'unité du flysch E-interne, perd sa signification tectonique puisque cette ligne ne peut plus être tracée vers l'intérieur, ainsi qu'on le supposait. L'opinion que notre étude expose, qui se trouve exprimée dans d'autres ouvrages (1955, 1957 etc.) également, est que, entre le faciès de Schistes Noirs et le faciès gris de l'Albien inférieur il y a des transitions qui n'excluent pourtant pas les rapports tectoniques de chevauchement entre les deux unités et qui nous obligent à déplacer vers l'intérieur la ligne de charriage.

3. Le Flysch médian se développe à l'E de l'unité Audia. Il comprend des dépôts crétacé-inférieurs (schistes noirs) surmontés par des dépôts crétacé-supérieurs (couches de Siclău-Cîrnu, couches de Horgazu) qui supportent à leur tour des dépôts paléogènes largement développés en épaisseur et en étendue.

Les Schistes Noirs apparaissent dans les noyaux élevés (zone anticlinale Lorinț — Șiclău — Ghelința — Ojdula) et sous forme de lames dans la zone frontale de la nappe médiane (Dobrolsav-Murdanu).

Les couches de Siclău d'âge vracono-cénomanien comprennent un niveau inférieur de tuffites (8—12 cm) surmonté par un horizon d'argiles rouges et vertes, suivies de marno-calcaires et marnes rouges, grises ou tachetées (30 m). Nous les considérons synchrones aux couches de Cîrnu de la vallée de Bistrița, aux couches de Bota de l'unité Audia, partiellement aux couches de Lupchianu de la vallée de l'Oituz et aux couches de Tisaru de la vallée Putna-Vrancea.

Le Crétacé du Flysch médian finit par les couches de Horgazu, turonien-sénoniennes, représentées par des grès finement micacés curvicorti-

Institutul Geologic al României

caux à calcite sur les diaclases et débris d'Inocérames alternant avec des marno-calcaires gris à fucoïdes et argiles grises rarement rouges. Les couches de Horgazu apparaissent sur la zone axiale de l'anticlinal Grămăticu-Şiclău (ruisseau Ghiurca) et sur le flanc E des boutonnières de Lorinţ-Hancău, Ghelinţa et Ojdula.

Sur des surfaces plus réduites ces mêmes couches apparaissent d'au-dessous du grès de Tarcău dans les vallées Pava et Zăbala (Ghepea).

Dans la zone frontale de la nappe médio-marginale, les couches de Horgazu constituent une bande large de 1 à 3 km entre les sources de Putna et Stîna Giurgiului. Nous avons considéré ces couches synchrones à la moitié inférieure du grès de Siriu de l'unité Audia et aux couches de Valea Mare du flysch interne. Vers la partie supérieure les couches de Horgazu passent graduellement au grès éocène de Tarcău. Il y a des auteurs qui envisagent d'un point de vue différent la stratigraphie du flysch médian. M. G. Filipescu considère, par exemple, qu'au-dessus des Schistes Noirs se disposent les «couches de Zagon», épaisses de 400 m, et qu'au-dessus de celles-ci le grès éocène de Tarcău se trouve d'une manière discordante. Jana Săndulescu et M. Săndulescu ont dénommé la série qui recouvre les Schistes Noirs couches de Lupchianu, qu'ils divisent en couches inférieures et supérieures et qu'ils considèrent surmontées par des couches à Inocérames.

A la suite des recherches qu'ils ont effectuées les auteurs de cet ouvrage ont conclu que les dépôts du Crétacé supérieur subissent un changement de faciès vers l'W, où ils passent au type de couches de Horgazu — couches de Cîrnu-Şiclău. On remarque en même temps une forte discordance entre les couches de Horgazu et les dépôts paléogènes, qui suivent, chose explicable, par la grande plasticité de ces couches en comparaison avec le grès massif de Tarcău qui les surmonte.

Les dépôts paléogènes du flysch médian occupent une large surface interrompue par des apparitions insulaires de formations crétacées. On y a pu distinguer l'Éocène et l'Oligocène avec des subdivisions applicables à d'autres régions du flysch aussi.

L'épaisseur de l'Éocène atteint 2000 m dans les structures occidentales de la sous-unité médiane et comprend un horizon de base, le grès de Tarcău et les couches de Podu Secu à la partie supérieure.

L'horizon de base du grès de Tarcău, épais de 70—80 m, comprend des grès finement micacés à rares veinules de calcite, des grès micacés dont l'épaisseur va jusqu'à 1 m, curvicorticaux et calcaires à la partie supérieure et des intercalations d'argiles violacé grisâtre. Cet horizon

Institutul Geologic al României

monte graduellement au grès de Tarcău massif et il pourrait appartenir au Paléocène. On ne doit pas le confondre avec le soi-disant « horizon de base" que G. Macovei et I. Atanasiu ont séparé dans la vallée de Bistrița et qui représente au fond un Éocène supérieur.

L'horizon du grès de Tarcău — proprement dit — peut atteindre des épaisseurs dépassant 1 500 m et il est caractérisé par le développement massif des grès micacés grisâtres qui, vers la partie supérieure, comprennent un mince niveau de conglomérats (Baco-Sînzieni). A des niveaux stratigraphiques différents et surtout dans la partie moyenne et supérieure apparaissent intercalés dans le grès des paquets flyscheux épais jusqu'à 10—30 m, constitués par une alternance de couches minces de grès finement micacés à argiles vertes ou rouges. De tels paquets apparaissent sur les vallées Orbaiu Mare (Ojdula), Ghelința, Bacara (Zăbala), Covasna (ruisseaux Șoimu, Elmeagu, Iacob et sur les vallées Bîsca Mare et Bîsca Mică (Benedec). Ils apparaissent, ayant un aspect identique, dans les bassins des rivières Bistrița et Trotuș. C'est à l'une de ces intercalations que se rapportent Jana Săndulescu et M. Săndulescu lorsqu'ils proposent la dénomination de couches de Giurgiu-Ghelința.

L'horizon supérieur (couches de Podu-Secu) achève la série éocène étant constitué par une alternance de grès finement micacés — en couches minces — avec des argiles verdâtres et marnes à fucoïdes. À la partie supérieure les couches de Podu Secu passent aux dépôts oligocènes et c'est ainsi qu'elles apparaissent aux flancs des synclinaux Oituz-Butuci, Comandău, Voinești et Ghiurca-Patacu.

Le grès de Tarcău massif constitue des crêtes montagneuses Cihănaș-Muncelu-Novașu, Buniu-Lăcăuțu-Giurgiu et Meneșu-Pilișu-Iacob. L'Oligocène est moins répandu que l'Éocène et occupe les principales zones synclinales. Dans la série oligocène on a séparé, à partir de la base vers la partie supérieure, les horizons suivants :

L'horizon de base du grès de Fusaru. Il est épais de 10—40 m, surmonte les couches de Podu Secu et comprend des grès micacés en bancs de 0,5—1,5 m avec des intercalations de marnes grises (Vallées Covasna, Bîsca Mare, Orbaiu Mare).

L'horizon des marnes calcaires brunes se caractérise par la diminution des grès micacés (15—20 m) et par la présence des marnes calcaires schisteuses grisâtres (Vallée de Covasna) à ménilites parfois (ruisseau Mișcău, mont Zăpadu).

L'horizon gréseux à pseudodysodiles est constitué par des grès micacés jaune-rouille, épais de 0,5—2 m, à intercalations d'argilites du

Institutul Geologic al României

type des schistes dysodiliques qui contiennent des débris de poissons (S de Comandău) et pélosidérites brunes.

L'horizon des marnocalcaires gris schisteux, d'épaisseur de 30—40 m, est caractérisé par la présence des grès finement micacés, curvicorticaux, intercalés avec des marnes et marnocalcaires en plaques. En 1918, J. Leidenfrost a déterminé des espèces de poissons oligocènes dans cet horizon, attribué par M. G. Filipescu au Sénonien en 1955. En vertu d'une faune de Clupéidés, Odontaspidés et Lépidopidés collectée à Covasna et Comandău, Kuhlaj et B. Böhm-Bem en 1940 ont considéré comme oligocènes les schistes pseudodysodiliques et les marnocalcaires gris schisteux.

Le grès de Fusaru supérieur (*sensu stricto*) est épais de 3—400 m et se caractérise par le développement considérable du grès micacé du type Fusaru. Disposé en bancs de 2—3 m avec intercalations de marnes grises, le grès de Fusaru apparaît dans les carrières de la vallée de Covasna, sur le ruisseau Cupanu, entre les vallées Giurca et Vînătorul et dans la montagne Oituz Izvor.

Parmi les auteurs cités, M. G. Filipescu attribue au grès de Fusaru l'âge éocène en séparant dans le Paléogène médian une série inférieure marno-gréseuse et conglomératique éocène et une série schisteuse bitumineuse à grès (350 m épaisseur) éocène-oligocène. Dans cette dernière série il distingue „un horizon inférieur schisteux argileux à poissons et un autre horizon à marnocalcaires". Ces hésitations quant à la disposition des horizons de l'Oligocène n'ont pas manqué de paraître dans l'image stratigraphique et structurale du Paléogène median qui apparaît sur la feuille «Covasna» de la carte géologique à l'échelle 1 : 100.000, éditée par le Comité Géologique, en 1960, ainsi que sur la carte du guide des excursions de l'Association Carpato-Balkanique de 1961.

Jana Săndulescu et M. Săndulescu, bien qu'ils adoptent pour le Paléogène médian de la région Breţcu-Ojdula un schéma stratigraphique assez semblable à celui indiqué plus haut, introduisent aussi une nouvelle nomenclature qui ignore quelques repères stratigraphiques établis tels les conglomérats de Sînzieni-Baco, les couches de Podu Secu et les grès à nummulites.

Dans le flysch externe du bord W de la demi-fenêtre Putna-Vrancea — tel qu'il apparaît sur la carte — des dépôts éocène-supérieurs apparaissent en faciès semblables aux couches de Bisericani, et des dépôts oligocènes en faciès caractéristique du grès de Kliwa à schistes dysodiliques et ménilites (ruisseau Zăbala, montagne Goru).

Institutul Geologic al României

TECTONIQUE

La région Covasna comprend les principales unités structurales du flysch des Carpates Orientales mentionnées dans l'introduction.

1. L'unité interne du bord W de la région étudiée comprend dans une succession de plis déversés vers l'E et relativement simples, la série curvicorticale albienne (couches de Palanca) et le grès de Sita Tătaru, d'âge vraconien. Le Crétacé supérieur, représenté par les couches de Teliu-Poiana Florilor (vracono-cénomanien) et les couches de Valea Mare à Inocérames (Turonien-Sénonien) se situent à l'W de la région étudiée.

Nous avons mentionné que certains ouvrages plus récents attribuent une partie de la série curvicorticale aux „couches de Zagon" (Cénomanien-Turonien) en vertu des espèces « *Globotruncana* » *appenninica* Renz et *Globigerina infracretacea* Glaesner. On considère donc que ces couches, à intercalations d'argilites noires et rouges (au S de Covasna) sont disposées normalement sur les schistes noirs de l'unité Audia, ce qui exige le déplacement de la ligne de chevauchement à l'W.

Or, selon les données de la littérature, *Rotalipora appenninica* Renz est une espèce vracono-cénomanienne, et *Globigerina infracretacea* Glaesner apparaît dès le Barrémien et monte jusqu'au Cénomanien. Pour ce qui est des argilites noires et rouges intercalées, celles-ci représentent soit des récurrences de faciès dans la série curvicorticale, soit les éléments de certaines écailles internes de l'unité Audia. Par conséquent, la succession normale depuis les Schistes Noirs jusqu'à la série curvicorticale n'est guère possible. Cette série déborde d'ailleurs les Schistes Noirs de l'anticlinal Chiruș, pour prendre contact — vers l'E — avec différents termes stratigraphiques de l'unité Audia. Ainsi, la ligne interne garde son caractère et ne peut être déplacée à l'W. Ajoutons que les fossiles récoltés dans le bassin de la vallée de Crasna démontrent que la série curvicorticale appartient à l'Albien, étant synchrone à la partie terminale de l'horizon schisteux, aux grès quartzitiques des schistes noirs et à la base des couches de Bota. Nous en avons conclu qu'une partie des « couches de Zagon » reviennent aux couches de Bota, et une autre partie à la série curvicorticale. Elles ne sauraient constituer un critérium qui modifierait l'interprétation géologique.

2. L'unité Audia indique un déversement notable sur le Paléogène de la sous-unité médiane. Au front de l'unité apparaissent les Schistes Noirs ou couches de Bota, qui prend contact soit avec les dépôts éocènes soit avec ceux oligocènes, coupant en diagonale sur des centaines de kilomètres des plis de la sous-unité médiane. Dans la région dont nous nous

Institutul Geologic al României

occupons, le Paléogène, fort épais, implique une affaissement de l'ordre de milliers de mètres du Crétacé sous-jacent. Les sondes 1 Siriu et 1 respectivement 2 Slon ont confirmé le charriage de l'unité d'Audia.

La nappe d'Audia est affectée dans la vallée de Covasna par la faille transversale de Covasna. Au S de la faille, l'unité d'Audia affaissée s'ajoute au grès de Siriu. Dans la vallée Siriu le grès disparaît par soulèvement structural et érosion.

Au S de la vallée Covasna dans la structure intérieure de l'unité d'Audia on remarque un plissement étroit des Schistes Noirs (plis-écailles), discordant par rapport aux plis larges du grès de Siriu. Au N de la faille Covasna l'unité d'Audia apparaît soulevée et réduite à la zone de racines (vallée Caşin-Sînzieni). Nous avons donc considéré que l'unité d'Audia représentait une digitation frontale de la nappe interne, la ligne structurale importante étant celle d'Audia. Bien que la ligne Est-interne esquisse quelques contours de demi-fenêtre (Chiuruş, crête Cătanelor), elle semble s'insérer en profondeur sur le même plan de charriage.

Quoique les Schistes Noirs forment la base des séries des unités médio-marginale et externe aussi, la nappe d'Audia reflète une indivi dualité stratigraphique nette. Tout cela est figuré dans les cartes et les sections annexes.

3. La sous-unité médiane se développe à l'E de l'unité d'Audia jusqu'au bord W de la demi-fenêtre Vrancea. Entre Breţcu et Comandău la sous-unité médiane présente des anticlinaux et des synclinaux larges, accidentés par un réseau de failles fortement inclinées et différemment orientées à grands décalages verticaux. Nous y avons distingué plusieurs zones structurales.

Zones anticlinales. Les plus importantes structures caractérisées par l'affleurement du Crétacé inférieur, sont celles marquées par les boutonnières Lorinţ-Hancău, Ghelinţa et Ojdula.

La boutonnière Lorinţ-Hancău (Şiclău) a la forme cartographique d'un losange, coupé en direction W—E par la faille de Covasna. Celle-ci sépare un secteur méridional (Lorinţ) et un autre septentrional (Hancău).

Dans le secteur méridional (Lorinţ) les Schistes Noirs du noyau de la structure supportent normalement sur le flanc E les couches de Şiclău Cîrnu, les couches de Horgazu et le grès de Tarcău. Sur le flanc W des Schistes Noirs prennent contact directement avec le grès de Tarcău, respectivement avec l'Oligocène, le long de la faille Comandău-Şiclău.

Le noyau des dépôts crétacés est plus intensément plissé, en écailles. Le grès de Tarcău, qui forme de larges plis, ne participe pas à la consti-

Institutul Geologic al României

tution des écailles. Vers le S le Crétacé du noyau de la structure s'enfonce sous le Paléogène. Si l'on observe la succession Crétacé-Paléogène dans la crête de Mogoş-Piatra Mică, on remarque la tendance que manifeste le grès de Tarcău à déverser le noyau de la structure. Il en résulte d'assez grandes variations de la distance cartographique entre les Schistes Noirs et la limitè du grès de Tarcău : certains auteurs les ont interprétées comme l'effet d'une transgression (M. G. Filipescu, Jana Săndulescu et M. Săndulescu).

Dans le secteur N (Hancău) le Crétacé inférieur apparaît plus largement développé dans le voisinage de la faille de Covasna, supportant sur les flancs une succession tranquille de dépôts crétacés supérieurs et, vers l'E, les dépôts éocènes. Vers l'W, les dépôts crétacés sont coupés obliquement par une faille qui délimite le développement du grès de Tarcău. Mentionnons qu'une apparition discordante de dépôts crétacés d'au-dessous du grès de Tarcău en aval de l'embouchure de Hancău suggère un décollement du grès de Tarcău sur le soubassement crétacé. La changement de la succession des dépôts du Paléogène ainsi que la variation des distances qui apparaissent jusqu'à la ligne d'Audia témoignent du rôle important qu'occupent les failles dans la structure du flysch médian.

La boutonnière Ghelinţa est plus petite et elle s'est formée par une surélévation axiale, activée par la faille Ghelinţa, dirigée en direction W—E. Celle-ci interrompt également l'Oligocène du synclinal Oituz. Sur le flanc NE de la boutonnière apparaît une succession crétacée-éocène plus régulière coupée dans le flanc W par une faille N—S. Grâce à cette faille au N de la boutonnière les grès de Tarcău des deux flancs se superposent apparemment ; en fait, ils sont séparés par une faille axiale.

La boutonnière Ojdula est un soulèvement beaucoup plus important, accidenté sur le bord N par la faille transversale Căpîlna. A l'W la faille continue sous la dépression Breţcu. Au S de la faille, les Schistes Noirs se soulèvent fortement, tandis que le compartiment N reste affaissé et chargé par le grès de Tarcău. Sur le flanc E de la boutonnière les Schistes Noirs passent parfois à des dépôts crétacé-supérieurs et ensuite au grès de Tarcău. Dans la vallée Orbaiul Mic intervient un système de failles qui ramène, souvent, à jour les Schistes Noirs. C'est ainsi que la faille Dumbrava orientée NW — SE met brusquement en contact le Crétacé inférieur avec le Crétacé supérieur et le grès de Tarcău, jusqu'à une nouvelle faille, Chihanioş. En direction de cette faille orientée E—W, se produit l'affaissement du compartiment méridional à grès de Tarcău, par rapport à celui septentrional à Schistes Noirs. L'aspect cartographique

Institutul Geologic al României

présente ainsi une différence accusée, comparé à celui représenté par d'autres cartes.

Sur le flanc W, le grès de Tarcău prend contact directement avec les Schistes Noirs, le long de cette même faille Comandău-Șiclău-Ojdula. Nous considérons que cette faille se continue au N de Bretcu, le long de l'axe de l'anticlinal Apa Neagră-Izvorul (Poiana Uzului) et qu'au S de la région crétacée, elle affecte la voûte de l'anticlinal Grămăticu-Băile Siriu. Considérant l'extension régionale, nous avons proposé la dénomination de faille intramédiane. Le long de cette faille les compartiments occidentaux s'affaissent.

Zones synclinales. Dans la sous-unité médiane au S de la faille Covasna se trouve le synclinal Voinești, dont le flanc W est pris sous le chevauchement de l'unité d'Audia. Au N de la faille le même synclinal s'élargit amplement et rejoint, par-dessous la dépression, le synclinal de Sînzieni.

Le synclinal Ghiurca se situe à l'E de la zone anticlinale Lorint-Șiclău-Hancău. Au N de Comandău il se soulève le long de l'axe avec la disparition de l'Oligocène, dans la vallée Bîsca Mare.

Au S de Comandău, le synclinal est accidenté par la faille transversale Trăsnita-Hîrboca qui restreint son développement. Parmi les synclinaux mentionnés se situe celui de Dîrnău, qui disparaît à Comandău sur la ligne intermédiane.

Dans la zone N de la faille Covasna et à l'E du synclinal Sînzieni se situe le synclinal Lutoasa. On remarque vers l'E le synclinal Oituz-Butuci qui remonte le long de l'axe vers le N dans la montagne Mailat-Baco.

La structure en est dérangée par un système de failles. C'est la faille Ghelința qui produit la disparition de l'Oligocène.

Vers le S de la faille, le synclinal finit par le grès de Tarcău de la crête Butuci-source de la Bîsca Mare.

Les données géologiques générales nous autorisent à admettre l'existence d'un chevauchement de grande envergure de sorte que, dans la moitié E au moins, la sous-unité médiane apparaît comprise dans l'aire de la nappe médio-marginale. Une coupe géologique au parallèle Ojdula-Lepșa montre qu'un enracinement se produit seulement à l'W de l'anticlinal Șiclău-Ojdula. C'est ce qui augmente sensiblement les possibilités de découvrir de nouvelles structures à hydrocarbures dans l'unité inférieure (flysch externe).

Dans la zone frontale de la nappe, entre les sources de Bîsca et le mont Giurgiu, le Crétacé supérieur apparaît accompagné, par endroits, par des lames de schistes noirs (Dobroslav, Murdanu, Zăbăluța). On

Institutul Geologic al României

constate une situation similaire dans la vallée de l'Oituz en aval de l'embouchure de Lupchianu où, au front de la nappe apparaissent des Schistes Noirs suivis par des tuffites, argiles bariolées et marnocalcaires violacés (couches de Lupchianu) et par les couches de Horgazu-Hangu qui passent au grès de Tarcău.

Il en résulte qu'à la formation de la nappe médio-marginale participent toutes les séries stratigraphiques du Crétacé inférieur (Schistes Noirs) jusqu'à l'Oligocène supérieur. A l'intérieur de la nappe apparaissent des failles transversales et longitudinales à importants décalages, à chevauchement parfois. A l'W et à l'E de la nappe médio-marginale les unités majeures du flysch se disposent conformément à la carte et aux coupes géologiques annexes..

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique du Flysch de la région Covasna—Ojdula.

Quaternaire : 1 A : 1, glissements de terrain ; 2, alluvions. 1 B : terrasses. Unité Est-interne. 2, Albien sup.—Cénomanien : grès de Sita—Tătaru (Cotumba) ; 3, Albien : série curvicorticale (couches de Palanca) ; Ar, argiles rouges. Unité d'Audia. 4, Turonien sup. — Eocène inférieur : grès de Siriu ; 5, Albien supérieur—Cénomanien : couches de Bota (Ar, argiles rouges ; argiles bariolées, tuffites, brèches) ; 6, Barrémien — Albien moyen, Schistes Noirs ; 6 A, horizon des grès siliceux (à glauconie — Albien moyen) ; 6 B, horizon schisteux et sidéritique (Barrémien — Albien inférieur). Unité médio-marginale, sous-unité médiane : 7, Oligocène ; 8, Éocène ; 8 A, couches de Podu Secu (Eocène sup.) ; 8 B, grès de Tarcău ; Ar, argiles rouges (Eocène inf. — Eocène moyen + Paléocène) ; 9, Turonien sup. — Sénonien — couches de Horgazu ; 10, Albien sup. — Cénomanien — couches de Cîrnu—Siclău ; 11, Barrémien — Albien moyen. 11 A, horizon des grès quartzeux à glauconie (Albien moyen) ; 11 B, horizon schisteux et sidéritique (Barrémien — Albien inf.). L'unité externe. 12, Oligocène : 12 A, horizon des schistes dysodiliques et ménilites ; 12 B, grès de Kliwa. 13, Éocène. Tectonique. 14, ligne Est-interne ; LEI ; 15, ligne d'Audia LA ; 16, ligne médio-marginale LMM ; 17, ligne intramédiane LIM ; 18, failles ; 19, contacts de décollement à déplacements ; 20, axes des synclinaux normaux ; 21, axes des synclinaux déversés ; 22, axes des anticlinaux normaux ; 23, axes des anticlinaux déversés ; 24, points fossilifères ; 25, brèche tectonique.

Planche II

Coupes géologiques dans la zone du Flysch compris entre la vallée de l'Oituz — Bretcu et la vallée de Putna—Vrancea.

(1) Unité Ouest-interne ;, LR, ligne de Lutu Roșu ; (2) Unité Est-interne, LI ligne est-in-interne ; (3) Unité d'Audia, LA, ligne d'Audia ; (4) Unité médio-marginale LMN, ligne médio-marginale ; 5 Unité externe, LE, ligne externe ; 6 Unité péricarpatique LP, ligne péricarpatique ; 7, Crétacé inf. C_3 ; — couches de Horgazu syn. couches de Hangu — Lepșa, 1,

Institutul Geologic al României

conglomérats de Piatra Streiului; 8, Crétacé moyen, couches de Bota, couches de Cîrnu — Siclău (syn. de Lupchianu) — couches de Tisaru; 9, Crétacé C_1n, Schistes Noirs (couches d'Audia); 10, Crétacé et Paléogène non divisé; 11, Tortonien. Mi = Miocène inf. non divisé; Helvétien; 13, Burdigalien + Aquitanien, 1, conglomérats; 14, Oligocène, couches de Krosno à grès de Fusaru. br, = brèche sédimentaire; 15, Eocène sup. couches de Secu syn., couches de Plopu: 16, Eocène inf. — Eocène moyen, grès de Tarcău. Eocène intermédiaire + marginal: 17, Sarmatien sup.; 18 Sarmatien inf,; 19 ligne de chevauchement; 20, failles principales; 21, limite normale; 22, limite de transgression.

Planche III

1, Colonne stratigraphique synthétique du flysch crétacé de la zone d'Audia; 2, Colonne stratigraphique synthétique du flysch crétacé de la sous-zone médiane; 3, Colonne stratigraphique synthétique de l'Eocène médian compris entre les vallées d'Oituz et du Bisca Mare; 4, Zone d'Audia de la vallée de Covasna à Voinești.

Institutul Geologic al României

PALEOGENUL DIN REGIUNEA CĂLĂȚELE — HUEDIN [1])

DE

V. DRAGOȘ

Abstract

The Paleogene of the Călățele-Huedin Region. — A description of facies variations found in the Eocene horizons of the Călățele-Huedin region (NW Transylvanian Basin) is given. The following ten stratigraphical horizons have been separated: 1) lower variegated clays (Ypressian); 2) marls and limestones with *Gryphaea esterhazyi*; 3) marls and limestones with *Nummulites perforatus*; 4) marls and limestones with *Velates* and *Corbula*; 5) marls with *Ostrea*; 6) lower coarse limestone; 7) upper variegated clays (Lutetian); 8) upper coarse limestone; 9) horizon with *Nummulites fabianii*; 10) marls with *Bryozoa* (Priabonian). The facies feature of the lower fresh water limestones, lower gypsum, middle fresh water limestones and upper gypsum, considered by the former authors as stratigraphical horizons, is demonstrated. The variation of the horizons has been established on stratigraphical, paleontological and cartographical bases.

TABLA DE MATERII

	Pag.
Introducere	348
Observațiuni morfologice	348
Scurt istoric	349
Geologia regiunii	350
1. Orizontul argilelor pestrițe inferioare	351
2. Orizontul marnelor și al calcarelor cu *Gryphaea esztérházyi* și *Rostellaria*	356
3. Orizontul cu *Nummulites perforatus*	359
4. Orizontul marnelor și calcarelor cu *Velates* și *Corbula*	361
5. Orizontul marnelor cu Ostrei	363
6. Orizontul calcarelor grosiere inferioare	365
7. Orizontul argilelor pestrițe superioare	367

[1]) Lucrarea a fost susținută în martie 1955, în Sesiunea de Comunicări științifice al Institutului de Mine din București.

Institutul Geologic al României

Pag.
8. Orizontul calcarelor grosiere superioare (calcar de Cluj) 371
9. Orizontul marnelor cu *Nummulites fabianii* 375
10. Orizontul marnelor cu Briozoare 376
Concluzii de ordin stratigrafic 377
Încadrarea orizonturilor în scara stratigrafică 378
Considerații paleogeografice și paleoclimatice 381
Considerații tectonice 382
Bibliografie 386

INTRODUCERE

În anii 1952—1953 am cercetat regiunea din partea de NW a bazinului Transilvaniei, situată la sud de cursul superior al văii Crișului Repede. Cercetările noastre s-au limitat la un sector redus ca suprafață și au fost începute în cadrul unor lucrări de revizuire a stratigrafiei întregului Paleogen din bazinul Transilvaniei, în vederea editării hărții geologice la sc. 1 : 500.000.

Limitele acestei regiuni se trasează astfel : la S de o linie care trece prin dealul Mesteceni (976 m), dealul Mineul (1 119 m) și dealul Preluca Cucului (1 264 m) ; limita nordică este dată de valea Crișului Repede ; la E, limita trece prin localitățile : Mănăstireni — Bica — Șaula, iar la W regiunea este limitată de înălțimile : vîrful Ruginoasa (1 203 m), dealul Golumbăț (1 057 m), înălțimi formate din șisturi cristaline, apoi prin înălțimile : dealul Chicera (1 197 m), dealul Bogdan (1 151 m), dealul Horaița (1 078 m) și dealul Măgura (754 m) constituite din erupțiuni de dacite.

Observațiuni morfologice. Regiunea constituită din formațiuni sedimentare se prezintă ca o depresiune tectonică denivelată cu 150—200 m față de rama cristalină și eruptivă de la vest.

Din punct de vedere morfologic regiunea este alcătuită din dealuri cu coame domoale, plane, a căror înălțimi oscilează între 1 000 m la S și 600 m la N. Forma dealurilor este tipică regiunilor tabulare sau celor cu strate slab înclinate în care eroziunea a conservat, între văile principale, adevărate suprafețe structurale ușor înclinate spre NW. În partea de S a zonei paleogene, dealurile au forma unor piramide trunchiate : dealul Cetății între Ciula și Călățele, dealul Glimei între Călățele și Văleni, dealul Șoiomu (pl. I, fig. 1), dealul Mălătău, între Călățele și Mănăstireni. Spre N, dealurile au întindere mai mare sub forma unei plăci întinse care coboară continuu spre Huedin (pl. II, fig. 1 și pl. IV, fig. 2).

Institutul Geologic al României

Podișul dealurilor este format din orizonturile mai dure ale calcarului grosolan inferior sau ale calcarului grosolan superior.

Rețeaua hidrografică care domină regiunea este reprezentată prin valea Călății care izvorăște din masivul cristalin Boroleasa și din dealul Măgura Călățelei (1 405 m) situate în partea de S a perimetrului. Valea Călății străbate median regiunea de la S spre N pînă la localitatea Sîncrai, de unde se îndreaptă spre NW. În tot lungul său, valea Călății are o dispoziție consecventă față de înclinarea stratelor. Afluenții mai principali ai acestei văi, pe partea dreaptă, sînt : valea Finciului și valea Vălenilor, iar pe stînga, valea Toldii, valea Buteni și valea Sîncrai, ultimile avînd o dispoziție subsecventă. În partea de vest a regiunii se află a doua vale principală, valea Mărgăului, care are o direcție SE — NW străbătînd consecvent formațiunile sedimentare. Întreaga rețea hidrografică este tributară rîului Crișul Repede, care, după cum am arătat, formează limita de N a regiunii, avînd ca afluenți mai însemnați : valea Damoșului și valea Șaulei în amont de Huedin. La marginea de SE a regiunii, se găsește originea văii Căpuș care se îndreaptă spre E, fiind tributară Someșului Mic.

Scurt istoric. Prima lucrare geologică în care se descrie această regiune datează din anul 1871, se datorește lui V. P a v á y. Lucrarea lui P a v á y ca și aceea întocmită de H a u e r și S t a c h e (1873) prezintă astăzi numai o importantă valoare istorică. Lucrările de bază asupra formațiunilor paleogene din bazinul Transilvaniei se datoresc lui K. H o f m a n n (1879, 1991) și A. K o c h (1894), primul lucrînd mai ales în partea de N a regiunii, între Jibou și Ileanda, iar secundul în partea de S și W a regiunii, între Cluj și Huedin. În 1894, A. K o c h tipărește o sinteză asupra stratigrafiei Paleogenului care reprezintă o monografie, în care sînt descrise amănunțit toate orizonturile petrografice, precum și fauna respectivă. Obiectivitatea cu care este redată contribuția lui H o f m a n n și preciziunea cu care sînt descrise aflorimentele studiate de autor poate servi ca model pentru mulți cercetători.

Cercetările întreprinse mai tîrziu de S a w i c k i (1912) și E. S z á d e c z k i - K a r d o s s (1930) nu au mai fost extinse asupra întregului Paleogen, ele au o valoare locală urmărind variațiile de facies din partea de N a bazinului Transilvaniei.

De asemenea lucrările datorite lui S t. M a t e e s c u (1927, 1938, 1940) asupra depresiunii Huedinului, se referă în special la raporturile tectonice dintre sedimentar și rama cristalină și eruptivă a munților Bogdan — Horaița — Mezeș.

Institutul Geologic al României

Începînd din 1946, Comitetul Geologic a inițiat o campanie de studii sistematice a geologiei bazinului Transilvaniei. Cu stratigrafia Paleogenului dezvoltat la NW de Cluj s-au ocupat I. Dumitrescu[1]) T. Joja[2]) și V. Dragoș[3]), Gr. Răileanu[4]), Emilia Saulea[5]), I. Drăghindă[6]) și Eugenia Negreanu[7]).

GEOLOGIA REGIUNII

Din punct de vedere geologic distingem în regiune formațiuni cristaline, eruptive și sedimentare.

Cristalinul și Eruptivul nu au constituit obiectul cercetărilor noastre; ele au fost urmărite numai din punct de vedere cartografic, pentru a le delimita față de Sedimentar și a stabili raporturile dintre ele.

Fundamentul regiunii este constituit din granite de Muntele Mare și de șisturi cristaline de mezo- și epizonă. Masa granitică străbate șisturile cristaline în cîteva locuri și formează împreună cu acestea un relief ante-eocen care apare de sub depozitele eocene. Granitele cu o crustă de alterație puternică, apar pe valea Lazurilor la S de Călățele, pe valea Finciului și valea Căpușului.

Micașisturile apar în multe locuri sub forma de insule, în fundul văilor mai adînci. Astfel pe valea Bucilor, la 300 m în amont de gura văii Zmerecetului apare o insulă cu diametrul de 500—600 m constituită din

1) I. Dumitrescu. Raport preliminar asupra Paleogenului din regiunea Ileanda. Manuscris. 1946 Arh. Com. Stat Geol.

2) T. Joja. Raport geologic minier preliminar asupra depozitelor neozoice de la S de Jibou. Partea II-a. 1948 Arh. Com. Stat Geol.

3) V. Dragoș. Raport geologic asupra regiunii Călățele-Huedin. Manuscris 1952 și 1953 Arh. Com. Stat Geol.

4) Gr. Răileanu. Raport geologic asupra regiunii Fericea — Curtuiușul Mare — Stejerea din raioanele Jibou și Șomcuța Mare. 1953 Arh. Com. Stat Geol.

5) Emilia Saulea. Raport asupra geologiei bazinului Iara (jumătatna răsăriteană). Manuscris. 1955 Arh. Com. Stat Geol.

6) I. Drăghindă. Cercetări geologice în regiunea Jibou — Căpuș. 1952 Arh. Com. Stat Geol.

7) Eugenia Negreanu. Cercetări geologice asupra regiunii Izvorul Crișului Păniceni — Mănăștur. 1952 Arh. Com. Stat Geol.

Ulterior au mai apărut:

G. Bombiță, Semnificația stratigrafică a cîtorva specii de Nummuliți din Transilvania. *Com. Acad. R.P.R.* VII/10, București 1957.

Vlaicu Tătărîm Niță. Paleogenul din regiunea de la SW de Cluj. Ed. Academii R.S.R., 1963.

Institutul Geologic al României

pegmatite bogate în muscovit. Pe aceeași vale, în aval cu 300 m de cota 859, se află o insulă de micașisturi cu 200 m în diametru. Pe valea Zmerecetului la W de dealul Runcu (909 m) se află o insulă de cloritoșisturi de dimensiuni mai mici.

Rama de SW a Cristalinului începînd de la vîrful Mineul, vîrful de Golumbăț, vîrful Ticluiul și vîrful Ruginoasa este formată din micașisturi puternic frămîntate și extraordinar de bogate în cristale mari de granați (p. IV, fig. 1).

La partea de E a regiunii, Cristalinul formează două insule alungite pe valea Cereșani și pe un afluent al său la S de Horlăceaua.

Rama de W a regiunii, de la dealul Horaița și dealul Măgura spre N este formată din dacite. și andezite

Formațiunile sedimentare găsite în această regiune aparțin Paleogenului și sînt reprezentate prin depozite epicontinentale.

Din punct de vedere petrografic, am identificat 10 orizonturi diferite pe care le-am separat cartografic.

În cele ce urmează vom face mai întîi o descriere litologică a orizonturilor, vom arăta răspîndirea și schimbarea lor de facies în sens orizontal, iar la sfîrșit vom analiza criteriile după care orizonturile se pot încadra în scara stratigrafică.

Întrucît descrierea petrografică este bine tratată în lucrările lui K. Hofmann și A. Koch, ne vom feri să repetăm descrierile cunoscute și ne vom limita la menționarea variațiilor de facies întîlnite în perimetrul regiunii studiate. Deoarece denumirile unora din orizonturi sînt diferite în lucrările lui Hofmann de cele ale lui Koch, vom da unele explicații asupra nomenclaturii adoptate de noi. Credincioși principiului de a respecta denumirile originale, am păstrat ambele denumiri în cele mai multe cazuri, mai ales cînd ele au intrat în uz. Am introdus o denumire nouă numai în cazul cînd separarea orizonturilor s-a făcut altfel decît la autorii anteriori și numai cînd, această introducere a devenit inevitabilă.

1. ORIZONTUL ARGILELOR PESTRIȚE INFERIOARE

Peste un relief cristalin și eruptiv care constituie fundamentul regiunii, se așează un orizont alcătuit din argile pestrițe, în general, pe alocuri roșii sau vărgate, în care abundă un bogat material nisipos și elemente de pietrișuri. De semnalat este faptul că pietrișurile sînt, în

Institutul Geologic al României

general bine rulate, deși n-au avut de parcurs un drum lung deoarece se găsesc în imediata vecinătate a Cristalinului de unde provin.

Dacă urmărim alcătuirea Paleogenului, de la W și SW, de pe rama cristalină, spre NE, vom constata că orizontul argilelor pestrițe inferioare variază sensibil atît ca facies cît și ca dezvoltare în grosime.

La N, pe valea Mărgăului, acest orizont începe prin argile roșii, pestrițe, care cuprind mult material psefitic (pl. VI). La cca 1 500 m N de vîrful Pantii, argilele pestrițe conțin un foarte bogat material psefitic, alcătuit din micașisturi sub formă de elemente mobile sau ușor cimentate. Mai la S, pe valea Bucilor, în amont cu cca 1 km de insula de pegmatit, în treimea inferioară a orizontului, apare un banc de conglomerate roșii bine cimentate, alcătuite din elemente de micașisturi, pegmatite și granite. Conglomeratele au o grosime de 4—4,50 m.

Urmărind acest orizont în aval, pe valea Mărgăului (pl. I, fig. 2 și pl. II, fig. 1), am observat că în versantul drept al acestei văi, în dreptul confluenței sale cu valea Dobrenilor, apare, la 60 m de firul apei (cota 700), o intercalație de calcar alburiu-cenușiu, fin, dur, fără organisme. Acesta constituie probabil un calcar de apă dulce și apare sub forma unei lentile de 0,35—0,40 m grosime. Acest calcar se găsește la 6—7 m deasupra conglomeratului și suportă încă un pachet de 10 m de argile pestrițe.

Întinderea orizontului de argile pestrițe este foarte mare, el ține de la Muntele Boroleasa la S, pînă la marginea comunei Mărgău la N.

Deși harta lui K o c h nu cuprinde această regiune, el a afirmat totuși, că stratele de argile pestrițe inferioare urcă foarte mult pe soclul cristalin de la S. În adevăr, limita cu Cristalinul ajunge la 900—950 m altitudine pe valea Călățelei și pe dealul Pantei, iar mai la W de vîrful Ticluiul și dealul Runcului, orizontul inferior urcă pînă la 1 000 m. Dacă luăm în considerație cotele la care apare limita inferioară a argilelor pestrițe, putem să ne dăm seama de relieful ante-eocen care constituia platforma continentală pe care a avut loc sedimentarea.

Urmărind dezvoltarea acestui orizont spre E, constatăm că pe valea Buteni limita cu Cristalinul nu se observă. În partea cea mai inferioară accesibilă observațiunilor, el apare format din argile roșii, sfărîmicioase, avînd elemente psefitice numai în partea inferioară, pe o grosime de 5—6 m. Deasupra acestora urmează un banc de conglomerate roșii, puternic cimentate, avînd o grosime de 3—4 m.[1] Deasupra conglomeratelor se găsesc gresii silicioase care devin în adevăr pestrițe (roșii pătate cu verde și cenușiu). Gresiile sînt moi, cimentate la contactul cu conglomeratele și mai friabile spre partea superioară, unde se găsește un strat subțire de

Institutul Geologic al României

10—20 m, alcătuit din nodule mici, mai cimentate. Peste argilele pestrițe urmează din nou argile roșii, alternînd cu strate subțiri de 5—10 m de argile verzui și cu strate de 10—15 cm pietriș mărunt care suportă un al doilea banc de 1 m grosime de conglomerate cu ciment silicios de culoare gălbuie, peste care stau iarăși argile pestrițe.

Aspectul pestriț al orizontului este dat de intercalațiile verzui cu totul neregulate și de faptul că nuanța roșie este pătată în mod frecvent cu verde și cenușiu. Aspectul pestriț mai este dat și de prezența în masa argilelor roșii, a numeroase foițe solzoase, albe. De aceea socotim că termenul introdus de K o c h de „untere bunte Thonschichten" trebuie menținut.

În ultimii 2 m din partea superioară a orizontului se găsește o intercalație de 20—25 cm de calcare fine, cenușii, negricioase, pe suprafețe de separație. Aceste calcare se despart în plăci de 2—3 cm grosime sau chiar în foi subțiri de 1—2 mm.

Mai la E, pe versantul stîng al văii Ciulii, cu 400 m în amont de confluența sa cu valea Călății, într-un escarpament aproape vertical, este bine deschis întregul orizont. Aici peste Cristalin se așează argile albăstrui de 5 m grosime, argile vișinii, apoi argile roșii pătate cu verde de 4—5 m grosime, argile roșii cu concrețiuni silicioase de mărimea pumnului, constituind 2—3 m grosime, din nou argile roșii fine, alcătuind un strat de 3 m grosime. În acest sector nu se găsește decît un strat de conglomerate de 4 m grosime, care mai suportă încă argile roșii pe o grosime de 5—6 m. Întregul orizont are pe valea Ciulei, 25—30 m grosime.

La originea văii Lazului, de la S de Călățele, conglomeratele sînt roșii, au 2,50 m grosime și sînt formate mai ales din elemente de cuarț, de dimensiuni mici, rar ajung la 5—6 cm diametru.

Bancul de conglomerate roșii are o dezvoltare mai mare pe valea Făgețel și valea Fînciului unde ajunge pînă la 6—7 m grosime.

Intercalația calcarelor în plăci, de pe valea Buteni, nu se mai găsește spre E, nici pe valea Ciulii, pe valea Toldii, valea Făgețel și valea Fînciului unde orizontul apare descoperit pe o mare întindere. Numai la S de Văleni, pe o văiugă care coboară dinspre vîrful Șoiomul, intercalația calcaroasă apare din nou sub ultimii 4 m ai orizontului. Argilele care urmează calcarelor în plăci, se prezintă, în acest punct, sfărîmicioase și de o culoare cenușiu închisă.

Mergînd mai la E, în cursul superior al văii Cereșani care coboară la Horlăceaua, în versantul drept, peste Cristalin, se găsesc două lentile de calcar fin, cenușiu, compact, avînd o grosime de 1—1,50 m și între ele.

Institutul Geologic al României

interpunîndu-se argile roșii de 0,50 la 0,60 m grosime. Cu cît înaintăm spre N, calcarele primesc dedesubt argile vineții, nisipoase, cu pietriș.

La S de Horlăceaua, Cristalinul suportă un banc de conglomerat mărunt, căruia îi urmează un calcar detritic, gălbui, ușor friabil, avînd o grosime de peste 10 m. În secțiuni subțiri, se constată că acest calcar este fin granular, cu granule colțuroase de cuarț și muscovit. Materialul psamitic este înconjurat de strate de calcit, depuse concentric, dînd un început de oolitizare. Procesul de oolitizare a fost însă oprit într-o fază incipientă, întrucît nu toate granulele reprezintă clar foițele concentrice de calciu, dînd aspect de pseudoolite.

Conglomeratele care apar, în mod mai mult sau mai puțin constant, din marginea de W, de pe valea Mărgăului pînă la valea Făgețel n-au mai fost găsite în partea de E a regiunii pe văile ce coboară la Horlăceaua. De asemenea intercalația superioară de calcare în plăci amintită mai sus lipsește aici.

Mai la S, în versantul stîng al văii Căpușului, la W de Mănăstireni, apare din nou limita între șisturile cristaline și orizontul argilelor inferioare. Aici peste cuarțite albe cu fluturași de muscovit se așează o marnă nisipoasă pestriță cu o grosime de 80 cm, apoi 40 cm argile cenușii, nisipoase. Deasupra lor, se așează un pachet de strate psamitice constituite astfel : 30 cm conglomerat vînăt-roz, cu trecere laterală la gresii cenușii ; 10 cm gresii gălbui cu concrețiuni grezoase ; 3 m de marne pestrițe, nisipoase, și 15 m marnă roșie în care se intercalează o gresie gălbuie de 20—30 cm (pl. VI).

Originea argilelor vărgate inferioare, nu a fost pînă în prezent stabilită definitiv.

A. Koch (1894) crede că argilele pestrițe trebuie să reprezinte depozite de apă salmastră sau poate chiar de apă dulce, lipsa viețuitoatoarelor s-ar datora prezenței unor curenți litorali.

St. Mateescu (1938) consideră că stratele „bariolate inferioare" reprezintă un facies lateritic continental remaniat de torenți de pe un soclu cristalin.

Credem că ambii autori erau aproape de adevăr, deoarece și noi am avut ocazia să observăm pe versantul drept al văii Călății la S de comuna Călățele, cum gnaisele și granitele prin oxidare și alterare, devin roșii și se sfărîmă, dînd naștere materialului argilos colorat și pietrișurilor.

Ținînd seama de aceste raporturi putem afirma că orizontul argilelor pestrițe inferioare reprezintă de fapt, un ortoeluviu sedimentat

Institutul Geologic al României

într-un mediu lacustru. Agentul de transport, reprezentat probabil, numai prin ape de şiroire, nu a putut face sortarea materialului.

PROBLEMA CALCARELOR DE APĂ DULCE

G. Stache şi K. Hofmann (1879), au arătat că în partea de N a bazinului Transilvaniei, în regiunea Jibou şi Rona, se găseşte la partea superioară a argilelor pestriţe inferioare, un suborizont de calcare şi marne cu fosile de apă dulce, cuprins între argile roşii. Ei menţionează că aceste calcare au numai o întindere locală.

A. Koch (1894) (p. 191, 203, 209 şi 210) spre deosebire de Stache şi Hofmann separă, în partea superioară a stratelor inferioare de argile pestriţe, un adevărat orizont pe care-l numeşte „orizontul inferior al calcarelor de apă dulce".

Din primele zile ale cercetărilor noastre, am pus la îndoială existenţa acestui orizont, deoarece nicăieri nu-l întîlneam. Nici mai tîrziu, în tot timpul cercetărilor noastre, nu am întîlnit acest orizont. De aceea conchidem, că separarea aceasta făcută de Koch nu a fost fericit inspirată, deoarece calcarele de apă dulce nu constituiesc un adevărat orizont şi nici măcar un suborizont, ci ele reprezintă numai un facies lateral al argilelor pestriţe inferioare, în această regiune slab şi sporadic dezvoltat.

În adevăr, după cum am arătat mai sus în partea de S a bazinului Transilvaniei, între localităţile Margău şi Mănăstireni-Şaula, calcarul de apă dulce dacă nu lipseşte complet, în tot cazul este departe de a constitui un orizont. În această regiune calcarul de apă dulce apare numai sub forma unor lentile subţiri, separate şi depărtate una de alta şi situate la nivele stratigrafice diferite.

Partea cea mai vestică unde găsim calcare de apă dulce, este în partea de S a comunei Mărgău, în versantul drept al văii cu acelaşi nume. Aici apare o lentilă de calcare de 0,35—0,40 m grosime, situată sub ultimii 10 m al orizontului de argile pestriţe. De aci numai întîlnim calcare de apă dulce decît la S de Horlăceaua, pe valea Cereşani, unde însă se aşează direct pe Cristalin, în mod discordant şi este reprezentat prin două bancuri: unul, inferior, de 1,50 m grosime, şi altul, superior, de 1 m grosime, despărţite prin 0,60—0,70 m de argile pestriţe. Bancul inferior de calcar se subţiază spre aval simţitor, ajungînd ca pe o distanţă de 300—400 m să fie redus la 0,30 m, iar bancul superior se îngroaşă pînă la 2,50—3 m.

Institutul Geologic al României

În urma acestor situații am considerat că stratele de calcare inferioare de apă dulce nu reprezintă un orizont, și acest lucru a fost împărtășit în 1952 coechipierilor mei: Virginia Barbu, Maria Tocorjescu, Eugenia Negreanu și Ion Drăghindă[1]).

Afirmațiile noastre concordă cu lucrările întreprinse în regiunea Jibou și Rona de către T. Joja (1956). Acest autor, după cum mărturisește în lucrarea sa din 1954 : „încă din 1948, am pus la îndoială caracterul de orizont al calcarelor inferioare de apă dulce de la Jibou și Rona, iar în 1952 am afirmat caracterul de facies al acestora, cu toată convingerea".

După cum afirmă T. Joja, atunci cînd A. Koch a separat calcarele de apă dulce ca un orizont deosebit, ar fi însemnat să mai separe un orizont de argile pestrițe, pe acelea care îl acoperă. Acest lucru nu l-a făcut Koch. Mai mult chiar A. Koch recunoaște că în partea de S a regiunii la Cluj, calcarele de apă dulce nu se mai întîlnesc în mod continuu. Cu toate acestea pe harta sa la scara 1 : 75000 a cartat calcarele de apă dulce ca orizont, întinzîndu-l în tot bazinul, inclusiv regiunea Călățele, ceea ce nu corespunde realității.

În ce privește grosimea totală a orizontului inferior de argile pestrițe ea nu depășește 40—50 m, încît grosimea de 300 m evaluată de Koch este cu totul exagerată pentru regiunea de margine cum este aceasta de la Călățele și nu poate fi menținută decît pentru centrul bazinului.

2. ORIZONTUL MARNELOR ȘI AL CALCARELOR CU GRYPHAEA ESZTERHÁZYI ȘI ROSTELLARIA

Deasupra stratelor inferioare de argile pestrițe urmează depozite marine care au fost separate din punct de vedere litologic în cinci orizonturi, ele aparținînd primului ciclu de sedimentare marină.

Primul orizont din acest ciclu de sedimentare este reprezentat în majoritate prin marne și calcare cu o bogată faună marină în care abundă formele *Gryphaea eszterházyi* și *Rostellaria goniophora*.

Grosimea și constituția acestui orizont variază de asemenea de la E la W, în modul următor : în partea de W a regiunii, la SW de Mărgău (pl. 1, fig. 2 și pl. II, fig. 1) pe versantul stîng aî văii Dobrenilor, în dealul Coasta Pietrii peste argilele roșii inferioare se găsește urmă-

[1]) În ziua de 17.VI.1953 am expus, în timpul unei excursii, toate problemele legate de stratigrafia Eocenului dintre Călățele și Huedin care fac obiectul prezentei lucrări, unui grup de colegi alcătuit din Gr. Răileanu, Emilia Saulea, S. Năstăseanu, Gh. Bombiță și Nița Vlaicu, cărora le-am prezentat profilele cele mai bune.

Institutul Geologic al României

toarea succesiune de strate : 2 m marnă vînătă nisipoasă, sfărîmicioasă, 1 m pietriș mărunt, 3 m marne gălbui, fine, sfărîmicioase, 4 m calcare albe, dure, fără fosile, 4 m conglomerat calcaros fosilifer în partea superioară, 3,50 m calcar conglomeratic cu formele :

Velates schmiedelianaus Chemnitz
Gryphaea eszterházyi Pavály
Natica cepaceea Lamk.
Anomya tenuistriata Deshayes
Chlamys salea Deshayes

Acestor calcare le urmează 1 m conglomerat calcaros mărunt, 1,50 m conglomerat grosolan calcaros, iar deasupra 7—8 m bancuri de calcare de cîte 0,50 — 0,60 m grosime cu *Ostrea*, *Natica*, în total este de cca 30 m grosime (pl. VI).

Urmărind acest orizont spre E constatăm că el scade în grosime, iar elementele psefitice dispar complet, încît în versantul drept al văii Mărgăului, găsim acest orizont în întregime calcaros, un calcar alb, curat, dur, fin, cu *Gryphaea*, *Rostellaria* și echinide.

În bază, deasupra argilelor pestrițe, se găsește un strat de 0,40—0,50 m grosime de marne fine sfărîmicioase, ușor gălbui, cu trecere laterală la calcare. Acestora le urmează un banc de 2 m grosime, format din calcare fine, cenușii, dezvoltate în strate de cîte 0,50 — 0,60 m, în parte fisurate, iar spațiile umplute cu cristale de calcită care în multe locuri dă forme de mici stalactite. Urmează un strat de tuf calcaros, spongios, în grosime de 1,50 m. Peste tuful calcaros se așează un calcar fin, dur, albicios, cu *Ostrea* și lamellibranchiate netede. În sfîrșit, la partea superioară se așează un banc de calcare cu Rostelarii, de talie mică[1]).

Mai la SE, în versantul drept al văii Bucilor, la 70 m de firul apei, pe la cota 860, acest orizont este foarte bogat în faună : Rostelarii, echinide (*Euspantagus*), *Velates schmiedelianus*. Grosimea orizontului este de cca 15 m.

Mai la W de valea Buteni, la punctul numit „Cioroiul Gugului" acest orizont este alcătuit la bază din marne gălbui, argiloase, în grosime de 2—3 m, peste care stau 20 m marne tufacee, fine, albe, apoi 30 cm calcare fine, dure, cu foarte rare fosile. Acestora le succede un strat de 10 cm marne gălbui, dure, 45—50 cm calcare gălbui în lumașele de

[1]) Separarea orizontului marnelor și calcarelor cu *Gryphaea eszterházyi* și *Rostellaria* consemnată de noi din anul 1952, a fost adoptată și utilizată mai tîrziu și de N. Mészáros (1960).

Institutul Geologic al României

lamellibranchiate (9—10 cm marne moi, argiloase, gălbui și 30 cm un banc de calcar cu stratificație fină, dungată, alb cu cenușiu). În continuare, se găsește un pachet de 10 cm, format din marne negricioase, șistoase, ardeziforme, apoi 2 m marne alburii, fine, cu aspect de tufite. Partea superioară a orizontului este formată dintr-un banc de calcar grezos, cu o grosime de 40 cm. Întreg orizontul are pe valea Buteni cca 7 m grosime.

Spre E, orizontul acesta variază ușor, pe unele locuri este mai marnos, iar pe alte locuri mai calcaros. Pe vîlceaua dintre Văleni și dealul Șoiomu, grosimea acestui orizont se reduce pînă la 4 m.

Nivelul superior de calcar grezos este în general foarte fosilifer. În acest nivel, între satele Finciu și Dealul Negru, se găsesc foarte numeroase exemplare de *Gryphaea*, *Rostellaria*, echinide. Aceeași faună se găsește la S de dealul Șoiomu ca și la drumul dintre satul Mănăstireni și Dealul Negru. În alte locuri, cum se vede la S de Mănăstireni, orizontul se termină cu un banc lumașelic.

Din materialul recoltat de pe dealul Furcilor la E de Călățele, am determinat :

Anomya tenuistriata Desh.
Corbula gallica Lamk.
Turritella oppenheimi Newt.
Cerithium sp.
Rostellaria sp.

Pe unele locuri, deasupra ultimului banc de calcar, urmează un facies lagunar, reprezentat prin lentile subțiri de gipsuri de 0,40—0,50 m, cum se întîlnește pe panta de SW a dealului Ulciorușul, la N de Călățele. Acestea sînt așa numitele gipsuri inferioare ale lui A. Koch. Prezența gipsurilor ne indică o retragere parțială și temporară a apelor marine, pe unele regiuni, unde s-au instalat lagune.

Important de semnalat este faptul că, gipsurile inferioare ce apar la E de valea Călăței, nu au fost găsite mai la W de această vale. Acest lucru ne arată că aici, la bordură, regimul marin s-a continuat fără întrerupere după depunerea argilelor pestrițe inferioare, pînă la orizontul argilelor pestrițe superioare.

Din punct de vedere micropaleontologic, probele colectate în baza orizontului de pe valea Buteni și de la Cioroiul Gugului sînt sterile, iar cele din partea superioară au o faună alcătuită după Maria Tocorjescu, din următoarele forme : *Bulimina* sp. *Eponides* sp., *Nonion* sp., *Nonionella* sp., *Quinqueloculina anguina* Terques, *Quinqueloculina*

Institutul Geologic al României

depressa d'Orb., *Quinqueloculina fusca* H. B. Brady, *Quiqueloculina polygana* d'Orb., *Quiqueloculina* cf. *vulgaria* d'Orb., *Spiroculina exima* Cush., Ostracode (13 specii) și oogoane de Characee.

Pe lîngă acestea mai apar resturi de Briozoare și Ostracode. Ele indică o mare puțin adîncă și un țărm apropiat.

3. ORIZONTUL CU NUMMULITES PERFORATUS

Orizontul cu *Nummulites perforatus* are după Koch (1894) o mare variație petrografică și paleontologică. Din această cauză autorul dă o descriere amănunțită din mai multe localități. După acest autor se pot deosebi 11 suborizonturi. El recunoaște însă că din toate acestea numai suborizontul propriu-zis cu *Nummulites perforatus* are întindere pe toată suprafața bazinului Transilvaniei. De aci reiese că celelalte suborizonturi nu au decît o răspîndire locală.

Descrierea clasică, făcută de Hofmann, se referă la profilul din dealul Racoți.

După T. Joja, din toate aceste suborizonturi în regiunea Jibou pot fi luate ca reper numai două: suborizontul gipsurilor inferioare și suborizontul cu *Nummulites perforatus*.

Noi credem că pentru partea de S a bazinului nu poate fi menținut decît orizontul cu *Nummulites perforatus*, deoarece gipsurile inferioare după cum am menționat mai sus, apar aici cu totul sporadic, sub formă de lentile subțiri. Din această cauză, dacă în regiunea studiată de T. Joja gipsurile au valoarea de orizont, ele nu pot fi însă menținute ca atare pe întregul bazin din moment ce în partea de S gipsurile nu mai au aceeeași dezvoltare și valoare.

În regiunea cercetată de noi, orizontul cu *Nummulites perforatus* nu apare complet deschis decît în cîteva locuri. Intinderea sa este însă atestată de apariții parțiale.

În partea de W a regiunii, între valea Mărgăului (pl. I, fig. 2 și pl. II, fig. 1) și rama cristalină, orizontul cu *Nummulites perforatus* are un facies foarte calcaros, formînd în mai multe părți adevărate calcare cu *Nummulites perforatus*, *Nummulites striatus* și Ostreae, din grupa *Ostraea gigantaea*.

Probele colectate din ruptura cu *Nummulites perforatus* de la dealul Șoiomu, cuprinde o microfaună de mare puțin adîncă cu Foraminifere, din care Maria Tocorjescu a determinat: *Cibicides* sp., *Cibicides conoideus* Cžižek), *Discorbis rosacea* (d'Orb.), *Guttulina irregularis* (d'Orb.), *Nonion* sp., *Quinqueloculina oblonga* (Montagu), *Rotalia*, cu diferite specii, *Spiroloculina* sp., Ostracode (13 specii).

Institutul Geologic al României

De asemenea se găsesc numeroși spiculi de spongieri, prisme de echinide, resturi de Briozoare și Ostracode.

In unele probe din acest orizont s-a constatat că forma *Rotallia calcar* ajunge pînă la 85% din tot microconținutul. Dintre Ostracode predomină cele cu valvele ornamentate. Numai la partea cu totul superioară, *Rotallia calcar* devine sporadică. În schimb aici devin predominanți spiculii de spongieri și resturile de echinide.

În partea de W a regiunii grosimea acestui orizont atinge 15 — 16 m.

Pe platoul dealului Șesul Toldii, situat între valea Mărgăului și valea Toldii, orizontul cu *Nummulites perforatus* apare descoperit pe o întindere mare; cu toate acestea nu găsim nicăieri, o secțiune în care să putem observa succesiunea stratigrafică așa cum putem face mai la E.

Între valea Buteni și valea Călățîi, de asemenea nu găsim deschideri complete. Mai la E însă, găsim două secțiuni verticale în care putem urmări întreaga coloană stratigrafică a orizontului.

Astfel, pe vîlceaua de la S de satul Văleni, care coboară sub dealul Șoiomu, într-o secțiune verticală, prin toată seria de la orizontul argilelor pestrițe și pînă la orizontul cu *Velates*, se poate vedea (pl.VI) întreaga succesiune a depozitelor ce constituie orizontul cu *Nummulites perforatus*, redată în descrierea de mai jos.

La bază se află un banc de 4,60 m grosime, de marnă vineție argiloasă cu numuliți mici. În mijlocul său se află intercalat un strat subțire de 30 cm de marnă mai cimentată, calcaroasă, alburie, care conține de asemenea numeroși numuliți mici.

Acestora le urmează un banc de 20 cm grosime de conglomerat mărunt cu mult material grezos, cu numeroși numuliți mici : *Nummulites striatus*, *Nummulites variolarius*. Conglomeratele suportă un strat de 0,50 m marne cu numuliți și din nou urmează marne vinețîi, argiloase moi, cu numuliți mici, constituind un banc de 3,30 m grosime.

În partea superioară a orizontului se așează un banc mai gros de 4 m, alcătuit aproape în exclusivitate din *Nummulites perforatus* de talie mare (forma B) care se dezagregă și formează un material ce curge pe pantă acoperind suprafețe mari (pl. III, fig. 1)

Materialul pelitic insinuat printre cochiliile numuliților se află în cantitate redusă și nu constituie decît un foarte friabil ciment, ușurîndu-se înțelegerea faptului că numuliții se dezagregă cu multă ușurință și alunecă pe panta dealului, făcînd astfel trasarea limitei inferioare a orizontului, destul de dificilă, în numeroase locuri.

Institutul Geologic al României

Alături de *Nummulites perforatus* de talie mare, care reprezintă forma B, se găsește în aceeași proporție și forma A a speciei (exemplu tipic de dimorfism). Intregul orizont are aici 13 — 14 m grosime.

Orizontul cu *Nummulites perforatus* urmărit de la W, din valea Buteni, se prezintă uniform constituit pînă la E în regiunea Mănăstireni și Horlăceaua, avînd o grosime aproape constantă.

O altă secțiune verticală, identică cu prima, apare la orginea Pîrîului Înghețat, între dealurile Șoiomu și Malatău (pl. II, fig. 2).

La S de Mănăstireni, la baza orizontului, se află un banc de gresii cu numuliți mici, Ostree, pecteni și mulaje de gasteropode.

4. ORIZONTUL MARNELOR ȘI CALCARELOR CU VELATES ȘI CORBULA

În 1952, am separat, deasupra orizontului cu *Nummulites perforatus*, un orizont constituit în special din marne și calcare, care cuprind ca fosile mai frecvente, numeroase resturi de *Velates schmiedelianus* și *Corbula gallica*. Credeam atunci că *Velates schmiedelianus* este cantonat numai în acest orizont. Deși mai tîrziu, în aceeași campanie, am găsit *Velates* și în orizontul calcarelor de Cluj, iar în 1953, am găsit această formă și în primul orizont marin, păstrăm această denumire făcînd mențiunea că *Velates* își are aici răspîndirea cea mai mare (în calcarele cu *Gryphaea eszterházyi)*.

Peste bancul cu *Nummulites perforatus* urmează un orizont care începe cu un banc de 0,40 — 0,50 m de marne mai calcaroase și mai cimentate pe valea Căpușului, la marginea de W a comunei Mănăstireni.

În acest loc se găsesc foarte numeroase exemplare de Ostree gigantice, din grupa *Ostraea gigantica* (S o l a n d e r) var. *gigantissima*. În afară de aceste Ostree gigantice, bancul marnos conține pe valea Căpușului următoarele forme :

Corbula gallica L a m k .
Panopea corrugata D a i x .
Cardium sp.
Rostellaria goniophora L a m k .
Cerithium sp.
Turritella imbricataria L a m k.
Natica cepacea L a m k .

Apoi pe o grosime de aproape 10 m, orizontul este mai sărac în fosile, pentru ca în partea sa superioară, pe o grosime de 3—4 m, orizontul să devină complet calcaros și foarte fosilifer.

Institutul Geologic al României

Din acest nivel calcaros s-au recoltat de pe valea Luncilor (la S de dealul Cetăţuia) numeroase exemplare de *Spondylus radula* L a m k. Pe lîngă acestea am mai găsit cîteva exemplare de :

Velates schmiedelianus C h e m n .
Terebellum fusiformae L a m k.
Hypochrenes cf. *amplus* S o l .
Phasianella conica S c h a f .
Pecten sp.

şi un fragment de *Nautilus*.

Numeroase exemplare de *Velates* au fost găsite pe dealul Furcilor şi pe coasta de E a dealului Şoiomu.

Urmărind acest orizont spre NE, pe versantul drept al văii ce trece prin Horlăceaua aproape de vîrful dealului, observăm că partea superioară a sa este formată din marne fine, cenuşii deschise, în spărtură proaspătă şi albe pe suprafeţele expuse, uşoare, avînd aspect de tuf dacitic, sfărîmicioase, neputîndu-se eşantiona. În aceste marne s-au găsit cîteva exemplare de *Velates*, *Corbula*, *Natica*, *Rostellaria*. Dar ceea ce atrage atenţia aici sînt numeroasele exemplare de *Euspatangus haynaldi* ; n-am găsit însă nici un exemplar de *Spondylus*.

Grosimea întregului orizont se menţine cam între 12—13 m.

Interesant este faptul că, în partea superioară a orizontului, pe dealul Ţara Higuiului, dintre valea Mărgăului şi valea Dumbravei, se găsesc calcare cu Alveoline în numeroase exemplare, aproape ca în orizontul calcarelor grosolane inferioare. În acelaşi loc se găsesc şi numeroase exemplare de *Euspatangus haynaldi* P a v. Grosimea acestui orizont se menţine ca mai la E, adică aproximativ de 12—13 m, iar în extremitatea vestică a regiunii, pe valea Ruginoasa, ajunge la 18 m.

Din analiza de micropaleontologie executată de M a r i a T o c o r j e s c u rezultă că orizontul cu *Velates* reprezintă o formaţie de mare puţin adîncă, marnoasă, cu Foraminifere : *Bulimina* sp., *Cibicides* sp., *Discorbis rosacea* (d ' O r b.), *Globorotalia crassata* (C u s h.), *Nonion* sp.,- *Pyrgo ringens* (L a m.), *Quinqueloculina costata* d ' O r b., *Quinqueloculina aglutinans* d ' O r b., *Quinqueloculina fusca* B r a d y, *Triloculina* C u s h. et R e n z, Ostracode (21 specii).

Predomină miliolidele şi Ostracodele. Apar de asemenea plăci de echinide şi briozoare.

La jumătatea de N a bazinului Transilvaniei orizontul acesta de marne şi calcare cu *Velates* şi *Corbula* se încadrează într-un orizont comprehensiv numit de H o f m a n n „orizontul gresiei de Racoţii".

Institutul Geologic al României

5. ORIZONTUL MARNELOR CU OSTREI

Această denumire a fost dată prima dată de Al. Paváy (1871). A. Koch nu a menținut denumirea decît pentru un suborizont al calcarelor grosiere inferioare, iar la Hofmann el este inclus în orizontul stratelor de Racoții.

Dat fiind marea dezvoltare a marnelor, care ajung la o grosime de cca 110—120 m și a uniformității lor litologice, socotim foarte justificată separarea lor într-un orizont aparte, cu atît mai mult, cu cît el se poate recunoaște și urmări pe întindere mare, în partea de S a bazinului Transilvaniei. După cum afirmă autorii el nu lipsește nici în partea de N a bazinului.

Prima apariție a orizontului marnelor cu Ostrei se găsește pe valea Podișor, care confluează cu valea Mărgăului în dreptul Vîrfului Golumbăț. În partea aceasta de W, orizontul marnelor cu Ostrei este mai sărac în fosile, decît în regiunea Buteni — Călata.

Aproape de gura văii Podișor, orizontul marnelor cu Ostrei este format în partea superioară din gresii calcaroase, dure, dispuse în bancuri de 30—50 cm grosime, așa cum am găsit pe versantul stîng al văii Buteni la marginea de W a comunei Călata. Grosimea este de 60—70 m.

Însă cele mai bune deschideri din acest orizont se găsesc pe pîrîul Prislop și pe pantele de la N ale văii Cetățuia, între localitățile Călățele și Buteni și pe dealul Șiomu, unde se poate vedea că el este constituit din argile în parte marnoase, marne nisipoase, micacee, cenușii, uneori cu suprafețe ușor friabile (pl. I, fig. 1, pl. VI).

Urmărind pe verticală am găsit în acest orizont mai multe (4—5) intercalații marnoase—grezoase, dure și marnocalcare fosilifere.

De reținut este faptul că ceea ce abundă nu sînt speciile, ci mai ales numărul mare de indivizi, care, pe unele locuri, formează adevărate lumașele de lamellibrachiate și gasteropode. Resturile organice cele mai numeroase aparțin familiei Ostreide, de unde s-a dat numele orizontului.

Formele cele mai cunoscute sînt următoarele :

Ostrea cymbula Lamk.
Ostrea multicostata Desh.
Pholadomya puschi Goldfuss
Pecten arcuatus Brocchi
Cardium sp.
Panopaea corrugata Dix.
Nativa sp.
Turitella imbricataria Lamk.

Institutul Geologic al României

Urmărit spre E și W, acest orizont suferă o ușoară variație litologică. La W, în versantul drept al văii Mărgăului, în aval de cimitirul din comuna Mărgău, se observă în partea superioară a orizontului numeroase concrețiuni calcaroase, sferoidale și discoidale (sferosiderite) de la mărimea pumnului pînă la mărimea unei pîini. Sparte, se observă în mijloc lamelibranchiate mici.

La E, în amont cu 30 m de podul de pe șoseaua Călata—Călățele, în versantul stîng al văii Buteni, care se prezintă sub forma unui escarpament vertical, complet deschis pe o grosime de 8—10 m, se observă că orizontul marnos este constituit astfel (pl. VI): jumătatea inferioară a versantului este formată din marne vineții, albăstrui, cu numeroase resturi de *Ostrea*, iar jumătatea superioară este formată din strate de gresii fine, alburii, de cîte 20—30 cm grosime. La prima vedere și de la distanță, gresiile, puternic cimentate, se pot lua drept calcare, dar cercetînd îndeaproape se constată că partea superioară gălbuie este reprezentată prin bancuri de gresii ceva mai moi, care se desfac în plăci de 2—3 cm și devin treptat, din ce în ce mai subțiri, pînă dispar. De asemenea, urmărite pe direcție, pe o lungime de 50 m, gresiile se subțiază, se întrerup și trec la marne. Se află aici un episod psamitic, inclus într-o masă pelitică.

Pe versantul drept al văii Călății, pe valea Glimei, orizontul marnos are o grosime de peste 100 m și prezintă în mijloc trei intercalații de marnocalcare albe. Pe aceeași paralelă, în versantul drept al văii Văleni, se găsește o singură intercalație de marnocalcare albe, fine în grosime de 10—15 cm, deși ne găsim numai la o distanță de 1 km spre E. Grosimea orizontului se menține în jurul a 100 m, de la W din valea Prislopului și pînă la E, la satul Bica. La E de satul Bica, în partea superioară a orizontului marnos, se dezvoltă o lentilă de gresie de 40—50 m lungime de 3 m grosime, slab cimentată în general, dar prezentînd și concrețiuni lenticulare puternic cimentate (pl. VI).

Înspre E, orizontul este din ce în ce mai puțin fosilifer, în deschiderile din jurul satului Bica, iar Ostreele, care la Ciula și Buteni erau atît de numeroase, devin foarte rare.

După Maria Tocorjescu marnele cenușii din dealul Prislop și dealul Cetățuia au conținutul microfaunistic, bogat cantitativ și calitativ (în ceea ce privește Ostracodele). Foraminifere: *Quinqueloculina*, *Nonion*, *Eponides*, *Rotalia*, *Cibicides*, și *Clavulina*; spiculi de spongieri, sfărîmături de echinide, Briozoare și Ostracode cu forme foarte variate,

Institutul Geologic al României

din care s-a identificat pînă acum 18 tipuri. În linii foarte mari se disting trei suborizonturi, de jos în sus :

a) Un suborizont cu Ostracode variate și Foraminifere de talie mică : *Cibicides* și *Eponides* ;

b) Un suborizont cu *Rotalia* care este foarte frecventă ;

c) Un suborizont în partea superioară a complexului în care apar cu frecvență redusă *Clavulina parisiensis* d ' O r b. Este posibil ca aceste probe — ultimile luate în marnele cenușii de pe dealul Cetățuia — să aparțină orizontului superior.

6. ORIZONTUL CALCARELOR GROSIERE INFERIOARE

A. K o c h denumește acest orizont „untere Grobkalkshichten" care își găsește echivalent stratigrafic în partea de N a bazinului în așa numita gresie de Racoți" a lui H o f m a n n. El are o bună individualizare petrografică, ceea ce ușurează urmărirea și separarea lui caracteristică (pl. IV, fig. 1 și pl. VI).

Orizontul calcarelor grosiere inferioare, din punct de vedere petrografic, este format din calcare albicioase lăptoase, strălucitoare din cauza cristalelor de calcit, provenite din sfărîmarea echinidelor. În partea inferioară calcarul cuprinde material detritic, este mai grezos și se desface în plăci mai subțiri de cîțiva centimetri.

La partea mediană calcarul este mai compact, se desface în bancuri mai groase de 1—1,50 m, iar în partea superioară calcarele se desfac din nou în plăci subțiri. Calcarul este străbătut de numeroase diaclaze, din categoria crăpăturilor comune, după clasificarea dată de V. B e l o u s o v (1954) acestor categorii de rupturi, care au propietatea de a da naștere la blocuri paralelipipedice, ceea ce ușurează foarte mult exploatarea lor.

Urmărit în direcție orizontul calcarelor grosiere inferioare este destul de omogen constituit. Numai în cîteva puncte am putut constata o ușoară variație litologică (pl. VI).

La partea de W a regiunii, la origina văii Podișor (valea Mărgău) se găsește un escarpament în care se poate observa trecerea de la partea superioară a argilelor cu Ostrei pînă în baza orizontului argilelor pestrițe superioare (stratele de Turbuța). Aici, deasupra orizontului argilelor cu Ostrei, se așează un banc de 1m grosime de calcare cu Alveoline și Miliolide, care reprezintă începutul acestui orizont. Urmează apoi un banc de 1,50 m argile cenușii, iar deasupra acestuia, pe o grosime de 10 — 12 m, urmează calcarele tipice cu Alveoline. Aici calcarele cuprind mulaje de gasteropode. Pe aceeași vale, mai în aval, la 100 m înainte de confluența

Institutul Geologic al României

cu valea Mărgăului, partea inferioară a calcarelor grosiere inferioare este alcătuită din bancuri de 20—30 cm grosime, formate din calcare albe, curate, organogene, slab detritic.

În zona mediană a regiunii, între statele Mărgău—Călățele și Văleni, orizontul apare omogen, calcarele apărînd sub formă de bancuri de 0,50 — 0,60m, rar 1m grosime.

La marginea de E a regiunii, pe valea Bica, la E de satul cu același nume, se găsește în partea mediană a calcarelor, o intercalație marnoasă de 3m grosime. Asemenea intercalații există probabil și în partea de N a bazinului Transilvaniei, din care cauză, A. K o c h, a tratat împreună, sub acest titlu și marnele cu Ostrei, ambele avînd însă numai valoarea de suborizont.

Resturile organice cele mai numeroase se datoresc foraminiferelor din grupele Alveoline și Miliolide. În unele sectoare Alveolinele se găsec în număr atît de mare, încît masa calcarelor inferioare pare a fi formată numai din cochiliile lor elipsoidale. Prezența Alveolinelor în număr atît de mare ne-a determinat în primul an să-i dăm numele de „calcare cu Alveoline", dar observînd că Alveolinele se găsesc și în alte nivele inferioare și superioare am renunțat la acest termen.

Microfosilele sînt rare și rău conservate, găsindu-se mai ales sub forme de mulaje interne. Formele care merită o mențiune deosebită, aparțin ordinului echinide neregulate de talie mică, din familia Scutellinelor, din care am găsit o specie nouă cu două varietăți noi (1953, 1957 și 1959):

Scutellina transylvanica var. *orbiculata* B a r b u et D r a g o ș
Scutellina transylvanica var. *oblonga* B a r b u et D r a g o ș

Aceste forme sînt mai numeroase în anumite puncte, unde alcătuiesc adevărate lumașele. Punctul fosilifer cel mai bogat în echinide mici se găsește pe versantul stîng al văii ce trece prin mijlocul satului Mărgău. Aici, la marginea comunei, într-o carieră deschisă pentru exploatarea calcarului ca piatră de construcție, se găsesc foarte numeroase Scuteline, care se detașează ușor din rocă. De asemenea se mai găsesc astfel de puncte fosilifere pe dealul Prislopului în regiunea Buteni și Ciula și la originea unei viroage care pornește de la E de Horlăceaua și coboară pînă în valea Bica.

Pînă în prezent, în Eocenul din nord-vestul bazinului Transilvaniei, H a u e r și S t a c h e au menționat prezența formei *Scutellina lenticularis*

Institutul Geologic al României

Lamk. (la Buteni), iar A. Koch a descris formele *Scutellina rotunda* Galeatti și *Sc. nummularia* Agassiz (la Buteni și lîngă Cluj, la Vista și Fanețul Săsesc).

Fosile mai comune sînt pecteni mici, lamelibranchiate cu scoica netedă. In mod foarte rar se găsesc și dinți la *Lamna*.

Grosimea orizontului se menține între 14 — 15 m.

Datorită rezistenței la eroziune, orizontul de calcare grosiere inferioare formează podurile plane ale dealurilor care au astfel aspectul unor trunchiuri de piramidă în care pereții abrupți sînt tăiați în orizontul marnelor cu Ostrei, cum se observă la dealul Șoiomu (pl. I, fig. 1).

După cum a observat și A Koch între localitățile Călățele—Șaula Nădașa Românească și Căpușul Mare, calcarele grosiere inferioare formează o placă imensă tăiată de cursurile de apă. Direcția stratelor este de N 70° — 80°E, iar înclinarea de 6° — 8°NW.

La microscop, în masa calcarului se observă frecvente cristale de calcită provenită din cochiliile echinidelor, precum și un bogat material detritic.

Din punct de vedere economic orizontul calcarului grosier inferior reprezintă un bun material de construcție.

Lucrările de foraje hidrogeologice, practicate în ultima vreme, sub conducerea lui Gh. Voicu, au stabilit că în regiunea Huedin calcarul grosier inferior conține mari cantități de apă potabilă ce urmează a alimenta întreaga localitate.

7. ORIZONTUL ARGILELOR PESTRIȚE SUPERIOARE

Peste calcarele grosiere inferioare urmează o nouă serie continentală de apă dulce, bine dezvoltată. Acest orizont est format, de fapt, dintr-o mare variație litologică, atît pe verticală cît și pe orizontală. În regiunea noastră culoarea dominantă a orizontului este cea roșie, totuși socotim că trebuie menționat numele dat de A. Koch, de argile pestrițe superioare („obere bunte Thonschichten") care a intrat în uz deoarece pe unele locuri aspectul pestriț al argilelor este destul de pregnant.

În regiunea de la N de valea Someșului, pe versantul estic al dealului Racoții, acest orizont se prezintă bine deschis în aval de Turbuța, de aceea K. Hofmann i-a dat denumirea de „strate de Turbuța". După cum arătăm în cele ce urmează, orizontul separat de Koch în partea de S a bazinului, nu se paralelizează în mod perfect cu cel separat de Hofmann. Separarea noastră urmează mai mult pe aceea a lui Koch).

Institutul Geologic al României

În general, în jumătatea inferioară a orizontului abundă argilele pestrițe cu un bogat material psefitic și psamitic, iar în jumătatea superioară nota caracteristică o dau argilele vărgate în roșu și verde.

Dacă urmărim acest orizont în apropierea ramei cristaline, de la valea Ruginoasei spre N, se constată prezența în mare cantitate a materialului psefitic colțurat, avînd aspectul grohotișului de pantă alcătuit în special din blocuri de micașist cu granați și de cuarț alb, lăptos. Pe Dimbul Obîrșiei acest orizont urcă pînă la cota 1040 m. Contactul cu Cristalinul nu se poate observa din lipsa de deschideri, însă el trebuie fixat la schimbarea de pantă, unde rama cristalină se ridică brusc cu 100 m (pl. IV, fig. 1).

Pe dealul care formează interfluviul dintre valea Podișor și valea Mărgăului se observă baza orizontului formată din argile pestrițe, colorate în roșu pătat cu verde (cum apare în pl. III, fig. 1).

Pe dealul Capu Pietrii, la S de satul Bociu, apar în partea superioară a argilelor pestrițe superioare (stratele de Turbuța) mai multe intercalații de calcare de apă dulce. Acest calcar este alb-lăptos, fin, neted, cu spărturi așchioase. In unele locuri, calcarul este mai aspru și are o culoare de cafea cu lapte sau cenușiu (pl. VII).

Între Bociu și dealul Capu Pietrii, calcarul variază foarte mult ca grosime, chiar pe o mică distanță. La dealul Capu Pietrii calcarul are 18 — 20 m grosime și constituie partea superioară a orizontului, pe el așezîndu-se direct orizontul următor, format din calcarul grosier superior (calcarul de Cluj). Urmărindu-l spre N, de la cota 803, constatăm că bancul de calcare trece, în parte, lateral, în marne vineții și roșii, rămînînd doar sub forma a 5—6 intercalații calcaroase, cu grosimi variabile de la 0,50 m la 1,50 m sau de la 4 la 7 m. Sub acest aspect găsim dezvoltat calcarul de apă dulce în marginea comunei Bociu ; din această cauză trebuie să arătăm că apariția calcarului de apă dulce nu reprezintă decît un facies al argilelor pestrițe superioare.

Grosimea întregului orizont al argilelor pestrițe superioare ajunge aici la 120 — 130 m.

Orizontul argilelor pestrițe superioare se termină printr-un strat de tuf calcaros, spongios, cu o grosime de 0,30 — 0,40 m, care se întinde de la satul Bociu pînă la valea Călata (pl. VI).

Urmărind acest orizont de la dealul Ruginoasei spre E, constatăm că el apare pe zone din ce în ce mai largi cu cît înaintăm spre NE. Mai bine dezvoltat apare pe valea Bociului și pe valea Sarcelului, între satele Buteni și Sîncrai, iar între satele Călata, Damoș și Șaula unde văile sînt largi și pîlnia de colectare este lobată, argilele pestrițe ocupă întinderea cea mai

Institutul Geologic al României

mare. Orizontul următor al calcarelor grosolane superioare ocupă numai spinarea dealurilor, relativ înguste în aceaste zone (pl. IV, fig. 2, pl. V).

Coloane stratigrafice s-au putut întocmi la NW de Buteni pe panta de S a dealului Glimei și la E de satul Călata Mare, pe panta de S a Dealului Merișor. Stratele înclinînd spre NW, ne apar tăiate vertical pe pantele de S; de aceea din această parte s-au recoltat probe pentru micropaleontologie.

În acest sector orizontul argilelor pestrițe superioare, se prezintă în modul următor:

La bază se găsesc marne albăstrui, micafere, care se desfac în foi subțiri. Urmează marne gălbui, cu spărtură neregulată, avînd pe suprafețe de separație oxizi de fier; marne negricoase, foioase, amintind vag faciesul disodiliform, gresii nisipoase, moi, friabile, foarte bogate în fluturași mari de muscovit, avînd pe suprafață o tentă roșietică de hematit, marne cenușii, subțiri, aproape foioase, apoi gresii nisipoase, foarte fine și puternic cimentate, de culoare verzuie, avînd puțină mică albă. Această alternanță se menține pe o grosime de 12 — 15 m, cum se poate observa la E de comuna Călata pe valea Babacuta (pl. VI și VII).

În continuare urmează marne roșii, marne cenușii, marne roșii, nisipuri albe-verzui, cu intercalații mai cimentate, grezoase, de aproape 4 — 5 m grosime, apoi marne roșii-vineții, ce merg pînă la violaceu închis-vinețiu, iar deasupra marne verzui foarte subțiri, desfăcîndu-se în plăci subțiri de 2 — 3 cm.

La W de valea Călății se poate distinge mai ușor o parte inferioară mai cenușiu-verzuie și o parte superioară mai roșu-violacee. Cu cît mergem spre E separația nu se mai poate face, culoarea roșie dominînd. Aceste alternanțe au grosimi mici între 20 — 30 — 50 cm și mai rar apar cu o grosime de 1 — 1,50 m sau chiar 3 m grosime, cum se observă clar într-o secțiune verticală pe valea Nearșovei.

La partea superioară în acest orizont apare un calcar alb-lăptos, fin, neted, foarte dur, cu spărturi așchioase. Pe unele locuri, calcarul are o culoare de cafea cu lapte și este ceva mai aspru.

La marginea de W a regiunii, la dealul Capu Pietrii, la S de satul Bociu, calcarul de apă dulce este foarte dezvoltat, iar între Bociu și Călata Mare, calcarul de apă dulce nu se mai găsește. Il regăsim mai la NE pe dealul Meșmalu și dealul Turdanul, sub forma a cinci intercalații subțiri de 10 — 40 cm grosime, alternînd cu marne roșii și verzui, iar mai la E de dealul Meșmalu nu se mai găsesc decît două intercalații calcaroase a 20 cm grosime. Constatăm, după cum se vede, o trecere gradată a calcarelor de apă dulce în argile și marne și invers. În nici un loc calcarul de apă dulce nu se

Institutul Geologic al României

individualizează ca un orizont, ci apare sporadic. Din această cauză susținem că în partea de S a bazinului Transilvaniei nu mai poate fi menținut orizontul calcarelor mijlocii de apă dulce, separat de K o c h după inspirația lui H o f m a n n. Prin aceasta se confirmă afirmațiile lui T. J o j a care consideră că nici în nordul bazinului nu se poate menține un asemenea orizont de calcare de apă dulce.

Orizontul argilelor pestrițe superioare are dezvoltarea cea mai mare din toate orizonturile Eocenului, grosimea sa ajungînd la 120 130 m, apărînd în partea de N a regiunii, deschis pe suprafețe foarte mari.

Problema originii orizontului de argile roșii superioare merită oarecare atenție, Ea a fost dezbătută de primii autori : K. H o f m a n n, A. K o c h, V. P á v a y, iar acum în ultimul timp de T. J o j a.

K. H o f m a n n atrage atenția că originea marină sau continentală a stratelor de Turbuța nu se poate generaliza pentru întregul orizont, nici pe verticală, nici pe orizontală. Mai întîi K. H o f m a n n susține că stratele de Turbuța sînt sărace în fosile. În defileul văii Someșului a găsit în acest orizont cîteva intercalații subțiri de calcare bogate în Foraminifere microscopice și Ostracode, forme ce trăiesc în mediul marin. Răspîndirea acestora are numai un caracter local, chiar în regiunea Jibou.

Tot K. H o f m a n n (1879, p. 22) ne arată că la S de Poarta Mezeșană din extremitatea de S a Moigradului, stratele de Turbuța conțin intercalații marnoase și calcaroase cu o faună de gasteropode de apă dulce.

A. P á v a y (1871) a găsit la Andrahaza, în argilele pestrițe superioare, sau cum le numea el „obere rothsandstein", o faună de Pachyderme, care indică o origină continentală. Reamintim că P á v a y credea că se află în orizontul inferior de argile pestrițe.

Insuși A. K o c h (1894) recunoaște că numai după cercetări îndelungate și-a putut da seama de faptul că sînt două orizonturi de argile pestrițe și că punctul fosilifer găsit de P á v a y , la Andrahaza, aparține orizontului superior. Această dificultate a reieșit, pe de o parte, din faptul că cercetările se făceau disparat și pe de altă parte, analogiei petrografice a celor doi termeni stratigrafici.

A. K o c h susține, pe bună dreptate, că singura faună întîlnită este de apă dulce și că stratele de Turbuța, ale lui H o f m a n n, nu se pot paraleliza în totul cu stratele sale de argile pestrițe superioare. Partea superioară a acestui orizont în care H o f m a n n a găsit intercalații marnoase și calcaroase cu Foraminifere și Ostracode, trebuie lăsată, după A. K o c h , orizontului următor.

Institutul Geologic al României

Cercetările noastre confirmă teza lui A. Koch. Noi nu am găsit nicăieri resturi organice în acest orizont Analizele de micropaleontologie efectuate de Maria Tocorjescu au dovedit completa sterilitate a probelor colectate de la Buteni, Călata și pe dealul Deșmalu și numai cu totul sporadic se găsesc oogoane de *Chara*.

Prezența calcarului de apă dulce foarte dezvoltat pe marginea de W a regiunii la Bociu, este un alt indiciu de origine continentală a acestui orizont. Materialul litologic, atît psefitic și psamitic cît și pelitic, provine, ca și în orizontul inferior de argile pestrițe, din masivele cristaline de la S și W. Culoarea roșie explică îndeajuns climatul arid, reprezentînd ca și orizontul inferior al argilelor pestrițe un ortoeluviu.

8. ORIZONTUL CALCARELOR GROSIERE SUPERIOARE (CALCAR DE CLUJ)

Deasupra argilelor pestrițe superioare urmează un nou ciclu de sedimentare marină, care începe în regiunea noastră prin depozite lagunare de gips, în bază, și care apoi se continuă cu un orizont de calcare grosiere, asemănătoare celor inferioare din punct de vedere petrografic. Pentru a-l deosebi, Koch a denumit acest orizont calcarul grosier superior (obere grob Kalkschichten). K. Hofmann a descris acest orizont sub numele de „stratele de Cluj". Noi ne alăturăm denumirii lui Koch, întrucît acest orizont se întinde în toată partea de S a bazinului Transilvaniei.

În baza acestui orizont apar, sporadic, lentile de gips : una pe dealul Secuiul, la N de Damoș și alta pe dealul Meșmalu, la S de satul Nearșova. Gipsul de la N de Damoș se prezintă în bancuri de cîte 0,40 m— — 0,50 m, este compact avînd o ușoară duritate și dungi colorate de stratificație. Grosimea gipsului este de 15—20 m.

La Damoș, gipsul a fost exploatat aproape complet, încît astăzi nu mai apar decît resturile fostei lentile, reprezentate prin cîteva halde. Acestea reprezintă gipsurile superioare ale lui Koch, ele avînd spre N o dezvoltare mai mare.

În tot cazul, ca și pentru gipsurile inferioare susținem că nici gipsurile superioare nu constituiesc un orizont, întrucît în regiunea de la S de șoseaua națională Cluj — Oradea, ele nu apar decît sub forma acestor două lentile izolate.

Asupra depozitelor de la baza acestui orizont trebuie să insistăm ceva mai mult deoarece trecerea de la seria continentală superioară, a argilelor pestrițe superioare la seria marină superioară a calcarelor grosolane superioare, este indicată în mod diferit de cercetătorii anteriori.

Institutul Geologic al României

Pentru prima dată K. Hofmann (1891, p. 22,40 și harta 1:75.000) arată că partea superioară a stratelor de Turbuța trece la un orizont de gipsuri, care ar aparține astfel de seria continentală.

În lucrarea lui Koch (1894) găsim unele contradicții deoarece tratează gipsurile superioare atît la orizontul argilelor pestrițe superioare, cît și la orizontul calcarului grosier superior. La pag. 251 arată că gipsurile de la localitatea Jebuc, Stîna și Damoș (ultima localitate se găsește în regiunea cercetată de noi) apar la partea superioară a argilelor pestrițe superioare. Iar la pag. 261, fig. 6 și pag. 269, gipsurile de la Jebuc și Stîna ca și altele din dealul Meșmalu sînt trecute la partea inferioară a calcarului grosier de Cluj, deoarece susține că la Nădașa ungurească a găsit sub gipsuri marne cu Ostracode și calcar gălbui cu *Anomya tenuistriata*.

Totuși în planșă nu figurează gipsurile ca un orizont continuu, ci le închide reprezentîndu-le ca facies.

T. Joja (1956) atribuie gipsurile superioare bazei stratelor de Cluj, întrucît socotește că gipsurile țin de faciesul marin cu care începe transgresiunea suitei marine superioare.

În anul 1948, I. Dumitrescu, pe de o parte, și Gr. Răileanu, pe de alta, au semnalat că pe valea Nădasei, la Nădașa, gipsurile superioare se așează peste un banc de calcar cu Ostrei.

Comparînd vechile observații ale lui A. Koch cu observațiile autorilor mai noi, se desprinde evident concluzia că peste stratele de Turbuța s-a instalat un regim marin cu formarea de calcare cu Ostrei pe valea Nadașei și marne cu Foraminifere, Ostracode și calcare cu *Anomya* în regiunea Jebuc. Regimul marin a fost urmat, în scurt timp, de o fază lagunară.

În regiunea cercetată de noi relațiile între gipsuri și argilele pestrițe superioare nu sînt suficient de clare. Astfel, pe dealul Secuiul de la N de Damoș nu există deschideri în care să se poată observa trecerea de la argilele pestrițe continentale, la gipsuri.

În dealul Damoș gipsurile se așează peste argilele continentale vinețiiroșcate cu concrețiuni.

Nu au fost întîlnite, în nici un punct la baza gipsurilor, depozitele marine semnalate de A. Koch, I. Dumitrescu și Gr. Răileanu.

Lipsa depozitelor marine la baza gipsurilor și așezarea acestora direct peste seria continentală ne arată că gipsurile au depășit transgresiv depozitele marine cu Ostrei și cu *Anomya*.

Institutul Geologic al României

În partea de W a regiunii, la Bociu, se constată că peste seria continentală superioară reprezentată prin argile pestrițe și calcare de apă dulce se așează direct calcarele cu *Vulsella*, care reprezintă un nivel marin superior gipsurilor.

Din aceste observații ne dăm seama că la sfîrșitul etapei de sedimentare a argilelor pestrițe superioare a urmat o transgresiune la începutul căreia s-a depus bancul de calcare cu Ostrei din valea Nadașei, — după I. Dumitrescu și Gr. Răileanu — și marnele cu Foraminifere, și Ostracode precum și calcarul cu *Anomya* de la Jebuc și Stîna, după A. Koch.

Apariția sporadică și lenticulară a gipsurilor în partea de S a bazinului transilvan ne demonstrează caracterul izolat al lagunelor care se găseau în mici escavații pe litoralul constituit din argilele pestrițe superioare.

Faptul că în dealul Meșmalu, gipsurile se așează direct pe seria continentală a argilelor pestrițe superioare, iar mai la SW, peste această serie continentală se așează un nivel superior al calcarului cu *Vulsella*, poate fi explicat admițînd că transgresiunea a înaintat de la NE spre SW în modul următor:

La sfîrșitul seriei continentale superioare a avut loc scufundarea accentuată a bazinului din partea de NE. În acest timp apele marine au înaintat pînă la paralela Cluj—Huedin, depunînd calcarele cu Ostrei și marnele cu Foraminifere, Ostracode și calcarele cu *Anomya*.

În scurt timp mișcarea oscilatorie a provocat ridicarea fundului și în consecință concentrarea apei și precipitarea gipsului de la N de la localitățile Stîna și Jebuc.

În acest timp deși la N de paralela Cluj — Huedin apele erau puțin adînci și concentrate, încît se putea precipita gipsul, ele înaintau spre SW, ocupînd în mod ezitant escavațiile de pe platforma continentală și depunînd gipsuri.

În faza imediat următoare se produce scufundarea accentuată a întregului bazin, regimul marin se instalează pînă la rama cristalină de la Bociu, depunînd calcarele cu *Vulsella*, al treilea nivel al calcarelor grosiere superioare, direct peste seria continentală.

O asemenea situație se repetă și mai tîrziu. Astfel, un regim lagunar cu dispoziție transgresivă a constatat și Mircea Ilie (1952), în Tortonianul de la S de Cluj, în regiunea Turda — Aiud.

Orizontul calcarelor grosiere superioare continuă printr-un banc de calcare compact dur, grosier, fosilifer, care are o grosime în jurul a

Institutul Geologic al României

2 m. Aceste calcare suportă un nivel lenticular de marne gălbui, sfărîmicioase bogate în Ostrei, mai ales din forma *Ostraea transylvanica* Hofm. La S de satul Bociu se observă că grosimea nivelului de marne este de 18 — 20 m. Deasupra acestui nivel cu Ostrei, urmează din nou un banc de calcar alburiu, grosolan, compact fosilifer, care în unele locuri trece la un calcar fin, foarte dur, cenușiu. Grosimea ultimului nivel este mai mare, ajunge pînă la 8—10 m, ceea ce ne dă posibilitatea să apreciem grosimea întregului orizont al calcarului grosolan la aproape 30 m. Înspre E, intercalația marnoasă se reduce și dispare încît de la satul Buteni la E, întregul orizont este dezvoltat numai sub forma de calcare (pl. VI).

Am menționat că orizontul calcarelor grosiere superioare „de Cluj" este în general foarte fosilifer. În partea superioară a ultimului banc de calcare abundă mai ales genul *Vulsella* cu speciile *Vulsella kochii* Hofm. și *Vulsella legumen* d'Arch.

De pe coama dealurilor dintre Bociu și Muerău (Alunișul), am recoltat o faună bogată din care am determinat :

Anomya sp.
Rostellaria goniophora Belardi
Chlamys biarritzensis d'Arch.
Campanile gigantea Koch
Pleurotomaria sp.
Terebellum fusiforme Lamk.
Terebellum obtusum Sow.
Terebellum convolutum Lamk.
Nautilus sp.
Cassidaria nodosa Sol.
Ficus greenwoodi Sow.

Pe coama dealului dintre Muerău și valea Sîncrai abundă în mod deosebit *Pleurotomaria kodui keveniensis* d'Arch.

Partea interesantă o constituie faptul că pe dealul Secuiului și la originea Pîrîului Românesc (valea Sîncrai) în calcarele de Cluj, se găsesc numeroase exemplare de *Velates schmiedelianus*, de talie mai mică decît cele din orizonturile inferioare. În același loc, pe dealul Mărgău și dealul Damoș, se găsesc și numeroase exemplare de *Nummulites perforatus*. Nu putem însă afirma dacă acești numuliți sînt în zăcămînt primar sau sînt remaniați, dar prezența lor nu a fost însă semnalată pînă în prezent în acest orizont.

Orizontul calcarelor grosiere superioare alcătuiește o întinsă suprafață structurală între localitățile Bociu — Buteni la S și Muerău —

Institutul Geologic al României

— Sîncrai la N, suprafața fierăstruită de două văi subsecvente : valea Sîncrai și Pîrîul Românesc și mai la E pînă la izvorul Crișului Repede. Mai la N, dealurile dintre Damoș — Șaula și Huedin sînt de asemenea alcătuite din aceste calcare (pl. IV, fig. 2).

Trebuie semnalat că pe această mare suprafață structurală se găsesc mai multe doline cu un contur perfect circular avînd un diametru de 50 — 100 m. Cele mai multe doline se găsesc înșirate rectiliniu în lungul dealului dintre valea Sîncrai și Pîrîul Românesc cu orientare aproape E — W. O altă serie de doline se găsesc orientate N — S sub pantele muntelui Horaița acolo unde calcarul de Cluj a fost scos de falie la zi.

Un studiu valoros întocmit de un colectiv de la Universitatea din Cluj, sub conducerea lui I. M a x i m (1960) a stabilit calitățile deosebite ale calcarului grosier superior, recomandîndu-l ca important material de construcție.

Ținînd seama, pe de o parte, de faptul că structura calcarului grosier superior este asemănătoare cu a calcarului grosier inferior, și pe de alta că atît culcușul cît și acoperișul său sînt constituite din depozite impermeabile, ultimul fiind format din orizontul marnelor cu *Nummulites fabianii* și din orizontul marnelor cu Briozoare, credem că orizontul calcarului grosier superior reprezintă și el un rezervor important de apă potabilă.

9. ORIZONTUL MARNELOR CU NUMMULITES FABIANII

În lucrarea lui A. K o c h acest orizont este denumit orizontul cu *Nummulites intermedius fichtelii*. B o u s s a c a arătat însă că numulitul determinat de K o c h nu reprezintă specia *Nummulites intermedius* ci specia *Nummulites fabianii*.

Orizontul cu *Nummulites fabianii* are în această regiune, dezvoltarea și răspîndirea cea mai mică. El apare numai pe mamelonul de la N de cota 713 și 725 în valea Sîncrai și Pîrîul Românesc. Nu există deschideri bune din care să se poată observa o coloană stratigrafică, însă în urma unor mici desgoliri am putut reconstitui următoarea succesiune litologică formată din șase nivele :

În bază marne calcaroase, cenușii-gălbui cu *Nummulites fabianii*, pecteni, Ostrei, și mulaje interne de lamellibranchiate nedeterminabile. Urmează marne moi, cenușii, cu foarte rare macrofosile. Deasupra acestora se așează direct marne moi, cenușii, cu rari numuliți. Marnele prezintă numeroase vacuole provenite din dizolvarea cochiliilor. Al patrulea nivel este format din marne gălbui, dure, în care se găsesc numeroși

Institutul Geologic al României

numuliți. Acesta suportă un banc de marne gălbui, moi, și el cu numeroși numuliți. Ultimul nivel al orizontului cu *Numulites fabianii* nu se mai găsește în acest loc unde eroziunea a fost mai profundă. Mai la N cu cca 1,5 km pe un alt mamelon (714 m) situat între cele două ramuri ale Pîrîului Românesc, apare și ultimul nivel al acestui orizont care este format într-un banc de marnocalcare, foarte fosilifere cu numuliți, pecteni și mai ales numeroși coralieri izolați de tipul *Cyclolites*.

După Maria Tocorjescu, la analiza micropaleontologică a probelor luate de aici ca și din dealul Chizbirițului și dealul Ciunobicului s-au găsit foraminifere abundente și variate : *Anomalina affinis* (Hantken), *Cibicides conoideus* (Cžyžek), *C. perlucidus* (Nuttall), *C. mexicanus* (Nuttall), *C. almaensis* (Samoilova), *C. boueanus* (d'Orb.), *C. dutemplei* (d'Orb.), *C. pseudoungerianus* (Cush.), *C. lobatulus* (Walker et Jacob), *Discoris rosacea* (d'Orb.), *D. alveata* Cush., *Elphidium latidorsatum* (Reuss), *E.* cf. *advenum* (Cush.), *E. tumidum* Natland, *Eponides budensis* Hantken var. *planata* Cush., *E. coroliensis* Cush., *Gaudryina subquadrata* Cush., *Globulina münsteri* (Reuss), *G. gibba* d'Orb., *Globulina gibba* d'Orb., var *globosa* (Münster), *G. inaequalis* Reuss, *Guttulina irregularis* (d'Orb.), *Gyroidina soldanii* d'Orb. var. *octocamerata* Cush., *Lagena acuticostata* Reuss), *L. globosa* Reuss, *Milliolina jacksonensis* Cush., *Nodosaria* sp., *Nonion halkyardi* Cush., *N. applini* Howe et Wallace, *N. douvillensis* Howe et Wallace, *N. commune* (d'Orb.), *N. planatum* Cush. et Thomas, *Peneroplis* sp., *Pyrgo subsphaerica* (d'Orb.), *P. ringens* (Lamk.), *P. elongata* (d'Orb.), *P. globosus* (Bornemann), *Quinqueloculina vulgaris* d'Orb., *Q. contorta* d'Orb., *Q. fusca* Brady, *Q. laevigata* d'Orb., *Q. lamarckiana* d'Orb., *Q. anguina* Terquem, *Robulus alato-limbatus* Cush., *Rotalia byramensis* Cush., *R. guantanamensis* Cush. et Bermudez, *Spiroloculina* sp., *S. obscura* Cush. et Todd, *Triloculina trigonula* (Lamk.), *T. oblonga* (Lamk.), *T. circularis* Bornemann, *Valvulineria texana* Cush. et Ellisor, spiculi de echinide, Briozoare, Ostracode.

10. ORIZONTUL MARNELOR CU BRIOZOARE

Orizontul marnelor cu Briozoare sau al marnelor de Brebi apar în apropierea șoselei naționale Cluj—Oradea, în marginea de N a regiuni noastre. El nu prezintă nici o problemă diferită de cele expuse în lucrarea lui A. Koch.

Institutul Geologic al României

TABEL

Corelarea orizonturilor eocenului din bazinul Transilvaniei

T. Joja (1954) după lucrările lui K. Hofmann, A. Koch și T. Joja			A. Koch (1894)				V. Dragoș (1955) Regiunea Călățele—Hedin			
			Regiunea Jibou		Regiunea Cluj					
Olig.	Str. de Ciormani sau Str. de Mera		Oligocen	Stratele de Mera	Oligocen	Oriz. Stratelor de Mera	Oligocen		Strate de Mera	Oriz. Str. de Mera
	Stratele de Curtuiuș			Calcarul de Hoia		Oriz. calcarelor de Hoia			Str. de Hoia	
	Str. de Hoia. sau faciesul Str. de Hoia									
	Marne de Brebi	Strate cu Briozoare	sup.	Stratele cu Briozoare	sup.	Oriz. Stratelor cu Briozoare		Priabonian	Oriz. marnelor cu Briozoare	
	Stratele cu *Num. fabianii* (= *intermedius*)			Stratele cu *Intermedia*		Oriz. Stratelor cu *Intermedia*			Oriz. cu *Nummulites fabianii*	
				Calcarul grosier superior (Strate de Cluj)		Oriz. calcarului grosier sup.			Oriz. calcarului grosier superior	
				Gipsurile superioare		Oriz. gipsurilor sup.				
				Calcarul de apă dulce		Calcare de apă dulce				
	Stratele de Cluj	Oriz. calcarului grosier sup.		Stratele de argile pestrițe superioare sau Strate de Turbuța		Oriz. argilelor pestrițe superioare			Oriz. superior de argile pestrițe	
	Stratele de Turbuță	Stratele de argile vărgate superioare		Gresia de Racoți					Oriz. calcarului grosier inferior	
	Strate de Racoți	Oriz. calcarului grosier inferior	Suboriz. Gresiei de Racoți	Calcarul grosier inferior		Oriz. calcarului grosier inferior			Oriz. marnelor cu Ostrei	
			Suboriz. argilelor nisipoase		Stratele calcarului gro-sier inferior	Oriz. cu Ostrei			Oriz. marnelor și calcarelor cu *Velates* și *Corbula*	
	Strate cu *Nummulites perforatus*	Suboriz. reper cu *N. perforatus*		Marne fosilifere	Stratele cu *Perforata*	Oriz. Stratelor cu *Perforata*			Oriz. cu *Nummulites perforatus*	
		Suboriz. reper al gipsurilor inf.		Bancul cu *Perforata*						
				Bancul cu *Anomya*		Oriz. gipsurilor inferioare			Oriz. marnelor și calcarelor cu *Gryphaea esterházy*	
				Orizontul gipsurilor inf.						
	Argile vărgate inferioare	Faciesul Str. de Rona		Marne pestrițe	Oriz. inf. al calcarului de apă dulce	Oriz. calc. de apă dulce			Oriz. inferior de argile pestrițe	
		Calcar de dulce		Argile pestrițe						
				Calcar de apă dulce						
			inferior	Stratele de argile pestrițe inferioare	inferior	Oriz. argilelor pestrițe inferioare				
EOCEN			EOCEN mediu		EOCEN mediu		EOCEN	lutețian		
								Ypresian		

Institutul Geologic al României

Ultimile noastre trei orizonturi apar în partea de N a bazinului Transilvaniei sub faciesul unei „serii calcaroase" (1946) cu o grosime de 50 m pînă la 70 m în care nu se poate face nici o separație.

CONCLUZII DE ORDIN STRATIGRAFIC

Separarea și descrierea orizonturilor paleogene umple un gol în stratigrafia bazinului Transilvaniei. Harta lui A. Koch nu s-a extins asupra întregei suprafețe parcursă de noi, iar descrierile sale nu cuprind variațiile de facies sesizate de noi și înfățișate în această lucrare.

Dacă paralelizăm orizonturile separate de noi cu cele clasice ale lui K. Hofmann și A. Koch, constatăm următoarele :

Cele mai multe din orizonturile separate de noi coincid cu cele separate de cei doi autori. După cum se vede în tabelul alăturat următoarele patru orizonturi se pot urmări în adevăr pe întreaga întindere a bazinului Transilvaniei de la Călățele pînă la Jibou :

Orizontul stratelor inferioare de argile pestrițe ;

Orizontul cu *Nummulites perforatus* ;

Orizontul calcarelor grosiere inferioare, care prin faciesul organogen din partea de S a bazinului, își găsește echivalent în W, în stratele de Racoți, dezvoltate sub un facies detritic, și

Orizontul stratelor superioare de argile pestrițe se continuă în tot bazinul, purtînd la N, numele de strate de Turbuța.

Apoi următoarele trei orizonturi nu se pot urmări ca atare decît în partea de S a bazinului Transilvaniei, unde pot fi separate cartografic :

Orizontul calcarelor grosiere superioare (strate de Cluj) ;

Orizontul cu *Nummulites fabianii*, și

Orizontul cu Briozoare.

In partea de N a bazinului, după cum s-a mai menționat, aceste trei orizonturi împreună cu stratele de Hoia nu se pot separa nefiind individualizate. Acolo întregul pachet de strate cuprins între stratele de Turbuța și stratele de Mera apare constituit dintr-o singură formațiune care a fost denumită „seria calcaroasă" a cărei grosime ajunge la 60—80 m.

Din orizonturile separate de K. Hofmann și A. Koch am desființat, în regiunea cercetată, pe cele care s-au dovedit că nu au continuitate pe întregul bazin de sedimentare. În acestă categorie se găsesc următoarele patru orizonturi, create de cei doi autori :

Orizontul calcarelor inferioare de apă dulce, care constituie numai o variație de facies a argilelor pestrițe avînd o dezvoltare cu totul neînsemnată în partea de S a bazinului ;

Institutul Geologic al României

Orizontul gipsurilor inferioare, care apare numai sub forma cîtorva lentile subțiri și cu totul izolate;

Orizontul calcarelor medii de apă dulce din argilele pestrițe superioare, care se destramă pe distanță mică;

Orizontul gipsurilor superioare, care apare numai lenticular ca și cel inferior.

Am creat, față de autorii precedenți, trei orizonturi, care, din punct de vedere petrografic, se individualizează bine, iar din punct de vedere cartografic se pot separa:

Orizontul calcarelor cu *Gryphaea eszterházy* și *Rostellaria*;

Orizontul marnelor și calcarelor cu *Velates* și *Corbula*;

Orizontul marnelor cenușii cu Ostrei.

ÎNCADRAREA ORIZONTURILOR ÎN SCARA STRATIGRAFICĂ

Încadrarea orizonturilor în scara stratigrafică s-a făcut de A. K o c h pe baza sincronizărilor petrografice și paleontologice, cu orizonturile din bazinul Parisului. Deocamdată, menționăm că încadrarea făcută, nu poate fi susținută cu toată convingerea, pe de o parte, din cauză că separarea orizonturilor care au servit la sincronizare au suferit modificări, iar pe de altă parte, din cauză că nici paleontologic nu se pot aduce preciziuni.

De asemenea, stabilirea exactă a vîrstei relative, pe macro- și microfosilele, întîmpină mari dificultăți din două cauze:

a) Macrofauna este foarte rău conservată. Marea majoritate a formelor este în stare de mulaje interne greu de determinat specific;

b) Dificultatea cea mai mare constă în faptul că multe forme se întîlnesc de jos pînă sus, de la baza Eocenului pînă în Oligocen.

Orizontul argilelor pestrițe inferioare a fost atribuit de H o f m a n n și K o c h la Eocenul inferior, pe baza discordanței față de Cretacicul superior și pe baza faptului că stratele care le acoperă aparțin Eocenului mediu.

Mai tîrziu F r. N o p c s a (1915—1916) găsind o faună de Dinosaurieni în argilele roșii din bazinul Hațeg a stabilit acolo prezența Danianului. Apoi pe bază de superpoziție și asemănări petrografice, extinde această vîrstă și asupra argilelor roșii inferioare din bazinul Transilvaniei.

M i r c e a I l i e (1939) se alătură însă primilor autori, considerînd că argilele roșii inferioare aparțin Eocenului inferior.

S t. M a t e e s c u (1940), apreciază vîrsta acestui orizont ca Danian-Paleocen.

Institutul Geologic al României

Din cadrul restrîns al regiunii noastre nu se pot aduce argumente definitive în favoarea uneia din aceste două idei. Dar din momentul însă ce calcarele de apă dulce — facies lateral al acestor argile — au în nordul bazinului Transilvaniei fosile ce indică Eocenul inferior, credem că primii autori au dreptate să le alăture acestei subdiviziuni (Ypresian).

În ceea ce privește încadrarea celorlalte orizonturi, vom folosi criteriul stratigrafic, menționînd că toate orizonturile situate între argilele pestrițe inferioare și cele superioare, ambele de origină continentală, reprezintă un ciclu de sedimentare a cărui depozite aparțin Eocenului mediu (Lutețian).

Orizonturile cuprinse între argilele pestrițe superioare pînă la orizontul cu *Nummulites fabianii* reprezentînd al doilea ciclu de sedimentare, aparține după unii autori Priabonianului (Ledian și Ludian).

Noi considerăm însă că activitatea ciclului al doilea de sedimentare nu se oprește la orizontul cu *Nummulites fabianii*, ci merge pînă la stratele de Mera, cu care ar începe Oligocenul, pentru următoarele considerente :

Analizînd formele ce ni s-au părut mai caracteristice, constatăm că ele nu rămîn cantonate într-un singur orizont. În această privință am putea da majoritatea formelor faunistice, dar în lucrarea de față citățm numai cîteva exemple : echinizii, de tipul *Scutellina*, se găsesc din orizontul calcarelor grosiere inferioare pînă în orizontul marnelor cu Briozoare.

Forma *Velates schmiedelianus* a fost găsită, în 1952, în calcarele de deasupra orizontului cu *Nummulites perforatus*, apoi a fost găsită în orizontul calcarelor grosiere superioare, iar în 1953 ea a fost găsită și în baza seriei marine inferioare în orizontul calcarelor cu *Gryphaea eszterházyi*.

De altfel, și R. Abrard (1927) ne arată că *Velates schmiedelianus* este cunoscut din Ypresianul din India și Madagascar pînă în Oligocenul din Vincentin.

Forma *Cerithium giganteum*, se găsește din orizontul calcarelor grosiere inferioare pînă în orizontul calcarelor grosiere superioare.

Dar ceea ce este însă și mai important, este faptul că nici numuliții nu sînt cantonați într-un singur orizont. *Nummulites perforatus*, care este socotit că aparține Lutețianului, a fost întîlnit de noi și în calcarele grosiere superioare, orizont ce se atribuie Priabonianului. Desigur că în asemenea situație s-ar putea admite o remaniere a formelor din orizontul inferior în cel superior. În cazul regiunii noastre, însă, cu stratele orizontale, afectate numai de lente mișcări oscilatorii, este greu de admis o

Institutul Geologic al României

remaniere. Pe de altă parte, se constată că *Nummulites striatus*, cantonat în bazinul Transilvaniei în orizontul cu *Nummulites perforatus* (Luteţian), în Algeria urcă pînă în Ledian.

Ştim, că după K o c h, orizontul cu *Nummulites fabianii* şi orizontul marnelor cu Briozoare, aparţin Eocenului superior. După acest autor Oligocenul începe cu stratele de Hoia.

Problema limitei dintre Eocen şi Oligocen este însă greu de rezolvat, deoarece ea prezintă două aspecte diferite : unul faunistic şi altul cartografic.

Din punct de vedere faunistic, în lumina ultimilor lucrări asupra numuliţilor, executate de J. F l a n d r i n (1938) *Nummulites fabianii* aparţine Oligocenului şi cu atît mai mult *N. intermedius* şi *N. fichteli*, ce urmează deasupra, aparţin Oligocenului.

În probele recoltate de noi şi determinate de M a r i a T o c o r j e s c u s-au găsit următoarele forme : *Elphidium latidorsatum*, *Globulina cinsobima*, *Elphidium minutum* şi *Cibicides dutemplei*, ce ne arată de asemenea o vîrstă oligocenă. S-a constatat, prin urmare, că odată cu începutul orizontului cu *Nummulites fabianii* îşi face apariţia o faună nouă, oligocenă..

Trebuie precizat însă că nu lipsesc nici forme ce indică Eocenul superior, cum sînt : *Rotalia* cu diverse forme întîlnite în nivelele adiacent inferioare, *Miliolina jacksonensis*, *Triloculina trigonula*, *Quinqueloculina lamarkiana*, *Discorbis rosacea*, *Anomalina affinis*, *Nonion halkyardi* şi *Halkiardia minima*.

Dar pe lîngă criteriul paleontologic dat de aceste forme eocene, trebuie să mai ţinem seama că din punct de vedere cartografic, limita Eocen—Oligocen nu se poate trasa la baza orizontului cu *Nummulites fabianii*, deoarece în partea de N a bazinului Transilvaniei acesta nu se poate separa ca atare. Acolo, după cum s-a arătat (1946), toate orizonturile de la calcarele grosiere superioare şi pînă la stratele de Mera, sînt dezvoltate sub un facies calcaros, constituind „seria calcaroasă" care în acest caz ar avea baza în Eocen şi partea superioară în Oligocen. După cum vedem în această situaţie nu se poate da o expresie cartografică bazei Oligocenului, valabilă pentru întregul bazin, deoarece limita din S corespunde în partea de N a bazinului Transilvaniei cu mijlocul seriei calcaroase.

Prin urmare se constată că aici erupţia microfaunei oligocene apare înainte de încheierea celui de al doilea ciclu de sedimentare marină.

Institutul Geologic al României

Ținînd seama de principiul stratigrafic că epocele să corespundă unor cicluri de sedimentare în care se pot deosebi mai multe formațiuni, singurele care se pot separa cartografic, credem mai nimerit ca întreg ciclul de sedimentare care urmează după argilele pestrițe superioare și se termină înaintea stratelor de Mera, să fie înglobate Eocenului superior. În acest caz Oligocenul ar începe cu stratele de Mera, care se pot separa în întregul bazin și care din punct de vedere cartografic marchează o transgresiune (vezi tabelul cu corelarea orizonturilor Eocenului).

CONSIDERAȚII PALEOGEOGRAFICE ȘI PALEOCLIMATICE

La sfîrșitul Cretacicului superior regiunea dintre Călățele și Huedin a fost exondată și supusă unei eroziuni puternice care a modelat un relief pe fundamentul cristalin și eruptiv. Existența acestui relief este atestată de faptul că apariția la zi a Cristalinului a fost întîlnită la diferite înălțimi, mai mici pe valea Călata și mai mari pe dealul Chicera. De asemenea grosimea orizontului de marne pestrițe inferioare, care a acoperit acest relief, este variabilă în diferitele puncte ale bazinului.

În timpul formării acestui relief a existat o climă aridă care a provocat unele oxidațiuni puternice cu formare de soluri lateritice care au colorat orizontul inferior, reprezentat prin formațiunile continentale de argile roșii și pestrițe. Torenții numeroși, care brăzdau relieful cristalin, au contribuit la sedimentare, cu un aport de pietrișuri rulate. Pe unele locuri, cum se întîlnește pe valea Mărgăului și pe valea Cereșani, la S de dealul Horlăceaua, mai iau naștere două lentile calcaroase intercalate în partea inferioară a orizontului pestriț. Treptat, se instalează un regim marin formîndu-se marne și calcare cu *Gryphaea*, *Rostellaria* și *Velates schmiedelianus*.

După formarea acestui orizont, urmează o ușoară regresiune a mării, apar lagune în care se produce o concentrație a apei cu precipitare de gips care apare în cîteva locuri sub formă de lentile.

Apoi din nou marea se adîncește și ia naștere orizontul cu *Nummulites perforatus*, orizontul marnelor și calcarelor cu *Velates schmiedelianus* și orizontul foarte dezvoltat al marnelor cu Ostrei. Primul ciclu de sedimentare marină se încheie cu orizontul calcarelor grosiere inferioare cu Alveoline.

După formarea calcarelor grosiere inferioare se instalează iarăși, în întregul bazin, un regim continental în care timp se formează orizontul argilelor pestrițe superioare.

Institutul Geologic al României

O nouă coborîre a fundamentului face ca marea să ocupe pentru a treia oară, dar pentru scurt timp, bazinul Transilvaniei la N de paralela Cluj — Huedin, depunînd calcare cu Ostrei, marne cu foraminifere și calcare cu *Anomya*.

Ridicarea ușoară a fundamentului, creează condiții favorabile pentru instalarea unui regim lagunar. Odată însă cu mișcarea nivelului apelor, acestea debordează spre SW peste platforma continentală, unde depun lentile de gipsuri, direct peste argilele pestrițe superioare.

Odată cu a patra scoborîre a fundamentului, începe un important ciclu de sedimentare în timpul căruia în partea de S a bazinului, se depun, orizontul calcarului grosier superior, orizontul cu *Nummulites fabianii* și orizontul marnelor cu Briozoare. În același timp, în nordul bazinului, se depune „seria calcaroasă". În acest timp condițiile de viață au devenit foarte prielnice încît se dezvoltă o faună bogată cu caracter recifal.

Coborîrea și ridicarea repetată a fundului bazinului ne demonstrează existența mișcărilor oscilatorii în sensul dat de V. V. Belousov acestei expresii. Cînd se va cunoaște grosimea și variația faciesurilor din întregul bazin în sensul arătat de noi, se vor putea reconstitui diagrama mișcărilor oscilatorii.

CONSIDERAȚII TECTONICE

Din punct de vedere structural, regiunea cercetată face parte din categoria regiunilor quasi-tabulare, deoarece stratele au în această regiune înclinări de 5° — 6° — 10° maximum 15° spre NW. Direcția stratelor este aproape uniformă N70° — 80° E.

Partea cea mai ridicată a regiunii se află între localitățile Călățele, Finciu și Mănăstireni, unde Cristalinul apare la zi. La Călățele și pe valea Finciului apariția Cristalinului se observă numai pe văile cele mai adînci, dar între Finciu și Mănăstireni, Cristalinul se ridică alcătuind în întregime dealul Chicera. Partea cea mai coborîtă se află între localitățile Huedin — Morlaca unde formațiunile eocene se afundă sub Oligocen.

În afară de ridicarea în masă a Cristalinului între localitățile Călățele — Finciu — Mănăstireni, care a condus la ușoara înclinare a Eocenului, regiunea a mai suferit unele mișcări radiare cu producere de falii, din care mai importante sînt următoarele :

a) Fascicolul de falii de la Mănăstireni. Pe dealul de la W de satul Bica se desenează o falie care se bifurcă spre S. O ramură a sa trece pe la W de comuna Mănăstireni, iar o altă ramură trece cam prin mijlocul acestei comune, lucru ce face să fie greu de urmărit.

Institutul Geologic al României

La S de comună, aceste două ramuri se unesc din nou în lungul văii Mănăs-, tireni. Lungimea acestui fascicol de falii este de aproximativ 5 km iar lățimea este de cca 1 km. Compartimentul aflat în mijlocul celor două ramuri ale faliei are o formă amigdoidală în plan și se prezintă scufundat. Săritura cea mai mare, luată în mijlocul compartimentului, este de 12 m—

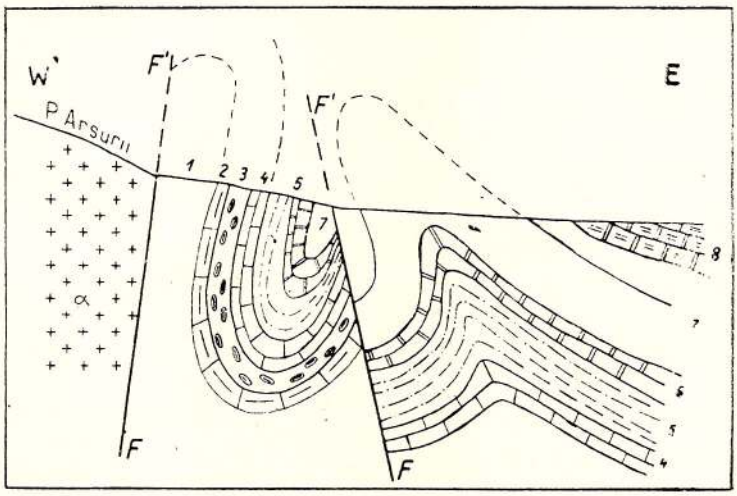


Fig. 1. — Secțiune geologică pe Pîrîul Arsurii.

E, Eruptivul; 1, orizontul argilelor pestrițe inferioare; 2, orizontul marnelor și calcarelor cu *Gryphaea*; 3, orizontul cu *Nummulites perforatus*; 4, orizontul marnelor și calcarelor cu *Velates*; 5, orizontul marnelor cu ostrei; 6, orizontul calcarului grosier inferior; 7, orizontul argilelor perstrițe superioare; 8, orizontul calcarului grosier superior; F—F', falii.

Coupe géologique du Ruisseau Arsurii.

E, Éruptif; 1, l'horizon des argiles bariolées inférieures; 2, l'horizon des marnes et des calcaires à *Gryphaea*; 3, l'horizon à *Nummulites perforatus*; 4, l'horizon des marnes et des calcaires à *Velates*; 5, l'horizon des marnes à Ostréidés; 6, l'horizon du calcaire grossier inférieur; 7, l'horizon des argiles bariolées supérieures; 8, l'horizon du calcaire grossier supérieur; F—F', failles.

15 m. După forma sa, compartimentul scufundat seamănă cu un mic graben. Scufundarea a avut loc după formarea calcarelor grosiere inferioare care sînt afectate, de falie.

b) Sistemul de falii paralele Bociu—Sîncrai. Raporturile dintre sedimentar și rama cristalină și eruptivă din partea de W a regiunii reprezentată prin culmea vîrfurilor: Ruginoasa, Runcșorul, Golumbăț, Horaița și Măgura, sînt raporturi tectonice, regiunea noastră luînd aspectul unei depresiuni morfologice.

Această depresiune se continuă spre N, pînă în ținutul Zalăului și ea a fost descrisă de St. Mateescu sub numele de „depresiunea Zalău — Huedin."

Institutul Geologic al României

În adevăr, limita cartografică Sedimentar — Cristalin și Eruptiv reprezintă un contact tectonic, care se reflectă și în topografia locului, putîndu-se observa ușor denivelarea bruscă de 150—200 m.

O falie importantă dirijată N — S, separă Sedimentarul de Cristalin și Eruptiv. Pe unele locuri mai apare la interior (la E) încă una sau două

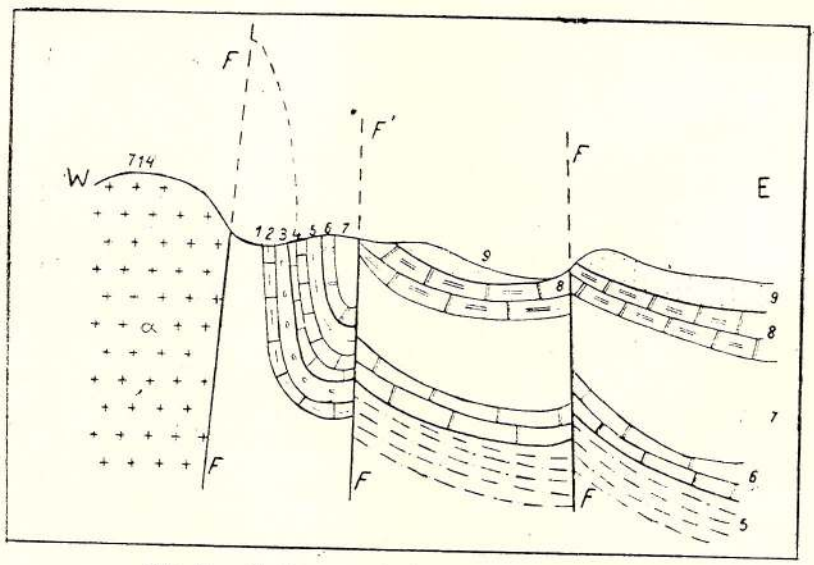


Fig. 2. — Secțiune geologică pe Pîrîul Românesc.
1—8, vezi explicația de la fig. 1; 9, orizontul cu *Nummulites fabianii*.

Coupe géologique du Pîrîul Românesc.
1—8, voir l'explication de la fig. 1; 9, l'horizon à *Nummulites fabianii*.

falii mai mici, dirijate paralel cu falia principală. Datorită acestor falii orizonturile inferioare ale Eocenului sînt scoase la zi, paralel cu rama muntoasă sub forma unor benzi înguste. Datorită faliei principale, în unele locuri, orizontul calcarelor de Cluj, sau următoarele orizonturi superioare eocene și chiar oligocene iau contact direct și rectiliniu cu fundamentul cristalin sau eruptiv. Punctul cel mai sudic, de unde pornește falia principală, se găsește pe ramura nordică a văii Dobrenilor. Aici se disting două falii care au scos la zi argilele pestrițe inferioare și calcarele cu *Gryphaea eszterházyi*, ridicînd stratele la 60—70° spre NE. Urmărind contactul Cristalin—Eocen, între valea Dobrenilor și valea Bociului nu am întîlnit nici o deschidere din care se poate observa raporturile tectonice, totul fiind acoperit cu grohotiș de pantă. Faliile se observă bine în versantul stîng al văii Bociului și pe valea Sîncrai ca și pe Pîrîul Arsurii (fig. 1) și pe Pîrîul Românesc (fig. 2).

Institutul Geologic al României

În valea Răoasa, la Morlaca, faliile apar clar, dar ele n-au fost încă cercetate în detaliu.

Falia Ruginoasa. O falie secundară, orientată E — W, apare la originea văii Ruginoasa, la W de satul Margău. Aici compartimentul nordic este scufundat cu 40—50 m față de cel sudic.

Înspre N, faliile descrise de noi se continuă pînă în valea Someșului, unde au fost descrise de St. Mateescu sub numele de „Falia Moigradului".

Primit; ianuarie, 1962

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Abrard R. (1927) Extention géographique et stratigraphique de Velates schmiedelianus *C. R. du Congrès de l'Assoc. Franc. pour l'avancement des sciences.* Constantine.

Barbu Virginia, Dragoș V. (1957) Noi forme de Scutellina din Eocenul de nord-vest al Transilvaniei. *Bul. Științ. Acad. R.P. R. Secț. geol.-geogr.* II, 3—4, București.

Barbu Virginia, Dragoș V. (1959) Nouvelles formes de Scutellines de l'Éocène du Nord-ouest de la Transylvanie. *Acad. R.P.R. Rev. de Géol. et de Géogr.* III, 1. Bucarest.

Belousov V. V. (1954) Problemele fundamentale ale geotectonicei. Moscova. Trad. limba română.

Flandrin J. (1938) Contribution à l'étude paléontologique du nummulitique algérien. *Matériaux pour la carte géologique de l'Algérie. I^ère série Paléontologie*, pl. III.

Gignoux M. (1936) Géologie Stratigraphique II ed., p. 502. Paris.

Hauer Fr., Stache G. (1873) Geologie Siebenbürgens. Wien.

Haug E. (1920) Traité de Géologie. II Les périodes géologiques 2 -ème tirage. Paris.

Hofmann K. (1879) Bericht über die im östtlichen Theile des Szilyáger Comitates während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Spezialaufnahmen. *Földt. Közl.* IX. Budapest.

Hofmann K. (1891) Bericht über die im — nordwest — siebenburgischen Grenzgebirge und Umgebung, im Jahre 1881 ausgeführten geologischen Spezialaufnahmen. *Földt. Közl.* XI. Budapest.

Hofmann K. Harta 1 : 75.000.

Ilie M. (1939) Problème du Danien en Transylvanie (Roumanie), *C. R. Acad. d. Sc. de Roum.* III, 2. București.

Ilie M. (1952) Cercetări geologice în regiunea Cluj — Cojocna — Turda — Ocna Mureș — Aiud. *An. Com. Geol.* XXIV. București.

Koch A. (1894) Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile I. Theil Paläogene Abtheilung. *Mitt. d. Jb. d. k. geol. Anst.* X. Budapest.

Joja T. (1956) Cîteva observații de ordin stratigrafic asupra regiunii din jurul orașului Jibou. *An. Com. Geol.* vol. XXIX. București.

Mateescu Șt. (1929) Observațiuni geologice și morfologice asupra depresiunii Huedinului din nord-vestul Transilvaniei. *An. Inst. Geol. Rom.*, XI. București.

Mateescu Șt. (1938) Falia Moigradului și variațiile de facies pe care le provoacă în Eocenul și Oligocenul de la sudul și nordul ei. *C. R. Acad. Sc. Roum.* II, 6. București.

Institutul Geologic al României

Mateescu Șt. (1940a) Observations critiques sur les couches daniennes du nord-ouest de la Transylvanie. *C.R. Inst. Sc. Roum.* IV, 1 Janvier-Février.

Mateescu Șt. (1940b) Les sédiments de couleur rouge et la formation répétée de sols latéritiques dans les régions carpatiques de Roumanie. *Bull. Sc. Éc. Polytechn. Timișoara*, IX, 1—2. Timișoara.

Maxim I., Lucca V., Marincaș Valeria., Clichici O., Șuraru N., Dușa A., Florei N., Șuraru Maria., Ionescu S., Moțiu A., Ghiurca V., Nicorovici E., Băluță C., Ghergariu L. (1960) Calcarele grosiere de pe teritoriul orașului Cluj. *Studia Universitatis Babeș-Bolyai*, Ser. II, 1. Cluj.

Mészáros N. (1960) Studiul litofacial și paleogeografic al depozitelor marine eocene medii de la vest și sud-vest de Cluj. *Studia Universitatis Babeș-Bolyai*, Ser. II, 1. Cluj.

Nopcsa Fr. (1902—1905) Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Déva Ruszkabánya und der rumänischen Landesgrenze. *Mitt. a. d. Jb. d. k. ung. geol. Anst.* XIV. Budapest.

Nopcsa Fr. (1915—1916) Die Dinosaurien der siebenbürgischen Landesteile Ungarns. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* XXIII, Budapest.

Popescu-Voitești I. (1935) Evoluția geologico-paleogeografică a Pămîntului Românesc. *Rev. Muz. Geol. Mineral. Univ. Cluj*, V. 2. Cluj.

Pávay V. (1971) Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Klausenburg. *Mitt. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* I, 3. Budapest.

Răileanu Gr., Saulea Emilia (1956) Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou (NW bazinul Transilvaniei). *An. Com. Geol.* vol. XXIX. București.

Rozlozsnik P. (1927—1929) Einleitung in das Studium der Nummuliten und Assilinen. *Mitt. aus d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* A. XXVI.

Sawicki L. (1912) Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens. *Bull. d. Acad. Sc. Cracovie* 2/A ; 3/A. Cracovia.

Szádeczki-Kardoss E. (1930) Contribuțiuni la geologia Ardealului de NW. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XIV (1925—1926). București.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Fig. 1. — Dealul Șoiomu. Podul dealului este format din orizontul calcarelor grosiere inferioare, iar versanții din orizontul marnelor cu Ostrei.

Colline de Șoiomu. La faîte de la colline est formée de l'horizon des calcaires grossiers inférieurs, et les versants de l'horizon des marnes à Ostréidés.

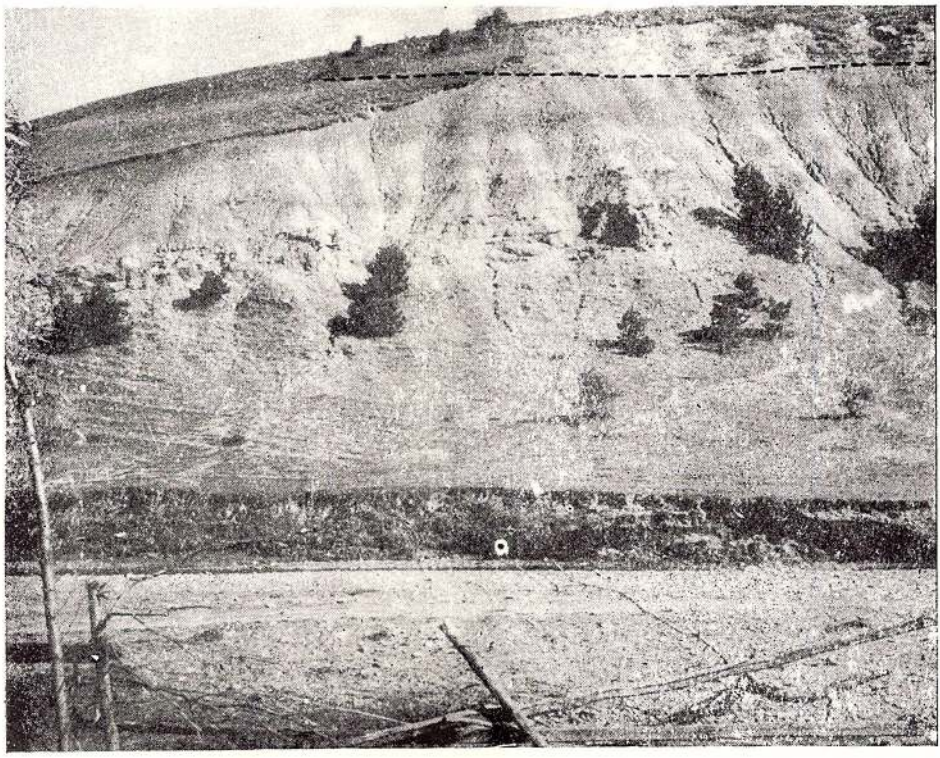
Fig. 2. — Versantul drept al văii Mărgăului. În bază se află orizontul argilelor pestrițe inferioare, iar deasupra orizontul calcarelor cu *Gryphaea*.

Versant droit de la vallée du Mărgău. En base se trouve l'horizon des argiles bariolées inférieures et au-dessus l'horizon des calcaires à *Gryphaea*.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

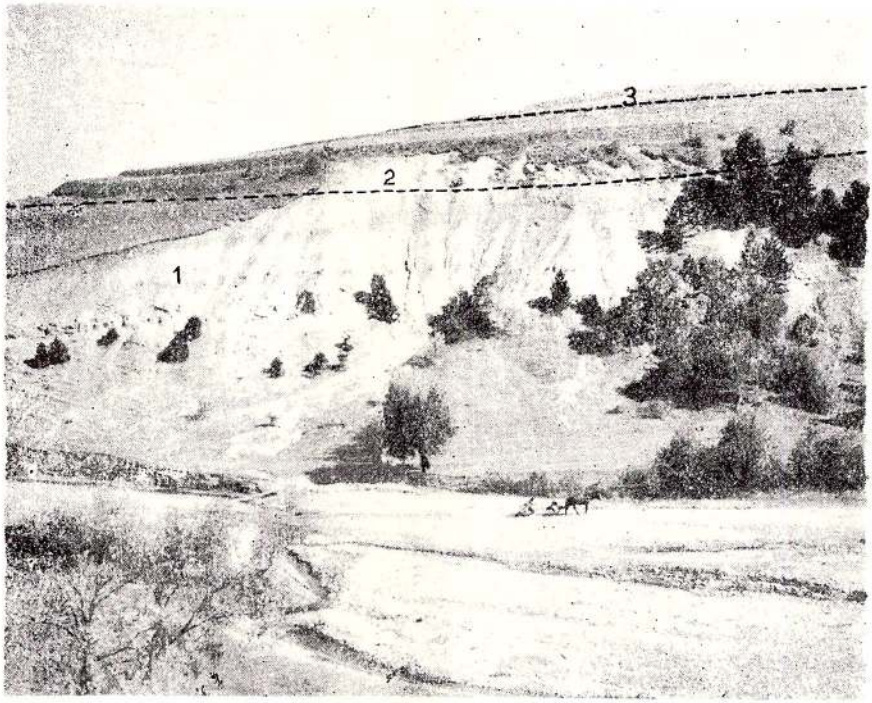
Fig. 1. — Suprafețe structurale la S de satul Mărgău.
1, orizontul argilelor pestrițe inferioare; 2, orizontul calcarelor cu *Gryphaea*; 3, orizontul cu *Nummulites perforatus*.

Surfaces structurales au S du village de Mărgău.
1, horizon des argiles bariolées inférieures; 2, horizon des calcaires à *Gryphaea*; 3, horizon à *Nummulites perforatus*.

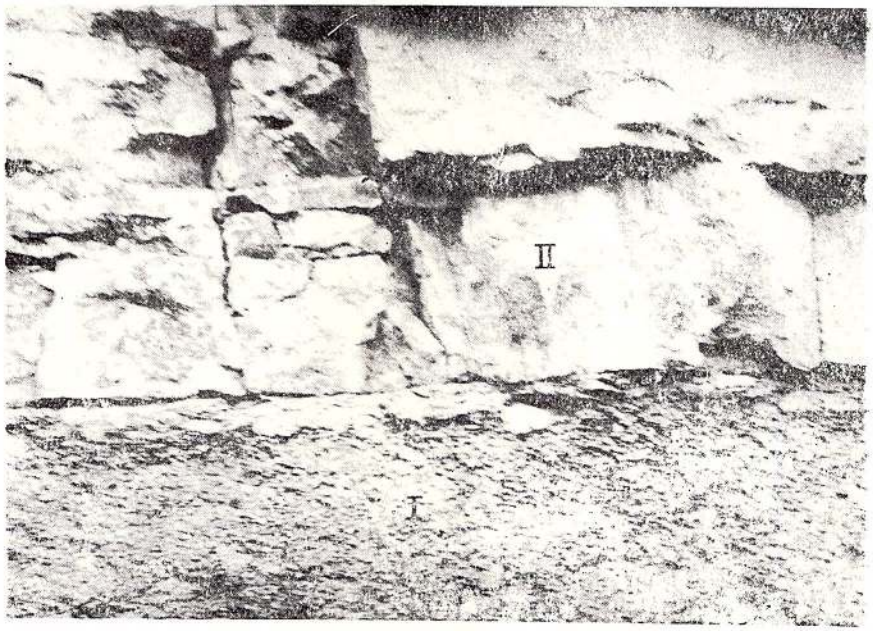
Fig. 2. — Limita dintre orizontul cu *Nummulites perforatus* (I) și orizontul de calcare cu *Velates* (II), la originea Pîrîului Înghețat.

Limite entre l'horizon à *Nummulites perforatus* (I) et l'horizon de calcaires à *Velates* (II), aux sources de Pîrîul Înghețat.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

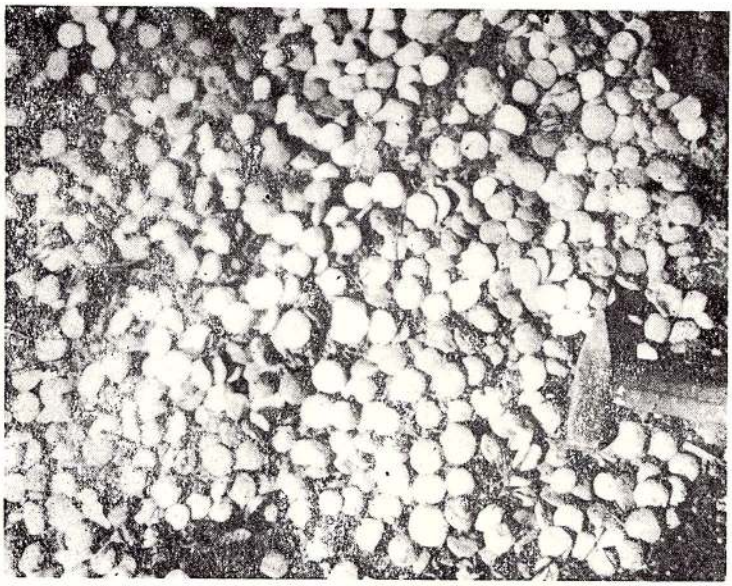
Fig. 1. — Grohotiș constituit din testuri dezagregate de *Nummulites perforatus*.

Éboulis constitué par des tests désagrégés de *Nummulites perforatus*.

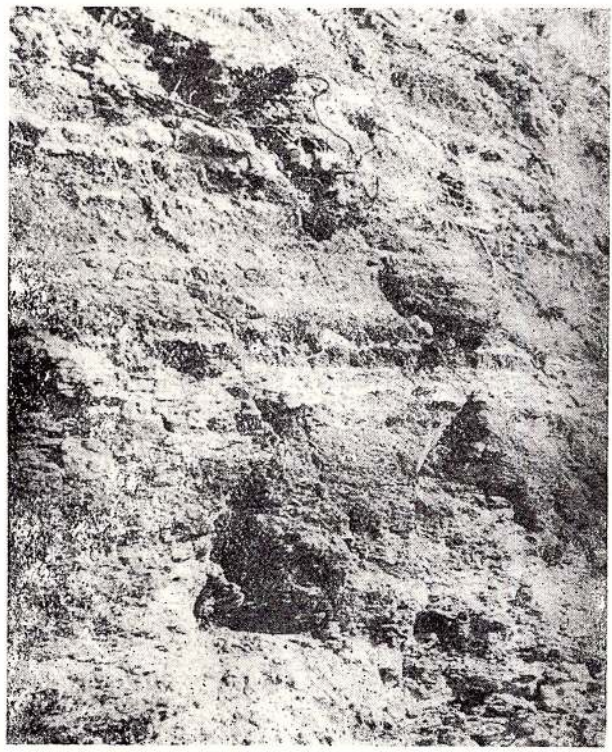
Fig. 2. — Detaliu în orizontul argilelor pestrițe superioare. Dealul Capu Pietrii. Se observă elementele psefitice și variația de culoare.

Détail de l'horizon des argiles bariolées supérieures. Colline de Capu Pietrii. On remarque les éléments pséphitiques et la variation de la couleur.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

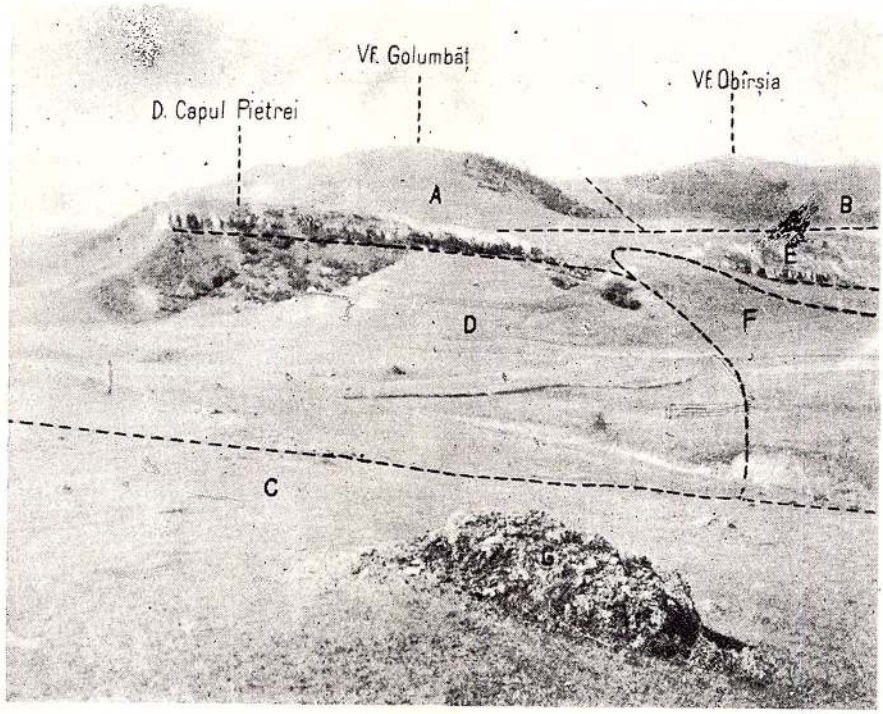
Fig. 1. — Panoramă la S de satul Bociu, privită de la est spre vest. A, șisturi cristaline; B, rama eruptivă (dacite); C, orizontul calcarului grosier inferior; D, orizontul argilelor pestrițe superioare; E, orizontul calcarului grosier superior; F, alunecare de teren; G, bloc de calcar prăbușit.

Panorama de la région située au sud du village de Bociu, vu de l'est vers l'ouest. A, schistes cristallins; B, chaîne éruptive (dacites); C, l'horizon du calcaire grossier inférieur; D, l'horizon des argiles bariolées supérieures; E, l'horizon du calcaire grossier supérieur; F, glissement de terrain; G, bloc de calcaire effondré.

Fig. 2. — Suprafața structurală a orizontului de calcar grosier superior. În mijloc izvorul rîului Crișul Repede, amenajat.

Surface structurale de l'horizon du calcaire grossier supérieur. Au centre, les sources du ruisseau Crișul Repede, aménagé.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII CĂLĂȚELE - HUEDIN

V. DRAGOŞ : Paleogenul din Regiunea Călăţele-Huedin

HARTA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
CU LOCALIZAREA PERIMETRULUI

0 1 2km.

Măgura · Morlaca · Brăişor · D. Bonţeiului 596 · V. Cîrnăiu Pivniţei · 552 · Huedin · V. Crişul Repede · 597 · 591 · Crişul Repede · Şaula

P. Trisor · 617 · P. Răcoasa · 583 · V. Rocoteva · V. Călata · D. Ciunobicului 699 · Coasta-P. Prăgel · D. Castău · D. Chirsbirt 603 · D. Dulului 917 · Alunişu · Zam Sincraiu · P. Călata · D. Damoş 641 · P. Damoş · Damoş · V. Nearşovei · Nearşova · 673 · D. Nearsovei 751 · 740 · Horlăceaua · V. Horgaş · D. Turdanul 716 · 707 · 693 · V. Horlăceaua · 706 · D. Horaiţa · 1099 · P. Sincraiului · V. Sarcăului · 755 · P. Bulciu · D. Petricelii 688 · Călata · D. Merişor · V. Banăcilă · D. Terbea · D. Glimei · Buteni · Vf. Glimei 706 · V. Buteni · D. Sub Coastă · Vf. Obirşia 1154 · V. Bociului · Sub Deal 699 · Bociu · V. Prislop · Ciula · V. Tonei · Văleni · P. Înghetat · D. Ulcioruşu · D. Şoiomu 799 · Călăţele · P. Fâgetel · D. Furcilor · V. Vilcăului · V. Finiciului · P. Lazuri · Mănăstireni · 881 · 915 · Chicera 947 · D. Golumbăţ 1056 · D. Capul Petrii 863 · D. Cetăţuia 806 · 937 D. Podului · D. Ticleul · D. Cîmpul mare · Finciu · Paltinul 848 · Mărgău · D. Berţilor 816 · D. Ciulii 863 · V. Ciulii · D. Runcşorul 967 · V. Lăsirului · 943 · V. Mărgăului · 838 Dumbrava · V. Dumbravei · D. Ruginoasa 1203 · V. Ruginoasei · V. Dobrenilor · Tara Higiuiului · V. Smerecetului · 871 · V. Bucilor · V. Călăţelei · D. Runcului 1149 · D. Coasta Petrii · D. Tăitişiului 899 · D. Mestecinii 976 · Vf. Ticluiul · D. Frînturile 1128 · D. Panţii · 1002

Desenat: VLAD VALERIAN

L E G E N D A

CUATERNAR
1. Alunecări de teren
2. Grohotiş de pantă
3. Con de dejecţie
4. Aluviuni
5. Terasă

PRIABONIAN
6. Oriz. marnelor cu Bryozoare
7. Oriz. cu Nummulites fabianii
8. Oriz. calcarelor grosiere superioare
   Gipsuri superioare

LUTEŢIAN
9. Oriz. argilelor pestriţe superioare
10. Oriz. calcarelor grosiere inferioare
11. Oriz. marnelor cu Ostree
12. Oriz. de marne şi calcare cu Velates şi Corbula
13. Oriz. cu Nummulites perforatus
14. Gipsuri inferioare
    Oriz. de marne şi calcare cu Gryphea

YPRESIAN
15. Oriz. argilelor pestrite inferioare
16. Dacite α Andezite
17. Granit de M-tele Mare cu intercalaţii de pegmatite
18. Şisturi cristaline de mezozonă şi epizonă
19. Linie de falie
20. Doline 21. Poziţia stratelor 22-o Isvoare
23. Direcţia secţiunilor geologice

ANUARUL COMITETULUI DE STAT AL GEOLOGIEI VOL. XXXV

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

V. DRAGOȘ

COLOANE STRATIGRAFICE ÎN EOCENUL DIN REGIUNEA CĂLAȚELE-HUEDIN (N-W BAZINULUI TRANSILVANIEI)

V. DOBRENI I

V. DOBRENI II
D. CHISBIRȚ

V. MĂRGĂULUI

V. BUTENI

V. CIULEI

V. FĂGEȚEL

V. HORLACEAUA

V. CĂPUȘULUI

ORIZ. NUMULITES FABIANI

ORIZONTUL CALCARULUI GROSIER SUPERIOR

ORIZONTUL ARGILELOR PESTRIȚE SUPERIOARE

ORIZ. CALCARULUI GROSIER INFERIOR

ORIZONTUL MARNELOR CU OSTREI

ORIZONTUL MARNELOR SI CALCARELOR CU VELATES ȘI CORBULA

ORIZONTUL CU NUMULITES PERFORATUS

ORIZONTUL MARNELOR SI CALCARELOR CU GRYPHAEA

ORIZONTUL ARGILELOR PESTRIȚE INFERIOARE

LEGENDA

X Gipsuri.

IX Tuf calcaros.

VIII
1 Calcare albe de apă dulce.
2 Calcare cafenii de apă dulce.

VII
1 Calcare grosiere.
2 Calcare grosiere cu Alveoline (a); cu Vulsele (b)
3 Calcare cu Velotes și Corbula
4 Calcare cu Numuliți (a), N. perforatus (b)
5 Calcare cenușii dure.
6 Calcare negre în plăci.
7 Calcare grezoase.
8 Calcare lumachelle-ice cu Ostrei (a), cu Gryphaea (b)

VI
1 Marno-calcare.
2 Marno-calcare lumachelle-ice cu Ostrei.
3 Marno-calcare cu Numulites perforatus
4 Marno-calcare cu Numuliți și Pecteni

V
1 Argile pestrițe.
2 Argile pestrițe cu psefite.
3 Argile pestrițe cu intercalații de gresii.
4 Argile roșii.
5 Argile roșii cu psefite.
6 Argile roșii nisipoase.
7 Argile roșii cu concrețiuni silicioase.
8 Argile vărgate.
9 Argile cărămizii.
10 Argile verzui.
11 Argile gălbui.
12 Argile negre disodiliforme.
13 Argile albăstrui.
14 Argile albăstrui cu psefite.
15 Argile vișinii.
16 Argile vișinii cu psefite.
17 Argile cenușii.
18 Argile cenușii disodiliforme.

IV
1 Marne cenușii
2 Marne cenușii cu Ostrei.
3 Marne cenușii cu trecere laterală la calcare.
4 Marne gălbui cu trecere laterală la calcare cu Ostrei.
5 Marne cenușii nisipoase.
6 Marne cenușii cu Numuliți.
7 Marne cenușii cu concrețiuni de sferosiderite.
8 Marne gălbui (a) cu Numuliți mici (b)
9 Marne gălbui cu Ostrei.
10 Marne roșii.
11 Marne negre foioase.
12 Marne calcaroase bituminoase.

III
1 Gresii micacee.
2 Gresii verzui.
3 Gresii gălbui.
4 Gresii cu Numuliți, Ostrei și Pecteni.
5 Gresii cu trecere la argile spre partea superioară.
6 Nisipuri cenușii.
7 Nisipuri roșii (a), verzi (b)
8 Nisipuri pestrițe (a) gălbui (b)
9 Nisipuri cu trecere laterală la gresii și calcare.
10 Nisipuri cu intercalații de gresii.
11 Conglomerate roșii.
12 Conglomerate galbene.
13 Conglomerate calcaroase cenușii.
14 Conglomerate calcaroase cu Velates.
15 Conglomerate grosolane.
16 Conglomerate grezoase cu Numuliți
17 Pietrișuri.

II Granite.

I Sisturi cristaline.

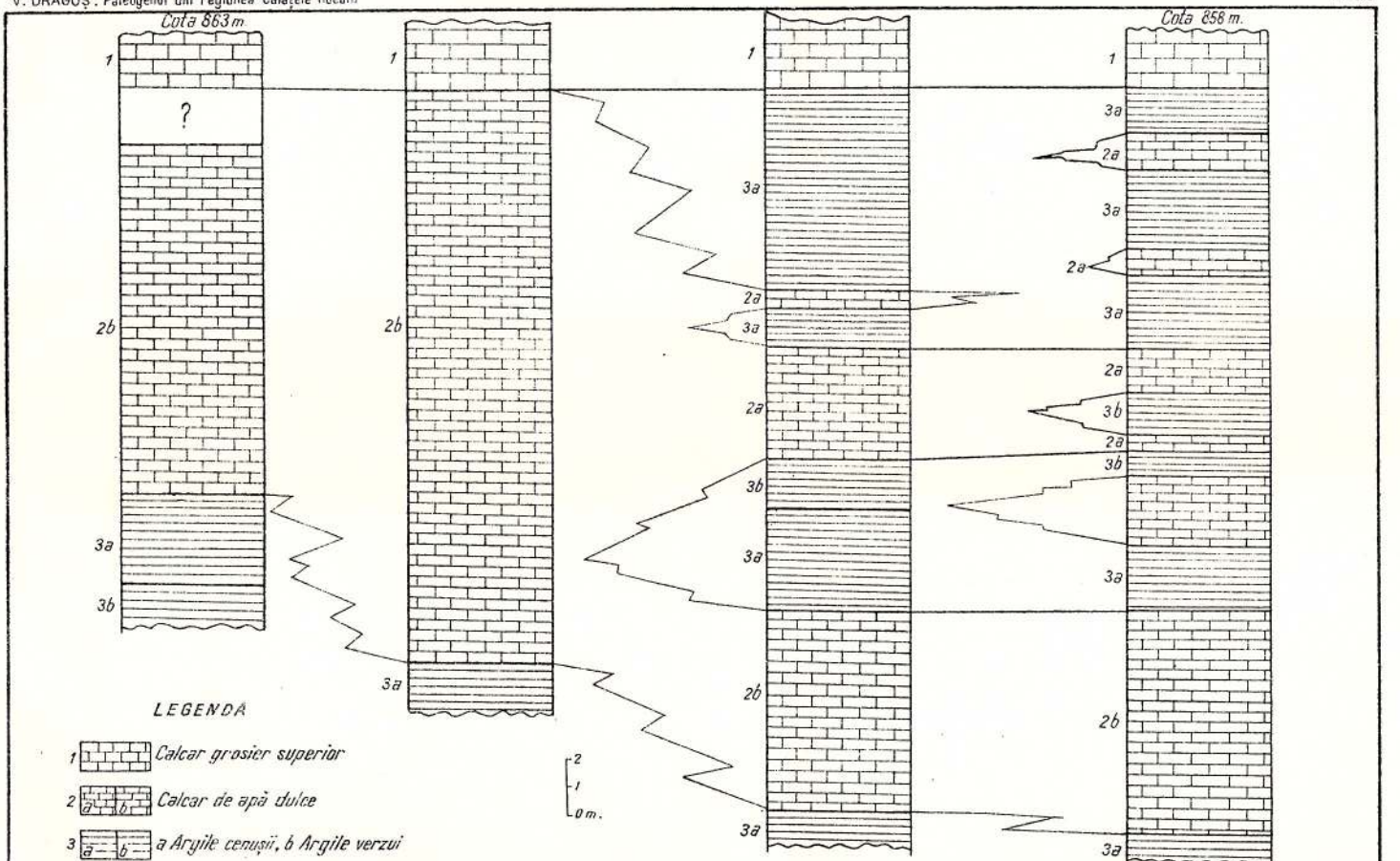
Scara
6
4
2
0 m

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

COLOANE LITOLOGICE ÎN PARTEA SUPERIOARĂ A ORIZONTULUI ARGILELOR PESTRIȚE SUPERIOARE

PE DEALUL CAPUL PIETRII LA NIVELUL CALCARULUI DE APĂ DULCE



Institutul Geologic al României

LE PALÉOGÈNE DE LA RÉGION CĂLĂȚELE — HUEDIN

PAR

V. DRAGOȘ

(Résumé)

Dans le Paléogène du NW du Bassin de Transylvanie, au S du cours supérieur de la vallée de Crișul Repede, entre Călățele et Huedin, ont été séparés et décrits les horizons suivants, avec mention spéciale pour les variations de faciès que l'intéressant ouvrage de A. Kock ne signalait pas.

1. L'horizon des argiles bariolées inférieures, représentant une orthoéluvion, se dispose au-dessus d'un soubassement constitué par des granites et des schistes cristallins. Pour ce qui est de la lithologie, il est constitué principalement par des argiles bariolées, plus rarement par des argiles rouges ou striées (bandes rouges, vertes et grises). L'horizon contient encore dans son ensemble nombre d'éléments pséphitiques disséminés dans les argiles (non cimentées), plus rarement disposés en lentilles de conglomérats qui atteignent jusqu'à 4 m d'épaisseur.

Par endroits il y a des lentilles de grès siliceux striés, friables. A quelques endroits apparaissent de minces lentilles (1—1,50 m) de calcaires blancs en plaques, ou de calcaires gris.

2. L'horizon des marnes et des calcaires à *Gryphaea eszterházyi* et *Rostellaria* représente l'horizon inférieur du premier cycle de sédimentation marine. Il y a, en base, un niveau de marnes friables jaunâtres ou violacées, de fins calcaires gris, de tuf calcaire, de calcaires blancs, compactes, richement fossilifères. On observe de l'W à l'E d'importantes variations de faciès. Dans la région dont nous nous occupons, au-dessus de cet horizon se trouvent quelques minces lentilles de gypse (0,40—0,50 m) tout à fait isolées.

Institutul Geologic al României

3. L'horizon à *Nummulites perforatus* présente une grande variété de faciès que les colonnes lithologiques expriment en partie.

Les argiles marneuses en base, puis les marnes calcaires à petits Nummulites. Suit un conglomérat menu à *N. variolarius* et *N. striatus*. Ensuite, les bancs de marnes sans Nummulites et les bancs de marnes à petits Nummulites reviennent par deux fois.

4. L'horizon des marnes et des calcaires à *Velates* et *Corbula* est constitué par des marnes calcaires, par des marnes argileuses et par des bancs de calcaires, richement fossilifères où abondent *Velates schmiedelianus*, *Corbula gallica*, *Ostraea gigantica* et *Euspatangus haynoldi*.

5. L'horizon des marnes à Ostréidés est formé d'argiles marneuses, marnes sableuses, micacées, grises, marnes gréseuses et marno-calcaires, à importants changements de faciès en sens horizontal. Tout le paquet est très fossilifère ; le pourcentage maximum appartient à la famille des Ostréïdés.

6. L'horizon des calcaires grossiers inférieurs est, du point de vue pétrographique, constitué par des calcaires détritiques qui s'écaillent en plaques minces à sa partie inférieure, par des calcaires blanchâtres ensuite, étincelants à cause de nombreux cristaux de calcite. Tout le paquet est affecté par nombre de diaclases communes. Parmi les organismes, les plus nombreux sont les Foraminifères du groupe des Alvéolines et des Miliolides. Les microfossiles, rares et mal conservés, sont représentés par des moulages de Gastéropodes et par des débris d'Échinides. Nous avons trouvé une nouvelle forme de *Scutellina* appartenant à la classe des Échinides.

7. L'horizon des argiles bariolées supérieures représente une série continentale d'eau douce, dans laquelle on remarque une grande variation tant en sens horizontal qu'en sens vertical.

Les argiles bariolées à nombreux éléments pséphitiques abondent dans la moitié inférieure qui a un caractère d'orthoéluvion tandis que la partie supérieure se caractérise par la présence des argiles rayées de bandes rouges et vertes.

Par endroits, à la partie supérieure de l'horizon, se développent des lentilles de calcaire d'eau douce qui atteignent à Dealul Capu Pietrii jusqu'à 12 m d'épaisseur. Elles ne présentent pourtant pas les caractères d'un horizon. On n'y trouve pas de débris organiques.

8. L'horizon du calcaire grossier supérieur se dispose au-dessus des argiles bariolées supérieures représentant le commencement du second

Institutul Geologic al României

cycle de sédimentation marine. Dans la région dont nous nous occupons, à la base de cet horizon, existent deux lentilles de gypse : sur la colline Szekely et sur la colline Meszmal, disposées directement au-dessus des argiles bariolées supérieures. Au N de la région, sur la vallée Nadaşa, les gypses ne se disposent pas directement sur les argiles bariolées supérieures mais bien sur un banc de calcaires à O s t r e a. L'apparition tout à fait sporadique des gypses nous autorise à ne pas les considérer en tant qu'un horizon à part.

Du point de vue pétrographique le calcaire grossier supérieur ressemble au calcaire grossier inférieur, la faune mise à part.

9. L'horizon à *Nummulites fabianii* est constitué par un mince paquet de marnes calcaires, gris-jaunâtre, ou par des marnes tendres ou dures disposées en six niveaux où les Nummulites abondent.

10. L'horizon des marnes à Bryozoaires apparaît uniquement à proximité de la route Cluj-Oradea. Il est formé par des marnes grises sableuses à nombreux Bryozoaires facilement détachables. Notre ouvrage est, par conséquent, une description des variations de faciès que l'on rencontre à chaque horizon ; il s'applique aussi à une plus judicieuse division des horizons, vu qu'une comparaison avec l'ouvrage de A. K o c h relève que :

1. On a gardé la dénomination de horizons seulement pour ces unités lithologiques que l'on peut observer dans toute la région : *a*) l'horizon d'argiles bariolées inférieures, *b*) l'horizon à *Nummulites perforatus*, *c*) l'horizon des calcaires grossiers inférieurs, *d*) l'horizon d'argiles bariolées supérieures, *e*) l'horizon des calcaires grossiers supérieurs, *f*) l'horizon des marnes à *Nummulites fabianii* et *g*) l'horizon des marnes à Bryozoaires.

2. On ne considère plus comme des horizons, mais bien comme des faciès seulement, puisqu'ils ont un développement lenticulaires et sporadique : *a*) les calcaires inférieurs d'eau douce ; *b*) les gypses inférieurs *c*) les calcaires moyens d'eau douce et *d*) les gypses supérieurs.

3. Ont été créés trois horizons individualisés du point de vue pétrographique et séparables du point de vue cartographique dans toute la région : *a*) l'horizon des marnes et des calcaires à *Gryphaea eszterházyi* et *Rostellaria* ; *b*) l'horizon des marnes et des calcaires à *Vélates* et *Corbula* et *c*) l'horizon des marnes grises à Ostréïdés.

Pour placer les horizon précités dans l'échelle stratigraphique nous nous sommes étayés des critéria paléontologiques et stratigraphiques à partir desquels nous avons établi que :

Institutul Geologic al României

La formation continentale représentée par l'horizon inférieur des argiles bariolées doit être encadrée dans l'Eocène inférieur, vu les débris organiques des calcaires d'eau douce (Yprésien).

Les horizons suivants se sont formés pendant deux cycles de sédimentation marine.

Tous les horizons formés au cours du premier cycle de sédimentation marine qui commence par l'horizon des marnes et des calcaires à *Gryphaea eszterházyi* et s'achève par l'horizon supérieur des argiles bariolées supérieures (formation continentale) appartiennent au Lutétien (voir le tableau synoptique).

Les horizons formés pendant le second cycle de sédimentation marine à savoir ceux compris entre l'horizon du calcaire grossier supérieur, en base, et l'horizon des couches de Mera à la partie supérieure doivent être attribués au Priabonien (Lédien — Ludien).

Le problème pourtant de la limite entre l'Éocène et l'Oligocène est difficile à résoudre vu qu'il présente deux aspects différents : l'un faunique et un autre cartographique.

Du point de vue faunique, à la lumière des derniers ouvrages sur les Nummulites appartenant à J. Flandrin (1938), *Nummulites fabianii* appartient à l'Oligocène, ce qui donne lieu à croire que *N. intermedius* et *N. fichteli* qui suivent superposés appartiennent à l'Oligocène.

Dans les échantillons que nous avons collectés et que M. Tocorjescu a déterminés, les formes : *Elphidium intiodorsatum*, *Globulina cinsobina*, *Elphidium minutum* et *Cibicides dutemplei* indiquent également un âge oligocène. On constate, par conséquent, qu'avec le commencement de l'horizon à *Nummulites fabianii* une nouvelle faune oligocène apparaît.

Précisons toutefois qu'il ne manque pas, non plus, les formes indiquant l'Éocène supérieur, telles : *Rotalia*, à diverses espèces rencontrées dans les niveaux sous-jacents, *Miliolina jachsonensis*, *Triloculina trigonula*, *Quinqueloculina lamarkiana*, *Discorbis rosacea*, *Anomalina affinis*, *Nonion halkyardi*, *Halkiardia minima*.

Pourtant, le critérium paléontologique imprimé par ces formes éocènes mis à part, nous devons considérer que du point de vue cartographique, la limite Eocène — Oligocène ne saurait être tracée à la base de l'horizon à *Nummulites fabianii* puisque dans la partie septentrionale du bassin de Transylvanie cet horizon ne peut être séparé tel quel. Là-bas, nous l'avons déjà montré, tous les horizons à commencer par les calcaires grossiers supérieurs et jusqu'aux couches de Mera se sont développés en

Institutul Geologic al României

faciès calcaire, constituant la „série calcaire" laquelle, en ce cas, aurait sa base dans l'Éocène et la partie supérieure dans l'Oligocène. On voit bien que dans cette situation on ne saurait rendre d'expression cartographique de la base de l'Oligocène qui soit valable pour tout le bassin vu que la limite méridionale correspond, dans le N du bassin transylvain, au milieu de la série calcaire.

En même temps on constate que l'éruption de la microfaune oligocène apparaît ici avant l'achèvement du second cycle de sédimentation marine.

Si l'on considère le principe stratigraphique selon lequel les étages correspondent à des cycles de sédimentation, les seuls qui puissent être séparés du point de vue cartographique, on juge bon d'englober à l'Éocene supérieur tout le cycle de sédimentation qui succède aux argiles bariolées supérieures et qui s'achève avant les couches de Mera.

En ce cas-là, l'Oligocène débuterait par les couches de Mera, séparables dans tout le bassin et qui, du point de vue cartographique, marque une transgression.

Pour ce qui est des mouvements oscillatoires et des variations paléoclimatiques, nous pouvons conclure que :

A la fin du Crétacé supérieur la région entre Călățele et Huedin a été exondée et soumise à une forte érosion qui a modelé un relief sur le soubassement cristallin et éruptif. L'apparition à jour du Cristallin, rencontrée à diverses hauteurs, moindres sur le sommet Călata et plus grandes sur la Colline Chicera, témoigne de l'existence de ce relief. L'épaisseur de l'horizon de marnes bariolées inférieures qui a recouvert ce relief est également variable dans les divers endroits du bassin.

Il doit y avoir existé, pendant la formation de ce relief, un climat aride qui ait provoqué de fortes oxydations avec formation de sols latéritiques qui ont coloré l'horizon inférieur représenté par les formations continentales d'argiles rouges et bariolées.

Les nombreux torrents qui sillonnaient le relief cristallin ont contribué à la sédimentation, avec apport de graviers roulés. Par endroits, sur e sommet Mărgăul et Cereşanie, au S de Horlăceaua, deux lentilles calcaires apparaissent, intercallées à la partie inférieure de l'horizon bariolé. Petit à petit, le soubassement s'affaisse et un régime marin s'y installe — c'est le moment de la formation des marnes et des calcaires à *Gryphaea*, *Rostellaria* et *Velates*.

Institutul Geologic al României

La formation de cet horizon est suivie par une légère exondation du soubassement, des lagunes apparaissent dans lesquelles se produit une concentration de l'eau avec précipitation de gypse qui, dans quelques endroits, apparaît sous forme de lentilles.

Lors d'un nouvel affaissement de la mer se forme un nouvel horizon à *Nummulites perforatus*, l'horizon des marnes et des calcaires à *Velates schmiedelianus* et celui, très développé, des marnes à Ostréidés. Le premier cycle de sédimentation s'achève ainsi par l'horizon des calcaires grossiers inférieurs à Alvéolines.

Après la formation des calcaires grossiers inférieurs dans tout le bassin s'installe de nouveau un régime continental, période pendant laquelle se forme l'horizon des argiles bariolées supérieures.

À la suite d'un nouvel affaissement la mer occupe, pour la troisième fois, mais pour une brève période, le bassin de Transylvanie au N du paralléle Cluj — Huedin, en y déposant des calcaires à Ostréidés, des marnes Foraminifères et des calcaires à *Anomya*.

La légère exondation du soubassement crée des conditions favorables à l'installation d'un régime lagunaire. Avec le mouvement du niveau des eaux, celles-ci débordent vers le SW sur la plateforme continentale où elles déposent des lentilles de gypses, directement au-dessus des argiles bariolées supérieures.

Avec le quatrième affaissement du soubassement commence un important cycle de sédimentation au cours duquel dans la partie méridionale du bassin se déposent l'horizon du calcaire grossier supérieur, l'horizon à *Nummulites fabianii* et l'horizon des marnes à Bryozoaires. En même temps, au N du bassin se dépose la „série calcaire". Cependant les conditions de vie deviennent très favorables au développement d'une riche faune.

Au point de vue tectonique la région étudiée n'a subi que des mouvements rupturaux qui ont produit un faisceau de failles amigdaloïde à Mănăstireni et deux failles majeures parallèles, dirigées à peu près N—S qui se poursuivent vers le N dans la région de la vallée d'Almașul, le long desquelles a été exondée la bordure cristalline et éruptive de l'W et qui ont redressé certains horizons éocènes.

Par endroits, parallèlement aux failles, se sont formés des plis étroits, au flanc inverse laminé.

Institutul Geologic al României

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche V

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION CĂLĂȚELE—HUEDIN. ÉCHELLE 1 : 50.000.

Quaternaire : 1, cônes de déjection ; 2, éboulis de pente ; 3, cône de déjection ; 4, alluvions ; 5, terrasse. Priabonien : 6, horizon des marnes à Bryozoaires ; 7, horizon à *Nummulites fabianii* ; 8, horizon des calcaires grossiers supérieurs, gypses supérieurs. Lutétien : 9, argiles des argiles bariolées supérieures ; 10, horizon des calcaires grossiers inférieurs ; 11, horizon des marnes à Ostréïdés ; 12, horizon de marnes et calcaires à *Velates* et *Corbula* ; 13, horizon à *Nummulites perforatus* ; 14, gypses inférieurs, horizon de marnes et de calcaires à *Gryphaea*. Yprésien : 15, horizon des argiles bariolées inférieures ; 16, a, dacites ; b, andésites ; 17, granites de Muntele Mare à injections de pegmatites. 18, Schistes cristallins de mésozone et d'épizone. 19, ligne de faille. 20, dolines. 21, position des couches. 22 sources. 23, direction des coupes géologiques.

Planche VI

Colonnes stratigraphiques dans l'Éocène de la région Călățele—Huedin ; Échelle 1 : 500. I, schistes cristallins ; II, granites de Muntele Mare ; III. 1, grès micacés ; 2, grès verdâtres ; 3, grès jaunâtres ; 4, grès à Nummulites, Ostréïdés et Pectens ; 5, grès passant aux argiles vers la partie supérieure ; 6, sables gris ; 7, sables rouges ; 8, sables bariolés ; 9, sables passant latéralement aux grès et calcaires ; 10, sables à intercalations de grès ; 11, conglomérats rouges ; 12, conglomérats jaunes ; 13, conglomérats calcaires ; 14, conglomérats calcaires à *Velates* ; 15, conglomérats grossiers ; 16, conglomérats gréseux à Nummulites ; 17, graviers. IV. 1, marnes grises ; 2, marnes grises à Ostréïdés ; 3, marnes grises passant latéralement aux calcaires ; 4, marnes passant latéralement aux calcaires à Ostréïdés ; 5, marnes grises sableuses ; 6, marnes grises à Nummulites ; 7, marnes grises à concrétions de sphérosidérites ; 8, marnes jaunâtres ; 9, marnes jaunâtres à Ostréïdés ; 10, marnes rouges ; 11, marnes noires feuillues ; 12, marnes calcaires bitumineuses. V. 1, argiles bariolées ; 2, argiles bariolées à pséphites ; 3, argiles bariolées à intercalations de grès ; 4, argiles rouges ; 5, argiles rouges à pséphites ; 6, argiles rouges sableuses ; 7, argiles rouges à groupements siliceux ; 8, argiles rayées ; 9, argiles rouge-brique ; 10, argiles vertes ; 11, argiles jaunâtres ; 12, argiles noires dysodiliformes ; 13, argiles bleues ; 14, argiles bleues à pséphites ; 15, argiles rouge-foncé ; 16, argiles rouge-foncé à pséphites. 17, argiles cendrées ; 18, argiles cendrées dysodiliformes ; VI. 1, marno-calcaires ; 2, marno-calcaires lumachelliques à *Ostrea gigantea* ; 3, marno-calcaires à Nummulites ; 4, marno-calcaires à Nummulites et Pectens. VII. 1, calcaires grossiers ; 2, calcaires grossiers à Alvéolines ; 3, calcaires à *Velates* ; 4, calcaires à Nummulites ; 5, calcaires gris durs ; 6, calcaires noirs en plaques ; 7, calcaires gréseux ; 8, calcaires lumachelliques à Ostréïdés .VIII. 1, calcaires blancs d'eau douce ; 2, calcaires marron d'eau douce. IX, tuf calcaire. X, gypses.

Planche VII

Colonnes lithologiques à la partie supérieure de l'horizon des argiles bariolées supérieures, au niveau du calcaire d'eau douce. Échelle 1 : 100. 1, calcaire grossier ; 2, calcaire d'eau douce ; 3a, argiles grises ; 3b, argiles verdâtres.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

SERIILE MEZOZOICE AUTOHTONE ȘI PÎNZA DE DECOLARE TRANSILVANĂ ÎN ÎMPREJURIMILE COMANEI (MUNȚII PERȘANI)

DE

D. PATRULIUS, ELENA POPA-DIMIAN, ILEANA DIMITRIU-POPESCU

Abstract

The Autochthonous Mesozoic Series and the Transylvanian Detachement Nappe in the Surroundings of Comana (Perșani Mountains). The autochthonous Mesozoic cover of the crystalline massif of Gîrbova (western Perșani Mountains) includes condensed Triassic (Seisian—Carnian), Middle Liassic—Lower Dogger (Domerian—Aalenian) and Upper Dogger (Bathonian?—Callovian) series, overlain by Neocomian red argillites and calcarenitic Flysch similiar to the Sinaia Beds. The latter supports a Wildflysch formation (Barremian—Lower Aptian), to some extent parautochthonous, with interbedded olistolithes of Triassic (Campilian—Norian) and Jurassic (Hettangian—Callovian) rocks, and overthrusted by huge klippes of the Transylvanian Nappe. An independent unit, detached from the Nappe and including Triassic diabases and limestones, has preceeded the advance of the main klippes formed of Lower and Middle Triassic limestones. The cumulated thyckness of the allochthonous Mesozoic series amounts to 1000 m at lest.

TABLA DE MATERII

	Pag.
I. Introducere	398
Cercetări anterioare	399
Cadrul geologic	401
II. Stratigrafie	401
A) Seriile sedimentare paleoautohtone	401
Triasic	401
Jurasic	403
Liasic și Dogger inf. (Aalenian)	403
Dogger sup. (Bathonian?—Callovian)	406
Cretacic	410

Institutul Geologic al României

Pag.

B) Seria subparautohtonă : formațiunea de Wildflysch a Barremian—Bedoulianului 412
C) Formațiunile triasice și jurasice alohtone 416
Olistolitele incorporate depozitelor de Wildflysch 417
Marile lambouri ale pînzei transilvane 420
D) Terenurile neoautohtone (Cuvertura cretacică și neogenă a pînzei transilvane și a paleoautohtonului) 425
Aptian superior 425
Vraconian—Cenomanian 426
Neogen și Pleistocen 416
III. Structura în pînză a sectorului Comana și zona de origină a olistolitelor și a klippelor din pînza transilvană 427
IV. Concluzii 431
V. Bibliografie 433

I. INTRODUCERE

În ultimii ani numeroase fapte de observație vin să sublinieze importanța acumulărilor sedimentare de natură gravitațională în teritoriul Carpaților.

La datele referitoare la depozitele de Wildflysch și olistolitele Carpaților orientali (D. Patrulius și Gr. Popescu, 1960; D. Patrulius, 1960, 1963; G. Murgeanu, D. Patrulius și colaboratorii, 1963), se adaugă în ultimul timp observații de detaliu privind terenurile similare din podișul Mehedinți semnalate de G. Murgeanu și D. Patrulius (1960), C. Drăghici și Olga Drăghici, (1963) și din Munții Metaliferi (Gr. Popescu și I. Motaș[1]), M. Bleahu și M. Dimian, 1963). Acumulările de natură gravitațională sînt departe de a avea, în Carpați, amploarea celor cunoscute din Apenini, Sicilia sau Himalaia (Wildflysch-ul negru din Kiogar), dar studiul lor este nu mai puțin instructiv, întrucît aruncă o lumină nouă asupra structurii anumitor regiuni a căror klippe au fost în mod obișnuit considerate ca fiind generate prin împingere sau rabotaj. Totodată cunoașterea mai aprofundată a depozitelor de Wildflysch și a klippelor sedimentare (sau olistolite), constituie un bogat izvor de informații pentru interpretarea relațiilor între sedimentare și diastrofism. În această privință, regiunea munților Perșani reprezintă una din cele mai instructive din Carpați. Aici acumularea depozitelor eocretacice de Wildflysch a fost urmată de punerea în loc a unei pînze de decolare, constituită din calcare și roci eruptive mezozoice și fragmentată în mari klippe.

[1]) Cercetări geologice în partea de S și SE a munților Mureșului, 1954; Arh. Com. de Stat al Geologiei.

Institutul Geologic al României

CERCETĂRI ANTERIOARE

Prima hartă geologică mai detailată a sectorului Comana a fost ridicată de H. Wachner (1918). Acestui autor i se datorește identificarea Liasicului mediu, Liasicului superior și Doggerului în succesiunea depozitelor care constituie cuvertura masivului cristalin al Gîrbovei.

Structura în pînză a sectorului menționat a fost semnalată mult mai tîrziu de către D. Preda și M. Ilie (1940). În 1943, M. Ilie prezintă noi date privind tectonica complexă a munților Perșani, iar în 1953 precizează că unitatea alohtonă a acestei regiuni este o pînză de decolare care provine dintr-o zonă situată la interiorul bazinului Transilvaniei și care a fost pusă în loc între Apțian și Cenomanian, deci în cursul fazei de diastrofism mezocretacic. Unitatea șariată a fost denumită pînza munților Perșani, dar judecînd după rocile mezozoice care o alcătuiesc această unitate nu reprezintă altceva decît pînza denumită transilvană de Uhlig. Concluzia cu privire la vîrsta șariajului este bazată pe atribuirea la Cenomanian a conglomeratelor care constituie învelișul klippelor în partea centrală a munților Perșani (defileul Oltului). Observații făcute de unul din autorii notei de față (D. Patruliu s, 1954, 1963b), confirmă existența unei pînze de calcare mezozoice în defileul Oltului, dar interpretarea structurii de detaliu a acestui sector a munților Perșani diferă în multe privințe de cea prezentată de M. Ilie (1954).

În defileul Oltului autohtonul cuprinde depozite ale Neocomianului (Berriasian—Hauterivian), anume marne cu cefalopode și calcarenite cu accidente silicioase, local dezvoltate la partea superioară a succesiunii. Urmează depozite de fliș și Wildflysch, similare celor care reprezintă Barremianul și Bedoulianul în sinclinalele Hăghimaș și Rarău. În terenurile de Wildflysch se găsesc încorporate rare olistolite de calcare noduloase roșii de tipul Adneth (Hettangian superior și Sinemurian, inclusiv zona cu *Echioceras raricostatum*) și de gresii și calcare nisipoase mediojurasice cu *Entolium*, precum și numeroase olistolite de calcare triasice și anume: calcare campiliene în plăci cu *Myophoria costata*; calcare mediotriasice stratificate, cenușii, sau masive și albe cu diploporide; calcare carniene roșii, subnoduloase cu *Arcestes*; calcare noriene recifale. Caracterul alohton nu poate fi generalizat pentru toate aparițiile de calcare campiliene. În unele cazuri relațiile cu depozitele de fliș și Wildflysch sugerează că aceste calcare se găsesc și în substratul normal al Cretacicului. În terenurile de Wildflysch se mai întîlnesc lentile de jaspuri roșii și corpuri puțin dezvoltate de roci eruptive bazice (diabaze, gabbrouri, serpentinite) dintre care

Institutul Geologic al României

unele, asociate cu jaspuri cu radiolari, au fost considerate ca fiind de vîrstă eocretacică. Terenurile de Wildflysch suportă mari klippe constituite din porfire alcaline (bostonitice) de vîrstă triasică (Ladinian sau Carnian inferior), din calcare carniene roşii cu *Cladiscites* şi din calcare noriene masive cu *Monotis haueri*, mai înainte considerate de toţi autorii ca aparţinînd Malmului. Lamboul cel mai întins, şariat peste Wildflysch şi desmembrat prin eroziunea recentă în mai multe klippe, acoperă o suprafaţă de cel puţin 6 km² (D. Patrulius, 1963b).

Termenul cel mai vechi al învelişului marilor klippe provenite din fragmentarea pînzei Transilvane, îl constituie în defileul Oltului, conglomerate polimictice similare conglomeratelor de Bucegi. Acestea nu aparţin Cenomanianului, aşa cum a considerat M. Ilie, ci sînt mai vechi. Ele suportă în discordanţă depozite cenomaniene, iar din corelarea stratigrafică cu munţii Baraoltului (G. Murgeanu, D. Patrulius, L. Contescu, D. Jipa, 1961) rezultă că partea lor inferioară aparţine Apţianului superior. Punerea în loc a pînzei de calcare triasice s-a petrecut deci sigur după Barremian, eventual după Bedoulian, şi înaintea Apţianului superior. Acest fapt, confirmat prin cercetările recent întreprinse în partea de W a munţilor Perşani (sectorul Comana), capătă o importanţă specială, întrucît în teritoriul mai extern pe care-l ocupă flişul eocretacic al Carpaţilor orientali (anticlinoriul Zamura, munţii Baraoltului), se constată de asemenea efectele unei faze de diastrofism intra-apţiene (cutări sinsedimentare).

Existenţa unei pînze de decolare în munţii Perşani este încă mai evidentă în partea lor de W şi anume în împrejurimile localităţilor Veneţia, Comana, Lupşa. Acest sector a fost recent investigat de M. Dumitriu şi Cristina Dumitriu (1964). Observaţiile lor pot fi rezumate după cum urmează :

La NE de Comana (N de vîrful Pietrişului) se întîlnesc calcare noriene masive, albe, cu *Monotis haueri*, identice calcarelor noriene din împrejurimile Racoşului de Jos (masivul Surmanul). Jurasicul, care constituie cuvertura masivului cristalin al Gîrbovei, cuprinde calcare ale Domerianului superior (calcare cenuşii cu *Pleuroceras*), identificate în valea Sărăţii. Calcarele roşii de la Fîntîna, atribuite mai înainte de H. Wachner şi M. Ilie Jurasicului superior, conţin orbitoline, fiind de vîrstă eocretacică [1]). Depozitele din valea Băeşilor în care M. Ilie (1953) a semnalat o faună neocomiană, aparţin de fapt Doggerului superior

[1]) La aceeaşi concluzie ajunseseră, încă din 1863, Fr. Hauer şi G. Stache.

Institutul Geologic al României

care îmbracă în acest loc faciesul marnelor cu *Posidonia*. Tortonianul din acelaşi sector cuprinde în afară de tufuri şi marne, brecii puternic dezvoltate, constituite din calcare triasice.

CADRUL GEOLOGIC

Fundamentul cristalin al munţilor Perşani constituie în partea de W a acestei unităţi morfologice, un masiv de întindere relativ restrînsă şi de formă aproximativ triunghiulară : masivul sau insula cristalină a Gîrbovei. Şisturile cristaline care-l alcătuiesc prezintă afinităţi strînse cu cele care apar pe marginea de nord a munţilor Făgăraş. Un culoar transversal, culoarul Vlădenilor, umplut cu depozite neocretacice, paleogene şi neogene separă complet masivul Gîrbovei, de masivul cristalin getic.

Dacă facem abstracţie de culoarul menţionat, masivul Gîrbovei se prezintă ca un promontoriu înaintat spre N al masivului getic, între aria Mezozoicului est-carpatic şi aria Mezozoicului transilvan. Faciesurile şi distribuţia depozitelor mezozoice, care constituie cuvertura şisturilor cristaline, arată că acest promontoriu a funcţionat, ca atare, încă din timpul Triasicului.

Sectorul Comana îmbrăţişează extremitatea de N a masivului cristalin al Gîrbovei. Succesiunea terenurilor sedimentare cuprinde aici depozite triasice, eo- şi mediojurasice, eocretacice, neogene şi pleistocene. Triasicul şi Jurasicul care urmăreşte marginea vestică a masivului cristalin, constituie o bandă îngustă, orientată SW — NE, traversată de valea Sărăţii, valea Comanei şi valea Oalei. Depozitele autohtone triasice, jurasice şi neocomiene, înclină în ansamblu spre NW. Ele aparţin deci de aria Mezozoicului transilvan. Acest fapt trebuie în special subliniat, întrucît în afară de împrejurimile localităţii Sîndominic (între Miercurea Ciuc şi Gheorghieni), sectorul Comana este singura regiune carpatică unde apar depozitele triasice şi liasice care, în bazinul Transilvaniei, sînt ascunse sub o cuvertură foarte groasă de depozite neozoice.

II. STRATIGRAFIE

A) SERIILE SEDIMENTARE PALEOAUTOHTONE

TRIASIC

Depozitele triasice care acoperă normal şisturile cristaline ale masivului Gîrbova sînt comparabile în largă măsură cu cele ale Triasicului

Institutul Geologic al României

autohton din masivul cristalin moldav. Succesiunea lor cuprinde de jos în sus :

1. Seisian — brecie-conglomerat cu elemente de şisturi cristaline şi matrice grezo-argiloasă roşie, argile nisipoase, vişinii, cu intercalaţii de gresii microconglomeratice gălbui sau violacee şi de gresii roşii şi verzui ; are pînă la 50 m grosime.

2. Campilian — calcare şi marno-calcare cenuşii şi cenuşii-gălbui, în plăci, cu feţe de separaţiune acoperite de o peliculă marnoasă ; faună cu *Myophoria costata* Zenk. şi specii de *Anodontophora* şi *Gervilleia* (la Măguri, valea Sărăţii) ; are pînă la 10 m grosime.

3. Anisian şi Ladinian — calcare în bancuri, deseori subnoduloase, cenuşii, uneori pătate, gălbui şi roşcate, cu accidente silicioase ; calcare cenuşii în lespezi şi dolomite masive ; local calcare albe masive în bază (Faţa Măgurii) ; pînă la 200 m grosime.

4. Carnian inferior — calcare cenuşii în plăci şi lespezi, în parte lumaşelice, cu feţe de separaţiune acoperite de o peliculă marnoasă verzuie sau uneori roşcată-violacee, cu accidente silicioase stratiforme şi cu specii de Halobiidae din grupul *Halobia styriaca* Mojsisovics şi din grupul *H. rugosa* Gemmellaro, într-un pîrîu afluent pe dreapta al văii Oalei ; are 3—4 m grosime.

Ivirile cele mai caracteristice ale Seisianului şi Campilianului se observă pe dealul Măguri, în axul unui anticlinal cu direcţie E—W (fig. 1). Depozitele acestor etaje sînt în general puţin dezvoltate şi prezintă variaţii

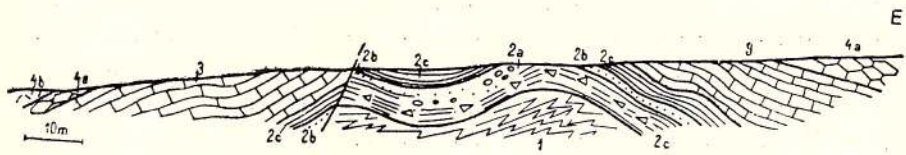


Fig. 1. — Secţiune în depozitele eotriasice de la Faţa Măgurii.

1, sisuri cristaline ; 2, Seisian : 2 a, conglomerate cuarţitice ; 2 b, gresi roşii şi verzui ; 2 c, argile nisipoase vişinii cu fragmente de şisturi cristaline ; 3, Campilian : calcare şi marno-calcare cu *Myophoria costata* şi *Anodontophora* ; 4, Anisian - Ladinian : 4 a, calcare subnoduloase ; 4 b, dolomite.

Coupe géologique dans les dépôts éotriasiques de Faţa Măgurii.

1, schistes cristallins ; 2, Séisien : 2 a, conglomérats quartzitiques ; 2 b, grès rouges et verdâtres ; 2 c, argiles sableuses grioţte à fragments de schistes cristallins ; 2, Campilien : calcaires et marno-calcaires à *Myophoria costata* et *Anodontophora* ; 4, Anisien - Ladinien : 4a, calcaires subnoduleux ; 4 b, dolomies.

de grosime care merg pe alocuri pînă la reducerea totală a argilelor roşii şi a calcarelor în plăci, situate la baza cuverturii triasice. Grosimile cele mai mari au fost observate în anticlinalul din dealul Măguri şi în valea Sărăţii, în axul unui alt anticlinal faliat. Astfel, variaţiile de grosime pot

Institutul Geologic al României

fi puse, în parte cel puțin, pe seama unor deformații plastice, iar lipsa locală a depozitelor eotriasice pe seama laminărilor.

Dolomitele prezintă o dezvoltare inegală. În partea de W a dealului Măguri ocupă aproape tot intervalul Triasicului mediu, în timp ce în cursul mijlociu al văii Sărății sînt dezvoltate numai la partea lui superioară, deasupra unui pachet relativ gros de calcare subnoduloase. De remarcat și variații considerabile de grosime, de la 200 m în dealul Măguri, la 40 m pe un afluent stîng al văii Oalei, unde tot Triasicul mediu este reprezentat numai prin dolomite.

Prezența Triasicului în cuvertura normală a masivului cristalin al Gîrbovei nu a fost semnalată de H. Wachner și nici de M. Ilie, calcarele și dolomitele triasice autohtone, fiind integral atribuite de acești autori Liasicului. Totuși pe harta 1 : 500.000 a țării noastre, este figurată o bandă îngustă de Triasic urmărind marginea nord-vestică a masivului menționat, probabil după indicațiile lui D. M. Preda.

JURASIC

Depozitele jurasice constituie două cicluri de sedimentare. Primul cuprinde Domerianul superior, Toarcianul și Aalenianul, cel de al doilea cel puțin Doggerul superior (inclusiv Callovianul).

Liasic și Dogger inferior (*Aalenian*). Depozitele primului ciclu jurasic sînt transgresive pe un paleorelief al calcarelor și dolomitelor triasice. Succesiunea Liasicului cuprinde aici următorii termeni :

1. Domerian superior — calcare, de obiceiu de culoare roșie, cu *Pleuroceras* sp. (foarte rar), numeroși belemniți, lamelibranchiate printre care specii de *Entolium*, *Chlamys*, mai rar *Liogryphaea* și brahiopode printre care *Spiriferina alpina* Oppel, *Spiriferina* spp. (din grupa *S. tumida*), *Zeilleria cornuta* Sow., *Homeorhynchia acuta* (Sow.), *Gibbirhynchia* sp. ; (0—5 m grosime).

2. Toarcian, probabil inferior — marne cenușii, pînă la negricioase, puțin micacee, cu intercalații de calcare și marno-calcare nisipoase, uneori cenușiu deschis ; cu mici ostreide (valea Sărății) ; are pînă la 10—12 m grosime.

3. Toarcian superior — marne și calcare cenușii și gălbui, în parte oolitice (cu oolite limonitice) și nisipoase conținînd o bogată faună de cefalopode cu *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *Pseudogrammoceras subfallaciosum* Buckman, P. *quadratum* (Quenstedt) și *P.* sp. din grupa *P. expeditum-cotteswoldiae*, *Pseudolioceras compactile* (Simpson), *Polyplectus discoides* (Zieten), *Phymatoceras* sp., *Hammatoceras* sp.,

Institutul Geologic al României

Lobolytoceras (?) sp., *Bisiphytes striatus* (S o w.) și specii de *Mesoteuthis* (3—10 m grosime).

Calcarele roșii ale Domerianului superior apar pe întindere restrînsă în cursul mijlociu al văii Sărății, în două locuri din versantul stîng, în aval și în amont de confluența cu un pîrîu ce izvorăște din dealul Măguri, și în cursul superior în ambii versanți. O dezvoltare mai importantă o prezintă Domerianul pe pîrîul Cascadelor (sau pîrîul Țiganului), afluent stîng al văii Comanei, unde calcarele roșii constituie umplutura unei crevase largi în dolomitele triasice (fig. 2).

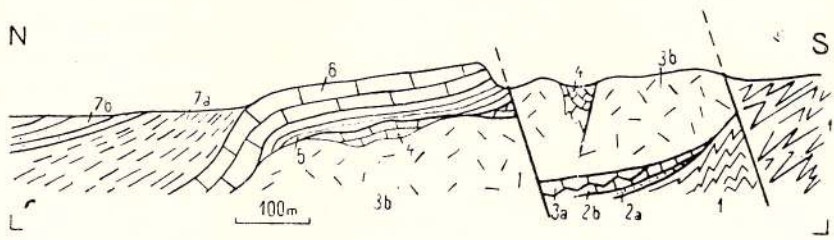


Fig. 2. — Secțiune în versantul estic al Pîrîului Cascadelor.

1, șisturi cristaline; 2, Seisian—Campilian; 3, Anisian—Ladinian: 3a, calcare subnoduloase; 3 b, dolomite; 4, Domerian: calcare roșii; 5, Toarcian—Aalenian: calcare oolitice-limonitice; 6, Bathonian—Callovian: calcare în bancuri; 7, Neocomian: 7 a, Berriasian — Valanginian inferior (?): orizontul roșu; 7 b, Valanginian inferior (?)—Hauterivian: fliș calcarenitic verzui

Coupe géologique du versant E du Pîrîul Cascadelor.

1, schistes cristallins; 2, Séisien—Campilien; 3, Anisien—Ladinien: 3a, calcaires subnoduleux; 3b, dolomies; 4, Domérien: calcaires rouges; 5, Toarcien—Aalénien: calcaires oolithiques-limonitiques; 6, Bathonien—Callovien; calcaires en bancs; 7, Néocomien: 7 a, Berriasien — Valanginien inférieur (?): l'horizon rouge; 7b, Valanginien inférieur (?) — Hauterivien: Flysch calcarénitique verdâtre.

Calcarele Domerianului se urmăresc pe versantul din dreapta văii pînă aproape de creastă, și în acest loc conțin foarte numeroase brachiopode, în special specii de *Spiriferina*, de obicei sub formă de valve izolate. O altă ivire de calcare roșii domeriene este de semnalat în valea Oalei, pe flancul de nord al unui anticlinal cu nucleu constituit din calcare marmoreene triasice, în parte dolomitizate și brecioase. În acest loc calcarele roșii, ce conțin belemniți, au numai 20 cm grosime și suportă marne gălbui toarciene.

Trebuie subliniat faptul că fauna Domerianului prezintă afinități strînse cu cea din provincia celto-suabă și se distinge net de fauna calcarelor de Hierlatz. Astfel, la data actuală, se poate afirma că rocile calcaroase roșii ale Liasicului autohton din munții Perșani, ca și cele ale Liasicului din împrejurimile Lacului Roșu (Hăghimaș), nu aparțin faciesului de Hierlatz, așa cum s-a considerat mai înainte. Singură culoarea

Institutul Geologic al României

roşie aminteşte într-o anumită măsură faciesul de Hierlatz, dar acesta din urmă aparţine unei bioprovincii cu totul diferită, iar fauna calcarelor de Hierlatz (cu foarte numeroase brachiopode, gasteropode şi amoniţi de talie mică), ca şi microfaciesul acestor roci (calcare fin granulare lipsite de material detritic) arată şi condiţiuni întrucîtva deosebite de sedimentare (mare puţin adîncă, dar larg deschisă).

Marnele orizontului inferior al Toarcianului au fost observate în trei locuri : în cursul mijlociu al văii Sărăţii, pe pîrîul Cascadelor şi în valea Oalei. În valea Sărăţii aceste marne redresate la verticală, sînt în contact tectonic la bază cu calcare subnoduloase triasice. Ele suportă aici marnele şi calcarele cu *Grammoceras şi Pseudogrammoceras* ale Toarcianului superior. H. Wachner citează din acest loc, după determinările făcute de E. Jekelius, specia *Hildoceras bifrons* (Brug.,) dar în orizontul cu cefalopode autorii prezentei lucrări nu au găsit această specie sau altele caracteristice pentru Toarcianul inferior. Este posibil că ea să provină din marnele situate sub orizontul cu *Pseudogrammoceras* şi *Grammoceras*. Pe pîrîul Cascadelor, marnele orizontului inferior sînt în contact tectonic cu dolomitele mediotriasice şi suportă de asemenea calcare marnoase şi nisipoase cu *Pseudogrammoceras*. În valea Oalei, aceleaşi marne stau pe un strat subţire de calcare roşii domeriene, şi suportă depozitele transgresive ale Doggerului superior.

Calcarele şi marnele cu *Pseudogrammoceras* şi *Grammoceras* apar, în afară de valea Sărăţii şi pîrîul Cascadelor, pe un afluent stîng mai important al văii Sărăţii care îşi are obîrşia în dealul Măguri. În acest loc au fost identificate două aflorimente, unul pe flancul nordic şi celălalt pe flancul sudic al unui sinclinal care cuprinde în partea sa centrală depozitele Doggerului superior. Şi aici rocile Toarcianului superior conţin exemplare de *Pseudogrammoceras* şi belemniţi şi în plus o specie de *Phymatoceras*. Fauna cea mai bogată provine însă din valea Sărăţii, unde speciile de *Pseudogrammoceras* şi *Grammoceras* sînt reprezentate printr-un foarte mare număr de indivizi. În schimb, *Polyplectus discoides* Ziet en, *Pseudolioceras compactile* Simpson şi *Hammatoceras* sp., constituie raritäţi.

Aalenianul (Dogger inferior) este reprezentat prin calcare oolitice-limonitice brune, sau cenuşiu închis, avînd cîţiva metri grosime. Aceste roci sînt în continuitate de sedimentare cu marnele şi calcarele Toarcianului superior. Două iviri de depozite aaleniene au fost identificate, unul în valea Sărăţii, imediat în aval de marnele toarciene cu *Grammoceras*, al doilea în valea Cascadelor. În succesiunea calcarelor aaleniene din valea

Institutul Geologic al României

Sărăţii se disting două nivele bogate în amoniţi. Primul, situat pe malul drept, şi constituit din calcare cenuşiu închis, puţin nisipoase, conţine o asociaţie reprezentativă pentru zona cu *Tmetoceras scissum*. Fauna sa cuprinde între altele formele : *Tmetoceras scissum* (B e n e c k e), *Hudlestonia affinis* (S e e b a c h), *Leioceras comptum* R e i n e c k e, *Costileioceras* sp. Cel de al doilea nivel apare în malul opus şi este constituit din calcare oolitice şi limonitice brune, cu o faună foarte bogată cuprinzînd mai multe specii de *Graphoceras* şi *Brasilia*, *Ludwigia murchisonae* (J. S o w e r b y), belemniţi şi specii de *Pleuromya*, *Gresslya*, *Pholadomya*, *Astarte*, *Trigonastarte*, *Entolium*, *Ctenostreon* (de talie mare), *Eucyclus*. Acest de al doilea nivel corespunde zonei cu *Ludwigia murchisonae*. Fauna lui prezintă afinităţi strînse cu cea a Aalenianului superior din Pădurea Craiului. Mai este de remarcat că faunele aaleniene din munţii Perşani, ca şi cele din Pădurea Craiului, prezintă afinităţi strînse cu cele de aceeaşi vîrstă din provincia celto-suabă.

Prezenţa Aalenianului în munţii Perşani a fost pusă în evidenţă de unul din autori, prin revizuirea cîtorva amoniţi recoltaţi de W a c h n e r şi conservaţi în colecţia Institutului Geologic [1]).

Dogger superior (*Bathonian ? — Callovian*). Doggerul superior este şi el transgresiv pe un paleorelief şi cuprinde o gamă variată de roci calcaroase şi grezoase (fig. 3) dintre care unele sînt cu totul deosebite

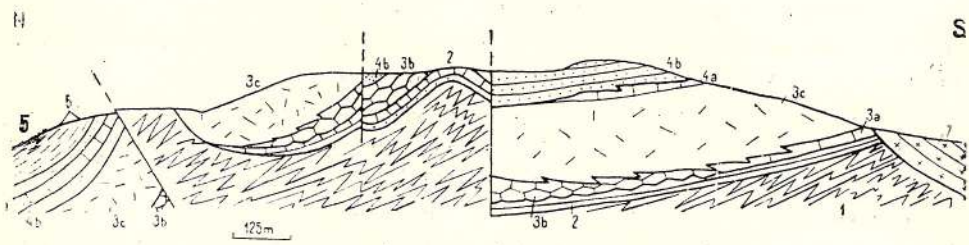


Fig. 3. — Secţiune în Dealul Măguri.

1, şisturi cristaline ; 2, Seisian – Campilian : gresii, argile roşii şi calcare în plăci ; 3, Anisian – Ladinian : 3 a, calcare albe masive ; 3b, calcare subnoduloase ; 3 c, dolomite ; 4, Bathonian – Callovian : 4a, calcare ; 4b, gresii cuarţitice ; 5, Berriasian – Valanginian inferior (?) : orizont de argilite şi siltite roşii ; 6, Urgo-Aptian : calcare recifale ; 7, Tortonian : tuf dacitic.

Coupe géologique dans Dealul Măguri.

1, schistes cristallins ; 2, Séisien – Campilien : grès, argiles rouges et calcaires en plaques ; 3, Anisien – Ladinien : 3a, calcaires blancs massifs ; 3 b, calcaires subnoduleux ; 3 c, dolomies ; 4, Bathonien – Callovien : 4 a, calcaires ; 4 b, grès quartzitiques ; 5, Berriasien – Valanginien inférieur (?) : horizon d'argilites et de siltites rouges ; 6, Urgo – Aptien : calcaires récifaux ; 7, Tortonien : tuf dacitique.

[1]) G r. R ă i l e a n u, D. P a t r u l i u s, M. B l e a h u, S. N ă s t ă s e a n u şi A l. S e m a k a. Observations sur les limites des séries jurassiques dans les Carpates roumaines ; notă în lucrările Colocviului asupra Jurasicului, ţinut la Luxemburg în 1961.

Institutul Geologic al României

față de rocile de aceeași vîrstă cunoscute în alte regiuni carpatice. Calcarele au de obicei culori deschise : alb, fumuriu, gălbui-roz, mai rar se întîlnesc calcare roșii, verzui sau cenușiu închis. Culoarea de alterație ruginie, atît de caracteristică rocilor calcaroase ale Doggerului, aproape nu se observă. În ce privește structura se disting varietăți fin granulare și grunjoase (calcaires grumeleux) pînă la fin pseudoolitice, pseudoolitice-algolitice, oolitice, detritice (calcarenite și calcirudite). Calcarenitele sînt deseori, puțin oolitice și spatice și conțin fragmente de moluște, microgasteropode, foraminifere și granule de cuarț, de obiceiu de aceleași dimensiuni ca și granulele calcaroase. Calcarele spatice tipice (encrinite sau calcare crinoidale) sînt puțin dezvoltate. Unele calcare microdetritice, cu entroce mai abundente, prezintă o tentă verzuie, datorită prezenței glauconitului care se găsește în cantitate redusă. Alte varietăți de roci calcaroase sînt : calcare marnoase cu belemniți (*Belemnopsis*) și entroce, calcare nisipoase (cu 10—20% granule de cuarț) și grezo-calcare (cu 30—40% granule de cuarț). Acestea din urmă au o matrice larg cristalizată și includ pe lîngă granulele de cuarț, granule de calcar fin granular și foraminifere.

Toate calcarele menționate se prezintă de obicei în bancuri a căror grosime depășește 50 cm, atingînd uneori 4—5 m. În ansamblu calcarele Doggerului superior din împrejurimile Comanei, acolo unde capătă o dezvoltare mai importantă, nu se disting la prima vedere de calcarele masive ale Malmului sau Cretacicului inferior din Carpați. Unele aspecte de microfacies ale acestor calcare mediojurasice sînt comparabile cu cele pe care le prezintă calcarele eocretacice din alte regiuni. Astfel prin abundența foraminiferelor ce conțin, varietățile grunjoase și fin pseudoolitice se apropie de anumite calcare eocretacice (Neocomianul din Platforma moesică, Barremianul din Pădurea Craiului). De remarcat că rocile Doggerului carpatic sînt de obicei sărace în foraminifere. Varietățile pseudoolitice-algolitice de culoare deschisă, prezintă o remarcabilă asemănare sub raportul microfaciesului cu calcarele urgoniene dezvoltate în zona flișului. Pe spărtura acestor calcare algolitice se observă corpusculi ovoidali sau sferici, a căror diametru poate atinge cîțiva centimetri.

În cazul algolitelor de talie mare se distinge deseori cu ochiul liber o textură concentrică. Calcare cu algolite de acest tip, au mai fost semnalate în Pădurea Craiului, la partea superioară a Malmului, și anume de W. F i s h, care le-a comparat cu calcarele cu *Sphaerocodium* ale Triasicului alpin. Algolitele sînt de două tipuri : fără structură organizată și cu structură organizată evidentă. Cele fără structură organizată evidentă

Institutul Geologic al României

sînt constituite din calcit criptocristalin opac şi prezintă uneori o vagă textură nebulitică sau minuscule cavităţi sferice. Deseori centrul acestor algolite îl constituie un fragment de schelet organic. O varietate mai rară este caracterizată prin prezenţa unor granule mici de cuarţ incluse în calcitul fin granular. Aceste algolite, lipsite de o structură organizată, sînt în general considerate ca fiind datorite activităţii biologice a algelor Cyanophycee, care secretă ace fine de aragonit. Algolitele cu structură organizată se prezintă sub două varietăţi : 1) cu canale foarte fine ce diverg dintr-un punct excentric, şi 2) cu structură concentrică marcată printr-o alternanţă de pături fin cristaline, opace, pe alocuri cu canale filiforme radiare sau dispuse dezordonat şi de pături mai larg cristalizate. În primul caz este vorba, după toate aparenţele, de alge Codiacee.

Gresiile Doggerului superior din împrejurimile Comanei prezintă şi ele caractere particulare. Sînt în general gresii foarte fine cu granule constituite aproape exclusiv din cuarţ, cu ciment calcaros sau complet lipsite de carbonat de calciu. Varietatea cu ciment calcaros se prezintă la prima vedere ca un calcar nisipos alb-fumuriu. Gresiile lipsite de carbonat de calciu sînt puţin consistente şi au deseori o culoare alburie-gălbuie, fiind întrucîtva asemănătoare cu gresia de Kliwa.

În ansamblu, depozitele Doggerului superior prezintă variaţiuni largi de facies. Pe anumite profile, tot intervalul este ocupat de calcare, pe altele o bună parte din calcare este substituită prin gresii. La W, pe Faţa Măgurii, mai precis pe flancul sudic, faliat, al anticlinalului în axul căruia apar depozitele Seisianului şi Campilianului, succesiunea Doggerului superior cuprinde în bază, direct peste dolomitele mediotriasice, un banc subţire de calcar fin granular omogen, pînă la fin pseudoolitic, bogat în foraminifere. Urmează gresii fine cu ciment calcaros şi calcare pseudoolitice-algolitice în alternanţă cu calcarenite (fig. 4). Mai la E, la marginea pădurii, calcarele menţionate stau pe un pachet

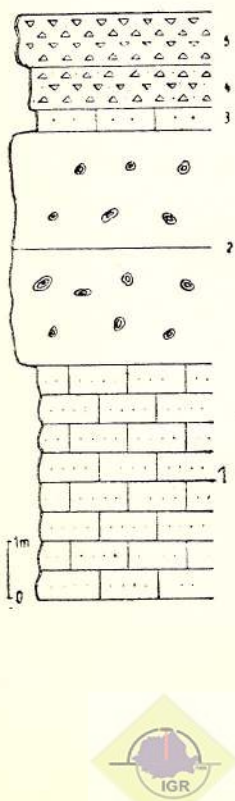


Fig. 4. — Segment din coloana litologică a Doggerului de la Faţa Măgurii.

1, gresie foarte fină cu matrice calcaroasă şi calcare albe nisipoase; 2, calcare masive albe fin granulare, cu foraminifere, pseudoolite şi algolite; 3, gresie calcaroasă; 4, calcarenit nisipos; 5, calcarenit.

Segment de la colonne lithologique du Dogger de Faţa Măgurii.

1, grès très fin à matrice calcaire et calcaires blancs sableux; 2, calcaires massifs blancs, finement granulaires, à Foraminifères, pseudoolithes et algolithes; 3, grès calcaire; 4, calcarénite sableuse; 5, calcarénite.

Institutul Geologic al României

relativ gros de gresii cuarţitice. Aproape de contactul între gresii şi calcare se observă, într-un mic afloriment, un banc de calcar subnodulos nisipos, de culoare roşcată şi verzuie, cu amoniţi. Mai departe spre NE, depozitele Doggerului devin predominant grezoase. În bază, la contactul cu dolomitele, se întîlneşte aproape constant un banc mai gros de calcare algolitice. Asemenea calcare şi în plus calcarenite se găsesc intercalate şi la partea superioară a succesiunii gresiilor.

Pornind din creasta care prelungeşte spre NE dealul Măgurii, pe un afluent stîng mai important al văii Sărăţii, deasupra gresiilor silicioase cu intercalaţii de calcare pseudoolitice-algolitice şi microdetritice, se întîlneşte un banc de calcar marnos pînă la marnocalcar cenuşiu deschis cu *Belemnopsis* şi entroce. Acest calcar cenuşiu trece în sus la calcare roşcate, în parte spatice. În valea Sărăţii, puţin în aval de gura afluentului menţionat şi apoi în amont, se observă în firul văii o gamă foarte variată de calcare ale Doggerului superior : calcare albe, fin granulare, calcare oolitice-pseudooolitice cenuşiu închis-albăstrui, cu zonă de alteraţie rozie, calcarenite spatice roz-gălbui şi cenuşiu-verzui cu puţin glauconit, calcare spatice brun-roşcate.

Pe pîrîul Cascadelor, afluent al văii Comanei, şi în valea Oalei întreaga succesiune a Doggerului superior este constituită din calcare în bancuri groase, cu rare intercalaţii de grezo-calcare, pînă în partea terminală. În profilul văii Oalei, Doggerul apare dezvoltat pe cele două flancuri ale unui anticlinal cu nucleu constituit din dolomite şi calcare marmoreene mediotriasice formînd o brecie cu liant roşu. În acest din urmă loc, Doggerul superior cuprinde calcarenite cu gasteropode, calcare oolitice, calcare algolitice şi grezo-calcare (fig. 5).

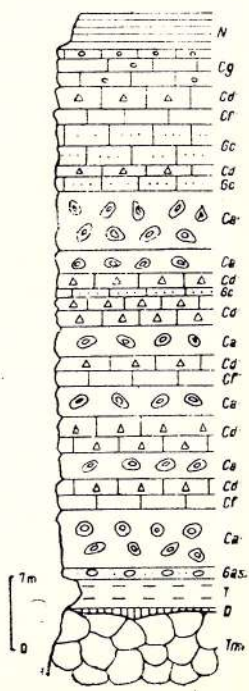


Fig. 5. — Coloană litologică a Doggerului din Valea Oalei.

Tm, Triasic mediu : calcar marmorean nodular-brecios ; D, Domerian : calcar roşu cu belemniţi ; T, Toarcian : marne gălbui ; Dogger : Gas, gresie fină calcaroasă cu accidente silicioase ; Ge, grezo-calcare şi gresii fine cu ciment calcaros ; Cf, calcar fin granular ; Ca, calcar algolitic ; Cd, calcarenite în parte oolitice ; Cg, calcar pseudoolitic nisipos cu mici galeţi de cuarţ diseminaţi ; N, Neocomian : orizont bazal de argile roşii.

Colonne lithologique du Dogger de Valea Oalei.

Tm, Trias moyen : calcaire marmoréen nodulaire-brécheux ; D, Domérien : calcaire rouge à Bélemnites ; T, Toarcien : marnes jaunâtres ; Dogger : Gas, grès calcaire finement granulaire à accidents siliceux ; Ge, gréso-calcaires etgrès fins à ciment calcaire ; Cf, calcaire finement granulaire ; Ca, calcaire algolithique ; Cd, calcarénites en partie oolithiques ; Cg, calcaire pseudoolithique sableux à petits galets de quartz disséminés ; N, Néocomien : horizon basal d'argiles rouges.

Institutul Geologic al României

În ansamblu depozitele Doggerului superior au pînă la 70 m grosime. Cu toată dezvoltarea lor spectaculară, fauna acestor depozite este puțin abundentă în comparație cu alte regiuni carpatice. Ea cuprinde în afară de crinoide și rare echinoide, gasteropode, în general de talie mică (*Promathilda* și nerineide de tipul *Nerinella*, în valea Oalei) și cefalopode. Printre acestea se numără în afară de *Belemnopsis*, amoniții găsiți la Fața Măgurii în calcare verzui, anume *Calliphylloceras disputabile* Neumayr și *Hecticoceras* (*Lunuloceras*) *compressum* Quenstedt. Această din urmă specie indică prezența Callovianului mediu. Este de observat că nivelul cu amoniți de la Fața Măgurii este situat deasupra unui pachet destul de gros de gresii, ceea ce lasă de presupus că depozitele descrise cuprind la partea lor inferioară și termeni mai vechi decît zona cu *Reineckia anceps*.

Roci aparținînd Oxfordianului, Kimmeridgianului și Tithonicului nu au fost identificate în sectorul Comana. Toate ivirile mai înainte atribuite Malmului de H. Wachner și de M. Ilie aparțin, fie Urgo-Apțianului, fie Triasicului. Lipsa celei mai mari părți, dacă nu totalității Malmului, arată că înaintea transgresiunii neocomiene a avut loc în acest sector, ca și de altfel în restul munților Perșani, o puternică fază de eroziune.

În afară de condensarea Triasicului și poziția transgresivă a Domerianului și a Doggerului superior, acest fapt vine și el să demonstreze că promontoriul Gîrbovei, care prelungește spre NE masivul Făgărașului, a funcționat în repetate rînduri ca sector de ridicare. Funcția lui paleogeografică și evoluția lui tectonică este perfect comparabilă cu cea a masivului cristalin moldav. În această privință trebuie să reamintim că în masivul Hăghimaș, Triasicul este pe alocuri puternic condensat, că Liasicul (Liasic inferior reprezentat prin calcare oolitice roșii) este transgresiv pe Triasic și de asemenea Doggerul, în sfîrșit că Doggerul a fost pe alocuri complet îndepărtat prin eroziune înaintea Neocomianului (anticlinalul Lunca).

CRETACIC

În funcție de structura generală, Cretacicul inferior din munții Perșani, poate fi subîmpărțit în trei pachete : (1) Neocomian (Berriasian—Hauterivian) ca termen superior al Paleoautohtonului ; (2) formațiunea de Wildflysch de vîrstă barremiană și eventual bedouliană, care în calitatea sa de „olistostromă" alunecată pe propriul ei substrat, este într-o anumită măsură alohtonă față de regiunea în care se găsește actualmente ;

Institutul Geologic al României

(3) terenurile eocretacice neoautohtone cuprinzînd Apţianul superior şi Albianul. Pentru claritatea expunerii, care are drept scop să scoată în evidenţă şi structura atît de particulară a munţilor Perşani, cele trei pachete de depozite eocretacice vor fi descrise separat, în funcţie de poziţia lor în schema stratigrafică tectono-sedimentară.

Neocomian. În cadrul Paleoautohtonului propriu-zis autorii cred că este mai indicat să includă numai terenurile Neocomianului, formaţiunea de Wildflysch urmînd să fie descrisă ca o categorie aparte, care prin caracterul întrucîtva alohton al masei sale fundamentale şi prin prezenţa olistolitelor de roci alohtone, joacă rolul unui parautohton.

Termenul Neocomian este utilizat aici în sens restrîns aşa cum a fost recomandat la Colocviul pentru Cretacicul inferior ţinut la Lyon în 1963, adică pentru intervalul Berriasian—Valanginian—Hauterivian. În cadrul Neocomianului se disting în împrejurimile Comanei doi termeni: un orizont bazal de culoare roşie şi un fliş calcarenitic verzui.

Orizontul bazal roşu este şi el transgresiv pe un paleorelief. Grosimea lui este de 10—60 m. Principalele sale roci constitutive sînt siltite argiloase, argilite şi jaspuri roşii, în a căror succesiune se găsesc intercalate cîteva bancuri groase de gresie puţin consistentă verzuie şi de calcarenite sau calcirudite, cu enclave diseminate de argile verzi. Pe alocuri calcarenitele prezintă accidente silicioase, lentiliforme şi stratiforme, fiind astfel comparabile cu calcarenitele neocomiene din defileul Oltului care urmează în continuitate de sedimentare peste marnele de Carhaga, de vîrstă berriasiană-valanginiană.

De remarcat că rocile calcaroase microdetritice se găsesc intercalate la partea superioară a depozitelor roşii. Acest fapt lasă de presupus că cel puţin partea inferioară a orizontului roşu este sincronă cu marnele de Carhaga, deci de vîrstă berriasiană, poate şi valanginiană inferioară. Un alt element care vine în sprijinul unei asemenea corelaţii constituie prezenţa în succesiunea depozitelor berriasiene din valea Carhaga a unor intercalaţii de marne roşii.

Flişul calcarenitic verzui are pînă la 350 m grosime, şi urmează în continuitate de sedimentare peste orizontul bazal roşu. Este constituit din şisturi argiloase, argilo-marnoase şi marnoase, în alternanţă cu calcarenite şi grezo-calcare. Rocile calcaroase microdetritice au 5—20 cm grosime, prezintă deseori accidente silicioase lentiliforme şi stratiforme şi conţin numeroşi spiculi de Spongieri, în parte globuloşi, precum şi foraminifere, mai ales Miliolide. Spre partea superioară a acestui fliş se dezvoltă grezo-calcare cenuşii-albăstrui şi verzui, în bancuri groase,

Institutul Geologic al României

separate prin diasteme. Ca roci subordonate, intercalate în succesiunea acestor depozite, sînt de menţionat calcare submarnoase cenuşii, puţin nisipoase, de tipul calcilutitelor.

În ansamblu flişul calcarenitic verzui prezintă trăsături comune cu stratele de Sinaia, în special cu cele dezvoltate în partea de E a munţilor Perşani. Acolo unde depozitele acestui fliş au fost mai puternic dislocate, ca pe pîrîul Stanciului (afluent stîng al văii Comanei), ele prezintă acelaşi tectofacies ca şi stratele de Sinaia, cu numeroase diaclaze şi feţe de fricţiune negricioase. În ce priveşte vîrsta, prin comparaţie cu Neocomianul din partea centrală a munţilor Perşani şi cu stratele de Sinaia, este foarte probabil că flişul calcarenitic verzui reprezintă Hauterivianul şi eventual partea superioară a Valanginianului. În terenurile neocomiene din împrejurimile Comanei nu au fost găsite pînă acum macrofosile. Cele citate ca neocomiene de M. Ilie (1953) provin din Dogger.

B) SERIA SUBPARAUTOHTONĂ: FORMAŢIUNEA DE WILDFLYSCH A BARREMIAN-BEDOULIANULUI

Pe măsura progresului cunoştinţelor noastre cu privire la alunecările gravitaţionale, ca fenomene geologice la scară mare, a apărut şi o terminologie nouă, din ce în ce mai larg utilizată în lucrările publicate în ultimii ani.

Termenii creaţi, mai ales cei mai recenţi, nu au fost însă utilizaţi întotdeauna cu aceeaşi accepţiune. De aceea autorii cred necesar de a preciza sensul în care anumiţi termeni sînt adoptaţi în această lucrare.

Termenul de Wildflysch a fost introdus de Kaufmann pentru o formaţie cu următoarea descriere: „Şisturi moi, cenuşiu închis pînă la negricioase, în strate subţiri pînă la foioase, deseori convolute, cu suprafeţe lucioase, şi străbătute de multe vine albe de calcit. Deseori cu stratificaţie neregulată, învelind blocuri sau lentile dure; în alternanţă cu şisturi cu fucoide şi Macigno (gresii de fliş); cu multe anticlinale, sinclinale şi încreţiri de tot felul".

J. Cadish (1934) aduce obiecţiunea că în descrierea originală a formaţiunii de Wildflysch au fost menţionate, alături de caracterele litologice-stratonomice, şi caractere de tectofacies, datorite unor deformaţii ulterioare sedimentării. Totuşi, multe din deformaţiile care se observă în cadrul formaţiunii de Wildflysch pot fi puse pe seama aluncărilor gravitaţionale care au antrenat depozite încă neconsolidate (slip-bedding: strate cu deformaţie plastică, nedisjunctivă; slumping sau slump-bedding: strate cu deformaţie disjunctivă).

Institutul Geologic al României

În accepțiunea mai largă a geologilor elveției și germani termenul de Wildflysch desemnează o formațiune sinorogenică constituită dintr-o masă fundamentală marnoasă sau argiloasă în care sînt cuprinse bancuri calcaroase sau grezoase și blocuri de tot felul.

Recent L. Ogniben (1963) utilizează acest termen într-un sens oarecum diferit, întrucît consideră ca Wildflysch o formațiune a cărei masă fundamentală reprezintă un sediment normal, autohton (alternanță arenaceo-argiloasă flișoidă), cuprinzînd mari blocuri sau lame exotice puse în loc prin transport orogenic, și bancuri de brecie constituite din aceleași roci ca și blocurile.

Flișul eocretacic cu brecii, conglomerate și olistolite intercalate, dezvoltat pe versantul estic al Bucegilor (D. Patrulius, 1963) este în această accepțiune un „Wildflysch". Totuși din descrierea lui Kaufmann (in Studer) și Boussac, rezultă că masa fundamentală a formațiunii de Wildflysch rezultă în cea mai mare parte din acumularea haotică a unor depozite antrenate prin alunecare gravitațională. De aceea considerăm că termenul nu este aplicabil pentru o formațiune de fliș normal cu nivele de brecii și conglomerate, încorporînd mari elemente exotice, ci numai pentru acele formații a căror masă fundamentală prezintă în parte cel puțin, caracterele texturale rezultate din alunecări gravitaționale.

Un alt termen aplicabil la formațiuni a căror acumulare reprezintă etapa finală a unor mari deplasări gravitaționale este cel de „argille scagliose". După L. Ogniben (1963) acest termen desemnează o formațiune constituită din roci incompetente, anume argile vărgate, depozite de fliș și calcișisturi, formînd lame și lentile, mai mult sau mai puțin conturnate, și conținînd blocuri de roci exotice competente, de cele mai variate dimensiuni. Toate depozitele componente sînt intens deformate prin transport orogenic global. În acest caz deformația tectonică poartă asupra unor depozite consolidate și nu mai poate fi vorba de o acumulare prin resedimentare ca în cazul curgerilor de noroi fosile. Formațiunea de „argille scagliose" se prezintă ca pînze intraformaționale, adică sub formă de mase relativ plastice de roci alohtone, cuprinse într-o succesiune neîntreruptă de depozite mai tinere.

Termenul de olistostromă, introdus de Flores, a fost utilizat de E. Beneo într-un sens foarte larg, anume pentru toate formațiunile a căror acumulare are loc prin resedimentare datorită marilor alunecări gravitaționale. Astfel în categoria olistostromelor au fost reunite atît formațiunile de tip Wildflysch și „argille scagliose" cît și formațiunile

Institutul Geologic al României

tipice de fliș, deși în primul caz materialul „resedimentat" își păstrează coheziunea în timpul transportului, în timp ce în cel de al doilea caz, resedimentarea are loc particulă cu particulă. Autorii prezentei lucrări consideră că termenul olistostromă trebuie restrîns la categoria maselor constituite în mare parte din materiale neconsolidate sau puțin consolidate (incompetente), transportate prin alunecare gravitațională, și a căror plasticitate particulară este pusă în evidență de multiple deformații interne, ce merg pînă la obliterarea completă a stratificației primare (aspecte haotice) și la apariția texturilor de tipul „slip-bedding", sau „slumping" cu disjoncțiunea stratelor mai competente.

Termenul de Wildflysch (ca o categorie particulară a olistostromelor) este utilizat aici, în conformitate cu descrierile Wildflysch-ului ultrahelvetic, făcute de Kaufmann și Boussac, adică pentru o formațiune a cărui masă fundamentală, constituită din roci mai ales incompetente argiloase-marnoase, cu ceva intercalații de fliș tipic, prezintă caracterele texturale particulare ale depozitelor ce au suferit o alunecare gravitațională și cuprinde brecii și conglomerate deseori tilloide, ca și mari elemente alohtone (olistolite).

Formațiunea de Wildflysch din împrejurimile Comanei este constituită în ansamblu din depozite argiloase-șistoase, cu intercalații puțin abundente de gresii grosiere, mai rareori cu intercalații de gresii fine calcaroase, în strate subțiri. Grosimea ei este de cel puțin 300 m. Aflorimentele cele mai instructive ale terenurilor de Wildflysch se observă în valea Lupșei (între Cuciulata și Lupșa) și pe pîrîul Cuciulatei, afluent sting al văii Lupșa. Aici se poate face nu numai un studiu amănunțit al caracterelor litologice-stratonomice ale formației de Wildflysch, dar pot fi examinate și relațiile cu olistolitele de calcare și roci eruptive mezozoice, precum și contactul cu pînza de calcare mezozoice care acoperă terenurile de Wildflysch.

Rocile cele mai reprezentative ale formațiunii de Wildflysch sînt argile în parte șistoase, cenușii pînă la negricioase, uneori verzui, precum și siltite, în parte foioase. Mai puțin frecvente sînt argile roșii, violacee, sau bariolate, pelosiderite și silicolite verzui. Gresiile constituie un element subordonat. Se întîlnesc mai frecvent gresii cuarțitice extrem de dure, pînă la ortocuarțite cu spărtură sticloasă. Aceste gresii cuarțitice au de obicei o dezvoltare lenticulară și caracterele lor structurale arată în multe cazuri că este vorba de depozite antrenate de alunecări gravitaționale în diferite stadii de consolidare. Astfel în valea Cuciulatei se observă unele lentile de gresie cu aglomerări neregulate de microconglo-

Institutul Geologic al României

merate, altele a căror suprafață este decalată în trepte prin mici fracturi ce nu străbat toată grosimea rocii, în sfîrșit lentile de gresie brecifiată ale cărei fragmente au fost recimentate prin același material grezos și a căror structură particulară este evidentă numai pe fețele de alterație. Șisturile argiloase și siltitele se prezintă deseori puternic conturnate, printr-o cutare nesistematizată. Se observă de asemenea în multe aflorimente depozite argiloase de culoare negricioasă, și care se desfac în mici solzi cu suprafețe lucioase („argille scagliate"). Deformarea intensă a rocilor, diaclazele pe alocuri foarte numeroase, oglinzile de fricțiune sugerează o puternică solicitare mecanică (facies de sdrobire). Contrastul net între aceste deformații și acele mult mai puțin acuzate pe care le prezintă stratele subjacente ca și unele aspecte haotice ale rocilor detritice grosiere, ce nu pot fi explicate decît prin deformația unui material încă neconsolidat, arată totuși că nu poate fi vorba în acest caz de efectul unei cutări intense și univergente survenită după acumularea depozitelor eocretacice.

Pe hărțile mai vechi ale munților Perșani, suprafața aproximativ triunghiulară, cuprinsă între valea Lupșei la N, calcarele mediotriasice din Pleașa Lupșei la SE și cele din Pleșița Corbului la W, este reprezentată ca fiind aproape în întregime ocupată de roci campiliene, peste care se așternormal calcarele mediotriasice. Ceea ce ne-a atras însă atenția că în acest perimetru se găsesc de fapt reprezentate două formațiuni de vîrstă foarte diferită : pe de o parte calcare campiliene, iar pe de alta, Wildflysch eocretacic, a fost descoperirea unor mici blocuri de calcirudite cu belemniți în unele depozite din valea Lupșei și pîrîul Cuciulatei, mai înainte atribuite Triasicului inferior. Ridicările de detaliu au arătat că cea mai mare parte a depozitelor șistoase din perimetrul menționat aparțin formațiunii de Wildflysch eocretacic, în care se găsesc încorporate ca elemente exotice mari lentile de calcare campiliene. Observațiile pe care le-am făcut mai arată că masele de calcare mediotriasice din Pleașa Lupșei, Pleșița Corbului și Măgura Cuciulatei nu se găsesc în relații normale cu calcarele campiliene care se ivesc în firul văii Lupșei și pe pîrîul Cuciulatei. În valea Lupșei, între calcarele campiliene care aflorează în patul pîrîului și calcarele din Măgura se interpune o bandă îngustă de argile verzui și negricioase, ce conțin, pe alocuri, fragmente remaniate de calcare triasice cenușii. Aceste depozite argiloase sînt în conexiune cu cele în care autorii au găsit, în patul pîrîului, un bloc de calcirudit cu belemniți.

Institutul Geologic al României

C) FORMAȚIUNILE TRIASICE ȘI JURASICE ALOHTONE

Termenul de olistolit este utilizat aici pentru toate elementele exotice : (1) constituite din roci mai mult sau mai puțin competente a căror volum depășește pe cel al blocurilor ce pot fi deplasate prin curenți foarte puternici (convențional mai mult de 10 m^3), (2) transportate gravitațional, (3) puse în loc în timpul acumulării neîntrerupte a depozitelor gazdă. Acest termen este preferat celui de klippă sedimentară datorit lui P. Lamare (1948), întrucît prin klippă se înțelege și un element morfologic de contrast, o masă izolată de roci în mijlocul unor terenuri mai puternic atacate de eroziune. Ori, olistolitele se prezintă nu numai sub formă de klippe (avînd mai mult de 10 m diametru) constituite din roci competente, compacte sau stratificate, ci și sub formă de lame și lentile de roci mai puțin competente, (șisturi argiloase, marne și gresii în strate subțiri) pe care eroziunea diferențială nu le scoate în evidență. Este de remarcat că olistolitele nu se găsesc încorporate numai în terenuri de tip Wildflysch ci și în formațiuni cu caractere foarte variate : anume în depozite argiloase plastice, deseori omogene, („breciile" Tortonianului din Subcarpați), în șisturi argiloase disodiliforme (olistolite de calcare jurasice în Oligocenul șistos din împrejurimile Cîmpulungului), în depozite tipice de fliș cu ceva intercalații conglomeratice (flișul cretacic inferior pe versantul estic al Bucegilor), în conglomerate cu sedimentație normală (conglomeratele apțiene și albiene de tipul Bucegi, în masivele Bucegi și Piatra Mare ; conglomeratele vraconiene-cenomaniene din împrejurimile Branului).

În împrejurimile Comanei, ca și în restul munților Perșani se disting două mari categorii de elemente exotice, unele incorporate ca olistolite în terenurile de Wildflysch, iar altele, în general de dimensiuni mai mari, stînd pe Wildflysch și acoperite de depozite de natură diferită, conglomerate de Bucegi sau calcare urgoniene. Marile klippe care stau pe Wildflysch reprezintă ultimele lambouri, puse în loc, ale pînzei transilvane. Distincțiunea între aceste două categorii de elemente alohtone nu este întotdeauna ușor de făcut. Unele klippe din pînza acoperitoare se găsesc adînc încastrate în depozitele de Wildflysch, după toate aparențele, prin deformarea plastică a substratului, chiar în cursul alunecării depozitelor de Wildflysch ce poartă în spinarea lor klippele. Pe de altă parte depozitele eocretacice au fost deformate prin cutări posterioare punerii în loc a klippelor, ceea ce lasă să se întrevadă posibilitatea ca în anumite cazuri poziția depozitelor de Wildflysch în acoperișul klippelor să fie datorită unei tectonici secundare. În fine, este de luat în considerație și deplasarea

Institutul Geologic al României

anumitor klippe sub acțiunea gravitației pe pantele create prin eroziunea recentă. Toți acești factori ne pot induce în eroare cu privire la anumite klippe care inițial se găseau deasupra depozitelor de Wildflysch și care ocupă acum o poziție joasă în raport cu marile klippe acoperitoare din pînza transilvană. În fond însă distincțiunea dintre cele două categorii de elemente alohtone nu are o importanță esențială, întrucît atît olistolitele cît și klippele pînzei care acoperă formațiunea de Wildflysch, au aceeași origină. Această distincțiune ne apare utilă numai în măsura în care poate arunca anumită lumină cu privire la etapele de progresiune și punere în loc a pînzei. În descrierea ce urmează vor fi grupate împreună elementele alohtone a căror natură de olistolit este evidentă, iar în altă categorie klippele mari care stau pe Wildflysch, sau sînt în parte acoperite de Wildflysch, iar în rest suportă depozitele eocretacice mai tinere ce constituie cuvertura generală, post-tectonică, a pînzei transilvane și a formațiunii de Wildflysch.

Olistolitele încorporate depozitelor de Wildflysch. În sectorul Comana se disting două zone ce diferă prin natura olistolitelor.

În apropierea masivului cristalin al Gîrbovei olistolitele sînt constituite din :

1. Calcare ale Norianului, albe, masive, în majoritate recifale ;
2. Marne roșii ale Hettangianului superior cu *Ectocentrites petersi* (H a u e r) și *Schlotheimia marmorea* (O p p.), *Paradasyceras*, *Aegolytoceras* ;
3. Calcare sinemuriene roșii, subnoduloase cu *Arietites* și *Arnioceras* ;
4. Diabaze, serpentinite și jaspuri roșii asociate, de vîrstă triasică.

De remarcat că depozite eoliasice de facies Adneth nu au fost încă semnalate în sectorul Comana, ci numai în defileul Oltului.

Într-o zonă mai îndepărtată față de masivul cristalin olistolitele sînt constituite din :

1. Șisturi cristaline, anume filite și șisturi cuarțitice negre, satinate cu benzi interstratificate de cuarț (afluent stîng al văii Lupșei, în aval de Pîrîul Smălțuit), sau șisturi sericitoase (est de pîrîul Cuciulatei) ;
2. Calcare campiliene în plăci, cu *Myophoria costata*, formînd mari lentile încorporate depozitelor de Wildflysch în împrejurimile Cuciulatei și Lupșei ;
3. Calcare mediotriasice cenușii, uneori masive și puternic diaclazate ;
4. Marne și calcare, de vîrstă triasică sau liasic-inferioară, lumașelice, bituminoase, cu faună constituită din specii de *Cardinia*, *Anodontophora* (?), *Modiolus* și mici gasteropode aparținînd genurilor *Promathilda*

Institutul Geologic al României

(*Teretrina*) aff. *P. bolina* (M ü n s t e r) și *Zygopleura* (aff. *Z. walmstedti* K l i p s t e i n), pe un mic afluent pe dreapta al văii Lupșa, în aval de confluența cu pîrîul Băieșilor;

5. Succesiune de gresii calcaroase, gresii silicioase și calcare în parte spatice, reprezentînd Pliensbachianul; calcarele sînt stratificate, cenușiu-gălbui, cenușiu-verzui, uneori roșcate, cu belemniți și *Liogryphea cymbium* (Comana, valea Racilei, Cuciulata); urmează marne nisipoase gălbui cu belemniți probabil din Liasicul superior.

6. Marne, siltite și calcare marnoase mediojurasice, stratificate în lespezi, cu *Posidonia buchi* și *Paroecotraustes* (pîrîul Băeșilor).

7. Diabaze și serpentinite, cu care se găsesc intim asociate șisturi satinate, jaspuri și calcare noduloase roșii, de vîrstă triasică.

Calcarele cu *Liogryphea cymbium* se apropie atît în ce privește faciesul, cît și asociația de faună, de cele ale Carixianului (Pliensbachian inferior) din Munții Apuseni (Pădurea Craiului).

La Comana de Sus, în versantul din dreapta văii Comana, calcarele medioliasice spatice (crinoidale), constituie cîteva blocuri mari înglobate în Wildflysch, sub masa puternică a calcarelor mediotriasice din Pleașa. La N de Pleașa Lupșei aceleași calcare se găsesc placate pe calcare mediotriasice formînd împreună un mic olistolit. Depozitele pliensbachiene apar pe o suprafață mai întinsă în bazinul văii Racilei. Aici succesiunea lor cuprinde la partea inferioară gresii silicioase, gălbui, uneori cu galeți rotunjiți de cuarț, în partea mijlocie — calcare spatice și nisipoase pînă la grezo-calcare, în strate de 10—30 cm sau bancuri groase, iar în partea superioară—marne și siltite gălbui. Între masa calcarelor mediotriasice din Pleașa și depozitele liasice există, cel puțin local, raporturi anormale. Pe un afluent pe dreapta al văii Racilei se observă clar poziția calcarelor mediotriasice peste depozitele Liasicului mediu. Dar în bazinul văii Lupșa și în șeaua Pleșelor calcarele medioliasice stau pe calcarele mediotriasice, ceea ce arată că în aria de origină a pînzei, exista un sector unde Liasicul mediu se găsea în poziție discordantă pe Triasicul mediu.

Marnele și calcarele cu *Posidonia buchi* și *Paroecostraustes*, care apar pe pîrîul Băeșilor, sînt cele din care provine fauna considerată de M. I l i e ca neocomiană. Faptul că aceste depozite nu aparțin însă Neocomianului, ci Doggerului, a fost pus în evidență de M. D u m i t r i u și C r i s t i n a D u m i t r i u (1964).

O confuzie similară a existat în legătură cu Doggerul superior cu *Posidonia buchi*, care apare în valea Peleșului (Bucegi) și a cărui depozite au fost în mod eronat atribuite de O. P r o t e s c u, Barremianului (D. P a t r u l i u s, 1952).

Institutul Geologic al României

O menţiune specială trebuie făcută cu privire la rocile eruptive care se găsesc în terenurile de Wildflysch : diabaze şi serpentinite. Reamintim aici că rocile eruptive mezozoice care apar în defileul Oltului au fost considerate de unul din noi ca fiind în parte de vîrstă eocretacică (unele diabaze, gabbrourile şi serpentinitele) şi în parte de vîrstă triasică (porfirele alcaline şi diabazele intim asociate porfirelor). Principalul argument invocat în favoarea vîrstei eocretacice a anumitor roci bazice îl constituie prezenţa unor jaspuri verzui cu radiolari şi a unor şisturi satinate roşii şi verzui, comparabile cu „stratele de Azuga" şi intim asociate rocilor eruptive (diabaze în valea Cetăţelei, diabaze în culcuşul calcarelor noriene din masivul Surmanul, gabbrourile şi diabazele de la staţia Olt). În ce priveşte, însă, silicolitele roşii bogate în hematit, care se întîlnesc în acelaşi sector, şi mai la N, în împrejurimile Vîrghişului, acestea au fost considerate ca formînd o categorie aparte, fiind de vîrstă probabil triasică.

Observaţiile recente ale autorilor în sectorul Comana şi în special în valea Lupşei, repun în discuţie vîrsta rocilor bazice, care apar în terenurile de Wildflysch. Exceptînd masa diabazelor care se găseşte dezvoltată în bazinul de recepţie al văii Lupşa, rocile eruptive bazice din sectorul Comana constituie corpuri de dimensiuni reduse, care, în cele mai multe cazuri, se prezintă sub forma unor simple blocuri înglobate în Wildflysch.

Un afloriment deosebit de instructiv poate fi observat în valea Lupşei (fig. 6), imediat la est de Cuciulata. Aici se întîlneşte o lentilă

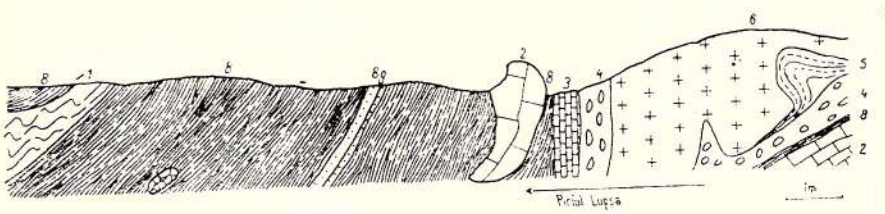


Fig. 6. — Schiţă a malului drept al văii Lupşei, arătînd blocuri şi olistolite de calcare triasice şi de diabaze înglobate în formaţiunea de Wildflysch eocretacic.

1, calcare campiliene în plăci; 2, calcare cenuşii puternic diaclazate; 3, calcar şistos; 4, calcar marnos nodulos roşu cu Halobiidae; 5, şisturi satinate şi jaspuri roşii; 6, diabaze; 7, bloc de calcarenit cu belemniţi (Jurasic şi Neocomian); 1–7 blocuri în Wildflysch; 8, şisturi argiloase şi argile negricioase şi cenuşii-verzui; 8 g, gresie micacee cenuşiu deschis intercalată în şisturile argiloase ale formaţiunii de Wildflysch.

Esquisse de la rive droite de Valea Lupşei, mettant en évidence des blocs et des olistolithes de calcaires triasiques et de diabases englobés dans la formation de Wildflysch éocrétacé.

1, calcaires campiliens en plaques; 2, calcaires cendrés puissamment diaclasés; 3, calcaire schisteux; 4, calcaire marneux noduleux rouges à Halobiidés; 5, schistes satinés et jaspes rouges; 6, diabases; 7, bloc de calcarénite à Bélemnites (Jurassique et Néocomien); 1–7, blocs enrobés dans le Wildflysch; 8, schistes argileux et argiles noirâtres et cendrée-verdâtre; 8 g, grès micacé gris clair intercalé dans les schistes argileux de la formation de Wildflysch.

Institutul Geologic al României

de diabaz pe suprafața căreia sînt placate șisturi satinate, jaspuri și calcare noduloase roșii. Atît în aval cît și în amont, diabazele și calcarele sînt flancate de depozite de Wildflysch. Calcarele noduloase roșii placate pe diabaze conțin în abundență radiolari și prodissoconce de lamelibranchiate pelagice, foarte probabil Halobiide. Microfaciesul acestor calcare nu se deosebește de cel al calcarelor mediotriasice din autohton. Astfel diabazele, șisturile satinate, jaspurile și calcarele roșii și cenușii asociate lor, constituie, în ansamblu, un olistolit înglobat în depozitele de Wildflysch. Mai în aval, în patul pîrîului, se observă o lentilă de silicolit hematitic în contact cu diabaze, iar în versanți lame de calcare campiliene și corpuri de serpentinite de dimensiuni reduse, înglobate în Wildflysch.

Aceleași observații impun și reconsiderarea vîrstei atribuită anumitor roci eruptive din defileul Oltului.

Nu este exclus ca majoritatea, dacă nu totalitatea rocilor bazice (diabaze, gabbrouri, serpentinite) din defileul Oltului să aparțină Triasicului, aceste roci — împreună cu jaspurile și șisturile asociate — fiind încorporate ca olistolite în terenurile de Wildflysch sau constituind klippe din pînza transilvană. G. Cioflica și G. Udubașa, bazîndu-se pe modul de zăcămînt și prezența unor fragmente de roci eruptive în calcarele triasice ajung în ultimul timp la o concluzie similară[1]). Se revine astfel la vechiul punct de vedere al lui Herbich și a lui Szenpétery care atribuiau Triasicului toate rocile eruptive mezozoice din munții Perșani, dar bazați pe premise false, întrucît acești autori înglobau la Triasic și terenurile de Wildflysch eocretacic în care se găsesc rocile eruptive.

Trebuie adăugat în plus că șisturile satinate și jaspurile roșii, care se găsesc în defileul Oltului placate pe diabaze (valea Cetățelei) și care au fost comparate de unul din noi cu „șisturile de Azuga" (D. Patrulius, 1954) sînt identice celor semnalate în valea Lupșei și ca atare aparțin foarte probabil Triasicului.

Marile lambouri ale pînzei transilvane. În ce privește această pînză este de reamintit că pe teritoriul munților Perșani partea ei frontală se urmărește pe o distanță în jur de 45 km, între Comana de Sus, la SW, și Merești, la NE. Pe toată această lungime ea apare desmembrată în klippe, dintre care cele mai întinse acoperă o suprafață de 6—12 km². De remarcat că fragmentarea în klippe a pînzei nu se datorește decît în anumite cazuri eroziunii cuaternare, sau în general eroziunii post-cretacice.

[1]) Comunicare orală.

Institutul Geologic al României

În defileul Oltului, între klippe se interpun uneori conglomerate apțiene, iar în sectorul Comana, calcare apțiene. Alcătuirea stratigrafică a principalelor klippe se schimbă în direcție. În sectorul Merești, cercetările mai recente ale lui D. J i p a [1]) au arătat că principala klippă cuprinde calcare noriene, precum și calcare recifale neojurasice (Cheile Vîrghișului).

Mai la S, în sectorul Vîrghiș-Racoșul de Sus, marile klippe sînt constituite din calcare anisiene și probabil ladiniene (D. P a t r u l i u s, 1960), în defileul Oltului — din porfire alcaline și diabaze probabil ladiniene, calcare carniene roșii și calcare noriene albe.

În sectorul Comana se disting două categorii de mari klippe. Cele situate în apropierea masivului cristalin al Gîrbovei, într-o zonă orientată SW — NE, sînt constituite din calcare carniene roșii și calcare noriene albe. În bazinul superior al văii Lupșa aceste calcare se așternpe o pînză întinsă de diabaze, care aparține și ea Triasicului, și suportă local calcare urgoniene.

Klippele dintr-o zonă mai îndepărtată, orientată și ea SW — NE, cuprind calcare campiliene în plăci și calcare mediotriasice stratificate în bancuri.

Calcarele carniene roșii constituie apariții sporadice sub calcarele Norianului (la NE de vîrful Pietrișului și în Valea Largă afluent pe dreapta al Comanei). Sînt noduloase și cu matrice marnoasă sau stratificate în plăci de 3—6 cm grosime, cu suprafețe noduloase. Au de la cîțiva metri la cîțiva zeci de metri grosime și aspectul lor este identic celui al calcarelor carniene din defileul Oltului și foarte asemănător cu cel al calcarelor de Adneth cu care pot fi ușor confundate.

Calcarele noriene albe, sînt masive, uneori bogate în fosile (corali, alge, *Aulotortus*), deseori cu structură microdetritică (calcarenite). Dintr-o varietate mai fin granulară a acestor calcare provin exemplarele de *Monotis haueri* K i t t l, găsite, de M. D u m i t r i u și C r i s t i n a D u m i t r i u, pe dealul Pietrișului. Aici și mai la vest (pînă în pîrîul Băeșilor) calcarele Carnianului, sau direct cele ale Norianului, stau pe diabaze. În acest loc se observă deci aceleași raporturi ale klippelor mari de calcare neotriasice cu rocile eruptive, ca și în defileul Oltului. În această privință trebuie să reamintim că în defileul Oltului masa rocilor eruptive alohtone cuprinde nu numai porfire, dar și diabaze. Mai este și un alt fapt care pledează pentru caracterul alohton, în pînză, al diabazelor din dealul Pietrișului — valea Oalei — pîrîul Băeșilor, considerate mai înainte de

[1]) Aducem cu acest prilej viile noastre mulțumiri lui D. J i p a pentru materialul paleontologic colectat în sectorul Merești și pe care ni l-a remis pentru studiu.

Institutul Geologic al României

M. Ilie (1953) ca formînd un lacolit incastrat în şisturile cristaline. Aceste roci prezintă structura curgerilor submarine (pillow-lava), iar în valea Lupşei stau pe Wildflysch şi suportă depozite de Wildflysch, dar spre masivul cristalin al Gîrbovei, baza lor vine în contact cu diferiţi termeni ai seriei eocretacice (flişul calcarenitic, orizontul bazal roşu) şi chiar cu calcarele Doggerului autohton (fig. 7). Faptul că în valea Lupşei

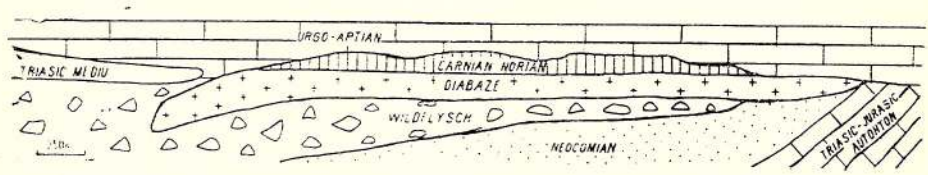


Fig. 7. — Reprezentarea schematică a poziţiei primului eşalon al pînzei transilvane (diabaze şi calcare neotriasice) la sfîrşitul Apţianului.

Représentation schématique de la position du premier échelon de la nappe transylvaine (diabases et calcaires néotriasiques) à la fin de l'Aptien.

aceste diabaze sînt acoperite de Wildflysch, capătă o importanţă specială pentru interpretarea tectonicei. Asupra acestei chestiuni vom reveni mai departe.

Calcarele campiliene care se găsesc la baza klippelor din a doua zonă constituie numai apariţiuni sporadice şi de grosime redusă (valea Lupşei, în amont de confluenţa cu Pîrîul Smălţuit). În majoritatea cazurilor, aceste calcare se întîlnesc ca olistolite înglobate în depozitele de Wildflysch.

Calcarele mediotriasice constituie puternicele klippe din : Pleaşa — Pleaşa Lupşei (12 km², inclusiv klippele învecinate separate prin eroziune din masa principală), Pleşiţa Corbului (> 2 km²), Măgura Cuciulatei (> 2 km²). Aceste klippe sînt constituite predominant din calcare cenuşiu deschis pînă la cenuşiu închis-negricios, fin granulare, în strate de 10—100 cm grosime, separate prin diasteme sau strătuleţe de marne cenuşii, deseori cu tentă de alteraţie verzuie. Feţele de stratificaţie sînt de obicei noduloase şi acoperite de o peliculă marnoasă. Se disting varietăţi compacte, micronoduloase, în parte vermiculate, şi subnoduloase. Interstiţiile calcarelor cenuşii, micronoduloase, sînt deseori umplute cu un material marnos roşcat sau portocaliu. Mai rar se observă o varietate de calcar submarnos, cu textură laminară (baza klippei din Măgura Cuciulatei, fig. 8 şi 9).

Alte tipuri de roci care iau parte la constituţia marilor klippe din pînza Perşanilor, în sectorul Comana, sînt dolomite şi calcare roşii subno-

Institutul Geologic al României

duloase, pînă la noduloase sau masive. Dolomitele apar sporadic şi cu dezvoltare redusă la baza klippelor (klippele Pleşiţa Corbului şi Pleaşa—Pleaşa Lupşei, la S de Cuciulata).

Calcarele roşii, subnoduloase, mai rar noduloase, sau compacte, constituie bancuri groase. Uneori sînt pătate cu cenuşiu sau prezintă un

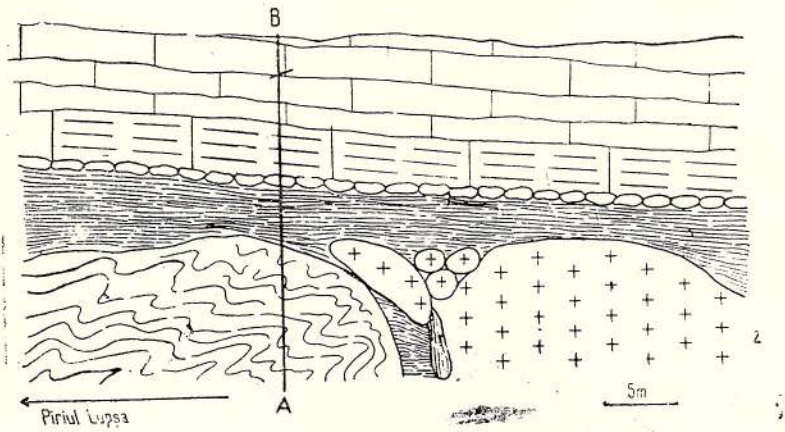


Fig. 8. — Schiţă arătînd contactul calcarelor mezotriasice din Măgura Cuciulatei (4—6) cu depozitele eocretacice de facies Wildflysch (3) în care se găsesc cuprinse olistolite de calcare campiliene în plăci şi de serpentinite; versantul din dreapta văii Lupşei, la E de Cuciulata (A—B: secţiunea din fig. 9).

Esquisse indiquant le contact des calcaires mésotriasiques de Măgura Cuciulatei (4—6) avec les dépôts éocrétacés de faciès Wildflysch (3) à olistolithes de calcaires campiliens en plaques et de serpentinites; versant droit de Valea Lupşei, à l'E de Cuciulata (A—B: coupe de la fig. 9).

aspect marmorean. Pe alocuri conţin frecvente accidente silicioase, noduloase de un roşu mai închis.

Aceste calcare roşii se găsesc dezvoltate la diferite nivele în succesiunea calcarelor stratificate cenuşii, începînd din bază (Măgura). În klippa din Pleaşa—Pleaşa Lupşei, ele constituie 1—2 intercalaţii mai groase (pînă la 50 m grosime) una la partea mijlocie a succesiunii şi alta la partea superioară.

În general fauna calcarelor mediotriasice este foarte săracă. În calcarele roşii se întîlnesc uneori fragmente de echinoderme (valea Gardului), iar în anumite calcare cenuşii, fin granulare, cu pete roşii, din Pleaşa Lupşei — rare brachiopode (*Spiriferina*, *Mentzelia*, *Spirigera*). Grosimea calcarelor mediotriasice din Pleaşa Lupşei atinge 800 m.

Institutul Geologic al României

Diferitele roci alohtone descrise mai sus pot fi grupate într-o singură coloană stratigrafică (fig. 10) începînd cu Werfenianul superior și terminînd cu Doggerul superior. Ea cuprinde probabil și calcarele rhetiene negre, cu megalodonte de talie mare, semnalate de D. P r e d a și M. I l i e

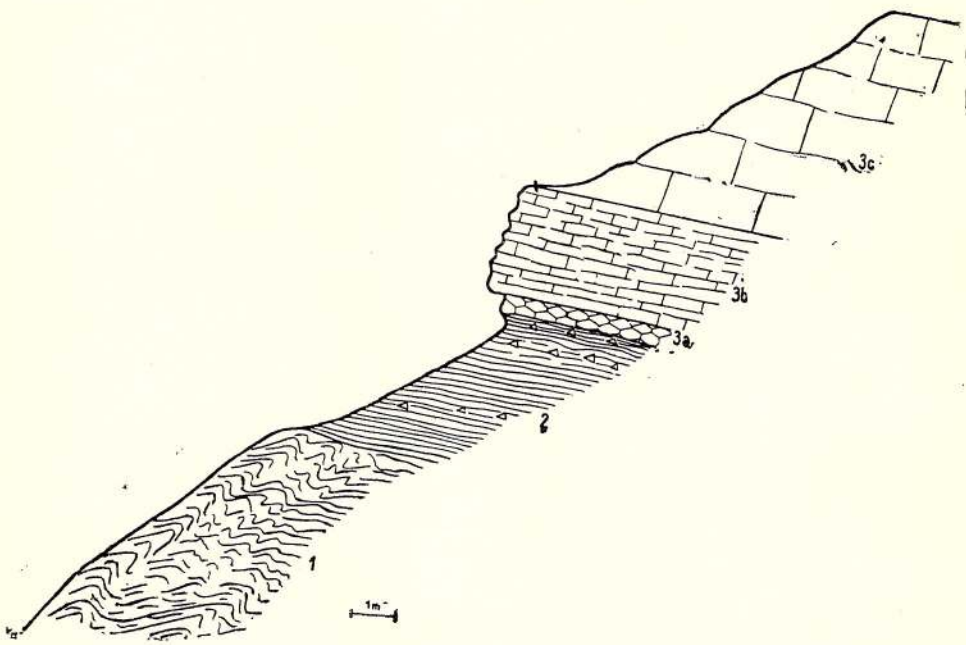


Fig. 9. — Secțiune în versantul din dreapta al Văii Lupșa, la E de Cuciulata arătînd contactul între klippa de calcare mediotriasice din Măgura Cuciulatei și formațiunea de Wildflysch eocretacic cu olistolite de calcare campiliene.

1, calcare campiliene în plăci cu *Myophoria costata*; 2, argile negre și verzui cu fragmente remaniate de calcare triasice negricioase (Wildflysch eocretacic); 3, Triasic mediu; 3a, calcar nodulos roșu-violaceu în baza klippei din Măgura Cuciulatei; 3b, calcar cu textură laminară; 3c, calcare cenușii în bancuri.

Coupe géologique du versant droit de Valea Lupșei, à l'E de Cuciulata indiquant le contact entre la klippe de calcaires médiotriasiques de Măgura Cuciulatei et la formation de Wildflysch éocrétacé à olistolithes de calcaires campiliens.

1, calcaires campiliens en plaques à *Myophoria costata*; 2, argiles noires et verdâtres à fragments remaniés de calcaires triasiques noirâtres (Wildflysch éocrétacé); 3, Trias moyen: 3a, calcaire noduleux rouge-griotte en base de la klippe de Măgura Cuciulatei; 3b, calcaire à texture laminaire; 3c, calcaires cendrés en bancs.

(1940) în valea Lupșei. Comparînd această coloană cu cea a depozitelor triasice și jurasice autohtone, se constată următoarele deosebiri:

În zona de facies din care provin olistolitele și lambourile pînzei transilvane, Triasicul inferior și mediu are cel puțin 1 000 m grosime, în timp ce în zona de facies a autohtonului numai 50—200 m. Ladinianul și

Institutul Geologic al României

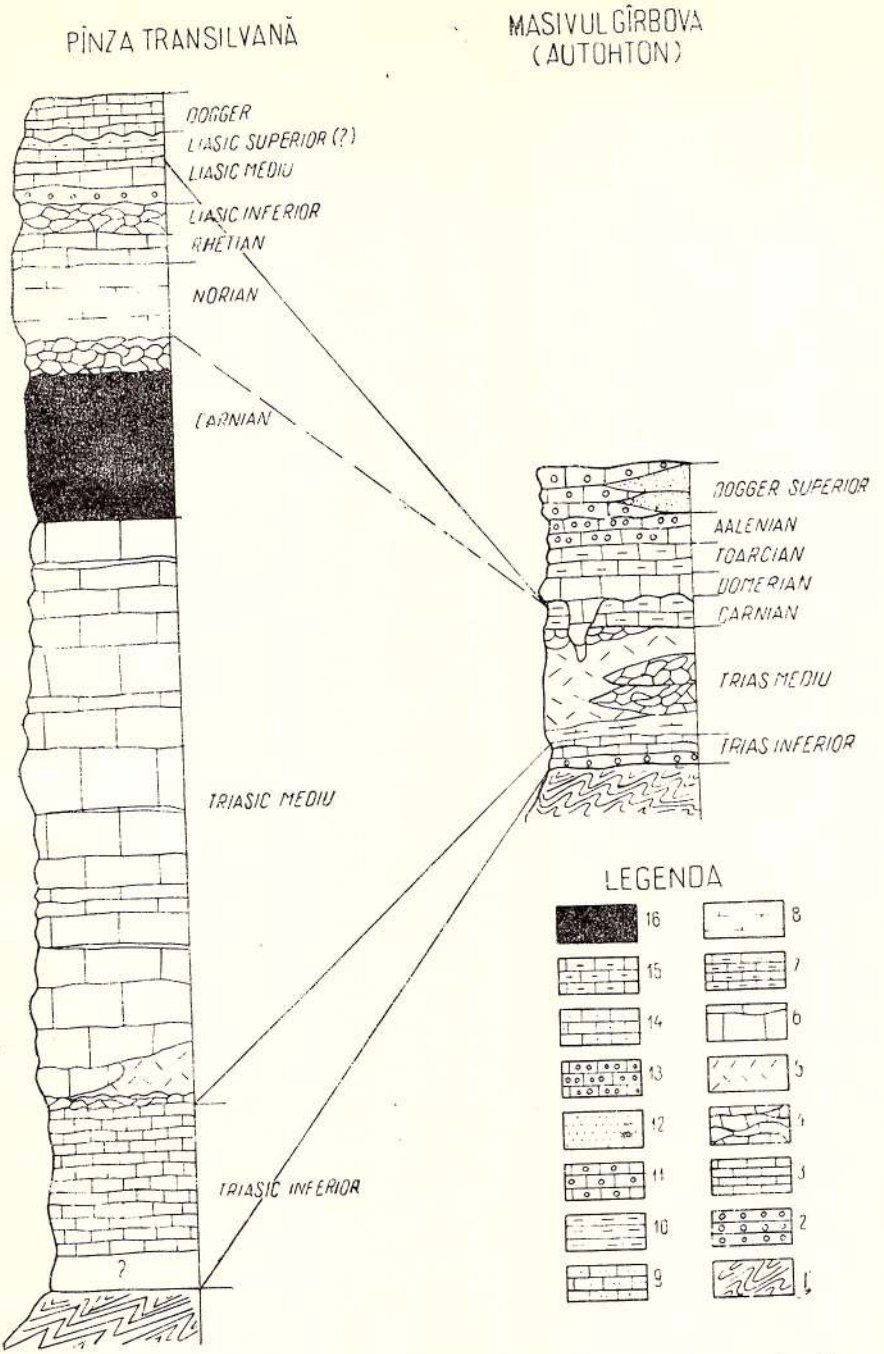


Fig. 10. — Coloane stratigrafice comparative ale terenurilor triasice-jurasice.

1, șisturi cristaline; 2, gresii și conglomerate; 3, calcare în plăci; 4, calcare noduloase și subnoduloase; 5, dolomite; 6, calcare în bancuri; 7, calcare marnoase; 8, calcare masive; 9, calcare spatice; 10, marne nisipoase; 11, calcare algolitice în bancuri; 12, gresii; 13, calcare oolitice-limonitice; 14, calcare și marne nisipoase în plăci; 15, calcare cu accidente silicioase; 16, diabaze.

Colonnes stratigraphiques comparatives des terrains triasiques-jurassiques.

1, schistes cristallins; 2, grès et conglomérats; 3, calcaires en plaques; 4, calcaires noduleux et subnoduleux; 5, dolomies; 6, calcaires en bancs; 7, calcaires marneux; 8, calcaires massifs; 9, calcaires spathiques; 10, marnes sableuses; 11, calcaires algolithiques en bancs; 12, grès; 13, calcaires oolithiques-limonitiques; 14, calcaires et marnes sableuses en plaques; 15, calcaires à accidents siliceux; 16, diabases.

IGR Institutul Geologic al României

eventual Carnianul inferior al seriei alohtone cuprinde roci eruptive bazice, dar seria autohtonă este lipsită de asemenea roci. Dolomitele sînt foarte slab dezvoltate în Triasicul mediu alohton, în timp ce în seria autohtonă ocupă pe alocuri tot acest interval. Calcare hettangiene și pliensbachiene se întîlnesc numai în succesiunea depozitelor alohtone, în timp ce pe Triasicul autohton, prima transgresiune jurasică are loc în Domerian. Doggerul din cele două serii îmbracă faciesuri diferite.

D) TERENURILE NEOAUTOHTONE (CUVERTURA CRETACICĂ ȘI NEOGENĂ A PÎNZEI TRANSILVANE ȘI A PALEOAUTOHTONULUI)

În sectorul Comana primul termen din cuvertura klippelor este constituit din calcare urgoniene (Urgo-Apțian) avînd local în bază un nivel de depozite detritice. La E de valea Oalei succesiunea depozitelor cretacice neoautohtone se complică prin dezvoltarea progresivă a unui pachet omogen de marne și siltite cenușii-gălbui, cu rare intercalații de brecii și gresii calcaroase, cuprins între două orizonturi de calcare recifale. Dintre termenii mai noi ai Cretacicului, care se întîlnesc în partea centrală și pe versantul estic al munților Perșani, în împrejurimile Comanei pare să fie reprezentat numai Vraconian-Cenomanianul.

Apțian superior. Calcarele apțiene sînt în general masive, deseori de culoare roșcată și conțin o bogată faună cuprinzînd orbitoline, ? octocorali (*Coptocampylodon*, specie nouă), hexacorali, pachiodonte, specii de *Lithophaga*, nerinei. Baza Urgo-Apțianului este constituită din pietrișuri de cuarț și șisturi cristaline cu matrice nisipoasă roșie (Gîrbova), din calcare cu galeți diseminați de cuarț sau microconglomerate cuarțitice cu matrice calcaroasă (Piciora, valea Gardului), din brecii de calcare cu matrice nisipoasă, conținînd mici galeți de cuarț (Fîntîna).

Calcarele urgo-apțiene sînt larg răspîndite. Ele se întîlnesc la E de Fîntîna, stînd pe calcare mediotriasice; în valea Gardului — pe calcare mediotriasice roșii și pe Wildflysch; la N de Pîrîul Smălțuit unde au aceeași poziție; în dealul Piciora — pe dolomitele mediotriasice ale paleoautohtonului; în dealul Pietrișului — pe Doggerul autohton și local pe diabazele și calcarele neotriasice din pînză; în cursul superior al văii Oalei, pe culmea Muntelui Harham și a muntelui Gîrbova unde se așternpe șisturile cristaline. Aparițiunile de la Fîntîna, din valea Gardului, de la Piciora și, în parte, din versantul stîng al Văii Sărăței au fost atribuite de M. I l i e (1953) Malmului, iar cele din Gîrbova și valea Oalei — Cenomanianului. Vîrsta eocretacică a calcarelor roșii de la Fîntîna a fost dove-

Institutul Geologic al României

dită de M. Dumitriu și Cristina Dumitriu care au găsit în aceste roci mici orbitoline.

În ce privește calcarele de la Gîrbova, acestea conțin pachiodonte mai abundente a căror asociație este caracteristică pentru Cretacicul inferior, așa cum a fost recent constatat de S. Pauliuc [1]). Însăși exemplarul provenind din acest loc și figurat de M. Ilie (1953) sub numele de *Caprina* aff. *striata* d'Orbigny, nu aparține genului citat, ci reprezintă o specie carenată de *Requienia*. Ca argument pentru prezența Cenomianului în sectorul Comana, același autor citează specia *Exogyra columba* în valea Comanei și valea Racilei. Cel puțin în valea Racilei, nu se întîlnesc depozite mezozoice mai noi decît Neocomianul, iar singurele roci ce conțin în acest loc ostreide sînt calcarele cu *Liogryphea* ale Liasicului mediu. Aceleași roci apar și în versantul drept al văii Comana sub formă de mici olistolite.

Vraconian-Cenomanian. Dintre toate ivirile de depozite cenomaniene, semnalate de M. Ilie în împrejurimile Comanei, singurele care au această vîrstă se găsesc localizate pe versantul stîng al Văii Sărății. Este vorba de gresii slab consolidate, pînă la nisipuri cu pietriș de cuarț, peste care urmează calcarenite nisipoase cu alge Corallinacee (*Arhaeolithothamnium amphiroaeforme* Rothpletz), local microconglomeratice, cu elemente diseminate de cuarț.

La N de valea Sărății, pe Piciora, se găsesc conglomerate — brecii cu elemente de calcare triasice, mediojurasice și urgoniene care ar putea să aibă aceeași vîrstă.

NEOGEN ȘI PLEISTOCEN

Succesiunea terenurilor neogene și pleistocene cuprinde :

1. Conglomerate-brecii slab consolidate, cu elemente de calcare și cristalin, precum și marne, la fundul văii Cascadelor.

2. Un pachet de tufuri dacitice tortoniene, asociate local cu brecii și megabrecii de calcare triasice avînd matricea constituită din tuf și marne cu globigerine. Breciile se găsesc dezvoltate la baza acestui pachet (valea Lupșei) sau alternează cu tufurile (Vîlceaua).

3. Marne tortoniene cenușii, uneori foioase, cu rare intercalații de gresii fine.

4. Bazalte, piroclastite și tufite bazaltice, de vîrstă levantină sau pleistocen-inferioară.

[1]) Comunicare orală.

Institutul Geologic al României

5. Pietrişuri, nisipuri şi argile pleistocene, local calcare albe lacustre cu *Theodoxus* (versantul estic al dealului Pleşa).

Depozitele Tortonianului acoperă un paleorelief, ocupînd golfuri adînci între marile klippe din pînză. Existenţa unui asemenea paleorelief antetortonian explică şi dezvoltarea breciilor care se găsesc asociate tufurilor.

În teritoriul cuprins între valea Comanei şi valea Lupşei, depozitele tortoniene suportă bazalte şi piroclastite bazaltice acoperite la rîndul lor de pietrişuri pleistocene. La N de valea Lupşei, culcuşul piroclastitelor şi tufitelor bazaltice — acolo unde a putut fi observat — este constituit din marne tortoniene, dar pe unele profile aceleaşi marne suportă direct pietrişuri, a căror bază corespunde ca nivel cu baza pietrişurilor pleistocene dezvoltate mai la S.

III. STRUCTURA ÎN PÎNZĂ A SECTORULUI COMANA ŞI ZONA DE ORIGINĂ A OLISTOLITELOR ŞI A KLIPPELOR DIN PÎNZA TRANSILVANĂ

S-a arătat mai sus că olistolitele şi marile klippe din sectorul Comana se găsesc grupate în două zone. În apropierea masivului cristalin al Gîrbovei elementele alohtone sînt constituite din roci eruptive, mai ales diabaze, calcare carniene şi noriene, marne hettangiene şi calcare sinemuriene, iar în zona mai îndepărtată de masivul cristalin — din şisturi cristaline, calcare campiliene, calcare mediotriasice, serpentinite şi diabaze (deseori asociate cu şisturi, calcare şi silicolite roşii), calcare neotriasice, calcare din Liasicul mediu şi din Dogger.

În interpretarea autorilor acestei lucrări, principalul element alohton al primei zone cuprinde diabazele din bazinul superior al văii Lupşei, peste care se aşează normal calcare carniene şi noriene. Diabazele şi calcarele neotriasice constituie împreună un lambou care acoperă o suprafaţă în jur de 7 km^2. După toate aparenţele, acesta reprezintă primul eşalon al pînzei pus în loc în sectorul Comana. Diabazele fiind parţial acoperite de Wildflysch, lamboul descris pare să constituie în ansamblu un mare olistolit, a cărui parte frontală mai ridicată este direct acoperită de calcarele urgo-apţiene.

Cel de al doilea eşalon al pînzei cuprinde lambourile de calcare eo- şi mezotriasice situate în zona mai îndepărtată faţă de masivul cristalin autohton. În interpretarea de faţă terenurile de Wildflysch care suportă aceste lambouri sînt cele care acoperă în valea Lupşei diabazele primului eşalon. Cu alte cuvinte, în sectorul Comana există, după autorii prezen-

Institutul Geologic al României

tei lucrări, două pachete de Wildflysch : unul situat sub masa diabazelor din primul eşalon al pînzei, cel de al doilea — deasupra diabazelor şi acoperit de lambourile celui de al doilea eşalon (fig. 11).

Este de remarcat că în defileul Oltului klippele superioare sînt constituite numai din roci eruptive şi calcare neotriasice direct acoperite de conglomerate apţiene. Aceste klippe corespund deci cu primul eşalon al pînzei din sectorul Comana.

Întrucît în sectorul Comana klippele sînt aliniate pe zone cu direcţia SW — NE, venirea lor nu a putut avea loc decît de la SE sau de la NW. Teritoriul situat la SE şi care cuprinde masivul cristalin al Gîrbovei şi împrejurimile Braşovului se exclude ca sursă a elementelor alohtone.

Cuvertura triasică-jurasică a masivului Gîrbova îmbracă faciesuri diferite şi este lipsită de anumiţi termeni reprezentaţi în klippe (roci eruptive triasice, Norian, Liasic inferior şi Pliensbachian). În împrejurimile Braşovului lipseşte complet Triasicul superior, iar calcarele mediotriasice sînt direct acoperite de depozitele Liasicului, care îmbracă aici un facies diferit de cel reprezentat în klippe (facies grezos şi grezo-argilos de tipul Gresten). Astfel rămîne ca singură sursă posibilă teritoriul situat la NW, adică partea de SE a bazinului Transilvaniei.

Ţinînd seama de distribuţia elementelor exotice din Carpaţii orientali, în special a calcarelor campiliene şi a calcarelor de Adneth, care sînt răspîndite pe un front foarte întins, măsurînd în jur de 175 km între muntele Rarău şi sectorul Comana, G. Murgeanu şi D. Patrulius (1960) au presupus că între masivul transilvan central şi masivul cristalin moldav se găseşte un şanţ cu depozite mezozoice (şanţul Maramureşului) care se bifurcă spre S ; o ramură prelungindu-se la W, iar cealaltă la E de masivul cristalin al Gîrbovei. În această privinţă, pornind de la datele obţinute prin cercetările recent întreprinse în sectorul Comana, se mai poate formula şi o altă ipoteză, anume că şanţul mezozoic transcarpatic nu se bifurcă spre S, zona de facies a Triasicului est-carpatic prelungindu-se fără întrerupere pînă în masivul Gîrbovei şi dincolo de acest masiv pînă în extremitatea vestică a Făgăraşului (Triasicul de la Bîrsa Fierului ; R. Dimitrescu, 1964) separînd două zone cu calcare campiliene şi calcare mediotriasice stratificate : la interior zona şanţului mezozoic transcarpatic, la exterior, zona Triasicului din împrejurimile Braşovului. În această ipoteză, contrar celor afirmate de unul din noi (D. Patrulius, 1963), calcarele campiliene care apar în partea centrală a munţilor Perşani sînt în totalitate, iar nu numai în parte, alohtone, iar depozitele triasice din împrejurimile Braşovului nu fac parte

Institutul Geologic al României

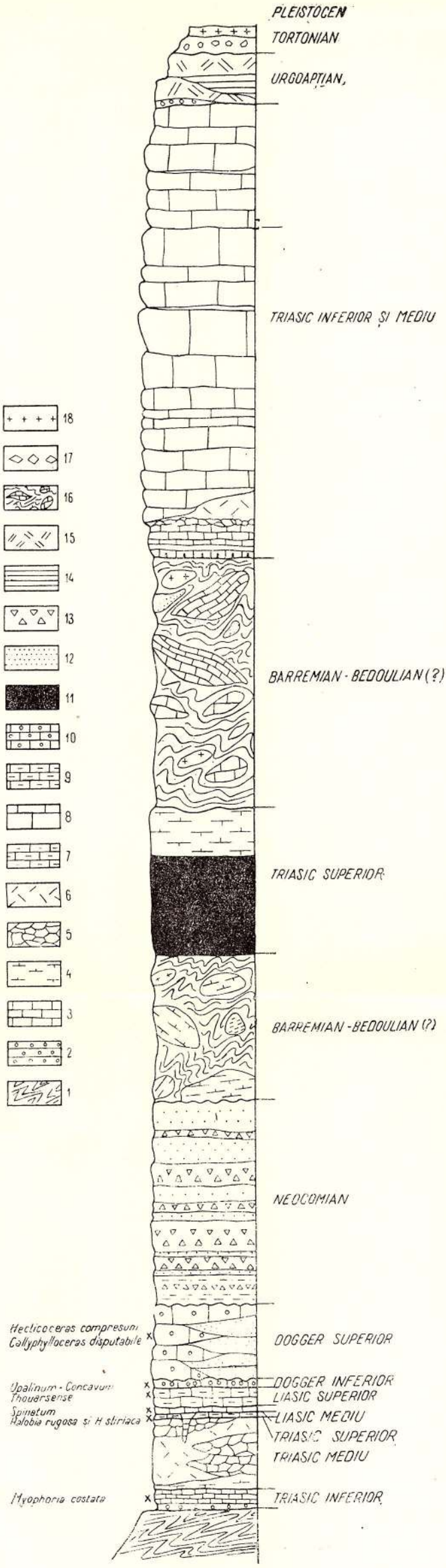


Fig. 11. — Coloană stratigrafică tectono-sedimentară.

1, şisturi cristaline; 2, gresii şi conglomerate; 3, calcare în plăci; 4, calcare masive; 5, calcare noduloase şi subnoduloase; 6, dolomite; 7, calcare cu accidente silicioase; 8, calcare în bancuri; 9, calcare marnoase; 10, calcare algolitice în bancuri; 11, diabaze; 12, gresii; 13, calcarenite; 14, marne nisipoase şi siltite marnoase; 15, calcare recifale; 16, Wildflysch; 17, brecii; 18, tuf dacitic.

Colonne stratigraphique tectono-sédimentaire.

1, schistes cristallins; 2, grès et conglomérats; 3, calcaires en plaques; 4, calcaires massifs; 5, calcaires noduleux et subnoduleux; 6, dolomies; 7, calcaires à accidents siliceux; 8, calcaires en bancs; 9, calcaires marneux; 10, calcaires algolithiques en bancs; 11, diabases; 12, grès; 13, calcarénites; 14, marnes sableuses et siltites marneuses; 15, calcaires récifaux; 16, Wildflysch; 17, brèches; 18, tuf dacitique.

Institutul Geologic al României

din zona internă de facies a acestui sistem (D. Patrulius, 1960) ci se găsesc situate la exteriorul zonei dolomitelor.

Faptul esențial, care rezultă din studiul sectorului Comana, este prelungirea șanțului mezozoic transcarpatic la W de masivul Gîrbovei. Datele referitoare la klippele din acest sector oferă cîteva indicații cu privire atît la structura cît și la evoluția orogenică a șanțului menționat. Judecînd după natura, distribuția zonară și superpoziția klippelor, se poate imagina că marginea externă a șanțului transcarpatic este constituită în segmentul său meridional din șisturi cristaline epizonale peste care se așternd depozite eotriasice; într-o zonă mai internă se situau calcarele mediotriasice stratificate urmate de depozitele transgresive ale Liasicului mediu, iar în partea centrală — o succesiune completă a Triasicului suportînd depozite eoliasice de facies Adneth. Partea centrală a șanțului este aceea care s-a ridicat mai intîi furnizînd olistolitele de calcare de Adneth și de calcare norice care se găsesc actualmente încorporate în nivelul inferior al terenurilor de Wildflysch, iar apoi lamboul de diabaze și calcare neotriasice, care constituie primul eșalon al pînzei. Acesta din urmă a alunecat peste calcarele mezoliasice și calcarele mezo- și eotriasice din zonele mai externe ale șanțului. Într-o a doua fază, ridicarea progresînd spre exterior, au fost antrenate și zonele externe din care au provenit prin prăbușire și decolare klippe de șisturi cristaline, de calcare eo- și mezotriasice și de calcare mezoliasice, iar în cele din urmă masa calcarelor eo- și mezotriasice, care constituie corpul principal al pînzei. În segmentul din care provin klippele din defileul Oltului, condițiile structurale par să fi fost întrucîtva deosebite, întrucît aici fragmentarea în klippe a afectat de la început întreaga succesiune a depozitelor triasice și jurasice, de la calcarele eotriasice la gresiile Doggerului, acestea fiind încorporate ca olistolite în terenurile de Wildflysch. În defileul Oltului pînza cuprinde numai formațiunile primului eșalon, decolat din partea centrală a șanțului (roci eruptive și calcare neotriasice), dar nu este exclus, ca mai departe spre W, sub cuvertura neogenă, să fie reprezentate și lambouri constituite din depozite triasice mai vechi.

Deși în nota lor din 1940, D. Preda și M. Ilie au făcut o apropiere între elementele exotice din Rarău și cele din munții Perșani, considerînd că și unele și altele fac parte din unitatea tectonică denumită de V. Uhlig Pînza transilvană, totuși, în lucrările ulterioare, cel de al doilea autor menționat a admis o structură în pînză numai pentru munții Perșani, iar în ce privește elementele zise „exotice" din Rarău le-a inter-

Institutul Geologic al României

pretat ca făcînd parte din cuvertura normală a şisturilor cristaline. O asemenea interpretare a structurii Rarăului, nu poate fi susţinută. În terenurile de Wildflysch barremian-bedoulian ale acestei din urmă regiuni se găsesc încorporate lentile de calcare campiliene, noriene şi eoliasice (Adneth), precum şi mari klippe de calcare neotriasice avînd pe alocuri în bază jaspuri ladiniene (Piatra Zimbrului). Peste depozitele de Wildflysch stau klippe constituite din gresii eotriasice şi din calcare masive eo- şi mezotriasice acoperite, la rîndul lor, de calcare urgoniene, marne cu orbitoline, gresii şi conglomerate (D. P a t r u l i u s şi G r. P o p e s c u, 1958). Deci structura masivului Rarău este perfect comparabilă cu cea a munţilor Perşani. Unele deosebiri de facies, în ce priveşte diferiţii termeni ai Triasicului exotic, nu schimbă tabloul general. Şi aici, depozitele triasice din principalele klippe superioare sînt mai vechi decît cele din marile klippe situate la un nivel inferior, iar deasupra klippelor şi în spaţiile dintre klippe se găsesc dezvoltate mase de calcare urgoniene, în parte roşcate, identice calcarelor urgoniene din împrejurimile Comanei.

Mai este de adăugat că cel puţin unele iviri de diabaze din masivul Rarăului reprezintă elemente alohtone (diabaze pe care se găsesc placate calcare roşii fin granulare). De altfel însăşi prezenţa unor jaspuri în Triasicul din klippe şi din cuvertura normală a şisturilor cristaline poate fi pusă în legătură cu erupţiuni submarine sincrone (D. P a t r u l i u s, 1960). Deci, există bune motive de a presupune că elementele exotice, triasice şi eoliasice, din munţii Perşani şi masivul Rarăului au, în parte cel puţin, o origine comună în şanţul transcarpatic şi că au fost puse în loc prin acelaşi mecanism. Dar în acest caz Pînza munţilor Perşani nu reprezintă altceva decît o parte a Pînzei transilvane, aşa cum a fost concepută de V. U h l i g. Se revine astfel, la o veche concepţie, dar cu o interpretare diferită a mecanismului punerii în loc.

După U h l i g, pînza transilvană a fost generată prin împingere, iar din descrierea făcută D. P r e d a şi M. I l i e, care consideră seria neagră (terenurile de Wildflysch) ca formînd o mare brecie tectonică cu klippe desrădăcinate, rezultă acelaşi lucru. În lucrările sale ulterioare, M. I l i e consideră că în munţii Perşani există o singură unitate alohtonă, o pînză de decolare gravitaţională pusă în loc după Apţian şi înaintea Cenomanianului şi constituită din calcare în plăci eotriasice (Skitian), calcare stratificate anisiene (calcare de tip Guttenstein), calcare albe ladiniene, calcare roşii şi albe neojurasice. Cît despre rocile eruptive mezozoice le consideră ca fiind în majoritate antejurasice, probabil triasice superioare (cu excepţia poate a serpentinitelor care ar putea fi eocreta

Institutul Geologic al României

cice), şi ca făcînd parte din autohton. Ivirile izolate de roci eruptive (în special diabaze) în mijlocul terenurilor eocretacice le pune în legătură cu tectonica complexă a autohtonului (structuri în solzi, lame smulse din fundament).

CONCLUZII

În concepţia autorilor prezentei note, Pînza munţilor Perşani reprezintă o parte a Pînzei transilvane, generată prin decolare şi deplasare gravitaţională, aşa cum a considerat şi M. Ilie, dar desmembrată în cursul deplasării în mari lambouri a căror punere în loc s-a petrecut în Apţian şi a fost precedată şi însoţită de acumularea unor depozite de tipul Wildflysch, de vîrstă barremiană şi eventual bedouliană. În Wildflysch se găsesc încorporate, ca olistolite, blocuri şi klippe mai voluminoase constituite din aceleaşi roci ca şi pînza. Totodată autorii consideră că punerea în loc a pînzei a avut loc în două etape, şi anume într-o primă etapă au fost puse în loc lambouri constituite din roci eruptive mezo-eventual şi neotriasice, din calcare neotriasice (atribuite mai înainte Jurasicului superior) şi din calcare recifale de tipul Stramberg (Mereşti), iar în a doua etapă — lambouri de calcare eo- şi mezotriasice. Toate rocile alohtone (din olistolite şi lambourile pînzei) pot fi grupate într-o singură coloană stratigrafică avînd în bază şisturi cristaline, iar la partea superioară calcare neojurasice). Rocile alohtone din munţii Perşani sînt considerate ca provenind din partea meridională a şanţului mezozoic transcarpatic, care se găseşte actualmente ascuns sub Paleogenul şi Neogenul din partea de SE a bazinului Transilvaniei şi care este caracterizat prin grosimea mare a Triasicului şi mai ales prin intensa activitate vulcanică la sfîrşitul Triasicului mediu şi începutul Triasicului superior (caracter comun cu Triasicul din Dobrogea de Nord).

Principalele contribuţii stratigrafice pe care le aduc autorii notei de faţă sînt următoarele :

1. Seria sedimentară paleoautohtonă cuprinde la partea ei inferioară depozite triasice, începînd cu conglomerate şi argile eotriasice şi terminînd cu calcare carniene cu Halobiide.

2. Liasicul autohton, care cuprinde Domerianul şi Toarcianul de facies calcaros şi cu faune bogate de tip celto-suab, este transgresiv pe un paleorelief al calcarelor şi dolomitelor triasice.

3. Toarcianul superior este urmat în continuitate de sedimentare de Aalenian, descris pentru prima oară în această lucrare şi a cărui depozite calcaroase cu oolite feruginoase cuprinde două nivele cu amoniţi, unul

Institutul Geologic al României

corespunzător zonei cu *Tmetoceras scissum*, cel de al doilea zonei cu *Ludwigia murchisonae*.

4. Doggerul superior autohton (inclusiv Callovianul mediu) este și el transgresiv pe un paleorelief și prezintă un facies particular, deosebit de cel al Doggerului dezvoltat pe marginea masivului cristalin al Leaotei sau în Carpații Moldovei, fiind în parte constituit din calcarenite și calcare fin granulare, albe.

5. Neocomianul autohton cuprinde un orizont argilos roșu, în parte cel puțin de vîrstă berriasiană și un fliș calcarenitic (Valanginian? — Hauterivian) prezentînd unele asemănări cu stratele de Sinaia.

6. Peste Neocomian urmează depozite de Wildflysch cu olistolite (Barremian — Bedoulian?). Aceste depozite prezintă un anumit grad de alohtonie, fiind antrenate de alunecări. Totuși ele nu par să depășească în general substratul lor normal.

7. Printre rocile alohtone, constituind olistolite încorporate formațiunii de Wildflysch sau lambouri din Pînza transilvană, se disting: șisturi cristaline; calcare campiliene în plăci; calcare mediotriasice stratificate foarte groase (cel puțin pînă la 800 m grosime), cu brahiopode spre partea lor superioară; diabaze și serpentinite aparținînd Ladinianului superior sau Carnianului inferior; calcare noduloase roșii de vîrstă carniană; calcare masive albe reprezentînd Norianul; calcare bituminoase cu bogată faună de lamelibranchiate și gasteropode (*Cardinia*, *Modiolus*, *Zygopleura*, *Promathilda*) aparținînd Triasicului sau Liasicului inferior, semnalate pentru prima oară în Carpați; marne roșii hettangiene cu *Schlotheimia*; calcare roșii sinemuriene cu *Arietites* și *Arnioceras*; gresii calcaroase și calcare spatice medioliasice cu *Liogryphaea cymbium*, roci ce nu au fost menționate pînă acum în împrejurimile Comanei; marne și calcare cu *Posidonia* ale Doggerului superior (atribuite mai înainte Neocomianului).

8. Primul termen al seriei sedimentare neoautohtone (cuverturei) este reprezentat de calcare recifale apțiene, deseori roșcate și cu un nivel detritic în bază (mai înainte atribuite Malmului și Cenomanianului).

9. Tortonianul, care reprezintă al doilea termen al seriei neoautohtone, este transgresiv pe un paleorelief foarte accidentat, cu golfuri adînc însinuate între klippe, ceea ce explică dezvoltarea locală a breciilor și megabreciilor cu calcare triasice în orizontul tufurilor dacitice și marnelor cu globigerine.

Primit: aprilie 1964.

Institutul Geologic al României

D. PATRULIUS, ELENA POPA-DIMIAN, ILEANA DIMITRIU-POPESCU

HARTA GEOLOGICĂ A IMPREJURIMILOR COMANEI -MUNȚII PERȘANI-

0 600 1200m.

Plesitele
Măgura
Cuciulata
Lupșa
Plesița Corbului
Pleasa Lupșei
Piscul Stîncos
Dl. Plesa
Comana de Jos
Comana de Sus
Fintina Staicului
Piciora
M. Peștera
Plesita
La Măguri
661
Fața Măgurii
Venetia de Sus
Vf. Pietrișului
868.7
La Herham
Girbova
895.2
v. Lupșei
v. Gacului
v. Sărăți
v. Venetioara
v. Venetiei
v. Largă
p. Comanei
p. Olt
p. Smeilui
p. Băcăților
v. Oalei
p. Vîlcelei
p. Cascadei
p. Stîncilor

LEGENDĂ

HOLOCEN
1 a. Conuri de dejecție b. Deluvii
2 c. Alunecări d. Grohotișuri
3 e. Aluviuni f. Terase

NEOAUTOHTON

PLEISTOCEN INF. 4 Pietrișuri, argile, nisipuri și calcare lacustre

LEVANTIN ?
5 Piroclastite bazaltice
6 Bazalte

CARPATIAN – TORTONIAN
7 Marne
8 a. Tufuri și marne cu Globigerine b. Brecii de calcare triasice și c. Conglomerate-brecii

VRACONIAN – CENOMANIAN 9 Calcarenite nisipoase, gresii friabile și conglomerate

APȚIAN 10 a. Pietrișuri și calcare cu galeți de cuarț, b. Calcare recifale c. Marne și siltite

PÎNZA TRANSILVANĂ ȘI OLISTOLITELE DIN WILDFLYSCH

DOGGER SUPERIOR 11 Calcare marnoase cu Posidonia buchi

PLIENSBACHIAN – TOARCIAN 12 Gresii și calcare spatice cu Liogryphaea cymbium, marne cenușii.

HETTANGIAN – SINEMURIAN 13 Marne și calcare subnoduloase roșii cu Ectocentrites petersi, Schlotheimia, Coroniceras și Arnioceras

TRIASIC SUPERIOR
14 Calcare albe masive (Norian)
15 Calcare subnoduloase și noduloase roșii (Carnian)
16 Roci eruptive bazice; diabaze δ; serpentine Ş

TRIASIC ? 17 Calcare și marne bituminoase cu Cardinia și Zygopleura

TRIASIC MEDIU 18 Calcare cenușii stratificate, calcare roșii și dolomite

TRIASIC INFERIOR
19 Calcare cenușii în plăci cu Myophoria costata
20 Șisturi cristaline

PALEOAUTOHTON

BARREMIAN – BEDOULIAN ? 21 Wildflysch – SUBPARAUTOHTON

NEOCOMIAN 22 a. Flis gresо-calcaros verzui b. Argile, siltite și jaspuri roșii

DOGGER SUPERIOR 23 Calcare albe și gresii cuarțitice

TOARCIAN – AALENIAN 24 Marne și calcare oolitice

DOMERIAN 25 Calcare roșii

TRIASIC SUPERIOR (CARNIAN) 26 Calcare în plăci cu accidente silicioase și Halobiidae

TRIASIC MEDIU 27 Calcare subnoduloase și dolomite

TRIASIC INFERIOR 28 Calcare cenușii în plăci cu Myophoria costata gresii și conglomerate roșii

29 Șisturi cristaline

30 Klippele pînzei

31 Conturul olistolitelor și contact la baza subparautohtonului

32 Falii 33 Ax de anticlinal

34 Punct fosilifer 35 I–I Pozițiile secțiunilor geologice

Desen Adriana Revecu

Imprim. atel. Inst. Geol.

HARTA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
CU LOCALIZAREA PERIMETRULUI

U. R. S. S. R. P. U. Iași Oaș Arad Mureș Brașov Ploiești R.S.F.I. Craiova BUCUREȘTI Constanța Dunăre R. P. B.

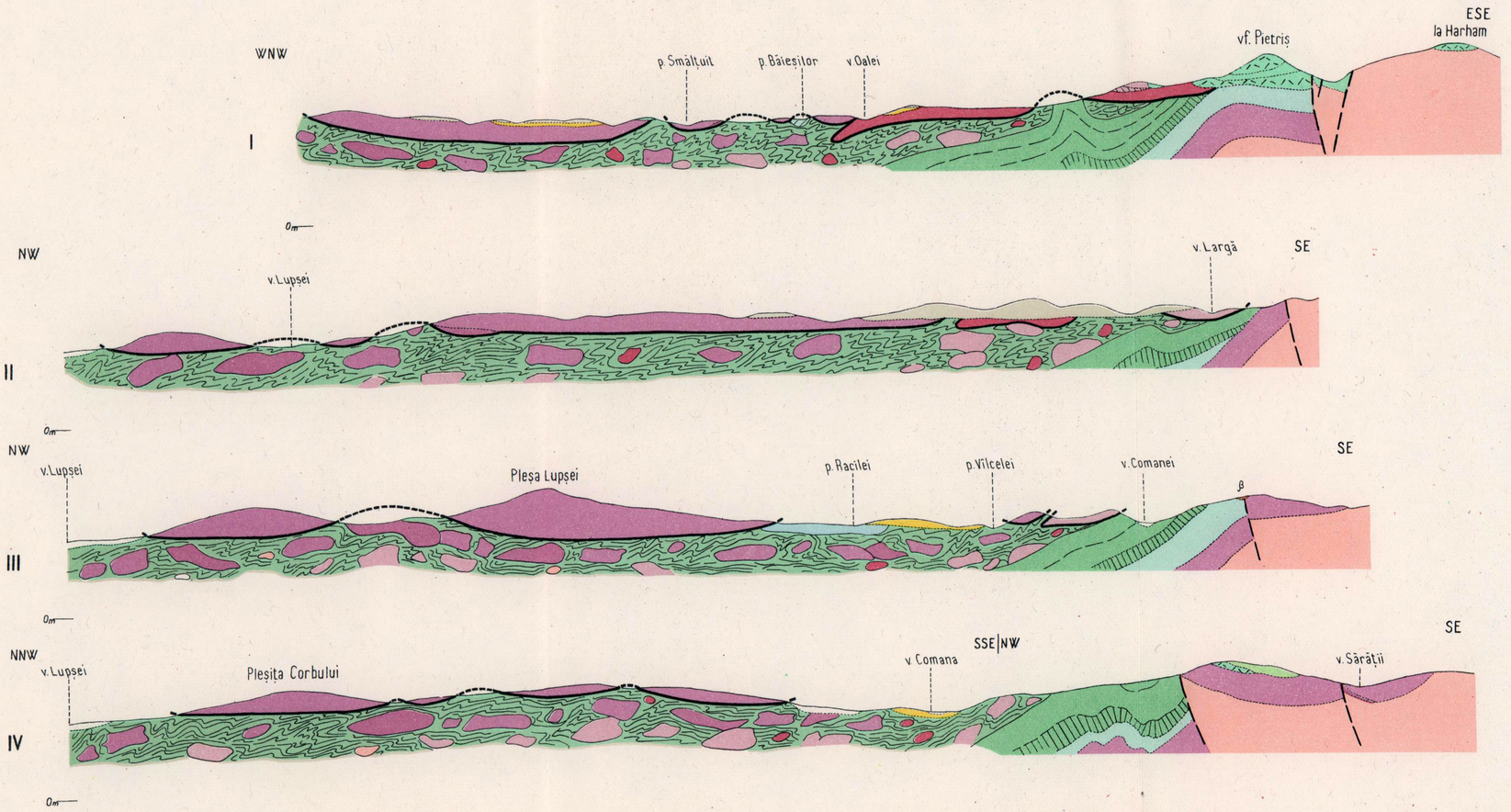
ANUARUL COMITETULUI DE STAT AL GEOLOGIEI vol. XXXV

Institutul Geologic al României

DAN PATRULIUS, ELENA POPA-DIMIAN, ILEANA DIMITRIU-POPESCU

SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN ÎMPREJURIMILE COMANEI (MUNȚII PERȘANI)

0 150 300 450 m



LEGENDA

NEOAUTOHTON

HOLOCEN	1	
PLEISTOCEN INFERIOR	2	Pietrișuri, nisipuri, argile.
LEVANTIN (?)	3	Piroclastite bazaltice.
CARPATIAN-TORTONIAN	4	Tufuri și marne cu Globigerine și brecii de calcare triasice.
VRACONIAN-CENOMANIAN	5	Calcarenite nisipoase, gresii friabile, conglomerate.
APȚIAN	6	a. Nivel bazal detritic; b. Calcare urgoniene; c. Marne și siltite

PÎNZA TRANSILVANĂ ȘI OLISTOLITELE DIN WILDFLYSCH

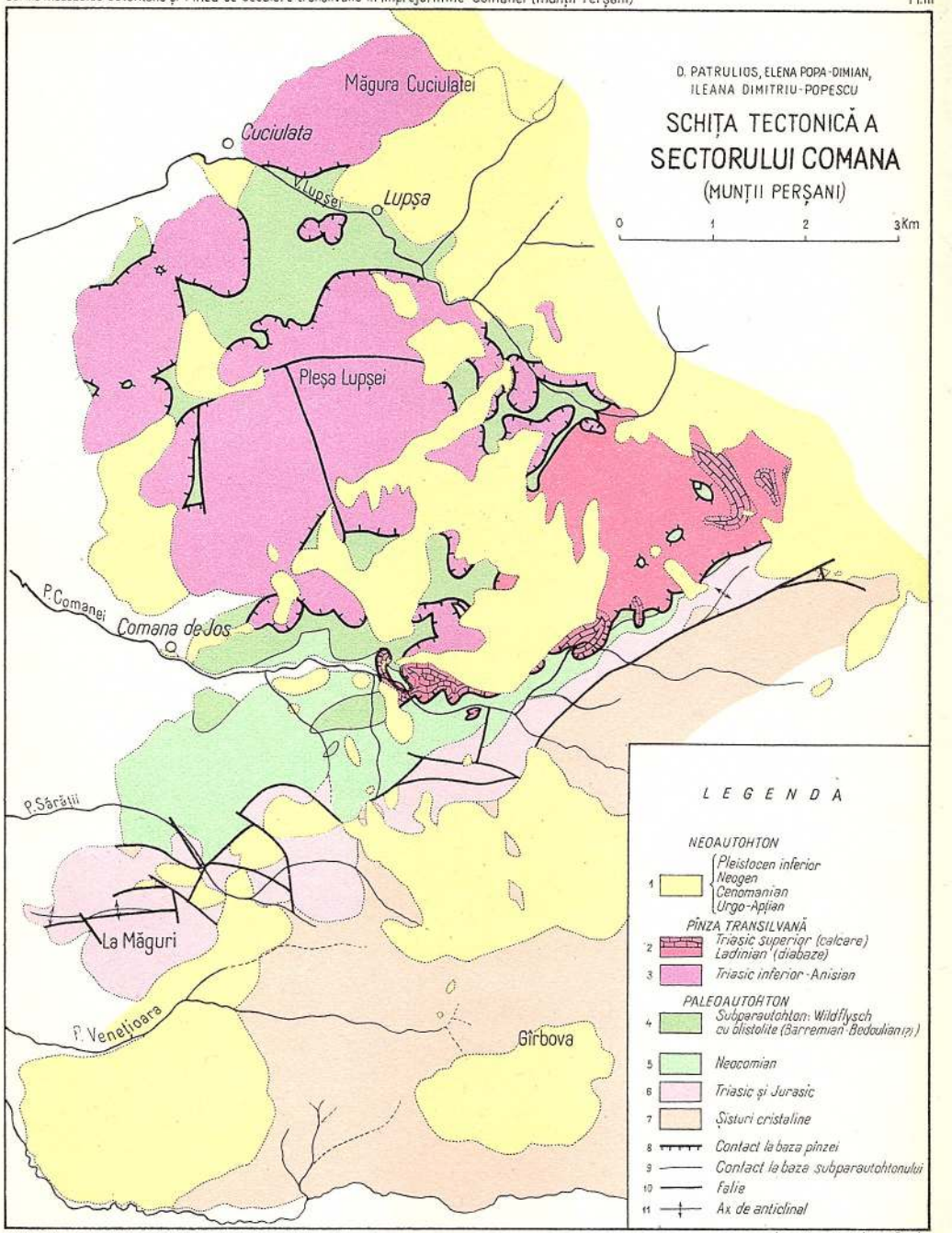
DOGGER SUPERIOR	7	Calcare marnoase cu Posidonia buchi
PLIENSBACHIAN-TOARCIAN	8	Gresii și calcare spatice cu Liogryphaea cymbium, marne cenușii
TRIASIC SUPERIOR	9 a	Calcare albe masive (NORIAN)
	9 b	Calcare subnoduloase și noduloase roșii (CARNIAN)
	9 c	Roci eruptive bazice: diabaze (LADINIAN)
TRIASIC MEDIU	10	Calcare cenușii stratificate
TRIASIC INFERIOR	11	Calcare cenușii în plăci cu Myophoria costata
	12	Șisturi cristaline

PALEOAUTOHTON

BARREMIAN-BEDOULIAN (?)	13	Wildflysch (SUBPARAUTOHTON)
NEOCOMIAN	14	a. Flis greso-calcaros verzui b. Argile, siltite și jaspuri roșii
DOGGER SUPERIOR	15	Calcare albe și gresii cuarțitice
TRIASIC MEDIU	16	Calcare subnoduloase și dolomite
TRIASIC INFERIOR	17	Calcare cenușii în plăci cu Myophoria costata
	18	Șisturi cristaline
	19	Contact la baza pînzei
	20	Falie
	21	Conturul olistolitelor și contact la baza subparautohtonului

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Bleahu M., Dimian M. (1963). Caracteristici stratonomice ale seriilor cretacice din Munţii Metaliferi (Munţii Apuseni). *Asociaţia Geologică Carpato-Balcanică. Congresul al V-lea*, III, 1 (1961). Bucureşti.

Cadish J. (1934). Geologie der Schweizeralpen. Zürich.

Dimitrescu R. (1964). Studiul geologic şi petrografic al părţii de est a masivului Făgăraş. *An. Inst. Geol.* XXXIII. Bucureşti.

Drăghici C., Drăghici Olga (1964). Contribuţii la cunoaşterea formaţiunilor sedimentare dintre Ponoare şi Călugăreni—Podişul Mehedinţi. *D. S. Inst. Geol.* L, 2 (1962—1963). Bucureşti.

Dumitriu M., Dumitriu Cristina (1964). Contribuţii la geologia Munţilor Perşani (Regiunea Comana—Căciulaţi—Lupşa). *Acad. R.P.R. Studii Cercet. Geol.-Geofiz.-Geograf. (Geol.)*. 1/9. Bucureşti.

Ilie M. (1951). Discuţiuni asupra legendei hărţii geologice a României (sc. 1 : 500.000). *D. S. Inst. Geol.* XXXI (1942—1943). Bucureşti.

Ilie M. (1953). Structura geologică a Munţilor Perşani. I. Regiunea Cuciulata—Lupşa—Comana—Veneţia. *An. Com. Geol.* XXVI. Bucureşti.

Ilie M. (1954). Structura geologică a Munţilor Perşani. II. Defileul Oltului. *An. Com. Geol.* XXVII. Bucureşti.

Lamare P. (1948). Les formations détritiques crétacées du massif de Mendibelza. *Bull. Soc. Géol. France* (5), XVI. Paris.

Murgeanu G., Patrulius D. (1960). Les formations mésozoïques des Carpates roumaines et de leur avant-pays. *Annales Inst. Géol. Hongrie*, XLIX, 1 (*Matériaux de la Conférance sur le Mésozoïque*). Budapesta.

Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N., Panin N. (1963). Stratigrafia şi sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Carpaţilor. *Asociaţia geologică Carpato-Balcanică. Congresul al V-lea* (Bucureşti 1961), III, 2. Bucureşti.

Ogniben L. (1963). Le formazione tipo wildflysch delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale). *Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova*, XXIV. Padova.

Patrulius D. (1952). Notă asupra stratigrafiei masivului Bucegi (versantul de Est). *D. S. Inst. Geol.* XXXVI (1948—1949). Bucureşti.

Patrulius D. (1954). Observaţiuni asupra depozitelor mesozoice din Bucegi şi din Perşani. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII (1950—1951). Bucureşti.

Patrulius D. (1960). La couverture mésozoïque des massifs cristallins des Carpates Orientales. *Annales Inst. Géol. Hongrie*, XLIX/1 (*Matériaux de la Conférence sur le Mésozoïque*). Budapest.

Institutul Geologic al României

Patrulius D. (1963 a). Olistolitele Masivului Bucegi. *Asociația geologică Carpato-balcanică. Congresul al V-lea București, 1961*, III, 2. București.

Patrulius D. (1963 b). Le Wildflysch et les olistolithes des Monts Perșani. *Ass. géol. karpato-balcanique, VI-éme Congrés (Varșovie—Cracovie)*. Résumés des communications.

Patrulius D., Popescu Gr. (1960). Fația dikovo flișa i klippenî osadocinovo proishajdenia v Bukovine i Maramureșe. *Malerialî karpato-balkanskoi Assoțiații*.

Preda D. M., Ilie M. (1940 a). Nouvelles contributions à la géologie de la cuvette externe des Carpates de Bucovine. *C. R. Inst. Géol.* XXIV (1935—1936). Bucarest.

Preda D. M., Ilie M. (1940 b). Présence des calcaires à *Megalodus* dans les Monts Perșani (Roumanie). *C. R. Acad. Sc. Roumanie*, IV. București.

Uhlig V. (1903). Bau aund Bild der Karpathen. Wien und Leipzig.

Uhlig V. (1907). Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzber. d. Ak. Wiss. Naturw. Kl.* B. 116, I Abt. Viena.

Wachner H. (1918). Bericht über die im Sommer 1916 im Persanyer Gebirge ausgeführten geologischen Aufnahmen. *Jahrb. ung. geol. Anstalt* (1916). Budapest.

Institutul Geologic al României

LES SÉRIES MÉSOZOÏQUES ET LA NAPPE DE DÉCOLLEMENT TRANSYLVAINE DANS LES ENVIRONS DE COMANA (MONTS PERŞANI)

PAR

D. PATRULIUS, ELENA POPA-DIMIAN, ILEANA DIMITRIU-POPESCU

Résumé

La géologie des Monts Perşani fournit l'exemple très instructif d'une nappe de décollement formée principalement de calcaires et roches éruptives triasiques et dont la venue sous forme de grandes klippes (jusqu'à 12 km de superficie) a été précédée par la sédimentation d'un Wildflysch éocrétacé. Cette structure met en évidence la connexion étroite qui existe entre l'orogenèse et la sédimentation des formations du type Wildflysch.

RECHERCHES ANTÉRIEURES

La première carte géologique plus détaillée des environs de Comana est due à H. Wachner (1918). La structure en nappe de ce secteur a été signalée beaucoup plus tard par D. Preda et M. Ilie (1940). En 1953, M. Ilie précise que l'unité tectonique qui chevauche les terrains éocrétacés est une nappe de décollement dont le pays d'origine se trouve à l'intérieur du Bassin de Transylvanie et qui a été mise en place avant le Cénomanien (phase de diastrophisme mésocrétacée). Cette nappe a été dénommée la nappe des monts Perşani ; en réalité elle ne représente autre chose que la nappe dénommée transylvaine par V. Uhlig. Les recherches entreprises par D. Patrulius (1953, 1963) dans le défilé de l'Olt (au NE de Comana) ont démontré : que dans ce secteur les klippes principales sont constituées exclusivement par des roches éruptives et par des calcaires triasiques (auparavant attribués au Malm) chevauchant une formation de type Wildflysch ; que les calcaires éoliasiques à faciès d'Adneth qu'on y trouve représentent eux-aussi un élément allochtone (olistolithes

Institutul Geologic al României

dans le Wildflysch) et que dans certains cas les rapports des calcaires campiliens en plaquettes avec le Wildflysch suggèrent que ces roches du Trias inférieur constituent non seulement des olistolithes, mais aussi le soubassement normal du Crétacé. Le premier terme de la couverture des klippes y est constitué par des conglomérats de Bucegi corrélables aux grès et conglomérats qui à l'E, dans les monts de Baraolt, représentent la partie terminale de l'Aptien.

Une contribution plus récente à l'étude du Mésozoïque des monts Perşani est due à M. Dimitriu et Cristina Dimitriu qui signalent dans les environs de Comana la présence des calcaires noriens à *Monotis haueri*, identiques à ceux du défilé de l'Olt, des calcaires urgoniens à Fîntîna (auparavant attribués au Malm), des calcaires du Domérien supérieur (à *Pleuroceras*) dans la couverture du massif de Gîrbova, une faune du Dogger supérieur dans certaines marnes et calcaires attribués par M. Ilie au Néocomien, et enfin la présence des brèches à gros blocs de calcaires triasiques dans le Tortonien.

CADRE GÉOLOGIQUE

Le massif ou îlôt cristallin de Gîrbova est une dépendance du Massif cristallin gétique (Carpates Méridionales). Le couloir de Vlădeni, formé au Crétacé supérieur, l'en sépare. Abstraction faite de ce couloir, le massif de Gîrbova se présente comme un promontoire du massif gétique entre l'aire du Mésozoïque est-carpatique et l'aire du Mésozoïque transylvain.

Le secteur de Comana embrasse l'extrémité N du massif de Gîrbova. Une bande relativement étroite de terrains triasiques, jurassiques et néocomiens en suit le bord en direction NE, les pendages étant en géneral au NW. Ces terrains appartiennent donc à l'aire du Mesozoïque transylvain. Vers le NW se développent des terrains de Wildflysch à nombreux olistolithes intercalés, constitués par des roches triasiques et jurassiques, dont le faciès diffère de celui que présentent les roches de même âge formant la couverture normale du Massif de Gîrbova. Sur le Wildflysch, ou directement sur le Néocomien, reposent de grandes klippes de calcaires et roches éruptives triasiques représentant les lambeaux de la Nappe transylvaine, démembrée au cours de son déplacement. Les roches qui constituent ces klippes présentent les mêmes faciès que les olistolithes du Wildflysch. La couverture des klippes et du paléoautochtone comprend des calcaires urgo-aptiens, des dépôts tortoniens et pléistocènes, et des basaltes avec tufs basaltiques associés, appartenant au Pliocène terminal ou au Pléistocène inférieur.

Institutul Geologic al României

SÉRIES SÉDIMENTAIRES PALÉOAUTOCHTONES

Trias. Les terrains du Trias autochtone étaient englobés jusqu'à présent dans la série attribuée au Jurassique. Leur succession comprend les termes suivants : (1) Seisien—brèches et conglomérats à matrice gréso-argileuse rouge ; argiles sableuses rouge griotte avec intercalations de grès et microconglomérats jaunâtres, rouges, violacés ou verdâtres (jusqu'à 50 m. d'epaisseur ;) (2) Campilien–calcaires et marnocalcaires en plaquettes à *Myophoria costata*, *Anodontophora* et *Gervilleia* (jusqu'à 10 m d'épaisseur) ; (3) Anisien et Ladinien–calcaires en gros bancs, souvent subnoduleux, gris ou rougeâtres, à accidents siliceux ; calcaires gris en dalles et dolomies massives ; localement, calcaires blancs massifs, en base (jusqu'à 200 m d'épaisseur) ; (4) Carnien inférieur–calcaires gris en dalles et plaquettes, lumachelliques, à recouvrements marneux verdâtres ou rougeâtres, à accidents siliceux stratiformes et à Halobies (groupes de *Halobia styriaca* et de *Halobia rugosa*) (3—11 m d'épaisseur).

Jurassique. Il y a dans les environs de Comana deux séries jurassiques : (1) Lias moyen–Aalénien et Dogger supérieur (Callovien y compris). Les terrains liasiques recouvrent un paléorelief des calcaires et des dolomies triasiques. On en distingue trois termes : (1) Domérien supérieur représenté par des calcaires rouges à *Pleuroceras*, nombreux bélémnites, laméllibranches (*Entolium*, *Chlamys*, *Liogryphaea*) et brachiopodes dont *Spiriferina alpina*, *Spiriferina* spp. (du groupe de *S. tumida*), *Zeilleria cornuta*, *Homeorhychia acuta*, *Gibbirhynchia* sp. (0—10 m) ; (2) Toarcien probablement inférieur, représenté par des marnes sombres à intercalations de calcaires et marnocalcaires sableux (10—12 m) ; (3) Toarcien supérieur constitué par des marnes et calcaires gris et jaunâtres en partie oolithiques (à limonite), à riche faune de céphalopodes dont différentes espèces de *Pseudogrammoceras*, *Grammoceras*, *Pseudolioceras compactile*, *Polyplectus discoides*, *Phymatoceras* sp., *Hammatoceras* sp., *Lobolytoceras* ? sp., *Bisiphytes striatus*, *Mesotheutis* spp. (2—3 m).

La faune du Domérien, de même que celle du Toarcien présente des affinités étroites avec celle du même âge de la province celto-souabe et se distingue nettement de la faune des calcaires de Hierlatz. Le faciès de Hierlatz a été signalé justement dans ce secteur, de même que dans le massif de Hăghimaş, mais en tenant compte du fait mentionné, on ne peut plus soutenir à présent son existence (du moins en ce qui concerne le biofaciès) sur le territoire des Carpates roumaines. En ce qui concerne l'Aalénien (Dogger inférieur) des environs de Comana, celui-ci surmonte

Institutul Geologic al României

en continuité le Toarcien et se trouve représenté par des calcaires oolithiques-limonitiques, sombres ou bruns, ayant quelques mètres d'épaisseur. Leur faune comprend dans Valea Sărăţii de nombreux céphalopodes de la zone à Scissum (*Tmetoceras scissum*, *Hudlestonia affinis*, *Leioceras* sp., aff. *L. lineatum*, *Costileioceras* sp.) et de la zone à Murchisonae (*Ludwigia murchisonae*, *Brasilia* sp. *Graphoceras* spp.). Le niveau supérieur contient également des espèces de *Pleuromya*, *Gresslya*, *Pholadomya*, *Astarte*, *Trigonastarte*, *Entolium*, *Variamussium*, *Ctenostreon*, *Eucyclus*. La faune mentionnée — surtout celle du niveau supérieur — présente des affinités étroites avec celle de l'Aalénien supérieur de Pădurea Craiului et en général avec la faune aalénienne de la province celto-souabe.

Le Dogger supérieur, transgressif sur l'Aalénien et recouvrant lui-aussi un paléorelief, comprend une gamme très variée de roches calcaires et gréseuses, dont certaines sont très différentes des roches du même âge connues en d'autres régions carpatiques.

Ce sont nottament des calcaires à teinte généralement claire, parfois blancs, finement granulaires, grumeleux, finement pseudoolithique, pseudoolithique-algolithiques, oolithiques et détritiques (calcarénites et calcirudites), à foraminifères, à gastéropodes de petite taille (*Promathilda*, Nérinées), entroques, radioles, rarement bélemnites (*Belemnopsis*) ou ammonites dont *Callyphylloceras disputabile et Hecticoceras* (*Lunuloceras*) *compressum*, cette dernière espèce indiquant la présence du Callovien moyen. Parmi les différents types de calcaires ceux à algolithes sont particulièrement remarquables.

Ces derniers se présentent sous forme de pseudoolithes ou nodules plus volumineux à structure organisée évidente (*Codiacées*), ou sans structure organisée évidente (calcaires résultant de l'activité biologique des *Cyanophycées*), mais à vague texture concentrique et parfois lobulés. Parmi les roches gréseuses on distingue des variétés gréso-calcaires (30—40% de quartz), des grès fins à ciment calcaire, ou des grès quartzitiques purs, jaunâtres. Le Dogger supérieur présente de largès variations de faciès, une grande partie des calcaires étant localement substitués par des grès. Des roches appartenant à l'Oxfordien, au Kimmeridgien ou au Tithonique n'ont pas été identifiées. Tous les affleurements auparavant attribués au Malm appartiennent soit à l'Urgo- Aptien soit au Trias.

La forte condensation du Trias et la présence de lacunes dans les séries jurassiques démontrent que le promontoire de la Gîrbova a subi maints soulèvements. Sa fonction paléogéographique et son évolution tectonique est parfaitement comparable à celle du massif cristallin moldave.

Institutul Geologic al României

Néocomien. Les terrains néocomiens sont discordants sur le Trias et le Jurassique. Leur partie basale est représentée par un horizon épais de 10—60 m, constitué par des siltites argileuses, des argilites et des jaspes rouges, avec quelques intercalations de grès tendres verdâtres et de calcarénites et calcirudites à accidents siliceux, localisées à sa partie supérieure. La partie inférieure, au moins, de cet horizon est corrélable aux marnes de Carhaga (Défilé de l'Olt), dont l'âge berriasien et valanginien est prouvé par une riche faune. Suit en continuité un flysch calcarénitique verdâtre, dont l'épaisseur atteint 350 m. Ce flysch est constitué par des schistes argileux, argilo-marneux et marneux en alternance avec des calcarénites et des gréso-calcaires en couches de 5—20 cm.

Les calcarénites présentent des accidents siliceux lentiliformes ou stratiformes et contiennent de nombreux spicules de Spongiaires et de Foraminifères, principalement Miliolides. Des gréso-calcaires en gros bancs se développent à la partie supérieure de cette formation.

On y trouve encore de rares intercalations de calcaires submarneux gris, du type des calcilutites. Par ses caractères lithologiques et stratonomiques ce flysch est comparable aux couches de Sinaia.

De la corrélation stratigraphique avec les terrains néocomiens du Défilé de l'Olt, il résulte que la formation en question comprend l'Hauterivien et peut-être aussi la partie supérieure du Valanginien.

LA SÉRIE SUBPARAAUTOCHTONE: WILDFLYSCH BARRÉMIEN-BÉDOULIEN (?)

A en juger d'après les descriptions faites par Kaufmann et Boussac, le terme Wildflysch s'applique à une formation dont la masse fondamentale, constituée par des roches principalement incompétentes, argilo-marneuses, avec quelques intercalations de flysch typique, présente les caractères texturaux particuliers des dépôts qui ont été affectés par des glissements gravitationnels et renferme des brèches et des conglomérats souvent tilloïdes, de même que de grands éléments allochtones (olistolithes). Le Wildflysch des environs de Comana est constitué en ensemble de dépôts argileux et siltiques, en partie schisteux, à intercalations de grès grossiers, plus rarement de grès fins calcaires, en couches minces. Son épaisseur atteint au moins 300 m à proximité du massif cristallin. Les argiles sont sombres ou noirâtres, parfois verdâtres, souvent asociées à des siltites en plaquettes ou feuilletées. On trouve encore comme intercalations sporadiques des argiles rouges, violacées, ou bariolées, des pélosidérites et des silicolites verdâtres. Les grès, peu développés, sont en majeure partie quartzitiques, très durs, parfois du type des orthoquart-

Institutul Geologic al României

zites, à cassure vitreuse (Ölquartzite). Ces grès ont ordinairement un développement lenticulaire et présentent les caractères des dépôts entraînés par glissement gravitationnel à différents stades de consolidation (nids irréguliers de microconglomérats, surfaces en gradins, brèches dont la matrice est constituée par le même matériel que les éléments et dont on ne reconnaît la structure que sur les surfaces d'altération).

Schistes argileux et siltites sont souvent fortement contournés.

On trouve également des dépôts argileux noirâtres qui sous pression se débitent en petites écailles à surface luisante („argille scagliate").

La déformation intense des roches, les diaclases par endroits très nombreuses, les miroirs de friction suggèrent une action mécanique très puissante (faciès de broyage). Mais il faut souligner d'autre part que les couches néocomiennes sous-jacentes, de même que, par endroits, la base du Wildflysch, présentent des déformations beaucoup moins accusées.

Les siltites en plaquettes du Wildflysch ont une certaine ressemblance avec les dépôts campiliens allochtones. Cela explique pourquoi les géologues qui ont précédement étudié cette région ont attribué au Trias inférieur une grande partie du Wildflysch de la vallée de Lupşa où de grandes lames allochtones constituées de calcaires campiliens fossilifères se trouvent intercalées dans les dépôts éocrétacés. La découverte de quelques petits blocs de calcirudites à Bélemnites dans des dépôts de Wildflysch semblables aux roches campiliennes a beaucoup aidé à la séparation cartographique des deux formations (Trias inférieur et Wildflysch). On pensait également que les calcaires médiotriasiques surmontent en continuité les calcaires campiliens de la vallée de Lupşa ; ce n'est que rarement le cas. Dans de nombreux endroits on voit des argiles de Wildflysch, à fragments remaniés de calcaires triasiques, s'interposant entre les deux formations.

Les olistolithes du Wildflysch et les grandes klippes de la nappe transylvaine. Le terme d'olistolithe est utilisé ici seulement pour les éléments allochtones dont le volume dépasse celui des plus gros blocs transportables par des courants et qui se trouvent incorporés aux dépôts du Wildflysch. Les grandes klippes de la Nappe transylvaine sont considérées comme une catégorie à part, car celles-ci surmontent le Wildflysch et sont recouvertes en discordance par des calcaires urgo-aptiens (par des conglomérats dans le Défilé de l'Olt). Cette distinction n'est d'ailleurs pas essentielle, car tant les olistolithes que les grandes klippes recouvrantes proviennent d'une même unité et les premières ne représentent autre chose que des lambeaux avant-coureurs de la masse principale de la nappe.

Institutul Geologic al României

On distingue dans les terrains du Wildflysch des environs de Comana deux zones qui diffèrent par la nature de leurs olistolithes et qui semblent bien représenter deux horizons du Wildflysch.

La zone la plus rapprochée du massif cristallin de Gîrbova comprend des olistolithes constitués de : (1) calcaires du Norien, blancs, massifs, en majorité récifaux ; (2) marnes rouges de l'Héttangien supérieur à *Schlotheimia marmorea* et *Ectocentrites petersi* ; (3) calcaires rouges du Sinémurien à *Arietites* et *Arnioceras* ; (4) diabases, serpentinites et jaspes triasiques. Dans une zone plus éloignée par rapport au massif cristallin on trouve des olistolithes constituées de : (1) schistes cristallins (phyllites et schistes quartzitiques noirs ; schistes sériciteux) ; (2) calcaires campiliens en plaquettes à *Myophoria costata*, siltites et schistes argilo-marneux, formant de grands lambeaux à l'E de Cuciulata ; (3) calcaires médiotriasiques gris, parfois massifs ; (4) marnes et calcaires, d'âge triasique ou éoliasique, lumachelliques, bitumineux à *Cardinia*, *Modiolus*, *Promathilda* (aff. *P. bolina*), *Zygopleura* (aff. *Z. walmstedti*) ; (5) grès calcaires et calcaires spathiques, à *Liogryphaea cymbium*, représentant le Lias moyen (y compris le Carixien), et surmontés de marnes probablement toarciennes ; (6) marnes, siltites et calcaires marneux en dalles, à *Posidonia buchi* et *Paroecotraustes*, du Dogger supérieur (Pîrul Băieşilor, où M. Ilie cite dans les mêmes roches une faune néocomienne) ; (7) diabases et serpentinites, intimmement associées à des schistes satinés, des jaspes et des calcaires noduleux rouges d'âge triasique.

Les grandes klippes de la Nappe transylvaine sont constituées de calcaires et roches éruptives triasiques. A proximité du massif cristallin les klippes sont formées exclusivement par des : (1) diabases, (2) calcaires carniens rouges noduleux ou subnoduleux ; (3) calcaires noriens blancs et massifs en grande partie microdétritiques.

La plus grande de ces klippes (7 km² de superficie) se trouve dans le bassin de réception de la Vallée de Lupşa. C'est le premier échelon de la Nappe transylvaine. Les klippes d'une zone plus éloignée sont constituées de : (1) calcaires campiliens en plaquettes ; (2) calcaires médio-triasiques gris noirâtre, lités, en partie vermiculés, avec intercalation de calcaires rouges noduleux, subnoduleux ou massifs et par endroits avec dolomies peu développées en base. A la partie terminale de ces calcaires de rares brachiopodes ont été trouvés (*Mentzelia* sp., *Spirigera* sp., *Spiriferina* sp.). L'épaisseur des calcaires éo- et mésotriasiques est de 800 m au moins.

Le lambeau le plus étendu couvre une superficie d'environ 12 km² (Pleaşa- Pleaşa Lupşei). Ces klippes constituent le deuxième échelon de la

Institutul Geologic al României

Nappe transylvaine. C'est l'échelon principal dans les environs de Comana, tandis que dans le défilé de l'Olt c'est la catégorie des klippes à roches éruptives et calcaires néotriasiques qui recouvrent le Wildflysch, comme masse principale de la nappe.

SÉRIES NÉOAUTOCHTONES

La couverture commune de la nappe du Wildflysch et du paléoautochtone comprend : (1) des calcaires récifaux de l'Aptien supérieur, souvent rougeâtres à orbitolines, coraux, pachyodontes, nérinées et avec un niveau détritique en base (brèches, conglomérats, grès rouges friables) ; au NE entre deux horizons de calcaires urgoniens s'interpose une série marneuse et siltique avec intercalations de brèches et grès calcaires ; (2) grès friables, calcarénites sableuses à Corallinacées et gréso-calcaires, d'âge présumé vracono-cénomanien ; (3) tufs dacitiques tortoniens et marnes à Globigérines, localement avec brèches de calcaires triasiques associées, surmontés de marnes tortoniennes, parfois feuilletées ; (3) basaltes, pyroclastites et tuffites basaltiques d'âge levantin ou pléistocène inférieur ; (4) graviers, sables et argiles du Pléistocène inférieur.

Zone d'origine des olistolithes et des grandes klippes de la Nappe transylvaine. Les grandes klippes des monts Perşani s'alignent en direction NE sur environ 45 km de longueur (Comana-Mereşti). On ne peut concevoir un autre pays d'origine de ces éléments allochtones qu'à l'intérieur du bassin de Transylvanie, car à l'E le Jurassique et le Trias sont recouverts par des séries très épaisses du Flysch éocrétacé, et au S le Trias, qui constitue des lambeaux épars sur le massif cristallin de Gîrbova, revêt un faciès différent et son épaisseur est bien moindre. Plus au sud, dans les environs de Braşov, le Trias inférieur et moyen revêtent un faciès similaire à celui des klippes, mais le Lias est développé sous un faciès détritique (type Gresten) sur toute son épaisseur.

Des éléments allochtones provenant de la Nappe transylvaine, plus particulièrement des calcaires campiliens en plaquettes et des calcaires éoliasiques rouges de type Adneth, sont répandus dans les Carpates Orientales sur un front vaste, mesurant environ 175 km de longueur entre Comana et le Mont Rarău (Moldavie du Nord). La structure de ce dernier est très ressemblante à celle des monts Perşani (D. Patrulius et Grig. Popescu — 1960).

Ce fait a conduit G. Murgeanu et D. Patrulius (1960) à considérer qu'entre le massif transylvain central, profondément enfoui sous le Néogène, et le massif cristallin des Carpates Orientales se trouve

Institutul Geologic al României

un sillon à dépôts mésozoïques, dénommé, par eux, sillon du Maramureș. A en juger d'après les données exposées plus haut ce sillon transcarpatique se prolonge à l'W du massif de Gîrbova. On doit enfin souligner que le sillon mésozoïque transcarpatique représente une zone de faciès à caractères particuliers, où le Trias atteint une grande épaisseur (1000 m au moins) et où une partie du Jurassique présente des faciès comparables à ceux connus des Monts Apuseni (Pădurea Craiului).

Cette zone de faciès est également caractérisée par une intense activité volcanique commençant à la fin du Trias moyen ce qui constitue un trait commun avec la zone triasique de la Dobrogea du Nord.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique des environs de Comana (Monts Perșani).

Quaternaire sup.; 1a, cônes de déjection; 1b, déluvium; 2c, éboulements; 2d, éboulis; 3e, alluvions; 3f, terrasses. Néoautochtone. Pléistocène inf.: 4, graviers, argiles, sables et calcaires lacustres. Levantin; 5, pyroclastites basaltiques; 6, basaltes. Carpathien—Tortonien; 7, marnes; 8a, tufs et marnes à Globigérines; 8b, brèches de calcaires triasiques; 8c, conglomérats—brèches. Vraconien—Cenomanien; 9, calcarénites sableuses, grès friables et conglomérats. Aptien; 10a, graviers et calcaires à galets de quartz; 10b, calcaires récifaux; 10c, marnes et siltites. Nappe transylvaine et les olistolithes du Wildflysch. Dogger sup.: 11, calcaires marneux à *Posidonia buchi*. Pliensbachien—Toarcien; 12, grès et calcaires spathiques à *Liogryphaea cymbium*, marnes cendrées. Hettangien—Sinémurien; 13, marnes et calcaires subnoduleux rouges à *Ectocentrites petersi*, *Schlotheimia*, *Coroniceras* et *Arnioceras*. Trias sup.: 14, calcaires blancs massifs (Norien); 15, calcaires subnoduleux et noduleux rouges (Carnien); 16, roches éruptives basiques: diabases (δ); serpentines (S). Trias (?); 17, calcaires et marnes bitumineuses à *Cardinia* et *Zygopleura*. Trias moyen; 18, calcaires cendrés lités, calcaires rouges et dolomies. Trias inf.: 19, calcaires cendrés en plaques à *Myophoria costata*; 20, schistes cristallins. Paléoautochtone. Barrémien—Bédoulien; 21, Wildflysch—Subparaautochtone. Néocomien; 22a, flysch gréso-calcaire verdâtre; 22b, argiles, siltites et jaspes rouges. Dogger sup.; 23, calcaires blancs et grès quartzitiques. Toarcien—Aalénien; 24, marnes et calcaires oolithiques. Domérien: 25, calcaires rouges. Trias sup. (Carnien); 26, calcaires en plaques à accidents siliceux et Halobiidés. Trias moyen: 27, calcaires subnoduleux et dolomies. Trias inf.: 28, calcaires cendrés en plaques à *Myophoria costata*, grès et conglomérats rouges; 29, schistes cristallins; 30, klippes de la nappe; 31, olistolithes; 32, failles; 33, axe d'anticlinal; 34, point fossilifère; 35, positions des coupes géologiques.

Institutul Geologic al României

Planche II

Coupes géologiques dans les environs de Comana (Monts Perşani).

1, Quaternaire supérieur. Néoautochtone: Pléistocène inférieur: 2, graviers, argiles, sables. Levantin (?): 3, pyroclastites basaltiques. Carpathien—Tortonien: 4, tufs et marnes à Globigérines et brèches de calcaires triasiques. Vraconien—Cénomanien: 5, calcarénites sableuses, grès friables, conglomérats. Aptien: 6a, niveau basal détritique; 6b, calcaires urgoniens; 6c, marnes et siltites. Nappe transylvaine et les olistolithes du Wildflysch. Dogger supérieur: 7, calcaires marneux à *Posidonia buchi*. Pliensbachien—Toarcien: 8, grès et calcaires spathiques à *Liogryphaea cymbium*, marnes cendrées; Trias sup.: 9a, calcaires blancs massifs (Norien); 9b, calcaire subnoduleux et noduleux rouges (Carnien); 9c, roches éruptives basiques: diabases (Ladinien). Trias moyen: 10, calcaires cendrés lités. Trias inf.: 11, calcaires cendrés en plaques à *Myophoria costata*; 12, schistes cristallins. Paléoautochtone: 13, Barrémien—Bédoulien (?): Wildflysch (subparaautochtone). Néocomien: 14a, flysch gréso-calcaire verdâtre; 14b, argiles, silltites et jaspes rouges. Dogger sup.: 15, calcaires blancs et grès quartzitiques. Trias moyen: 16, calcaires subnoduleux et dolomies. Trias inf.: 17, calcaires cendrés en plaques à *Myophoria costata*; 18, schistes cristallins; 19, contact à la base de la nappe; 20, faille.

Planche III

Esquisse tectonique du secteur Comana (Monts Perşani).

Néoautochtone: 1, Pléistocène inf., Néogène, Cénomanien, Urgo-Aptien. Nappe transylvaine: 2a, Trias sup. (calcaires); 2b, Ladinien (diabases); 3, Trias inf.—Anisien. Paléoautochtone: 4, Subparaautochtone: Wildflysch à olistolithes (Barrémien-Bédoulien) (?); 5, Néocomien; 6, Trias et Jurassique; 7, schistes cristallins; 8, contact à la base de la nappe; 9, contact à la base du Paraautochtone; 10, faille; 11, axe d'anticlinal.

Institutul Geologic al României

Redactor : MIRCEA PAUCA
Tehnoredactor : G. CAZABAN.
Ilustrația : I. PETRESCU

Dat la cules : decembrie 1965. Bun de tipar 18.VIII1966. Tiraj : 1 550 ex. Hîrtie cartografică tip „III" 49 g/m² Ft. 70×100. Coli de tipar : 28. Cda : 5067. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55(058)

Tiparul executat la Intreprinderea Poligrafică „INFORMAȚIA" str. Brezoianu nr. 23—25.

18

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

RÉPUBLIQUE SOCIALISTE DE ROUMANIE

COMITÉ D'ÉTAT POUR LA GÉOLOGIE

INSTITUT GÉOLOGIQUE

ANNUAIRE DU COMITÉ D'ÉTAT POUR LA GÉOLOGIE

TOME XXXV

Institutul Geologic al României