INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

B·I.G
97000

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

VOL. XLIV

97000

BUCUREŞTI
1975

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

VOL. XLIV



BUCUREȘTI
1975

Institutul Geologic al României

CONTENU

Page

I. O. Gräf. Etude géologique du flysch crétacé de la région de Zizin — Vama Buzăului 127
I. Balintoni. Etude pétrografique comparative de quelques migmatites des Monts Făgăraș et Sebeș 175

Institutul Geologic al României

CUPRINS

	Pag.
I. O. Gr ă f. Studiul geologic al flișului cretacic din regiunea Zizin—Vama Buzăului. .	5
I. B a l i n t o n i. Studiul petrogenetic comparativ al unor migmatite din munții Făgăraș și Sebeș	133

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STUDIUL GEOLOGIC AL FLIȘULUI CRETACIC DIN REGIUNEA ZIZIN — VAMA BUZĂULUI [1]

DE

IOAN O. GRÄF [2]

Kurzfassung

Das geologische Studium des Kreideflysch aus dem Gebiet Zizin—Vama Buzăului (Ostkarpaten). In dieser Arbeit wird die Stratigraphie, Tektonik und Paläontologie der Kreideflysch-Formation, aus dem Gebiet Zizin—Vama Buzăului, erörtert. Die stratigraphische Folge der Ablagerungen schliesst die Kreidestufen, beginnend mit dem Hauterive bis einschliesslich dem Turon, ein. Lithofaziell werden zwei Zonen unterschieden, die tektonisch zwei, Haupteinheiten angehören: im Western des untersuchten Gebietes, die Ceahlăueinheit, und im Osten die Teleajeneinheit. Die biostratigraphische Interpretation stützt sich auf die fossile Faunengemeinschaft, hauptsächlich Ammoniten, die zum ersten mal in diesem Gebiet entdeckt wurde.

TABLA DE MATERII

	Pag
I. Introducere	6
Situația geografică a regiunii	7
a) Morfologia	7
b) Hidrografia	9
Istoricul cercetărilor anterioare	10
II. Geologia regiunii	11
Considerații generale	11
A) Stratigrafia	12
Unitatea de Ceahlău	12
1. Hauterivian-Barremian inferior — stratele de Sinaia superioare	13
a) Hauterivian — orizontul marnos-grezos	13
b) Barremian inferior — orizontul cu brecii și conglomerate	16
2. Barremian superior-Aptian inferior — stratele de Purcăreni	25
3. Aptian superior-Albian — stratele de Ciucaș-Zăganu	34
a) Aptian superior — orizontul marnos-grezos	35
b) Albian — orizontul grezos-conglomeratic	40

[1] Lucrare de doctorat susținută la 16 mai 1972 la Facultatea de Biologie-Geografie, secția Geologie, Universitatea „Al. I. Cuza", Iași.

[2] Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice pentru Hidrocarburi, Str. Coralilor nr. 20, sect. 8, București.

Institutul Geologic al României

4. Vraconian superior — stratele cu auceline 46
5. Cenomanian — stratele de Teliu 50
6. Turonian — stratele de Valea Dobîrlăului 53
Unitatea de Teleajen 54
1. Apţian superior-Vraconian inferior — stratele de Teleajen 55
Apţian superior-Albian superior — orizontul marnos-grezos 56
Vraconian inferior — orizontul gresiei de Sita-Tătaru 62
2. Vraconian superior — stratele cu auceline 68
3. Cenomanian — stratele de Teliu 71
4. Turonian-Senonian inferior — stratele de Valea Dobîrlăului 76
B) Sedimentologia şi paleogeografia regiunii 79
C) Tectonica 85
1. Relaţiile dintre unitatea de Ceahlău şi unitatea de Teleajen 88
2. Unitatea de Ceahlău 91
a) Cutele 92
b) Accidentele tectonice rupturale 95
c) Transgresiunea vraconian-cenomaniană şi turoniană 97
3. Unitatea de Teleajen 99
a) Cutele 100
b) Accidente rupturale 101
D) Evoluţia tectonică a regiunii 102
E) Concluzii 104
III. Paleontologie 106
Bibliografie 115
Rezumat 127

I. INTRODUCERE

Lucrarea de faţă prezintă studiul stratigrafic, paleontologic şi tectonic al depozitelor cretacice în facies de fliş, dintre cursul superior al Buzăului (în est) şi valea Zizinului, pîrîul Popii şi localitatea Zizin (în vest).

Zona flişului cretacic de la curbura Carpaţilor Orientali, din care face parte această regiune, a atras încă de timpuriu atenţia a foarte mulţi cercetători. S-a reuşit astfel, să se rezolve pînă în prezent foarte multe din problemele privind constituţia geologică a acestei zone. Datorită complexităţii structurii geologice, şi mai ales, datorită rarităţii dovezilor paleontologice, multe din problemele de ordin stratigrafic şi tectonic nu au putut fi rezolvate pînă astăzi în totalitatea lor.

Bazaţi pe aceste fapte, şi în urma descoperirii unui bogat şi important material paleontologic, ne-am propus să aducem contribuţia noastră prin interpretarea şi reprezentarea geologiei flişului cretacic din regiunea Zizin-Vama Buzăului, după criterii noi.

În perioada dintre anii 1963—1970 am efectuat în această regiune, lucrări de cartare geologică de detaliu, pe hărţi topografice la scara 1 :25.000, acoperind o suprafaţă de aproximativ 230 km².

Pe lîngă separarea şi delimitarea complexelor litofaciale din această regiune, ne-a preocupat mai ales depistarea de argumente paleontologice, care să ducă la precizări de ordin biostratigrafic.

Institutul Geologic al României

Identificarea unor bogate asociaţii faunistice, în special amoniţi, a contribuit la datarea unor entităţi lito-stratigrafice cunoscute (de ex. stratele de Sinaia) şi la separarea altora noi (de ex. stratele de Purcăreni). Concomitent, şi limitele dintre etaje nu au mai fost stabilite arbitrar, ci şi-au căpătat o fundamentare paleontologică riguroasă.

Astfel s-a putut dovedi prezenţa în regiune a întregii coloane stratigrafice începînd cu Hauterivianul şi terminînd cu Turonianul.

Precizările biostratigrafice au dus implicit şi la o mai corectă interpretare a tectonicii de amănunt şi în consecinţă la o mai bună înţelegere a problemelor de tectonică majoră.

Efectuarea lucrărilor de teren şi de laborator a decurs sub îndrumarea profesorului dr. doc. N i c u l a e M a c a r o v i c i. Pentru dragostea, bunăvoinţa şi înţelegerea de care m-am bucurat din partea D-sale, în timpul pregătirii lucrării, îmi exprim şi pe această cale mulţumirile şi recunoştinţa mea.

De asemenea ţin să mulţumesc conducerii Intreprinderii de Prospecţiuni Geologice şi Geofizice din cadrul Ministerului Minelor, Petrolului şi Geologiei, pentru sprijinul acordat în ceea ce priveşte înlesnirea cercetărilor de teren şi a executării materialului grafic auxiliar.

Adresez calde mulţumiri prof. dr. L. I o n e s i pentru preţioasele indicaţii din perioada redactării acestei lucrări, cît şi conf. dr. T. N e a g u, pentru sprijinul dat în rezolvarea problemelor de ordin paleontologic.

SITUAŢIA GEOGRAFICĂ A REGIUNII

Spre nord, limita perimetrului cercetat, este formată de Valea Popii-pîrîul Paejului, şi rîul Buzău, între localităţile Acriş şi Brădet. Spre est, limita se suprapune cu creasta separatoare dintre valea Ciumernicului şi valea Buzăului şi cu valea Buzoelului pînă în dreptul confluenţei Buzăului cu pîrîul Strîmbu. De aici, limita sudică urcă pe pîrîul Strîmbu, pînă la confluenţa lui cu pîrîul Şipotului, de unde urmăreşte mai departe spre vest, o linie convenţională care uneşte vîrfurile Urlătoarea şi Dungu cu valea Dobromirului. În continuare limita sudică este reprezentată de valea Zizinului pînă la vărsarea ei în Tărlung. Limita vestică o constituie contactul dintre rama muntoasă şi depresiunea Braşovului.

a) **Morfologia.** Între limitele de mai sus, se dezvoltă un relief de munţi mijlocii şi joşi, încadraţi de M i h ă i l e s c u (1963) din punct de vedere geografic la „Munceii Teliului", care la rîndul lor, fac parte din aşa numitul „Ţinut al Carpaţilor de la curbură". În general se observă o creştere a altitudinilor spre sud şi sud-est, făcîndu-se în această direcţie trecerea spre munţii înalţi ai Ciucaşului. Masivul Ciucaş, împreună cu prelungirile sale nordice, apare sub forma unor martori de eroziune izolaţi, alcătuiţi din conglomerate, ca rezultat al eroziunii diferenţiale.

Conglomeratele se regăsesc şi în toată partea de sud-est a regiunii studiate, unde imprimă de asemenea o trăsătură caracteristică reliefului.

Institutul Geologic al României

Ele formează o suprafață de eroziune care se menține în jurul altitudinii de 1200—1300 m, deasupra căreia se ridică cîteva vîrfuri mai înalte ce domină peisajul din jur. (vîrful Urlătoarea 1440 m; Măgura de Jos 1320 m; vîrful Dungu 1500 m). În această parte, fizionomia reliefului este mai expresivă, crestele fiind semețe și relativ înguste, iar văile strîmte și foarte adînci (valea Șipotului, valea Urlătoarea, valea Prundului). Versanții sînt abrupți, formînd către coama interfluviilor pereți aproape verticali. Spre baza lor, trecerea se face prin intermediul unui microrelief de trepte de eroziune succesive și suspendate.

De la acest relief accidentat, cu creste uneori dințate, se trece spre nord destul de brusc, prin intermediul unei trepte de eroziune, la un relief mult mai jos și cu forme mai mult sau mai puțin estompate. Suprafața acestui relief se lărgește la nord și vest de pîrîul Dălghiașu și cuprinde înălțimile de 1000—1100 m. Cu toate că, și în acest caz suprafața de eroziune este constituită în bună parte din gresii și conglomerate, relieful nu mai prezintă aspectul sălbatic al aceluia descris în sud și nici nu se ridică la altitudinile acestuia. Este o dovadă că nivelele de eroziune din regiune nu au luat naștere numai ca rezultat al eroziunii diferențiale. În afara acestei eroziuni, un rol hotărîtor l-a avut și structura geologică. Este adevărat, că și în această zonă există cazuri în care rezistența diferită la eroziune a rocilor constituente a dus la păstrarea unor vîrfuri izolate, constituite din conglomerate, care prin aspectul lor masiv se detașează net de morfologia reliefului înconjurător. Din acest grup de înălțimi fac parte : vîrful Larma 1070 m, dealul Aurel (1120 m), vîrful Blidaru (1147 m), Piscul Popii și vîrful Ciclomului (1200 m). În general suprafețele de nivelare sînt mai largi decît cele din sud. Cu asemenea suprafețe se înfățișează culmile care pornesc din vîrfurile Larma și Ciclomului spre nord, pînă în zona de izvoare a pîrîului Popii-pîrîul Paejului și se unesc în culmea Blidarului.

Din culmea Blidarului spre est și vest, se dezvoltă a treia și ultima suprafață de eroziune din regiune. Ea este cuprinsă între 850 și 1000 m altitudine și încadrează, ca o prispă joasă, restul reliefului. Acest nivel este reprezentat prin culmea Orașului și culmea Burdușalele în vest, și culmile de la est de rîul Buzău. Este treapta care face trecerea, pe de o parte, la depresiunea Brașovului și pe de altă parte, la depresiunea Intorsurii.

Prin altitudinea redusă și formele rotunjite, acest grup de culmi, au aspectul unor munți scunzi de tipul „munceilor".

Astfel de munți scunzi se dezvoltă îndeosebi la nord și est de localitatea Vama Buzăului (culminînd în Poiana Stîncioara), constituiți în bună parte din gresia de Sita-Tătaru, puțin rezistentă la eroziune.

În general însă, relieful domol din partea de nord a regiunii se suprapune cu o zonă de largă răspîndire a succesiunii de marne și gresii ale flișului cretacic.

Plecînd de la relieful înalt de tip alpin din sud-est, spre aceste culmi domoale, se observă și o evoluție în fizionomia versanților. În vecinătatea masivului Ciucaș, povîrnișurile sînt repezi și sînt dominate de întinse

Institutul Geologic al României

cueste. Aceste pante abrupte acoperite cu frecvente aglomerări de grohotişuri, trec spre nord treptat, la pante din ce în ce mai dulci, încît în zona de contact cu depresiunile adiacente, povîrnişurile versanţilor sînt prelungi şi se îneacă în aluviunile acestor depresiuni.

Aici, în modificarea înfăţişării reliefului, un rol important îl au deplasările de teren, care împînzesc sub diferite forme (alunecări areale, alunecări ale formaţiunilor de bază), pantele versanţilor.

Mai rar în sud, şi mai frecvent în partea de nord a perimetrului, se reliefează în funcţie de căderea generală a stratelor, frumoase suprafeţe structurale. Este cazul, mai ales a plaiurilor de la vest şi est de culmea Blidarului.

b) **Hidrografia.** Reţeaua hidrografică din regiunea Zizin-Vama Buzăului aparţine la două bazine mari: bazinul rîului Buzău şi bazinul Tărlungului. Se observă în general, o predominare a direcţiilor de scurgere transversale a apelor. Excepţie fac doar cîteva văi cum ar fi: valea Dălghiului în zona de obîrşie, cursul superior al Buzăului şi valea Buzoelului, care au direcţii longitudinale.

Atît profilul longitudinal, cît şi cel transversal al văilor, este influenţat de constituţia geologică a regiunii pe care o străbat. De aceea, toate văile care izvorăsc în zona de răspîndire a conglomeratelor din sudul perimetrului, prezintă profilul longitudinal foarte înclinat şi accidentat. Dese sînt strîmtorile în sectoarele în care sînt răspîndite conglomeratele, prin care sînt nevoite să se strecoare apele repezi ale pîraielor (valea Dălghiului, valea Prundului, pîrîul Strîmbu, cele două Urlătoare, pîrîul Porcului). Totodată, neputînd învinge rezistenţa rocilor, apele se rostogolesc peste praguri şi cascade (pîrîul Strîmbu, pîrîul Sipotului, pîrîul Porcului), trădînd stadiul tînăr al văilor. Avînd profilul transversal îngust, aceste văi sînt lipsite de aluviuni, în lungul lor înşirîndu-se doar bolovănişuri sau fîşii înguste de prundişuri.

Aceeaşi înfăţişare o prezintă şi cursul superior al văilor care izvorăsc din culmea Blidarului, constituită tot din gresii şi conglomerate masive. Semnificative în acest sens sînt văile pîrîului Popii, pîrîului Morii, Paejului şi valea Borcii. Abia după ce scapă de încleştarea rocilor cu duritate mare, panta de scurgere devine mai puţin repede, iar profilul transversal al văilor se lărgeşte foarte mult (pe cursul mediu şi inferior). Doar valea Zizinului prezintă o evoluţie diferită. Drenînd de la izvoare pînă la vărsare, o zonă în care elementul litologic predominant îl formează alternanţa de marne şi gresii de tip fliş, ea este mult mai largă şi are panta de scurgere mult mai lină decît celelalte văi din jur.

De altfel toate văile, şi mai ales cele din estul regiunii, se lărgesc foarte mult, odată ce intră în zona de răspîndire a pelitelor. Avînd şi nivelul de bază ridicat şi în consecinţă profilul longitudinal neaccidentat, ele sînt în aceste sectoare mai evoluate, fiind însoţite de frumoase şesuri aluvionare. Aşa se prezintă valea Dălghiului imediat în amonte de Vama Buzăului, valea Buzoelului pe cursul ei inferior şi valea Buzăului în aval de confluenţa ei cu pîrîul Strîmbu. Cît priveşte rîul Buzău, acesta a atins

Institutul Geologic al României

stadiul cel mai evoluat. Aceasta o confirmă cele două nivele de terasă ce se dezvoltă în malul vestic, în aval de localitatea Vama Buzăului, dintre care primul nivel este situat la altitudinea relativă de 5—10 m, iar cel de-al doilea la 15—20 m.

Traseul văii Buzăului, în segmentul ei superior, este paralel cu fruntea pînzei unității din vest. Direcția cursului superior al Buzăului a fost deci influențată și de punerea în loc a acestei pînze (adaptare la structură).

Aspectele diferite, în modelarea subaeriană a reliefului, își găsesc expresia și în alte elemente ale peisajului natural. Astfel se observă o zonalitate pe verticală a vegetației, în funcție de altitudinea diferitelor trepte de eroziune pe care le îmbracă.

În regiunile sudice, cu altitudini mari, sînt mai frecvente pădurile de conifere (brad, pin), care se întind neîntrerupt în lungul versanților, în timp ce crestele sînt acoperite de frumoase pășuni alpine. Pe măsură ce se trece spre nord la înălțimi mai mici, pădurile urcă și pe creste, iar coniferele cedează treptat locul foioaselor. Ultima treaptă de relief formată din prispa joasă a dealurilor de la periferia nordică a regiunii, se caracterizează numai prin păduri de foioase. Aici întinderile de pădure sînt întrerupte de insule înlănțuite de poieni și fînețe.

Spre nord-vest, zona muntoasă este mărginită de depresiunea Brașovului (Bîrsei). Aici se termină și văile tributare Tărlungului, sub forma unor pîlnii largi (valea Zizinului, pîrîul Morii și pîrîul Popii), care reprezintă conurile de dejecție ale acestora. Împreună cu conul de dejecție al Tărlungului acestea formează zona de piemont (piemontul Săcele) de la contactul dintre orogen și depresiune. În lungul acestui piemont se înșiră localitățile Zizin, Purcăreni și Budila.

ISTORICUL CERCETĂRILOR ANTERIOARE

Pentru a înlesni o privire generală asupra cadrului geologic general în care se înscrie regiunea Zizin-Vama Buzăului, trecem în revistă, în ordine cronologică autorii, care au contribuit la descifrarea geologiei flișului cretacic din întreaga zonă de curbură a Carpaților Orientali.

În evoluția concepțiilor acestor autori se conturează trei etape, fiecare, înmănunchind lucrări ce reflectă un anumit stadiu al cunoștințelor geologice.

Prima etapă este legată de a doua jumătate a secolului XIX și începuturile secolului XX, cînd se fac primele observații geologice asupra orogenului Carpaților de curbură.

Pentru partea ardeleană a acestui orogen se evidențiază lucrările lui Hauer (1859), Meschendörfer (1860), Hauer și Stache (1863), Herbich (1876) și Jekelius (1914, 1915, 1916). În aceste lucrări se fac primele orizontări în depozitele cercetate și se aduc argumente paleontologice pentru datarea lor. De aceeași etapă sînt legate și primele informații cu privire la geologia flișului cretacic a Carpaților de curbură din Muntenia (Paul, 1883,; Olszewski, 1883; Popovici-Hațeg, 1898; Teisseyre, 1907; Meruțiu, 1908; Popescu-

Institutul Geologic al României

Voiteşti, 1909, 1914; Mrazec şi Voiteşti, 1911). Se deslușește succesiunea stratigrafică a depozitelor şi se încearcă lămurirea aranjamentului tectonic a acestora, admițîndu-se structura în pînze de șariaj.

Cercetările din cea de a doua etapă, care începe după 1920, se referă la regiuni din ce în ce mai întinse, trecîndu-se de la observații răzlețe, la studii sintetice cu scopul de a racorda şi corela toate datele geologice cunoscute pînă la acea dată.

Este cazul cercetărilor întreprinse de Preda (1921, 1937), Murgeanu (1925, 1926, 1934), Voiteşti (1929), Macovei şi Atanasiu (1927, 1931), Protescu (1932), Filipescu (1932, 1936—1937). .

După anul 1944 intrăm în cea de a treia etapă de cercetare, în care numărul cercetărilor se măreşte considerabil iar observațiile geologice sînt interpretate într-o viziune nouă, modernă. Este etapa cînd se verifică viabilitatea unor idei mai vechi privind interpretarea structurală a edificiului flișului intern (Cretacic) de la curbură. Se păstrează o bună parte din constatările şi concepțiile primelor două etape. La acestea se adaugă lucrări de detaliu şi de sinteză care aduc noi observații şi care îmbogățesc tezaurul de cunoştințe acumulate pînă acum, apropiindu-se tot mai mult de adevărul geologic.

Un aport în acest sens aduc lucrările lui Patrulius (1952—1969), Filipescu (1952—1957), Marinescu (1956, 1957), Filipescu şi Iliescu (1958), Popescu (1958), Murgeanu et al. (1959), Murgeanu şi Patrulius (1959), Filipescu et al. (1961), Murgeanu et al. (1961, 1964), Avram şi Matei (1964), Ştefănescu şi Zamfirescu (1964), Jana Săndulescu (1965), Ştefănescu (1965), Neagu (1965), Gräf (1964, 1966, 1969), Kusko et al. (1969), Avram (1970).

II. GEOLOGIA REGIUNII

CONSIDERAȚII GENERALE

Regiunea Zizin-Vama Buzăului face parte din zona flișului intern a Carpaților Orientali. Depozitele afectate de cercetările noastre se încadrează în mare parte la unitatea cea mai internă a acestui fliș, pentru care vom utiliza denumirea de „unitate de Ceahlău" (Dumitrescu et al., 1962). Într-o măsură mai mică, ele aparțin şi de unitatea învecinată de la est, pe care o vom prezenta sub numele de „unitate de Teleajen" (Popescu et al., 1961—1962). Cele două unități nu au fost însă cuprinse pe toată lățimea lor. Astfel nu s-a atins limita de vest a unității de Ceahlău şi nici cea estică a unității de Teleajen.

Din suprafața totală de cca 230 km², cît înglobează perimetrul cercetat, partea cea mai mare (cca 80%) este ocupată de depozite ce aparțin Cretacicului inferior. Cretacicul inferior al unității de Ceahlău se dezvoltă pe o arie de cca 20—22 km lățime. În cadrul lui se pot deosebi depuneri cu aspecte lito-faciale diferite, care după conținutul paleontologic se pot separa în entități şi orizonturi stratigrafice.

Institutul Geologic al României

Înainte de a trece la enumerarea acestor entităţi, precizăm că, pentru separaţiile stratigrafice respective am adoptat o terminologie bazată pe toponomia locului unde ele au fost descrise pentru prima dată, sau unde ele se dezvoltă cu trăsăturile litologice cele mai caracteristice.

În succesiunea stratigrafică a depozitelor cretacic-inferioare din unitatea de Ceahlău, am descifrat prezenţa următoarelor etaje şi orizonturi :

1. Hauterivian-Barremian inferior — stratele de Sinaia superioare :
   a) Orizontul marnos-grezos (Hauterivian) ;
   b) Orizontul cu brecii şi conglomerate (Barremian inferior).
2. Barremian superior-Apţian inferior — stratele de Purcăreni.
3. Apţian superior-Albian — stratele de Ciucaş-Zăganu :
   a) Orizontul marnos-grezos (Apţian superior);
   b) Orizontul grezos-conglomeratic (Albian).
4. Vraconian superior — stratele cu auceline.

Cretacicul inferior al unităţii de Teleajen, la rîndul lui, este reprezentat prin următoarele subdiviziuni :

1. Apţian superior-Vraconian inferior — stratele de Teleajen :
   a) Orizontul marnos-grezos (Apţian superior-Albian) ;
   b) Orizontul gresiei de Sita-Tătaru (Vraconian inferior).
2. Vraconian superior — stratele cu auceline.

Cretacicul superior, comparativ cu cel inferior, prezintă în perimetrul cercetat o dezvoltare mult mai redusă, fiind răspîndit pe o fîşie îngustă (cca 2 km) în cuprinsul unităţii de Teleajen şi se mai identifică sub forma unor petece izolate în cadrul unităţii de Ceahlău.

Cît priveşte Cretacicul superior, acesta se subdivide tot în funcţie de particularităţile lito-faciale şi conţinutul paleontologic ale depozitelor, în următoarele etaje şi subetaje prezente atît în unitatea de Ceahlău cît şi în unitatea de Teleajen :

1. Cenomanian. Stratele de Teliu.
2. Turonian-Senonian inferior. Stratele de Valea Dobîrlăului.

Deoarece cele două unităţi tectonice din regiune cuprind fiecare depozite cu caractere lito-faciale proprii, capitolul de stratigrafie îl vom trata pentru fiecare unitate în parte.

A) STRATIGRAFIA

UNITATEA DE CEAHLĂU

Unitatea de Ceahlău se conturează ca o unitate structurală majoră, la constituţia căreia participă formaţiuni sedimentare cu particularităţi litologice proprii numai acestei unităţi. Ea se detaşează ca atare şi prin raporturile spaţiale anormale, pe care le întreţine cu unităţile majore învecinate.

În segmentul de curbură a Carpaţilor Orientali, această unitate înregistrează o dezvoltare importantă, ocupînd o suprafaţă însemnată. De aceea în perimetrul cercetat, care se înscrie în acest segment, majori-

Institutul Geologic al României

tatea observațiilor noastre de teren s-au adresat studiului depozitelor acestei unități.

Extinderea cea mai mare în cadrul unității de Ceahlău din regiunea cercetată o au depozitele ce îmbracă faciesul stratelor de Ceahlău (B ă n c i l ă, 1958), care-și păstrează trăsăturile litologice cu multă consecvență și în această zonă.

La rîndul lor, celelalte depozite care mai participă la alcătuirea acestei unități se împart după aspectul lor lito-facial în complexe litologice independente, al căror conținut faunistic la conferă și valoare stratigrafică.

1. Hauterivian-Barremian inferior

Stratele de Sinaia superioare

Numeroasele aflorimente de pe valea Prahovei, din incinta și împrejurimile orașului Sinaia, au fost descrise pentru prima oară de către P o p o v i c i-H a t z e g (1898), care remarcă „alternanța de gresii și marne dure, uneori șistoase, cu tentă cenușie sau neagră-vineție, traversată de numeroase vine de calcit". Stratele astfel descrise au fost delimitate de autor, și au fost încadrate la Barremian. T e i s s e y r e (1907) este însă acela care le conferă numele de strate de Sinaia și le atribuie vîrsta neocomiană.

În perimetrul cercetat de noi, stratele de Sinaia sînt localizate în extremitatea vestică, unde dezvoltarea lor este limitată la o suprafață relativ redusă, la est și sud-est de localitatea Zizin. Ele îmbracă în această zonă, terminația nordică a anticlinoriului Zamura și dispar odată cu afundarea acestei ridicări majore, imediat la nord de satul Purcăreni. De aceea în regiunea Zizin apare doar partea superioară a stratelor de Sinaia, în cuprinsul căreia se identifică două orizonturi.

a) Hauterivian

Orizontul marnos-grezos. Acest orizont reprezintă primul și cel mai vechi termen al stratelor de Sinaia, vizibil în regiune. Cercetările noastre nu au afectat însă, decît depozitele de la partea cea mai superioară a orizontului, care aflorează în malul estic al văii Zizinului, în amonte de localitatea Zizin și pe cîțiva afluenți mici ai acestei văi, care coboară din culmea Calea Muierii.

L i t o l o g i a. În alcătuirea litologică a orizontului, elementul cel mai constant și caracteristic este reprezentat de șisturi argiloase și marne calcaroase, șistoase, cenușii-negricioase, sau ciocolatii, care împreună cu gresii calcaroase și grezo-calcare, dure, de culoare vînătă, se succed într-o ritmicitate remarcabilă (fig. 1). De obicei gresiile calcaroase și grezo-calcarele, se întîlnesc în lespezi, ce nu depășesc grosimea de 10—15 cm. Obișnuit, gresiile prezintă o structură ușor curbicorticală și se exfoliază, sau se desfac în plăcuțe subcentimetrice la partea superioară.

Materialul detritic al acestor gresii este constituit, frecvent din cuarț, fragmente de șisturi cristaline (șisturi cloritoase) și feldspați. Ci-

Institutul Geologic al României

mentul este calcaros, la gresiile din jumătatea inferioară a orizontului şi devine mixt (silicios şi calcitic), la cele din partea terminală.

Şisturile marnoase şi argiloase, între care se interpun uneori marne calcaroase şistoase, se înmănunchează în pachete, de la 10 la 30 cm gro-

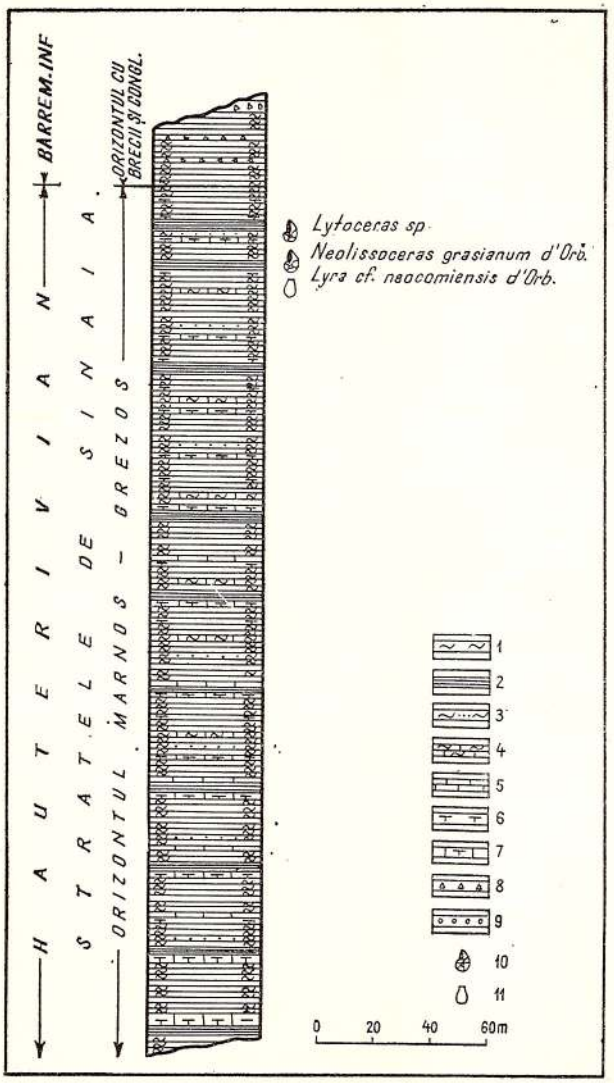


Fig. 1. — Coloană stratigrafică sintetică a orizontului marnos-grezos al stratelor de Sinaia din bazinul văii Zizinului. Hauterivian, strate de Sinaia, orizontul marnos-grezos :

1, marne şistoase ; 2, şisturi argiloase ; 3, marne siltitice ; 4, marne calcaroase ; 5, calcare ; 6, gresii calcaroase ; 7, grezo-calcare ; 8, brecii ; 9, conglomerate ; 10, macrofaună cu amoniţi ; 11, brahiopode.

Colonne stratigraphique synthétique de l'horizon marneux-gréseux des couches de Sinaia du bassin de la Vallée du Zizin. Hauterivien, couches de Sinaia, l'horizon marneux-gréseux :

1, marnes schisteuses ; 2, schistes argileux ; 3, marnes siltitiques ; 4, marnes calcaires ; 5, calcaires ; 6, grès calcaires ; 7, gréso-calcaires ; 8, brèches ; 9, conglomérats ; 10, marcofaune à ammonites ; 11, brachiopodes.

sime. Acestor elemente li se asociază, destul de des, marnocalcare şi calcare de culoare neagră, foarte dure, stratificate în plăci subţiri.

Masa de bază a calcarelor o formează calcitul, deseori impurificat cu argilă. Structura lui este microcristalină, iar textura compactă şi diaclazată.

Institutul Geologic al României

Semnificativă este, de fapt, frecvența mare a diaclazelor umplute cu calcit, care străbat rocile constitutive ale orizontului în toate sensurile.

Răspîndire. Iviri instructive ale orizontului marnos-grezos al stratelor de Sinaia se întîlnesc în malul drept al Zizinului, în amonte de marginea sudică a localității Zizin și mai ales pe toți afluenții sudici ai acestei văi din această zonă. Partea vizibilă a orizontului se urmărește astfel pe o grosime de 300 m, în care sînt înglobați doar termenii cei mai superiori.

Orizontul marnos-grezos se dezvoltă în întregimea lui, mai spre sud, aflorînd în bazinele văilor Tîrlungului, Doftanei și mai ales în bazinul văii Prahovei.

Conținutul faunistic. În general macrofosilele sînt rare în acest orizont și se aglomerează în cuiburi la anumite nivele. Am reușit să descoperim asemenea cuiburi în marnele calcaroase și marnele siltitice de la partea cea mai superioară a orizontului.

Acestea sînt localizate pe o grosime stratigrafică de cca 25 m, imediat sub limita superioară a orizontului marnos-grezos, pe un afluent estic al Zizinului, ce izvorăște în versantul de la vest de culmea Burdușalele. Ele conțin mai ales impresiuni de amoniți care însă se prezintă într-o stare slabă de conservare. De aceea din numărul mare de exemplare recoltate, nu s-au putut determina decît puține specii.

Din cel mai inferior punct fosilifer situat la 25 m sub limita superioară a orizontului, am determinat:

Neolissoceras grasianum d'Orb.

Terebrirostra cf. *neocomiensis* d'Orb.

Un alt punct fosilifer identificat la cca 10 m grosime stratigrafică sub limita inferioară a orizontului cu brecii și conglomerate a oferit doar mulaje de *Lytoceras* sp. (fig. 1).

Asociația de faună citată și mai ales prezența speciei *Neolissoceras grasianum* d'Orb. permite încadrarea părții superioare a orizontului marnos-grezos la Hauterivian.

Grosimea lui în regiunea Zizin este de 250—300 m.

Corelări stratigrafice cu alte regiuni. Orizontul marnos-grezos al stratelor de Sinaia din zona cursului inferior al Zizinului prezintă o dezvoltare constantă în lungul flișului intern al Carpaților Orientali. Sedimentele ce intră în constituția lui au fost însă separate de diverși autori sub diferite denumiri, în funcție de elementul litologic care predomină într-un sector sau altul (fig. 8).

Astfel, orizontul marnos-grezos corespunde ca poziție stratigrafică, în primul rînd, cu partea superioară a stratelor de Sinaia medii, așa cum au fost descrise și separate de către Patrulius (1969), din valea Prahovei pînă în valea Ialomiței.

În extremitatea nordică a flișului intern din Carpații Orientali, Ștefănescu (1969) deosebește de asemenea în cadrul stratelor de Sinaia, un orizont marnos-grezos, cu gresii calcaroase, intercalate între pelite cenușii-negricioase. Ca alcătuire litologică acest orizont este identic

Institutul Geologic al României

cu acela separat de noi pe valea Zizinului, unde aflorează însă doar partea lui cea mai superioară.

Orizontul marnos-grezos de la Zizin se poate compara în continuare, cu primul orizont, separat de Cernea (1952) în stratele de Sinaia, din regiunea cuprinsă între valea Moldovei și valea Bistriței, și cu orizontul superior al aceloraşi strate identificate de Alexandrescu (1967) în bazinul văii Bistriței. Și în aceste regiuni, orizonturile menționate cuprind şisturi argiloase, gresii calcaroase, marnocalcare, calcare și chiar și rare conglomerate (Cernea, 1952) care se dispun în strate alternînde.

Orizontul marnos-grezos se paralelizează de asemenea cu partea superioară a orizontului mediu al stratelor de Sinaia de pe valea Bicazului. Aici Contescu (1968) evidențiază prezența unei alternanțe de marnocalcare, uneori siltitice, cu şisturi marnoase și rare gresii.

În munții Ciucului, stratele de Sinaia au fost împărțite de Săndulescu (1962—1963) în două părți. Stratele de Sinaia superioare, alcătuite dintr-o alternanță de gresii calcaroase, marnocalcare și marne cenușii-negricioase, se echivalează cu orizontul marnos-grezos din regiunea Zizin. Corespondentul acestui orizont pe valea superioară a Trotușului este reprezentat prin calcare marnoase, şisturi argilo-marnoase și gresii calcaroase de sub gresiile și microbreciile de la partea terminală a stratelor de Sinaia (Patrulius, Contescu, Butac, 1962).

Elementele litologice ale orizontului marnos-grezos din regiunea cercetată se regăsesc și în orizontul mediu al stratelor de Sinaia din munții Baraoltului (Murgeanu, Patrulius, Contescu, Jipa, 1961; Contescu, 1966). În regiunea Zamura-Prislop corespondentul lui, din punct de vedere stratigrafic, îl reprezintă orizontul grezos separat de Murgeanu et al. (1964) în cadrul aceloraşi strate. În această zonă acest orizont, pe lîngă marnoargile cenușii-negricioase și marnocalcare, mai cuprinde și un procent ridicat de gresii calcaroase micacee.

Recent, Avram (1970) a deosebit în bazinul văii Tîrlungului, în cuprinsul stratelor de Sinaia, un orizont grezos care se dezvoltă sub orizontul cu brecii și conglomerate și care se leagă foarte bine cu orizontul marnos-grezos separat de noi în regiunea Zizin.

b) **Barremian inferior**

Orizontul cu brecii și conglomerate. Răspîndire. Orizontul superior cu brecii și conglomerate se delimitează cartografic, sub forma unei fîșii, care îmbracă în regiunea de la Zizin, periclinul nordic al anticlinoriului Zamura. După ce înconjoară la nord și est localitatea Zizin, fîșia acestui orizont urcă mai întîi în culmea Calea Muierii, coboară apoi în zona de izvoare a pîrîului Purcăreni, după care se menține în continuare pe creastă pînă sub vîrful Burdușalele. De aici se îndreaptă spre sud, traversînd valea Zizinului la vest de confluența acesteia cu pîrîul Zizinașului și trece prin dealul Socodat, în bazinul văii Tîrlungului.

Orizontul cu brecii și conglomerate reprezintă ultimul termen al stratelor de Sinaia din regiune. Litologic, delimitarea față de orizontul

Institutul Geologic al României

marnos-grezos este tranșată prin apariția, în succesiunea stratigrafică, a unor bancuri puternice de brecii sau conglomerate.

L i t o l o g i a. Persistența unor elemente litologice specifice orizontului precedent duce la păstrarea caracterelor lito-faciale de ansamblu ale stratelor de Sinaia și în această ultimă parte a lor.

Fondul litologic al orizontului cu brecii și conglomerate este format în jumătatea inferioară, din pelite, predominant marne, care își pierd însă treptat șistozitatea, devenind mai moi decît cele din orizonturile inferioare ale stratelor de Sinaia. Arenitele se asociază într-o proporție subordonată la început, remarcîndu-se abia în a doua jumătate a orizontului. Ceea ce face însă, ca orizontul superior al stratelor de Sinaia din regiunea Zizin să se detașeze ca o entitate litologică, este frecvența destul de mare a ruditelor, care sînt reprezentate mai ales prin brecii și mai rar prin conglomerate.

Calciruditele și calcarenitele completează imaginea lito-facială a părții superioare a stratelor de Sinaia din această zonă (fig. 2).

Profilul cel mai edificator care ne înfățișează depozitele orizontului cu brecii și conglomerate se găsește pe afluentul estic al Zizinului, ce coboară din creasta dintre culmea Calea Muierii și vîrful Burduşalele.

În profilul acestui pîrîu, marnele formează pachete ce ajung la grosimi de 30—60 cm. Ele au culoarea cenușiu închisă, sînt foarte nisipoase și se separă în strate centimetrice și subcentimetrice.

Pelitele sînt încadrate de gresii calcaroase, foarte dure, vinete, ce nu depășesc grosimea de 15—20 cm. Aceste gresii sînt compacte, au bobul fin și prezintă materialul clastic, constituit predominant din granule de cuarț, angulare și subangulare. Subordonat, apar granule de feldspați ortoclazi și plagioclazi și lamele de biotit și muscovit. Cimentul este în general calcaros sau calcitic.

De remarcat, că deseori pe talpa gresiilor se disting mecanoglife de tipul turboglifelor (Flute-Casts).

Între aceste roci, care se repetă într-o ritmicitate constantă, intervin mai ales în partea inferioară a suitei, siltite cenușii închise, dure, și calcare negricioase. Siltitele se dispun în strate decimetrice, înlocuind uneori cu totul marnele, în timp ce calcarele se întîlnesc în grosimi de ordinul centimetrilor.

Calcarele sînt constituite dintr-o masă calcitică, fin microcristalină impurificată cu argilă coloidală, în care se amestecă frecvente resturi de organisme intens calcitizate și indeterminabile.

Breciile și conglomeratele se intercalează spre baza suitei, la intervale mai rare (la 25—30 m), revenind din ce în ce mai des, în succesiunea ritmurilor de la partea mediană și terminală a orizontului.

Obișnuit se întîlnesc ortobrecii, bine cimentate și foarte dure. Fragmentele constitutive, angulare, sau foarte puțin rulate, au în general dimensiuni variabile, predominînd însă cele centimetrice (1 la 5 cm). Ele sînt reprezentate prin cuarțite, metacuarțite, calcare microcristaline de culoare închisă, grano-gnaise, fragmente de roci eruptive (granit cu biotit) și mai ales șisturi cloritoase și sericitoase. În partea inferioară a orizontului

Institutul Geologic al României

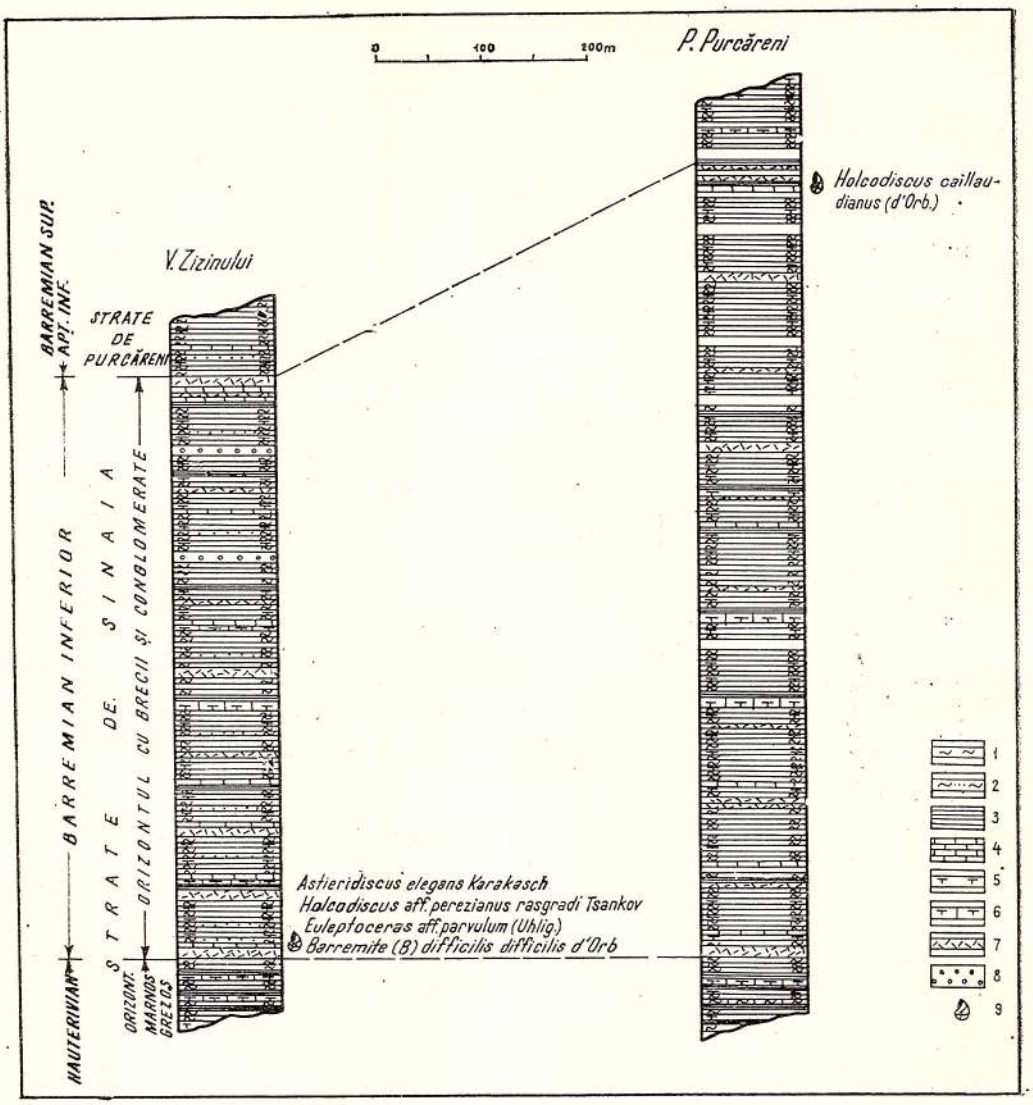


Fig. 2. — Coloane stratigrafice sintetice de corelare a stratelor de Sinaia din bazinele văilor Zizinului și Purcăreni. Barremian inferior, strate de Sinaia, orizontul cu brecii și conglomerate :

1, marne ; 2, marne siltitice ; 3, șisturi argiloase ; 4, calcarenite ; 5, gresii calcaroase ; 6, grezo-calcare ; 7, brecii ; 8, conglomerate ; 9, macrofaună cu amoniți.

Colonnes stratigraphiques synthétiques de corrélation des couches de Sinaia situées dans les bassins des vallées du Zizin et de Purcăreni. Barrémien inférieur, couches de Sinaia, l'horizon à brèches et conglomérats :

1, marnes ; 2, marnes siltitiques ; 3, schistes argileux ; 4, calcarénites ; 5, grès calcaires ; 6, grézo-calcaires ; 7, brèches ; 8, conglomérats ; 9, macrofaune à ammonites.

Institutul Geologic al României

sînt răspîndite microbreciile și breciile cu fragmente, ale căror dimensiuni nu depășesc 4—5 cm. Acestea se intercalează în bancuri de 50—60 cm grosime. În partea mediană și superioară, sînt frecvente bancurile de megabrecii ce ajung la grosimi de 4—5 m. Fragmentele constitutive, de data aceasta, au dimensiuni de 50—60 cm. În mod cu totul excepțional, aceste fragmente pot atinge dimensiunea de 1 la 2 m.

De obicei fragmentele breciilor se asociază haotic, dar sînt și cazuri, cînd se observă o textură paralelă, cu stratificația rocilor adiacente, prin gruparea elementelor componente și dispunerea lor pe fîșii, în funcție de mărimea lor.

Conglomeratele fac parte din categoria ortoconglomeratelor și sînt constituite din aceleași fragmente ca breciile. Ele au un rol subordonat și se dezvoltă în bancuri submetrice lentiforme.

În profilul de sub culmea Calea Muierii, la mijlocul orizontului superior al stratelor de Sinaia, se înregistrează pe o grosime stratigrafică de cca 50 m, o înmulțire a gresiilor, ale căror bancuri cîștigă și în grosime (pînă la 1—1,5 m). În această parte, pelitele se instalează între bancurile de gresii, în strate de numai cîțiva centimetri grosime.

Și structura acestor gresii devine grosieră, observîndu-se deseori treceri gradate de la gresii la microbrecii. În constituția lor predomină mica (muscovitul), foarte abundentă pe planele de separație ale stratelor.

Ultima parte a orizontului superior al stratelor de Sinaia (cca 25—30 m), primește din nou aspectul lito-facial din bază.

Grosimea totală a orizontului cu brecii și conglomerate este în general constantă și nu depășește 700 m.

Conținutul faunistic. Macrofauna descoperită de noi provine din intercalațiile de marnocalcare siltitice și din siltite și este răspîndită pe toată grosimea orizontului. Ea este reprezentată îndeosebi prin mulaje de amoniți care se găsesc în aglomerări, în cuiburi, sau în nivele lumașelice.

În cadrul orizontului cu brecii și conglomerate am identificat mai multe nivele cu macrofaună.

Primul nivel, situat în baza orizontului la cca 10 m de limita inferioară, se află în malul drept al Zizinului, la cca 1,5 km aval de confluența acestuia cu pîrîul Burdușalele (fig. 3) și a oferit următoarele mulaje externe de amoniți:

Barremites (*B.*) *difficilis difficilis* d'Orb.
Barremites sp.
Holcodiscus aff. *perezianus rasgradi* Tsankov
Eoleptoceras aff. *parvulum* (Uhlig)
Biasaloceras sp.
Astieridiscus elegans Karakasch.
Phylloceras cf. *tethys* (d'Orb.)

Cel de-al doilea nivel fosilifer se află pe primul afluent de pe dreapta Zizinului, de la vărsarea acestuia în Tîrlung (marginea sudică a comunei Zizin). Din marnele calcaroase și siltitice situate în a doua jumătate a orizontului cu brecii și conglomerate (cca 250 m de la limita inferioară)

Institutul Geologic al României

am recoltat aici numeroase mulaje externe de *Silesites* sp. şi un fragment de *Inoceramus* sp. (ce aparţine probabil speciei *I. neocomiensis*).

În baza unei intercalaţii de gresie de la partea terminală a orizontului, la cca 15 m sub limita superioară, am găsit la izvoarele pîrîului Purcăreni un exemplar de *Holcodiscus caillaudianus* d'O r b.

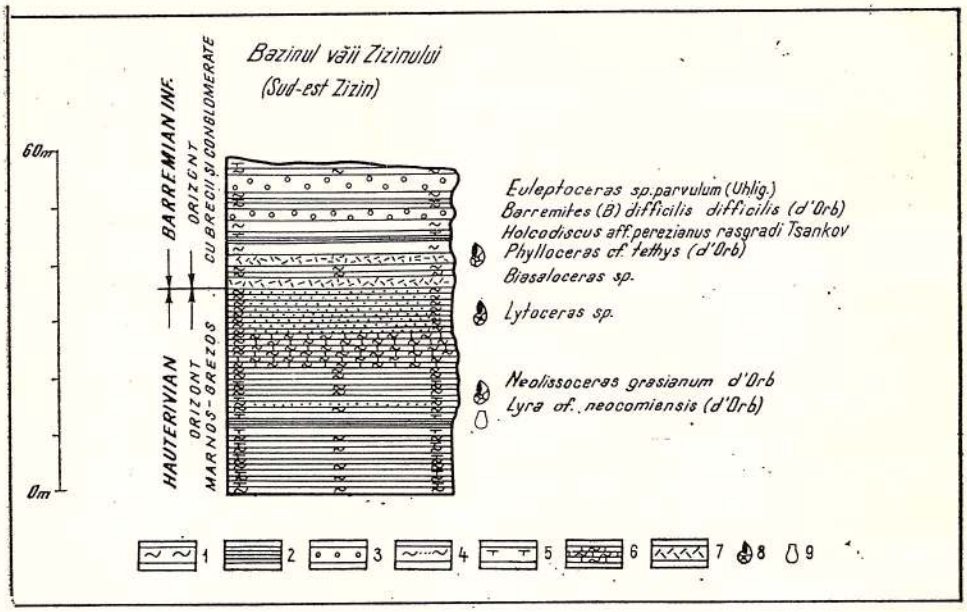


Fig. 3. — Coloană stratigrafică de amănunt a stratelor de Sinaia la limita Hauterivian-Barremian inferior (bazinul văii Zizinului). Hauterivian, orizontul marnos-grezos; Barremian inferior, orizontul cu brecii şi conglomerate:

1, marne; 2, şisturi argiloase; 3, conglomerate; 4, marne siltitice; 5, gresii calcaroase; 6, marne calcaroase; 7, brecii; 8, macrofaună cu amoniţi; 9, brahiopode.

Colonne stratigraphique de détail des couches de Sinaia à la limite Hauterivien-Barrémien inférieur (bassin de la vallée du Zizin). Hauterivien, l'horizon marneux-gréseux; Barrémien inférieur, l'horizon à brèches et conglomérats:

1, marnes; 2, schistes argileux; 3, conglomérats; 4, marnes siltitiques; 5, grès calcaires; 6, marnes calcaires; 7, brèches; 8, macrofaune à ammonites; 9, brachiopodes.

Asociaţia de amoniţi pe care am descoperit-o în cuprinsul orizontului cu brecii şi conglomerate, plasează partea superioară a stratelor de Sinaia în Barremianul inferior.

Consideraţii asupra vîrstei stratelor de Sinaia din regiune. Primul cercetător care s-a pronunţat cu privire la vîrsta stratelor de Sinaia a fost Paul (1883). Acesta a făcut o analogie între aceste strate şi cele care aflorează la Cason şi Covasna, unde Herbich (1878) a consemnat prezenţa unei faune de amoniţi de vîrstă neocomiană. În acelaşi timp însă, autorul stabileşte din punct de vedere litologic, identitatea între stratele de Sinaia şi stratele de Ropi-

Institutul Geologic al României

97000

anka din Galiţia, care la rîndul lor au fost echivalate cu stratele de Wernsdorf (Wierzowice) barremiene. Bazat pe aceste constatări Popovici-Hatzeg (1898) atribuie depozitelor ce aflorează la Sinaia, vîrsta barremiană. În urma acelorași considerente Popescu-Voiteşti (1911) include „complexul şisturilor de Sinaia" la Cretacicul inferior.

Mrazec şi Popescu-Voiteşti (1914), în lucrarea asupra pînzelor flişului carpatic, indică, pentru prima dată, vîrsta valanginian-hauteriviană a stratelor de Sinaia.

Macovei (1927) se pronunţă în favoarea vîrstei Berriasian a pării bazale a acestor strate, aducînd ca argument, amoniţii *Hoplites* (*Acanthodiscus*) *chaperi* Pict. şi *Hoplites* (*Berriasella*) *carpathicus* Zitt. găsiţi de Popovici-Hatzeg (1898). Pentru vîrsta hauteriviană a stratelor de Sinaia superioare, acelaşi autor aduce ca argumente, fauna menţionată de Herbich (1878): *Peregrinella peregrina* v. Buch (Vărghiş), *Haploceras grasianum* d'Orb. (Bankfalva) şi *Aptychus didayi* Coq. (bazinul superior al Trotuşului).

Murgeanu (1930) descoperă în bazinul Ialomiţei, în complexul de trecere, de la stratele de Sinaia la cele de Comarnic, fragmente de *Aptychus diday* Coq., specie pe care o consideră caracteristică pentru partea superioară a Valanginianului.

Pe baza materialului paleontologic provenit din stratele de Sinaia, vîrsta valanginian-hauteriviană este adoptată de majoritatea cercetătorilor în a căror obiectiv a intrat studiul acestui complex de strate: Macovei şi Atanasiu (1929, 1934), Murgeanu (1934), Protescu (1936), Preda (1939), Cernea (1954), Filipescu (1955—1961), Băncilă (1958), Murgeanu şi Patrulius (1959), Alexandrescu (1965—1967) şi Contescu (1966).

Ideea prezenţei Berriasianului în prima parte a stratelor de Sinaia cîştigă teren odată cu descoperirea de către Murgeanu şi Filipescu (1937) în calcarele din acest segment stratigrafic, a unei asociaţii de specii de calpionele şi mai ales a speciei *Calpionella carpatica* (n. sp.).

Astfel ,Patrulius, Contescu şi Butac (1962) consideră că, primul termen al stratelor de Sinaia din valea superioară a Trotuşului, cu *Trocholina alpina* (Leupold) şi *Tr. elongata* (Leupold), este de vîrstă berriasiană.

Prezenţa etajului Berriasian, în baza stratelor de Sinaia este susţinută şi de Murgeanu et al. (1961, 1964). În vederea argumentării acestei vîrste, autorii citează asociaţia de *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Crassicollaria pavula* Remane şi *Tintinopsella carpatica* (Murg., Filip.) ce previne din orizontul calcaros inferior al stratelor de Sinaia.

Săndulescu (1964) determină la rîndul lui, din calcarele stratelor de Sinaia inferioare, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Tintinopsella carpatica* (Murg., Filip.), *T. cadischiana* Colom, *Calpionellopsis simplex* (Colom), specii ce vin în sprijinul vîrstei berriasiene.

Institutul Geologic al României

Ideea prezenței Berriasianului în baza aparițiilor de strate de Sinaia din partea de nord a flișului intern este îmbrățișată și de către Ș t e f ă n e s c u (1967).

Problema vîrstei stratelor de Sinaia în general este amplu comentată de P a t r u l i u s (1969), pe baza unei minuțioase inventarieri a tuturor elementelor macro- și microfaunistice descoperite de diverși autori în depozitele acestei entități stratigrafice. Analizînd acest material paleontologic, autorul conchide că, stratele de Sinaia inferioare revin Berriasianului, în timp ce cele medii includ Berriasianul superior, Valanginianul și Hauterivianul inferior, iar partea superioară a acestor strate aparține Hauterivianului superior.

A v r a m și M a t e i (1964), față de punctele de vedere existente, consideră pentru prima dată, că partea superioară a stratelor de Sinaia, se ridică pînă în Barremian. În sprijinul acestei afirmații citează o faună de amoniți găsită în bazinul văii Doftanei și reprezentată prin specii de *Barremites subdifficilis* K a r., *Euphylloceras tethys* d'O r b., și *Lytoceras* sp.

Recent, A v r a m (1970) a adus dovezi paleontologice pentru încadrarea la Barremian a orizontului cu brecii și conglomerate, ce se dezvoltă în bazinul superior al văii Tîrlungului.

După cum am arătat, în urma cercetărilor noastre am identificat în bazinul văii Zizinului, o bogată faună de amoniți care permite o încadrare cronostratigrafică mai precisă a părții superioare a stratelor de Sinaia din această regiune.

Astfel, orizontul cu brecii și conglomerate, care reprezintă echivalentul orizontului cu *Lamellaptychus angulocostatus* (M u r g e a n u , P a t r u l i u s și C o n t e s c u, 1959), considerat de vîrstă Hauterivian superior, trebuie încadrat la Barremianul inferior. În favoarea atribuirii acestei vîrste pledează asociația de amoniți pe care am determinat-o din orizontul cu brecii și conglomerate și mai ales exemplarele de *Barremites* (*B.*) *difficilis difficilis* d'O r b. și *Holcodiscus caillaudianus* d'O r b., care sînt fosile caracteristice pentru Barremianul inferior.

Referindu-se la flișul cretacic din bazinul văii Tîrlungului, M u r g e a n u , P a t r u l i u s și C o n t e s c u (1959) citează în sprijinul vîrstei Hauterivian a orizontului cu *Lamellaptychus angulocostatus* al stratelor de Sinaia, exemplare de *Peregrinella peregrina* pe care le consideră ca provenind de pe valea Zizinului.

În literatura geologică însă nu există nici o indicație precisă asupra provenienței peregrinelelor de la Zizin. Însăși T o u l a (1911), căruia îi aparține determinarea lor, nu a reușit să afle de către cine, și unde au fost găsite cele două eșantioane pline cu cochilii de *Peregrinella peregrina* care erau păstrate în colecția liceului „Honterus" de la Brașov. S e l e g i a n (1927), pe de altă parte, amintește de *Rhynchonella peregrina* d'O r b., pe care ar fi găsit-o în muntele Ahasztóhegz, nu departe de biserica ungurească din comuna Tărlungeni. Dar în acest caz fosilele găsite (mai sînt citate și exemplare de *Belemnites*, *Pecten* sp., *Terebratula*, *Cardium* etc.) provin dintr-un olistolit de calcar.

Institutul Geologic al României

După părerea noastră, nu există deci nici o certitudine că *Peregrinella peregrina* (abstracție făcînd exemplarele găsite de Herbich, 1878, la Vărghiș) provine în adevăr din stratele de Sinaia ale flișului intern și mai mult, din orizontul cu brecii și conglomerate ale acestor strate. Din aceste considerații nu putem considera că acest brahiopod ar putea constitui un argument paleontologic sigur pentru precizarea vîrstei hauteriviene a părții celei mai superioare a stratelor de Sinaia.

Cît privește orizontul marnos-grezos, imediat inferior celui cu brecii și conglomerate, partea lui terminală, ce se dezvoltă în regiunea Zizin, aparține Hauterivianului.

Precizarea este atestată de identificarea în această parte a orizontului a speciei *Neolissoceras grasianum*. Relativ la vîrsta părții inferioare a acestui orizont, de care noi nu ne-am ocupat, după datele de literatură ea trebuie încadrată la Valanginian (Filipescu, 1955—1967; Băncilă, 1958; Murgeanu, Patrulius, Contescu, Jipa, 1961; Contescu, 1966, Alexandrescu, 1966).

În concluzie, fauna de amoniți identificată în zona Zizin, ne-a permis să precizăm că, partea terminală a orizontului marnos-grezos al stratelor de Sinaia, aparține Hauterivianului, iar orizontul cu brecii și conglomerate de la partea superioară a stratelor de Sinaia, Barremianului inferior.

După cum vom arăta în continuare, orizontul cu brecii și conglomerate este urmat de depozite ce revin Barremianului superior și Apțianului inferior.

Totodată se poate observa o suprapunere destul de exactă, a limitelor litologice cu cele stratigrafice din partea superioară a stratelor de Sinaia.

Corelări stratigrafice cu alte regiuni. Prezența unui termen final cu brecii și conglomerate, la partea superioară a stratelor de Sinaia, a fost sesizată aproape peste tot în flișul intern al Carpaților Orientali, individualizîndu-se ca o entitate stratigrafică cu caractere litologice și faunistice distincte.

Nivele de brecii și conglomerate, dar, care au fost încadrate la partea inferioară a stratelor de Comarnic, s-au semnalat de Murgeanu (1930), în bazinul văii Ialomiței, care menționa în ele, prezența unor fragmente de *Aptychus diday* Coq. După părerea noastră aceste brecii și conglomerate corespund cu orizontul superior al stratelor de Sinaia, separat de noi în regiunea Zizin.

Patrulius (1952) întîlnește de asemenea microconglomerate cu *Lamellaptychus angulocostatus* Peters, în bazinul văii Prahovei, pe care le include tot la partea inferioară a stratelor de Comarnic. Brecii și microbrecii cu *Lamellaptychus angulocostatus atlantica* Henning, mai sînt menționate de Murgeanu și Patrulius (1959) pe cursul superior al Doftanei și acela al Tîrlungului, dar de data aceasta sînt descrise ca părți componente ale stratelor de Sinaia. Stratele cu *Lamellaptychus angulocostatus* au fost separate ca un orizont de sine stătător la partea superioară a stratelor de Sinaia de Murgeanu, Patrulius și Contescu (1959), din bazinul văii Tîrlungului pînă la Zizin.

Institutul Geologic al României

Din valea Prahovei, spre sud-vest, breciile și conglomeratele participă într-o proporție din ce în ce mai redusă la alcătuirea stratelor de Sinaia superioare, încît în valea Ialomiței ele lipsesc aproape cu totul.

În flișul intern, din extremitatea de nord a Carpaților Orientali Ștefănescu (1969) delimitează la partea superioară a stratelor de Sinaia, un „orizont cu gresii groase și brecii" din care a colectat fragmente de *Lamellaptychus* sp. Cum aceste forme se întîlnesc frecvent în stratele de Sinaia superioare din bazinele văilor Prahova și Doftanei, autorul consideră că este vorba de orizonturi care au o poziție stratigrafică similară.

Cernea (1952) la rîndul lui, distinge în regiunea dintre valea Moldovei și valea Bistriței, în stratele de Sinaia, un orizont superior, constituit din gresii calcaroase și gresii în plăci, cu resturi de *Aptychus*.

Microbreciile și pe alocuri conglomeratele sînt regăsite la partea superioară a stratelor de Sinaia și pe valea Bicazului, unde Contescu (1968) le consideră ca reprezentînd corespondentul stratigrafic al acelora de la curbura Carpaților. În munții Ciucului sînt sesizate intercalații de conglomerate brecioase, între marnele și gresiile calcaroase ale orizontului superior al stratelor de Sinaia (Săndulescu, 1964), iar în valea superioară a Trotușului, ultimul termen al acelorași strate este format ca și în munții Baiului, din gresii grosiere, calcare marnoase și microbrecii (Patrulius, Contescu și Butac, 1962).

În munții Baraoltului, orizontul superior al stratelor de Sinaia este caracterizat de prezența unor intercalații de brecii și conglomerate, deși nu se mai individualizează în această regiune, atît de pregnant, ca în munții Baiului (Murgeanu, Patrulius, Contescu, Jipa, 1961; Contescu, 1966).

Stratele de Sinaia se continuă și dincolo de frontiera nordică a țării, trecînd în Carpații Ucrainei unde corespund cu așa-numita suită de Rachow.

După Jilovski (1965), această suită, care face parte din subzona de Rachow din Carpații Ucrainei, este alcătuit ădintr-un fliș carbonatat și grezos-argilos, cenușiu, care conține o faună de amoniți ce atestă vîrsta valanginian-hauterivian, cel puțin a părții inferioare a acestei suite. De altfel, flișul negru al zonei de Rachow a fost paralelizată de Dabaghian, Kruglov și Smirnov (1965), cu stratele de Sinaia. În aceeași concepție, a fost echivalată suita de Rachow de către Beer, Bizov și Maslacova (1965).

Stratele de Sinaia sînt comparabile în continuare și cu stratele de Cieszyn și șisturile de Godziscze din Carpații polonezi și slovaci. Asemănarea lito-facială dintre aceste complexe a fost sesizată și subliniată de Ksiazkiewicz (1951—1962). Stratele de Cieszyn, care fac parte din flișul zonei externe a Carpaților polonezi, se subîmpart după autor în: șisturile inferioare de Cieszyn, calcare grezoase și șisturile superioare de Cieszyn. În timp ce primele două orizonturi sînt considerate ca fiind restrînse la partea cea mai occidentală a Carpaților polonezi, șisturile superioare, care includ pelite de culoare închisă și gresii, cu o bogată faună valanginiană, prezintă o răspîndire mult mai mare. După Ksiaz-

Institutul Geologic al României

kiewicz (1962) aceste șisturi superioare se echivalează în Carpații români cu stratele de Sinaia.

Șisturile superioare de Cieszyn sînt succedate de gresiile și șisturile de Grodziszcze. Partea inferioară a gresiilor de Grodziszcze se poate paraleliza cu stratele de Sinaia superioare. Această echivalare se bazează pe conținutul faunistic care indică prezența Hauterivianului și Barremianului (*Duvalia dilatata* (Blainv.), *Aptychus angulocostatus* Pet, *Pulchellia pulchella* (d'Orb.), *Lytoceras phestus* Math etc.).

Geroch, Koszarski și Ksiazkiewicz (1963) conferă calcarelor inferioare de Cieszyn vîrsta Berriasian, iar șisturile superioare de Cieszyn le încadrează la Valanginian. Hauterivianului îi revin microconglomerate cu *Lamellaptychus angulocostatus* de la partea terminală a stratelor de Cieszyn. În stratele de Grodziszcze, care le urmează, apare *Peregrinella multicarinata* (Lam.), indicînd de asemenea Hauterivianul. Dar gresiile acestor strate au dat la iveală și o bogată faună de amoniți ce aparțin Barremianului și Apțianului inferior. Ultimele două etaje sînt cuprinse și în șisturile de Wierzowice.

Aceste date permit o paralelizare în amănunt a subdiviziunilor din stratele de Cieszyn, a stratelor de Grodziszcze și stratelor de Wierzowice, cu stratele de Sinaia din Carpații Orientali.

Astfel, calcarele inferioare și șisturile superioare de Cieszyn corespund ca alcătuire litologică și poziție stratigrafică cu stratele de Sinaia inferioare și medii, în timp ce microconglomeratele cu *Lamellaptychus angulocostatus*, de la partea terminală a șisturilor superioare de Cieszyn, se pot corela cu partea superioară a stratelor de Sinaia.

În urma încadrării de către noi a stratelor de Sinaia superioare la Barremianul inferior, acestea mai pot fi echivalate și cu partea inferioară a stratelor de Grodizszcze și a șisturilor de Wierzowice.

2. Barremian superior-Apțian inferior

Stratele de Purcăreni

Încă din anul 1965 [3] și apoi în anul 1969 (Gräf, 1969), am remarcat în regiunea de la est de localitatea Zizin, prezența unui complex de strate, care sub aspect lito-facial și al conținutului faunistic, se detașează față de depozitele care-l încadrează. Acest complex se identifică ca o entitate lito-stratigrafică de tranziție, îmbinînd caractere litologice proprii stratelor de Sinaia, pe care le succede în continuitate de sedimentare, cu trăsături lito-faciale specifice flișului marnos-grezos, de sub conglomeratele de Ciucaș, pe care le suportă. Deși ocupă aceeași poziție stratigrafică ca stratele de Comarnic și stratele de Bistra, el se deosebește ca alcătuire litologică de aceste două entități. Din acest motiv am încadrat depozitele barremian-apțian-inferioare ce succed stratele de Sinaia din regiunea Purcăreni,

[3] I. Gräf, Casandra Gräf. Raport final asupra cercetărilor geologice în regiunea Zizin—Vama Buzăului—Zăbrătău. 1965. Arh. I.P.G.G.(M.I.P.). București.

Institutul Geologic al României

inițial (G r ä f, 1969) la așa numitul ,,orizont de tranziție''. Prezentînd aspectul lito-facial cel mai caracteristic în această regiune, am conferit acestor depozite denumirea de strate de Purcăreni.

R ă s p î n d i r e. Stratele de Purcăreni, astfel conturate, se dezvoltă între pîrîul Popii în nord și valea Zizinului în sud, însoțind sub forma unei benzi orientată nord-sud, stratele de Sinaia, spre est. În succesiunea litostratigrafică a stratelor de Purcăreni se observă în mod constant la partea inferioară predominarea faciesului pelitic-calcaros, de un colorit închis, care amintește de stratele de Sinaia. Treptat se trece spre partea superioară a stratelor de Purcăreni la pelite și arenite de culoare cenușie-vineție. Partea inferioară a stratelor de Purcăreni se recunoaște foarte ușor pe afluenții sudici ai pîrîului Purcăreni (imediat la est de satul Purcăreni), în zona de izvoare a pîrîului Ducșoara și pe afluenții văii Zizinului, ce coboară din culmea Burdușalele, în timp ce partea superioară se urmărește pe pîrîul Burdușalele și pe afluenții estici ai pîrîului Ducșoara.

L i t o l o g i a. La obîrșia pîrîului Purcăreni, la nord de culmea Calea Muierii partea terminală a stratelor de Sinaia (cu brecii și conglomerate) este urmată de o serie marnoasă, șistoasă, de culoare cenușie-negricioasă, în care sînt intercalate, la intervale de 30—40 cm, gresii calcaroase de aceeași culoare, cu bobul fin, textura compactă și foarte dure. Gresiile se dispun, de obicei în strate subțiri de 5—10 cm dar în mod excepțional pot atinge grosimea de 25—30 cm. Detritusul lor mineral este angular, slab sortat, și este constituit din granule de cuarț, cărora se asociază subordonat feldspați. Se mai găsesc în proporții variabile fragmente de cuarțite, paiete de muscovit, sericit și biotit lamelar. Cimentul bazal este calcitic, impurificat cu argilă.

În afară de gresii, în această serie marnoasă apar sporadic tot în strate subțiri, calcare sau calcarenite de culoare negricioasă, precum și microbrecii și microconglomerate, calcaroase compacte. Doar spre baza stratelor de Purcăreni, microbreciile și microconglomeratele se pot întîlni în bancuri a căror grosime depășește 50—60 cm (pl. XIX).

Masa fundamentală a calcarelor este constituită în mod obișnuit din calcit microcristalin, în care se observă la microscop, testuri de foraminifere și fragmente de cochilii de organisme calcaroase. Calcitul este traversat frecvent, de diaclaze fine umplute cu calcit recristalizat. Acestuia se mai adaugă rare granule de cuarț, cu conturul subangular, paiete de muscovit, și sporadic, cuiburi de silice secundară. Structura calcarelor este de obicei microcristalină, iar textura compactă.

În afara calcarelor, în prima parte a stratelor de Purcăreni, se identifică și calcarenite de culoare cenușie-negricioasă, cu textură compactă și foarte dure. Acestea sînt constituite predominant din fragmente de calcar microcristalin care conțin uneori microorganisme. Subordonat apar feldspați, granule de cuarț, fragmente de cuarțite și micașisturi. Sînt destul de frecvente resturile de organisme, dar care sînt distruse prin solubilizare. Liantul este calcitic și slab impregnat cu argilă coloidală. Ca și celelalte roci din partea inferioară a stratelor de Purcăreni, calcarenitele sînt traversate de dese fisuri umplute cu calcit.

Institutul Geologic al României

Spre baza complexului stratelor de Purcăreni, se mai reîntîlnesc două sau trei bancuri, nu prea groase, de microconglomerate (50—60 cm) care, după cum am văzut, sînt atît de frecvente la partea superioară a stratelor de Sinaia. Microconglomeratele sînt constituite dintr-un detritus psamitic sau fin psefitic, reprezentat prin fragmente de calcare microcristaline, cuarțite, micașisturi, microgresii, cuarț și clorit. Toate aceste fragmente sînt însoțite de resturi de organisme calcaroase ca: aptichi, briozoare și echinide. Liantul fragmentelor este calcitic.

Pe pîrîul Pietros, unde stratele de Purcăreni apar de asemenea foarte bine deschise, prima parte a acestor depozite începe de asemenea printr-o succesiune ritmică de marne, șistoase de culoare cenușie închisă, între care se intercalează gresii calcaroase cenușii-negricioase, compacte, în strate de 20 la 30 cm grosime. În locul bancurilor de microconglomerate din baza seriei, așa cum apar pe pîrîul Purcăreni, aici se remarcă prezența unor bancuri de grezo-calcare, cărora se asociază intim microbrecii calcaroase cu grosime de 5—10 cm (pl. XIX).

Primii termeni ai stratelor de Purcăreni sînt urmați apoi de o alternanță ritmică de marne șistoase, gresii calcaroase și calcare, cu un colorit închis, în strate de grosimi decimetrice. Toate aceste roci sînt străbătute, destul de frecvent, de o rețea neregulată și fină de diaclaze umplute cu calcit.

Spre est și nord-est de pîrîul Purcăreni, și la est de pîrîul Pietros, se înregistrează o schimbare în aspectul lito-facial al stratelor de Purcăreni.

Astfel, din cei doi componenți de bază, care participă la alcătuirea lor, lutitele și arenitele, ultimele încep să predomine. Marnele și argilele devin mai nisipoase și mai puțin șistoase. Ele sînt stratificate centimetric, dar se întîlnesc, cîteodată, și în bancuri compacte submetrice. În general, marno-argilele formează pachete în grosime de 20 pînă la 40 cm și sînt însoțite, în mod regulat, de gresii foarte micafere, cu structură psamitică fină și slab calcaroase. Gresiile se dispun obișnuit în strate decimetrice, care uneori depășesc în grosime marnele. Prin lovire se desfac în plăci, pe suprafața cărora apar frecvent resturi și urme cărbunoase, asociate de aglomerări de fluturași de mică (muscovit). O altă caracteristică o constituie spărtura prismatică a acestor gresii, rar întîlnită în celelalte complexe litologice.

Materialul clastic al gresiilor este constituit din granule angulare de cuarț și granule de feldspați, de obicei alterați. Alături de aceste minerale mai participă în cantitate destul de mare, muscovitul și biotitul. Liantul este de obicei calcitic.

Sînt cazuri, cînd se observă treceri de la marne nisipoase, la siltite în bancuri submetrice, compacte și destul de dure.

Toate aceste elemente litologice, se succed în ritmuri binare sau ternare. Culoarea rocilor este în general cenușie-albăstruie în stare proaspătă, și prezintă treceri gradate la cenușiu- gălbui atunci cînd sînt alterate. La gresii se observă frecvent o trecere de la gălbui la ruginiu atunci cînd procesul de alterație este foarte avansat. Fenomenul de diaclazare a rocilor se întîlnește destul de rar.

Institutul Geologic al României

Partea superioară a stratelor de Purcăreni este bine deschisă pe primii afluenți sudici ai pîrîului Popii (amonte de vărsare) și pe pîrîul Morii. Spre deosebire de cea inferioară, se caracterizează prin dese intercalații de gresii care treptat ajung la grosimi de 40—50 cm.

Gresiile prezintă pe fețele inferioare mecanoglife mai ales din grupul mecanoglifelor lingviforme (turboglife).

Aceste gresii sînt însoțite de marno-argile nisipoase în pachete de 30—40 cm grosime, care au o culoare cenușie-albăstruie caracteristică.

Aceeași litologie se urmărește pe direcție spre sud, pe pîrîul Ducșoara, și în continuare, pe pîrîul Burdușalele și pîrîul Zizinaș. Pe aceste din urmă văi, se observă foarte bine trecerea de la faciesul calcaros-negru inferior, la faciesul cenușiu mai puțin calcaros de la partea superioară. Astfel, pe cursul inferior al pîrîului Zizinaș și al pîrîului Burdușalele, apar marne șistoase, cenușii-negricioase și gresii calcaroase, compacte, de aceeași culoare. În porțiunea superioară a acestor văi, marnele își pierd șistozitatea, gresiile micafere devin frecvente și în același timp culoarea rocilor se schimbă în cenușiu-albăstrui.

Dacă separarea stratelor de Purcăreni, de partea superioară a stratelor de Sinaia, se realizează relativ ușor, deoarece vin în contact două entități lito-faciale destul de diferite, delimitarea lor la partea superioară este foarte dificilă datorită asemănării litologice cu unitatea litologică care succede aceste strate. De aceea în trasarea acestei limite ne-am folosit mai mult de criteriul paleontologic, decît de cel litologic.

Astfel, am considerat limita superioară a stratelor de Purcăreni, sub depozitele marno-grezoase în care nu am mai întîlnit asociații de amoniți cu specii caracteristice pentru Barremianul superior și Apțianul inferior (*Costidiscus microcostatus*, *Deshayesites planus* etc.), identificate în cuprinsul stratelor de Purcăreni.

În general această limită a fost trasată în baza apariției pachetelor groase de marne nisipoase compacte și gresii micacee, de culoare cenușie-vînătă (60—80 cm).

Între aceste repere, stratele de Purcăreni variază ca grosime între 850—1000 m (pl. XIX).

Limita superioară a stratelor de Purcăreni am urmărit-o cu următorul traseu : din valea Popii, limita trece pe la vest de vîrful Ortașului, traversează valea Morii amonte de confluența cu pîrîul Ducșoara, după care străbate partea de est a bazinului pîrîului Ducșoara și se urmărește în continuare spre sud în lungul pîrîului Zizinaș pînă în valea Zizinului, pe care o întretaie la est de confluența cu acest pîrîu.

În marginea de est a satului Purcăreni, se găsesc, în aria de răspîndire a stratelor de Purcăreni, cîteva iviri de calcare care, datorită rezistenței la eroziune ies în relief sub forma unor mici mameloane. Două dintre acestea au un volum mai mare (100—300 m^3) și ocupă o suprafață importantă. Este vorba de calcarul pe care stă biserica românească din Purcăreni și calcarul care a fost exploatat în cariera mare de la Purcăreni. Calcarele din aceste iviri au fost amănunțit studiate în cercetările anterioare (Murgeanu, Patrulius și Contescu, 1959), motiv pentru care studiul lor nu a mai constituit un obiectiv al preocupărilor noastre.

Institutul Geologic al României

Prin aceste cercetări s-a stabilit că, ivirile de calcare de la Purcăreni conțin o bogată faună cu afinități jurasice, care cuprinde specii comune cu fauna calcarelor de Stramberg de la Sinaia și Moroeni. În privința poziției lor, cu aceeași ocazie, se ajunge la concluzia că aceste calcare reprezintă „blocuri ale unei brecii sedimentare intercalate normal în depozitele marno-grezoase ale Barremian-Apțianului", și că trebuie să provină din masa de calcare din muntele Bolnoc.

Raportul calcarelor jurasice, din împrejurimile satului Purcăreni, cu depozitele din jurul lor sînt greu de stabilit, deoarece în ansamblu nu se poate observa contactul lor direct cu aceste depozite. Singurul loc unde se sesizează un asemenea contact este un mic pîrîu, de pe dreapta primului afluent sudic al pîrîului Purcăreni, de la marginea estică a satului. Aici se vede clar că blocurile de calcare stau pe depozitele marno-grezoase ale stratelor de Purcăreni. Rezultă deci, că în nici un caz calcarele jurasice de la Purcăreni nu pot forma martori de eroziune ale unui relief vechi, și trebuie interpretate ca olistolite cuprinse în masa de sedimente ale stratelor de Purcăreni.

Conținutul faunistic. Macrofauna găsită în stratele de Purcăreni este cantonată în cuiburi și este reprezentată îndeosebi prin asociații de amoniți. Față de partea superioară a stratelor de Sinaia, am descoperit în aceste strate puncte fosilifere mai numeroase, care conțin asociații bogate de amoniți atît ca număr de indivizi cît și ca număr de specii.

Fauna întîlnită apare în puncte răzlețe, care se repartizează pe întreaga succesiune ocupată de stratele de Purcăreni.

Cel mai apropiat punct fosilifer de limita inferioară a acestor strate, se află pe pîrîul Pietros, la cca 500 m amont de vărsarea acestuia în valea Zizinului. Aici, doar la 15—20 m grosime stratigrafică, deasupra ultimelor bancuri masive de brecii de la partea superioară a stratelor de Sinaia, am recoltat din marne siltitice, mai multe exemplare de :

Ptychoceras emericianus d' Orb.
Ptychoceras sp.
Lytoceras sp.
Crioceras sp.
Leptoceras sp.
Lamellaptychus sp.

Un alt banc de siltite, deschis în malul drept al aceluiași pîrîu, la cca 300 m grosime stratigrafică deasupra acestui punct fosilifer, a dat la iveală un fragment de *Macroscaphites yvani* (Puzos).

În aflorimentele de marne, de la izvoarele pîrîului Pietros (sub culmea Burdușalele), am identificat la partea superioară a stratelor de Purcăreni exemplare de *Deshayesites* aff. *planus* Casey și un fragment de *Deshayesites* sp.

Foarte aproape de baza complexului stratelor de Purcăreni (la cca 30 m grosime stratigrafică), am recoltat dintr-un pachet de marne negricioase micafere, de la izvoarele ramurii vestice a pîrîului Purcăreni (fig. 4), mulaje externe de :

Ptychoceras emericianus (d' Orb.)

Institutul Geologic al României

Anahamulina aff. *subcincta* U h l i g
Aucellina sp.
Lamellaptychus sp.

Pe aceeași ramură vestică a pîrîului Purcăreni la cca 1 km amonte de bifurcarea lui, am recoltat tot din marne negricioase compacte, situate

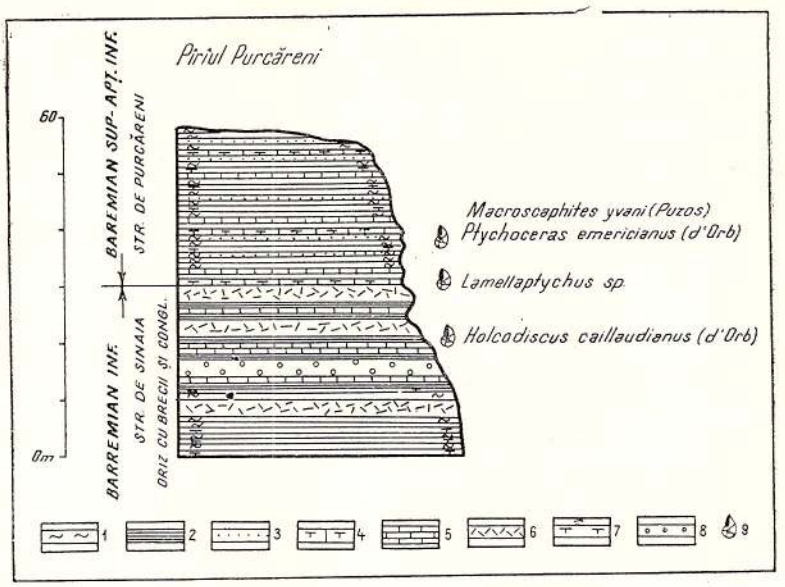


Fig. 4. — Coloană stratigrafică de amănunt de la limita stratelor de Sinaia cu stratele de Purcăreni (pîrîul Purcăreni). Barremian inferior, strate de Sinaia, orizontul cu brecii și conglomerate; Barremian superior-Apțian inferior, strate de Purcăreni:
1, marne; 2, șisturi argiloase; 3, siltite; 4, grezo-calcare; 5, calcarenite; 6, brecii; 7, gresii; 8, conglomerate; 9, macrofaună cu amoniți.

Colonne stratigraphique de détail à la limite des couches de Sinaia avec les couches de Purcăreni (ruisseau de Purcăreni). Barrémien inférieur, couches de Sinaia, l'horizon à brèches et conglomérats; Barrémien supérieur-Aptien inférieur, couches de Purcăreni:
1, marnes; 2, schistes argileux; 3, siltites; 4, grézo-calcaires; 5, calcarénites; 6, brèches; 7, grès; 8, conglomérats; 9, macrofaune à ammonites.

la un nivel stratigrafic superior, un exemplar de *Deshayesites* aff. *strigosus* C a s a y și altul de *Deshayesites* sp.

La cca 600 m amonte de gura celui de-al doilea afluent sudic al văii Popii, am extras din marne calcaroase cenușii de la partea mediană a stratelor de Purcăreni un exemplar bine păstrat de *Costidiscus microcostatus* S i m. B a c. și S o r.

Dintr-un afloriment situat pe cursul principal al pîrîului Ducșoara (malul drept) la cca 300 m amonte de prima bifurcare, am găsit tot în marne siltitice dure, din baza treimii superioare a stratelor de Purcăreni:

Silesites aff. *seranonis* (d'O r b.)
Euphylloceras aff. *aptiense* S a y n

Institutul Geologic al României

Pe un afluent nordic al văii Zizinului, care coboară din vîrful Ciclomului, la cca 1,7 km amonte de gura lui, am recoltat dintr-un banc de marnă nisipoasă compactă, situat în partea superioară a stratelor de Purcăreni :

Costidiscus microcostatus Sim. Bac. și Sor.
Tetragonites sp.
Inoceramus sp.

La cca 1,2 km aval de confluența cu pîrîul Sasului, apar marne calcaroase șistoase în malul drept al Zizinului, care ocupă o poziție stratigrafică inferioară. Din aceste marne calcaroase am recoltat un mulaj extern de *Ptychoceras* aff. *puzosianum* d'Orb.

Considerații biostratigrafice. Asociațiile de amoniți, pe care le-am identificat în cuprinsul complexului stratelor de Purcăreni, permit încadrarea acestora la Barremianul superior și la partea inferioară a Apțianului.

În sprijinul acestei datări vine mai întîi prezența speciei *Silesites* aff. *seranonis*, acceptată la Colocviul asupra Cretacicului inferior din Franța ((Lyon, 1963), ca fosilă de zonă, ce caracterizează Barremianul superior. Acestei specii i se alătură în regiunea Zizin *Macroscaphites yvani* și *Costidiscus microcostatus*, specifice pentru aceeași zonă a Barremianului superior.

Pe de altă parte, apariția genului *Deshaysites*, cu speciile *D.* aff. *planus* și *D.* aff. *strigosus* indică prezența în stratele de Purcăreni și a etajului Bedoulian. Cei doi amoniți se încadrează la zona cu *Deshayesites deshayesi*, care în accepțiunea Colocviului asupra Cretacicului inferior, caracterizează Apțianul inferior (Bedoulianul) din sud-estul Franței.

Pentru regiunile din Anglia, formațiunea Lower Greensand, i-a oferit lui Casey (1961) posibilitatea unei etajări mai riguroase a faunei de amoniți din Apțian. Și Casey se bazează pe apariția speciilor din familia Deshayesites pentru a fixa paleontologic, limita inferioară a Apțianului.

Nu am putut găsi un criteriu de separare a celor două etaje — Barremian superior-Apțian inferior — și am fost de aceea nevoiți să descriem cei doi componenți geocronologici împreună. Deși sîntem în posesia unui număr apreciabil de specii de amoniți, semnificativi pentru cele două etaje, există dificultatea de a nu putea stabili repartiția lor exactă pe verticală. Negăsind această faună în succesiune pe un singur profil, ci dimpotrivă, cuiburile fosilifere fiind în majoritatea lor, situate la distanțe relativ mari unele de altele și răspîndite pe o suprafață întinsă, a fost imposibilă precizarea poziției stratigrafice în cadrul stratelor de Purcăreni a unora din nivelele fosilifere descoperite.

În felul acesta am fost nevoiți să grupăm depozitele ce conțin specii de amoniți, unanim recunoscuți ca specifici pentru Barremianul superior, împreună cu depozitele care conțin specii ce se limitează numai la Apțianul inferior și să le separăm ca o singură entitate, sub numele de strate de Purcăreni.

Institutul Geologic al României

Corelarea stratelor de Purcăreni, cu depozite sincrone lor, din alte regiuni ale flișului cretacic intern. Atît ca alcătuire litologică, dar mai ales ca poziție stratigrafică și conținut paleontologic, stratele de Purcăreni din regiunea de la est de Zizin, prezintă trăsături comune cu formațiunile de aceeași vîrstă din cadrul celei mai interne unități a flișului cretacic a Carpaților Orientali. De fapt, din aceste formațiuni s-a recoltat cea mai bogată faună de amoniți, pe baza căreia s-a creiat posibilitatea de a efectua corelări pe toată întinderea unității de Ceahlău.

În această idee stratele de Purcăreni prezintă cele mai mari afinități cu complexul stratelor de Comarnic.

În 1912, Mrazec, Macovei și Voitești dau prima descriere mai amplă a stratelor de Comarnic. Autorii remarcă pe malul stîng al Prahovei, în cadrul acestei unități lito-stratigrafice, o parte inferioară cu „o serie de strate calcaroase-grezoase în plachete subțiri, negre-cenușii, cu numeroase vine de calcit", foarte apropiată de constituția litologică a primei părți a stratelor de Purcăreni. În continuare, se prezintă „o serie de strate grezoase-marnoase cenușii, cu foarte puține diaclaze și lipsite complet de bancuri de calcare negricioase". Partea superioară este alcătuită din „marne cenușii-negricioase cu intercalații de gresii cenușii fine micafere". Între marnele acestei părți a stratelor de Comarnic sînt evidențiate calcare organogene, care conțin numeroase exemplare de *Orbitolina lenticularis* d'Orb. Pe baza acestora partea superioară a stratelor de Comarnic este atribuită Apțianului, iar partea inferioară Barremianului.

Ulterior prezența stratelor de Comarnic este remarcată de Murgeanu (1925—1926) pe valea Ialomiței. Autorul subliniază asemănarea petrografică dintre stratele de Sinaia și partea inferioară a stratelor de Comarnic. Dintre elementele litologice semnificative, relevă calcarele negricioase, ce se „intercalează din ce în ce mai rar într-o masă de marne vinete moi", cu cît ne depărtăm de baza complexului. Pe suprafața calcarelor se reliefează numeroase testuri de *Orbitolina lenticularis*, foraminifer care permite includerea stratelor de Comarnic la Apțian.

Protescu (1932) semnalează într-un „pachet de gresii micacee și argile șistoase" de pe valea Peleșului (Bucegi), situat în baza stratelor de Comarnic, o asociație de amoniți de vîrstă barremiană. Pentru aceeași vîrstă aduce argumente paleontologice și Patrulius (1952), care descoperă în marnele foioase de la baza complexului de Comarnic, pe Plaiul Hoților (sud de Sinaia), o bogată faună de amoniți barremieni.

Ulterior, vîrsta barremian-apțian-inferioară stabilită de acești autori este unanim acceptată de toți cercetătorii.

În concepția lui Patrulius (1969), în extremitatea sudică a masivului Bucegi, ca și pe versantul estic al acestui masiv, din valea Izvorului spre nord, stratele de Comarnic sînt substituite prin așa numitul „fliș marno-grezos" al Barremian-Apțianului, sau „stratele de Piscul cu Brazi".

Depozitele similare sînt menționate mai întîi de către Murgeanu și Patrulius (1959) și apoi de Murgeanu, Patrulius și

Institutul Geologic al României

Contescu (1959), pe flancul estic al anticlinoriului Zamura (cursul superior al Doftanei-valea Tîrlungului), sub denumirea de „complex marnos-grezos ruginiu", depozite ce sînt atribuite Barremianului și Apțianului. La est și nord de valea Tîrlungului și deci în regiunea cercetată de noi, după acești autori complexul marnos-grezos ruginiu urmează în continuitate de sedimentare peste orizontul superior al stratelor de Sinaia, suferind o îngroșare considerabilă. Lipsa stratelor de Comarnic și dezvoltarea complexului marnos-grezos ruginiu, a cărui parte inferioară corespunde acestor strate, se pune pe seama unei sedimentații sinorogene, care în timpul Barremianului și Apțianului a provocat importante variații lito-faciale și de grosime, ale formațiunilor.

În sectorul moldovenesc al flișului cretacic din cea mai internă unitate, depozitele de vîrstă barremian-apțian-inferioară sînt cunoscute sub numele de strate de Bistra, denumire propusă de Macovei și Atanasiu (1919, 1934), care au descris aceste strate în bazinul văii Bicazului.

Sprijinit pe descoperirea amonitului *Acanthoplites aschiltensis* Anth, G. Cernea (1952) urcă vîrsta stratelor de Bistra pînă în Apțianul inferior, extinzînd totodată dezvoltarea lor din valea Bistriței, pînă în valea Moldovei, în nord.

Băncilă (1958) semnalează stratele de Bistra, sub forma unei fîșii înguste, și la sud de valea Bicazului pînă în bazinul superior al Oltului, legîndu-le cu depozitele de la estul munților Baraolt, din care provine fauna de amoniți barremieni, descoperită de Vadasz (1911).

Cu o dezvoltare locală Băncilă (1950) a mai separat stratele de Slătioara și stratele de Bistricioara, pe care le consideră situate la același nivel stratigrafic cu stratele de Bistra inferioare, dar cu litologie diferită.

Alexandrescu (1966) citează din stratele de Bistra, ce se dezvoltă în valea Bistriței, gresii și șisturi argiloase cu impresiuni de amoniți de vîrstă barremiană. Deasupra lor separă complexul stratelor de Babșa, o serie șistoasă care în partea ei inferioară conține o asociație de amoniți ce se încadrează la Apțianul inferior. Fauna menționată din stratele de Bistra, ca și aceea ce provine din stratele de Babșa, arată afinități cu fauna de amoniți identificată de noi în stratele de Purcăreni.

În partea de sud a munților Baraoltului, Murgeanu et al. (1961), iar în partea de nord a acestor munți Contescu (1966) separă un orizont deasupra stratelor de Sinaia, care după părerea autorilor se aseamănă cu flișul barremian-apțian de la izvoarele Tîrlungului. Acest orizont are trăsături litologice comune cu stratele de Purcăreni și reprezintă ca și acestea o tranziție între stratele de Sinaia și complexul grezos de deasupra lui.

Recent, Avram (1970) a deosebit în bazinul superior al văii Tîrlungului, imediat la sud de perimetrul cercetat de noi, un „complex marnos-siltitic" ce urmează peste stratele de Sinaia. Din marnele de la partea inferioară a complexului, citează o faună de amoniți foarte asemănătoare cu aceea găsită de noi în stratele de Purcăreni.

Institutul Geologic al României

Ştefănescu (1969) identifică depozite barremian-apţiene, în nordul Carpaţilor Orientali (pîrîul Negru-valea Cîrlibaba), care se pot compara, ca poziţie stratigrafică, cu stratele de Purcăreni.

Depozite de vîrstă barremian-apţiană există şi în seria de Dîmbovicioara din zona de şelf, care mărgineşte la interior flişul eocretacic de la curbura Carpaţilor. Comparînd lista faunei de amoniţi, dată de Patrulius (1969) pentru depozitele barremiene şi bedouliene din partea meridională a culoarului Dîmbovicioarei, ca fauna care provine din stratele de Purcăreni, se constată o mare afinitate între asociaţiile celor două zone de sedimentare.

În concluzie, stratele de Purcăreni reprezintă un echivalent stratigrafic al stratelor de Comarnic din zona flişului cretacic de la curbura Carpaţilor. Ele se paralelizează şi cu partea inferioară a complexului marnos-grezos ruginiu din aceeaşi regiune. Totodată stratele de Purcăreni ocupă acelaşi nivel stratigrafic cu partea inferioară a complexului marnos-siltitic din bazinul văii Tîrlungului, care în accepţiunea lui Avram (1970) reprezintă o trecere lito-facială (de la nord la sud), la complexul marnos-grezos ruginiu de vîrstă barremian-gargasiană.

La nord de depresiunea Braşovului, aşa cum s-a mai arătat, stratele de Bistra, prin poziţia stratigrafică constantă pe care o ocupă deasupra stratelor de Sinaia, cît şi prin fauna amonitică pe care o conţin, sugerează echivalarea lor cu stratele de Purcăreni. Aceeaşi poziţie de echivalent al stratelor de Purcăreni o acordăm şi complexelor stratelor de Slătioara şi Bistricioara care, după Băncilă (1958) ocupă acelaşi nivel stratigrafic ca şi stratele de Bistra.

Stratele de Purcăreni se pot paraleliza şi cu depozitele barremian-apţiene în facies de fliş, care se dezvoltă în sectorul sovietic al Carpaţilor.

În zona de Rachov a flişului Carpaţilor din URSS (valea Tisa Albă), care corespunde unităţii de Ceahlău a Carpaţilor Orientali, Beer, Bizov şi Maslacova (1965), atribuie Barremian-Apţianului, partea inferioară a seriei flişoide a suitei Beloticensk. Constituită din argile bariolate, argile fine, şistoase, bancuri de gresii micacee şi conglomerate, această serie se aşază normal peste suita de Rachow avînd deci poziţia stratigrafică a stratelor de Bistra-Comarnic. Cu ea se pot corela şi stratele de Purcăreni.

3. Apţian superior-Albian

Stratele de Ciucaş-Zăganu

Sub denumirea de strate de Ceahlău-Zăganu, Băncilă (1958) a separat un complex de roci „care iau parte la alcătuirea masivelor înalte din unitatea vest internă (unitatea de Ceahlău) Stînişoara-Ceahlău-Zăganu". Deoarece exprimă foarte bine răspîndirea pe plan regional a acestei unităţi lito-faciale, ceea ce reprezintă şi una din caracteristicile ei, şi pentru a nu crea nici o confuzie am păstrat în parte această denumire, pentru depozitele care urmează în continuitate de sedimentare, peste stratele

Institutul Geologic al României

de Purcăreni și care se dezvoltă spre estul și sud-estul regiunii cercetate, pînă sub muntele Ciucaș.

În cuprinsul regiunii Zizin-Vama Buzăului, în cadrul complexului stratelor de Ciucaș-Zăganu, se individualizează două orizonturi : un orizont inferior, marnos-grezos și un orizont superior, grezos-conglomeratic.

În cercetările anterioare, efectuate în aceeași regiune, M u r g e a n u, P a t r u l i u s și C o n t e s c u (1959) includ partea pelitico-psamitică inferioară a stratelor de Ciucaș-Zăganu, separată de noi, la așa numitul „complex marnos-grezos ruginiu".

a) **Apțian superior.** *Orizontul marnos-grezos.* R ă s p î n d i r e. Dintre formațiunile care participă la alcătuirea geologică a regiunii, orizontul marnos-grezos al stratelor de Ciucaș-Zăganu prezintă cea mai mare răspîndire. În partea de vest a perimetrului, depozitele acestui orizont urmează în continuitate de sedimentare peste stratele de Purcăreni. De la banda cartografică ocupată de aceste strate spre est, orizontul marnos-grezos se dezvoltă pînă sub conglomeratele din vîrful Ciclomului. Mai departe spre est, depozitele sale se urmăresc în lungul principalelor văi, fiind scoase la zi, de eroziunea apelor, de sub cuvertura de conglomerate de care sînt acoperite (pîraiele Paejului, Acrișului, valea Dălghiului etc.).

L i t o l o g i a. În general orizontul marnos-grezos se caracterizează din punct de vedere litologic, prin dezvoltarea elementelor ce s-au anunțat încă din ultima parte a stratelor de Purcăreni. Dacă în zona de limită cu aceste strate, se mai păstrează o proporție relativ egală între pelite și psamite treptat, spre partea superioară, psamitele devin din ce în ce mai frecvente.

La începutul coloanei acestui orizont, se remarcă o alternanță ritmică între marne cenușii-albăstrui și gresii micacee, cu ciment calcaros și culoare vineție, în strate de la 20 la 30 cm grosime. Marnele sînt de obicei plastice, slab nisipoase și bine stratificate. Destul de des, în prima parte a seriei, se înregistrează însă treceri la marne calcaroase, stratificate în lespezi, cu structură compactă, care prin lovire se desfac în plăcuțe subcentimetrice.

Gresiile au bobul fin, sînt relativ dure și se remarcă printr-o structură ușor curbicorticală, la partea lor superioară. Trăsătura lor caracteristică este dată de spărtura lor paralelă cu stratificația și de prezența constantă a resturilor și urmelor cărbunoase, ca și a aglomerărilor de mică de pe fețele de stratificație. Structurile de curent de la baza gresiilor sînt mai frecvente și mai pregnante decît la complexul precedent, întîlnindu-se o întreagă gamă de mecanoglife, lingviforme, canaliforme și meandriforme.

Această primă parte a orizontului marnos-grezos, se recunoaște pe pîrîul Morii (aval de confluența cu pîrîul Ortașului), pe cursul mijlociu al pîrîului Ducșoara și pe văile din estul regiunii, unde eroziunea a avansat mai mult (pîrîul Dălghiașu, pîrîul Dălghiului, pîrîul Acriș).

În partea superioară a orizontului, psamitele se îndesesc în defavoarea pelitelor. Pe profilele afluenților pîrîului Popii și a văii Morii, care

Institutul Geologic al României

coboară din vîrful Ortaşului, pe ramurile estice ale văilor Ducşoara şi Zizinaş, gresiile cîştigă în grosime, ajungînd la 50—60 cm (fig. 5). Pe unele segmente, de pe aceste profile, marnoargilele dintre gresii sînt foarte sub-

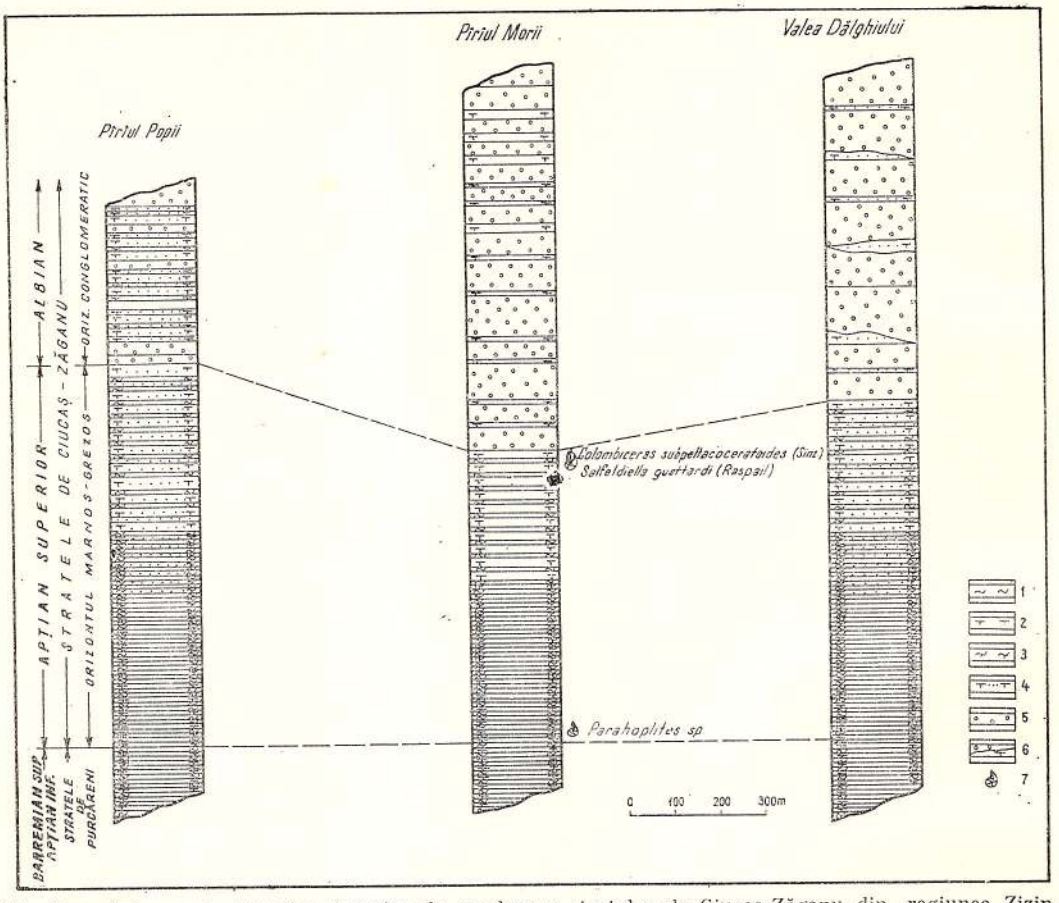


Fig. 5. — Coloane stratigrafice sintetice de corelare a stratelor de Ciucaş-Zăganu din regiunea Zizin-Vama Buzăului. Strate de Ciucaş-Zăganu, Apţian superior, orizontul marnos-grezos; Albian, orizontul conglomeratic:

1, marne; 2, gresii calcaroase; 3, gresii curbicorticale; 4, gresii micacee; 5, conglomerate; 6, lentile de gresii în conglomerate; 7, macrofaună cu amoniţi.

Colonnes stratigraphiques synthétiques de corrélation des couches de Ciucaş—Zăganu de la région de Zizin—Vama Buzăului. Couches de Ciucaş-Zăganu, Aptien supérieur, l'horizon marneux-gréseux; Albien, l'horizon conglomératique:

1, marnes; 2, grès calcaires; 3, grès curbicorticaux; 4, grès micacés; 5, conglomérats; 6, lentilles de grès situées dans des conglomérats; 7, macrofaune à ammonites.

ţiri (5—10 cm) sau se rezumă la simple lamine. Fragmentele detritice ale gresiilor prezintă o sortare gradată evidentă, cu treceri de la fracţiuni grosiere în bază, la fracţiuni medii şi fine spre partea superioară. Predomină granulele de cuarţ, cărora se asociază granule de feldspaţi şi mult

Institutul Geologic al României

material micaceu. Matricea este constituită din material argilos micaceu, iar la cimentarea rocii, participă subordonat și calcita.

Spre vărsarea pîrîului Ortașului, unde se dezvoltă prima parte a orizontului, se întîlnesc destul de multe pelite, reprezentate prin marne și argile micafere friabile, sau marne calcaroase compacte, în pachete submetrice, iar gresiile micacee, dintre pachetele pelitice, nu depășesc grosimea de 20—25 cm. În partea superioară a orizontului de la izvoarele pîrîului Ortașului și de pe următorul afluent nordic al văii Morii în amonte, gresiile se impun, necoborînd sub grosimea de 50 cm. Grosimea pachetelor de marne și argile intercalate, scade pînă la 10 cm sau chiar 5 cm.

Asemenea îngroșări și înmulțiri ale bancurilor de psamite se evidențiază foarte bine pe pîrîul Sasului și pe văile din estul perimetrului, care interceptează limita dintre cele două orizonturi ale stratelor de Ciucaș-Zăganu. Este cazul văii Cerbului și a cursului superior al văilor Acrișului și Dălghiașului. Același aspect lito-facial al depozitelor orizontului marnos-grezos, se deslușește și în sud-estul regiunii, unde, în profilul pîrîului Prundului și al afluenților nordici ai pîrîului Strîmbu, predomină tot psamitele.

Grosimea orizontului marnos-grezos al stratelor de Ciucaș-Zăganu variază între 750—800 m în regiunea pîrîului Morii, și 850—900 m în zona pîrîului Sasului-pîrîul Dălghiului (fig. 5).

După cum s-a mai arătat, delimitarea orizontului inferior al stratelor de Ciucaș-Zăganu față de stratele de Purcăreni este destul de dificilă, deoarece se constată o asemănare destul de mare în ceea ce privește litologia acestor două unități stratigrafice. Delimitarea orizontului marnos-grezos față de gresiile și conglomeratele din partea terminală a stratelor de Ciucaș-Zăganu nu mai constituie însă o problemă. Limita dintre aceste două complexe litologice se trasează cu multă precizie în baza primelor bancuri masive de psefite sau psamite, care nu mai comportă decît accidental intercalații pelitice.

La partea cu totul superioară a orizontului marnos-grezos, aproape de limita cu conglomeratele de Ciucaș-Zăganu (la cca 20—25 m), am întîlnit destul de frecvent, blocuri de calcare coraligene, detritice, de culoare albă-gălbuie și cenușie. Ca și acelea ce apar în împrejurimile satului Purcăreni, aceste blocuri de calcare, cu un volum între 20—30 m^3 și 300—400 m^3, stau izolate pe un pat de depozite marno-grezoase. Asemenea iviri de calcare se găsesc pe pîrîul Popii, pe pîrîul Morarului, în creasta de la sud de muchea Tisei, pe valea Pietrei (Acriș) și în muntele Strîmbu.

Examinate sub microscop, aceste calcare apar constituite dintr-o masă de calcită microcristalină, în care se observă frecvent procesul de dizolvare și recristalizare avansat. Se mai observă frecvente forme organice reprezentate prin coralieri, brahiopode și alte organisme nedeterminabile.

Dintre fosilele comune cu acelea ale calcarelor de la Purcăreni și de la Cernatu (nord de Piatra Mare), am identificat brahiopodul *Zeilleria* sp. în blocul de calcar de pe muchea Blidarului.

Institutul Geologic al României

Bazaţi pe aceste date, credem că blocurile de calcare din apropierea limitei superioare a orizontului marnos-grezos, sînt, ca şi acelea de la Purcăreni, calcare jurasice de tip Stramberg. Ca şi acestea, ele reprezintă olistolite, dar care, par să nu facă parte din orizontul marnos-grezos deşi stau pe depozitele acestui orizont. Ele lasă mai degrabă impresia, că provin din orizontul conglomeratic, în care au fost iniţial incluse. După îndepărtarea prin eroziune a învelişului sedimentar în care au fost depuse, aceste blocuri au rămas apoi, ca nişte martori de eroziune pe depozitele marno-grezoase de sub conglomeratele de Ciucaş-Zăganu. De altfel calcare de acelaşi tip, sînt foarte frecvente ca elemente constitutive, în aceste conglomerate.

Conţinutul faunistic. Orizontul marnos-grezos al stratelor de Ciucaş-Zăganu este mai sărac în macrofaună. Punctele fosilifere descoperite, sînt amplasate mai ales în jumătatea superioară a orizontului şi conţin exemplare sau fragmente răzleţe de amoniţi.

Din marnele calcaroase ce aflorează pe ramura estică a pîrîului Purcăreni, la cca 300 m mai sus de bifurcare (malul stîng) am extras din marnele siltitice ce aflorează la cca 50—75 m deasupra limitei cu stratele de Purcăreni, fragmentul unui *Parahoplites* sp.

Pe pîrîul Ortaşului, la cca 250 m în amonte de vărsarea lui, am găsit în marnoargilele nisipoase ce intră în constituţia primei părţi a orizontului marnos-grezos mulajul extern al unui *Ptychoceras* sp.

Partea superioară a orizontului marnos-grezos apare bine deschisă pe pîrîul Craca Uscată (afluent sudic al pîrîului Morii ce izvorăşte din vîrful Ciclomului). La cca 750 m de la vărsare, am identificat în marnele siltitice care aflorează aici în ambele maluri, la numai 30 m sub limita cu conglomeratele de Ciucaş-Zăganu, un exemplar de *Salfeldiella guettardi* (Raspail) (fig. 6).

La 25 m în amonte de acest punct (10 m grosime stratigrafică), din marnele nisipoase deschise în malul drept al aceluiaşi pîrîu, am recoltat un exemplar de *Colombiceras* aff. *subpeltoceratoides* Sinz. (fig. 6).

Dintr-un banc de gresie micacee, tot de la partea superioară a orizontului, am recoltat pe un afluent nordic al pîrîului Strîmbu, un lamelibranhiat, identificat ca *Corbula* sp.

La macrofauna mai sus citată se mai adaugă exemplare de *Orbitolina lenticularis* d'Orb., identificate sub formă de aglomerări pe suprafaţa unor gresii grosiere şi brecioase ce se dezvoltă în prima jumătate a orizontului marnos-grezos în cîteva puncte ca : pe afluentul sudic al pîrîului Popii de la vest de pîrîul Căldării, pe versantul sudic al pîrîului Morii şi în creasta Burduşalele.

Consideraţii biostratigrafice. Încadrarea cronostratigrafică, în limite precise a orizontului marnos-grezos al stratelor de Ciucaş-Zăganu, din regiunea Zizin-Vama Buzăului, este îngreuiată de faptul că fauna de amoniţi întîlnită de noi, este relativ săracă şi nu este dispusă pe nivele fosilifere, încît realizarea unei zonări biostratigrafice în cadrul orizontului nu este posibilă.

Institutul Geologic al României

Din partea inferioară a orizontului marnos-grezos nu dispunem decît de fragmentul de *Parahoplites* sp. ce provine din marnele siltitice de pe pîrîul Purcăreni. De aceea în delimitarea orizontului față de unitatea stratigrafică subjacentă, s-a avut în vedere dispariția asociațiilor faunistice caracteristice pentru Barremianul superior-Apțianul inferior.

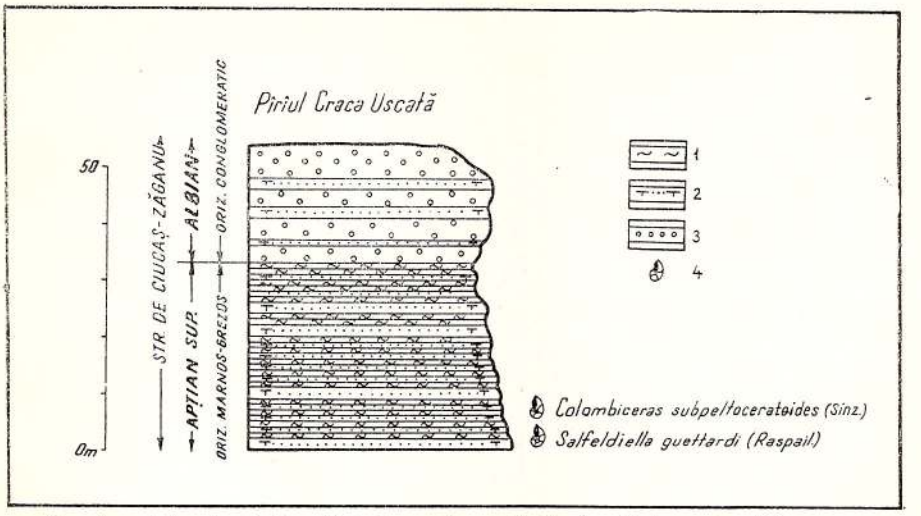


Fig. 6. — Coloană stratigrafică de amănunt la limita dintre orizontul marnos-grezos și orizontul grezos-conglomeratic al stratelor de Ciucaș-Zăganu (pîrîul Craca Uscată). Strate de Ciucaș-Zăganu, Aptian superior, orizontul marnos-grezos; Albian, orizontul conglomeratic.

1, marne; 2, gresii micacee; 3, conglomerate; 4, macrofaună cu amoniți.

Colonne stratigraphique de détail à la limite entre l'horizon marneux-gréseux et l'horizon gréseux-conglomératique des couches de Ciucaș-Zăganu (ruisseau de Craca Uscată). Couches de Ciucaș-Zăganu, Aptien supérieur, l'horizon marneux-gréseux; Albien, l'horizon conglomératique.

1, marnes; 2, grès micacés; 3, conglomérats; 4, macrofaune à ammonites.

În marnele siltitice de la partea cea mai superioară a orizontului marnos-grezos am identificat însă specii de amoniți care reprezintă forme ghid pentru Apțianul superior. Este cazul speciilor *Colombiceras subpeltoceratoides* S i n z . și *Salfeldiella guettardi* (R a s p a i l), recoltate pe pîrîul Craca Uscată.

În zonarea paleontologică a Apțianului superior propusă de T h o m e l (1964) și fondată pe amoniții din Gargasianul de „tip oriental" a Alpilor de Jos, amonitul *Colombiceras subpeltoceratoides* este încadrat la zona cu *Protetragonites oblique-strangulatum*, zonă ce caracterizează Gargasianul inferior.

Cel de-al doilea amonit, colectat din partea cea mai superioară a orizontului marnos-grezos, *Salfeldiella guettardi* corespunde după M o u l l a d e (1966), zonei cu *Aconoceras nisum* din fossa Vocontiană (sud-estul Franței), zonă specifică tot pentru Gargasianul inferior.

Institutul Geologic al României

Deoarece și genul *Parahoplites* găsit de noi în partea inferioară a orizontului marnos-grezos al stratelor de Ciucaș-Zăganu, apare începînd din Apțianul superior, rezultă că depozitele acestui orizont revin în întregime părții superioare a Apțianului (Gargasian).

b) **Albian.** *Orizontul grezos-conglomeratic.* Răspîndire. La sud de cursul mijlociu al pîrîului Popii, în poziție sinclinală, se dezvoltă gresii și conglomerate care formează părțile înalte ale reliefului și care către sud-est se leagă cu masa de conglomerate din muntele Ciucaș. În cercetări anterioare care au cuprins și această zonă, conglomeratele au fost denumite impropriu „conglomerate de Bucegi" (Murgeanu, Patrulius și Contescu, 1959).

Primele apariții de conglomerate, în partea de nord a perimetrului, se semnalează în axul unui sinclinal ce traversează pîrîul Popii. De aici o fîșie de gresii masive cu intercalații de conglomerate se îndreaptă către sud-vest, spre Culmea Burdușalele, în timp ce masa principală a conglomeratelor se continuă spre sud, prin Piscul Popii, pînă în culmea Blidarului. De aici această a doua apariție de conglomerate și gresii masive, se lărgește foarte mult, divizîndu-se în două ramuri: una vestică, care se oprește în vîrful Ciclomului și alta estică, care se dirijează către valea Buzăului (Vama Buzăului). Este ramura care se dezvoltă în zona de confluență a pîrîului Dălghiului cu rîul Buzău și care mai departe spre sud, ocupă o suprafață foarte mare, făcînd joncțiunea cu conglomeratele din munții Ciucaș-Zăganu.

Litologia. La cca 1 km în amonte de confluența cu pîrîul Ortașului, pe valea Morii, succesiunea de gresii cu intercalații de marne de la partea superioară a orizontului marnos-grezos, este urmată de o serie grezoasă, bine dezvoltată.

Gresiile de culoare cenușie-albăstruie au bobul mediu pînă la grosier, sînt foarte micacee și slab calcaroase. Ele se prezintă în bancuri masive, de la 1 m la 5—6 m grosime. Gresiile includ, foarte rar și intercalații de pelite care nu depășesc niciodată grosimea de 5—10 cm. În mod cu totul neregulat, succesiunea gresiilor masive este întreruptă, din cînd în cînd, de bancuri nu prea groase (1—2 m), de microconglomerate, în a căror constituție se remarcă predominarea fragmentelor de cuarț alb și fumuriu. Seria grezoasă, de pe pîrîul Morii mai comportă cîteva bancuri metrice de paraconglomerate, la care predomină liantul dintre fragmente, dispuse tot neregulat. În constituția acestora, șisturile cristaline ocupă un loc important (micașisturi, șisturi clorito-sericitoase și cuarțite), iar masa de legătură este psamitică. În proporție redusă, mai apar și fragmente centimetrice de cuarț alb. Dintre elementele cristaline care participă la alcătuirea conglomeratelor, unele sînt bine rulate (cuarțite, gnaise), iar altele prezintă un rulaj foarte slab (șisturile cloritoase, sericito-cloritoase și micașisturile).

Pachetul grezos cu conglomerate de pe valea Morii se continuă spre nord pînă în pîrîul Popii, iar spre sud se urmărește pînă la izvoarele Zizinului, traversînd creasta de la vest de vîrful Ciclomului. În ambele

Institutul Geologic al României

sensuri, banda de gresii se oprește într-un accident tectonic (falia pîrîul Popii-valea Zizinului), în lungul căruia mai apar gresii și conglomerate, într-un mic mamelon imediat la est de gura pîrîului Zizinaș. La est de apariția de gresii masive de pe valea Morii, gresiile și conglomeratele se dezvoltă din nou, pe cursul superior al pîrîului Popii. Aici, în axul unui sinclinal, se întîlnesc gresii micacee, de culoare albăstruie, în bancuri de mai mulți metri grosime. De data asta însă, intercalațiile de gresii grosiere și de microconglomerate, sînt mai frecvente (fig. 5). Deseori se observă fenomenul de granoclasare, cu treceri gradate, de la o granulație grosieră pînă la microconglomeratică în baza bancurilor de gresii, la o granulație fină spre partea lor medie și superioară.

Gresiile au materialul clastic, constituit din granule de cuarț, care predomină față de granulele de feldspați. Materialul micaceu este reprezentat mai ales prin muscovit și subordonat biotit, și participă, în cantitate mare, la alcătuirea gresiilor. Liantul este format din matrice argiloasă micacee și ciment calcitic.

Conglomeratele se interpun între gresii masive, în bancuri solitare de 2—3 m grosime pe flancul estic al sinclinalului, și pînă la 10 m grosime pe flancul vestic. Paraconglomeratele din flancul estic sînt identice cu cele de pe valea Morii, în timp ce în flancul vestic, predomină ortoconglomeratele (la care predomină fragmentele față de liantul lor). Fragmentelor de șisturi cristaline, ce ajung la dimensiuni apreciabile (50 cm), se adaugă însă în acest flanc, în proporție mai mare, fragmente de gresii micacee gălbui și de calcare cenușii-gălbui, organogene. Liantul acestor conglomerate este psamitic, grosier și destul de dur. În rare cazuri, masa de legătură este friabilă, cînd aportul de calcit în ciment este mai mic (fig. 5).

Spre sud, pe cursul superior al pîrîului Morarului, se înregistrează o schimbare evidentă, atît în ce privește proporția cu care participă gresiile și conglomeratele, la alcătuirea orizontului și mai ales cît privește constituția internă a conglomeratelor. Pe profilul acestui pîrîu, (fig. 5) se întîlnesc ortoconglomerate, în bancuri de la 40—50 cm, la 3 pînă la 5 m grosime. La alcătuirea lor, aproape că nu mai participă șisturile cristaline. O pondere mare o au de data asta, calcarele organogene cenușii-gălbui și albe, identice cu calcarele ce apar sub formă de olistolite în cadrul orizontului marnos-grezos. Subordonat, sau în egală măsură, se mai identifică fragmente de cuarț alb, gresii calcaroase vinete și gresii micacee, cenușii-albăstrui, moi. Elementele constituente au dimensiuni variate, de la cîțiva centimetri la cîțiva decimetri și sînt foarte bine rulate. Nu se observă însă, nici o ordine în orientarea lor, ele trădînd în general o structură haotică. Masa de legătură a elementelor este arenitică, grosieră și foarte dură.

Gresiile sînt identice cu cele care au fost descrise pe pîrîul Morii și pe pîrîul Popii, dar nu mai constituie elementul litologic predominant. Ele alternează în bancuri, de grosime egală cu conglomeratele, fără să se observe o trecere gradată de la arenite la rudite sau invers. De remarcat că, în conglomeratele de pe pîrîul Morarului, din partea inferioară a ori-

Institutul Geologic al României

zontului grezos-conglomeratic, se întîlnesc blocuri de calcare de tipul acelora care formează olistolitele din orizontul marnos-grezos, dar, care nu depăşesc volumul de 20—30 m³. Aspectul lito-facial de pe pîrîul Morarului se păstrează în continuare, atît spre vest, pînă în vîrful Ciclomului, cît şi spre est, pînă în zona de la nord de pîrîul Dălghiaşului (fig. 5).

Pe cursul inferior al văii Dălghiului, unde conglomeratele apar în deschideri instructive, se înregistrează o nouă schimbare în constituţia acestora, care se păstrează pînă în muntele Ciucaş. Bancurile masive de ortoconglomerate din această zonă, sînt alcătuite din fragmente de calcare organogene de culoare cenuşie-albicioasă, cărora se adaugă subordonat fragmente de gresii calcaroase, cenuşii şi de cuarţ alb. Elementele de şisturi cristaline iau parte în proporţie foarte redusă la alcătuirea lor. În general fragmentele conglomeratelor, sînt bine rulate şi de talie foarte variată, observîndu-se însă o frecvenţă mai mare a celor care depăşesc dimensiunea de 10 cm.

Gresiile se întîlnesc doar ca intercalaţii între bancurile de conglomerate, nu depăşesc grosimea de 1—1,5 m şi se efilează pe direcţia lor de stratificaţie (fig. 5).

Cu această înfăţişare orizontul grezos-conglomeratic de la partea superioară a stratelor de Ciucaş-Zăganu, se urmăreşte din valea Dălghiului către sud, depozitele lui fiind bine deschise pe pîrîul Porcului şi pe cele două Urlătoare (Urlătoarea Mică şi Mare). Pe pîrîul Strîmbu şi pe valea Şipotului, ce izvoreşte din muntele Ciucaş, intercalaţiile grezoase aproape că dispar cu totul, rezumîndu-se la lentile submetrice de gresii grosiere şi microconglomeratice.

Grosimea conglomeratelor de Ciucaş-Zăganu este mai mică în nordul regiunii, unde se păstrează în jur de 500—600 m (pîrîul Popii, pîrîul Morii). Treptat spre sud conglomeratele ajung la o grosime de 750—800 m (fig. 5).

Consideraţii stratigrafice. Întrucît în orizontul superior grezos-conglomeratic, al stratelor de Ciucaş-Zăganu, nu am semnalat nici un fel de faună, problema stabilirii vîrstei acestei părţi nu se poate aborda decît în mod indirect. Avînd în vedere că, fauna de amoniţi, specifică Apţianului superior (Gargasian), este cantonată în partea cea mai superioară a orizontului marnos-grezos, foarte aproape de primele bancuri masive de conglomerate şi gresii (cca 25 m grosime stratigrafică) şi prin faptul că acestea sînt acoperite de depozite ce aparţin Vraconianului, orizontul grezos-conglomeratic revine, prin poziţia lui stratigrafic-geometrică, Albianului.

Corelarea stratelor de Ciucaş-Zăganu cu depozite similare ale flişului intern din unitatea de Ceahlău. Depozite care aparţin intervalului stratigrafic Apţian-Albian sînt cunoscute în lungul celei mai interne unităţi a flişului cretacic din Carpaţii Orientali. Aceste depozite au fost însă grupate în complexe litologice, care de la autor la autor, au fost separate sub diferite denumiri, şi care se paralelizează cu stratele de Ciucaş-Zăganu din regiunea Zizin-Vama Buzăului (fig. 7).

Institutul Geologic al României



Fig. 7. — Schema de corelare a depozitelor Cretacicului inferior, aparținînd unității de Ceahlău (Carpații Orientali).
Esquisse de corrélation des dépôts du Crétacé inférieur appartenant à l'unité de Ceahlău (Carpates Orientales).

Institutul Geologic al României

B ă n c i l ă (1958), sintetizînd datele geologice cu privire la flișul Carpaților Orientali, descrie depozitele apțiene și albiene din unitatea vest-internă (unitatea de Ceahlău), sub numele de strate de Ceahlău-Zăganu, pe care le împarte în trei orizonturi :

În orizontul marnos-grezos inferior, citează forme de *Orbitolina conoidea* G r o s s și *O. lenticularis* L a m . și în consecință îl încadrează la Apțianul inferior. Urmează orizontul grezos, la alcătuirea căruia iau parte gresii calcaroase, grosiere și masive, care mai prezintă intercalații de marne și gresii curbicorticale. Din gresiile acestui orizont, C e r n e a (1952) a menționat în muntele Stînișoara forme de *Parahoplites*. După B ă n c i l ă (1958) ele ar putea să reprezinte baza Apțianului superior. Orizontul conglomeratic superior cu dese intercalații de gresii grosiere, formează în general masivele înalte ca : Stînișoara, Hăcigosul, Ceahlăul și Zăganul. Vîrsta lui este considerată de B ă n c i l ă (1958) apțian-albian inferior. În cuprinsul acestui orizont, autorul menționează prezența unor mici masive calcaroase, care în muntele Ceahlău apar în două nivele, situate aproape de baza conglomeratelor. Cît privește geneza acestora, B ă n c i l ă (1958) este de părere, că ar reprezenta formațiuni recifale, care s-au dezvoltat odată cu conglomeratele și sînt deci de aceeași vîrstă.

În extremitatea nordică a Carpaților Orientali, Ș t e f ă n e s c u (1967) distinge în cadrul pînzei de Ceahlău o serie de fliș, caracterizată printr-o alternanță de marne, calcare și gresii, care este încoronată de un conglomerat. Întreaga succesiune este încadrată la Albian.

În sectorul moldovenesc al flișului intern (între văile Moldova și Bistrița), A l e x a n d r e s c u (1967) așază peste stratele de Bistra, complexul stratelor de Babșa (denumite de A t h a n a s i u , 1905). Partea superioară a acestor strate poate urca, după părerea autorului, pînă în Apțianul superior (Gargasian). Stratele de Babșa sînt urmate de gresii și conglomerate albiene, de tipul acelora din masivele Ceahlău și Ciucaș-Zăganu.

În valea Bicazului, C o n t e s c u (1968) separă deasupra stratelor de Comarnic, un complex compus dintr-o alternanță ritmică de gresii și marne cenușii, cărora se adaugă rare calcarenite și calcare sideritice. Acest complex, corespunde în concepția autorului, faciesului marno-grezos ruginiu de la curbura Carpaților și aparține împreună cu stratele de Comarnic, intervalului Barremian-Apțian superior.

Flișul intern din partea centrală a Carpaților Orientali, include după S ă n d u l e s c u și S ă n d u l e s c u (1965) un fliș eocretacic, în care, peste stratele de Bistra, Barremian-Apțian, urmează depozitele de vîrstă albiană, șistoase în bază, și conglomeratice la partea superioară (conglomerate de tip Ceahlău).

F i l i p e s c u et al. (1961) deosebesc în jumătatea de vest a munților Bodoc, un fliș marnos-grezos, Apțian superior-Albian mediu, peste care se așază un fliș grezos-conglomeratic, Albian superior-Cenomanian. Autorii susțin că, spre sud flișul grezos-conglomeratic este înlocuit prin masa conglomeratelor din masivul Ciucaș-Zăganu. În bazinul văii Teleajenului, P o p e s c u (1958) pune în evidență un complex cu marne și

Institutul Geologic al României

gresii calcaroase și feruginoase, pe care îl atribuie Apțianului și care este urmat de conglomeratele de Zăganu albiene.

Pe marginea de est a munților Baiului, și în regiunea de izvoare a Doftanei și a Tîrlungului, M u r g e a n u și P a t r u l i u s (1959) constată absența stratelor de Comarnic, deasupra stratelor de Sinaia, instalîndu-se aici „complexul marnos-grezos ruginiu", barremian-apțian superior. Complexul acesta este urmat de un orizont de conglomerate și gresii masive. Ca vîrstă orizontul conglomeratic superior, prin analogie cu conglomeratele de Bucegi este încadrat la partea superioară a Apțianului și o parte din Albian.

Ulterior, M u r g e a n u et al. (1961) extind flișul marnos-grezos ruginiu spre vest, pînă în valea Ialomiței (strate de Piscul cu Brazi), atribuindu-i vîrsta barremian-albian inferioară, iar complexului grezos-conglomeratic de deasupra acestui fliș, îi revine vîrsta Albian mediu-Albian superior.

Din depozitele complexului marnos-grezos ruginiu de pe valea Doftanei, A v r a m și M a t e i (1964) au recoltat cîteva exemplare de *Acanthohoplites multispinatus* A n t h., *Ac.* sp. (Aff. *Ac. bigoti* S e u n.) și *Euphylloceras* aff. *morelianum* d'O r b., amoniți ce indică vîrsta apțian superioară (orizontul de Clansayes). Urmează complexul de marne și gresii calcaroase (strate de pîrîul Mogoș), din care au recoltat un exemplar de *Puzosia* sp. ce indică vîrsta albiană.

Depozite apțian-albiene se dezvoltă și la interiorul flișului cretacic intern, de la curbura Carpaților, în așa numita „zonă Dîmbovicioara-Baraolt" (M u r g e a n u et al., 1961).

În partea de nord a munților Baraolt C o n t e s c u (1966) recunoaște prezența unor depozite apțiene, sub forma unui complex de gresii cu marne sau șisturi siltitice, care reprezintă ultimul termen al Cretacicului din partea nordică a acestor munți.

În partea de sud a aceluiași lanț muntos, M u r g e a n u et al. (1961) au identificat un fliș marnos-grezos superior, ce aparține Apțianului superior și un orizont superior de conglomerate albiene, paralelizabil cu conglomeratele de Bucegi.

Cît privește zona Dîmbovicioara, aici Apțianul superior ca ultim termen al depozitelor eocretacice cuprinde doar rudite, reprezentate prin conglomerate polimictice și brecii calcaroase (P a t r u l i u s, 1969).

După ce am trecut în revistă separațiile efectuate de diverși autori, în depozitele de vîrstă Apțian-Albian în lungul flișului cel mai intern al Carpaților Orientali, avem posibilitatea de a compara aceste entități lito-stratigrafice, cu stratele de Ciucaș-Zăganu din regiunea de la est de localitatea Zizin.

De la nord la sud, pe plan regional, se pot stabili următoarele echivalări:

Ca poziție stratigrafică, stratele de Ciucaș-Zăganu se compară cu flișul grezos-marnos și flișul conglomeratic (Ș t e f ă n e s c u, 1967), din extremitatea nordică a Carpaților Orientali. În continuare partea supe-

Institutul Geologic al României

rioară a stratelor de Babșa, care nu cuprinde Barremianul și Apțianul inferior, ca și gresiile și conglomeratele albiene, din bazinele văilor Moldova și Bistrița așa cum au fost observate de Alexandrescu (1967) se echivalează cu stratele de Ciucaș-Zăganu.

Din orizonturile separate de Băncilă (1958), în cadrul stratelor de Ceahlău-Zăganu, ultimele două, orizontul grezos și cel conglomeratic se identifică și în regiunea Zizin-Vama Buzăului.

Făcînd abstracție de vîrstele acordate, se constată aceeași poziție stratigrafică și o apropiere lito-facială pronunțată între stratele de Ciucaș-Zăganu și flișul marnos-grezos și grezos-conglomeratic din munții Bodocului (Filipescu et al., 1961).

În zona de curbură a Carpaților Orientali, stratele de Ciucaș-Zăganu se paralelizează cu partea superioară a complexului marnos-grezos ruginiu, și cu orizontul superior cu conglomerate și gresii masive din munții Baiului (Murgeanu, Patrulius, 1959), sau cu flișul marnos-grezos ruginiu și complexul grezos-conglomeratic, din zona dintre valea Doftanei și valea Ialomiței (Murgeanu et al., 1961).

În ceea ce privește corelarea segmentului stratigrafic corespunzător stratelor de Ciucaș-Zăganu, pe întregul lanț carpatic, există serii analoage ca vîrstă și facies și în unitățile flișului din U.R.S.S.

Astfel, în zona Rachow, Dabaghian, Kulcitski și Loziniac (1967) citează pe valea Ceremușului Negru, la partea superioară a suitei de Beloticensc, prezența amoniților *Parahoplites* ex gr. *melchioris*, *Euphylloceras* sp. și *Douvilleiceras* sp., care atestă vîrsta Apțian superior-Albian a acestei suite. În aceeași regiune, Kulcitski (după Băncilă, 1969), distinge suita de Bogdansk, cu episoade grosiere și conglomeratice echivalente conglomeratelor de Ceahlău.

În zonele mai interne ale flișului, sînt de remarcat observațiile lui Ilovski (1965), care atribuie Apțian-Albianului, partea inferioară și medie a suitei Soimulsk din subzona Maramureș a Carpaților ucrainieni. Gresiile și aleuritele acestei suite au la partea superioară tot conglomerate.

4. Vraconian superior

Stratele cu auceline

Denumirea de strate cu auceline a fost introdusă în literatura geologică de către Filipescu et al. (1961), pentru „marnele grezoase și șisturile marno-argiloase" cu un bogat conținut în auceline, ce aflorează pe văile Teliului și Dobîrlăului (la est de localitatea Teliu-Brașov). În concepția autorilor, stratele cu auceline reprezintă „un facies local al părții terminale a flișului marno-grezos din pînza internă superioară" (unitatea de Ceahlău).

Am adoptat aceeași denumire, pentru depozitele care se dezvoltă cu caracteristicile litologice și plaleontologice enunțate mai sus, atît în unitatea de Ceahlău cît și în unitatea de Teleajen (în zona de limită),

Institutul Geologic al României

și pe care le-am urmărit regional, din valea Lișneului în nord (1964)[4], pînă la vest și sud-vest de satul Vama Buzăului.

R ă s p î n d i r e. Ivirile de strate cu auceline din perimetrul cercetat, care aparțin de unitatea de Ceahlău, se așternu transgresiv peste stratele de Ciucaș-Zăganu. Ele se identifică sub forma unor petece la vest de Vama Buzăului, pe cursul mijlociu al pîrîului Porcului și pe pîrîul Popii.

L i t o l o g i a. Stratele cu auceline, ce formează petecul de la vest de Vama Buzăului, sînt bine deschise pe cîțiva afluenți mici ai rîului Buzău, care coboară de pe interfluviul dintre valea Acrișului și rîul Buzău. Traversînd stratele cu auceline pe toată grosimea lor afluenții respectivi oferă aflorimente edificatoare pentru descifrarea alcătuirii litologice. În general aceste profile arată o răspîndire mare a marnelor nisipoase și a siltitelor marnoase, de culoare cenușie specifică, care se deosebesc foarte mult de depozitele de tip fliș din regiune. Marnele nisipoase și siltitele se prezintă în bancuri groase, în care, de cele mai multe ori cu dificultate se poate deslușî stratificația.

Ele se desfac în stare alterată, sau la lovire, în plăci centimetrice și subcentimetrice, paralele ,dar cu suprafețe foarte neregulate. În succesiunea stratigrafică a marnelor se observă la intervale foarte neregulate, intercalații de gresii micacee, moi, în strate decimetrice și de aceeași culoare cu marnele. În marne, și mai rar în gresii, am întîlnit frecvent auceline cît și mulaje deformate de amoniți.

Din exemplarele colectate am determinat :

Mariella (*M*) *bergeri* Br o n g n i a r t
Stoliczkaia sp.
Parahibolites tourtiae W e i g n.
Aucellina grypheoides S o w.
Phylloceras sp.
Hamites sp.

Pe pîrîul Porcului, stratele cu auceline ocupă o suprafață redusă fiind deschise la zi în malul stîng, în dreptul celui de-al doilea afluent estic al acestui pîrîu. De aici ele se extind către est, pînă la obîrșia unui afluent al Buzăului, care izvorăște din Muchia Ogîrceni. Față de ivirile de la vest de Vama Buzăului, aflorimentele de pe pîrîul Porcului prezintă o oarecare schimbare ca alcătuire litologică. În afară de marnele nisipoase și siltitele marnoase, slab stratificate, atît de caracteristice stratelor cu auceline, se întîlnesc în proporție egală, gresii micacee, cenușii-vinete, compacte, cu bobul fin, și gresii microconglomeratice, în bancuri ce ajung pînă la 1 m grosime. La est de Muchia Ogîrceni, gresiile se rărește, predominînd tot marnele nisipoase și siltitele.

Atît marnele, cît și gresiile, care aflorează pe pîrîul Porcului, sînt foarte fosilifere, găsindu-se frecvent specii de auceline și mulaje de amoniți. Fauna se recoltează însă foarte greu datorită spărturii neregulate a rocilor și a desprinderii neuniforme a cochiliilor din rocă. De aceea am

[4] I. G r ă f, C a s a n d r a G r ă f. Raport final asupra cercetărilor geologice în regiunea Bodoc-Dalnic-Valea Mare-Teliu. 1964, Arh. I.P.G.G. (M.I.P). București.

Institutul Geologic al României

recoltat exemplare rău păstrate, sau fragmente dintre care s-au putut determina doar cîteva genuri :

Scaphites sp.
Puzosia sp.
Aucellina sp.

Marne nisipoase de culoare cenușiu închis, în strate subcentimetrice, care formează pachete de mai mulți metri grosime, se găsesc și pe pîrîul Popii și pe afluentul nordic al acestuia, care se varsă în amonte de pîrîul Căldării. Aceste marne cu spărtură așchioasă caracteristică cuprind destul de des concrețiuni calcaroase cenușiu-negricioase foarte dure, cu diametrul pînă la 20 cm. Subordonat mai includ, rare intercalații de gresii micacee în strate subțiri.

Din marnele care aflorează pe afluentul nordic, menționat mai sus, am recoltat mai multe exemplare de *Parahibolites tourtiae* W e i g n., iar din cele de pe valea Popii, un exemplar de *Ostlingoceras puzosianum* d'O r b.

V î r s t a s t r a t e l o r c u a u c e l i n e. Depozitele de la vest de Vama Buzăului și de pe pîrîul Porcului, pe care le-am încadrat la stratele cu auceline, au fost menționate anterior, de Ș t e f ă n e s c u și Z a m f i r e s c u (1964), și au fost separate sub numele de „complex de marne calcaroase și gresii cu faună vraconiană". Autorii citează din acest complex amoniți, dintre care speciile cele mai caracteristice sînt : *Mariella bergeri* (B r o n g n i a r t), *Scaphites meriani* P i c t. et C a m p., *Mortoniceras* (*Dournovarites*) *postinflatum* S p a t h și *Lechites gaudini* P i c t. et C a m p. Amoniții citați la care se adaugă *Ostlingoceras puzosianum* d'O r b., găsit de noi pe pîrîul Popii, sînt considerați fosile de zonă pentru Vraconianul superior, formînd zona cu *Ostlingoceras puzosianum*, după schema dată de B r e i s t r o f f e r (1947). Într-adevăr în concluziile Colocviului asupra Cretacicului inferior din Franța (1963), zona cu *Mortoniceras inflatum* este încadrată la subzona VI b, care aparține Albianului superior și care corespunde Vraconianului în sensul conceput de B r e i s t r o f f e r (1940—1947).

Pe de altă parte B r e i s t r o f f e r (1947), îmbinînd rezultatele cercetărilor lui S p a t h (1923—1943), privitor la amoniții Albianului din Anglia, cu propriile sale cercetări din sud-estul Franței, separă pe această bază, Albianul în trei subdiviziuni. Ultimele două zone ale Albianului superior : zona cu *Stoliczkaia blancheti* și zona cu *Stoliczkaia* dispar (identică cu zona *Mortoniceras perinflatum*), corespund în vederile autorului Vraconianului, pe care îl consideră ca subetaj la partea terminală a Albianului.

În studiul stratigrafic al Cretacicului inferior din fosa Vocontiană, M o u l l a d e (1966) arată că, Vraconianul în afară de Franța și Anglia, nu mai este reprezentat în Europa decît în România, unde are o dezvoltare importantă. În consecință fauna vraconiană din țara noastră trebuie comparată și corelată cu aceea pe baza căreia s-au separat zonele paleontologice în primele două țări. Cum în cadrul stratelor cu auceline, care apar în unitatea de Ceahlău din perimetrul cercetat de noi, s-au identifi-

Institutul Geologic al României

cat amoniți de zonă pentru Vraconianul superior cum ar fi *Ostlingoceras puzosianum*, *Mortoniceras perinflatum* și *Stoliczkaia* sp., depozitele acestor strate aparțin fără dubiu Vraconianului superior (Ostlingoceratian), cu care începe și transgresiunea Cretacicului superior din această unitate.

Corelarea stratelor cu auceline cu alte apariții de depozite vraconiene din unitatea de Ceahlău. Depozite de vîrstă vraconiană și cu caracteristici litologice și paleontologice analoage cu cele ale stratelor cu auceline sînt menționate în mai multe regiuni din unitatea cea mai internă a flișului cretacic (unitatea de Ceahlău) (fig. 8). Peste tot, aceste depozite stau transgresiv față de depozitele subjacente ale Cretacicului inferior.

Problema existenței unor sedimente vraconiene în cuprinsul flișului cretacic intern de la curbura Carpaților Orientali, a fost pusă pentru prima oară de Murgeanu (1934). Autorul a recoltat din gresiile masive care aflorează pe valea Ialomiței, în împrejurimile localității Fieni (așa numitul facies grezos), o asociație de faună, cu specii albiene, dintre care unele indică însă și prezența Vraconianului [*Puzosia mayoriana* (d'Orb.), *Neohibolites minimus* (Lister), *Inoceramus sulcatus* Park., *I. salmoni* d'Orb., *Avicula* (*Aucellina*) *gryphaeoides* Sow.].

În valea Dîmboviței, între Cotenești și Bădeni, Murgeanu și Patrulius (1957) semnalează, marne și marne grezoase, moi, cenușii, care stau transgresiv pe conglomeratele de Bucegi. Fauna de amoniți provenită din aceste marne indică vîrsta Vraconian superior și este compusă din următoarele specii: *Kossmatella demolyi* Breist., *Anisoceras perarmatum* Pict. et Camp., *Stoliczkaia* sp., *Parahibolites tourtiae* Weigner, *Lechites gaudini* Pict. et Camp. și *Aucellina gryphaeoides* Sow.

Cu aceleași trăsături lito- și biofaciale, marnele de Cotenești, vraconian-superioare, se urmăresc din valea Dîmboviței spre est, pe marginea de sud a masivului Leaota, pînă în valea Ialomiței.

În regiunea dintre valea Prahovei și izvoarele Teleajenului, Popescu (1950) a identificat o serie fosiliferă cu caractere litologice specifice, pe care o numește „seria de Dumbrăvioara". Seria de Dumbrăvioara litologic este alcătuită din marne tari ,grezoase, micafere și fără stratificație și aparține Vraconianului superior. Pe valea Prahovei, între Comarnic și Gura Beliei și pe valea Bătrîioarei, seria de Dumbrăvioara se dispune transgresiv peste depozite cretacice mai vechi. Marnele bazale de vîrstă vraconiană conțin în afară de auceline exemplare de *Parahibolites tourtiae* Weign., *Scaphites meriani* Pict. et Camp., *Lechites gaudini* Pict. et Camp., *Puzosia* sp., *Stomohamites* sp. ș.a.

Depozitele care îmbracă același facies au mai fost recunoscute de autor și în bazinul văii Teleajenului pe flancurile sinclinalului Măgura Nebunii-Pridvarea-Boncuța și în culmea Cămășii (sud-est de Mănăstirea Cheia). Ele se regăsesc aici în continuitate de sedimentare peste complexul marnos-grezos al seriei de Bobu și sub forma unui petec de acoperire care se așază transgresiv peste gresiile aptiene ale pînzei de Bratocea (unitatea de Ceahlău). În sinclinalul Măgura Nebunii-Pridvarea-

Institutul Geologic al României

Boncuța în seria de Dumbrăvioara s-au găsit : *Parahibolites tourtiae* W e i g. și fragmente de *Anisoceras* sp. și *Hamitoides* sp. Mai sărace în faună, marnele vraconiene din culmea Cămășii au furnizat *Kossmatella* sp. și auceline.

Comparate cu stratele cu auceline din bazinul văii Buzăului, depozitele vraconiene de la sud și vest de această vale reprezintă corespondentul acestora atît ca entitate litostratigrafică, dar mai ales ca unitate biostratigrafică.

5. Cenomanian

Stratele de Teliu

Am folosit denumirea de „strate de valea Teliului" în anul 1963[5], pentru depozitele de vîrstă cenomaniană, ce se dezvoltă pe o suprafață întinsă pe cursul superior al văii Teliului (în semifereastra Teliului), unde formează autohtonul pînzei de Ceahlău.

Pentru a nu da loc la confuzii, precizăm, că termenul de „strate de Teliu" a fost introdus în literatura geologică de către B ă n c i l ă (1958), care a separat sub această denumire, marnele grezoase și marnocalcarele ce aflorează pe valea Teliului și pe care le-a încadrat la Vraconianul superior și la Cenomanian. Spre deosebire de B ă n c i l ă, am restrîns „stratele de Teliu", numai la marnocalcarele cenușii-negricioase și argilele roșii cu faună cenomaniană, în timp ce marnele grezoase de vîrstă vraconiană le-am trecut la „stratele cu auceline".

R ă s p î n d i r e. Stratele de Teliu apar pe pîrîul Popii (afluent al Tîrlungului), păstrînd aspectul litologic al acelora ce se dezvoltă pe valea Teliului.

Din punct de vedere structural însă, aparțin de unitatea de Ceahlău, așezîndu-se transgresiv pe conglomeratele albiene de la partea superioară a stratelor de Ciucaș-Zăganu.

Pe pîrîul Popii, stratele de Teliu se identifică în două iviri. Una mai restrînsă, la cca 100 m amonte de confluența cu pîrîul Căldării, care se rezumă la cîteva aflorimente în firul văii și alta, mai extinsă, situată mai la est (cu cca 250 m), care prezintă deschideri edificatoare, atît în firul văii, cît și în lungul celor doi versanți.

L i t o l o g i a . În prima ivire, apar marne calcaroase, deseori nisipoase și marne grezoase, de culoare cenușiu deschis pînă la albăstrui. Cu o structură psamitică și textură compactă, aceste roci se evidențiază prin duritatea lor mare. Ele se separă în strate centimetrice și subcentimetrice, care alcătuiesc bancuri de grosimi metrice, între care se interpun rare lespezi de gresii micacee, nu prea dure și slab calcaroase. În afara acestor elemente constitutive, mai reține atenția prezența unor calcare sideritice, foarte dure, de culoare cenușie-negricioasă. Aceste calcare au grosimi în jur de 5—10 cm și se individualizează în strate lentiliforme.

[5] I. G r ă f, C a s a n d r a G r ă f. Raport final asupra cercetărilor geologice în regiunea Bodoc—Valea Mare—Teliu. 1964. Arh. I.P.G.G. (M.I.P.). București.

Institutul Geologic al României

În cea de-a doua apariție, stratele de Teliu, împreună cu stratele cu auceline, stau discordant pe gresiile și conglomeratele masive de Ciucaș-Zăganu. De data aceasta, ele sînt constituite în partea inferioară, din marne calcaroase, cu textură compactă și foarte dure, care se succed în lespezi și bancuri submetrice. Bancurile de marne calcaroase, se individualizează în general prin suprafețe de stratificație bune, dar prezintă destul de des și plane de separație, care nu sînt paralele cu stratificația. La intervale neregulate, bancurile de marne calcaroase sînt despărțite de șisturi marnoase siltitice, sau de șisturi argiloase, de culoare negricioasă, în pachete decimetrice. Atît șisturile marnoase, cît și cele argiloase, prezintă frecvent filme nisipoase, micafere, de culoare gălbuie, pînă la ruginiu, cu abundente resturi de plante incarbonizate și fragmente subțiri de cochilii de inocerami.

Această succesiune se dezvoltă pe o grosime de cca 40—50 m, după care, se trece treptat la o alternanță regulată de marnocalcare și calcare grezoase, foarte dure, în strate decimetrice. În afara coloritului cenușiu închis, pînă la negru, caracteristic stratelor de Teliu, rocile constituente se remarcă prin duritatea și spărtura lor prismatică, sau în plăci centimetrice neregulate. Grosimea totală a stratelor de Teliu de pe Valea Popii este de cca 75 m.

Conținutul faunistic. În apariția de la est de pîrîul Căldării, marnele calcaroase ale stratelor de Teliu, conțin numeroase fragmente și cochilii întregi de inocerami, de forme și mărimi diferite, care însă nu se pot detașa din rocă, datorită durității acesteia și de aceea nu permit determinarea lor.

Din marnocalcarele și calcarele grezoase a celei de-a doua apariții de strate de Teliu am reușit să recoltăm mai multe mulaje și cochilii întregi de *Inoceramus* aff. *crippsi* Mant. și cîteva exemplare de *Neohibolites ultimus* (d'Orb.). Această faună apare la numai 10 m deasupra limitei cu depozitele vraconiene, ale stratelor cu auceline.

Vîrsta stratelor de Teliu. Cu toate stăruințele și insistențele noastre, nu am reușit să găsim pînă în prezent în depozitele cretacice superioare ce aflorează în perimetrul cercetat, faună de amoniți. De aceea în atribuirea vîrstelor, pentru acest segment stratigrafic, am fost nevoiți să ne sprijinim pe fauna de inocerami descoperită.

Deși valoarea stratigrafică a inoceramilor este pusă în discuție de unii autori (Sornaux, 1966), care acordă acestui gen doar un rol stratigrafic secundar, repartiția geografică pe o arie foarte întinsă, aproape mondială a inoceramilor și durata de viață foarte scurtă a diferitelor specii, a făcut ca să se acorde totuși și acestui grup, importanța cuvenită. Astfel pentru multe regiuni, și îndeosebi pentru Germania, inoceramii au fost utilizați ca fosile de zonă pentru Cretacicul superior (Schlüter, 1877; Heinz, 1928; Woods, 1910).

În zonarea lui Heinz (1932) și a lui Woods (1910—1911), *Inoceramus* aff. *crippsi* Mant., descoperit de noi în stratele de Teliu, pe pîrîul Popii, formează împreună cu *Inoceramus etheridgeri* și *I. tenuis*, zona cea

Institutul Geologic al României

mai inferioară din Cenomanian. După T e r m i e r (1960), această zonă este echivalentă cu zona cu *Schloenbachia varians* ce caracterizează Cenomanianul inferior.

În flișul cretacic intern de la curbura Carpaților, *Inoceramus crippsi* M a n t., este citat alături de amonitul *Mantelliceras mantelli* (S o w.), la Stoenești, pe valea Dîmboviței (M u r g e a n u et al., 1961), și însoțește acest amonit și în „orizontul șisturilor marnoase și marnocalcarelor cenușii-negricioase", separat de N e a g u (1965) ș în regiunea Teliu-Dobîrlău.

Cum și *Mantelliceras mantelli* (S o w.) a fost considerat fosilă de zonă pentru Cenomanianul inferior, de către Colocviul asupra Cretacicului superior de la Dijon (1959), *Inoceramus crippsi* trebuie să fie încadrat la același etaj stratigrafic.

Prezența Cenomanianului este confirmată și de asociația microfaunistică, cuprinsă în marnocalcarele cu *Inoceramus* aff. *crippsi* M a n t., de pe pîrîul Popii, care este reprezentată prin următoarele specii : *Dorothia oxycona* (R e u s s), *Tritaxia gaultina carinata* (N e a g u), *Dorothia pupa* (R e u s s), *Ramulina novaxuleata* B u l l a r d, *Osangularia cretacea* (C a r b o n i e r), *Gyroidinoides mauretanicus* (C a r b o n i e r), *Praeglobotruncana delrioensis* (P l u m m e r).

C o r e l ă r i. Depozite de vîrstă cenomaniană în unitatea cea mai internă a flișului cretacic din Carpații Orientali, se mai cunosc în cîteva regiuni de la curbură (Cotenești, Runcu, Comarnic). În toate aceste regiuni, aceste depozite stau, împreună cu cele vraconiene, transgresiv pe gresii aptiene sau conglomerate albiene.

Prima indicație cu privire la prezența Cenomanianului în partea internă a flișului carpatic, a fost furnizată de P a u l (1883) prin descoperirea lui *Mantelliceras mantelli* S o w. la Comarnic. Mult mai tîrziu P o p e s c u (1958) delimitează pe valea Prahovei, la sud de localitatea Comarnic, în cuprinsul așa numitei „serii de Dumbrăvioara" un complex cu „marne calcaroase și marnocalcare tari, grezoase de culoare cenușie-vînătă și negricioasă", de vîrstă cenomaniană. Acest termen este identic ca alcătuire litologică, cu stratele de Teliu separate de noi, care succed în continuitate de sedimentare stratele cu auceline, vraconiene, prezente și ele în baza seriei de Dumbrăvioara.

Aceeași succesiune există și în bazinul văii Dîmboviței, la Cotenești și Bădeni unde, depozite de vîrstă vraco-cenomaniană stau în poziție discordantă pe gresii și conglomerate albiene de tip Bucegi. În această zonă, la partea superioară a seriei, se trece de la marne cenușii, nisipoase, care conțin o bogată faună vraconiană, la un pachet de marne fine, tari, de culoare cenușie, pe alocuri violacee, în care s-au identificat inocerami de vîrstă cenomaniană, printre care și *Inoceramus crippsi* (M u r g e a n u et al., 1961). Se recunoaște deci și aici o situație lito-stratigrafică asemănătoare cu aceea descrisă de noi pe pîrîul Popii.

Institutul Geologic al României

6. Turonian

Stratele de Valea Dobîrlăului

Sub denumirea de strate de Valea Dobîrlăului am separat pe cursul superior al văilor Dobîrlău și Teliului (1963)[6], un complex de marne cenușii cu intercalații de gresii micacee și cu lentile de calcare sideritice, care conțin frecvent mulaje de inocerami de vîrstă turoniană. Prezentînd aspectul lito-facial cel mai caracteristic în bazinul văii Dobîrlăului, pe profilele pîrîului Răchiții, pîrîului Dulce și pîrîului Pistrăgosul, unde se urmărește succesiunea completă a acestor strate, am păstrat în continuare această denumire.

Răspîndire. Am reîntîlnit aceleași depozite pe pîrîul Căldării (afluent sudic al pîrîului Popii) și pe primul afluent pe stînga al acestuia. Ele stau aici în poziție transgresivă față de conglomeratele de Ciucaș-Zăganu. Pîrîul Căldării oferă aflorimente edificatoare în malul stîng, unde stratele de Valea Dobîrlăului sînt deschise aproape continuu între cei doi afluenți ai lui, dar pe o grosime stratigrafică mică de numai 50—60 m.

Litologia. În bazinul pîrîului Căldării, stratele de Valea Dobîrlăului sînt predominant pelitice. Pe un fond de marne nisipoase, cu structură psamitică și de culoare cenușiu închis, care trec deseori la siltite, apar și rare intercalații de gresii, în strate subțiri. În ansamblu marnele sînt friabile, dar există și cazuri cînd, datorită aportului mai bogat de carbonat de calciu, ele capătă o textură compactă devenind dure. În general prezintă o stratificație bună, dispunîndu-se în pachete pînă la 1 m grosime, care se desfac în strate centimetrice și subcentimetrice. Succesiunea pachetelor de marne este întreruptă de gresii cenușii, foarte micafere, cu structură psamitică și textură slab curbicorticală, care se intercalează de obicei în plăci centimetrice și în lespezi.

În constituția acestor gresii, primul loc îl ocupă granulele de cuarț subangular, care predomină. În proporție mai mică, se disting granule de feldspați ortoclazi și plagioclazi, lamele de muscovit și mai rar biotit. Cimentul gresiilor este de contact, alcătuind cantitativ o parte relativ redusă din ansamblul rocii.

Ca un element litologic constant, dar subordonat, în cadrul stratelor de Valea Dobîrlăului se identifică, din loc în loc, la intervale neregulate, între marnele nisipoase și siltitele de culoare cenușiu închis, marnocalcare destul de dure și cu un colorit mai deschis. Aceste marnocalcare se detașează prin coloritul lor, de fondul general închis al pelitelor și dau stratelor de Valea Dobîrlăului un aspect rubanat caracteristic.

Conținutul faunistic. Macrofauna acestor strate, în bazinul pîrîului Căldării, se rezumă la fragmente de cochilii subțiri și la mulaje de inocerami, care datorită deformărilor la care au fost supuse după depunerea lor, sînt greu de determinat. Dintr-un punct fosilifer, situat la cca

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

Institutul Geologic al României

1 km amonte de vărsarea pîrîului Căldării, am reușit să determinăm un mulaj extern de *Inoceramus* aff. *labiatus* Schlot., provenit din siltitele ce aflorează în malul stîng al pîrîului.

Vîrsta stratelor de Valea Dobîrlăului. În zonarea inoceramilor, efectuată de Heinz (1928), pentru Cretacicul superior din Lüneburg (Germania) și de Woods (1911), pentru Cretacicul din Anglia, specia *Inoceramus labiatus* formează cea mai inferioară zonă a Turonianului și este echivalată zonei cu *Mammites nodosoides*.

Corelări. Depozite de vîrstă Turonian-Senonian, în aria unității de Ceahlău, sînt cunoscute doar în zona de curbură a Carpaților.

Seria de Dumbrăvioara, semnalată de Popescu (1958) în bazinul văii Prahovei, trece, după cum afirmă autorul, în dreptul localităților Comarnic, la marnocalcare roșii-vișinii de vîrstă Turonian-Senonian. Din valea Prahovei spre vest, depozitele turonian-senoniene, se conturează discontinuu, sub formă de petece, fiind depuse discordant pe un substrat barremian-apțian, sau albian (Murgeanu et al., 1961). Asemenea depuneri ocupă suprafețe ceva mai mari, în regiunea Talea și mai la vest, în regiunea de la Runcu, pe valea Ialomicioarei. În această zonă, Turonian-Senonianului îi corespund marne de culoare cenușiu deschis și roșii, bogate în globotruncane și inocerami.

Pe valea Dîmboviței, în regiunea de la Stoenești-Cotenești și Lăicăi, Turonianul urmează în continuitate de sedimentare peste Cenomanian și include, marne cenușiu deschise pe alocuri roșii, marnocalcare și calcare marnoase, de aceeași culoare, cu intercalații subțiri de gresii în plăci (Murgeanu și Patrulius, 1957). Aceste depozite sînt caracterizate de o asociație microfaunistică care conține *Rotalipora turonica* Brotz, *Praeglobotruncana helvetica* Bolli, *P. concavata* Brotz, *Globotruncana marginata* Reuss, și *G. lapparenti* Brotz.

Rarele elemente de macrofaună se rezumă la cîteva exemplare de *Gaudriceras* sp. și *Lewesiceras* sp. (Murgeanu și Patrulius, 1957; Murgeanu et al., 1961) și un exemplar de *Inoceramus* aff. *labiatus* Schlot. găsit de Avram (1967).

Tot pe valea Dîmboviței, la Stoenești, sub complexul senonian, Nedelcu (după Băncilă, 1958) a identificat un pachet de marnocalcare și gresii cenușii, în care a descoperit o asociație de macrofaună din care se desprinde prezența lui *Inoceramus labiatus*, care atestă vîrsta Turonian inferior, a acestui pachet de strate.

În concluzie, în cuprinsul unității de Ceahlău, în sectorul de la curbură a Carpaților Orientali, există depozite turoniene cu aceeași alcătuire litologică ca cele conturate de noi în bazinul pîrîului Popii (Budila), care stau fie transgresiv pe un substrat mai vechi ,sau se urmăresc în continuitate de sedimentare cu depozite de vîrstă Cenomanian.

UNITATEA DE TELEAJEN

Unitatea de Teleajen este situată la est de unitatea de Ceahlău.

Ca unitate structurală majoră este pusă în evidență, începînd din extremitatea nordică a Carpaților Orientali (Ștefănescu, 1967)),

Institutul Geologic al României

pînă la vest de valea Ialomiței (B ă n c i l ă, 1958). În ultima vreme, în literatura geologică din țara noastră au fost utilizate pentru această unitate mai multe denumiri, dintre care trei au o circulație mai largă : unitatea est-internă (B ă n c i l ă , 1958), pînza internă inferioară (F i l i p e s c u et al., 1961) și pînza flișului curbicortical (D u m i t r e s c u et al., 1962).

Am adoptat termenul de unitate de Teleajen, deoarece această denumire este deja uzuală (P o p e s c u, 1958; M u r g e a n u et al., 1961; Ș t e f ă n e s c u, 1967 etc.), iar pe de altă parte, această unitate se conturează expresiv în bazinul văii Teleajenului, de unde se continuă spre nord în perimetrul cercetat de noi.

La sud de depresiunea Tg. Secuiesc, unitatea de Teleajen se lărgește foarte mult, ajungînd în dreptul cursului superior al Buzăului, la cca 20 km.

Cercetările noastre însă, au efectuat o porțiune relativ îngustă din această unitate, de cca 3—4 km lățime în zona de contact cu unitatea de Ceahlău. Pe lîngă lămurirea unor probleme de ordin stratigrafic, am urmărit prin includerea acestei porțiuni la perimetrul studiat, descifrarea structurii de amănunt din zona de contact și implicit, a relațiilor tectonice dintre cele două unități structurale majore (unitatea de Ceahlău și unitatea de Teleajen).

Față de unitatea de Ceahlău, unitatea de Teleajen prezintă un relief cu înălțimi mai mici și forme domoale, care contrastează cu relieful sălbatic format din conglomeratele de Ciucaș.

Din punct de vedere geologic, această unitate se detașează în primul rînd prin stilul tectonic și apoi printr-o alcătuire lito-facială și stratigrafică proprie. Deosebirile sînt destul de evidente, în ce privește aspectul litologic al Cretacicului inferior. Cretacicul superior însă este foarte apropiat de acela din unitatea de Ceahlău.

În raport cu trăsăturile litologice și a conținutului faunistic, am separat în cadrul unității de Teleajen mai multe orizonturi stratigrafice. Aceste entități se delimitează cartografic în benzi paralele orientate aproximativ nord-sud. Benzile estice cuprind depozitele cele mai vechi, iar pe măsură ce ne îndreptăm către vest, către contactul cu unitatea de Ceahlău, sîntem confruntați cu depozite din ce în ce mai noi.

În felul acesta, în regiunea Vama Buzăului, în cadrul unității de Teleajen am efectuat următoarele separații stratigrafice: seria de Teleajen cu un orizont marnos-grezos în bază (Apțian superior-Albian superior) și orizontul gresiei de Sita-Tătaru la partea superioară (Vraconian inferior); stratele cu auceline (Vraconian superior); stratele de Teliu (Cenomanian); stratele de Valea Dobîrlăului (Turonian-Senonian inferior).

1. Apțian superior-Vraconian inferior

Stratele de Teleajen

Descriind flișul cretacic din regiunea văii Teleajenului, P o p e s c u (1958) folosește prima dată termenul de „seria de Teleajen", pentru „al-

Institutul Geologic al României

ternanţa deasă de gresii şi marne, sau argile nisipoase, cu sedimentaţie ritmică", ce aflorează în bazinul acestei văi. Din valea Teleajenului seria se continuă spre nord, păstrîndu-şi particularităţile litologice şi se identifică cu aceleaşi caractere şi în regiunea cursului superior al Buzăului, unde ocupă o zonă destul de întinsă. Spre deosebire de valea Teleajenului, unde în cuprinsul seriei de Teleajen nu se pot face separaţii litologice, în regiunea cursului superior al Buzăului, în cadrul acestei serii, se conturează un orizont marnos-grezos la partea inferioară, urmat de orizontul gresiei de Sita-Tătaru, la partea superioară.

Apţian superior-Albian superior. a) *Orizontul marnos-grezos.* În regiunea cercetată, orizontul marnos-grezos al seriei de Teleajen se dezvoltă de la cotul Buzăului (Intorsura Buzăului) spre sud, pînă în dreptul confluenţei rîului Buzău cu pîrîul Strîmbu. În lungul acestui segment, orizontul marnos-grezos este traversat de cursul mai multor văi, care deschid profile edificatoare.

R ă s p î n d i r e . Asemenea profile, se găsesc pe afluenţii vestici ai pîrîului Popii (Ciumernic) şi pe afluenţii de stînga ai Buzoelului, ce coboară din culmea Beldii Plai (pîrîul Cenuşarului, pîrîul Catanii).

L i t o l o g i a. În general, orizontul marnos-grezos din regiunea Intorsura Buzăului-Vama Buzăului, este predominant pelitic, arenitele participînd în proporţie redusă la alcătuirea lui. Există totuşi şi cazuri, în care arenitele apar în proporţie egală cu pelitele, în special spre partea superioară a orizontului (fig. 8).

Pe afluentul vestic al pîrîului Popii, care izvorăşte în dealul Seciului, la partea cea mai inferioară a orizontului, în axul unui anticlinal, apar marne şi marne calcaroase şistoase, de culoare cenuşiu închis, cu textură compactă şi destul de tari. Marnele şi marnele calcaroase, alcătuiesc pachete care depăşesc uneori grosimea de 1 m. Ele comportă frecvent intercalaţii de marnocalcare şi calcare marnoase dure, ce se dispun în strate de 5—6 cm grosime şi care sînt de culoare cenuşiu-albăstrui. Examinate la microscop calcarele marnoase apar constituite dintr-o alternanţă de lamine, în care calcita este mai pură şi mai dezvoltată dimensional. Acestei alternanţe se asociază un detritus aleuritic mediu, reprezentat prin granule de cuarţ, paiete de muscovit şi feldspaţi.

Structura rocii este microcristalină şi textura orientată.

Gresiile ocupă un loc subordonat şi se întîlnesc în strate de aceeaşi grosime cu calcarele marnoase, pe care le însoţesc (5—10 cm). Întreaga suită are un aspect oarecum ritmic, ritmurile fiind formate de obicei din trei elemente : marne, marnocalcare şi gresii. Această succesiune se poate urmări în continuare spre sud, pe toate văile care intersectează axul anticlinalului Intorsura Buzăului-Buzoel. Astfel, partea cea mai inferioară a seriei de Teleajen, cu o grosime de cca 25—30 m, se identifică pe afluentul sudic al văii Largi, aproape de vărsarea lui, pe cursul mediu al afluentului pîrîului Popii, ce izvorăşte din creasta Pontu Semeria, pe bifurcarea

Institutul Geologic al României

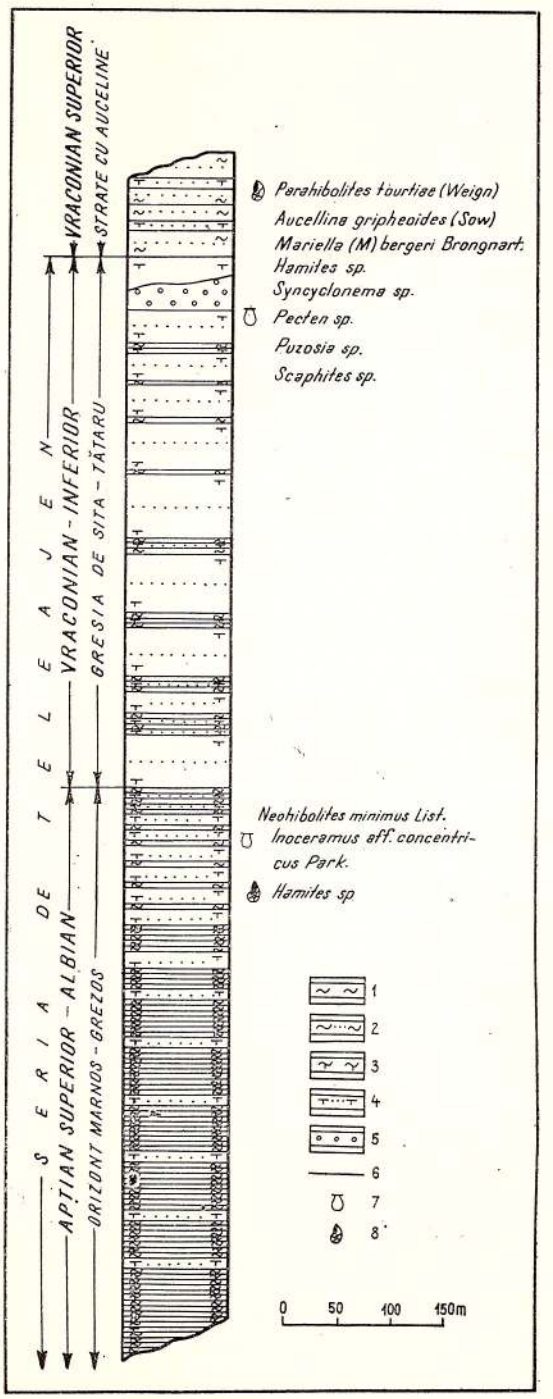


Fig. 8. — Coloană stratigrafică sintetică a stratelor de Teleajen și a stratelor cu auceline din regiunea Vama Buzăului.

Strate de Teleajen, Apțian superior-Albian, orizontul marnos-grezos; Vraconian inferior, orizontul gresiei de Sita-Tătaru:

1, marne; 2, marne siltitice; 3, gresii curbicorticale; 4, gresii micacee; 5, conglomerate; 6, limită normală; 7, lamelibranhiate, 8, macrofaună cu amoniți.

Colonne stratigraphique synthétique des couches de Teleajen et des couches à aucelines de la région de Vama Buzăului.

Couches de Teleajen, Aptien supérieur — Albien, l'horizon marneux-greseux; Vraconien inférieur, l'horizon du grès de Sita-Tăteru:

1, marnes; 2, marnes siltitiques; 3, grès courbicorticaux; 4, grès micacés; 5, conglomérats; 6, limite normale; 7, lamellibranches; 8, macrofaune à ammonites.

Institutul Geologic al României

vestică a văii Strîmbița și pe afluenții de pe dreapta Buzoelului : pîrîul Catanii și pîrîul Cenușarului (fig. 8).

Treptat, se trece la o succesiune, în care aspectul lito-facial este diferit, fiind alcătuit din marne și argile albăstrui și cenușii verzui, micafere, plastice și mai puțin compacte decît cele de la partea inferioară a seriei de Teleajen. Stratificate centimetric și mai ales subcentimetric, marnele și argilele acestei părți, formează pachete de 20—30 cm grosime, între care se interpun gresii în strate decimetrice, slab calcaroase, de culoare cenușiu-vînăt, cu bobul fin și dure. Ceea ce se remarcă la aceste gresii, este textura lor pronunțată curbicorticală (fig. 8), particularitate care, a determinat pe unii autori să confere complexului în care sînt răspîndite, denumirea de „serie curbicorticală" (B ă n c i l ă, 1958).

Detritusul mineral al acestor gresii, angular și aleuritic, este constituit din granule de cuarț, cărora se alătură subordonat, paiete orientate, de muscovit, sericit, și rare fragmente de cuarțit și biotit lamelar. Cimentul gresiilor este mixt și este format din calcit, căruia se asociază uneori și cloritul.

Pe cei doi afluenți vestici ai pîrîului Popii, marnele și marnele calcaroase, din axul anticlinalului Intorsura Buzăului-Buzoel, sînt urmate de o succesiune de marne cenușii-albăstrui, micafere și nisipoase, ce alternează cu gresii calcaroase, dure, satinate și curbicorticale, în strate de 20—25 cm grosime. Gresiile prezintă pe fața inferioară frumoase figuri de curent de tipul turboglifelor (flute casts), ca și urme de tîrîre (drag-marks).

Spre sud, se păstrează aceeași succesiune pe pîrîul Catanii și pe pîrîul Cenușarului, unde elementele de bază ale succesiunii (marne și gresii), formează însă ritmuri binare mai dese (15—20 cm). Alături de marne, în regiunea acestor văi, se evidențiază destul de des, intercalații argiloase centimetrice, care contrastează prin culoarea lor verzuie.

Pe afluenții vestici ai Buzoelului, care coboară din muchea Beldi Plai, grosimea pachetelor pelitice crește din nou, ajungînd la 40—50 cm, iar gresiile calcaroase și curbicorticale se întîlnesc ca intercalații, pînă la 15—20 cm grosime.

Partea superioară a orizontului marnos-grezos, pe o grosime stratigrafică de cca 60—80 m, este deosebită ca alcătuire litologică, față de primele două. Aceasta datorită faptului că, aportul arenitelor se face mai simțit, ajungînd chiar să dețină ponderea (fig. 8). Ultima parte a orizontului, se observă foarte bine pe toți afluenții de pe dreapta, ai rîului Buzău, din dreptul satului Acriș.

În profilele acestor văi, partea terminală a orizontului marnos-grezos are în alcătuirea ei, în afară de pelite, bancuri de gresii care ating frecvent grosimea de 1 m. Textura curbicorticală, atît de caracteristică gresiilor de la partea mediană a orizontului se face remarcată doar la partea superioară a bancurilor, care se exfoliază și se detașează sub forma unor plăci.

Gresiile sînt de culoare vînătă-albăstruie în spărtură proaspătă. În constituția lor, muscovitul ocupă un loc important și este uniform,

Institutul Geologic al României

dar haotic dispersat în masa rocii. Afară de muscovit, se mai disting granule de cuarț și cuarțit. În general gresiile au bobul fin pînă la mediu, iar cimentul este calcitic sau poate deveni și mixt.

Marnele au culoarea cenușie-albăstruie, structura psamitică și sînt stratificate subcentimetric. Ele se separă în pachete de 30—40 cm grosime, între bancurile de gresii. Spre partea terminală a seriei, pachetele de marne se subțiază din ce în ce, nedepășind 10—15 cm. Uneori intercalațiile de pelite dintre gresii se reduc la simple lamine.

Toți afluenții vestici ai Ciumernicului deschid înspre izvoare, această parte a orizontului marnos-grezos, care este marcată de prezența materialului arenitic în masa pelitică, anunțînd orizontul gresiilor masive care urmează.

Pe aceste văi se observă, la trecerea de la partea mediană la cea superioară, mai întîi o îngroșare a bancurilor de gresii, care alternează ritmic cu marne, în strate de 30—40 cm grosime (fig. 8). Treptat pachetele de marne se subțiază și cedează locul gresiilor, care rar mai coboară sub grosimea de 1 m.

Aceeași trecere spre orizontul următor, se distinge și în zona de obîrșie a văilor ce coboară de pe versantul estic al Muchiei Predesculului.

În trasarea limitei superioare a orizontului marnos-grezos, ne-am folosit de criterii litologice. În consecință, am fixat această limită în baza primelor bancuri masive de gresii, care se succed pe o grosime stratigrafică mai mare și care nu mai comportă decît accidental, intercalații de pelite. Aceste gresii sînt caracteristice orizontului, care urmează în acoperișul seriei de Teleajen.

Grosimea orizontului marnos-grezos al seriei de Teleajen, din regiunea Vama Buzăului, atît cît apare la zi variază între 350 și 500 m.

Conținutul faunistic. Macrofauna găsită în orizontul marnos-grezos al stratelor de Teleajen din cadrul perimetrului cercetat, a fost recoltată din trei puncte. În general, fauna acestui orizont, este mai săracă în indivizi și specii, decît aceea descoperită în depozitele unității de Ceahlău. Ea a fost găsită în partea mediană și cea superioară a orizontului.

Astfel, am extras din marnele părții mediane, care aflorează în malul drept al Buzoelului, la cca 1,2 km sud de confluența lui cu pîrîul Strîmbița, două exemplare de *Neohibolites* cf. *minimus* List. În același loc am identificat cochilia unui inoceram de o mărime apreciabilă (cca 20 cm diametru), care însă nu s-a putut detașa, fiind intim legată de masa marnelor.

Din marnele calcaroase și nisipoase, care apar la podul ce trece Buzoelul, în dreptul pîrîului Strîmbița, am recoltat de asemenea un exemplar de *Neohibolites* cf. *minimus* List., precum și mulajul extern al unui amonit de talie mică, care nu este determinabil.

Al treilea punct fosilifer este situat pe afluentul estic al pîrîului Buzău, care izvorăște din vîrful Pontu Semeria, la cca 500 m amonte de vărsarea lui. Dintr-un pachet marnos de la partea terminală a orizontu-

Institutul Geologic al României

lui, deschisă în malul drept al pîrîului, am recoltat o asociație de macrofaună din care am determinat:

Inoceramus aff. *concentricus* Park.
Neohibolites minimus List.
Hamites sp.

Vîrsta orizontului marnos-grezos. Asociația macrofaunistică citată, conferă orizontului marnos-grezos al seriei de Teleajen, vîrsta Albian mediu-Albian superior.

Asociațiile microfaunistice ce provin din partea inferioară a orizontului marnos-grezos, indică însă vîrsta Albian inferior-Albian mediu fiind alcătuite din următoarele specii: *Dendrophrya excelsa* Grzybowski, *Hyperammina subnodosiformis* Grzybowski, *Rhizammina indivisa* Brady, *Proteonina complanata* (Franke), *Saccamina placenta* (Grzybowski), *Glomospira irregularis* (Grzybowski), *Plectorecurvoides alternans* Noth, *Dorothia filiformis* (Berthelin).

Vîrsta Albian superior este confirmată de asociațiile microfaunistice din pelitele părții mediane și superioare a orizontului marnos-grezos. Aceste asociații sînt caracterizate de următoarele specii: *Dendrophrya excelsa* Grzybowski, *Rhizammina algaeformis* Brady, *Reophax* cf. *minuta* Tappan, *Hippocrepina depressa* Vasicek, *Haplophragmoides gigas* Cushman, *Pleurostomella obtusa* Berthelin, *Saccamina placenta* (Grzybowski), *Recurvoides deflexiformis* (Noth), *Cystammina panciloculata* (Brady), *Dorothia filiformis* (Berthelin), *Hedbergella infracretacea* (Glaessner).

Pe de altă parte, Săndulescu (1965) a recoltat din complexul șistos inferior al seriei de Teleajen pe valea Sitei (Sita Buzăului), la cca 300 m sub limita cu complexul grezos, un fragment de *Parahoplites melchioris* Anth. Această specie este citată de Breistroffer (1947) în asociația faunistică a Clansayesianului (Apțian superior). În urma descoperirii acestui amonit, cît și a macro- și microfaunei identificate de noi, orizontul marnos-grezos al seriei de Teleajen, ocupă intervalul stratigrafic Apțian superior-Albian superior.

Corelări. După cum am mai arătat, seria de Teleajen a fost separată de Popescu (1958) în bazinul văii Teleajenului, unde prezintă dezvoltarea ei caracteristică. Autorul citează din partea pelitică a seriei, care corespunde orizontului marnos-grezos separat de noi, o asociație de macrofaună compusă din *Metahamites* sp., *Lepthoplites* sp. aff. *canthabrigensis* Spath, *Hamitoides* sp. și *Neohibolites* cf. *minimus* Lister, care conferă seriei, vîrsta Albian mediu-Albian superior.

Din valea Teleajenului aceste depozite se continuă spre nord, în bazinul Buzăului superior, unde partea inferioară pelitică a fost separată de Marinescu (1958) sub numele de seria curbicorticală. La partea superioară a seriei curbicorticale remarcă prezența unui nivel de „brecie conglomeratică" deasupra căreia, în concepția autorului, se încheie seria curbicorticală. În cimentul acestei brecii a întîlnit pe valea Crasnei, o faună compusă din *Neohibolites minimus* List., *Pecten viteli* Pict. et Camp. și *Inoceramus* sp., pe care o consideră de vîrstă albiană.

Institutul Geologic al României

Seria curbicorticală a fost identificată de B ă n c i l ă (1949), mai întîi pe valea Trotușului, în împrejurimile localității Palanca (denumită după această localitate și strate de Palanca). Ulterior B ă n c i l ă (1958) recunoaște aceeași formațiune, cu o extindere mult mai mare în toată zona flișului intern dintre valea Moldovei în nord și valea Teleajenului în sud și admite prezența ei și la vest de valea Teleajenului.

Pe suprafața unor gresii, ce aparțin seriei curbicorticale, autorul a găsit pe valea Trotușului (la Ghimeș), resturi și cochilii de inocerami mari, iar din marnele aceleiași serii, din pîrîul Răchitiș, a recoltat un exemplar de *Neohibolites minimus* L i s t., caracteristic pentru Albianul mediu-superior.

F i l i p e s c u et al. (1961), descriu aceeași serie în zona de curbură a Carpaților, sub numele de „complex șistos al flișului curbicortical", și-i acordă vîrsta Apțian superior-Albian inferior, pe baza prezenței unor orbitoline și a unui exemplar de hoplitid „comparabil cu reprezentanții genului *Parahoplites*".

În zona văii Bistriței (valea Largului și valea Sabasei), și la sud de valea Moldovei (valea Negrileasa și valea Ostra), A l e x a n d r e s c u (1966 a, b) separă în flișul curbicortical, un orizont șistos în bază, care corespunde, ca poziție stratigrafică, orizontului marnos-grezos în înțelesul acordat de noi. Autorul subliniază asemănarea care există între orizontul șistos al flișului curbicortical din Moldova și depozitele aceluiași fliș ce se dezvoltă în sudul Carpaților Orientali. Singurele dovezi paleontologice prezentate, se rezumă la resturi de „valve de *Inoceramus* și îngrămădiri de prisme de inocerami". Pentru atribuirea vîrstei (Apțian superior-Albian inferior), A l e x a n d r e s c u folosește argumente paleontologice menționate anterior de alți cercetători.

La nord de valea Moldovei, Ș t e f ă n e s c u (1967) a reîntîlnit în cadrul pînzei de Teleajen, un pachet de strate, format dintr-o alternanță ritmică de gresii cu textură curbicorticală și pelite cenușii și verzi, care este identic ca alcătuire litologică cu orizontul marnos-grezos al seriei de Teleajen, din regiunea Intorsura Buzăului-Vama Buzăului.

Prezența seriei de Teleajen, la vest de valea Teleajenului, este susținută de M u r g e a n u et al. (1961), care în cuprinsul așa numitei „zonă de Teleajen", deosebesc un fliș cu gresii curbicorticale între localitățile Brebu (valea Doftanei) și Fieni (Ialomița), căruia îi atribuie vîrsta Albian.

În sprijinul acestei vîrste, vine și asociația faunistică citată de Ș t e f ă n e s c u, A v r a m și Ș t e f ă n e s c u (1965), care provine din pachetul inferior, lipsit de gresii, al seriei de Teleajen din bazinul văii Slănicului de Prahova (valea Vărbilăului) și care se compune din *Puzosia* sp. (aff. *P. planulata* S o w.), *Neohibolites minimus* L i s t. și *Puzosia* aff. *mayoriana* d'O r b.

Foarte important pentru stabilirea vîrstei părții inferioare a seriei de Teleajen este prezența unui fragment de *Parahoplites melchioris* A n t h., descoperit de J a n a S ă n d u l e s c u (1965) în complexul șistos al seriei.

Institutul Geologic al României

Depozitele asemănătoare cu partea pelitică a seriei de Teleajen se continuă şi dincolo de frontiera de nord, în zona Carpaţilor Ucrainieni. Aici, pe cursul superior al văii Ceremuşului Alb, a Ceremuşului Negru şi a Tisei Negre, se dezvoltă flişul de Burkut-Pietrosu curbicortical, care, după B ă n c i l ă (1969) corespunde seriei curbicorticale (de Teleajen) din flişul Carpaţilor Orientali. În sprijinul unei asemenea interpretări, pledează faptul că, J i l o v s k i (1965) stabileşte vîrsta albiană părţii bazale a suitei de Burkut inferioară, vîrstă acceptată şi de B e e r, B i z o v şi M a s l a c o v a (1965) şi care se acordă şi seriei de Teleajen.

Urmărirea unor depozite asemănătoare ca facies cu complexul şistos al seriei de Teleajen, mai departe în sectoarele polonez şi slovac al flişului carpatic este dificilă.

Vraconian inferior. b) *Orizontul gresiei de Sita-Tătaru.* Denumirea de „gresie de Sita-Tătaru", aparţine lui M a r i n e s c u (1962) şi a fost atribuită gresiilor care formează relieful înalt de la sud de Intorsura Buzăului. Cum perimetrul cercetat de noi este amplasat în zona de la sud de această localitate, am păstrat această denumire pentru complexul cu arenite masive, de la partea superioară a seriei de Teleajen.

R ă s p î n d i r e. În cadrul perimetrului cercetat, gresiile de Sita-Tătaru s-au păstrat în axul unui sinclinal care porneşte de la Intorsura Buzăului spre sud-vest, menţinîndu-se pe creasta Pontu Semeria. La sud de valea Buzoelului, gresiile masive se continuă în axul aceluiaşi sinclinal, ocupînd dealul Beldi Plai, iar la sud de Vama Buzăului, formează Piscul Secuiului şi dealul Dragomir.

Gresiile de Sita-Tătaru mai sînt deschise în aflorimente foarte frumoase în malul drept al Buzăului, între Vama şi Intorsura Buzăului. În contact cu orizontul marnos-grezos al seriei de Teleajen, ele se mai pot urmări pe toate văile care pornesc din vîrful Pontu Simeria, din creasta Beldi Plai şi pe afluentul de pe stînga Buzăului, care curge paralel cu creasta Piscul Seciului (la sud de Vama Buzăului).

L i t o l o g i a. Gresia de Sita-Tătaru este o gresie foarte micacee, de culoare cenuşiu-albăstruie, slab calcaroasă, mai puţin dură decît gresiile masive din flişul unităţii de Ceahlău. Se separă în bancuri de 2—3 m grosime, care se succed deseori fără alte intercalaţii de grosimi între 10—20 m şi 50—60 m. Granulometric arenitele de tip Sita-Tătaru cuprind o gamă foarte variată de gresii, mergînd de la varietăţi foarte fine, pînă la grosiere şi microconglomeratice. Bancurile de gresii arată o distribuţie a particulelor detritice componente, după mărimea lor, deslu-şindu-se o stratificare gradată, cu o bună sortare a particulelor.

Obişnuit, la alcătuirea gresiilor cu bobul fin şi mediu participă predominant cuarţul detritic, cu conture neregulate, angulare şi rulate, asociat cu granule de feldspaţi plagioclazi şi potasici, care parţial sînt sericitizaţi. Fragmentele detritice componente ale gresiilor, sînt prinse într-un ciment bazal calcitic. Se mai observă paiete de fluturaşi de muscovit, clorit şi sericit. Structura gresiilor este psamitică.

Institutul Geologic al României

Gresiile microconglomeratice au detritusul mineral constituit din fragmente de cuarțite, gnaise, granule de cuarț, feldspați, microclin, lame de muscovit și biotit.

La izvoarele văii Largi și a pîrîului Popii, ca și în malul drept al Buzăului, aval de Vama Buzăului, între bancurile masive, se dispun lamine subțiri de marnoargile cenușii și verzi, șistoase și nisipoase. Alteori, cum ar fi pe afluenții vestici ai Buzoelului, la sud de confluența cu rîul Buzău, pachete groase de gresii (10—20 m) sînt separate de alternanțe de gresii curbicorticale și marnoargile, identice cu cele ce se dezvoltă în orizontul marnos-grezos al seriei de Teleajen, în grosime de cîțiva metri (5—6 m).

Cu acest aspect lito-facial, se termină majoritatea profilelor, deschise în gresia de Sita-Tătaru. Doar într-un singur loc, în vîrful Beldi Plai, la nord-est de Vama Buzăului, la partea superioară a bancurilor de gresii de tip Sita-Tătaru, se evidențiază un nivel conglomeratic de cca 50 m grosime. Conglomeratele din vîrful Beldi Plai au o dezvoltare lentiliformă, ele neputîndu-se identifica, în mod constant, la partea superioară a gresiilor de Sita-Tătaru. Chiar dacă se constată frecvența unor gresii microconglomeratice și chiar microconglomerate, cum ar fi cele din vîrful Pontu Semeria, iviri de conglomerate masive nu mai apar în regiune (fig. 9).

Conglomeratele din dealul Beldi Plai, se evidențiază prin dimensiunile relativ mari ale fragmentelor componente, care sînt bine rulate și ajung, în mod frecvent, la un diametru de 30—40 m. Dintre fragmente cele de calcare jurasice (tip Stramberg) și calcare neocomiene, de culoare alb-gălbuie și foarte dure, reținatenția. Ca proporție față de celelalte elemente, calcarele ocupă primul loc (cca 50%). Alături de calcare, se mai recunosc fragmente destul de numeroase de cuarț și cuarțite albe, și într-o măsură mai mică, șisturi cristaline (șisturi sericito-cloritoase). Cu totul subordonat mai apar și fragmente de gresii și grezo-calcare, cenușii și vinete, foarte dure și mai slab rulate.

Toate aceste fragmente sînt prinse într-o masă de legătură psamitică cenușie. Foarte rar această masă este de natură calcaroasă. Conglomeratele din Beldi Plai ocupă aceeași poziție stratigrafică, ca și conglomeratele menționate de M a r i n e s c u (1962) mai la est, în dealul Gîlma-Crăciunești, cu care au și trăsături lito-faciale comune, fiind constituite din aceleași elemente.

În regiunea Intorsura Buzăului-Vama Buzăului, orizontul gresiei de Sita-Tătaru prezintă o grosime, ce variază între 350—400 m la nord de Vama Buzăului și 500—600 m în bazinul rîului Buzoel.

C o n ț i n u t u l f a u n i s t i c. În afara unor fragmente de cochilii de ostrei, prinse în masa de legătură a unor bancuri de gresii microconglomeratice și microconglomerate, ce apar pe un afluent estic al Buzăului din dreptul cătunului Popicești, nu am găsit alte elemente de macrofaună în complexul gresiei de Sita-Tătaru. În schimb, din gresiile situate stratigrafic deasupra seriei curbicorticale, M a r i n e s c u (1962) împreună cu M o c a n u, au colectat la Sita Buzăului, o bogată faună vraconiană

Institutul Geologic al României

care se compune din : *Anisoceras armatum* (S o w.), *Puzosia communis* S p a t h, *Parahibolites tourtiae* W e i g n., *Inoceramus concentricus* P a r k., *Neithea* sp. și *Kosmatella* sp. Tot M a r i n e s c u (1962) citează și din marnele de pe pîrîul Mărului (sub dealul Gîlma-Crăciunești) o asociație macrofaunistică care cuprinde : *Puzosia* cf. *communis* S p a t h și *Neohi-*

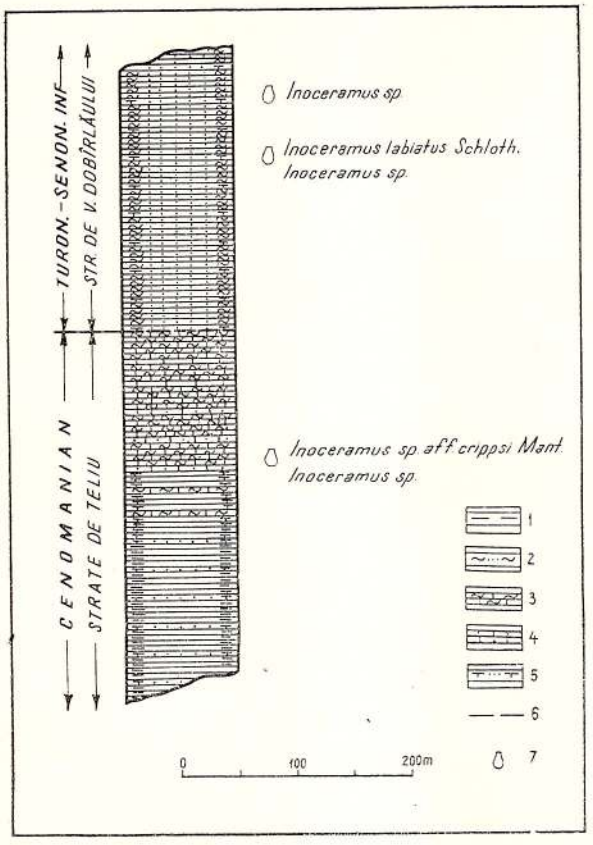


Fig. 9. — Coloană stratigrafică sintetică a depozitelor aparținînd Cretacicului superior din regiunea Vama Buzăului-pîrîul Strîmbu. Cenomanian, strate de Teliu ; Turonian-Senonian inferior, strate de Valea Dobîrlăului :

1, argile ; 2, marne nisipoase ; 3, marne calcaroase ; 4, calcare grezoase ; 5, gresii micafere ; 6, limită de falie ; 7, macrofaună cu inocerami.

Colonne stratigraphique synthétique des dépôts appartenant au Crétacé supérieur de la région de Vama Buzăului-ruisseau de Strîmbu. Cénomanien, couches de Teliu ; Turonien-Sénonien inférieur, couches de Valea Dobîrlăului :

1, argiles ; 2, marnes sableuses ; 3, marnes calcaires ; 4, calcaires gréseux ; 5, grès micafères ; 6, limite de faille ; 7, macrofaune à inocérames.

bolites minimus L i s t., iar din marnele cenușii de la gura pîrîului Oteculi a colectat : *Neohibolites minimus* L i s t., *Inoceramus* cf. *concentricus* P a r k., *Hamites* sp. și *Phylloceras velledae* M i c h. Ambele asociații, după părerea autorului, sînt caracteristice Albianului superior.

Bazat pe aceste argumente paleontologice, M a r i n e s c u (1962) încadrează gresia de Sita-Tătaru la intervalul stratigrafic Albian superior-Vraconian.

Din două puncte fosilifere descoperite de M a r i n e s c u (1962) în complexul gresiei de Sita-Tătaru, ulterior a recoltat și Ș t e f ă n e s c u (1964) o bogată asociație de macrofaună. Fauna recoltată de la Sita Buzăului, din marnele cenușii și verzui care aflorează în cadrul complexu-

Institutul Geologic al României

lui de Sita-Tătaru, în malul stîng al Buzăului, este alcătuită din *Puzosia communis* Spath, *Kosmatella* sp., *Neohibolites minimus* List., *Parahibolites tourtiae* Weign. și *Inoceramus concentricus* Park. După autor asociația indică vîrsta Albian superior-Vraconian.

Vîrsta orizontului gresiei de Sita-Tătaru. Din asociația de faună de la Sita Buzăului, două specii reținatenția : *Anisoceras armatum* și *Puzosia communis*, găsite de Marinescu (1962). Ambele specii trec în zonarea paleontologică dată de Breistroffer (1947) din Albianul superior în Vraconian.

La fauna descoperită de Marinescu (1962) din cel de al doilea punct fosilifer, situat pe pîrîul Mărului, Ștefănescu (1964) mai adaugă pe *Douvilleiceras mammilatum* (Spath) și *Ptychoceras* sp., pe care i-a colectat din același punct fosilifer. În urma întregirii asociației de amoniți de pe pîrîul Mărului, cu aceste genuri, Ștefănescu (1964) consideră că, marnele cenușii închise din care provine fauna menționată, aparțin Albianului inferior. În atribuirea acestei vîrste, autorul se bazează pe faptul că *Douvilleiceras mammilatum* este amonit de zonă, caracteristic pentru protohoplitian, zonă pe care Breistroffer (1946—1947) o situează la partea superioară a Albianului inferior. În continuare el specifică, că cele două asociații de macrofaună — aceea de la Sita Buzăului și aceea de pe pîrîul Mărului — deși indică vîrste diferite, au fost recoltate din puncte situate geometric la aceeași distanță de baza gresiei de Sita-Tătaru și anume, dintr-un nivel de brecie sedimentară care se urmărește constant la cca 150 m deasupra bazei acestei gresii. După părerea lui Ștefănescu (1964) fauna recoltată din nivelul de brecie, nu poate servi în această situație decît în mod indirect la stabilirea vîrstei gresiei de Sita-Tătaru. În consecință, după părerea acestui autor, vîrsta gresiei „nu poate fi contemporană cu marna în care se află asociația cea mai recentă", de unde conchide, că vîrsta gresiei de Sita-Tătaru este mai nouă, decît vîrsta indicată de asociația de faună de la Sita Buzăului, adică este limitată la partea inferioară a Vraconianului.

Folosind o altă cale, indirectă, am ajuns și noi la aceeași concluzie. Fauna pe care am găsit-o la partea cea mai superioară a orizontului marnos-grezos al seriei de Teleajen, la nord de Vama Buzăului, urcă vîrsta acestui orizont, pînă în Albianul superior. În acoperișul complexului gresiei de Sita-Tătaru am identificat, la izvoarele unui afluent vestic al pîrîului Popii (Ciumernic), o asociație faunistică ce indică vîrsta Vraconian superior.

Ca urmare, gresia de Sita-Tătaru fiind încadrată la partea inferioară de o asociație ce dovedește prezența Albianului superior, iar la partea superioară de alta, vraconian-superioară, nu poate ocupa decît intervalul stratigrafic al Vraconianului inferior.

Corelări. În întreaga unitate de Teleajen, de-a lungul flișului intern al Carpaților Orientali, partea inferioară pelitică a seriei de Teleajen, suportă o gresie masivă cunoscută sub diferite denumiri (fig. 10). Astfel, Băncilă (1958) separă la partea superioară a „seriei curbicorticale" așa numita „gresie de Cotumba", cu dezvoltarea ei tipică în muntele Co-

Institutul Geologic al României

tumba, situat la sud de valea Trotușului. După acest autor gresia de Cotumba se întîlnește în toate masivele mai importante situate în unitatea de Teleajen (= unitatea est-internă) și care se eșalonează din bazinul văii Bistriței în nord, pînă în valea Prahovei în sud. La nivelul cel mai înalt al orizontului gresiei de Cotumba mai precizează existența unui conglomerat — conglomeratul de Lețești — care prezintă aspectul cel mai caracteristic la localitatea Lețești de pe valea Bistriței. Conglomeratul de Lețești se dezvoltă lenticular, prezența lui fiind indicată de autor și la sud de regiunea Lețești, în șaua dintre pîrîul Ața și Brateș, unde conglomeratele sînt însă constituite, spre deosebire de stratotipul lor, din multe fragmente de calcar, cu un diametru mare de pînă la 40 cm. Nivelul conglomeratelor de Lețești din șaua Ața-Brateș considerat de B ă n c i l ă de aceeași vîrstă cu gresia de Cotumba (Albian superior-Vraconian) în care este intercalat, amintește, prin aspectul său, foarte mult de lentila de conglomerate de la partea superioară a gresiei de Sita-Tătaru separată de noi în dealul Beldi Plai.

Prezența unui orizont grezos-conglomeratic, de vîrstă Albian, deasupra orizontului șistos cu gresii curbicorticale, în cadrul unității de Teleajen, este indicată și de A l e x a n d r e s c u (1967) în bazinul văii Bistriței, pe care îl menționează în continuare spre nord și pe cursul superior al văilor Negrileasa și Ostra (la sud de valea Moldovei).

La rîndul lui Ș t e f ă n e s c u (1969) identifică în extremitatea nordică a Carpaților Orientali, între pîrîul Negru și izvoarele văii Cîrlibaba, în cuprinsul „pînzei de Teleajen", gresii micacee masive, cu microconglomerate și conglomerate, constituite din multe elemente de calcare mezozoice, pe care le paralelizează cu gresia de Sita-Tătaru.

La sud de perimetrul cercetat, în profilul văii Teleajenului, P o p e s c u (1958) remarcă la partea superioară a seriei de Teleajen, două intercalații de gresii, cu bobul mediu și microconglomeratic, de cîte 60 m grosime fiecare, iar pe Telejenel aceste gresii formează un pachet de cca 200 m grosime și stau în poziție sinclinală. Deoarece, încercările autorului de a corela aceste gresii pe direcție, nu au dat rezultatele scontate, acesta a ajuns la concluzia că ele au o dezvoltare lenticulară, instalîndu-se la diferite nivele la partea superioară a seriei de Teleajen.

O indicație cu privire la dezvoltarea unor gresii masive la partea superioară a seriei de Teleajen și la vest de valea Teleajenului s-a obținut de la Ș t e f ă n e s c u et al. (1965). Autorii au colectat la cca 40 m, stratigrafic, sub gresiile masive de pe valea Doftanei (Prahova), un exemplar de *Lechites* sp. (aff. *L. gaudini* P i c t. et C a m p.). Astfel este amintită prezența unor gresii în bazinul Doftanei. Totodată în urma acestei descoperiri, gresiile masive sînt încadrate la Vraconianul inferior, vîrstă acordată de autori, implicit și gresiei de Sita-Tătaru.

M u r g e a n u et al. (1961) continuă zona de Teleajen mult la vest de valea Teleajenului, și precizează în cuprinsul zonei, între Pietriceaua-Brebu și Fieni, existența unui „fliș cu gresii curbicorticale și cu intercalații de gresii în bancuri groase, asociate cu marne albăstrui". Din acest fliș se citează o bogată faună de amoniți, care conferă vîrsta

Institutul Geologic al României

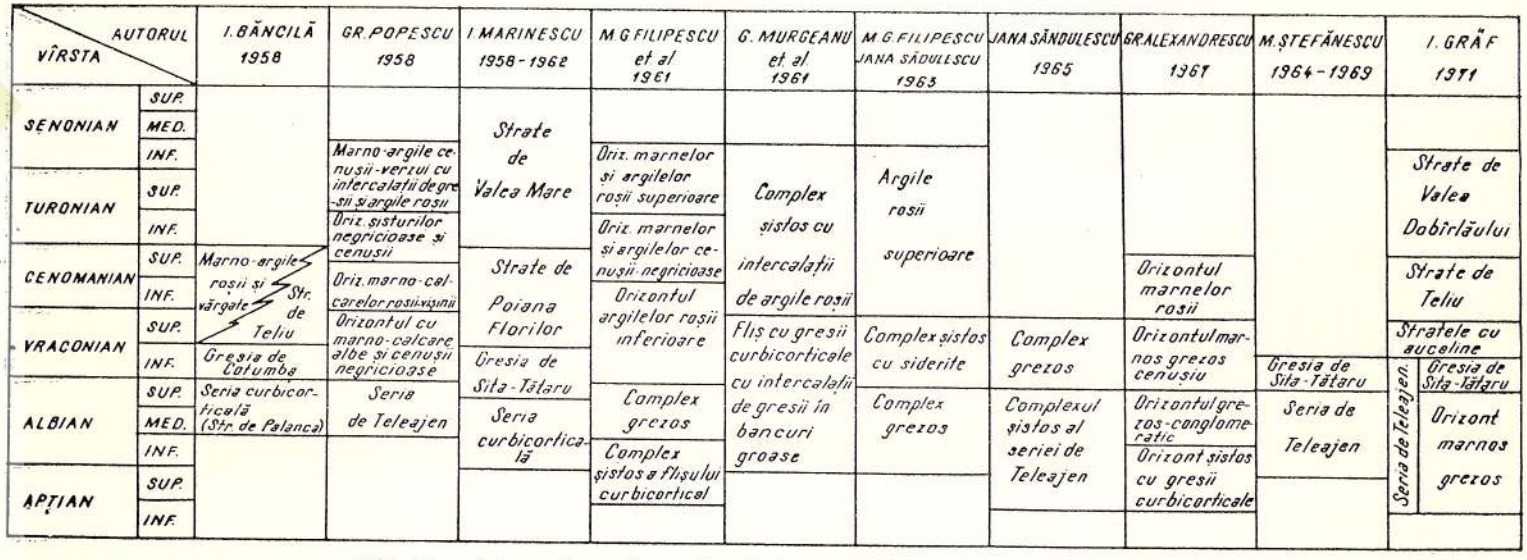


Fig. 10. — Schema de corelare a depozitelor cretacice din unitatea de Teleajen.
Esquisse de corrélation des dépôts crétacés de l'unité de Teleajen.

Institutul Geologic al României

Albian-Vraconian, depozitelor care o conţin. În asociaţiile de faună prezentate în sprijinul acestei vîrste, este cuprinsă şi fauna provenită din complexul gresiei de Sita-Tătaru, de unde rezultă că, gresia de Sita-Tătaru este asimilată cu intercalaţiile grezoase a seriei de Teleajen din această zonă.

Gresiile masive din acoperişul seriei curbicorticale se continuă şi dincolo de graniţa de nord a ţării, în Carpaţii Ucrainieni, unde, după B ă n c i l ă (1969), corespondentul lor este reprezentat de gresiile masive care urmează concordant peste flişul curbicortical de Burkut-Pietrosu.

Din cele expuse mai sus, se desprinde constatarea, că gresia de Sita-Tătaru se paralelizează cu apariţiile de gresii masive ce se dezvoltă deasupra flişului, curbicortical în lungul Carpaţilor Orientali, de la graniţa nordică, pînă în valea Ialomiţei (fig. 10). Cît priveşte vîrsta acestor gresii, pe baza argumentelor paleontologice enumerate, ea este unanim acceptată ca aparţinînd Vraconianului inferior.

2. Vraconian superior

Stratele cu auceline

În afara petecelor de strate cu auceline care stau transgresiv pe conglomeratele de Ciucaş-Zăganu, din unitatea de Ceahlău, aceste strate se dezvoltă în perimetrul cercetat şi în cuprinsul unităţii de Teleajen, unde urmează în continuitate de sedimentare, peste gresia de Sita-Tătaru.

R ă s p î n d i r e . Stratele cu auceline, din unitatea de Teleajen, se pot urmări în creasta Pontu Semeria, de la nord de satul Buzoel. Ele sînt străbătute în această regiune şi de afluenţii pîrîului Popii (Ciumernic) şi de afluentul sudic al văii Largi.

În cele trei profile, stratele cu auceline se dezvoltă în concordanţă, deasupra gresiilor şi microconglomeratelor masive de tip Sita-Tătaru.

L i t o l o g i a . Stratele cu auceline sînt constituite predominant din marne nisipoase şi siltite, de culoare cenuşiu-gălbui, foarte slab stratificate. Structura rocilor constituente este psamitică, iar textura compactă. Obişnuit ele sînt lipsite de stratificaţie şi abia la intervalele de 3—5 m se individualizează cîte un banc de marnă grezoasă de 1—1,5 m grosime. Acestora se asociază gresii foarte micafere, de culoare cenuşie, care nu depăşesc grosimea de 1 m şi care devin uneori grosiere sau microconglomeratice (fig. 9). Gresiile se remarcă prin textura lor haotică şi o duritate relativ mică.

În perimetrul cercetat, stratele cu auceline se mai identifică în cadrul unităţii de Teleajen, pe un mic afluent de pe dreapta Buzăului, din dreptul satului Vama Buzăului şi pe un torent de pe interfluviul de la sud de confluenţa văii Urlătoarea Mare cu rîul Buzău. În ambele cazuri, stratele cu auceline apar tectonic, fiind scoase la zi în lungul unui accident ruptural, neputîndu-se observa relaţiile lor cu gresiile de Sita-Tătaru.

Institutul Geologic al României

În ultimile două iviri, stratele cu auceline apar pe o grosime mică de numai 25—30 m, ocupînd o suprafață foarte redusă. Sînt alcătuite tot din marne nisipoase, marne grezoase și siltite, de culoare cenușiu-gălbuie care, de data asta însă, lasă să se recunoască o oarecare stratificație, separîndu-se în plăci centimetrice și strate de grosimi decimetrice. Structura marnelor nisipoase și a siltitelor, este psamitică, dar textura mai puțin compactă și uneori chiar stratificată. Grosimea stratelor cu auceline din cuprinsul unității de Teleajen nu depășește 100 m (fig. 9).

Conținutul faunistic. La izvoarele primului afluent vestic al pîrîului Popii (Ciumernic), la cca 100 m sub drumul din creasta Pontu Semeria, un pachet de marne grezoase de la partea superioară a stratelor cu auceline, conține o bogată și variată faună. Exemplarele recoltate sînt însă în general destul de rău păstrate datorită durității rocii și texturii haotice a acesteia, care nu permite o spărtură regulată, după planele pe care s-a depus fauna. Din asociația de faună colectată am determinat :

Syncyclonema aff. *orbicularis* Sow.
Parahibolites tourtiae Weign.
Aucellina grypheoides Sow.
Hamites sp.
Scaphites sp.
Inoceramus sp.

Vîrsta stratelor cu auceline. În ansamblu asociația de mai sus indică vîrsta vraconiană.

Microfaunistic aceste marne grezoase sînt caracterizate de o asociație ce exprimă vîrsta Albian superior-Vraconian : *Rheophax* cf. *minuta* Tappan, *Dendrophrya latissima* Grzybowski, *D. excelsa* Grzybowski, *Hippocrepina* sp., *Saccammina placenta* (Grzybowski), *Rotalipora* sp., *Trochammina* sp.

Corelări. Din bazinul Buzăului superior spre nord, depozitele vraconiene aparținînd unității de Teleajen se ivesc mai întîi în semifereastra Teliului, pe cursul superior al văilor Teliului și Dobîrlăului. În această zonă, ele apar discontinuu însoțind marginea externă a unității de Ceahlău.

Apariția de pe valea Teliului a fost menționată de Băncilă (1958) „la capătul din stînga al viaductului Teliu", de unde autorul a recoltat din marne grezoase cenușii, numeroase exemplare de *Parahibolites tourtiae* Weigner, specie pe care o consideră de vîrstă Vraconian, cu trecere în Cenomanian.

Marnele grezoase de la viaductul Teliu, le include la „stratele de Teliu" care cuprind însă și marnele roșii și marnocalcarele cenușii cenomaniene ce aflorează amonte de viaduct și care, ca poziție stratigrafică sînt superioare. Filipescu et al. (1961) consideră marnele grezoase de la viaductul Teliu, pe care le-au separat sub denumirea de „strate cu Auceline", de vîrstă Albian mediu, ca făcînd parte din unitatea de Ceahlău (=pînza internă superioară). Cu această ocazie este citată o foarte

Institutul Geologic al României

bogată asociație de faună care se compune din: *Aucellina grypheoides*, *A.quirini*, *A.* aff. *rectangulata*, *Hamites maximus*, *H.* aff. *funatus*, *Anisoceras* aff. *campichi* și *Neohibolites minimus*.

La nord de depresiunea Tg. Secuesc, în regiunea Cernatu, Filipescu și Jana Săndulescu (1963) semnalează de asemenea depozite vraconiene, puțin mai deosebite ca facies, față de cele ce se dezvoltă la sud de depresiune. În regiunea Cernatu, gresiile masive albiene ce aparțin de unitatea de Teleajen (=pînza internă inferioară), suportă „complexul șistos cu siderite", în a cărui parte superioară autorii au găsit un exemplar de *Stoliczkaia notha* (Seeley), fosilă caracteristică pentru Vraconianul superior (Breibre Stroffer, 1947). Pe baza acestui amonit, partea superioară a complexului șistos cu siderite, a fost încadrată la Vraconianul superior.

În sectorul moldovenesc al pînzei interne inferioare (=unitatea de Teleajen), Alexandrescu (1967) a sesizat prezența unor depuneri vraconiene, foarte asemănătoare ca facies, cu acelea descrise de noi. În bazinul Negrileasa orizontul conglomeratic de peste cel șistos, cu gresii curbicorticale, suportă un nivel de pelite, fosilifere, care după conținutul paleontologic aparțin Vraconianului. Asociația faunistică din acest nivel cuprinde: *Stoliczkaia* cf. *notha* (Seeley), *Mortoniceras* (*Pervinquieria*) cf. *inflatum* (Sow.), *Scaphites hugardianus* d'Orb., *Lechites gaudini* (Pict. et Camp.), *Anisoceras* sp., *Puzosia* sp., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Philloceras s.l.* cf. *velledae* și *Inoceramus* sp. Această faună este foarte apropiată de aceea identificată în stratele cu auceline din zona de curbură a Carpaților Orientali, și prezintă afinități cu asociațiile găsite de noi în aceste strate.

Ștefănescu (1969) a identificat de asemenea în flișul pînzei de Teleajen, de la extremitatea nordică a Carpaților Orientali, deasupra seriei cu conglomerate și gresii masive, pe care o paralelizează cu nivelul gresiei de Sita-Tătaru, un pachet de siltite și marne cenușii, între care se intercalează rare gresii subțiri și micacee. Acest pachet este echivalat cu orizontul pelitic cu faună vraconiană, separat de Alexandrescu (1967), în bazinul văii Negrileasa.

Depozitele de vîrstă vraconiană prezintă o dezvoltare mare, în unitatea de Teleajen, de la sud de perimetrul cercetat. În cheile Teleajenului, Popescu (1958) indică într-o intercalație de marnă grezoasă dintre gresiile masive de la partea superioară a seriei de Teleajen, o bogată faună cu auceline. Acest nivel are aceeași poziție stratigrafică cu stratele cu auceline separate de noi în unitatea de Teleajen de la sud de Intorsura Buzăului, cu care se echivalează.

Ca entitate stratigrafică, Vraconianul este bine definit în partea vestică a bazinului Teleajenului, în sinclinalul Măgura Nebunii-valea Pridvarea, de la partea internă a unității de Teleajen. Depozitele vraconiene se dezvoltă aici în continuitate de sedimentare peste seria grosieră de Bobu, de vîrstă albiană (Popescu, 1958), alcătuind flancurile sinclinalului. Ele sînt reprezentate prin marne calcaroase și marnocalcare grezoase de culoare albă și cenușiu-negricioasă. Fosila cel mai des

Institutul Geologic al României

întîlnită în aceste depozite este *Parahibolites tourtiae* W e i g n., căreia i se alătură *Anisoceras* sp. și *Hamitoides* sp., asociație care dovedește prezența Vraconianului superior (P o p e s c u, 1958).

În final trebuie subliniat că, între stratele cu auceline ale unității de Teleajen din regiunea cercetată, și aparițiile de depozite vraconiene din aceeași unitate, există o mare asemănare litologică care, secondată de un conținut paleontologic aproape identic, ce atestă vîrsta vraconiană, ne îndreptățește să le considerăm sincrone și depuse în același domeniu de sedimentare a flișului cretacic intern (fig. 10).

Se observă pe de altă parte, o asemănare facială și între depozitele vraconiene luate în ansamblul lor din, unitatea de Teleajen, și cele care apar în cuprinsul unității de Ceahlău, mai internă. De altfel, această asemănare a fost subliniată de P o p e s c u (1958), care a desprins trăsături litologice comune între seria de Dumbrăvioara vraconiană, ce se dezvoltă pe valea Prahovei (pînza de Bratocea) și depozitele vraconiene care apar pe valea Teleajenului în sinclinalul Măgura Nebunii-Pridvarea.

Trebuie doar reținut faptul că, în timp ce, Vraconianul în unitatea de Teleajen s-a depus în continuitate de sedimentare peste depozite albiene, în unitatea de Ceahlău depozitele vraconiene stau transgresiv și uneori discordant, pe diferiți termeni mai vechi. Această discordanță a fost reliefată de M u r g e a n u și P a t r u l i u s (1957) în regiunea văii Dîmbovița, de P o p e s c u (1958) în bazinul văii Prahovei și de M. Ș t e f ă n e s c u și M a r i a Z a m f i r e s c u (1964) la nord-est de masivul Ciucaș. Transgresiunea depozitelor vraconiene a fost observată și de noi în unitatea de Ceahlău, la vest de Vama Buzăului și pe pîrîul Popii (Budila).

3. Cenomanian

Stratele de Teliu

Cenomanianul unității de Teleajen din perimetrul cercetat este reprezentat prin stratele de Teliu. Față de cele pe care le-am descris în cadrul unității de Ceahlău, se deosebesc însă printr-un aspect facial ceva mai diferit. Din acest punct de vedere ele sînt identice cu depozitele cenomaniene ce se dezvoltă mai la nord în semifereastra Teliului.

R ă s p î n d i r e. În regiunea de la Vama Buzăului, stratele de Teliu apar tectonic sub forma unei benzi continue orientată aproximativ nord—sud, în lungul marginii externe a unității de Ceahlău.

Astfel lipsește atît baza cît și partea superioară a acestor strate care dispar sub planul de încălecare a două accidente rupturale (linia Lutul Roșu și falia pîrîul Strîmbu-Acriș). Ele se urmăresc din valea Strîmbului în sud, spre nord, pînă în dreptul satului Acriș.

Cel mai reprezentativ profil, este deschis, pe un afluent nordic al pîrîului Strîmbu care izvorăște din muntele cu același nume. De aici spre nord, stratele de Teliu mai sînt traversate de un afluent de pe stînga, a rîului Buzău, care izvorăște tot în muntele Strîmbu, ca și pe un mic

Institutul Geologic al României

pîrîiaș (afluent estic al Buzăului) de la est de Vama Buzăului. Stratele de Teliu se mai identifică în continuare spre nord, pe pîrîul Stînii, un afluent al Buzoelului.

L i t o l o g i a. Profilul de pe afluentul pîrîului Strîmbu este cel mai complet din regiune și este deschis aproape continuu în aceste strate. Aici apare următoarea succesiune litologică :

marne plastice, de culoare cenușie, care alternează ritmic cu argile verzui, în strate centimetrice. Marnele și argilele formează pachete metrice între care se intercalează la intervale de 50—60 cm, calcare cenușii-albicioase, cu textură compactă și foarte dure, în strate subțiri, de 1 la 2 cm grosime (=20 m);

de la această alternanță se trece la un complex de marnocalcare cenușii-albăstrui, compacte și tari, stratificate centimetric, și cu spărtură în așchii, caracteristică (=15 m);

urmează un banc de marne tufacee (1 m), de culoare cenușiu-deschis, ce se desfac în strate de 2—3 cm grosime;

de la acest nivel în sus, revin marnocalcarele albăstrui și tari, dar care acum comportă, mai întîi intercalații de marne calcaroase și marno-argile de culoare vișinie, micacee, în pachete decimetrice. După o grosime stratigrafică de cca 10 m marnocalcarele albăstrui și marno-argilele vișinii alternează în strate dese de 1 la 3 cm grosime. În această alternanță mai intervin, la intervale rare, de 1—1,5 m, intercalații de gresii cenușii, micacee, cu bobul fin și cimentul calcaros, care nu depășesc grosimea de 1 la 3 cm. Gresiile se evidențiază obișnuit, printr-o colorație ruginie atunci cînd sînt alterate (=40 m).

Această alternanță se mai urmărește pe cca 20 m, după care marnele calcaroase și argilele de culoare cărămizie și vișinie ajung la grosimi ce depășesc 1 m, predominînd pe un interval de cca 25 m.

În continuare, marnele și argilele cărămizii nu se mai întîlnesc, locul lor fiind luat de marne calcaroase și marnocalcare de culoare cenușie și negricioasă, de tipul acelora descrise în cadrul unității de Ceahlău (pîrîul Popii) și care sînt deschise în aflorimentele atît de caracteristice de pe cursul superior al văii Teliului, amonte pe viaduct.

Frecvent, în această parte, între marnele calcaroase se disting calcare cenușii cu textură compactă, dure, în strate de 5—10 cm grosime. Uneori calcarele sînt marnoase, foarte fine și vin în contrast cu celelalte elemente litologice, prin culoarea lor albicioasă.

Relativ rar, la intervale de 2—3 m, marnocalcarele mai comportă și intercalații arenitice, sub forma unor gresii cenușii, micacee, calcaroase, cu o textură ușor curbicorticală care se separă în strate de 15—20 cm grosime. Partea superioară marno-calcaroasă, în ansamblu, are o grosime de cca 25—30 m.

Așa cum a fost descrisă, succesiunea litologică a Cenomanianului de pe afluentul pîrîului Strîmbu (fig. 9), este foarte asemănătoare cu aceea de pe valea Teliului, unde depozitele acestui etaj sînt reprezentate de asemenea prin marne calcaroase și argile roșii, de la care se trece la marne calcaroase și marnocalcare cenușii-negricioase ce suportă un al doilea

Institutul Geologic al României

nivel de argile roșii (Filipescu, Neagu, 1956; Băncilă, 1958; Marinescu, 1962; Filipescu et al., 1961; Neagu, 1964).

Marnele și argilele cenomaniene de culoare cărămizie și vișinie se urmăresc în regiune continuu, din pîrîul Strîmbu spre nord, pînă la pîrîul Stînii (afluent pe stînga al Buzoelului), dar sînt afectate în general de întinse pornituri de teren. Marnocalcarele cenușii și dure, ce se dezvoltă în a doua parte a stratelor de Teliu, în bazinul pîrîului Strîmbu, nu se mai întîlnesc la nord de acest pîrîu decît pe un afluent mic, estic, al rîului Buzău din dreptul localității Vama Buzăului. Pe acest pîrîu, marnocalcarele au un aspect masiv, detașîndu-se de depozitele din jur, în bancuri de mai mulți metri grosime. La lovire aceste bancuri se desfac în lespezi și plăci neregulate. Marnocalcarele cuprind și intercalații decimetrice de calcare marnoase și calcare grezoase, foarte dure, de culoare cenușie-negricioasă, și cu spărtură prismatică specifică.

Grosimea stratelor de Teliu aparținînd unității de Teleajen din regiunea Vama Buzăului variază între 125—150 m, la nord de Vama Buzăului, și 200 m în bazinul pîrîului Strîmbu, fără să socotim însă baza și partea cea mai superioară a acestor strate care lipsește, datorită unor accidente tectonice rupturale.

Conținutul faunistic și vîrsta. Din marnocalcarele cenomaniene, ce aflorează la est de Vama Buzăului și care sînt situate în prima parte a stratelor de valea Teliului, am recoltat mai multe mulaje externe de inocerami, solzi și fragmente din schelete de pești. Dintre inocerami am determinat specia: *Inoceramus* aff. *crippsi* Mant. considerată conducătoare pentru Cenomanianul inferior.

Prezența Cenomanianului inferior este dovedită și de asociația microfaunistică a marnoargilelor roșii de pe pîrîul Strîmbu care este alcătuită din următoarele specii: *Dendrophrya excelsa* Grzybowski, *D.robusta* Grzybowski, *Rotalipora appenninica* (Renz), *Recurvoides deflexiformis* (Noth.), *Saccammina placenta* (Grzybowski), *Rhizammina indivise* Brady.

Partea mediană a Cenomanianului este indicată de asociația microfaunistică recoltată din marno-argilele cărămizii care vin în contact cu marnocalcarele cenușii superioare, și se compune din: *Dorothia oxycona* (Reuss), *D. conulus* (Reuss), *Dentalina debilis* Berthelin, *Spiroplectamminna* sp., *Praeglobotruncana stephan gibba* Klaus, *Trochammina* sp., *Rhabdammina* ex gr. *discuta* Brady, *Reophax lenticularis* Grzybowski, *Valvulineria loetterlei* (Tappan), *Rotalipora brotzeni* Tigal, *Quadrimorphina allomorphinoides* (Reuss), *Praebulimina pupoides* d'Orbigny, *Cenosphaera vesparsia* Haeckel.

Marnocalcarele cenușii terminale conțin la rîndul lor o asociație microfaunistică specifică Cenomanianului superior cu: *Rotalipora appenninica* (Renz), *R. turonica* Brotzen, *R. cushmani* (Morrow), *Praeglobotruncana stephani gibba* Klaus, *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), *Gavelinella complanata* (Reuss), prisme de inocerami. În consecință, pe baza conținutului macro și microfaunistic stratele de Teliu, din regiunea Vama Buzăului, se încadrează la Cenomanian.

Institutul Geologic al României

Corelări. În cuprinsul unității de Teleajen, depozite de vîrstă cenomaniană sînt cunoscute cu o răspîndire mare, aproape în lungul întregului fliș intern din Carpații Orientali (fig. 10).

Pînă în anul 1955, persista părerea că între valea Crasnei și valea Toria, în flișul intern există o zonă, alcătuită din marne, argile și șisturi marnoase și argiloase de culoare roșie, cenușie și neagră, care aparțin de Senonian (Filipescu, 1955 a).

În anul 1956, Filipescu și Neagu, pe baza unor exemplare de *Neohibolites ultimus* d'Orb. și a unei asociații microfaunistice cu *Rotalipora appenninica* (Renz), găsită în marnele roșii inferioare de la Teliu, atribuie acestui orizont vîrsta Vraconian-Cenomanian.

Băncilă (1958) remarcă ulterior prezența unor marno-argile roșii, spre limita vestică a unității de Teleajen (= unitatea est-internă), pe care le încadrează la un orizont superior gresiilor de Cotumba (Sita-Tătaru) și pe care le consideră de vîrstă Vraconian-Cenomanian.

Autorul a urmărit marno-argilele roșii și vărgate vraconian-cenomaniene, cu mici întreruperi, de sub muntele Stînișoara din nordul Moldovei, pînă în valea Ialomiței, ele marcînd un important accident tectonic, între două unități structurale majore: unitatea vest-internă (= unitatea de Ceahlău) și unitatea est-internă (= unitatea de Teleajen).

În sectorul Reci-Teleajen, al flișului est-intern, Băncilă (1958) citează numeroase exemplare de *Neohibolites ultimus* d'Orb., găsite în marnele roșii de la Teliu. Împreună cu marnele cenușii de deasupra lor, autorul consideră aceste depozite ca o trecere laterală a marnelor grezoase cu *Parahibolites tourtiae* Weign. ce apar tot la Teliu.

Aceeași serie a fost separată de Marinescu (1962a), în semifereastra Teliului sub numele de „strate de Poiana Florilor". Pe baza prezenței amonitului *Puzosia subplanulata* Schlüter și a exemplarelor *Neohibolites ultimus* d'Orb,. menționați anterior (Filipescu și Neagu, 1956), conferă acestor strate vîrsta Vraconian-Cenomanian.

În cadrul Cenomanianului din bazinul văii Teliului Neagu (1965) deosebește un orizont inferior al marnocalcarelor roșii și cărămizii, cu *Neohibolites ultimus*, *Rotalipora appenninica*, *R. reicheli* și *R. cushmani*, și un orizont al șisturilor marnoase și a marnocalcarelor cenușii-negricioase și roșcate cu *Mantelliceras mantelli* (Sow.), *Puzosia planulata* (Sow.) și *Inoceramus crippsi* (Mant.). Fauna celor două orizonturi indică după părerea autorului, vîrsta Cenomanian mediu-superior.

Depozitele cenomaniene din cuprinsul unității de Teleajen, separate de noi, se apropie ca aspect lito-facial, cel mai mult, cu aparițiile de aceeași vîrstă (Neagu, 1965) de pe valea Teliului, cu care se corelează.

La nord de depresiunea Tg. Secuesc depozite de vîrstă cenomaniană au fost identificate în regiunea Cernatu, de către Filipescu și Jana Săndulescu (1963). Cenomanianul din această regiune apare într-o zonă sinclinală, la marginea de est a liniei de încălecare a unității de Ceahlău (= pînza internă superioară), și este reprezentat prin marne și argile roșii și cenușii, situate peste complexul șistos cu siderite de vîrstă Vraconian. Pachetul de argile roșii este urmat aici de 50—100 m, de

Institutul Geologic al României

marne grezoase negre și șistoase, care au rare intercalații de marno-argile cenușii și roșii și argile tufitice verzi. Se constată asemănări între această succesiune și aceea găsită de noi în bazinul pîrîului Strîmbu, în cadrul stratelor de Teliu.

În sprijinul vîrstei cenomaniene a depozitelor de la Cernatu este citată o asociație microfaunistică din care se desprinde prezența speciei *Rotalipora appenninica* R e n z. Ca aspect lito-facial, ele sînt comparate de autori, cu aparițiile de aceeași vîrstă, din depresiunea de la Cheia (valea Teleajenului).

În sectorul moldovenesc al flișului intern din Carpații Orientali, A l e x a n d r e s c u (1967) a separat deasupra marnelor cenușii și a gresiilor marnoase cu faună vraconiană din bazinul Bistriței, marne și argile roșii și verzi, care conțin o asociație de foraminifere cu *Rotalipora appenninica* R e n z și *R. reicheli* M o r n o d care pledează pentru vîrsta cenomaniană a acestora.

A l e x a n d r e s c u și B r a t u (1964) au urmărit aceste depozite, la contactul dintre cele două unități ale flișului intern, de la Gemenea spre sud, pînă la izvoarele văii Negrileasa. În funcție de conținutul micropaleontologic al complexului marnelor roșii și cenușii, autorii disting în această regiune, un nivel inferior cu specii caracteristice pentru Cenomanian și un nivel superior cu foraminifere aglutinante, care indică prezența Cenomanianului superior și a Turonianului. În această zonă, orizontul marno-argilelor roșii și verzi cenomaniene urmează în continuitate de sedimentare, peste orizontul marnos-grezos, Vraconian (A l e x a n d r e s c u, 1966).

La sud de regiunea cercetată de noi, depozitele cenomaniene au fost evidențiate de P o p e s c u (1958) în sinclinalul Măgura Nebunii-Pridvarea-Boncuța (bazinul Teleajenului). Autorul a remarcat în această zonă, prezența unui orizont cu marne calcaroase de culoare roșie-vișinie, care stă pe orizontul cu marnocalcare albe și cenușii-negricioase vraconiene. Marnele calcaroase de culoare roșie, conțin *Neohibolites ultimus* d'O r b. și o microfaună cu *Globotruncana* (*Rotalipora*) *appeninica* R e n z, care încadrează aceste marne la Cenomanian. Aceeași situație, a întîlnit-o P o p e s c u (1958) și deasupra seriei de Dumbrăvioara din valea Prahovei. Orizontul marno-calcarelor grezoase cenușii-negricioase suportă aici (valea Bătrîioarei), marne calcaroase roșii-vișinii cu *Neohibolites ultimus* d'O r b. Marnele calcaroase roșii conțin o bogată microfaună cu *Globotruncana* (*Rotalipora*) *appenninica* R e n z, motiv pentru care au fost încadrate tot la Cenomanian.

Comparînd stratele de Teliu, cu diferitele iviri de depozite cenomaniene din cuprinsul unității de Teleajen, se constată, înainte de toate, prezența marnelor sau marnocalcarelor roșii atît în cadrul stratelor de Teliu din regiune (pîrîul Strîmbu), cît și în toate celelalte iviri ale Cenomanianului din lungul marginii interne a unității de Teleajen. Marnelor roșii, se ataşează, la partea superioară, în unele regiuni, marne calcaroase și marnocalcare de culoare cenușii-negricioase, care se încadrează tot la Cenomanian. Marnele calcaroase și marnocalcarele sînt bine dezvoltate

Institutul Geologic al României

în regiune şi din ele am recoltat specia *Inoceramus* aff. *crippsi* M a n t. Acest complex litologic se compară cu aparițiile similare din bazinul Teleajenului şi din semifereastra Teliului, cu care se echivalează, ocupînd acelaşi nivel stratigrafic. De altfel din marnocalcarele acestui nivel N e a g u (1965) a identificat în bazinul văii Teliului, o asociație macro şi microfaunistică, care le încadrează la Cenomanianul mediu-superior. Deşi *Inoceramus* aff. *crippsi* găsit de noi la partea cea mai inferioară a aceluiaşi nivel, indică prezența Cenomanianului inferior, partea superioară a marnocalcarelor şi marnelor cenuşii din regiune trece, ca şi aceea de pe valea Teliului, la Cenomanianul mediu şi superior.

4. Turonian-Senonian inferior

Stratele de Valea Dobîrlăului

Stratele de Valea Dobîrlăului se dezvoltă în unitatea de Teleajen, avînd în general, din punct de vedere litologic, aceeaşi alcătuire, ca şi cele care aparțin unității de Ceahlău, şi care au fost descrise în bazinul pîrîului Popii (Budila).

În cuprinsul unității de Teleajen, stratele de Valea Dobîrlăului sînt caracterizate prin pelite de culoare cenuşie-negricioasă, cărora se alătură subordonat, arenite şi lutite de aceeaşi culoare.

R ă s p î n d i r e . Ca şi depozitele ce aparțin Cenomanianului, aceste strate se delimitează într-o fîşie cu direcția aproape nord-sud, care este încadrată de două falii longitudinale. În această fîşie ele se pot urmări aproape continuu din pîrîul Buzoelului spre sud, pînă în pîrîul Strîmb. Pe această întindere însă, stratele de Valea Dobîrlăului nu apar pe toată grosimea lor, ele fiind reduse tectonic de cele două falii amintite. De aceea, nu există posibilitatea de a observa pe nici un profil limita lor cu stratele de valea Teliului pe care le succed.

Aflorimente edificatoare se găsesc, pe pîrîul Stînii (la sud de satul Buzoel), pe pîrîul Tăgîrței (Vama Buzăului), la sud de Vama Buzăului pe primul afluent de pe stînga Buzăului, la sud de confluența cu Urlătoarea Mare şi pe primii doi afluenți nordici ai pîrîului Strîmbu.

L i t o l o g i a. Pe cei doi afluenți ai pîrîului Strîmbu, stratele de Valea Dobîrlăului se ivesc chiar în firul văii şi sînt reprezentate prin marne de culoare cenuşiu închis, foarte micacee şi chiar nisipoase. Marnele sînt şistoase, sau se separă în strate subcentimetrice. Ele prezintă o structură psamitică evidentă, încît, în stare uscată au tendința de a se desface în foițe. Aceste marne alcătuiesc deseori pachete pînă la 1—2 m grosime, fără să conțină sub formă de intercalații şi alte roci. Uneori marnele se asociază cu argile plastice şi compacte, de culoare albăstruie, cu care alternează în strate dese avînd un aspect rubanat caracteristic.

La intervale destul de regulate, de 1 la 1,2 m, în cuprinsul marnelor apar nivele subțiri de gresii cenuşii, foarte micacee, cu bobul fin şi mediu, slab calcaroase (2—3 cm grosime).

Institutul Geologic al României

Aceste gresii cu o structură psamitică pronunțată și o textură orientată, stratificată, au o spărtură prismatică caracteristică. Pe alocuri, în cadrul pachetelor de marne, mai reținatenția calcare marnoase și sideritice lentiliforme, de culoare negricioasă, foarte compacte și dure. De obicei calcarele sînt înconjurate de o peliculă ruginie de alterație.

Spre nord, în profilul afluentului estic al Buzăului care coboară din muntele Strîmbu, în succesiunea marnelor cenușii negricioase, descrisă, se mai adaugă la partea superioară, un pachet de argile roșii plastice, micafere și slab stratificate, în grosime de cca 20 m.

Mai la nord, pe pîrîul Tăgîrței, deși ponderea o dețin tot pelitele, arenitelor le revine un loc destul de important. Și aici marnele micacee și nisipoase, de culoare cenușiu închis, uneori negricioase, au dezvoltare mare, dar sînt însoțite frecvent de siltite și gresii care ajung la 50—60 cm grosime (fig. 9).

Siltitele de culoare cenușie au o textură stratificată distinctă și se dispun între marne, sub forma unor strate în grosime de 20—30 cm.

Gresiile, de culoare cenușie-vînătă, au bobul fin și sînt compacte. Ele sînt constituite din granule de cuarț, cărora se asociază subordonat, feldspați, fragmente de cuarțite și paiete de muscovit și biotit. Cimentul bazal, este format din calcită. Aceste gresii se intercalează uneori mai des, la intervale de 20—30 cm, iar alteori separă pachete de marne peste 1 m grosime. Atunci cînd se întîlnesc în strate mai groase, gresiile prezintă frumoase ornamentații de curent, de tipul Flute cast, la partea lor inferioară.

Subordonat, se mai disting intercalate în marnele stratelor de Valea Dobîrlăului, de pe valea lui Tăgîrță, marnocalcare, sau calcare, de culoare închisă. Acestea nu au grosime mare (10—15 cm) și formează lentile cu lungimea de cîțiva decimetri, sau au forme concreționare cu un diametru de 5 la 10 cm. Grosimea stratelor Valea Dobîrlăului nu depășește 250 m.

Din pîrîul lui Tăgîrță, stratele de Valea Dobîrlăului trec în continuare spre nord în bazinul pîrîului Stînii. Pe afluenții vestici ai acestui pîrîu, în locul ritmurilor de marne și gresii de pe pîrîul lui Tăgîrță, se revine la marnele siltitice și argilele ce se dezvoltă în secvențe dese, la nord de pîrîul Strîmbu.

Conținutul faunistic și vîrsta. În marnele de la partea inferioară a stratelor de Valea Dobîrlăului, am găsit pe cursul superior al pîrîului Tăgîrță, la cca 350 m de izvoare, fragmente dintr-o cochilie mare de inoceram și cîteva mulaje externe ce aparțin speciei *Inoceramus labiatus* Schlot., considerată conducătoare pentru Turonianul inferior (Woods, 1911; Heinz, 1928).

Am mai recoltat, din aceleași strate, de pe un afluent mic vestic, al pîrîului Stînii, un rest dintr-o cochilie de inoceram. Aceasta aparține unei specii, care se deosebește de ceilalți inocerami, descoperiți în stratele de Valea Dobîrlăului, prin faptul că posedă coaste de creștere foarte pronunțate și relativ rare. Deoarece îi lipsește umbonele acest inoceram nu este determinabil.

Institutul Geologic al României

Dacă *Inoceramus labiatus* recoltat din partea inferioară a stratelor de Valea Dobîrlăului indică prezenţa Turonianului inferior, asociaţiile microfaunistice ale pachetului de argile roşii de la partea superioară a acestor strate, le încadrează la Turonian-Senonianul inferior. În aceste asociaţii am identificat următoarele specii : *Dendrophrya robusta* Grzybowski, *D. excelsa* Grzybowski, *D. latissima* Grzybowski, *Hyperammina subnodosiformis* Grzybowski, *Saccammina placenta* (Grzybowski), *Ammobaculites agglutinans* (d'Orbigny), *Proteonina sherborniana* (Chapman), *Cystammina pauciloculata* (Brady), *Glomospira gordialis* (Parker şi Jones), *G. serpans* (Grzybowski), *Haplophragmoides suborbicularis* (Grzybowski), *Reophax foedissima* (Reuss), *R. splendidus* Grzybowski, *Spiroplectammina* sp.

În consecinţă stratele de Valea Dobîrlăului se repartizează la întregul Turonian şi urcă şi în partea inferioară a Senonianului (Coniacian).

Specia *Inoceramus labiatus* a fost întîlnită şi în partea inferioară a depozitelor turoniene din regiunea Teliu-Dobîrlău (Neagu, 1965). Partea superioară a stratelor de Valea Dobîrlăului, se racordează ca succesiune lito-stratigrafică, cu partea a doua a depozitelor turoniene separate de Neagu (1965) pe cursul superior al văilor Teliu, Dobîrlăului şi Hărcăoaia. Din această parte provine *Inoceramus lamarcki* de vîrstă Turonian superior şi o asociaţie microfaunistică care indică în afara Turonianului superior şi prezenţa Coniacianului.

Corelări. În cadrul unităţii de Teleajen, formaţiuni de vîrstă Turonian-Senonian s-au pus în evidenţă, în partea vestică (internă) a acestei unităţi şi se dezvoltă mai ales în zona de curbură a Carpaţilor Orientali (fig. 10).

Din regiunea Vama Buzăului, depozitele turonian-senoniene se continuă cu mici întreruperi, spre nord, pentru ca la nord-vest de Intorsura Buzăului şi în regiunea văilor Teliu şi Dobîrlău să ocupe o mare zonă coborîtă a unităţii de Teleajen. În această zonă, Turonian-Sononianul este reprezentat prin aşa numitele strate cu inocerami sau strate de Valea Mare (Marinescu, 1962 a, 1963).

Prin constituţia litologică şi poziţia stratigrafică partea inferioară a acestor strate, alcătuită din ,,argile vinete-cenuşii cu gresii fine, micacee calcaroase, pîini de pelosiderite şi intercalaţii de argile roşii şi verzi'', se echivalează cu stratele de Valea Dobîrlăului. În stratele de Valea Mare, Marinescu (1962 a, 1963) a determinat inocerami ce aparţin Turonianului superior, cum ar fi : *Inoceramus* cf. *woodsi* Boehm şi *Inoceramus lamarcki* cf. Parck, ca şi inocerami de vîrstă senoniană : *Inoceramus* sp. aff. *mülleri* Petrasch., *I. balticus* Böhm, *I. salisburgensis* Fugg. et Kastn.

În complexul inferior al aceloraşi strate, Filipescu et al. (1961) disting pe valea Teliului, deasupra orizontului marnelor şi argilelor cenuşii

Institutul Geologic al României

și negricioase (Cenomanian superior-Turonian inferior), un orizont al marnelor și argilelor roșii superioare de vîrstă Turonian mediu și un orizont al marnelor cenușii și roșii cu inocerami, atribuit Turonianului superior. Ultimele două orizonturi corespund stratelor de Valea Dobîrlăului.

Depozitele turoniene din bazinele văilor Teliului și Dobîrlăului au fost riguros separate ca entitate stratigrafică de către N e a g u (1965). Ele sînt constituite din marne cenușii-negricioase cu intercalații de marno-calcare sideritice și argile roșii-vișinii cu caracter lenticular. Din aceste depozite autorul a obținut cochilii de *Inoceramus labiatus* (S c h l.), *I. inconstans* W o o d s, *I. sturmi* A n d e r t și *I.* cf. *lamarcki* P a r k, faună, pe baza căreia încadrează întregul complex, Turonianului.

La sud de regiunea cercetată, Turonian-Senonianul se continuă cu aceeași litologie în lungul Buzăului superior, pîrîul Albiilor și trece pe la Boncuța în bazinul Teleajenului (M a r i n e s c u, 1963).

Aici depozitele turonian-senoniene formează umplutura sinclinalului Măgura Nebunii-Pridvarea-Boncuța, fiind alcătuite din gresii foioase, marno-argile cenușii-verzui și argile roșii și verzui nisipoase. Acestea urmează peste depozitele de vîrstă Vraconian-Cenomanian și conțin o microfaună cu *Globotruncana bicarinata* care indică prezența Turonianului superior și a Senonianului inferior (P o p e s c u, 1958).

În comparație cu depozitele turonian-senoniene din sinclinalul Măgura Nebunii-Pridvarea, stratele de Valea Dobîrlăului din regiunea pîrîului Strîmbu-pîrîul Buzoel, prezintă cu aceste depozite asemănări faciale foarte mari.

În concluzie stratele de Valea Dobîrlăului din regiunea cercetată se corelează cu ivirile de depozite de vîrstă Turonian-Senonian, de pe văile Dobîrlăului și Teliului spre nord și cele din bazinul văii Teleajenului spre sud, situate și ele în prelungirea aceleiași zone sinclinale. Cu aceste iviri ele au mai întîi trăsături lito-faciale comune, dar se echivalează mai ales ca vîrstă (fig. 11).

B) SEDIMENTOLOGIA ȘI PALEOGEOGRAFIA REGIUNII

Deși în timpul cercetărilor de teren nu am executat studii speciale cu caracter sedimentologic, observațiile făcute cu privire la constituția litologică a formațiunilor întîlnite, cît și măsurătorile de mecanoglife efectuate, ne permit să facem unele considerații în legătură cu geneza depozitelor și a evoluției condițiilor de sedimentare, din acest sector al geosinclinalului carpatic.

În alcătuirea celor două unități tectonice majore, afectate de cercetările noastre, participă două tipuri de formațiuni : de fliș și de molasă. Caracteristicile faciale și litologice ale acestor două tipuri de depozite furnizează o serie de date necesare pentru dezvăluirea surselor din care provine materialul detritic, depus în cadrul a două arii de sedimentare diferite.

Institutul Geologic al României

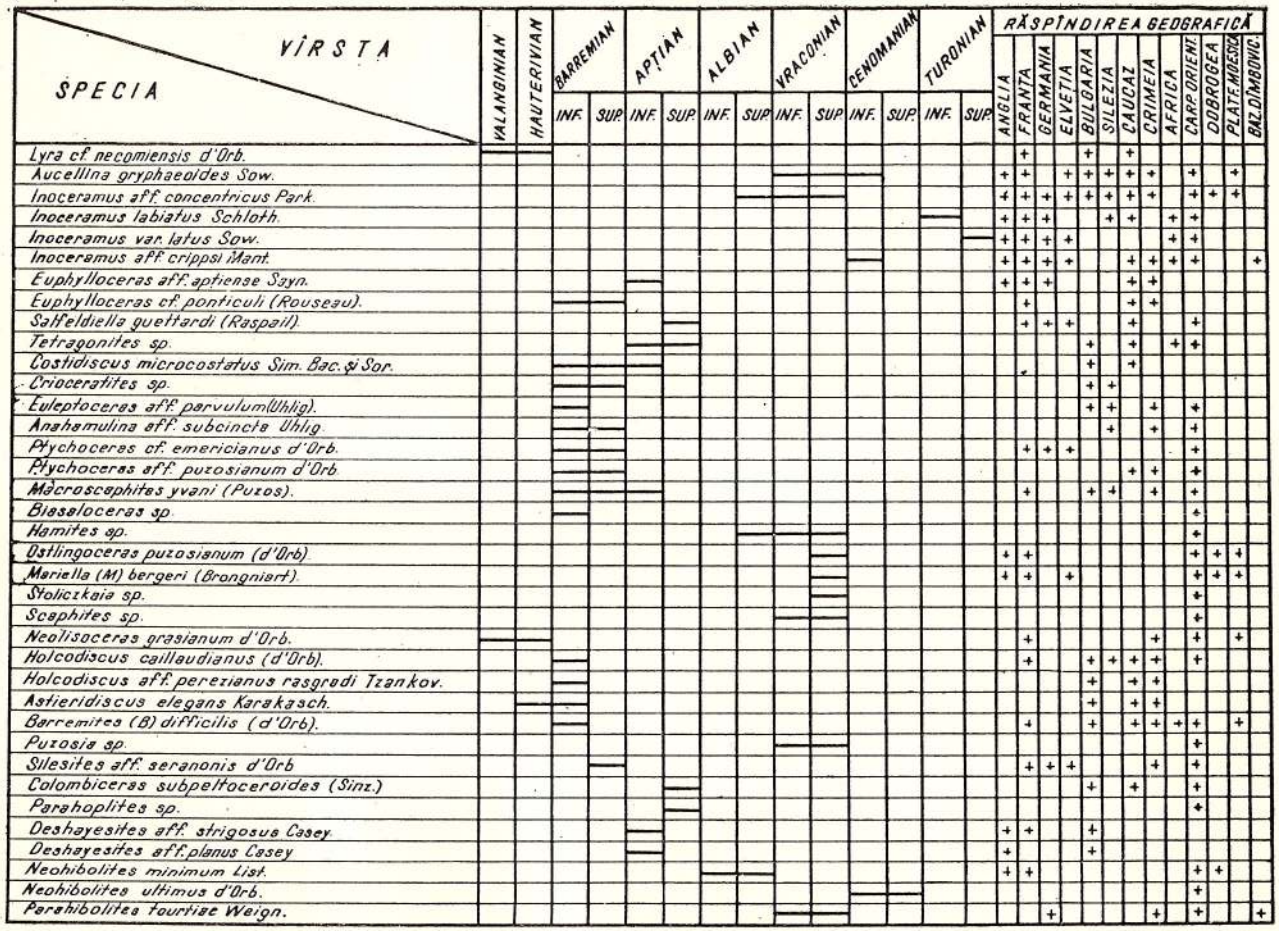


Fig. 11. — Răspîndirea stratigrafică și geografică a faunei flișului cretacic din regiunea Zizin-Vama Buzăului.
Diffusion stratigraphique et géographique de la faune du flysch crétacé de la région de Zizin-Vama Buzăului.

Institutul Geologic al României

În aria vestică, corespunzătoare unității de Ceahlău, se relevă acumulări importante de sedimente cu caracter de fliș, reprezentate prin stratele de Sinaia, stratele de Purcăreni și partea inferioară a stratelor de Ciucaș-Zăganu. În cuprinsul stratelor de Sinaia, orizontul marnos-grezos îmbracă un facies de fliș tipic, fiind reprezentat prin șisturi argiloase și marnoase, marne nisipoase, siltite și gresii calcaroase, care se succed într-o ritmicitate remarcabilă. Acestui fliș, caracterizat prin predominarea depunerilor fine (șisturi argiloase și marne), se asociază la partea superioară a stratelor de Sinaia, depozite grosiere ca, microbrecii, brecii și conglomerate cu aspect haotic.

După depunerea stratelor de Sinaia, sedimentarea de fliș a continuat în Barremianul superior prin depunerea faciesului marnos al stratelor de Purcăreni. În timpul Apțianului se trece treptat la flișul marnos-grezos al stratelor de Ciucaș-Zăganu, care se evidențiază prin proporția mare a gresiilor micacee în bancuri groase. Atît stratele de Purcăreni cît și cele de Ciucaș-Zăganu includ olistolite de calcare jurasice, depuse sub forma unor blocuri imense la diferite nivele în cuprinsul depozitelor de fliș. După depunerea faciesului marnos-grezos al stratelor de Ciucaș-Zăganu se încheie prima etapă de sedimentare cu caracter de fliș.

În continuare se instalează la începutul Albianului un facies de molasă cu gresii și conglomerate masive. Dispunerea haotică a elementelor din conglomerate demonstrează că sedimentarea lor s-a produs în condițiile unor mișcări diastrofice importante (diastrofismul austric vechi). Gresiile și conglomeratele de la partea superioară a stratelor de Ciucaș-Zăganu, reprezintă astfel depozitele terminale ale primului ciclu de sedimentare, din aria cea mai internă a geosinclinalului carpatic.

Un al doilea ciclu de sedimentare se instalează în Vraconianul superior. Stratele cu auceline, dispuse transgresiv pe stratele de Ciucaș-Zăganu reprezentate prin marne nisipoase, siltite și rare gresii, de obicei lipsite de stratificație, nu prezintă trăsături evidente de fliș. Caracterele de fliș tipic, revin abia în Cenomanian și Turonian, cînd se depun mai întîi marne calcaroase și calcare, urmate apoi de ritmuri dese de marno-argile șistoase și gresii subțiri.

În aria de sedimentare a unității de Teleajen, primii termeni ce apar la zi aparțin Apțian-Albianului și se dezvoltă tot într-un facies de fliș marnos-grezos, caracterizat printr-o ritmicitate pronunțată. Semnificativă este răspîndirea mare a texturilor curbicorticale, ca și laminația oblică, destul de accentuată a gresiilor. Către partea superioară a acestui fliș se înregistrează o frecvență din ce în ce mai mare și totodată o îngroșare a gresiilor, prin intermediul cărora se trece și în această arie de sedimentare, la sfîrșitul Albianului (Vraconianul inferior), la un facies de molasă. Gresiile de obicei grosiere și microconglomeratice și conglomeratele grosolane reprezintă episoade în sedimentația acestei molase.

Începînd cu Cenomanianul și mai ales cu Turonianul, depozitele își redobîndesc caracterele de fliș, identice cu cele ale depozitelor de vîrstă similară depuse în aria mai internă de sedimentare, corespunzătoare unității de Ceahlău.

Institutul Geologic al României

Pentru a determina sursele de unde provine materialul detritic din cele două domenii de sedimentare ale geosinclinalului carpatic, existente în regiune, este necesar să precizăm natura petrografică a rocilor componente ale diferitelor formațiuni și să stabilim direcțiile de transport înregistrate în cadrul acestora. Cele două elemente oferă soluții importante în rezolvarea problemei sursei de alimentare a bazinelor de sedimentare. Date prețioase în acest sens se obțin prin compararea caracterelor petrografice ale rocilor din regiune, cu acelea ale rocilor care intrau în alcătuirea uscatului de la marginea internă a geosinclinalului carpatic. Cît privește partea marno-grezoasă a stratelor de Sinaia figurile de curent de pe talpa arenitelor indică direcții de transport ale sedimentelor de la W-NW la E-SE. Direcțiile de transport de la N la S sînt mai rare.

Din interpretarea acestor direcții rezultă existența unor paleocurenți, în timpul depunerii părții mediane a stratelor de Sinaia, care au avut direcții de transport transversale și oblice și mai puțin longitudinale, arătînd existența unor zone emerse la W și NW de regiunea cercetată. Aceleași direcții s-au înregistrat și în stratele de Sinaia superioare, unde ruditele ocupă un loc important. În compoziția acestor rudite se remarcă participarea într-o proporție ridicată a șisturilor cloritoase și a șisturilor clorito-sericitoase cuarțitice. Alături de aceste roci cristaline de epizonă se mai semnalează însă, în proporție mai redusă și roci cristaline de mezozonă, reprezentate mai ales prin micașisturi și paragnaise. Cum măsurătorile direcțiilor de transport din stratele de Sinaia superioare, în care sînt incluse aceste rudite, arată un transport de la W-NW la E-SE, proveniența materialului component trebuie legată de ramura estică a cristalinului munților Făgăraș. Avînd însă în vedere că, în unele studii de specialitate s-a relevat analogia petrografică existentă între rocile cristaline epizonale ale ruditelor de la partea superioară a stratelor de Sinaia și cele care se întîlnesc în masivul Leaotei (P a t r u l i u s, 1969; M u r g e a n u et al., 1963), o parte din aceste șisturi epizonale se pot pune și pe seama acestui masiv.

În privința șisturilor cristaline mezozonale, prezente și ele în ruditele stratelor de Sinaia, acestea neavînd corespondenți petrografici în masivele Leaotei și Făgărașului, proveniența lor trebuie pusă pe seama unor cordiliere existente în cuprinsul, sau la marginea externă a ariei de sedimentare a stratelor de Sinaia. De altfel, această supoziție a fost enunțată și în alte lucrări, ce se referă la zone mai extinse ale acestor strate (M u r g e a n u et al., 1963; P a t r u l i u s, 1969).

La rîndul lor, depozitele barremian-superioare și apțiene ale stratelor de Purcăreni și a părții inferioare a stratelor de Ciucaș-Zăganu, cuprind de asemenea gresii. În baza acestora se reliefează mecanoglifele de tipul turboglifelor. Măsurătorile lor, indică direcții de transport ale sedimentelor, schimbate față de cele constatate în cazul stratelor de Sinaia. De data aceasta sînt respectate cu predilecție direcțiile longitudinale de la N la S, arătînd deci un aport al sedimentelor de la nord. Aceste direcții concordă de fapt cu direcțiile structurilor majore ale flișului carpatic și cu acelea pe care au avut-o presupusele cordiliere și praguri în timpul depunerii

Institutul Geologic al României

depozitelor din Barremianul superior și Apțian. Ele explică însă mai greu locul sursei de unde au fost aduse sedimentele. Este posibil ca materialul detritic să fi fost antrenat de curenți transversali de pe uscatul de la marginea vestică a ariei de sedimentare a stratelor de Purcăreni și Ciucaș-Zăganu și apoi a fost prins destul de repede de curenții longitudinali.

Un indiciu în acest sens îl oferă calcarele de tip Stramberg, răspîndite pe o suprafață întinsă sub formă de blocuri mari, incluse ca olistolite în sedimentele întregului interval Barremian superior-Apțian. Aceste calcare nu pot proveni decît din cuvertura mezozoică a ramei de vest a bazinului de sedimentare, unde calcarele de tip Stramberg, cu care olistolitele sînt identice, atît petrografic cît și în privința faunei pe care o conțin, prezintă o dezvoltare importantă (munții Bîrsei). De aici blocurile de calcare au fost rostogolite și antrenate de curenții transversali foarte puternici și după aceea redistribuite de curenții longitudinali.

Trecînd la masa groasă de rudite albiene ale stratelor de Ciucaș-Zăganu superioare, se observă o varietate destul de mare a elementelor constitutive. Dintre elemente, gresiile și grezo-calcarele, dar mai ales calcarele (de Stramberg și urgoniene) reținprin abundența lor atenția, în timp ce rocile cristaline (șisturi sericitoase și cloritoase) ocupă un loc subordonat.

Aspectul litologic al acestor elemente, apropiate de acela al rocilor ce se dezvoltă în regiunile limitrofe exondate, de la vest, sugerează proveniența materialului ruditelor din aceste regiuni, destul de apropiate de bazinul de sedimentare a molasei albiene. Pe de altă parte însă, gradul avansat de rotunjire, și aplatizare a elementelor, indică un transport mai îndelungat și sedimentarea lor la o distanță mai mare de țărm.

Arenitele flișului apțian-albian, din domeniul seriei de Teleajen, se caracterizează de asemenea printr-o frecvență mare a mecanoglifelor de curent, pe fața lor inferioară (turboglife). Din măsurătorile făcute, rezultă însă o gamă foarte variată de direcții de transport, dintre care par să predomine cele transversale, atît de la vest la est, cît și de la est la vest. Aceste direcții de transport arată deci prezența a două surse principale, de unde a fost adus materialul detritic, situate de ambele părți a ariei de sedimentare din această parte a geosinclinalului carpatic. Pe de o parte un transport dinspre vest, de pe aria probabil mai ridicată a părții interne a unității de Ceahlău, iar pe de altă parte din spre est, unde existența unei cordiliere la exteriorul bazinului de sedimentare, a comandat probabil sedimentația în acest bazin.

În urma analizei formațiunilor cretacice din regiune sub raport lito-facial și litogenetic se pot face și unele considerații cu privire la evoluția geosinclinalului carpatic din acest sector, în perioada cretacică și implicit a condițiilor batimetrice existente în timpul depunerii diferitelor formațiuni.

Una din caracteristicile generale ale depozitelor din regiunea cercetată, o constituie ritmicitatea lor. Alături de această ritmicitate, fenomenele de granoclasare, laminație oblică și a figurilor de curent, observate frecvent la arenite, constituie trăsăturile de bază ale sedimentației de fliș.

Institutul Geologic al României

La rîndul ei, această sedimentaţie cu diferitele ei aspecte, este legată de fazele de evoluţie ale geosinclinalului carpatic.

Astfel sedimentarea flişului neocomian al stratelor de Sinaia s-a făcut în condiţiile de formare a acestui geosinclinal. Cu un fund puţin adînc la începutul Neocomianului, acest geosinclinal se realizează treptat, printr-o scufundare continuă provocată de repetarea unor mişcări oscilatorii. Datorită variaţiilor de adîncime, legate de aceste mişcări oscilatorii, caracteristicile litologice diferite ale depozitelor, se repetă pe verticală, găsindu-şi expresia într-o ritmicitate accentuată ce se semnalează mai ales în cuprinsul părţii mediane a stratelor de Sinaia.

Datorită mişcărilor tectonice austroalpine (T o l l m a n n, 1964), deosebit de active, de la sfîrşitul Hauterivianului şi începutul Barremianului, cînd au avut loc şi erupţii submarine, sedimentarea desfăşurată concomitent cu aceste mişcări, are loc într-o mare agitată. Pe flancul vestic al geosinclinalului carpatic, această sedimentare este materializată prin naşterea breciilor şi a conglomeratelor de la partea superioară a stratelor de Sinaia.

Scufundarea flancului vestic al geosinclinalului carpatic a continuat şi în timpul Barremianului superior şi a Apţianului, cînd amplitudinea mişcărilor oscilatorii a fost din ce în ce mai mare şi cînd în sedimentele stratelor de Purcăreni şi a primei părţi a stratelor de Ceahlău-Zăganu au fost incluse blocurile de calcare jurasice (de tip Stramberg), antrenate fiind, de curenţi cu o forţă mare de transport.

Cît priveşte condiţiile batimetrice de formare a flişului neocomian-barremian-apţian, este de presupus că acesta s-a depus într-un bazin cu adîncime relativ mică şi într-o regiune apropiată de ţărm. Mărturie în acest sens, sînt impresiunile de frunze (ferigi) şi abundenţa mare de resturi de plante întîlnite în arenitele stratelor de Purcăreni şi a stratelor de Ciucaş-Zăganu.

În favoarea acestei presupuneri pledează şi răspîndirea relativ mare în aceste depozite a amoniţilor care în vederile lui D i e n e r (1912, 1922) nu puteau trăi la mari adîncimi, unde cochilia lor ar fi putut fi zdrobită de presiunea apelor. La aceeaşi concluzie ajunge şi R o t h p l e t z (1909) care din interpretarea impresiunilor de perisphinctide de la Solnhofen, a dedus că amoniţii pluteau în mări cu ape puţin adînci.

Odată cu Albianul, începe un nou stadiu în evoluţia geosinclinalului carpatic, cînd domeniul de sedimentare a conglomeratelor de Ciucaş-Zăganu a fost ocupat de o fosă, încadrată de două cordiliere, pe flancurile cărora sedimentarea a fost deosebit de violentă. Formaţiunea de molasă care ia naştere în acest timp marchează deci încheierea unui stadiu în evoluţia geosinclinalului carpatic, în care au început să se semnaleze primele mişcări pozitive de ridicare şi cutare, iar din punct de vedere litogenetic s-a acumulat masa groasă de conglomerate nesortate a stratelor de Ciucaş-Zăganu.

Aceste mişcări pozitive se accentuează la sfîrşitul Albianului, în timpul fazei austrice vechi (T o l l m a n n, 1964). Atunci se formează primele cute emerse, regiunea din vestul perimetrului fiind exondată şi

Institutul Geologic al României

supusă eroziunii . O dovadă în acest sens o constituie marea transgresiune din timpul Vraconianului superior, ce a avut loc după mișcările austrice tinere (T o l l m a n n, 1964).

Continua afundare și deplasare a axului geosinclinalului carpatic de la vest la est a făcut ca fosa geosinclinalului, din partea de est a perimetrului cercetat, să aibe o evoluție analoagă cu aceea din vest, cu deosebirea că, stadiul de adîncire (scufundare) în această parte a durat pînă la sfîrșitul Albianului, cînd s-a depus seria de Teleajen, iar stadiul de ridicare și umplere, cu sedimentație grosieră (gresia de Sita-Tătaru), se instalează aici la începutul Vraconianului și ține pînă în Senonian.

Trebuie însă remarcat în final că, limitele și amplasamentul actual al diferitelor formațiuni din regiune nu se suprapun cu acelea din timpul sedimentării lor. Această neconcordanță trebuie pusă pe seama deplasării sedimentelor ulterior depunerii lor, deplasare ce s-a realizat în ultima fază de orogeneză a geosinclinalului carpatic. Este faza în care predomină mișcările de ridicare și de înălțare a părții apusene a geosinclinalului. Cutele deja formate, sînt dislocate suferind decolări, din care se nasc primele pînze de șariaj (faza laramică).

De aici rezultă concluzia că fostul bazin de sedimentare al flișului cretacic din regiune, se afla deplasat spre vest față de limitele actuale ale formațiunilor la zi. După depunerea lor, aceste formațiuni au fost cuprinse de mișcări tectonice care le-au deplasat către est, iar axul geosinclinalului deplasîndu-se în aceeași direcție, a solicitat masa de depozite de fliș de la interior, care a decolat de pe substratul ei, dînd naștere la cele două pînze de șariaj din regiune : unitatea de Ceahlău și unitatea de Teleajen.

C) TECTONICA

În edificiul structural al flișului intern (Cretacic) din regiunea Zizin-Vama Buzăului, se conturează două unități tectonice majore, fiind caracterizate fiecare, printr-o compoziție litologică și o evoluție structurală proprie.

Astfel, partea de vest a regiunii aparține u n i t ă ț i i d e C e a h l ă u, iar cea de est, u n i t ă ț i i d e T e l e a j e n, ambele îndeplinind rolul unei pînze de șariaj. Aceste două unități au fost definite, ca urmare a evoluției concepțiilor despre tectonica Carpaților Orientali, de diferiți autori, mai întîi în anumite sectoare și apoi în lungul întregului fliș intern al acestui lanț muntos.

Pentru a ușura înțelegerea împărțirii structurale a flișului intern în viziunea diferiților autori, precum și a paralelizărilor care derivă de aici, vom trece în revistă în mod succint concepțiile acestora, cu referire specială la structura flișului intern de care ne ocupăm (vezi tabelul).

Ideea existenței unei structuri în pînze de șariaj, în genul aceleia din Alpi, a fost susținută prima dată pentru Carpații nordici și Carpații Orientali de către U h l i g (1907).

Institutul Geologic al României

TABEL

Corelarea unităților tectonice separate în flișul intern al Carpaților Orientali

Autorul	Unitatea tectonică			
Uhlig	Pînzele beskide			
Mrazec, Teisseyre (1907)	Zona internă			
Mrazec, Popescu-Voiteşti (1911)	Grupa pînzelor interne Pînza conglomeratelor de Bucegi			
Preda (1940)	Pînza moldavă			
Filipescu et al. (1961)	Pînza internă superioară			Pînza internă inferioară
Băncilă (1958, 1965)	Unitatea vest-internă			Unitatea est-internă
Popescu (1958)	Pînza de Bratocea			Unitatea seriei de Teleajen
Murgeanu et al. (1961)	Zona Zamura			Zona Teleajen
	Subzona Bucegi-Piatra Mare	Subzona anticlinalului Zamura	Subzona Bobu-Ciucaş	
Dumitrescu et al. (1962)	Dacide			
	Unitatea de Ceahlău			Unitatea flișului curbicortical
M. Săndulescu, Jana Săndulescu (1965)	Unitatea de Ceahlău			
	Digitația Ciuc		Digitația Bodoc	Unitatea flișului curbicortical
Contescu (1966)	Pînza de Ceahlău			
	Subunitatea Zamura		Subunitatea Bobu-Bodoc	Unitatea flișului curbicortical
Ştefănescu (1967, 1969)	Pînza de Ceahlău			
	Pînza de Bratocea		Unitatea de Bobu	Pînza de Teleajen
Patrulius (1969)	Unitatea stratelor de Sinaia			
Grăf (1971)	Unitatea de Ceahlău			Unitatea de Teleajen

Institutul Geologic al României

Pentru aria flișului, acesta a preconizat existența a două pînze : pînza beskidică și pînza subbeskidică, dintre care prima cuprinde zona internă a flișului și zona gresiei de Tarcău, în înțelesul de mai tîrziu.

Mrazec și Teisseyre (1907) afirmă de asemenea că, flișul carpatic este format din trei zone care se succed de la interior spre exterior, fiecare din aceste zone șariind peste zona care îi este exterioară. Cele trei zone sînt : zona internă, formată din depozite cretacice, zona mediană constituită aproape în întregime din depozite aparținînd Eocenului inferior și mediu, și zona externă care nu cuprinde decît Oligocenul și Bartonianul.

Ideea structurii în pînze de șariaj a flișului din Carpații Orientali, este reluată de Mrazec și Popescu-Voiteşti (1911) care separă, în funcție de materialul detritic care intră în constituția pînzelor, o grupă a pînzelor interne, cu material constitutiv de origine exclusiv carpatică și o grupă a pînzelor externe, cu material de origine extracarpatică.

În cuprinsul pînzelor interne, autorii disting de la interior la exterior ; pînza conglomeratelor de Bucegi, pînza gresiei de Siriu, pînza marnelor roșii senoniene și pînza gresiei de Fusaru.

În sprijinul existenței unei tectonici în pînze, în cadrul flișului din Carpații Orientali, Preda (1937—1940) aduce noi elemente. Flișul este considerat ca o mare pînză care s-a diferențiat în unități de ordin secundar. Dintre aceste unități, pînza moldavă și pînza mediană se situează în partea internă a flișului carpatic. În concepția acestui autor, pînza moldavă a rezultat din decolarea sedimentarului de pe masa cristalinului Leaotei și de pe cristalinul Carpaților Orientali. Această pînză are un autohton de fliș intern (strate de Sinaia, strate de Comarnic și Albian), și s-a păstrat mai ales în masivele Zăganu (pînza conglomeratelor de Zăganu) și Ceahlău (pînza moldavă propriu-zisă).

De această pînză aparțin calcarele titonice, Doggerul și jaspurile, de la baza masivului Zăganu, ca și conglomeratele de tip Bucegi, care ocupă mari întinderi în munții Bucegi, Zăganu și Ceahlău.

Pînza mediană, la rîndul ei, reprezintă tot o pînză, decolată de pe zona internă a flișului și corespunde în parte cu pînza gresiei de Fusaru a lui Mrazec și Popescu-Voiteşti (1911). Macovei și Atanasiu (1934), disting și ei în cadrul flișului carpatic două zone : internă în vest și zona marginală în est, ambele reprezentînd în concepția autorilor două zone de sedimentare, dar și două zone tectonice, bine distincte (zone de cutare), cea internă încălecînd peste cea marginală.

În felul acesta, pînă la anul 1936, cîștigă din ce în ce mai mult teren părerea că, partea internă a flișului ar constitui o unitate tectonică independentă, cu caracter de pînză de șariaj.

În acest an, Filipescu (1961) constată că în cadrul flișului intern de la curbura Carpaților, există o fîșie continuă de marne roșii de vîrstă cretacic superioară, care marchează traseul unei importante linii tectonice — linia valea Crasna-Mînăstirea Suzana-Teliu-Măgheruș. După acest accident tectonic, flișul intern se împarte în două zone : o zonă mai internă,

Institutul Geologic al României

caracterizată prin dezvoltarea conglomeratelor şi conţinînd depozite formate într-un bazin de sedimentare cu un fundament cristalino-mezozoic ridicat. Cea de a doua zonă, mai externă, cuprinde depozite formate într-un bazin de sedimentare cu un fundament de aceeaşi natură ca prima, însă mai scufundat, aparţinînd flişului propriu-zis, lipsit de conglomerate.

Ulterior (1952), acelaşi autor observă că depozitele cretacic superioare sînt încălecate spre interior, de depozite de vîrstă mai veche, apţiană. Din această constatare trage apoi concluzia că flişul intern cuprinde două digitaţii, situate una la vest şi cealaltă la est, de linia Crasna-Suzana - Teliu-Măgheruş-Cernatu. Aceste digitaţii sînt interpretate apoi de autor (1961) ca două unităţi tectonice majore : pînza internă superioară în vest, şi pînza internă inferioară în est.

Prezenţa aceloraşi marne roşii în sectorul moldovenesc al flişului intern a fost remarcată şi de B ă n c i l ă (1952). Semnalate mai întîi în faţa muntelui Ceahlău (în punctul numit Lutul Roşu), aceste marne, care aparţin Cretacicului superior, sînt încălecate de depozite cretacic inferioare, tot în lungul unei linii tectonice majore, pe care B ă n c i l ă o denumeşte linia Lutul Roşu. Această linie, ce se dezvoltă în cadrul flişului intern, este considerată de autor, ca o linie tectonică ce desparte două unităţi structurale : unitatea flişului vest-intern la interior, şi unitatea flişului est-intern la exterior.

Cele două unităţi au mai fost identificate în flişul intern de la curbura Carpaţilor Orientali şi de P o p e s c u (1958), autorul separînd la vest de sinclinalul Măgura Nebunii-Pridvarea-Boncuţa, din bazinul văii Teleajenului, pînza de Bratocea, iar la est de sinclinalul amintit, autohtonul acestei pînze, reprezentat prin unitatea seriei de Teleajen (1962).

Corespunzător acestor unităţi D u m i t r e s c u (D u m i t r e s c u et al., 1962), separă în flişul cretacic intern al Carpaţilor Orientali, unitatea de Ceahlău la interior şi unitatea flişului curbicortical la exterior.

Cercetări mai recente şi de amănunt, au mai pus în evidenţă, în unitatea de Ceahlău, prezenţa a două subunităţi. Astfel în partea centrală a Carpaţilor Orientali M. S ă n d u l e s c u şi J a n a S ă n d u l e s c u (1965) disting în cuprinsul pînzei de Ceahlău două subunităţi, cărora le acordă valoarea unor digitaţii : digitaţia internă a Ciucului şi digitaţia externă de Bodoc. C o n t e s c u (1966) propune în cadrul aceleiaşi unităţi tectonice, pe baza unor deosebiri faciale urmărite într-un sector mai sudic, împărţirea într-o subunitate internă, Ciuc-Baraolt-Bratocea-Zamura şi o subunitate externă Bobu-Bodoc.

Ş t e f ă n e s c u (1969) adoptă această schemă structurală pentru regiunea dintre valea Teleajenului şi valea Ialomiţei, unde deosebeşte în cuprinsul pînzei de Ceahlău două unităţi distincte : unitatea pînzei de Bratocea la interior şi unitatea de Bobu la exterior.

1. Relaţiile dintre unitatea de Ceahlău şi unitatea de Teleajen

Urmărind dispunerea diferitelor formaţiuni la suprafaţă, se observă în regiunea cercetată, existenţa unui important accident tectonic. Acest

Institutul Geologic al României

accident este evidențiat prin contactul anormal ce se realizează în lungul lui, între depozitele eocretacice răspîndite în partea de vest și cele ce aparțin Cretacicului superior și se dezvoltă în estul perimetrului cercetat. Peste tot unde se observă acest contact, depozitele de vîrstă cenomaniană și turoniană înclină spre vest intrînd sub acelea de vîrstă apțian-albiană. În felul acesta se realizează relații tectonice între depozite, deosebite ca vîrstă, ce aparțin la două unități tectonice diferite, relații tectonice care sînt marcate și de o importantă denivelare de relief. De-a lungul acestui contact tectonic stau față în față relieful înalt și semeț pe de o parte, format din conglomerate albiene ale unității de la vest (unitatea de Ceahlău), cu relieful scund și șters pe de altă parte, alcătuit din pelitele cenomaniene și turoniene; pe seama cărora a luat naștere o depresiune îngustă la partea internă a unității de la est (unitatea de Teleajen).

Anomalia în succesiunea depozitelor aparținînd flișului intern (Cretacic), a fost sesizată de B ă n c i l ă încă din anul 1952 în regiunea muntelui Ceahlău, iar de către F i l i p e s c u în 1955, în zona de curbură a Carpaților Orientali. Linia tectonică care marchează contactul anormal, a fost denumită ulterior de B ă n c i l ă (1958) linia „Lutul Roșu" pentru faptul că, la est de ea apar aproape continuu, marne și argile roșii ale flișului est-intern (unitatea de Teleajen). Fiind foarte sugestivă, am păstrat această denumire pentru accidentul tectonic cu aceeași semnificație, care separă unitatea de Ceahlău, de unitatea de Teleajen în cuprinsul perimetrului cercetat.

În cadrul acestui perimetru, linia Lutul Roșu iese foarte bine în evidență și se poate urmări din dreptul satului Acriș, spre sud, pînă la pîrîul Strîmbu. Aproape pe tot traseul ei, ea separă stratele de Ciucaș-Zăganu de vîrstă apțian superioară-albiană (cu căderi vestice), de stratele de Teliu, cenomaniene, ce prezintă căderi în același sens. În segmentul dintre localitățile Acriș și Vama Buzăului, linia Lutul Roșu pune în contact, conglomeratele de Ciucaș-Zăganu, cu marno-argilele roșii ale stratelor de Teliu, pentru ca mai la sud, la interiorul acestei linii, să apară termeni și mai vechi, de vîrstă barremian-apțiană (stratele de Purcăreni și complexul marnos-grezos al stratelor de Ciucaș-Zăganu), care stau pe marnocalcare cenomaniene ce se dezvoltă la exteriorul ei. Între localitatea Vama Buzăului și pîrîul Strîmbu, prin avansarea liniei Lutul Roșu spre est, relațiile anormale se realizează mai întîi între conglomeratele de Ciucaș (albiene) și stratele de Valea Dobîrlăului (turoniene). După o nouă retragere a liniei Lutul Roșu, aceste relații se păstrează în spre muntele Strîmbu, între orizontul marnos-grezos al stratelor de Ciucaș-Zăganu (Apțian superior) și argilele roșii de la partea superioară a stratelor de Teliu (Cenomanian superior).

Prin urmărirea traseului liniei Lutul Roșu în regiunea cercetată, rezultă deci că, în lungul ei, termeni diferiți ai Cretacicului superior din unitatea de Teleajen sînt încălecați de etaje diferite ale Cretacicului inferior din unitatea de Ceahlău. Această încălecare, în unele porțiuni

Institutul Geologic al României

este de amploare mai mică, iar în altele se face pe distanţă de mai mulţi kilometri.

Astfel reiese din datele de suprafaţă, caracterul de pînză de şariaj a unităţii de Ceahlău.

Traseul sinuos al liniei Lutul Roşu, care marchează fruntea pînzei şi care face să apară şi să dispară în lungul ei diferiţi termeni stratigrafici aparţinînd unităţii de Teleajen, constituie un argument în acest sens. Astfel la zi, între satele Acriş şi Vama Buzăului, depozitele unităţii de Ceahlău înaintează cu cca 1km spre est, peste depozitele unităţii de Teleajen. La sud de Vama Buzăului, linia Lutul Roşu se retrage spre vest pe aceeaşi distanţă, lăsînd să apară de sub încălecarea pînzei de Ceahlău depozitele cenomaniene şi turoniene.

Între Vama Buzăului şi pîrîul Strîmbu, pînza unităţii de Ceahlău avansează din nou spre est, acoperind o bună parte din depozitele ce apar la zi în regiunea localităţii Vama Buzăului, depozite care se identifică din nou mai la sud spre bazinul pîrîului Strîmbu (stratele de Teliu). Valoarea cea mai mare a încălecării unităţii de Ceahlău sub forma unei pînze de şariaj se observă la zi, la sud de Vama Buzăului şi atinge cca 3 km.

Amploarea încălecării unităţii de Ceahlău peste unitatea de Teleajen se conturează la suprafaţă şi mai bine imediat la nord de teritoriul cercetat, pe cursul superior al văii Teliului. Aici apar la zi, de sub depozitele apţiene ale pînzei de Ceahlău (stratele de Ciucaş-Zăganu), depozite de vîrstă vraconian-cenomaniană (stratele cu auceline şi stratele de Teliu) şi turoniană (stratele de Valea Dobîrlăului).

Această situaţie, tectonică, materializată prin naşterea semiferestrei Teliului, face ca proporţiile încălecării unităţii de Ceahlău să iasă şi mai bine în evidenţă, ea putîndu-se urmări la suprafaţă pe o distanţă de cca 5 km.

Demonstrată la zi prin avansările şi retragerile liniei Lutul Roşu descrise mai sus, ca şi prin conturul semiferestrei Teliului, încălecarea unităţii de Ceahlău sub forma unei pînze de şariaj este dovedită în regiunea cercetată şi în adîncime prin sonda 1 Teliu. Amplasată pe pîrîul Acriş, în zona frontală a pînzei de Ceahlău (la cca 2 km de fruntea pînzei), această sondă, după ce a străbătut depozitele de vîrstă apţiană, ale unităţii de Ceahlău, pe o grosime de aproape 1000 m, a interceptat linia Lutul Roşu în jurul adîncimii de 1040 m, adîncime la care a întîlnit depozite de vîrstă vraconian-cenomaniană aparţinînd unităţii de Teleajen. Sonda s-a oprit la adîncimea de 3105 m. În Albianul curbicortical, după ce a traversat cca 600 m în gresia de Sita-Tătaru.

Toate aceste date, atît cele de suprafaţă cît şi datele de foraj, indică o deplasare destul de mare pe orizontală către est, a unităţii de Ceahlău, peste partea internă, structural mai coborîtă, a unităţii de Teleajen, care constituie paraautohtonul ei.

În sectorul moldovenesc al Carpaţilor Orientali, traseul liniei Lutui Roşu se identifică destul de uşor şi a fost urmărit de numeroşi cercetătorl de la graniţa nordică, pînă la depresiunea Tg. Secuiesc (B ă n c i l ă,

Institutul Geologic al României

1958; Ștefănescu 1967; Alexandrescu 1967; Săndulescu, 1965; Contescu 1966, ș.a.). Pentru zona de curbură și mai ales din valea Buzăului spre vest, urmărirea ei pune probleme și de aceea părerile cercetătorilor sînt contradictorii.

În concepția lui Băncilă (1958), din valea Buzăului, linia Lutul Roșu trece spre sud în valea Teleajenului, unde se retrage foarte mult la nord de Mănăstirea Suzana, dînd naștere unei noi semiferestre tectonice în această regiune. La vest de valea Teleajenului, după același autor, linia se continuă prin valea Doftanei și valea Prahovei (la Podul Vîrtos), mai departe pînă în valea Ialomiței, unde se oprește la sud de Pietroșița.

Linia tectonică care delimitează pînza de Ceahlău la exterior, a fost urmărită de Ștefănescu (1969) din valea Doftanei spre vest, pînă în valea Ialomiței.

După Marinescu (Christescu et al., 1968), prelungirea liniei Lutul Roșu la sud-vest de masivul Ciucaș, se face pe direcția: Cheia (Teleajen)-Nebunu Sterp-Obîrșia-Poiana Crăiței-Gura Secăturei-Culmea Corhăniei. În continuare, la vest de Culmea Corhăniei, identificarea liniei la suprafață devine dificilă, din cauza transgresiunii marnelor roșii senoniene. Autorii presupun această continuare din valea Prahovei, pe la sud de anticlinalul Pietroșița, atingînd valea Dîmboviței la Brătulești, iar valea Vîlsanului la Stîlpeni-Petrești.

Majoritatea cercetătorilor însă (Popescu 1958; Murgeanu et al., 1961; Patrulius, 1969; Contescu 1966), întrerup traseul liniei Lutul Roșu în valea Doftanei. Cît privește desăvîrșirea încălecării unității de Ceahlău, peste unitatea de Teleajen, în regiunea Zizin-Vama Buzăului nu există argumente decît pentru vîrsta ante-senoniană a acestei încălecări, cele mai noi depozite prinse sub șariajul pînzei de Ceahlău, fiind cele turoniene. Astfel realizarea acestui eveniment tectonic, trebuie pus pe seama mișcărilor diastrofice din ciclul de cutare subhercinic, faza Ilseder (A. Tollmann, 1964).

Băncilă (1958), care a urmărit mersul liniei Lutul Roșu, pe întreg traseul ei, o consideră de vîrstă post-paleogenă (faza cutărilor savice), cele mai noi depozite afectate de încălecarea celei mai interne unități a flișului intern fiind depozitele oligocene din flancul de nord al sinclinalului Breaza. Considerăm totuși că această vîrstă trebuie să fie mai veche, cel puțin pentru o bună parte a zonei de la vest de Prahova unde linia Lutul Roșu este acoperită și mascată de transgresiunea depozitelor senoniene.

2. Unitatea de Ceahlău

Din cele expuse anterior rezultă că unitatea de Ceahlău în înțelesul dat de noi, corespunde cu unitatea vest-internă (Băncilă, 1958), cu pînza internă superioară (Filipescu et al., 1961) și cu pînza de Ceahlău (Dumitrescu et al., 1962).

Institutul Geologic al României

În perimetrul ce l-am cercetat, unitatea de Ceahlău este reprezentată numai prin partea ei estică, neatingîndu-se limita cu unitatea tectonică situată la interiorul ei. Spre vest, unitatea de Ceahlău este delimitată în cadrul acestui perimetru de contactul dintre orogenul Carpatic și depresiunea Brașovului, iar spre est de linia Lutul Roșu, în lungul căreia se învecinează cu unitatea de Teleajen.

Astfel delimitată, unitatea de Ceahlău este caracterizată din punct de vedere structural de prezența unei zone ridicate în vest, ocupată de depozite hauterivian-barremiene, de la care se trece în est, la o largă zonă sinclinală în care sînt răspîndite conglomeratele albiene de Ciucaș-Zăganu. Zona sinclinală din est este marcată de fapt prin două direcții sinclinale principale : o ramură internă ce leagă înălțimile Piscul Popii și vîrful Dungu și alta, situată în zona frontală a unității de Ceahlău, care se dezvoltă din dreptul satului Acriș spre sud, trecînd la est de vîrful Urlătoarea și îndreptîndu-se spre muntele Ciucaș.

În ansamblu, se remarcă în cadrul acestei unități prezența unui stil tectonic relativ simplu, evidențiat prin dezvoltarea unor cute anticlinale și sinclinale, largi. Cutarea largă este mai evidentă în cadrul complexului grezos-conglomeratic al stratelor de Ciucaș-Zăganu și este reliefată de înclinări mici ale stratelor (15°—25°). În formațiunile marnoase, cutele sînt mai puțin largi, înclinările stratelor ajungînd la 30°—40°. Se creiază în felul acesta o disarmonie aparentă, care trebuie pusă pe seama competenței diferite la cutare, a rocilor.

Pentru a scoate în evidență trăsăturile caracteristice ale tectonicii de amănunt din cuprinsul unității de Ceahlău, vom descrie în cele ce urmează principalele elemente structurale care au fost descifrate în această unitate. Dintre aceste elemente, cele plicative ocupă locul cel mai important.

a) **Cutele.** De la vest la est, principalele cute sînt :

Anticlinalul Zizin. Este amplasat în extremitatea vestică a regiunii și face parte dintr-o zonă de ridicare majoră din cadrul unității de Ceahlău, reprezentînd terminația periclinală nordică a anticlinoriului Zamura. Din dreptul localității Zizin, spre nord această structură anticlinală majoră, suferă o afundare axială bruscă și dispare sub cuvertura de depozite cuaternare a depresiunii Brașovului. Nucleul anticlinoriului este format în bazinul văii Prahova din termenii cei mai vechi ai stratelor de Sinaia (Filipescu et al., 1961; Murgeanu et al., 1961; Patrulius, 1969). În regiunea de la Zizin-Purcăreni, prin afundarea structurii, apar doar nivelele stratigrafice superioare ale acestor strate, fiind reprezentate prin partea terminală a orizontului marnos-grezos și prin orizontul cu brecii și conglomerate, cu care se încheie succesiunea stratelor de Sinaia. Pe flancul nord-estic al terminației anticlinalului Zizin, așa cum se poate observa pe planșa cu secțiunile geologice (pl. XV) a stratelor de Sinaia, se adaugă treptat orizonturi din ce în ce mai noi ale Barremianului și Apțianului, prin care se face trecerea spre zona cobo-

Institutul Geologic al României

rîtă a unității de Ceahlău, ocupată în poziție sinclinală, de masa conglomeratelor albiene de tip Ciucaș-Zăganu.

Pe acest flanc se înscriu la est de Purcăreni, două cute de importanță mai mică: anticlinalul Budila și sinclinalul Purcăreni. Aceste cute au o orientare schimbată față de direcția generală a structurilor majore, direcție care este conformă cu orientarea unității de Ceahlău.

Sinclinalul vîrful Blidaru constituie cea mai importantă cută a unității de Ceahlău din perimetrul cercetat, ea imprimînd caracterul structural de zonă sinclinală largă, a acestei unități. Spre nord, această cută se leagă cu sinclinalul din vîrful Pilișca (nord de Teliu) și mai departe cu sinclinalul major ce se dezvoltă în lungul munților Bodoc. Cu acest traseu, această cută pare să se lege cu sinclinalul major din muntele Ceahlău.

Sinclinalul vîrful Blidaru străbate regiunea Zizin-Vama Buzăului cu direcția nord-sud, pe o întindere de cca 12 km.

În lungul lui se înregistrează coborîri și ridicări axiale, evidențiate prin dispunerea diferitelor formațiuni afectate de această cută. Astfel în extremitatea nordică, în sectorul dintre pîrîul Popii și valea Sasului, partea axială a sinclinalului se adîncește fiind ocupată de gresii și conglomerate masive albiene, de la partea superioară a stratelor de Ciucaș-Zăganu, bine dezvoltate pe pîrîul Morarului. La sud de valea Sasului, pînă sub vîrful Dungu, sinclinalul suferă o ridicare accentuată, care face ca în această porțiune, în axul lui să se dezvolte marnele apțian-superioare.

Flancurile sinclinalului prezintă o dezvoltare largă, evidențiată de căderile în general mici, înregistrate mai ales în gresii și conglomerate, mai omogene și competente la cutare. De aici rezultă impresia unei poziții discordante a conglomeratelor de Ciucaș-Zăganu pe marnele și gresiile de sub ele, mai puțin omogene și incompetente la cutare.

Flancul vestic este laminat și redus de falia pîrîul Morii-valea Zizinului, iar flancul estic este recutat și complicat în segmentul nordic, prin cute secundare și falii oblice, situația tectonică ilustrată pe planșa cu secțiunile geologice (pl. XV).

Flancul acesta încalecă în întregime, partea interioară mai coborîtă a unității de Teleajen. Recutarea și compartimentarea acestui flanc s-a produs sub acțiunea forțelor care au pus în loc pînza unității de Ceahlău.

Anticlinalul vîrful Blidaru însoțește la est sinclinalul cu același nume, cu care este paralel. Deși axul acestui anticlinal se urmărește din pîrîul Paejului, în nord, pînă în valea Prundului, în sud, pe o lungime de cca 9 km prin amplitudinea lui mică, așa cum rezultă din secțiunile geologice care-l traversează (pl. XV), el reprezintă un element structural de importanță secundară, care se înscrie pe flancul estic larg și recutat al sinclinalului vîrful Blidaru. Este o cută normală, foarte alungită și cu flancurile foarte înguste. În segmentul nordic, între pîrîul Paejului și valea Cerbului, anticlinalul vîrful Blidarului este structural mai coborît, dezvoltîndu-se la suprafață în conglomeratele albiene. În această porțiune, flancul estic al anticlinalului, este afectat de falia

Institutul Geologic al României

vîrful Blidaru, de care este redus pînă la dispariţie. La sud de valea Cerbului, datorită ridicării lui axiale, anticlinalul se dezvoltă în cadrul orizontului marnos-grezos, de vîrstă apţian-superioară a stratelor de Ciucaş-Zăganu. În această porţiune, în timp ce flancul vestic rămîne îngust, flancul estic se lărgeşte destul de mult, cuta anticlinală primind un aspect asimetric, provocat de îndepărtarea spre est a axului sinclinalului, situat mai la exterior. În zona terminaţiei sudice a anticlinalului, axul sinclinalului de la est, se apropie din nou, flancurile continuînd să se dezvolte normal.

Sinclinalul Muchea Paejului-Măgura de Jos. Faţă de celelalte cute, sinclinalul Muchea Paejului-Măgura de Jos, prezintă o situaţie mai complicată, prin faptul că, este traversat de trei falii oblice de decroşare. Comparativ cu sinclinalul vîrful Blidaru, acest sinclinal ocupă un loc secundar evidenţiat în secţiunile geologice I, II şi IV (pl. XV). Datorită afectării cutei, de către accidente rupturale, aceasta este puternic deranjată, dezvoltîndu-se în trei compartimente decroşate între ele. Racordarea acestor compartimente, dă imaginea unei structuri sinclinale cu orientare diferită de a cutelor învecinate şi mai ales faţă de mersul general al structurilor majore din cadrul unităţii de Ceahlău. Astfel, axul sinclinalului Muchea Paejului-Măgura de Jos, descrie un arc de cerc cu o curbură largă, cu convexitatea îndreptată spre exterior. În segmentele din terminaţia nordică orientarea axului este nord-vest, sud-estică, pentru ca în sud, ultima porţiune a sinclinalului, să fie orientată de la nord-est spre sud-vest. În bazinul văii Dălghiului, în aval de confluenţa acesteia cu pîrîul Dălghiaşu, axul nu se mai poate urmări, structura sinclinală fiind faliată chiar în ax. În general, axul sinclinalului este ocupat de conglomeratele albiene de la partea superioară a stratelor de Ciucaş-Zăganu, care formează cotele înalte ale dealurilor ce străjuiesc valea Dălghiului la nord şi la sud. Pe cele două flancuri apar marnele şi gresiile ce aparţin orizontului inferior a aceloraşi strate. În cazul acestei cute, conturul limitei cartografice dintre cele două complexe litologice scoate în evidenţă competenţa tectonică diferită a rocilor ce intră în alcătuirea lor.

Anticlinalul pîrîul Porcului-Acriş este tot o cută de importanţă secundară, ce se înscrie pe flancul estic recutat al sinclinalului major, vîrful Blidarului. Cu amplitudine mică şi orientare nord-sudică, axul anticlinalului s-a urmărit pe o distanţă redusă de numai 4 km. Din pîrîul Acriş pînă în pîrîul Porcului, cuta este întreruptă la extremităţi, de un accident tectonic ruptural — falia pîrîul Porcului-Acriş.

În lungul anticlinalului, se înregistrează coborîri şi ridicări, poziţia cea mai ridicată aflîndu-se în zona de traversare a văii Dălghiului, pe cînd cele două terminaţii, cea nordică şi cea sudică, se situează din punct de vedere structural, în zone mai coborîte. Flancurile anticlinalului sînt egal dezvoltate, dar sînt foarte înguste, flancul vestic fiind şi laminat de accidentul tectonic amintit mai sus.

Sinclinalul Urlătoarea reprezintă cel de-al doilea aliniament principal coborît, de la marginea externă a unităţii de Ceahlău.

Institutul Geologic al României

Are o orientare aproximativ nord-sudică traseul lui fiind aproape paralel cu fruntea pînzei unității de Ceahlău. Această structură sinclinală se dezvoltă pe o distanță de cca 10 km, din valea Acrișului în nord și pînă în valea Șipotului în sud, de unde se îndreaptă mai departe spre muntele Ciucaș. La suprafață afectează pe tot acest traseu, conglomeratele albiene de tip Ciucaș-Zăganu, care formează relieful înalt de la marginea estică a unității de Ceahlău (vîrfurile Larma, Urlătoarea și muntele Strîmbu), relief ce contrastează cu înălțimile mici din fața acestei unități.

În partea lui nordică, sinclinalul este mult redus ca dezvoltare pe orizontală, fiind afectat în est, de linia Lutul Roșu, iar în vest de falia pîrîul Porcului-Acriș. Din dreptul satului Vama Buzăului spre sud, numai flancul vestic prezintă o dezvoltare normală, așa cum reiese și din secțiunea geologică IV (pl. XV), cel estic însă este încă mult redus de linia Lutul Roșu. Abia în zona muntelui Urlătoarea prin avansarea pînzei unității de Ceahlău spre est, cele două flancuri se dezvoltă egal și normal. Începînd de la această latitudine, sinclinalul Urlătoarea-Acriș se manifestă ca o cută majoră independentă. Prin adîncirea ei și prin dezvoltarea largă a celor două flancuri, ea devine o structură importantă, de amploarea sinclinalului vîrful Blidaru, situat mai înspre interiorul unității de Ceahlău.

Cît privește vîrsta structurilor plicative descrise, datele de teren arată că toate aceste elemente structurale au luat naștere înainte de Vraconian și după Apțianul inferior (Bedoulian), deci în cursul diastrofismului austric tîrziu. Această afirmație se bazează pe faptul că, depozitele vraconian-superioare, care s-au depus peste conglomeratele albiene, nu respectă structura acestor depozite, ele stînd discordant pe substratul lor.

b) **Accidentele tectonice rupturale.** Forțele tangențiale de compresiune au determinat în cuprinsul unității de Ceahlău, pe lîngă formarea unor structuri plicative și nașterea unor accidente rupturale importante. Caracterul acestor rupturi diferă însă de la caz la caz. Ceea ce este de subliniat, este faptul că toate fracturile detectate în unitatea de Ceahlău, s-au produs cu precădere în complexe litologice cu o competență tectonică ridicată, cum ar fi gresiile și conglomeratele de Ciucaș-Zăganu.

Prin dimensiunile și amploarea săriturii, primul loc dintre aceste accidente îl ocupă :

Falia pîrîul Morii-valea Zizinului. Este o falie oblică, fiind orientată nord est-sud vest și traversează unitatea de Ceahlău din perimetrul cercetat pe toată lungimea ei (cca 9 km).

Acest accident ruptural se înscrie pe flancul vestic al cutei sinclinale majore vîrful Blidaru, opunînd o aripă mai ridicată în est, alteia mai coborîtă în vest. Doar la capătul nordic, unde falia se stinge treptat, raporturile dintre compartimente se inversează (pl. XV). Cu această evoluție în adîncime, falia pîrîul Morii-valea Zizinului este pe aproape toată lungimea ei o falie contrară normală așa cum rezultă din secțiunile geologice II, III și IV (pl. XV) și numai înspre terminația nordică, acest accident tectonic îndeplinește rolul unei falii contrare inverse. Va-

Institutul Geologic al României

loarea denivelării dintre cele două compartimente, pe care le separă, oscilează în lungul ei. În zona pîrîului Popii, amplitudinea faliei este de numai 100 m pentru ca spre sud să ajungă foarte repede, în regiunea pîrîului Morii, la cca 600 m. În continuare, această valoare scade din nou atingînd doar 150 m la vest de vîrful Ciclonului după care în valea Zizinului, saltul faliei să atingă valoarea maximă de cca 1250 m (pl. XV).

La suprafață, falia pîrîul Morii-valea Zizinului pune în contact anormal diferiți termeni ai stratelor de Ciucaș-Zăganu, sau diferite orizonturi ale acestor strate, cu depozite de vîrstă mai veche. În segmentul nordic, între pîrîul Căldării și bifurcarea estică a pîrîului Zizinaș, conglomeratele și gresiile albiene, ce se dezvoltă în aripa coborîtă de la vest de falie, vin în contact anormal cu depozitele apțian-superioare din aripa ridicată, de la est de falie. Trecînd în bazinul văii Zizinului, pe o distanță scurtă, falia afectează în ambele compartimente depozite aparținînd orizontului marnos-grezos al stratelor de Ciucaș-Zăganu. În regiunea de la est de confluența pîrîului Zizinaș cu valea Zizinului planul faliei separă conglomeratele albiene în vest, care sînt dominate de stratele de Purcăreni de vîrstă Barremian superior-Apțian inferior, din compartimentul estic mai ridicat.

În bazinele văilor Acriș și Borcii, am pus în evidență un sistem de trei falii de decroșare, oblice și paralele între ele, dintre care cea mai estică se impune prin lungimea ei.

Falia vîrful Blidaru, cea mai vestică din acest sistem de fracturi, are cel mai scurt traseu. Ea se urmărește în nord, între valea Acrișului și vîrful Blidaru cu o direcție NE—SW. De aici pînă în valea Cerbului, de unde nu se mai poate urmări, orientarea faliei devine nord-sudică. În lungul acestui accident tectonic, dislocația stratelor s-a produs atît după un plan vertical, cît și după un plan orizontal, la naștere lui concurînd forțe care au provocat mișcări verticale alături de forțe tangențiale. În felul acesta compartimentul de la vest de falie, structural, apare mai ridicat decît compartimentul estic, care este coborît. În același timp compartimentul coborît de la est, a suferit și o deplasare pe orizontală de la nord la sud. Decroșarea celor două compartimente a dus, pe de o parte la întreruperea continuității limitei dintre orizonturile stratelor de Ciucaș-Zăganu ce prezintă o largă răspîndire în această zonă, iar pe de altă parte a fragmentat axul sinclinalului Muchea Paejului-Măgura de Jos. Acest ax, după ce coboară din Muchea Paejului, nu se mai continuă din pîrîul Acriș spre sud, fiind retezat de planul faliei vîrful Blidaru. Prin deplasarea compartimentului estic spre sud, axul se poate urmări pe o porțiune redusă în regiunea de la est de vîrful Blidaru.

Falia Fața Înaltă se dezvoltă la est de falia vîrful Blidaru, avînd tot funcția unei falii de decroșare. Ea păstrează orientarea NE—SW pe tot parcursul ei, de la sud de vîrful Tifla Înaltă, pînă pe cursul inferior al văii Dălghiașului. Acest accident ruptural separă un compartiment ridicat în vest, de un compartiment coborît în est, situație tectonică evidențiată prin apariția anormală în succesiunea stratelor de Ciucaș-Zăganu, ce aflorează pe ultimii doi afluenți de pe stînga ai pîrîului

Institutul Geologic al României

Acriş, a marnelor şi gresiilor apţian-superioare, peste conglomeratele de vîrstă albiană. Prin deplasarea aripii vestice ridicate, către sud, se întrerupe din nou continuarea axului sinclinalului Muchea Paejului-Măgura de Jos. Acest ax se continuă în compartimentul estic coborît cu un traseu NW—SE, traversînd cursul inferior al pîrîului Borcii, la cca 800 m în amont de vărsarea lui.

Falia pîrîul Porcului-Acriş este accidentul tectonic cel mai estic, din sistemul de fracturi ce afectează partea frontală a unităţii de Ceahlău. Dintre aceste fracturi, ea are traseul cel mai lung, dezvoltîndu-se din valea Acrişului în nord, pînă în pîrîul Porcului în sud. Pe porţiunea dintre valea Acrişului şi valea Dălghiului, orientarea faliei este de la NE—SW, iar de aici, falia se dirijează către sud. Compartimentul de la est de planul faliei, este ocupat de conglomeratele masive din dealul Sărmalul, vîrful Larma şi Muchea Ogîrceni, ceea ce indică o coborîre structurală a lui, în timp ce în compartimentul vestic, conglomeratele prezintă o răspîndire mai redusă, aici în lungul planului faliei apărînd suprafeţe discontinue ocupate de marne şi gresii apţian-superioare. Este cazul marnelor ce se dezvoltă în versantul stîng al pîrîului Acriş, în porţiunea din aval de confluenţa cu pîrîul Borcii, a marnelor ce apar în zona de confluenţă a pîrîului Dălghiaşu cu valea Dălghiului, precum şi a marnelor ce se ivesc pe pîrîul Porcului şi pe un afluent vestic al acestuia într-o butonieră anticlinală, cu flancul estic faliat. În zona de confluenţă a pîrîului Dălghiaşu cu valea Dălghiului, acest accident ruptural produce laminarea completă a flancului estic al sinclinalului Muchea Paejului-Măgura de Jos.

c) **Transgresiunea vraconian-cenomaniană şi turoniană.** După cum am mai arătat, la tratarea stratigrafiei depozitelor din cadrul unităţii de Ceahlău, deasupra conglomeratelor de Ciucaş-Zăganu se identifică în unele locuri, în poziţie transgresivă, depozite de vîrstă vraconian-superioară, cenomaniană şi turoniană.

În perimetrul cercetat, depozite aparţinînd Vraconianului superior, în faciesul stratelor cu auceline, au fost separate în zona frontală a unităţii de Ceahlău, de la vest de Vama Buzăului, pe cursul mediu al pîrîului Porcului, pînă la nord de Muchea Ogîrceni şi pe pîrîul Popii (Budila). Depozitele cenomaniene şi turoniene se rezumă la petece mici care se conturează pe pîrîul Popii şi pe pîrîul Căldării, un afluent sudic al acestuia. În toate apariţiile enumerate, începînd cu Vraconianul superior, depozitele care se aşază pe conglomeratele de Ciucaş-Zăganu, sînt răspîndite în zone morfologice mai coborîte decît conglomeratele din substratul lor, care formează în general părţile înalte ale reliefului. Această situaţie anormală, în care depozite de vîrstă mai nouă ocupă părţi mai joase ale reliefului, decît depozitele care le suportă, se explică numai prin admiterea unei perioade de exondare după depunerea conglomeratelor de Ciucaş-Zăganu, provocată de diastrofismul austric tîrziu de la sfîrşitul Albianului. Terenurile exondate au fost supuse apoi unei puternice eroziuni, care a creiat un relief antevraconian asemănător cu cel actual.

Institutul Geologic al României

Acest relief a fost înnecat, în marginea estică a unității de Ceahlău, de apele marine care au invadat din nou acest teritoriu în timpul Vraconianului superior.

O asemenea concluzie, se impune înainte de toate, din interpretarea observațiilor directe de teren. Astfel, în cazul Vraconianului superior ce se dezvoltă la vest de Vama Buzăului, se observă cum conglomeratele albiene de la nord de vîrful Larma, cu care intră în contact, se mențin pe cotele înalte, pe ele sprijinindu-se marnele vraconiene, care ocupă părți mai joase de pe versant. În aceeași zonă, la sud de creasta Sărmalul, se remarcă într-un vîrf izolat conglomerate albiene, care sînt înconjurate de siltite și marne de vîrstă vraconian-superioară.

La prima vedere există tendința de a explica această situație printr-o încălecare a depozitelor vraconiene de către conglomeratele albiene, mai ales că, într-o asemenea interpretare, conglomeratele izolate de la sud de creasta Sărmalul ar putea reprezenta un petec de acoperire, rămas din pînza unității de Ceahlău. Dar, atît la nord de vîrful Larma, cît mai ales pe un mic afluent de pe dreapta pîrîului Borcii, ce izvorăște din creasta Sărmalul, se observă clar, cum bancurile de conglomerate albiene cu căderi estice, intră sub depozitele Vraconianului superior, care prezintă căderi în același sens.

Transgresiunea stratelor cu auceline (Vraconian superior) în această zonă, este dovedită și de faptul că, traseul limitei acestor strate, cu conglomeratele de Ciucaș-Zăganu (albiene), nu respectă evoluția unei limite care indică o continuitate de sedimentare. Această limită pornește din marginea vestică a satului Vama Buzăului de la contactul cu terasa superioară a Buzăului (altitudinea absolută 800 m) și urcă spre vest pe versantul Buzăului, pînă la curba de 900 m tăind astfel perpendicular direcțiile nord-sudice ale conglomeratelor de Ciucaș-Zăganu. De aici limita dintre cele două formațiuni se continuă cu un mers sinuos spre nord-vest, întretăind în continuare direcțiile nord-sudice ale stratelor și acoperind succesiv termeni din ce în ce mai vechi ai orizontului grezos-conglomeratic al stratelor de Ciucaș-Zăganu. În felul acesta, limita depășește chiar interfluviul dintre valea Buzăului și valea Borcii, menținîndu-se însă pe curba de nivel de 840 m de pe versantul estic al acestei ultime văi. Din evoluția limitei dintre cele două formațiuni, așa cum a fost descrisă mai sus, rezultă clar, caracterul trangresiv al stratelor cu auceline în această zonă.

Aceeași situație se înregistrează și pe pîrîul Porcului unde, pe de o parte conglomeratele de Ciucaș-Zăganu (ce se dezvoltă în porțiunea inferioară a acestui pîrîu), suportă marnele și gresiile stratelor cu auceline, iar pe de altă parte, conturul acestor strate este și aici perpendicular pe direcțiile de stratificare.

Pe cursul principal al pîrîului Popii, relațiile dintre conglomeratele albiene și depozitele vraconian-cenomaniene sînt mai greu de observat. Aceste relații sînt însă foarte clare pe afluentul nordic, de la est de confluența pîrîului Căldării cu valea Popii. Pe acest afluent, conglomeratele sînt deschise în firul pîrîului și au căderi către vest în timp

Institutul Geologic al României

ce malul stîng al afluentului este format din marne vraconiene care au căderi estice acoperind transgresiv conglomeratele albiene.

Pe de altă parte, se constată și o discordanță între conglomeratele albiene și depozitele vraconian-cenomaniene pe care le suportă, determinată de cutarea antevraconiană de care depozitele de vîrstă mai nouă nu țin seamă. Este cazul Vraconianului superior de la vest de Vama Buzăului, situat într-o mică cută sinclinală, care nu are corespondent structural în conglomeratele albiene din substrat. Conglomeratele pe care repauzează, formează în această zonă un monoclin cu cădere estică. Și apariția Vraconianului superior de pe pîrîul Porcului, se dezvoltă pe flancul vestic al sinclinalului Urlătoarea, în loc să fie dispus în axul acestei cute, care este ocupat de conglomerate albiene.

Pe pîrîul Popii, discordanța Vraconianului superior și a Cenomanianului, este și mai evidentă prin faptul că, exact în axul sinclinalului major care se dezvoltă în conglomeratele de Ciucaș-Zăganu, stratele cu auceline și stratele de Teliu nu sînt cutate ci se succed într-un singur sens, către est.

Discordanța vraconian-cenomaniană este un fenomen foarte răspîndit în unitatea cea mai internă a flișului cretacic, de la curbura Carpaților Orientali. Ea a fost pusă în evidență de Ștefănescu și Zamfirescu (1964) în regiunea Vama Buzăului, de Popescu (1958) în Culmea Cămășii (bazinul Teleajenului) și la Comarnic (valea Bătrîioara și valea Beliei), de Murgeanu (1934) la Fieni (valea Ialomiței și de către Murgeanu și Patrulius (1957) în regiunea Cotenești-Bădeni pe valea Dîmboviței. În afară de faciesul absolut identic al Vraconian-Cenomanianului, din toate aceste regiuni și a numărului foarte mare de specii de amoniți comune, descoperite în această formațiune, reține atenția faptul că, în aproape toate aceste cazuri, depozitele vraconiene-cenomaniene nu respectă tectonica subasmentului lor. Ele se conturează ca petece în zone depresionare (văi), în timp ce depozitele care le suportă, se ridică la părțile înalte ale reliefului (bazinele văilor Prahova, Ialomița și Dîmbovița).

3. Unitatea de Teleajen

Unitatea de Teleajen, așa cum este concepută de noi, corespunde cu unitatea est-internă (Băncilă, 1958), pînza internă inferioară (Filipescu et al., 1961) și pînza flișului curbicortical (Dumitrescu et al., 1962), așa cum rezultă și din tabelul de corelare, a unităților separate de diferiți autori în partea internă a flișului carpatic (tabel).

În perimetrul cercetat de noi, am cuprins din unitatea de Teleajen doar o fîșie îngustă de cca 3—4 km lățime, de-a lungul contactului cu unitatea de Ceahlău, între Întorsura Buzăului în nord și pîrîul Strîmbu în sud.

Din punct de vedere morfologic, în această zonă de contact dintre cele două unități, se dezvoltă un relief de culmi joase (sub 1000 m), în lungul cărora se înșiră vîrfurile : dealul Secuiului, Pontu Semeria, Beldi Plai și Piscul Seciului.

Institutul Geologic al României

Situată la exteriorul unității de Ceahlău, unitatea de Teleajen constituie paraautohtonul acesteia, fiind șariată la rîndul ei peste unitatea mai externă a șisturilor negre. Privită în ansamblu, această unitate prezintă imaginea unei mari zone depresionare care este încadrată de două zone ridicate : unitatea de Ceahlău în vest și unitatea șisturilor negre în est.

Din modul de dispunere a formațiunilor, în cuprinsul acestei depresiuni, cele mai vechi în est, de la care se trece spre vest la depozite din ce în ce mai noi, se intuiește o ridicare structurală spre exterior și o coborîre accentuată către interior. Peste partea cea mai coborîtă de la interiorul unității de Teleajen a înaintat șariajul pînzei unității de Ceahlău.

Acestei imagini de ansamblu, se suprapune în regiunea cercetată, o tectonică de amănunt, al cărei stil se deosebește de acela al unității de Ceahlău. Cutarea este strînsă, cutele sînt alungite și se întind pe distanțe foarte mari. În marginea vestică, în zona de racordare a celor două unități (de Ceahlău și de Teleajen), stilul tectonic al unității de Teleajen se complică prin apariția unor accidente rupturale de mare amploare, care reflectă efortul la care au fost supuse depozitele în timpul acțiunii de subîmpingere a unității de Teleajen.

Pentru a evidenția aceste aspecte ale tectonicii de amănunt din interiorul unității de Teleajen, vom prezenta în continuare elementele structurale, subliniind trăsăturile lor caracteristice.

a) **Cutele.** De la est la vest se conturează următoarele structuri plicative :

Sinclinalul Buzoel-Intorsura Buzăului. Se înscrie într-un sistem de cute anticlinale și sinclinale strînse, cu orientare paralelă nord-sud, ce se dezvoltă la marginea internă a unității de Teleajen, pe o distanță de cca 20 km. Această cută afectează la suprafață depozitele orizontului marnos-grezos al seriei de Teleajen și se urmărește de la Intorsura Buzăului în nord, pînă în valea Buzoelului în sud. Flancurile sinclinalului sînt foarte înguste și se dezvoltă normal în segmentul lui nordic. În această porțiune, cuta este ușor aplecată către est așa cum se poate vedea în secțiunile geologice I, II și III (pl. XV). Treptat spre sud, cuta devine dreaptă așa cum apare în secțiunea geologică IV, iar apoi flancul vestic este răsturnat, structura sinclinală suferind o deversare către est (pl. XV).

Anticlinalul Buzoel-Intorsura Buzăului se dezvoltă la vest de sinclinalul cu același nume și prezintă o evoluție similară cu acesta din urmă. Axul lui este dirijat nord-sud și se păstrează pe aliniamentul Intorsura Băzăului-dealul Secuiului-valea Largă-pîrîul Cătănii-pîrîul Cenușarului, oprindu-se în valea Buzăului, la sud de confluența acesteia cu pîrîul Ilcii. Anticlinalul Buzoel-Întorsura Buzăului se menține ca și sinclinalul de la est, în cadrul orizontului marnos-grezos al seriei de Teleajen. Flancurile lui sînt asimetrice, cel estic fiind scurt și mai ridicat iar flancul vestic prelung și coborît. Planul axial apare astfel înclinat

Institutul Geologic al României

spre est în partea nordică a anticlinalului, în timp ce în terminația sudică cuta este deversată, flancul estic fiind răsturnant. Căderile stratelor în lungul întregului traseu al anticlinalului au valori foarte mari ajungînd spre axul cutei la 85°—90°. De aceea unghiul acestei cute apare foarte ascuțit iar amplitudinea ei este mare (cca 1000 m).

Sinclinalul Vama Buzăului-Întorsura Buzăului este ultima cută majoră de la marginea vestică a unității de Teleajen. Traseul lui este paralel cu acela al cutelor precedente. Axul sinclinalului se întinde de la Întorsura Buzăului spre sud, în lungul crestelor Pontu Semeria-Beldi Plai și Piscul Seciului. În jumătatea nordică a sinclinalului, flancurile prezintă o dezvoltare egală și sînt formate din marnele și gresiile de la partea inferioară a seriei de Teleajen. Umplutura din partea axială este constituită din gresii de tip Sita-Tătaru și din strate cu auceline, indicînd cea mai coborîtă porțiune din lungul acestei cute. Segmentul sudic al structurii suferă o ridicare pe direcție, încît în axul ei nu se mai găsesc decît gresii și conglomerate de tip Sita-Tătaru. În timp ce flancul estic se dezvoltă normal, cel vestic este deversat spre est și faliat așa cum se ilustrează pe secțiunile geologice II și VI (pl. XV) încît de la nord la sud, acest flanc suferă o reducere treptată pînă ce dispare aproape complet sub planul de încălecare al faliei de la vest.

b) **Accidente rupturale.** Acțiunea forțelor de compresiune, pusă în evidență de cutarea strînsă din fața unității de Ceahlău, a generat în această zonă și accidente rupturale importante. Aceste accidente exprimă rezultatul stresului suportat de depozitele din fața unității de Ceahlău, în timpul șariajului pînzei acestei unități. Faliile de la marginea internă a unității de Teleajen fac parte dintr-un compartiment căzut al acestei unități care formează o depresiune tectonică alungită la interiorul ei. Spre nord, această depresiune se leagă cu sinclinoriul Valea Mare, iar spre sud, cu sinclinalul Nebunul Sterp-Pridvarea, care se dezvoltă în bazinul văii Teleajenului. În cuprinsul perimetrului cercetat, se conturează două accidente rupturale majore :

Falia Buzoel-Intorsura Buzăului este accidentul tectonic cel mai important prin amploarea lui. Valoarea lui este pusă în evidență prin faptul, că acest accident delimitează spre vest compartimentul puternic coborît din fața unității de Ceahlău. Spre nord se continuă în falia Intorsura Buzăului-Valea Mare care îndeplinește același rol de accident tectonic de limită dintre compartimentul estic ridicat al unității de Teleajen și depresiunea tectonică din regiunea Valea Mare.

Traseul faliei Buzoel-Intorsura Buzăului se poate urmări cu direcție nord-sudică, între satul Buzoel și cursul inferior al pîrîului Strîmbu. În această porțiune, în lungul ei, vin în contact tectonic seria de Teleajen, care urcă pînă la Vraconianul inferior, cu stratele de Valea Dobîrlăului, turonian-senoniene, ce se dezvoltă la vest de falie. Astfel planul faliei separă un compartiment foarte căzut în vest, de un compartiment ridicat în est, deplasarea pe verticală a compartimentelor atingînd în jur de

Institutul Geologic al României

1250 m (pl. XV). Acest plan înclină spre est şi domină flancul vestic al sinclinalului Vama Buzăului-Intorsura Buzăului. La nord de satul Buzoel, traseul faliei l-am intuit în lungul văii Buzăului, datorită faptului că axul unui anticlinal, bine evidenţiat, în orizontul marnos-grezos al seriei de Teleajen de la sud de satul Popiceşti, nu se mai continuă de la confluenţa Buzăului cu Buzoelul, fiind retezat de acest accident tectonic.

Falia pîrîul Strîmbu-Acriş însoţeşte linia Lutul Roşu la exterior aproape pe tot traseul ei, avînd acelaşi traseu sinuos. Din mersul acesta sinuos rezultă caracterul de falie de încălecare. În lungul ei dispar diferiţi termeni, aparţinînd stratelor de Valea Dobîrlăului din compartimentul estic coborît. La nord de izvoarele pîrîului Tăgîrţei, planul acestei falii taie oblic un sinclinal şi un anticlinal ce se dezvoltă în stratele de Valea Dobîrlăului (pl. XV). Sub planul de încălecare al faliei pîrîul Strîmbu-Acriş, mai dispare un anticlinal care afectează aceleaşi strate la nord de pîrîul Strîmbu. În sectorul de la sud de satul Buzoel, planul faliei înclină către est şi este conform cu căderea stratelor. Compartimentul vestic, în care se dezvoltă depozite de vîrstă vraconian-cenomaniană îl domină pe cel estic mai coborît, de unde rezultă caracterul ei de falie contrară şi inversă aşa cum rezultă din secţiunile geologice IV—VI (pl. XV). În dreptul vărsării pîrîului Tăgîrţei, compartimentul de la vest de falia pîrîul Strîmbu-Acriş este complet depăşit de linia Lutu Roşu şi dispare sub planul de încălecare al pînzei unităţii de Ceahlău.

Cît priveşte vîrsta accidentelor rupturale de la marginea internă a unităţii de Teleajen, aceasta este post-turoniană. În consecinţă accidentele tectonice descrise au luat naştere sub acţiunea diastrofismului subhercinic (Tollmann, 1964).

D) EVOLUŢIA TECTONICĂ A REGIUNII

Pe teritoriul de care ne ocupăm, cele două unităţi tectonice majore — unitatea de Ceahlău în vest şi unitatea de Teleajen în est — prezintă, aşa cum s-a mai arătat, deosebiri din punct de vedere litogenetic, care sînt însă însoţite şi de o structură internă proprie fiecăreia dintre aceste unităţi. Această structură este legată de procesele tectonice care au avut loc în diferitele faze ale evoluţiei geosinclinalului carpatic. De aceea vom încerca în cele ce urmează, să reconstituim principalele etape din evoluţia acestui geosinclinal şi ne vom opri în special la acele aspecte, care au dus la conturarea celor două unităţi prezente în regiune.

Începuturile geosinclinalului carpatic, legate de diastrofismul kimmeric nou, sînt caracterizate prin mişcări accentuate de scufundare, sub acţiunea cărora s-a format treptat prima zonă depresionară imediat la est de osatura cristalino-mezozoică. Această zonă depresionară, care corespunde cu aria primară a flişului intern, a fost dominată de puternice acumulări de sedimente detritice. Pe măsură ce scufundarea fundului depresiunii continuă, s-au acumulat mase din ce în ce mai importante de sedimente, pînă la stabilirea unui echilibru, între cele două procese. După această etapă, au urmat apoi primele mişcări de ridicare şi ca urmare,

Institutul Geologic al României

au luat naștere în cuprinsul geosinclinalului cordiliere și praguri. Cel mai intern dintre aceste praguri a dus la separarea a două fose, încă în scufundare și care au evoluat în continuare în mod diferit. Cele două bazine astfel creiate, au constituit punctul de plecare în formarea celor mai interne unități structurale ale flișului cretacic. Ele s-au individualizat mai întîi printr-un regim de sedimentare schimbat, în funcție de crearea noilor condiții batimetrice și de țărm. În timp ce sedimentarea din apropierea cristalinului central a fost influențată de un fundament nu prea adînc și un țărm mezozoic bine conturat, în fosa învecinată de la exterior, sedimentarea a avut loc în ape relativ adînci și la distanțe mai mari față de țărmul mezozoic din vest. Condițiile de sedimentare avînd caractere diferite, au determinat nașterea unor faciesuri deosebite, plecînd de la marginea internă a geosinclinalului carpatic spre interiorul lui. Pe teritoriul flișului intern (Cretacic) s-au creiat astfel faciesuri care diferă de la un bazin la altul, mai ales în timpul depunerii depozitelor eocretacice. În partea cea mai internă a geosinclinalului, învecinată cu masivele cristaline, s-au format depozite grezoase, marno-grezoase și depozite grosiere cu brecii și blocuri de calcare recifale, iar în fosa imediat învecinată de la est s-a format în același timp, un fliș marno-grezos cu gresii mai fine, curbicorticale și cu foarte rare brecii și conglomerate. De aici a rezultat în aria estică a flișului cretacic o succesiune a depozitelor eocretacice, mult mai uniformă, decît aceea din partea vestică internă a acestui fliș.

În evoluția ulterioară a geosinclinalului carpatic, începînd probabil din Apțian, regiunea flișului intern trece prin transformări radicale. Partea internă corespunzătoare ariei vestice de sedimentare, suferă o ridicare accentuată și încep să apară primele cute, în timp ce în aria estică, scufundarea a continuat. Trecînd la faza de orogeneză a geosinclinalului, ca o consecință a ridicării marginii sale vestice, s-a produs un dezechilibru, conturîndu-se primele dislocări în seria sedimentară, în care se înscrie și apariția într-o primă fază a liniei Lutul Roșu, sub forma unei falii majore fără plan de încălecare.

În faza de orogeneză, care s-a manifestat la început, mai ales plicativ, pe lîngă primele cute care iau naștere, se înregistrează și primele decolări submarine provocate de mișcările austrice timpurii. Odată cu aceste mișcări, încep să se contureze și cele două unități ale flișului intern. Dezvoltarea cutării în plan orizontal, provocată de diastrofismul austric timpuriu duce la deplasarea mai importantă a unor porțiuni superficiale de depozite sub forma unei pînze de decolare. Este etapa cînd se naște pînza unității de Ceahlău și cînd prin reactivarea liniilor de fractură vechi, se conturează linia Lutul Roșu, ca o linie ce marchează fruntea acestei pînze.

Odată cu etapa de manifestare a diastrofismului austric tîrziu, compartimentul ridicat din vest, corespunzător unității de Ceahlău, devine pentru un timp emers, depozitele antevraconiene a acestei unități fiind expuse unei puternice eroziuni. Acest moment este marcat prin prezența unei discontinuități la nivelul conglomeratelor de Ciucaș-Zăganu albiene, care sînt urmate transgresiv de depozite aparținînd Vraconianului su-

Institutul Geologic al României

perior. În aria imediat estică, cu depozite caracteristice unității de Teleajen, sedimentația continuă pînă în Vraconianul superior, depunîndu-se stiva gresiilor de Sita-Tătaru și marnele siltitice ale stratelor cu auceline. Depunerea acestor strate este urmată apoi de ridicarea părții externe a unității de Teleajen care devine și ea uscat, în timp ce prin reactivarea sistemul de dislocație de la contactul dintre cele două unități, compartimentul din lungul acestui contact s-a scufundat, formîndu-se o zonă depresionară în care apele mării au persistat, sedimentarea continuîndu-se pînă în Cretacicul superior.

Evenimentele anterioare diastrofismului subhercinic au provocat datorită solicitărilor gravitaționale a treptei structurale joase de la exteriorul unității de Ceahlău, o coborîre a părții frontale a pînzei acestei unități, o coborîre care a permis apelor mării Vraconianului superior, să invadeze din nou acest teritoriu. Apoi sedimentarea a continuat neîntrerupt în ambele regiuni pînă în Turonian. După ciclul de sedimentare al Turonianului, diastrofismul subhercinic a dus la definitivarea pînzei unității de Ceahlău, care prin crearea unei noi suprafețe de înclinare, a decolat în continuare prin părțile ei superficiale, peste o parte a zonei depresionare de la est. Linia Lutul Roșu capătă amploare, sub planul ei de încălecare fiind prinse acum depozitele cretacice superioare, de la partea cea mai internă a unității de Teleajen.

Nașterea unei tectonici de alunecare gravitațională în această regiune, care a făcut ca părți superficiale ale unității de Ceahlău să înainteze cu cîțiva km spre est, a fost posibilă datorită ridicării părții interne a acestei unități și creării unei suprafețe înclinate. Pe de altă parte, această alunecare gravitațională, sub forma unei pînze de șariaj, a fost favorizată de suprapunerea tectonică a unor formațiuni cu competență diferită. Astfel placa de gresii și conglomerate de Ciucaș-Zăganu, decolată de pe substratul ei, a întîlnit în drumul ei formațiuni incompetente ale Cretacicului superior din unitatea de Teleajen. Acestea au constituit un glisant foarte bun, pentru masele de roci competente ale pînzei de Ceahlău, care au alunecat ușor pe suprafața înclinată a acestor roci. Cît privește rădăcina acestei pînze de decolare, ea trebuie căutată în zona amplasamentului actual al stratelor de Sinaia.

Evoluția tectonică a regiunii se încheie, după ce apele marine se retrag definitiv, într-o etapă postsenoniană a diastrofismului laramic cînd, ieșite de sub apă, cutele sînt supuse acțiunii de eroziune a agenților externi. Este faza cînd această parte a geosinclinalului carpatic intră în repaus orogenetic, mișcările orogenetice ulterioare făcîndu-se resimțite de acum înainte în zone mai externe ale geosinclinalului, ocupate de acesta în migrarea lui către est.

E) CONCLUZII

Din datele expuse în lucrarea de față se desprind următoarele contribuții și concluzii finale :

În regiunea Zizin-Vama Buzăului se dezvoltă depozite cretacice în facies de fliș ce aparțin zonei interne a Carpaților Orientali. Aceste depozite

Institutul Geologic al României

se repartizează la două unități tectonice majore : unitatea de Ceahlău în vest și unitatea de Teleajen în est.

În cuprinsul unității de Ceahlău s-au separat următoarele unități stratigrafice și etaje :

1. Stratele de Sinaia superioare cu două orizonturi :
a) orizontul marnos-grezos, Hauterivian ;
b) orizontul cu gresii și conglomerate, Barremian inferior.
2. Stratele de Purcăreni, Barremian superior-Apțian inferior (Bedoulian).
3. Stratele de Ciucaș-Zăganu cu două orizonturi :
a) orizontul marnos-grezos, Apțian superior (Gargasian) ;
b) orizontul grezos-conglomeratic, Albian.
4. Stratele cu auceline, Vraconian superior.
5. Stratele de Teliu, Cenomanian.
6. Stratele de Valea Dobîrlăului, Turonian.

În unitatea de Teleajen entitățile stratigrafice identificate sînt :

1. Stratele de Teleajen cu două orizonturi :
a) orizontul marnos-grezos, Apțian superior-Albian superior ;
b) orizontul gresiei de Sita Tătaru, Vraconian inferior.
2. Stratele cu auceline, Vraconian superior.
3. Stratele de Teliu, Cenomanian.
4. Stratele de Valea Dobîrlăului, Turonian-Senonian inferior.

Cele două unități tectonice au caracterul unor pînze de șariaj. Unitatea de Ceahlău încalecă pe cea de Teleajen pe o distanță de cca 5 km.

Stilul tectonic de amănunt din cuprinsul celor două unități este diferit. În unitatea de Ceahlău se evidențiază cute anticlinale și sinclinale largi, în timp ce unitatea de Teleajen este caracterizată de prezența unor cute strînse și alungite, urmărite pe distanțe mari. La contactul cu pînza de Ceahlău, unitatea de Teleajen cunoaște o afundare structurală de-a lungul căreia se înscriu și accidente rupturale de amploare.

Dintre contribuțiile originale cele mai importante amintim :

1. Descoperirea a numeroase puncte fosilifere noi și colectarea unor faune semnalate pentru prima dată în regiune ;

2. Efectuarea unei orizontări biostratigrafice pe baza unui bogat material paleontologic (în special amoniți) ;

3. Datarea paleontologică a stratelor de Sinaia superioare și precizarea vîrstei Barremian inferior a părții terminale a acestor strate ;

4. Separarea unui echivalent stratigrafic a stratelor de Comarnic sub denumirea de strat de Purcăreni și argumentarea paleontologică a vîrstei acestor strate : Barremian superior—Apțian inferior ;

5. Precizarea vîrstei Apțian superior (Gargasian) a complexului marnos-grezos de sub conglomeratele Ciucaș-Zăganu ;

6. Relevarea prezenței depozitelor vraconian-superioare în bazinul pîrîului Popii (Budila) :

7. Stabilirea poziției transgresive a depozitelor vraconian-cenomaniene de pe pîrîul Popii.

8. Întregirea inventarului paleontologic din stratele de Teleajen, prin descoperirea de noi puncte fosilifere în bazinul superior al Buzăului ;

Institutul Geologic al României

9. Stabilirea prezenței depozitelor de vîrstă vraconian-superioară (stratele de auceline) în continuitate de sedimentare, deasupra orizontului gresiei de Sita-Tătaru din unitatea de Teleajen;

10. Evidențierea, pe baza datelor stratigrafice noi, a unor elemente tectonice (cute și falii), nesemnalate anterior în regiune;

11. Realizarea unei hărți geologice cu aspect schimbat față de hărțile ridicate pînă la această dată.

III. PALEONTOLOGIE

Clasa: **BRACHIOPODA** Dumeril, 1807
Familia: INCERTAE SEDIS Moore, 1965
Genul: **Terebrirostra** d'Orbigny, 1847
Terebrirostra cf. *neocomiensis* (d'Orbigny)
pl. I, fig. 2

1847 *Terebratella neocomiensis* d'Orbigny, T. 4, pg. 127, pl. 519, fig. 1–5;
1907 *Lyra neocomiensis* Karakas, pg. 219, pl. 20, fig. 26–30;
1933 *Lyra neocomiensis* Kohen, pg. 155, pl. 1, fig. 1 a–b.

Localizare: Exemplar bine conservat, găsit în orizontul marnos-grezos al stratelor de Sinaia, ce aflorează pe afluentul nordic al văii Zizinului (sud-est de localitatea Zizin).

Vîrsta: Hauterivian.

Răspîndire: Hauterivianul din Caucaz; Valanginian-Hauterivianul din Franța; Valanginianul superior din Bulgaria.

Clasa: **LAMELLIBRANCHIATA** Blainville, 1816
Familia: PTERIDAE Meek, 1876
Genul: **Aucellina** Pompeckj, 1901
Aucellina grypheoides Sowerby
pl. XI, fig. 1,8

1901 *Aucellina grypheoides*: Pompeckj, pg. 354, pl. 16, fig. 6–8;
1905 *Aucellina grypheoides*: Woods, pg. 72, pl. 10, fig. 6–13;
1952 *Aucellina grypheoides*: Dimitrova, pg. 315, pl. I, fig. 4;
1960 *Aucellina grypheoides*: Druscițși colab., pg. 180, pl. 3, fig. 12 a–b, 13 a, 14a–16;
1969 *Aucellina grypheoides*: Mutiu, pg. 503, pl. 2, fig. 4–10.

Localizare: Specie frecventă în stratele cu auceline, de la izvoarele pîrîului Ciumernicului.

Vîrsta: Vraconian superior.

Răspîndire: Albianul superior-Cenomanianul superior din U.R.S.S. (Caucazul de nord, Mangișlak, Kopet-Dag), Elveția, Franța, Anglia de sud. În România această specie se întîlnește des în marnele vraconiene ale Platformei Moesice, în asociație cu *Anisoceras perarmatum*, *Mariella bergeri*, *Ostlingoceras puzosianum*. Este de asemenea frecventă în depozitele vraconian-superioare ale flișului intern de la curbura Carpaților, cît și în Vraconianul din bazinul Rucăr-Dîmbovicioara.

Institutul Geologic al României

Familia : PECTINIDAE Lamark

Pecten sp.

pl. XI, fig. 7

Localizare : Mulaj intern bine conservat, găsit în stratele cu auceline, de la izvoarele pîrîului Ciumernicului.
Vîrsta : Vraconian superior.

Familia : PERNIDAE Zittel (ISOGNOMONIDAE)
Genul : **Inoceramus** Sowerby, 1819

Inoceramus aff. *concentricus* Parkinson

PI. XII, fig. 1, 2, 3

1911 *Inoceramus concentricus* : Woods, vol. I, pg. 267, pl. 45, fig. 11, pl. 46, fig. 1—10, pl. 47, fig. 1—2;
1926 *Inoceramus concentricus* : Rengarten, pg. 47;
1960 *Inoceramus concentricus* : Drusciț și Kudriavțev pg. 184, pl. 7, fig. 5—6 a—b;
1966 *Inoceramus concentricus* : Filipescu și Grigorescu pg. 419, pl. 2.

Localizare : Mai multe fragmente din partea anterioară a cochiliei ,recoltate din orizontul marnos-grezos al seriei de Teleajen care aflorează pe afluentul estic al rîului Buzău ce izvorăște din vîrful Semeria.
Vîrsta : Albianul superior.

Inoceramus labiatus Schlotheim, 1813

pl. XIII, fig. 3, 4, 5

1846 *Inoceramus problematicus* : d' Orbigny, vol. III, pg. 510, pl. 406, fig. 1—7;
1846 *Inoceramus mytiloides* : Reuss, pl. 1, fig. 9, pl. 2, fig. 2;
1871 *Inoceramus labiatus* : Stoliczka, vol. III, pg. 408, pl. XXIV, fig. 1;
1872 *Inoceramus labiatus* : Geinitz, vol. XX, part. II, pg. 46, pl. XII, fig. 1—3;
1899 *Inoceramus labiatus* : Simionescu, pg. 23, pl. I, fig. 9, pl. II, fig. 2;
1903 *Inoceramus labiatus* : Petrascheck, vol. 53, pg. 156;
1911 *Inoceramus labiatus* : Woods, vol. II, part. VII—VIII;
1969 *Inoceramus* (*Mytiloides*) *labiatus* Schloth. : R. Moore Part. N. Mollusca, 6.

Localizare : Mulaje externe care provin din stratele de Valea Dobîrlăului, de pe pîrîul Popii, pîrîul Căldării și pîrîul Ilcii (Vama Buzăului).
Vîrsta : Turonianul inferior.
Răspîndire : *Inoceramus labiatus* caracterizează Turonianul inferior din bazinul Parisului, Saxonia, Boemia, Polonia. La noi în țară a fost întîlnit în depozitele turoniene ale flișului cretacic de la curbura Carpaților, în bazinul Dîmbovicioara și în Platforma Moesică (regiunea Islaz—Cioara) unde apare în asociație cu *Mammites nodosoides*.

Inoceramus aff. *crippsi* Mantel

pl. XIII, fig. 1, 2

1877 *Inoceramus Crippsi* : Schlüter, vol. XXIV, pg. 277;
1889 *Inoceramus Crippsi* : Holzapfel, vol. 35, pg. 222;
1899 *Inoceramus Crippsi* : Anthula, pg. 73;
1899 *Inoceramus Crippsi* : Simionescu, pg. 30, pl. 2, fig. 10, pl. 3, fig. 1;
1911 *Inoceramus Crippsi* : Mantell, in Woods vol. II, part. VII—VIII;
1959 *Inoceramus Crippsi* : Moscvina pg. 134, pl. I, fig. 3 a—b.

Localizare : Mai multe mulaje externe și interne recoltate din stratele de Teliu. Pîrîul Popii.

Institutul Geologic al României

Vîrsta : Cenomanian.
Răspîndire : Cenomanianul din Europa de apus, Caucaz, Crimeea, Asia, America de Nord. În România este cunoscut în Cenomanianul flişului intern al Carpaţilor Orientali, Cenomanianul bazinului Dîmbovicioara şi din munţii Perşani.

Clasa : CEPHALOPODA Leach, 1817
Familia : PHYLLOCERATIDAE Zittel, 1844
Genul : **Biasaloceras** Druzczic, 1953
Biasaloceras sp.
pl. III, fig. 3

Localizare : Exemplar găsit pe valea Zizinului, în stratele de Purcăreni.
Vîrsta : Barremian superior.

Genul : **Euphylloceras** Druzczic, 1953
Euphylloceras aff. *aptiense* Sayn.
pl. VIII, fig. 1

1920 *Phyloceras aptiense* : Sayn, pg. 195, pl. I, fig. 4;
1960 *Euphylloceras aptiense* : Druscit şi colab. pg. 252, pl. 2, fig. 3a—b, 4.

Localizare şi vîrstă : mulajul extern al unui exemplar recoltat din stratele de Purcăreni. Pîrîul Ducşoara. Apţian inferior.
Răspîndire : Apţianul inferior din Europa de apus, Crimeea şi Caucazul de nord.

Euphylloceras cf. *ponticuli* (Rousseau, 1842)
pl. III, fig. 1, 2, 4

1967 *Euphylloceras ponticuli* : Druscit şi colab. pg. 22, pl. 7, fig. 4.

Localizare : Mai multe fragmente de cochilie care provin din stratele de Purcăreni de pe valea Zizinului.
Vîrsta : Barremian.
Răspîndire : Barremianul din sudul Franţei, Crimeea şi Caucaz.

Familia : MACROSCAPHITIDAE Hyatt, 1900
Genul : **Macroscaphites** Meek, 1876
Macroscaphites yvani (Puzos), 1831
pl. V, fig. 2

1967 *Macroscaphites yvani* Dimitrova, pg. 34, pl. 11, fig. 5.

Localizare : Fragment recoltat din stratele de Purcăreni, Pîrîul Pietros.
Vîrsta : Barremian superior.
Răspîndire Barremianul din Silezia, Franţa şi Crimeea. Apţianul din Bulgaria. În România este citat în Barremianul din bazinul Dîmbovicioara şi de la Svinița.

Genul : **Costidiscus** Uhlig, 1882
Costidiscus microcostatus Sim. Bac. şi Sor.
pl. VII, fig. 3, 5

1967 *Costidiscus microcostatus* : Dimitrova, pg. 33, pl. 5, fig. 2, pl. 6, fig. 3, pl. 9, fig. 3.

Institutul Geologic al României

Localizare: Două exemplare bine conservate, identificate în stratele de Purcăreni, pe un afluent sudic al pîrîului Popii și pe un afluent nordic al văii Zizinului.
Vîrsta: Barremian superior.

Familia: TETRAGONITIDAE Hyatt, 1900
Genul: **Tetragonites** Kossmat, 1895
Tetragonites sp.
pl. VII, fig. 4

Localizare: Exemplar bine conservat recoltat împreună cu *Costidiscus microcostatus* din stratele de Purcăreni, pe un afluent nordic al văii Zizinului.
Vîrsta: Apțian.

Familia: ANCYLOCERATIDAE Meek, 1876
Genul: **Crioceratites** Leveillé, 1837
Cicatrites sp.
pl. VI, fig. 5

Localizare: Fragment dintr-o cochilie ce provine din stratele de Purcăreni, de pe pîrîul Pietros (afluent nordic al văii Zizinului).
Vîrsta: Barremian.

Genul: **Eoleptoceras** Manolov, 1962
Eoleptoceras aff. *parvulum* (Uhlig)
pl. I, fig. 4

Localizare: Două exemplare bine păstrate, recoltate din orizontul cu brecii și conglomerate ale stratelor de Sinaia. Malul drept al văii Zizinului.
Vîrsta: Barremian inferior.
Răspîndire: Barremianul inferior din Bulgaria și Silezia.

Familia: PTYCHOCERATIDAE Meek, 1876
Genul: **Anahamulina** Hyatt, 1900
Anahamulina aff. *subcincta* Uhlig
pl. IX, fig. 6
1883 *Hamites* (*Hamulina*) *subcinctus*: Uhlig, pg. 215, pl. 12, fig. 9;
1960 *Anahamulina subcincta*: Druscițș și Kudriavțev, pg. 264, pl. 10, fig. 1.

Localizare: Exemplar fragmentar găsit pe un afluent sudic al pîrîului Purcăreni (est de satul Purcăreni), în stratele de Purcăreni.
Vîrsta: Barremian.
Răspîndire: Barremianul din Crimeea și Carpați. În țara noastră specia este cunoscută în Barremianul flișului intern al Carpaților Orientali.

Genul: **Ptychoceras** d'Orbigny, 1842
Ptychoceras cf. *emericianus* d'Orb.
pl. IV, fig. 4; pl. V, fig. 1

Institutul Geologic al României

1840—1841 *Ptychoceras emericianus*: d'Orbigny, pg. 555, pl. 137, fig. 1—4;
1938 *Ptychoceras emericianus*: Roman, pg. 49, fig. 4—5.

Localizare: Specie frecventă în stratele de Purcăreni. Exemplarele recoltate provin de pe pîrîul Purcăreni şi pîrîul Pietros (afluent nordic al văii Zizinului).
Vîrsta: Barremian inferior.
Răspîndire: Barremianul din regiunea subalpină. În ţara noastră este cunoscută în Barremianul flişului intern al Carpaţilor Orientali.

Ptychoceras aff. *puzosianum* d'Orb.

pl. V, fig.4

1840 *Ptychoceras puzosianus*: d'Orbigny, pg. 557, pl. 137, fig. 5—8;
1882 *Hamites* (*Ptychoceras*) *puzosianus*: Uhlig, pl. 219, pl. 14, fig. 1;
1938 *Ptychoceras emericianus*: Roman, pg. 49, pl. 5, fig. 45;
1960 *Ptychoceras puzosianum*: Druscit̨ şi colab. pg. 266, pl. 11, fig. 3 a—b, 4.

Localizare: Exemplar bine conservat, identificat pe un afluent nordic al văii Zizinului în stratele de Purcăreni.
Vîrsta: Barremian—Apţian inferior.
Răspîndire: Barremianul din regiunea subalpină, Apţianul din Caucaz şi Crimeea. În România specia este citată în depozitele barremiene din flişul intern al Carpaţilor Orientali.

Familia: HAMITIDAE Hyatt, 1900
Genul: **Hamites** Parkinson, 1811

Hamites sp.

pl. X, fig. 4, 5, 6

Localizare: Fragmente numeroase, recoltate la vest de Vama Buzăului şi pe un afluent al pîrîului Ciumernic, din stratele cu auceline.
Vîrsta: Vraconian superior.

Hamites sp.

pl. XII, fig. 4

Localizare: Fragment identificat pe un afluent estic al rîului Buzău (Vama Buzăului) în orizontul marnos-grezos al seriei de Teleajen.
Vîrsta: Albian superior.

Familia: TURRILITIDAE Meek, 1876
Genul: **Ostlingoceras** Hyatt, 1900
Ostlingoceras puzosianum (d'Orb.), 1842

pl. X, fig. 2

1842 *Turrilites puzosianus*: d'Orbigny, pg. 587, pl. 143, fig. 1—2;
1847 *Turrilites puzosianus*: Pictet, in Pictet et Rouk, pg. 151, pl. 15, fig. 9 a—b;
1861 *Turrilites puzosianus*: Pictet et Campiche, part. II, pg. 139, pl. 59, fig. 3—6;
1937 *Ostlingoceras puzosianum*: Spath, part. 12, pg. 523, pl. 58, fig. 38—40, text fig. 183;
1960 *Ostlingoceras puzosianum*: Chiriac, pg. 463, pl. 4, fig. 36—40;
1960 *Ostlingoceras puzosianum*: Druscit̨ şi Kudriavţev pg. 266, pl. 12, fig. 4, a—b, 5.

Institutul Geologic al României

Localizare: Exemplar bine conservat, găsit pe pîrîul Popii în stratele cu auceline.

Vîrsta: Fosilă de zonă pentru Vraconianul superior.

Răspîndire: Albianul superior din regiunea Cambridge, Dorset și Savoia. În țara noastră specia este citată în Vraconianul superior al flișului intern din Carpații Orientali și din Dobrogea de sud.

Genul: **Mariella** N o w a k, 1916

Mariella (*Mariella*) *bergeri* (B r o n g n i a r t)

pl. X, fig. 1

1842 *Turrilites bergeri* B r o n g n i a r t: d'O r b i g n y, pg. 590, pl. 143, fig. 3—6;
1861 *Turrilites bergeri*: P i c t e t et C a m p i c h e, pg. 134, pl. 58, fig. 1 a—b, 2 a—b;
1937 *Mariella bergeri*: S p a t h, pg. 510, pl. 57, fig. 28 text: fig. 178 (Sinonimie completă);
1960 *Mariella* (*Mariella*) *bergeri*: C h i r i a c, pg. 454, pl. I, fig. 10—11;
1960 *Mariella bergeri*: D r u s c i ț, K u d r i a v ț e v și colab., pg. 266, pl. 12, fig. 2, 3 a—b.

Localizare: Vama Buzăului, stratele cu auceline.

Vîrsta: Vraconian superior.

Răspîndire: Albianul superior (zona cu *Stoliczkaia dispar* — Vraconian), din Franța, Elveția, Anglia. În țara noastră specia este citată în Vraconianul flișului intern al Carpaților Orientali, în Vraconianul din Dobrogea de sud și din Platforma Moesică (Corbii Mari) în asociație cu *Anisoceras perarmatum*.

Familia: SCAPHITIDAE M e e k, 1876

Genul: **Schaphites,** 1811

Scaphites sp.

pl. VII, fig. 1

Localizare: Mulajul extern găsit la izvoarele pîrîului Ciumernic, în stratele cu auceline.

Vîrsta: Vraconian superior.

Familia: HOLCODISCIDAE S p a t h, 1924

Genul: **Holcodiscus** U h l i g, 1882

Holcodiscus caillaudianus (d'O r b i g n y)

pl. I, fig. 3

1850 *Ammonites Caillaudianus*: d'O r b i g n y, Prodrome II, pg. 99;
1858 *Ammonites Caillaudianus*: P i c t e t et C a m p i c h e, pg. 363.
1883 *Holcodiscus Caillaudianus*: U h l i g, pg. 243, pl. 19, fig. 2—4, 6—9, 13, 14;
1888 *Holcodiscus Caillaudi*: K i l i a n, pg. 669, pl. 19, fig. 2 a—b;
1967 *Holcodiscus caillaudianus*: D i m i t r o v a, pg. 156, pl. 79, fig. 5.

Localizare: Exemplar bine conservat, recoltat la izvoarele pîrîului Purcăreni. Stratele de Sinaia, orizontul cu brecii și conglomerate.

Vîrsta: Barremian inferior.

Răspîndire: Barremianul inferior din Franța, Caucaz, Crimeea, Silezia și Bulgaria.

Institutul Geologic al României

Holcodiscus aff. *perezianus rasgradi* T s a n k o v

pl. I, fig. 5

1967 *Holcodiscus perezianus rasgradi*: D i m i t r o v a, pg. 157, pl. 79, fig. 8.

Localizare: Mulaj extern şi intern indentificat în stratele de Sinaia, orizontul cu brecii şi conglomerate. Valea Zizinului.

Vîrsta: Barremian inferior.

Răspîndire: Barremianul inferior din Bulgaria.

Familia: HAPLOCERATIDAE Z i t t e l, 1884

Genul: **Neolissoceras** S p a t h, 1923

Neolissoceras grasianum d'O r b i g n y

pl. I, fig. 1

1840 *Ammonites grasianum*: d'O r b i g n y, pg. 141, pl. 44;
1907 *Haploceras (Lissoceras) Grasi*: K a r a k a s c h, pg. 55, pl. 5, fig. 6 a—b;
1938 *Neolissoceras Grasi*: R o m a n, pg. 401, pl. 41, fig. 386—386 a;
1958 *Neolissoceras grasianum*: O r l o v şi colab., pg. 83, pl. 32, fig. 10 a;
1960 *Haploceras grasianum*: D r u s c i ţ, K u d r i a v ţ e v şi colab., pg. 268, pl. 13, fig. 6a—b;
1966 *Neolissoceras grasianum*: M u ţ i u, pg. 451, pl. 2, fig. 14, 15.

Localizare: Exemplar bine conservat recoltat din stratele de Sinaia-orizontul marnos-grezos. Afluent nordic al văii Zizinului.

Vîrsta: Hauterivian.

Răspîndire: Stratele inferioare şi medii ale Neocomianului din Alpii de Jos, Hauterivianul din Crimeea, Ungaria, Franţa; Valanginian-Hauterivianul din flişul intern al Carpaţilor Orientali, Valanginian-Hauterivianul din Platforma Moesică.

Familia: DESMOCERATIDAE Z i t t e l, 1895

Genul: **Barremites** K i l i a n, 1913

Barremites (*Barremites*) *difficilis difficilis* (d'O r b i g n y)

pl. II, fig. 1—3

1841 *Ammonites difficilis*: d'O r b i g n y, pg. 135, pl. 41, fig. 1—2;
1898 *Desmoceras difficilis*: S i m i o n e s c u, pg. 68, pl. 3, fig. 2 a—b, pl. 4, fig. 1 a—b;
1901 *Desmoceras difficile*: S a r a s i n şi S c h ö n d e l m a y e r, pg. 52, pl. 5, fig. 8;
1907 *Desmoceras difficile*: K a r a k a s, pg. 56, pl. 6, fig. 7;
1966 *Barremites difficilis*: M u ţ i u, pg. 447, pl. 1, fig. 1—2 a;
1967 *Barremites* (*Barremites*) *difficilis difficilis*: D i m i t r o v a, pg. 129, pl. 63, fig. 1, 2, 2 a.

Localizare: Mai multe exemplare găsite în stratele de Sinaia — orizontul cu brecii şi conglomerate. Valea Zizinului.

Vîrsta: Barremian inferior.

Răspîndire: Barremianul inferior din Caucaz, Crimeea, Franţa, Bulgaria, Ungaria, Africa de nord.

În România este citat în Barremianul flişului intern al Carpaţilor Orientali, în Barremianul bazinului Dîmbovicioara, Platformei Moesice (Ciureşti) şi de la Sviniţa.

Genul: **Puzosia** B a y l e, 1878

Puzosia sp.

pl. XI, fig. 2

Institutul Geologic al României

Localizare și vîrstă : Fragment de cochilie, provine din stratele cu auceline. Vama Buzăului—Vraconian superior.

Familia : PHYLLOCERATIDAE Zittel, 1895
Genul : **Salfeldiella** Spath, 1927
Salfeldiella guettardi (Raspail)
pl. IX, fig. 1

1840 *Ammonites guettardi* : d'Orbigny, pg. 169, pl. 53, fig. 1—3;
1957 *Salfeldiella guettardi* : Moore, pg. 189, fig. 4 a—b;
1960 *Salfeldiella guettardi* : Druscit și colab., pg. 255, pl. 3, fig. 6 a—b, 7 a—b.

Localizare : Exemplar bine conservat, recoltat din stratele de Ciucaș-Zăganu. Orizontul marnos-grezos. Pîrîul Craca Uscată.
Vîrsta : Apțian superior.
Răspîndire : Apțianul superior din Caucazul de nord, Gruzia și Europa de vest.

Familia : SILESITIDAE Hyatt, 1900
Genul : **Silesites** Uhlig, 1883
Silesites aff. *seranonis* d'Orbigny, 1841
pl. VIII, fig. 3

1840 *Ammonites seranonis* : d'Orbigny, pg. 361, pl. 109, fig. 4—5;
1960 *Silesites seranonis* : Druscit și colab., pg. 303, pl. 45, fig. 6—7, 8 a—b.

Localizare : Provine din stratele de Purcăreni. Pîrîul Ducșoara.
Vîrsta : Barremian superior.
Răspîndire : Barremianul superior din Europa de sud-vest și din Crimeea. În țara noastră specia este frecventă în Barremianul flișului intern al Carpaților Orientali.

Familia : DOUVILLEICERATIDAE Parona și Bonareli, 1897
Genul : **Acanthoplites** Sinzow, 1907
Colombiceras subpeltoceratoides Sinzow
pl. IX, fig. 4

1899 *Parahoplites Treffryanus* : Anthula, pg. 115, pl. 7, fig. 6 a—d;
1907 *Acanthoplites aschiltensis* : Sinzow, pg. 478, pl. 3, fig. 1;
1907 *Acanthoplites subpeltoceroides* : Sinzow, pg. 484, pl. 4, fig. 3—4, pl. 5, fig. 16—16 a;
1960 *Colombiceras subpeltoceroides* : Kudriavțev și colab., pg. 329, pl. 14, fig. 4 a—b.

Localizare : Fragment dintr-o cochilie, găsit în stratele de Ciucaș-Zăganu. Orizontul marnos-grezos. Pîrîul Craca Uscată.
Vîrsta : Apțian superior.
Răspîndire : Apțianul superior în Mangișlak, Dragastan și Bulgaria. În țara noastră este citat în Apțianul flișului intern al Carpaților Orientali.

Genul : **Parahoplites** Anthula, 1899
Parahoplites sp.
pl. IX, fig. 3

Institutul Geologic al României

Localizare: Fragment dintr-o cochilie recoltat din stratele de Ciucaş-Zăganu. Orizontul marnos-grezos. Pîrîul Purcăreni.
Vîrsta: Apţian superior.

Familia: DESHAYESITIDAE Stoyanow, 1949
Genul: **Deshayesites** Kasansky, 1914
Deshayesites aff. *strigosus* Cassey
pl. VIII, fig. 2, 5

1897 *Hoplites Deshayesi*: Sarasin pg. 768, fig. 4;
1967 *Deshayesites strigosus*: Dimitrova pg. 90, fig. 1, 3–3a.

Localizare: Mulajele externe identificate în stratele de Purcăreni. Pîrîul Pietros.
Vîrsta: Apţian inferior.
Răspîndire: Apţianul inferior (zona cu *Deshayesi*) din Anglia, Franţa şi Bulgaria. În ţara noastră genul *Deshayesites* este cunoscut în Barremian-Apţianul zonei interne a flişului Carpaţilor Orientali şi bazinul Dîmbovicioarei.

Deshayesites aff. *planus* Cassey
pl. VIII, fig. 4

1967 *Deshayesites planus*: Dimitrova, pg. 181, pl. 88, fig. 3–5.

Localizare: Exemplar bine conservat recoltat din stratele de Purcăreni. Pîrîul Purcăreni.
Vîrsta: Apţian inferior.
Răspîndire: Apţianul inferior din Franţa, Anglia şi Bulgaria.

Lamellaptychus sp. (grupa C)
pl. VI, fig. 1, 2, 3

Sîntem în prezenţa ambelor valve a unui *Lamellaptychus* de dimensiuni mici şi de formă oval alungită. Sculptura de tip C (Gasiorowski, 1962) este formată din coaste fine şi dese, bine reliefate, paralele între ele şi paralele cu marginea laterală. Coastele pornesc din marginea internă şi se termină în marginea simfizală unde se arcuiesc, formînd un mic unghi cu această din urmă margine.

Caracteristic este prezenţa unei depresiuni al cărei ax pleacă din apex şi se îndreaptă spre punctul median, formînd cu marginea simfizală, un unghi ascuţit.

Nu se încadrează la nici una din speciile descrise de Trauth (1938). Se apropie cel mai mult de *L. seranonis* de care diferă însă prin arcuirea coastelor, în porţiunea terminală şi prin prezenţa depresiunii ce însoţeşte marginea simfizală.
Localizare: Numeroase exemplare bine păstrate, recoltate din stratele de Purcăreni. Pîrîul Purcăreni şi pîrîul Pietros.

Subclasa: **DIBRANCHIATA** Owen, 1836
Familia: BELEMNITIDAE d'Orbigny, 1845

Institutul Geologic al României

Genul: **Neohibolites** Stolley, 1919

Neohibolites minimus Lister

pl. XI, fig. 9; pl. XII, fig. 5

1858 *Belemnites minimus*: Pictet et Loriol, pg. 105, pl. 13, fig. 1–6;
1930 *Neohibolites minimus*: Passendorfer, pg. 675, pl. 4, fig. 81 a–f;
1954 *Neohibolites minimus* var. *minimus* (*s. str*): Swinerton, pg. 71, pl. 17, fig. 17, 18, 22–35, pl. 18, fig. 1–6;
1960 *Neohibolites minimus*: Druscit și colab., pg. 362. pl. 3, fig. 8;
1966 *Neohibolites minimus*: Filipescu și Grigorescu, pg. 425, pl. 4, fig. 38, pl. 7, fig. 64.

Localizare: Specie frecventă în seria de Teleajen. Exemplarele recoltate provin din orizontul marnos-grezos al acestei serii — valea Buzoelului și valea Buzăului.
Vîrsta: Albian mediu.
Răspîndire: Albianul mediu din Anglia, Europa de nord și Franța de nord. În R. S. România este citat în flișul intern al Carpaților Orientali și în Dobrogea.

Neohibolites ultimus (d'Orbigny)

pl. XII, fig. 6, 7, 9

1906 *Belemnites* (*Hibolites*) *ultimus*: Collignon, pg. 71, pl. 7, fig. 20–22;
1954 *Neohibolites minimus* var. *ultimus*: Swinerton, pg. 77, pl. 18, fig. 39–42;
1966 *Neohibolites ultimus*: Filipescu și Grigorescu, pg. 425, pl. 4, fig. 39.

Localizare: Exemplare recoltate din stratele de Teliu de pe pîrîul Popii.
Vîrsta: Cenomanian.
Răspîndire: Cenomanianul din Europa de apus. În R.S. România este cunoscut în flișul cretacic al Carpaților Orientali.

Genul: **Parahibolites** Stolley, 1919

Parahibolites tourtiae Weigner

pl. XI, fig. 4, 5

1959 *Parahibolites tourtiae*: Druscit și colab., pg. 201, pl. 191, fig. 1–2;
1966 *Parahibolites pseudoduvalia*: Filipescu și Grigorescu, pg. 426, pl. 69, fig. 9;
1969 *Parahibolites tourtiae*: Mutiu, pg. 508, pl. 4, fig. 9–12.

Localizare: Mai multe exemplare recoltate din stratele cu auceline pe pîrîul Popii și pîrîul Ciumernic.
Vîrsta: Vraconian superior.
Răspîndire: Albianului superior (Vraconian) din Westfalia, Crimeea și Ucraina. În R. S. România a fost întîlnit în flișul Carpaților Orientali și în gresiile vraconiene din bazinul Rucăr-Dîmbovicioara.

Primit la redacție: *15 decembrie 1972*

BIBLIOGRAFIE GENERALĂ

Airinei Ș t. (1958) Imagini gravimetrice și geomagnetice din regiunea de curbură pentru Carpații Orientali și Țara Bîrsei. *Stud. Cerc. Geol.* 1/IV. București.

Institutul Geologic al României

— Murgeanu G. (1961) Contribuţii geofizice la cunoaşterea structurii fundamentului curburii Carpaţilor orientali. *Stud. Cerc. Geol.* 1/VI. Bucureşti.
Albu Şt., Rădulescu I. (1969) Tektonische Beiträge zur inneren Flysch — Zone des Gebietes Zwischen Broşteni und Sînmartin. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungariae* 13. Budapest.
Alexandrescu Gr. (1966 a) Asupra depozitelor cretacice inferioare din bazinul văii Bistriţei, între valea Largului şi valea Sabasei (Carpaţii Orientali). *D. S. Com. Geol.* LII/2 (1964—1965). Bucureşti.
— (1966 b) Stratigrafia „flişului curbicortical" din partea de nord a Moldovei (Carpaţii orientali). *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geol.* 2/11, Bucureşti.
— (1967) Stratigraphie des terrains cretacés des nappes du flysch des Carpates Orientales (Secteur Moldave). *Assoc. Geol. Carp.-Balk.* VIII-ème Congr. Rapp. stratigr.-Belgrad.
— (1968) Contribuţii la cunoaşterea flişului intern şi extern din valea Bistriţei (Carpaţii Orientali). *D.S. Com. Geol.* LIII/3 (1965—1966). Bucureşti.
— (1969) Stratigrafia şi structura pînzei interne superioare din flişul cretacic dintre valea Bistriţei şi valea Moldovei (Carpaţii Orientali). *D.S. Com. Geol.* LIV/3 (1967), Bucureşti.
Andrusov D. (1961) Les grandes nappes de recouvrement des Carpates Occidentales. *Asoc. Geol. Carp. — Balc. Congr. V-lea Secţ. III. Tectonica.* Bucureşti.
Atanasiu I. (1952) Orogeneza şi sedimentarea în Carpaţii Orientali din R.P.R. *An. Com. Geol. Rom.* XXIV. Bucureşti.
Athanasiu S. (1905) Über die Stratigraphie des Stînişoara Berges in der Nord Moldan. *Bul. Soc. St.* XIV 1—4. Bucureşti.
Avram E., Matei V. (1964) Date paleontologice noi privind flişul cretacic din partea de NE a bazinului Doftana. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. — Seria Geol.* 2/9. Bucureşti.
— (1967) Consideraţii paleontologice asupra cretaciculuí superior de la Stoeneşti—Cotenești (valea Dîmboviţei). *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. — Seria Geol.* 1/12. Bucureşti.
— (1970) Precizări asupra vîrstei depozitelor eocretacice din bazinul superior al văii Tîrlungului. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. — Seria Geol.* 1/15. Bucureşti.
Băncilă I. (1944) L'évolution des idées sur la tectonique des Carpates Orientales. *C. R. Inst. Geol. Roum.* XXVIII. Bucureşti.
— (1958) Geologia Carpaţilor Orientali. Editura Ştiinţifică — Bucureşti.
— Agheorghiesi V. (1964) Observaţii noi asupra flişului dintre valea Suha Mare — Valea Moldovei (Regiunea Suceava). *An. Com. Geol. Rom.* XXXIII. Bucureşti.
— (1965) Despre tectonica Carpaţilor Orientali. *Carp. — Balc. Geol. Asoc. VII-ème. Congr. Secţ. III* Tect. — Sofia.
— (1967) Raionarea tectonică a teritoriului Republicii Socialiste România (I). *Com. Geol. IV. Soc. Şt. Nat. şi Geogr.* Bucureşti.
— (1968) General Tectonic Lines of the Territory of the Socialistic Republic of Romania. *International Geological Congres. Report of the Twenty — Third Session Czechoslovakia Abstrats* Prague.
— Marinescu I. (1969) Remarques sur les correspondances structurales entre les Carpates Orientales et les Carpates Septentrionales. *Acta Geol. Acad. Scient. Hungariae.* 13. Akad. Kiadó—Budapest.
— Marinescu I. (1971) Remarks on the structural correspondence between the Eastern Carpathians and the Northern Carpathians (Beskids). *Geologische Rundschau.* 60/2, Stuttgart.
Beer M. A., Bizov S. L., Maslacova N. I. (1965) Date noi asupra depozitelor cretacice ale zonei interne ale flişului din Carpaţii Sovietici. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Ref.* I/I—Sofia.
— Bizova C. L., Lomize M. G. (1965) Tectoniceskii pocrov gori Petros (Vostocnie Carpati). *Gheotektoniceska* 1. Moskva.
— Bizova S. L. (1967) Nouvelles données sur les rapports entre les zones structurales faciales de la partie interne des Carpates Soviétiques. *Asoc. Géol. Carp. Balk.* VIII-e Congr. I, Belgrad.
Bieda Fr., Geroch St., Koszarski L., Ksiazkiewicz M. (1963) La stratigraphie des Karpates Externes Polonaises. Rech. Géol. dans les Carpates. *Assoc. Géol. Karp. — Balk. VI-ème Congr. Varsovie —Cracovie.* X, Warszawa.
Bucur I. (1969) Evoluţia concepţiilor de corelare structurală în flişul cretacic şi paleogen din Catena Carpatică. *Comunic. Ses. Ştiinţ. Soc. Geol. Rom.* Bucureşti.
— (1970) Observaţiuni privind nomenclatura tectonică în flişul Cretacic şi Paleogen din Carpaţii Orientali. *Comunic. Inst. Geol. Aprilie.* Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— (1970) Noi date faunistice și structura în flișul Cretacic și Paleogen de la nord de depresiunea Tg. Secuiesc. *Com. Inst. Geol. Aprilie.* București.
— (1971) Unele observațiuni geologice în flișul Cretacic și Paleogen dintre valea Uzului și Plăieși. *D. S. Inst. Geol. Rom.* LVII/4. București.
Casey R. (1961) The stratigraphical paleontology of the Lower Greensand. *Paleontology* 3. 4 March London.
— (1963) A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand. *Part V. Paleontographical Society.* CXII. London.
Cassinis G. (1957) Su alcune specie di „Aptychus" del Giura superiore e della Creta inferiore delle Prealpi Bresciane. *Riv. Ital. di Paleont.* LXVII/4. Milano.
Cernea Gh. (1952) Zona internă a Flișului între valea Moldovei și valea Bistriței. *An. Com. Geol. Rom.* XXIV. București.
Cesitev G., Breskovski St., Dimitrova N. (1965) La limite entre le Barrémien et l'Aptien en Bulgrarie du nord-est. *Carp.- Balc. Geol. Assoc. VII Congr. Raports.* I, Sofia.
Chrobok S. M. (1970) Probleme und Grundlagen ihrer Typisierung für die geologische Analyse und Synthese (Teil I). *Geologie Heft 2. Akad. Verlag.* Berlin.
Contescu L., Mihăilescu N. (1961) Studiul sedimentologic al depozitelor apțiene de la Pietroșița (valea Ialomiței). *Stud. Cerc. Geol.* 3/VI. București.
— (1963) Facies și tectonică. *Stud. Cerc. Geol.* 1/VII. București.
— (1966) Flișul cretacic din partea de nord a Munților Baraolt. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geol.* 1/11. București.
— (1968) Structura flișului cretacic în valea Bicazului. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geol.* 1/13. București.
— (1968) Considerații asupra denumirii unităților tectonice ale zonei flișului din Carpații Orientali. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geol.* 2/13. București.
Dabaghian V., Kruglov C. C., Smirnov C. E. (1965) La position stratigraphique de quelques horizons bariolés du Crétacé et du Paleogene dans les Carpates Sovietiques, *Assoc. Géol. Carp. — Balc. VII-e Congr. II-e part.* Sofia.
Dabaghian N. V., Kulcitki I. O., Lozineak P. I. (1967) La constitution géologique et stratigraphique du Crétacé de la zone Rachov (en russe). *Assoc. Géol. Carp.-Balk. VIII-e Congr. I.* Belgrad.
Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.* XXXII. București.
— Săndulescu M. (1968) Considerations on the Division and Representation of Folded Systems. *Internat. Geol. Congr. Raport of the Twenty—Third Session Czechoslovakia—* Prague.
Dumitriu M., Dumitriu Cristina (1966) Date sedimentologice privind flișul cretacic intern din văile Moldovei, Trotușului și Teliului. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geol.* 1/11. București.
Dumitriu Cristina (1967) Noțiuni și metode de sedimentologie. *St. tehn. econ. Seria 1, Mineralogie—Petrografie.* 3. București.
Filipescu M. G. (1936) Recherches géologiques entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Doftana (District Prahova). *An. Inst. Geol. Rom.* XVII (1932). București.
— (1937) Note préliminaire sur les recherches dans le Flysch interne, à l'E du Teleajen. *C. R. S.* XXI (1932—1933). București.
— (1937) Contributions a l'étude du flysch interne compris entre le Rîu Crasna Teleajen et le Rîu Negru. *Bull. d. la section scient. de l'Acad.* XVIII-ème (1936—1937). București.
— (1952) Poziția stratigrafică și tectonică a calcarelor de la baza conglomeratelor de Zăganu. *Rev. Univ. „C. I. Parhon" Seria St. Nat.* 2. București.
— (1955 a) Contribuții la orizontarea cretacicului din flișul Carpaților Orientali. *Rev. Univ. „C. I. Parhon" și a Politehn. Seria St. Nat.* 8. București.
— (1955 b) Vederi noi asupra tectonicii Flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. „C. I. Parhon" Seria St. Nat.* 6—7. București.
— (1955 c) Cercetări geologice în zona internă și mediană a flișului dintre valea Uzului și valea Tîrlungului. *D. S. Com. Geol. Rom.* XXXIX. București.
— Pană Ioana (1956) Vîrsta argilelor roșii de pe versantul estic al Ceahlăului și poziția tectonică a acestor depozite. *Anal. Univ. Buc. Seria Șt. Nat.* 11. București.

Institutul Geologic al României

— Neagu T. (1956) Contribuţiuni la orizontarea cretacicului de pe valea Teliu. *Analele Univ. Parhon St. Nat.* 12. Bucureşti.
— Şoigan P., Neagu T. (1957) Poziţia geologică a marnelor roşii din flişul intern de la Gemenea şi Sadova (Regiunea Suceava). *Bul. Şt. Secţia Geol. Geogr.* II/3—4. Bucureşti.
— (1957) Geologia flişului intern din regiunea dintre valea Buzăului şi Rîul Negru *Bul. Şt. al Acad.* 3—4/II. Bucureşti.
— Iliescu G. (1958) Date noi privitoare la stratigrafia regiunii dintre v. Buzăului şi Rîul Negru (Ciucaş—Teliu) şi importanţa acestor date pentru descifrarea structurii Carpaţilor Orientali. *Stud. Cerc. Geol.* 1—2/III. Bucureşti.
— Bratu Elena, Iliescu D., Neagu T., Săndulescu Jana, Vinogradov C. (1961) Asupra cretacicului din zona flişului intern dintre văile Teleajen şi Trotuş şi implicaţiuni asupra structurii Carpaţilor Orientali. *Asoc. Geol. Carp.—Balc. Congr. V. Secţiunea II, stratigrafia.* Bucureşti.
— Săndulescu Jana (1963) Contribuţii la cunoaşterea flişului cretacic din regiunea Cernatu (Munţii Bodoc). *Stud. Cerc. Geol.* 4/VIII. Bucureşti.
— Grigorescu D. (1966) Contribuţii la cunoaşterea faunei cretacice din flişul Carpaţilor Orientali. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geol.* 2/11. Bucureşti.
— (1967) Geologia Carpaţilor Orientali. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geol.* 1/12. Bucureşti.
Fülöp J. (1958) Die Kretazischen Bildungen des Gerescse Gebirges. Geologica Hungarica. *Ser. Geologica.* 11, *Inst. geol. Hungaricum.* Budapest.
— (1964) Unterkreide-Bildungen (Berrias-Apt) des Bakony-Gebirges. *Geol. Hungarica. Ser. Geol.* B. Budapest.
Gignoux M. (1960) Géologie stratigraphique. Mässon et Cie éditeurs-Paris.
Gräf I. (1969) Prezenţa unui orizont sincron cu straturile de Comarnic în regiunea Zizin—Purcăreni. *Rev. Petrol şi Gaze.* 2/11. Bucureşti.
— (1969) Asupra prezenţei unor depozite turoniene pe cursul superior al Pîrîului Popii. *Rev. Petrol şi Gaze.* 11/20. Bucureşti.
Hauer Fr. v. (1859) Vorlage der geologischen Karte von Ost-Siebenbürgen. *Verh. d.K.K. geol. R.A.* Wien.
— (1861) Notitzen über das Burzenländer Gebirge. *Verh. d.K.K. geol. R.A.* XII. Wien.
— Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. *Aufn. d.K.K. geol. Reichsamt. u. literar. Hilfsmittel.* Wien.
Herbich Fr. (1878) Das Szèklerland mit Berücksichtigung der angrenzenden Landesteile geologisch und Paläontologisch beschrieben. *Mitt. aus dem Jahrb. d. Königl. u. geol. Anst.* 2/V. Budapest.
— (1886) Über Kreidebildungen der Siebenbürgischen Ostkarpathen. *Verh. d.K.K. geol. R.A.* 15. Wien.
— (1888) Date paleontologice asupra Carpaţilor Români. *Anuarul Bir. Geol.* III/1. Bucureşti.
Horvitz L. (1935) Essai de racordement des unités tectoniques des Carpates Orientales avec celles des Carpates Occidentales. *Bull. Serv. Geol. Pologne.* 8/3.
Hristescu E., Marinescu I., Agheorghesi V., Cristodulo D. (1968) Date noi asupra raporturilor dintre unităţile interne ale Carpaţilor Orientali. *Rev. Petrol şi Gaze.* 19. Bucureşti.
Iancu M. (1957) Contribuţii la studiul unităţilor geomorfologice din depresiunea internă a curburii Carpaţilor (Bîrsa, Sf. Gheorghe, Tg. Secuiesc, Baraolt). *Probl. d. Geogr.* IV. Acad. R.P.R. Bucureşti.
Ionesi L., Ionesi Bica (1956) Cercetări geologice în regiunea dintre Plăeşii de Sus şi pîrîul Sulţa (Reg. Aut. Maghiară şi Bacău). *An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza".* Secţ. II, 2. Iaşi.
— (1968) Cu privire la nomenclatura utilizată în flişul Carpaţilor Orientali. *An. Şt. Univ. Al. I. Cuza.* Secţ. II/XIV. Iaşi.
Jekelius E. (1915) Der geologische Bau des Nagyköhavas und Keresztényhavas. *Jahrb. d.K. ung. geol. R.A. f.* (1914). Budapest.
— (1915) Die mesozoischen Faunen der Berge von Brassó III—VII (Braşov). II. Die Neokomfauna von Brassó. *Mitt. a.d. Jahresb. d.K. ung. geol. R.A.* XXIII. Budapest.
— (1915) Über die geologischen und paläontologischen Verhältnisse des Brassoer neokomen Mergels. *Földtani Közlöny.* XLV. Budapest.

Institutul Geologic al României

— (1916) Adatok a Bucsecs és Csukás földtani felépitéséke. *A.m.K. Földt. Intézet Evi Jelent II. Rész.* Budapest.
— (1930) Raport asupra unor observațiuni geologice în tunelul Teliu. *D.S. Inst. Geol.* XIV (1925—1926). București.
Jilovski N. I. (1965) Stratigrafia mela i paleoghena iujnoga sklona Ukrainskich Carpat. *Assoc. Carp.—Balk.* VII-e Congr. Sofia.
Jipa D. (1961) Les calcarénites des Couches de Comarnic : courants sédimentation, diagénèse. *Rev. Geol. Geogr.* 1/V. București.
— (1968) On the classification and the Genetic Significance of the Ripple Marks in Flysch Deposits. *Internat. Geol. Congr. Report of the Twenty-Third Session Czechoslovakia* Prague.
Ksiazkiewicz M. (1962) Sur quelques analogies lithostratigraphiques entre les Carpathes roumaines et polonaises. *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. geol. géogr.* X, 1. Warszawa—Cracowie.
Kulcitki I. O., Maximov A. V. (1962) Le schéma stratigraphique du Crétacé des Carpates de l'Ukraine. *Dokladi Akad. S.S.S.R.*, 146, 1. Moskva.
Macovei G., Atanasiu I. (1927) La zone interne du Flysch dans la règion de la haute vallée de la Prahova et du Bassin supérieur de l'Olt. *Assoc. p. l'avanc. de la Géol. des Carpates II-ème Rèunion.* Bucarest.
— (1927) Aperçu géologique sur les Carpates Orientales. *Assoc. p. l'avanc. de la Géol. des Carpates II-ème Rèunion.* Bucarest.
— Atanasiu I. (1929) Structure géologique de la vallée de la Bistrița entre Pângărați et la Bistricioara (District de Neamț). *C.R. des Séances.* VIII (1919—1920). București.
— Atanasiu I. (1939) L'Evolution Géologique de la Roumanie — Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* (1931). București.
Marinescu I. (1962 a) Observații geologice asupra zonei tunelului Teliu. *D.S. Com. Geol. Rom.* XLV (1957—1958). București.
— (1962 b) Cercetări geologice în flișul munților Buzăului. *D.S. Com. Geol. Rom.* XLIV (1956—1957). București.
— (1963) Stratele cu Inocerami de la curbura Carpaților orientali. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V Secț. II Stratigr.* București.
— (1965) Brecii sedimentare în flișul cretacic de la curbura Carpaților Orientali. *Soc. de St. Nat. și Geogr. R.P.R. Com. de Geol.* III.
Martiniuc C., Coteț C. (1956) Cîteva observații geomorfologice asupra munților Ciucaș—Zăganu și împrejurimi. *Probleme de Geografie. IV. Acad. R.P.R. Inst. Geol. și Geogr.* București.
Merutiu V. (1908) Cercetări în valea superioară a Teleajenului. *An. Inst. Geol. Rom.* I. București.
Meschendörfer J. (1860) Die Gebirgsarten im Burzenlande. *Verh. u. Mitt. d. Sieb. Ver. f. Naturw. Jahrg.* XI/12. Hermannstadt.
Micalevich-Velcea V. (1961) Munții Bîrsei. Observații geomorfologice preliminare. *Probl. de Geogr. Acad. R.P.R. Inst. Geol. și Geogr.* VIII. București.
Mihăilescu V. (1963) Carpații sud-estici de pe teritoriul R.P.R. Editura științifică. București.
— Panin N., Contescu L., Jipa D. (1967) Transportul și sedimentarea galeților din molasa conglomeratică albiană din Carpații Orientali. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. — Seria Geol.* 1/12. București.
— (1969) Geografia fizică a României. Editura științifică. București.
Mrazec L., Tesseyre W. (1907) Esquisse tectonique de la Roumanie. *Congres Intern. du Pétrole Troisième session* — Bucarest.
— (1910) L'industrie du pétrole en Roumanie. Les gisements de pétrole. *Ministère de l'Industrie et du Commerce.* Bucarest.
— Voitești I. P. (1912) Cîteva date noi asupra Klipelor carpatice. *D.S. Inst. Geol. Rom.* III (1911). București.
— Voitești I. P. (1912) Date noi pentru clasificarea Flișului Carpatic. *D.S. Inst. Geol. Rom.* III (1911). București.
— Macovei G., Voitești I. P. (1912) Asupra vîrstei straturilor de Comarnic. *D.S. Inst. Geol. Rom.* III (1911). București.
— Voitești I. P. (1914) Contribution à la connaissance des nappes du Flysch Carpatique en Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.* V (1911). Bucarest.

Institutul Geologic al României

— Voiteşti I.P. (1914) Contribuţii la cunoaşterea pînzelor flişului Carpatic în România. *An. Inst. Geol. Rom.* V (1911). Bucureşti.
— (1933) Discussion de la communication faite par D. M. Preda sur la géologie et la tectonique de la partie E du district de Prahova. *C.R.S.* XIX (1930—1931). Bucureşti.
Muratov M. V., Maslakova I. N. (1953) Etapele principale ale istoriei geologice a Carpaţilor Orientali. *An. Rom. Sov. Seria Geol. Geogr.* 3. Bucureşti.
Murgeanu G. (1930) Ridicări geologice între valea Ialomiţei şi valea Bărbuleţului la nord de Pucioasa—Pietrari (jud. Dîmboviţa). *D.S. Inst. Geol. Rom.* XV (1926—1927). Bucureşti.
— (1932) Sur une Ammonite de Vulpea (Prahova). *Bul. Soc. Roum. de Geol.* I. Bucureşti.
— Gherase N. (1932) Sur la présence des schistes cristallins dans valea Zamurei (Buşteni
— Poiana Ţapului). *Bull. Soc. Roum.* vol. I. Bucureşti.
— (1934) Pînza internă a flişului în împrejurimile Comarnicului şi a Teşilei (Prahova). *An. Inst. Geol. Rom.* XVI (1931). Bucureşti.
— Filipescu M. (1937) Sur la présence des Calpionelles dans les dépôts Jurassiques et crétacés de Roumanie. *C.R. d. Séances de l'Inst. Géol. de Roum.* XXI (1932—1933). Bucureşti.
— Patrulius D. (1957) Cretacicul superior de pe marginea Leaotei şi vîrsta conglomeratelor de Bucegi. *Bul. St. Secţia Geol. Geogr.* 1/2. Bucureşti.
— Patrulius D. (1959) Flişul cretacic din regiunea pasului Predeluş (Carpaţii Orientali). *Stud. Cerc. Geol.* 1/IV. Bucureşti.
— Patrulius D., Contescu L. (1959) Flişul cretacic din bazinul văii Tîrlungului (Carpaţii Orientali). *Stud. Cerc. Geol.* 1/IV. Bucureşti.
— Patrulius D., Contescu L., Jipa D. (1961) Flişul cretacic din partea de sud a Munţilor Baraoltului. *Stud. Cerc. Geol.* 2/VI. Bucureşti.
Patrulius D., Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N., Panin N. (1961) Stratigrafia şi sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Carparţilor. *Asoc. Geol. Carp-Balc. Congr. V. Secţiunea II. Stratigrafia.* Bucureşti.
— Contescu L., Mihăilescu N. (1962) Stratigrafia şi sedimentologia complexului marnelor roşii din bazinele văilor Dîmboviţa şi Ialomiţa cu privire specială asupra limitei cretacic — paleogen. *Stud. Cerc. Geol.* 2/VII. Bucureşti.
— Ştefănescu M., Avram E., Matei V., Zamfirescu M., Butnăreanu C. (1964) Natura ivirii de şisturi cristaline din regiunea Zamura — Prislop. *Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. Seria Geol.* 2/9 Bucureşti.
Neagu Th. (1962) Asupra prezenţei cretacicului inferior fosilifer pe pîrîul Feneş (Valea Mare — Regiunea Braşov). *An. Univ. Buc. Seria St. Nat. Geol. Geogr.* XI. 32. Bucureşti.
— (1965) Studiul stratigrafic şi micropaleontologic al cretacicului superior dintre valea Buzăului şi Rîul Negru (regiunea Intorsura Buzăului—Valea Mare—Dobîrlău—Teliu). Autoreferat — Bucureşti.
— (1968) Biostratigraphy of Upper Cretaceous deposits in the southern Eastern Carpathians near Braşov. *Micropaleontology*, 14/2.
— (1970) Asupra prezenţei apţianului în Valea Carelor-Întorsura Buzăului. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geol.* 1/15. Bucureşti.
Nicolăescu V., Gaiţa C. (1968) Contribuţii la cunoaşterea flişului cretacic din Munţii Bodocului (Carpaţii orientali). *Bul. Soc. de St. Geol.* X. Bucureşti.
Olszewski St. (1883) Studien über die Verhältnisse der Petroleum — Industrie în Rumänien. *Osterr. Zeitschrift für Berg u. Hüttenwesen.* 32—40 XXXI. Jahrg. Wien.
Oncescu N., Răileanu Gr. (1961) Faze de orogeneză pe teritoriul R.P.R. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr. V, Secţ. III Tect.* Bucureşti.
Patrulius D. (1952) Notă asupra stratigrafiei Masivului Bucegi (versantul estic). *D. S. Com. Geol. Rom.* XXXVI. Bucureşti.
— (1953) Noi contribuţiuni la cunoaşterea stratigrafiei Masivului Bucegi. *D.S. Com. Geol.* XXXVII (1949—1950). Bucureşti.
— Contescu L., Butac A. (1962) Observaţii asupra flişului cretacic din valea superioară a Trotuşului şi împrejurimile oraşului Miercurea Ciuc. (Carpaţii Orientali). *Stud. Cerc. Geol.* 3—4/VII. Bucureşti.
— Ştefănescu M. (1968) The Vraconian Formations on the Territory of the Rumanian Carpathians and their Foreland. *Internat. Geol. Congr. Raport of the Twenty Third Session.* Czechoslovakia. Prague.

Institutul Geologic al României

— (1969) Geologia masivului Bucegi și a culoarului Dîmbovicioara. Ed. Acad. R.S.R. București.

Paul K. M. (1883) Die neueren Fortschritte der Karpathensandstein-Geologie. *Jahrb. d.K.K. geol. R. A.* XXXIII. Wien.

Popescu-Voiteşti I. (1911) Contribuţiuni la studiul stratigrafic al Numuliticului depresiunii getice (România apuseană). *An. Inst. Geol. Rom.* III (1909). Bucureşti.

— (1926) Consideraţiuni cu privire la comunicarea d-lui D. Preda: Geologia regiunii din stînga Teleajenului. *D.S. Inst. Geol. Rom.* IX (1920—1921). Bucureşti.

Popescu Gr. (1954) Asupra unor brecii cu blocuri în flișul cretacic din bazinul văii Prahova. *Bul. Şt. Acad. R.P.R.* VI/2. Bucureşti.

— (1958) Contribuţii la stratigrafia flișului cretacic dintre valea Prahovei și valea Buzăului cu privire specială asupra văii Teleajenului. *Stud. Cerc. Geol.* 3—4/III. Bucureşti.

Popovici V. (1898) Étude Géologique des environs de Câmpulung et de Sinaia (Roumanie). Thèses présentées à la faculté des sciences de Paris. Paris.

Preda D. M. (1925) Geologia și tectonica părţii de răsărit a Judeţului Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.* X (1921—1924). Bucureşti.

— Jekelius E. (1933) La faune nèocomiene du défilé de l'Olt dans les Monts Perșani. *C.R.S.* XIX (1930—1931). Bucureşti.

— (1939) La nappe des conglomérats de Zăganu et de Ceahlău (nappe Moldave). *Bul. Soc. Rom. Geol.* IV (1937). Bucureşti.

— (1940) Sur la présence d'une tectonique cimménienne dans les Carpates orientales. *C.R. Inst. Géol. Roum.* XXIV. Bucureşti.

Protescu O. (1936) Recherches géologiques et paléontologiques dans la bordure orientale des Monts Bucegi. *An. Inst. Geol. Roum.* XVII (1932). Bucureşti.

Săndulescu M. (1964) Stratele de Sinaia și stratele de Bistra dintre Răchitiș și izvorul Ciobănașului (M. Ciucului). *D.S. Com. Geol.* L/2 (1962—1963). Bucureşti.

Săndulescu Jana (1965) Contribuţii la cunoaşterea Flișului cretacic din regiunea Barcani (Munţii Buzăului). *Stud. Cerc. Geol. Geof.—Seria Geol.* 1/10. Bucureşti.

— (1967) Contributions à la connaissance des Foraminiferes eocretaces des Carpates orientales (zone internes). *Assoc. Geol. Carp. Balc. VIII-ème. Congr.* Belgrad.

Săndulescu M., Săndulescu Jana (1965) Les nappes internes de la zone de flysch dans la partie centrale des Carpathes orientales. *Carpatho-Balkan Geological Assoc. VII Congr. Part. I. Section Geotect.* Sofia.

Skoczylas-Ciszewska, Ksiaszkiewicz M. (1937) Ein Vergleich des Wienerwald—Flysches mit dem Karpaten Flysch. *Bull. de l'Acad. Pologne de Sci.* Warsowie.

Ştefănescu M., Zamfirescu Marina (1964) Iviri noi de Vraconian—Cenomanian în zona conglomeratelor de Ciucaș—Zăganu. *Stud. și Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geol.* 1/9. Bucureşti.

— (1964) Asupra unui nivel de brecie sedimentară în gresia de Sita — Tătaru. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. — Seria Geol.* 2/9. Bucureşti.

— Avram E., Ştefănescu M. (1965) Contribuţii la cunoaşterea faunelor fosile din flișul cretacic dintre valea Teleajenului și valea Ialomiţei. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geol.* 2/10. Bucureşti.

— (1967) Les nappes internes du flysch dans l'extremité nordique des Carpathes Orientales. *Assoc. Geol. Carp. — Balcanique VIII-ème Congr. Rapports gèotectonique*—Belgrad.

— (1969) Geologia regiunii cuprinsă între pîrîul Negru și izvoarele văii Cîrlibaba (Carpaţii orientali). *D.S. Com. Geol.* LIV/3. Bucureşti.

— (1969) Unele date și comentarii privind structura zonei flișului între valea Doftanei și valea Ialomiţei. *D.S. Com. Geol.* LIV/2 (1966—1967). Bucureşti.

— (1969) Unele date și comentarii privind structura zonei flișului între valea Doftanei și valea Ialomiţei. *D.S. Inst. Geol.* LIV/2. Bucureşti.

Teisseyre W. (1907) Stratigraphie des Regions Pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes Congrès Internat. du Pétrole III-é session. Bucarest.

Termier G., Termier H. (1960) Paléontologie stratigraphique. Paris.

Tolimann A. (1963) Ubersicht uber die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und West-Karpaten. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud*, 14. Wien.

Institutul Geologic al României

Tollmann A. (1964) Zur alpidischen Phasengliederung in den Ostalpen. *Österr. Akad. Wiss. Math.—Natur. Kl.* 10 Wien.
— (1968) Der Baustil der Deken. *Internat. Geol. Congr. Raport. of. the Twenty-Third Session.* Czechoslovakia—Prague.
Uhlig V. (1907) Über die Tectonik der Karpathen. *Sitzungsbericht d. Kaiserl. Akad. d. Wissenschaften in Wien.* XCVI. Wien.
Vadasz M. E. (1911) Petrefakten der Barrême Stufe aus Erdely (Siebenbürgen). *Centralblatt f. Min. Geol. u Paläont.* 6. Wien.
Vialov O. S. (1961) Scurtă privire asupra tectonicii Carpaților Sovietici. *Asoc. Geol. Carp. — Balc. Congr. V. Secț. III Tect.* București.
Voiteşti I. P. (1911) Contribuțiuni la studiul stratigrafic al numuliticului depresiunii getice (România apuseană). *An. Inst. Geol. Rom.* III (1909). București.
— (1921) Aperçu général sur la géologie de la Roumanie (Synthèse des Carpates actuelles). *Ann. des Mines de Roum.* IV. București.
— (1929) Aperçu synthétique sur la structure des régions Carpatiques. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.* III/1. Cluj.
— (1930) Evoluția geologică și paleogeografică a Pământului Românesc. Cluj.
Wdowiarz S. (1963) Vue d'ensemble de la zone de Flysch Carpatique. *Ann. de la Soc. de Belgique.*
— (1959) Colloque sur le Crétacé supérieur. Dijon.
— (1960) Monografia Geografică a R.P.R. I. Geografia fizică. Ed. Acad. R.P.R. București.
— (1963) Ghidul excursiilor B — Carpații Orientali. *Asoc. Geol. Carp. — Balc. Congr. V.* București.
— (1963) Conclusions du colloque de stratigraphie sur le Crétacé inférieur en France. Lyon.

BIBLIOGRAFIE PALEONTOLOGICĂ

Athanasiu S. (1905) Asupra unui Pachydiscus din Flișul cretacic de la Stinișoara. *Bul. Soc. St.* XIV. București.
Anthula I. Über die Kreidefossilien des Kaukasus mit einem allgemeinen Überblick über die Entwicklung der Sedimentärbildungen des Kaukasus — *Beitr. z. Paläont. u Geol. Österr. Ung. u.d. Orients.* XII.
Blanford H., Stoliczka (1861—1865) The fossils cephalopoda of the Cretaceous Rocks of southern India. *Mém. Géol. Surv. of India. Paleont.* India.
Breistroffer M. (1936) Les subdivisions du Vraconien dans le sud-est de la France. *Bull. Soc. géol. France* (5) VI.
— (1937) Sur les niveaux fossilifères de l'Albien dans le fosse vocontienne (Drôme, Hautes-Alpes, Basses-Alpes). *C.R. Acad. Sc.* 204.
— (1939) Sur le Cénomanien inférieur de la fosse vocontienne (Hautes—Alpes et Drôme). *C.R. Acad. Sc.* 208.
— (1940) Révision des Ammonites du Vraconien de salazac (Gard) et considérations générales sur ce sousétage albien. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, 22.
— (1947) Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, 26.
Busnardo R. (1965) Le stratotype du Barrémien 1. Lithologie et macrofaune. Colloque Crétacé inférieur, Lyon. *Mém. du B.R.G.M.* 34.
Chiriac M. (1960) Reprezentanți ai familiei Turrilitidae Meek, în Cretacicul Dobrogei de S. *Stud. Cerc. Geol.* V. București.
Coquand H. (1841) Memoire sur les Aptychus. *Bul. Soc. géol. de France I, Ser. T. 12.* Paris.
Daqué E. (1921) Vergleichende biologische Formenkunde der fossilen niederen Tiere. Berlin.

Institutul Geologic al României

Delattre M. (1952) Deux nouvelles hibolites du Crétacé inférieur. *Bull. Soc. Geol. de France*, Ser. 6. II/1—3.
Diener C. (1912) Lebensweise und Verbreitung der Ammoniten Neues. *Jb. f. Min. Geol. Pal.* II. Stuttgart.
Dimitrova N. (1952) Vrhu predstaviteli ot roda aucellina, v dolnata Kreda na severoizotocina Blgaria atpeciat ot godișnica na direc. za geolog i Min. prociv. Drjav-Izdatel Nauka itzKustvo. Sofia.
— (1967) Fosilite na Blgaria Dolna Kreda. *Izdanie na Bolgorskaia Akademia na Naukite.* Sofia.
— (1952) Sur la présence du genre Aucellina dans le crétacé inferieure de la Bulgarie de nord-est. *Ann. de la Dir. Gén. des rech. Géol. et Min.* V.
Druscjt V. V., Kudriavtev M. P. (1960) Atlas nijnemelovoi fauni severnogo Kavkaza i Krima. *Gostoptehizdat.* Moskva.
Eristavi M. (1948) Srednemelovie auțellini Gruzia. *Akad. Nauk. Gruzia Trud. gheol. Akad. Nauk. Gruz. S.S.R.* Tbilisi.
Gasiorowski S. M. (1959) Succesion of Aptychi faunas in the Western Tethys during the Bajocian-Barremian time. *Bull. Acad. Polon. Sci. Sér. Sci Chim. géol. et géogr.* VII. 9 Varsovie.
— (1962) Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathians an their stratigraphical value. *Studia Geologica Polonica.* X. Warszawa.
Geczy B. (1959) Über das Absterben und die Einbettung der Ammoniten. *An. Univ. Sci. Budapestinensis Ser. Geol.* II. Budapest.
Gillet Suzette (1921) Etude du Barremien de Wassy (Haute-Marne). *Bull. d. la Soc. Géol. de France.* Ser. 4, T.2. Paris.
Glazunova E. (1953) Ammoniți apta i alba Kopet. *Daga Tr. B. Nauk Geol.*
Heinz R. (1928 a) Über die bisher wenig beachtete Skulptur der Inoceramen— Schale und ihre stratigraphische Bedeutung. *Mitt. miner. geol. Staatsinst.* 10. Hamburg.
— (1928 b) Das Inoceramen Profil der Oberen Kreide Lüneburgs. Mit Anführung der neuen Formen u. deren Kennzeichnung. *Jahrb. nieder sächs geol. Ver.* 21. Hanover.
— (1932) Sur les Inocérames de Madagascar. *An . Géol. Serv. Mines* 2. Madagascar.
Hinte E. van (1969) The nature of biostratigraphic zones Proceedings of the first internat. conf. on planktonic microfossils II. Leiden.
Jekelius E. (1914) Jura und Neokom — Brachiopoden des Burzenlandes. *Festschrift d. 37. Wanderversammhung ung. Ärzte u. Naturforscher.* Hermannstadt.
Iacob Ch. (1905) Etude sur les Ammonites et sur l'horizon stratigraphique du gisement de Clansayes. *Bull. Soc. géol. France*, (4), V. Paris.
— (1907) Etude sur quelques Ammonites du Crétacé moyen. *Mém. d. la Soc. géol. de France. Paléontologie.* 38. Paris.
Karakas M. (1907) Le Crétacé inférieur de la Crimée et sa faune. Tiré des Trav. Soc—Imp. Natur. *St. Petersburg Ser. géol.* min. 32.
Kilian W. (1887—1888) Sur quelques fossiles du Crétacé inférieur de la Provence. *Bull. Soc. Géol. de France* 3-e, Série T. XVI.
— (1907—1913) Unterkreide (Palaeocretacicum): in Frech F., Lethaea Geognostica II, Mesozoicum, 3 (Kreide), 1 (1907), 2 (1910), 3 (1913), Stuttgart.
— (1915) La faune de l'Aptien inférieur des environs de Montelimar (Drôme). *Mém. Carte géol. dét. France.*
Koenena I. (1902) Die Ammonitiden des norddeutschen Neocom. 24. *Jahrb. L. K. Preuss Geol. Landesanst.* Berlin.
Leymerie A. (1842) Mèmoire sur le terrain cretacé du departament de l'Aube (part paléontologique). *Mém. d. la Soc. géol. France* nr. 5. Paris.
Marinescu I. (1963) Stratele cu inocerami de la curbura Carpaților Orientali. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V.* III/1. Secț. II. Stratigr. București.
Moscovina M. (1959) Atlas verhnemelovoi fauni Severnogo Kavkaza i Krîma. *Gostoptenizdal.*
Moore R. (1968) Treatise on Invertebrate Paleontdogy. Part L. Mollusca 4, Cephalopoda, Ammonoidea Geol. *Society of Am. and Univers. of Kansas Press.*
Moullade M. (1966) Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la ,,Fosse Vocontienne". *Documents des Lab. de Géol. de la Faculté des Sci. de Lyon.* 15. Fasc. 1 et 2.

Institutul Geologic al României

Muțiu R. (1963) Contribuții la studiul paleontologic al depozitelor neocomiene din vestul Platformei Moesice. *Rev. Petrol și Gaze.* 11. București.
— (1966) Contribuții la studiul neocomianului amonitic din Platforma Moesică (partea centrală). *Rev. Petrol și Gaze.* 9. București.
— (1967) Contributions à l'étude paléontologique du Crétacé inférieur dans la Plate—Forme Moesique. *Assoc. Géol. Carp-Balc Congr.* VIII Belgrade.
— (1969) Contribuții la studiul paleontologic și stratigrafic al depozitelor albiene din Platforma Moesică. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr Ser. Geologie* 2/14. București
Müller A. H. (1960—1963) Lehrbuch der Paläozoologie. Band II Invertebraten Teil 1 Protozoa Mollusca 1. Band II Invertebraten Teil 2 Mollusca 2 Arthropoda I. *V.E.B. Gustav Fischer Verlag.* Jena.
Neumayr (1888) Eingehende Mitteilungen über den Aptien des Saratowschen Gouvernements. *Mém. Com. Géol.* VII/1.
Nicolov T. (1964) Barremian Ammonites from North-eastern Bulgaria. *Trav. Géol. Bulgaria sér. Paléont.* VI.
— (1965) Etajes, sous-étajes et zones d'Ammonites du Crétacé inférieur en Bulgarie du Nord. Colloque sur le Crét. inf. Lyon. *Mém. du B.R.G.M.* 34.
D'Orbigny A. (1840—1842) Paléontologie francaise — Terrains crétacés I. Cephalopodes — Masson édit. Paris.
— (1843—1847) Paléontologie francaise — Terrains crétacés V. 3. Lamellibranchia — Masson édit. Paris.
— (1842) Paléontologie francaise — Terrains crétacés II. Gasteropodes Masson édit. Paris.
— (1850) Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux Mollusques et Rayonnés. Masson édit Paris.
Paucă M, Patrulius D. (1960) Contribuții la studiul paleontologic al depozitelor albiene de la Giurgiu. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr.* Ser. 1/V. București.
Pauliuc S. (1968) Studiul geologic al Perșanilor Centrali cu privire specială la Cretacicul superior. *Com. Stat Geol. St. tehn econ* București.
Pavlov A. (1907) Enchainement des Aucelles et Aucellines du Crétacé russe. *Mém. Soc. Nat.* 18 Moscova.
Pictet F. J., Loriol P (1858) Description des fossiles contenus dans le terrain néocomien des Voirons. Mat. Paléont. Suisse. Ser. 2 Geneve.
Pictet F., Campiche C. (1858—1861) Description de fossiles du terrain crétacé des environs de St. Croix — Cephalop. *Mat. Pal. Suisse.* Ser. 3 Geneve.
Piveteau J. et al. (1952) Traité de Paléontologie — Tome II. *Masson et Cie editeurs.* Paris.
Popa-Dimian Elena (1963) Contribuții la studiul inoceramilor și amoniților Neocretacici din împrejurimile Vîntului (Munții Apuseni). *Stud. Cerc. Geol.* 4/VIII. București.
Quenstedt Fr. (1871) Petrefaktenkunde Deutschlands. Die Brachiopoden Tübingen.
Ralph W. (1959) Succesion and Speciation of the Pelecypod Aucella. United States Gouvern. *Printing office.* Washington.
— (1961) Characteristic Lower Cretaceous Megafossils from Northern Alaska. *Geol. Survey professional Paper.* 355. Washington.
Roman F. (1938) Les Ammonites Jurasiques et Crétacées. Essai de genera. Masson et Cie. — Paris.
Rothpletz A. (1909) Über die Einbettung der Ammoniten in die Solnhofener Schichten. *Abh. d. II Kl. d.k. Ak.d. Wiss.* XXIV. München.
Sarkar S. S. (1955) Etude des Ammonites déroulées du crétacé inférieur du Sud—Ouest de la France. *Mém. Soc. Pal. France.* 72. Paris.
— (1955) Révision des Ammonites déroulées du Crétacé inférieur du sud-est de la France. *Mém. Soc. géol. France nouv.* sér. 72 Paris.
Sarasin Ch., Schöndelmayer Ch. (1902) Etude monographique des Ammonites du Crétacé inférieur du Chatel-Sant Denis. *Mém. Soc. Paléont. Suisse.* 28. Geneve.
Simionescu I. (1897) Über eine Cenomanfauna aus den Karpathen Rumäniens. *Verh. d. K.K. geol. R.A.* Wien.
— (1897) Asupra Barremianului din Valea Dîmbovicioarei. *Bul. Soc. St. Buc.* An. VI.
— (1898) Studii geologice și paleontologice din Carpații sudici. I. Studii geologice asupra Basenului Dîmbovicioara. II. Fauna Neocomiană din Basenul Dîmbovicioara. *Acad. Rom. Publ. fond. V. Adamachi* N. II. București.

Institutul Geologic al României

— (1900) La faune Néocomienne du Bassin de Dîmbovicioara. *Annales scient. de l'Université de Jassy*. I. Jassy.
Sinzow I. (1898) Bemerkungen über einige Ammoniten des Aptien Econ. *Buch u Steindruck*. Odessa.
— (1905) Über einige evolute Ammonitiden aus dem oberen neocom Russlands. St. Petersburg.
— (1908) Untersuchungen einiger Ammoniten aus dem unteren Gault Mangyschlaks und des Kaukasus. Petersburg.
— (1910) Beiträge zur Kenntnis des südrussischen Aptien und Albien. Separat Abdruck aus dem Verh d.k. Russ. *Mineral Gesellsch*. XLVII, Lief. 1. Petersburg.
— (1912) Über einige Ammoniten aus dem Gault des Mangyschlaks. Petersburg.
— (1913) Beiträge zur Kenntnis der unteren Kreideablagerungen des Nord Kaukasus. *Trudi geologiceskavo muzea imeni petra velikavo imperatorskoi akademii nauk'v*. VII.
Sornay J. (1966) Idées actuelles sur les Inocérames d'après divers travaux récents. *Annales de Paléontologie — Invertébrés — Masson et Cie*, Paris.
Spath L. T. (1933—1943) Ammonoidea of the Gault — *Paleontographical Society*. London.
Strombeck A. (1861) Über den Gault und insbesondere die Gargas-Mergel (Aprien d'Orb.) im Nordwestlichen Deutschland. *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch* XIII.
Stolley E. (1908) Die Gliederung der norddeutschen unteren Kreide. Separat Abdruck Centralbl f. *Min. Geol. u. Paläont*. 4—8.
— (1911) Beiträge zur Kenntnis der Cephalopoden der nord-deutschen unteren Kreide. *Geol. Paläontol. Abh. N.F.* 10 (3). Jena.
— (1919) Die Hiboliten und Neohiboliten der unteren Kreide in der Lethaea geognostica. *Jahrb. d. Niedersächs geol. Veer*. 12. Hanover.
Swinnerton H. (1948) A monograph of britich Cretaceous Belemnites. *Paleont. Soc*. CII. London.
Schindewolf O. H. (1958) Über Aptychen (Ammonoidea). *Paleontographica. III. Abt. A. Paläozool. Stratigr*. Stuttgart.
Schlüter C. (1877) Zur Gattung Inoceramus. *Paleontographica*. 24, 6. Stuttgart.
Schwarzbach M. (1936) Zur Lebensweise der Ammoniten. *Natur. u. Volk*. 66. Frankfurt am Main.
Thomel G. (1963) Consideration sur la faune gargassienne du sud-est de la fosse vocontienne. *Trav. Lab. Geol. Fac. Sc. Marseille*. VII.
— (1964) Les zones d'Ammonites de l'Aptien des Basses — Alpes. *C.R. Acad. Sc*. 258.
— (1964) Contribution à la connaissance des Céphalopodes crétacés du sud-est de la France. Note sur les Ammonites déroulées du Crétacé inférieur vocontienne. *Mém. Soc. geol. France n.s.*, LXIII. 101.
Toula Fr. (1911) Über Rhynchonella (Peregrina Öhler) multicarinata Lamk. sp. (1819) = Terebratula peregrina L.v. Buch (1833) von Zajzon bei Kronstadt. Paläontologische Mitteilungen aus den Sammlungen von Kronstadt in Siebenbürgen. *Abh. d.K.K. geol. Reichsanst*. XX/5, Wien.
Trauth Fr. (1927) Aptychenstudien 1. Über die Aptychen im Allgemeinen. *Analen des Naturhist. Mus*. XLI. Wien.
— (1928) Aptychenstudien II. Die Aptychen der Oberkreide. *Analen des Naturhist. Mus*. XLII. Wien.
— (1930) Aptychenstudien III—V. Nachtrag zu den „Aptychen im Allgemeinen". *Analen des Naturhist. Mus*. 44 (XLIV). Wien.
— (1931) Aptychenstudien VI—VII Zweiter Nachtrag zu den „Aptychen im Allgemeinen". *Analen des Naturhist. Mus*. XLV (45). Wien.
— (1938) Die Lamellaptychi des Oberjura und der unterkreide. *Paleontographica* 88. Wien.
Trautschold (1865) Der Inoceramen—Thon von Simbirsk. *Bull. d. la Soc. Nat. d. Moscou*.
Turculeţ I. (1964) Stratele cu Aptychus din Chiuveta Mezozoică a Rarăului (Carpaţii Orientali). *An. St. Univ. Al. I. Cuza*. Secţ. II/X. Iaşi.
Uhlig V. (1883) Die cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten. *Denkschr. d.K. Akad. d. Wissensch. Mathem. Naturwiss Klasse*. 46. Wien.
Wiedmann J. (1962) Unterkreide Ammoniten von Mallorca. *Akad. d. Wiss. u.d. Lit. Wiesbaden*.
— Dien I. (1968) Die Kreide Sardiniens und ihre Cephalopoden. *Estratto dala Paleontographia Italica*. Pisa.

Institutul Geologic al României

Wolleman (1906) Die Bivalven und Gastropoden des norddeutschen Gault (Aptien und Albien). *yahr. d.k. Preuzisch Geol. Landesamt u. Bergskad.* XXVII. Berlin.

Woods H. (1910—1911) A monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of. England. *II. Parti 8 Paleont. Soc.* London.

— (1912) The evolution of inoceramus in the cretaceous. *Period. Quart. Journ. Geol. Soc.* XVIII.

— (1903—1913) A monograph of the cretaceous Lamellibranchia of England. II/I, II, V, VI, VII, VIII, IX. *Pal. Soc.* London.

Institutul Geologic al României

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DU FLYSCH CRÉTACÉ DE LA RÉGION DE ZIZIN—VAMA BUZĂULUI

(Résumé)

INTRODUCTION

L'ouvrage présente, sur la base d'un riche matériel paléontologique, en particulier des ammonites, la biostratigraphie du flysch crétacé de la région de Zizin—Vama Buzăului (courbure des Carpates Orientales). On y fait de même des appréciations concernant la structure géologique de cette région, insistant surtout sur les relations entre les deux unités tectoniques majeures existantes : l'unité de Ceahlău et l'unité de Teleajen.

Considérations historiques

Pour faciliter une vue d'ensemble sur la situation géologique de la région de Zizin—Vama Buzăului, on passe en revue, d'une manière chronologique, les conceptions de différents auteurs qui ont contribué au déchiffrement de la stratigraphie et de la tectonique du flysch crétacé situé dans la partie interne des Carpates de Courbure.

L'évolution de ces conceptions comprend trois étapes, chacune présentant un certain degré de développement des connaissances géologiques.

La première étape se rapporte à la deuxième moitié du XIXe siècle et au début du XXe siècle et se caractérise par des recherches géologiques isolées. Des travaux exécutés dans cette etape, se rèlevent ceux appartenant à Hauer 1859, Meschendörfer 1860. Hauer et Stache 1863, Herbich 1876, Paul 1883, Olszewski 1883, Popovici-Hatzeg 1898, Teisseyre 1907, Merutiu 1908, Popescu-Voiteşti 1909, 1914. Mrazec et Voiteşti 1911, Jekelius 1914, 1915, 1916.

Les recherches géologiques de la deuxième étape, qui commence après 1920. se rapportent à des régions plus étendues et essaient d'expliquer d'une manière unitaire, les connaissances accumulées jusqu'alors. De telles études ont été effectuées par Preda 1921, 1937, Murgeanu 1925, 1926, 1943, Popescu-Voiteşti 1929, Macovei et Atanasiu 1927, 1931, Protescu 1932, Filipescu 1932, 1936, 1937.

Dès l'année 1944 commence la troisième étape, où le nombre des levés géologiques s'agrandit considérablement et les observations géologiques sont élaborées dans une nouvelle vision. C'est l'étape ou l'on vérifie la valabilité des anciennes conceptions. De même, à partir de l'expérience accumulée jusqu'alors, on établit la structure géologique majeure du flysch crétacé situé dans la courbure des Carpates.

Parmi les ouvrages qui ont apporté une contribution à cet égard, nous citons : Patrulius 1949, 1952, Filipescu 1952, 1955, 1956, 1957, Marinescu 1956, 1957, Popescu 1958, Murgeanu, Patrulius et Contescu 1959, Murgeanu et Patrulius 1959, Filipescu et al. 1961, Murgeanu et al. 1961, 1964, Avram et Matei 1964, Ştefănescu et Maria Zamfirescu 1964, Jana Săndulescu 1965, Ştefănescu 1965, Neagu 1965, Gräf, 1964, 1966, 1969, Avram 1970.

Institutul Geologic al României

STRATIGRAPHIE

Unité de Ceahlău

L'unité de Ceahlău se contourne comme une unité structurale majeure, à la constitution de laquelle participent des formations sédimentaires à particularités litho-faciales propres. Elle se détache aussi par les rapports spatiaux avec les unités tectoniques voisines.

Les dépôts crétacés de cette unité appartiennent dans la région recherché aux étages suivants.

1. *Hauterivien*

a) *Horizon marneux-gréseux des couches de Sinaïa supérieures.* Dans la constitution lithologique de l'horizon, l'élément constant et caractéristique est constitué de schistes argileux et marno-calcaires noirâtres qui, avec les grès calcaires et gréso-calcaires se succèdent d'une façon rythmique. Semnificative pour cet horizon, c'est la grande fréquence des diaclases remplies de calcite qui traversent les roches constitutives dans toutes les directions.

Des apparitions instructives de l'horizon marneux-gréseux on rencontre sur la rive droite du ruisseau du Zizin. Les macrofossiles sont très rares. Néanmoins, l'auteur a trouvé quelques points fossilifères, localisés avec une épaisseur stratigraphique d'environ 25 m, immédiatement sous la limite supérieure de l'horizon marneux-gréseux. A cause de leur mauvais état de conservation, l'auteur n'a pu déterminer du nombre assez grand d'exemplaires recueillis, que deux espèces : *Neolissoceras grasianum* d' O r b. et *Terebratulina* cf. *neocomiensis* d' O r b. La présence de l'espèce *Neolissoceras grasianum* nous permet de renfermer la partie supérieure de l'horizon marneux-gréseux des couches de Sinaïa supérieures, au Hauterivien.

2. *Barrémien inférieur*

b) Horizon à brèches et conglomérats des couches de Sinaïa supérieures. Cet horizon représente le dernier terme des couches de Sinaïa et se développe sur les affluents du nord de la vallée de Zizin qui descendent de la crête de Calea Muierii. La persistance des éléments lithologiques spécifiques à l'horizon précédent, nous montre que les caractères lithofaciaux d'ensemble des couches de Sinaïa se maintiennent aussi dans cette dernière partie. Mais ce qui détermine que l'horizon supérieur des couches de Sinaïa soit detaché comme une entité lithologique, c'est la fréquence assez grande des rudites, représentées surtout par des brèches et plus rarement par des conglomérats.

La macrofaune découverte provient des intercalations de marno-calcaires siltiques et des siltites, étant répandue sur toute l'épaisseur de l'horizon. On a determiné : *Barremites* (*B*). *difficilis difficilis* d' O r b., *Holcodiscus caillaudianus* d'O r b., *H.* aff. *perezianus rasgradi* T s a n k o v, *Euleptoceras* aff. *parvulum* (U h l i g.), *Biasaloceras* sp., *Astieridiscus elegans* K a r a k a s c h, *Silesites* sp, *Inoceramus* sp. L'association d'ammonites susmentionnée met la dernière partie des couches de Sinaïa de la région de Zizin, dans le Barrémien inférieur.

A la suite de nos recherches, on a découvert dans le bassin de la vallée du Zizin, une association abondante en ammonites qui permet une intégration chronostratigraphique plus précis de la partie supérieure des couches de Sinaïa de cette région. Ainsi, l'horizon à brèches et conglomérats, l'équivalent de l'horizon à *Lamellaptychus angulocostatus*, considéré d'âge hauterivien supérieur, doit être intégrer au Barrémien inférieur. En ce qui concerne l'horizon marneux-gréseux immédiatement inférieur à celui à brèches et conglomérats, sa partie terminale appartient à l'Hauterivien.

3. *Barrémien supérieur — Aptien inférieur*

Couches de Purcăreni. Ce complexe se présente comme une entité lithostratigraphique de transition, joignant les caractères lithologiques propres des couches de Sinaïa, auquel il succède, aux traits litho-faciaux spécifiques au flysch marneux-gréseux, situé au-dessous des conglomérats de Ciucaș qu'il supporte. Bien qu'il occupe la même position stratigraphique que

Institutul Geologic al României

les couches de Comarnic et les couches de Bistra, le complexe des couches de Purcăreni se différencie comme composition lithologique de ces deux entités.

Dans la succession lithologique des couches de Purcăreni on remarque le développement de certains paquets marneux séparés à des intervalles réguliers par des grès calcaires. A côté des grès, dans les séries marneuses apparaissent sporadiquement et en couches minces des calcaires des calcarénites et des microbrèches.

L'aspect lithologique caractéristique de ces couches est observable dans les affleurements situés à l'E de l'alignement des localités de Zizin et de Purcăreni.

Si la séparation des couches de Purcăreni, par rapport à la partie supérieure des couches de Sinaia se réalise relatif facilement, parce que prennent contact deux entités litho-faciales assez différentes leur délimitation vers la partie supérieure est plus difficile, grâce à la ressemblance lithologique de ces couches avec l'unité stratigraphique suivante.

C'est pourquoi, pour tracer cette limite, l'auteur a utilisé le critère paléontologique, considérant qu'elle se trouve au-dessous des dépôts marno-gréseux où l'on ne rencontre plus de associations d'ammonites contenant des espèces caractéristiques pour le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur.

La macrofaune découverte dans les couches de Purcăreni, est cantonnée en nids fossilifères et représentée notament par des ammonites. Les exemplaires recueillis appartiennent aux suivants genres et espèces : *Ptychoceras emericianus* d'Orb, *Pt.* aff. *puzosianum* d'Orb., *Anahamulina* aff. *subcincta* Uhlig, *Silesites* aff. *seranonis* (d'Orb.), *Euphylloceras* aff. *aptiense* Sayn., *Costidiscus microrostatus* Sim. Bac. et Sor., *Macroscaphites yvani* (Puzos.), *Deshayesites* aff. *strigosus* Casay., *D.* aff. *planus* Casay, *Deshayesites* sp., *Tetragonites* sp., *Aucellina* sp., *Inoceramus* sp. et *Lamellaptychus* sp.

L'association faunique sus-énoncé, permet l'intégration des couches de Purcăreni au Barrémien supérieur et à l'Aptien inférieur.

4. *Aptien supérieur*

a) *Horizon marneux-gréseux des couches de Ciucaș-Zăganu.* Il occupe une large superficie dans la zone des vallées du Zizin, du ruisseau du Morii et du Popii et se caractérise du point de vue lithologique par le développement d'une alternance rythmique, entre des marnes gris-bleuâtres et des grès micacés. La limite entre cet horizon et l'horizon gréseux-conglomératique, qui suit, se place à la base des premiers bancs massifs de psephites et de psammites, qui ne présentent plus d'intercalations pélitiques.

L'horizon marneux-gréseux des couches de Ciucaș-Zăganu est pauvre en macrofaune. La faune découverte est cantonnée dans la moitié supérieure de l'horizon, étant représentée par : *Salfeldiella guettardi* (Raspail), *Colombiceras* aff. *subpeltoceratoides* Sinz. et *Orbitolina lenticularis* d'Orb. L'association citée comprend des espèces d'ammonites caractéristiques pour l'Aptien supérieur (Gargassien) et atteste cet âge pour l'horizon marneux-gréseux des couches de Ciucaș—Zăganu.

5. *Albien*

Horizon gréseux-conglomératique des couches de Ciucaș—Zăganu. Il apparaît le long de la partie moyenne du ruisseau du Popii, en position synclinale, se continuant ensuite vers le S et le SE jusqu'au pied du Mont Ciucaș.

On observe que, dans la composition lithologique, la fréquence des psammites commence à diminuer de plus en plus, du nord vers le sud, à la faveur des pséphites qui réussissent à prédominer dans la zone du sud de la vallée de Dălghiu.

Puisque dans l'horizon gréseux-conglomératique des couches de Ciucaș—Zăganu on n'a pas signalé aucun gisement de faune, le problème d'établir l'âge de cette partie ne peut être discuté qu'indirectement. Si on prend en considération que la faune d'ammonites spécifique à l'Aptien supérieur (Gargassien) est cantonnée dans les niveaux supérieurs de l'horizon marneux-gréseux, très proche des premiers bancs massifs de grès et de conglomérats, qui sont recouverts à leur tour par des dépôts appartenant au Vraconien inférieur, l'horizon greseux-conglomératique revient par sa position stratigraphique-géométrique, à l'Albien.

Institutul Geologic al României

6. *Vraconien supérieur*

Couches à Aucellina. Dans l'unité de Ceahlău, ces couches se disposent transgressivement sur les couches de Ciucaș—Zăganu et s'identifient sous forme de certains lambeaux à l'W de la localité de Vama Buzăului, le long du cours moyen du ruisseau du Porcului et du Popii.

Lithologiquement, les couches à *Aucellina* sont constituées de marnes sableuses et de siltites marneuses, où l'on peut reconnaître difficilement la stratification. Dans la succession stratigraphique des marnes, apparaissent à des intervalles irréguliers des intercalations de grès micacés, moux. De la faune recueillie on a déterminé : *Mariella* (*M*) *bergeri* Brongniart, *Stoliczkaia* sp., *Parahibolites tourtiae* Weign., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Phylloceras* sp., *Hamites* sp., *Scaphites* sp. et *Ostlingoceras puzosianum* d'Orb.

En reconnaissant dans les couches à *Aucellina* les ammonites spécifiques au Vraconien supérieur (Ostlingocératien), il résulte que ces couches appartiennent à ce sous-étage de l'Albien.

7. *Cénomanien*

Couches de Teliu. Elles apparaissent le long du ruisseau de Popii, reposant transgressivement sur les conglomérats albiens de la partie supérieure des couches de Ciucaș—Zăganu. Elles se distinguent par le développement de certains marnes calcaires et gréseuses entre lesquelles s'interposent de rares dalles de grès fins micacés. L'auteur a recueilli des marnes calcaires, plusieurs moulages et coquilles d'*Inoceramus* aff. *crippsi* Mant. et quelques exemplaires de *Neohibolites ultimus* (d' Orb.), faune qui nous indique que les couches de Teliu appartiennent au Cénomanien.

8. *Turonien*

Couches de Valea Dobîrlăului. Sous ce nom, l'auteur a séparé un complexe de marnes gris sablonneuses qui contiennent fréquemment des lentilles de calcaires sidéritiques et d'inocérames d'âge turonien. Le long du ruisseau de Căldării et le long d'un autre affluent du S du ruisseau du Popii, les couches de Valea Dobîrlăului reposent transgressivement sur les conglomérats de Ciucaș—Zăganu. Dans les marnes siltitiques, situées le long du ruisseau de Căldării, l'auteur a identifié des moulages et des coquilles d'*Inoceramus* aff. *labiatus* Schloth.

Unité de Teleajen

Nos recherches ont embrassé une portion étroite de cette unité, là où elle rencontre l'unité de Ceahlău. Tenant compte des traits lithologiques et du contenu faunique, l'auteur, a séparé dans l'unité de Teleajen plusieurs entités stratigraphiques, differentes sous cet aspect de celles identifiées dans l'unité de Ceahlău.

1. *Aptien supérieur-Albien supérieur*

a) *Horizon marneux-gréseux des couches de Teleajen.* Il se développe à partir de la localité de Intorsura Buzăului vers le sud, jusqu'en face de la confluence de la rivière de Buzău avec le ruisseau de Strîmbu. Cette partie est formée surtout des alternances de marnes et de grès, en couches centimétriques et décimétriques. La macrofaune découverte n'est formée que d'exemplaires de *Neohibolites minimus* List., *Inoceramus* aff. *concentricus* et *Hamites* sp., association qui confère à l'horizon marneux-grèseux des couches de Teleajen l'âge albien moyen-albien supérieur.

Jana Săndulescu (1965) a également recueilli de la même série un fragment de *Parahoplites melchioris* Anth., espèce qui indique que l'âge de l'horizon marneux-gréseux peut descendre jusqu'au l'aptien supérieur.

Institutul Geologic al României

2. *Vraconien inférieur*

b) *Horizon gréseux des couches de Teleajen (grès de Sita-Tătaru).* Le grès de Sita-Tătaru est fortement micacé, faiblement calcaire et se separe, en minces bancs de 2—3 m d'épaisseur. Du point de vue granulométrique, les arénites de type Sita-Tătaru contiennent une gamme très variée de grès, à partir des variétés fines jusqu'aux grès grossiers et microconglomératiques. Rien que dans un seul point, le sommét de Beldi Plai, on distingue un niveau de conglomérats. Parfois, entre les grès massifs s'interposent des paquets pélitiques de 2—3 m d'épaisseur. L'horizon gréseux s'est maintenu au cadre du périmètre, dans l'axe d'un synclinal qui débute à Intorsura Buzăului et se continue vers le SW jusqu'à la vallée de Strîmbu.

On n'a pas rencontré de la macrofaune dans l'horizon gréseux. Prennant en considération que la faune rencontrée dans la partie la plus supérieure de l'horizon marneux-gréseux remonte l'âge de cet horizon jusqu'à l'Albien supérieur ; et d'autre part, que les grès de Sita-Tătaru supportent en continuité de sédimentation les couches à aucellines du Vraconien supérieur, ces grès doivent être encadrés au Vraconien inférieur.

3. *Vraconien supérieur*

Couches à aucellines. Dans l'unité de Teleajen, ces couches reposent normalement sur les grès de type Sita-Tătaru. L'auteur a identifié les couches à aucellines de cette unité dans la crête de Pontu Semeria et sur les affluents du ruisseau de Ciumernic qui jaillissent de cette crête.

Comme composition lithologique, les couches à aucellines de l'unité de Teleajen conservent les mêmes caractères que celles développées dans l'unité de Ceahlău.

De l'association de faune recueillie, rapellons: *Syncyclonema* aff. *orbicularis* Sow. *Parahibolites tourtiae* Weign., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Hamites* sp., *Scaphites* sp., *Inoceramus* sp. L'ensemble de l'association faunique susmentionnée indique l'âge vraconien.

4. *Cénomanien*

Couches de Teliu. Par rapport avec les mêmes couches décrites dans l'unité de Ceahlău celles développées dans l'unité de Teleajen présentent une succession lithostratigraphique plus complète, étant représentée par des marnes grises et argiles vertes. Vers le haut on passe à des marno-calcaires gris compacts et alors à des marno-calcaires et argiles couleur violacée. La colonne stratigraphique finit par une nouvelle séquence de marno-calcaires gris-noirâtres.

Dans la région de Vama Buzăului, les couches de Teliu apparaissent représentent des apparitions tectoniques le long de la marge externe de l'unité de Ceahlău. A Vama Buzăului, ces couches contiennent fréquemment de moulages externes et internes d'inocérames dont on a déterminé l'espèce d'*Inoceramus* aff. *crippsi* Mant., concidérée conductrice pour le Cénomanien inférieur. Les marno-calcaires situés à la partie supérieure des couches de Teliu contiennent à leur tour une association microfaunique spécifique pour le Cénomanien supérieur étant constituées de: *Rotalipora appenninica* (Renz.), *R. turonica* Brotzen, *R. Cushmani* (Morrow), *Praeglobotruncana stephani gibba* Klaus, *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), *Gavelinella complanata* (Reuss).

5. *Turonien-Sénonien inférieur*

Couches de la vallée du Dobirlău. Sur toute leur étendue, entre le ruisseau de Buzoel au nord et le ruisseau de Strîmbu au sud, ces couches sont affectées tant en base qu'à leur partie supérieure de deux accidents tectoniques importants. Pourtant, par rapport aux apparitions de l'unité de Ceahlău, elles présentent une succession plus complète. Ainsi, aux marnes gris-noirâtres à structure psammique et à intercalations de calcaires sidéritiques lentilliformes, cette fois s'ajouttent des intercalations de grès qui gagnent en épaisseur vers la partie supérieure de la succession, où se développent également des argiles rouges plastiques faiblement stratifiées.

Les couches de la vallée du Dobîrlău contiennent fréquent des inocérames, mais qui sont généralement faiblement conservés. C'est pourquoi du grand nombre d'exemplaires recueillis, on n'a déterminé que l'espèce d'*Inoceramus labiatus* Schloth., conductrice pour le Turonien inférieur. Cependant les associations microfauniques des argiles rouges supérieures indiquent

Institutul Geologic al României

l'âge turonien supérieur-sénonien inférieur. Par conséquence, les couches de la vallée du Dobîrlău occupent tout l'intervalle stratigraphique du Turonien montant jusqu'au Sénonien inférieur.

TECTONIQUE

Dans l'édifice structural du flysch crétacé de la région de Zizin-Vama Buzăului, se dessinent deux unités tectoniques majeures, caractérisées chacune par une composition lithologique et une évolution structurale propre. Ainsi, la partie ouest de la région appartient à l'unité de Ceahlău, et celle de l'est, à l'unité de Teleajen, toutes les deux ayant le caractère de nappe de charriage.

L'unité de Ceahlău présente une zone élevée vers l'W, occupée par des dépôts hauteriviens-barrémiens, d'où l'on passe vers l'E, à une large zone synclinale où sont répandus les conglomérats albiens de Ciucaș-Zăganu.

En général, on remarque dans le cadre de cette unité, la présence d'un style tectonique relativement simple, mis en évidence par le développement de certains larges plis anticlinaux et synclinaux.

Située à l'extérieur de l'unité de Ceahlău, l'unité de Teleajen constitue le paraautochtone de celle-ci, étant charriée à son tour sur l'unité plus externe des schistes noirs. En ensemble, cette unité représente l'image d'une zone dépressionnaire. D'après la manière d'arrangement des formations, celles anciennes à l'E, d'où l'on passe vers l'W aux dépôts de plus en plus nouveaux, on a l'intuition d'un affaissement structural de l'extérieur de cette unité vers l'intérieur.

A cette image d'ensemble s'ajoutte une tectonique de détail avec un style qui diffère de celui connu dans l'unité de Ceahlău. Les plis anticlinaux et synclinaux sont serrés, allongés et s'étendent sur des distances très grandes. Dans la marge occidentale, dans la région de jonction de ces deux unités, le style tectonique de la nappe de Teleajen se complique par l'apparition de certains failles longitudinales de grande ampleur.

La ligne tectonique qui marque le contact entre ces deux unités tectoniques (front de la nappe de Ceahlău) a été nommée la ligne „Lutul Roșu" (I. B ă n c i l ă, 1958). Dans le cadre du périmètre étudié, la ligne „Lutul Roșu" est bien relever, parce que le long de laquelle les dépôts cénomaniens de l'unité de Teleajen sont chevauchés par ceux d'âge aptien-albien des couches de Ciucaș-Zăganu de l'unité de Ceahlău.

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

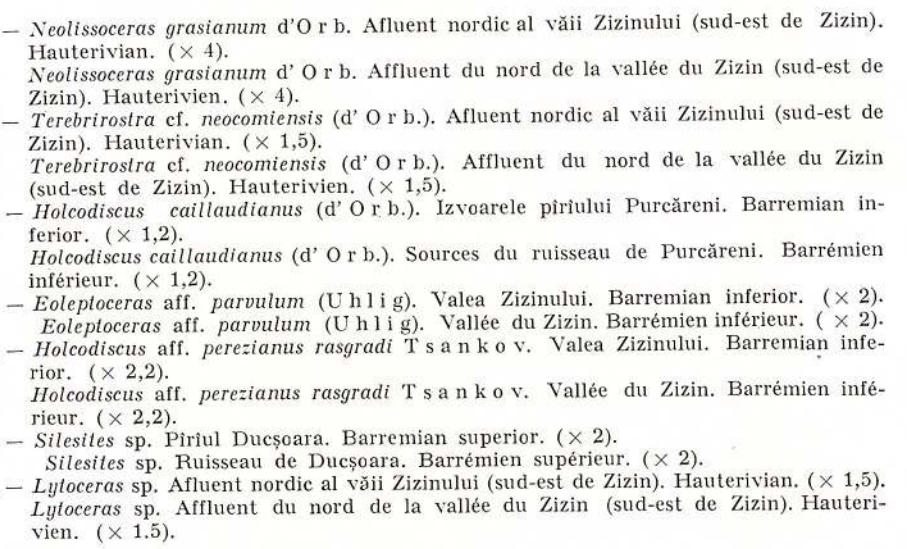


Fig. 1. — *Neolissoceras grasianum* d'O r b. Afluent nordic al văii Zizinului (sud-est de Zizin). Hauterivian. (× 4).
Neolissoceras grasianum d' O r b. Affluent du nord de la vallée du Zizin (sud-est de Zizin). Hauterivien. (× 4).

Fig. 2. — *Terebrirostra* cf. *neocomiensis* (d' O r b.). Afluent nordic al văii Zizinului (sud-est de Zizin). Hauterivian. (× 1,5).
Terebrirostra cf. *neocomiensis* (d' O r b.). Affluent du nord de la vallée du Zizin (sud-est de Zizin). Hauterivien. (× 1,5).

Fig. 3. — *Holcodiscus caillaudianus* (d' O r b.). Izvoarele pîrîului Purcăreni. Barremian inferior. (× 1,2).
Holcodiscus caillaudianus (d' O r b.). Sources du ruisseau de Purcăreni. Barrémien inférieur. (× 1,2).

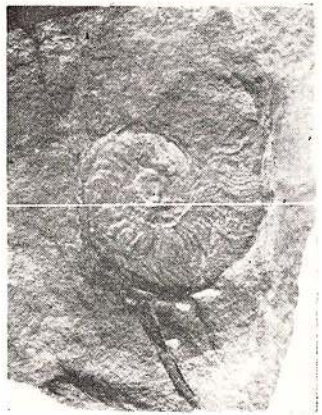
Fig. 4. — *Eoleptoceras* aff. *parvulum* (U h l i g). Valea Zizinului. Barremian inferior. (× 2).
Eoleptoceras aff. *parvulum* (U h l i g). Vallée du Zizin. Barrémien inférieur. (× 2).

Fig. 5. — *Holcodiscus* aff. *perezianus rasgradi* T s a n k o v. Valea Zizinului. Barremian inferior. (× 2,2).
Holcodiscus aff. *perezianus rasgradi* T s a n k o v. Vallée du Zizin. Barrémien inférieur. (× 2,2).

Fig. 6. — *Silesites* sp. Pîrîul Ducșoara. Barremian superior. (× 2).
Silesites sp. Ruisseau de Ducșoara. Barrémien supérieur. (× 2).

Fig. 7. — *Lytoceras* sp. Afluent nordic al văii Zizinului (sud-est de Zizin). Hauterivian. (× 1,5).
Lytoceras sp. Affluent du nord de la vallée du Zizin (sud-est de Zizin). Hauterivien. (× 1.5).

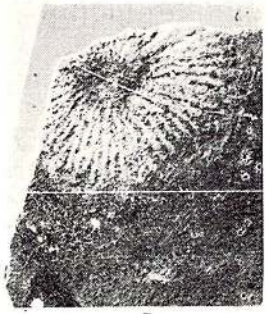
Institutul Geologic al României



1



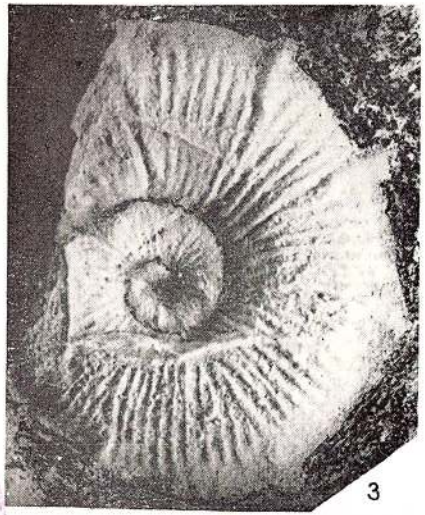
2



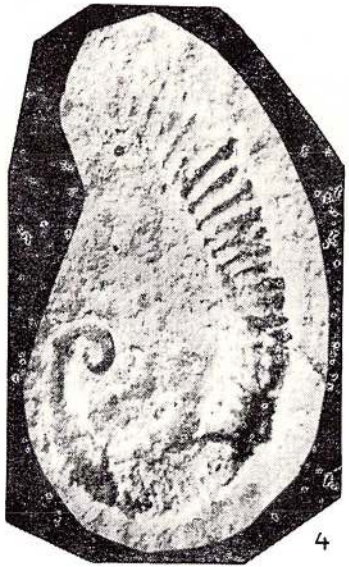
5



6



3



4



7

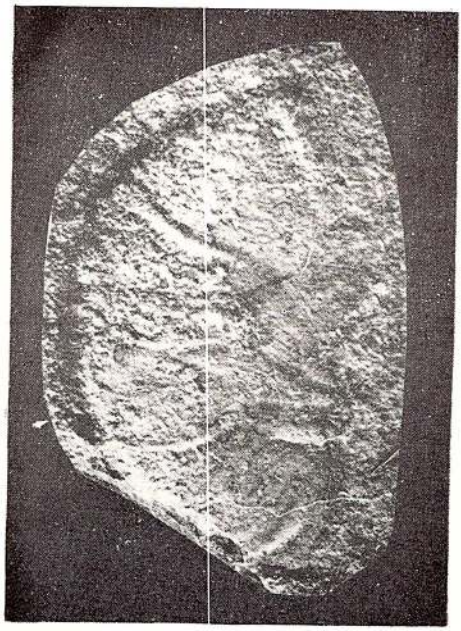
Institutul Geologic al României

PLANȘA II

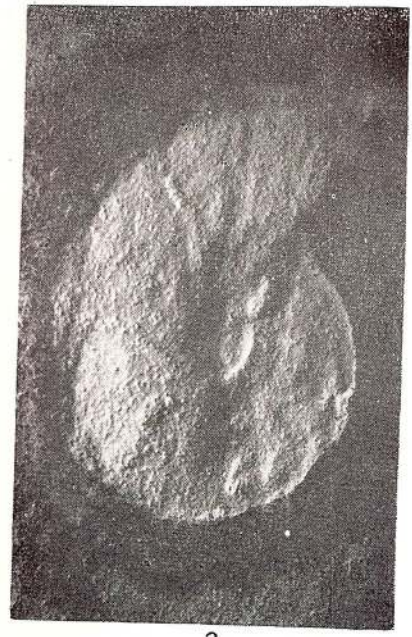
Fig. 1—3. — *Barremites* (*Barremites*) *difficilis difficilis* (d' O r b.). Valea Zizinului. Barremian inferior. (× 1,5).
Barremites (*Barremites*) *difficilis difficilis* (d' O r b.). Vallée du Zizin. Barrémien inférieur. (× 1,5).

Fig.4. — *Barremites* sp. Valea Zizinului. Barremian inferior. (× 1,2).
Barremites sp. Vallée du Zizin. Barrémien inférieur. (× 1,2.).

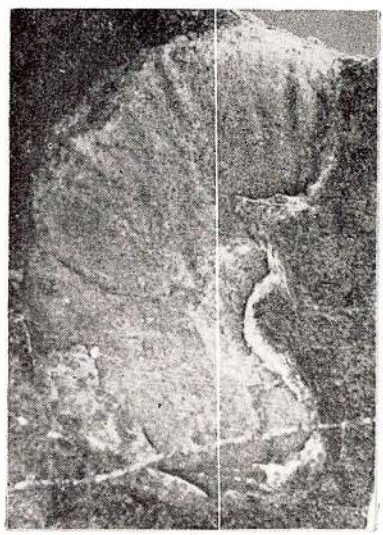
Institutul Geologic al României



1



2



3



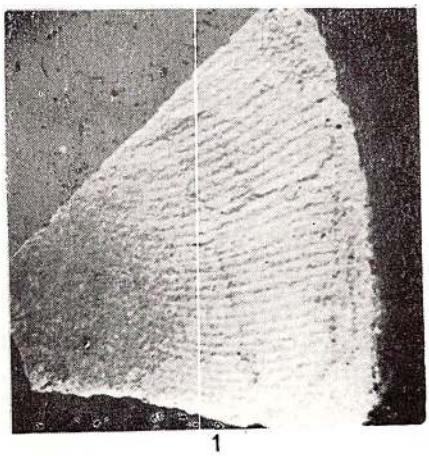
4

Institutul Geologic al României

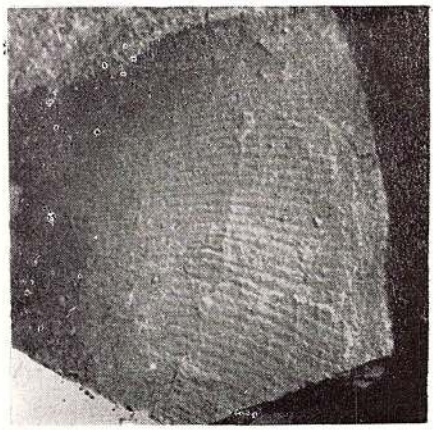
PLANȘA III

Fig. 1, 2, 4. — *Euphylloceras* cf. *ponticuli* (R o u s s e a u). Valea Zizinului. Barremian. (× 1).
Euphylloceras cf. *ponticuli* (R o u s s e a u). Vallée du Zizin. Barrémien. (× 1).
Fig. 3. — *Biasaloceras* sp. Valea Zizinului. Barremian. (× 1).
Biasaloceras sp. Vallée du Zizin. Barrémien. (× 1).

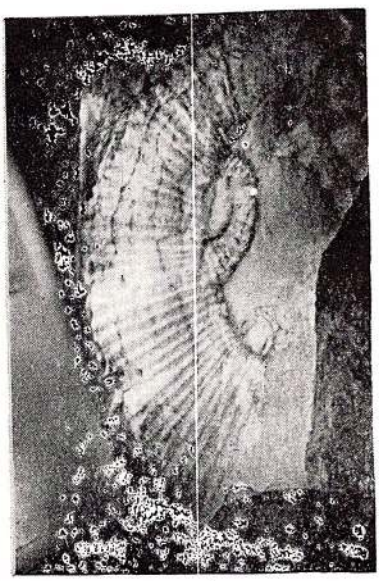
Institutul Geologic al României



1



2



3



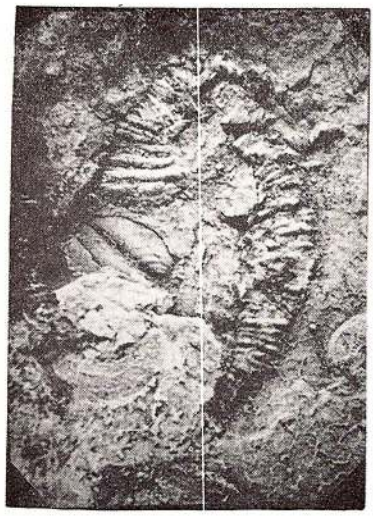
4

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

Fig. 1, 2. — *Leptoceras* sp. Pîrîul Pietros. Barremian. (× 1,5).
Leptoceras sp. Ruisseau du Pietros. Barrémien. (× 1,5).
Fig. 3. — *Ptychoceras* sp. Pîrîul Purcăreni. Barremian. (× 1,2).
Ptychoceras sp. Ruisseau de Purcăreni. Barrémien. (× 1,2).
Fig. 4. — *Ptychoceras* cf. *emericianus* d'O r b. Pîrîul Purcăreni. Barremian superior. (× 1,5).
Ptychoceras cf. *emericianus* d'O r b. Ruisseau de Purcăreni. Barrémien supérieur. (× 1,5).

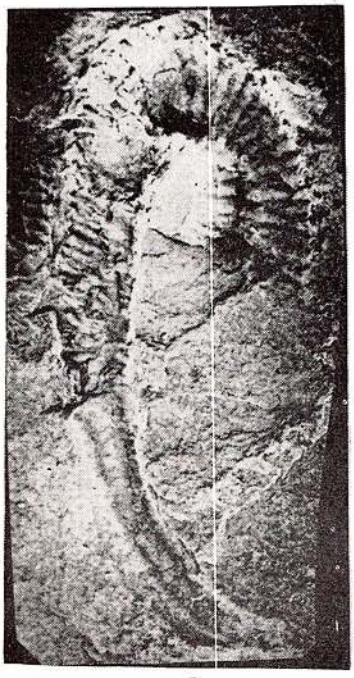
Institutul Geologic al României



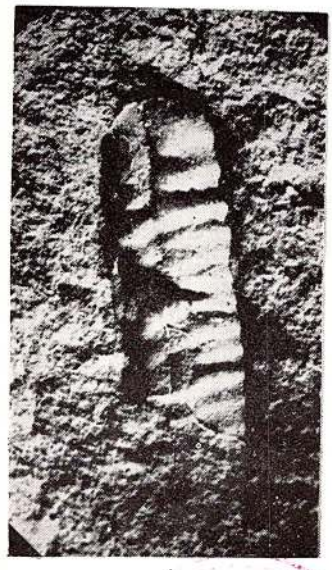
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA V

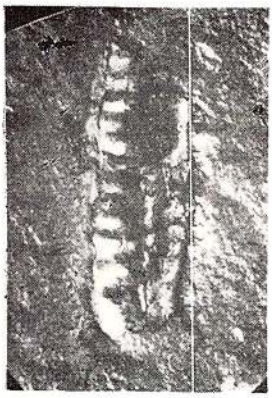
Fig. 1. — *Ptychoceras* cf. *emericianus* d'O r b. Pîrîul Pietros. Barremian superior. (× 1,5)
Ptychoceras cf. *emericianus* d' O r b. Ruisseau du Pietros. Barrémien supérieur. (× 1,5).

Fig. 2. — *Macroscaphites yvani* (P u z o s). Afluent nordic al văii Zizinului. Barremian superior. (× 1).
Macroscaphites yvani (P u z o s). Affluent du nord de la vallée du Zizin. Barrémien supérieur. (× 1).

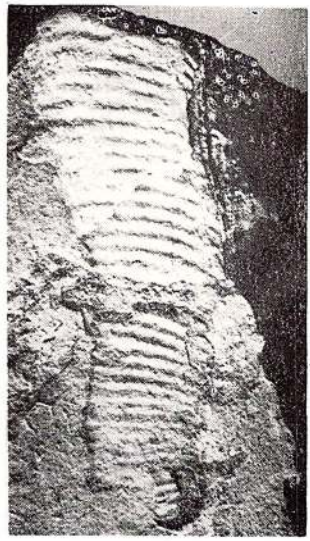
Fig. 3. — *Inoceramus* sp. Afluent nordic al văii Zizinului. Barremian inferior. (× 1).
Inoceramus sp. Affluent du nord de la vallée du Zizin. Barrémien inférieur. (× 1).

Fig. 4. — *Ptychoceras* aff. *puzosianum* d' O r b. Affluent nordic al văii Zizinului. Barremian-Apțian inferior. (× 1).
Ptychoceras aff. *puzosianum* d' O r b. Affluent du nord de la vallée du Zizin. Barrémien-Aptien inférieur. (× 1).

Institutul Geologic al României



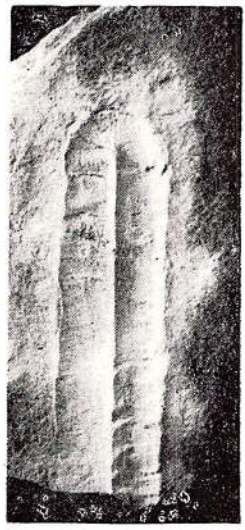
1



2



3



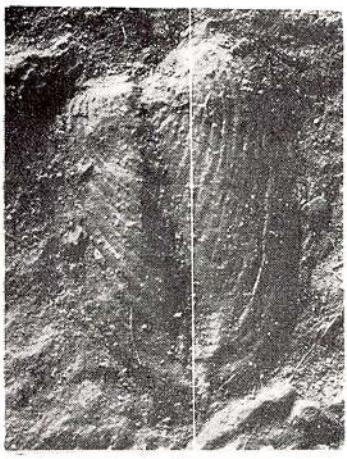
4

Institutul Geologic al României

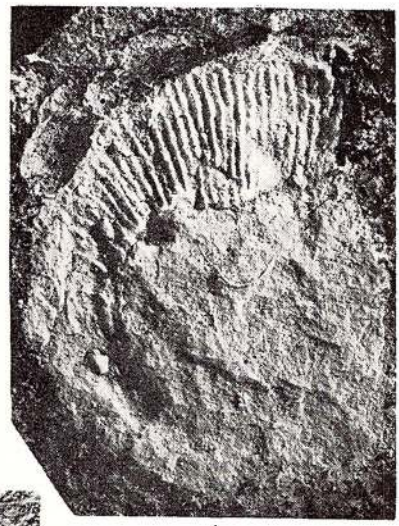
PLANȘA VI

Fig. 1—3. — *Lamellaptychus* sp. Pîrîul Purcăreni și pîrîul Pietros. Barremian. (× 2,5).
Lamellaptychus sp. Ruisseau du Purcăreni et ruisseau du Pietros. Barrémien. (× 2,5).
Fig. 4. — *Costidiscus* sp. Pîrîul Burdușale. Barremian. (× 1,5).
Costidiscus sp. Ruisseau du Burdușale. Barrémien. (× 1,5).
Fig. 5. — *Cicatrites* sp. Pîrîul Pietros. Barremian-Apțian inferior. (× 1,5).
Cicatrites sp. Ruisseau du Pietros. Barrémien-Aptien inférieur. (× 1,5).

Institutul Geologic al României



1



4



2



3



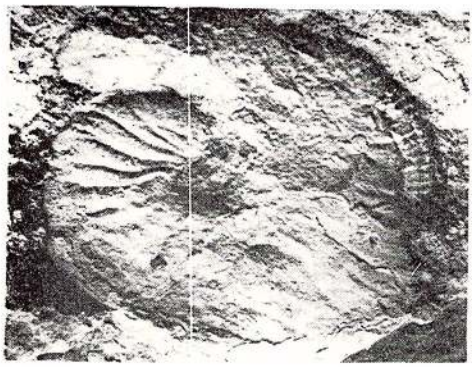
5

Institutul Geologic al României

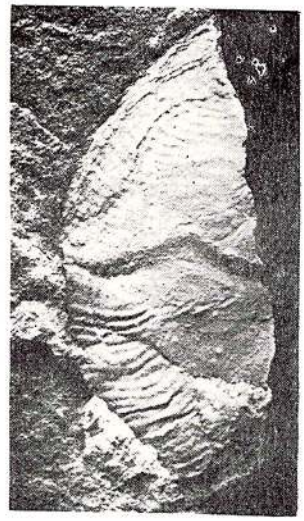
PLANȘA VII

Fig. 1. — *Scaphites* sp. Izvoarele pîrîului Ciumernic. Vraconian superior. (× 1,5).
Scaphites sp. Sources du ruisseau de Ciumernic. Vraconien supérieur . (× 1,5).
Fig. 2. — *Phylloceras* sp. Pîrîul Ducșoara. Barremian. (× 1,2).
Phylloceras sp. Ruisseau de Ducșoara. Barrémien. (× 1,2.)
Fig. 3. — *Costidiscus microcostatus* S i m. B a c. și S o r . Afluent al văii Zizinului. Barremian superior. (× 1,5).
Costidiscus microcostatus S i m . B a c et S o r . Affluent de la vallée du Zizin. Barrémien supérieur. (× 1,5).
Fig. 4. — *Tetragonites* sp. Afluent nordic al văii Zizinului. Barremian. (× 2).
Tetragonites sp. Affluent du nord de la vallée du Zizin. Barrémien. (× 2).
Fig. 5. — *Costidiscus microcostatus* S i m . B a c . și S o r . Afluent sudic al pîrîului Popii. Barremian superior. (× 1,5).
Costidiscus microcostatus S i m. B a c. et S o r. Affluent du sud du ruisseau du Popa. Barrémien supérieur. (× 1,5).

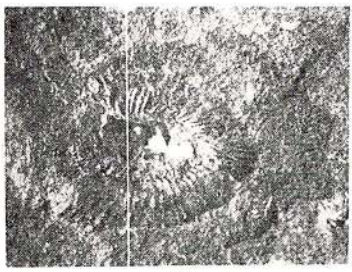
Institutul Geologic al României



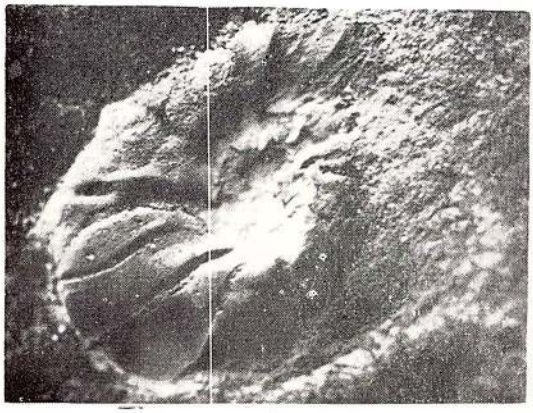
1



2



3



4



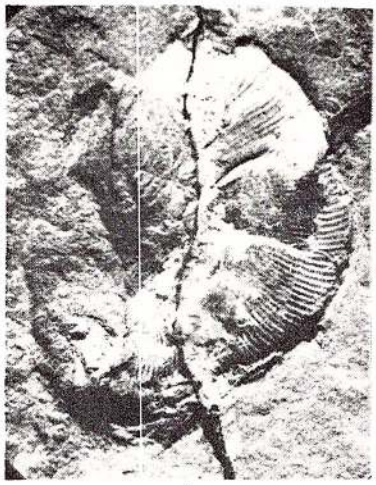
5

Institutul Geologic al României

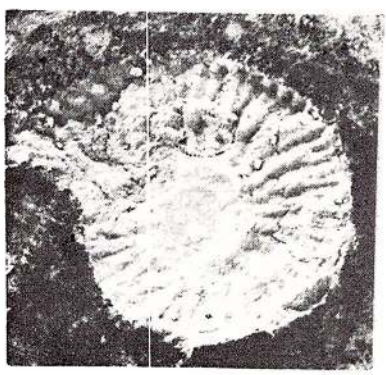
PLANȘA VIII

Fig. 1. — *Euphylloceras* aff. *aptiense* S a y n. Pîrîul Ducșoara. Apțian inferior. (× 1,2).
Euphylloceras aff. *aptiense* S a y n. Ruisseau du Ducșoara. Aptien inférieur. (× 1,2).
Fig. 2, 5. — *Deshayesites* aff. *strigosus* C a s s e y. Pîrîul Pietros. Apțian inferior. (× 2).
Deshayesites aff. *strigosus* C a s s e y. Ruisseau du Pietros. Aptien inférieur. (× 2).
Fig. 3. — *Silesites* aff. *seranonis* d' O r b. Pîrîul Ducșoara. Barremian superior. (× 2).
Silesites aff. *seranonis* d'O r b. Ruisseau du Ducșoara. Barrémien supérieur. (× 2).
Fig. 4. — *Deshayesites* aff. *planus* Ca s s e y. Pîrîul Purcăreni. Apțian inferior. (× 1,5).
Deshayesites aff. *planus* C a s s e y. Ruisseau du Purcăreni. Aptien inférieur. (× 1,5)
Fig. 6. — *Lytoceras* sp. Pîrîul Pietros. Barremian. (× 1,2).
Lytoceras sp. Ruisseau du Pietros. Barrémien. (× 1,2).

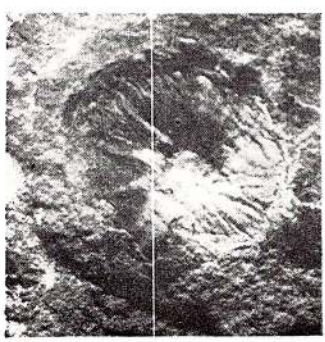
Institutul Geologic al României



1



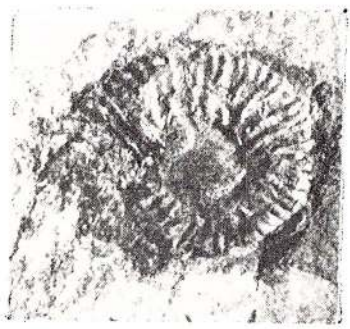
2



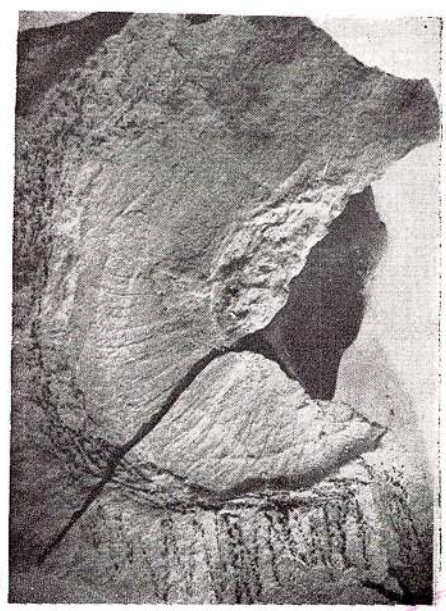
3



4



5



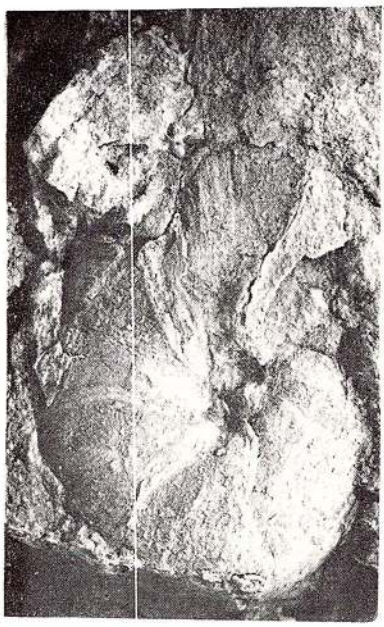
6

Institutul Geologic al României

PLANȘA IX

Fig. 1. — *Salfeldiella guettardi* (R a s p a i l). Pîrîul Craca Uscată. Apțian superior. (× 1).
Salfeldiella guettardi (R a s p a i l). Ruisseau de Craca Uscată. Aptien supérieur. (× 1).
Fig. 2. — *Orbitolina lenticularis* d' O r b. Afluent sudic al pîrîului Popii. Apțian. (× 3,5).
Orbitolina lenticularis d' O r b. Affluent du sud du ruisseau du Popa. Aptien. (× 3,5).
Fig. 3. — *Parahoplites* sp. Pîrîul Purcăreni. Apțian superior. (× 1).
Parahoplites sp. Ruisseau de Purcăreni. Aptien supérieur. (× 1).
Fig. 4. — *Colombiceras subpeltoceratoides* S i n z o w. Pîrîul Craca Uscată. Apțian superior. (×1).
Colombiceras subpeltoceratoides S i n z o w. Ruisseau de Craca Uscată. Apțien supérieur. (×1).
Fig. 5. — *Inoceramus* sp. Afluent nordic al văii Zizinului. Barremian-Apțian superior. (× 2).
Inoceramus sp. Affluent du nord de la vallée du Zizin. Barrémien-Aptien supérieur. (× 2).
Fig. 6. — *Anahamulina* aff. *subcincta* U h l i g. Pîrîul Purcăreni. Barremian. (× 1).
Anahamulina aff. *subcincta* U h l i g. Ruisseau de Purcăreni. Barrémien. (× 1).
Fig. 7. — *Turnus* sp. Afluent al pîrîului Morii. Apțian superior. (× 1,5).
Turnus sp. Affluent du ruisseau de la Moara. Aptien supérieur. (× 1,5).

Institutul Geologic al României



1



2



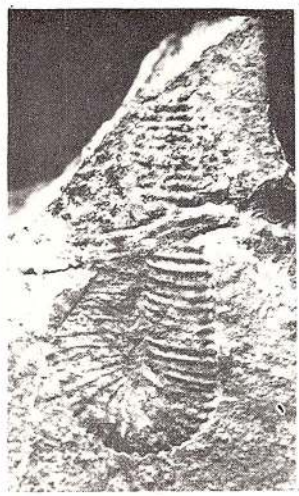
5



4



3



6



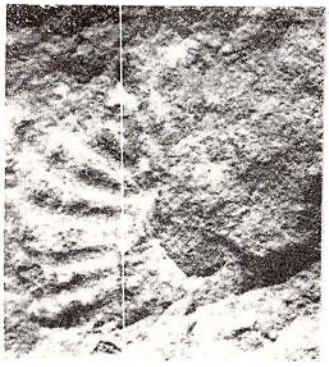
7

Institutul Geologic al României

PLANȘA X

Fig. 1. — *Mariella* (*Mariella*) *bergeri* (B r o n g n i a r t). Vama Buzăului. Vraconian superior. (× 1).
Mariella (*Mariella*) *bergeri* (B r o n g n i a r t). Vama Buzăului. Vraconien supérieur. (× 1).
Fig. 2. — *Ostlingoceras puzosianum* (d ' O r b.). Pîrîul Popii. Vraconian superior. (× 2,5).
Ostlingoceras puzosianum (d ' O r b.). Ruisseau du Popa. Vraconien supérieur. (× 2,5).
Fig. 3. — *Stoliczkaia* sp. Vama Buzăului. Vraconian superior. (×1).
Stoliczkaia sp. Vama Buzăului. Vraconien supérieur. (×1).
Fig. 4, 5, 6. — *Hamites* sp. Izvoarele pîrîului Ciumernic. Vraconian superior. (× 1,2).
Hamites sp. Sources du ruisseau de Ciumernic. Vraconien supérieur. (× 1,2).

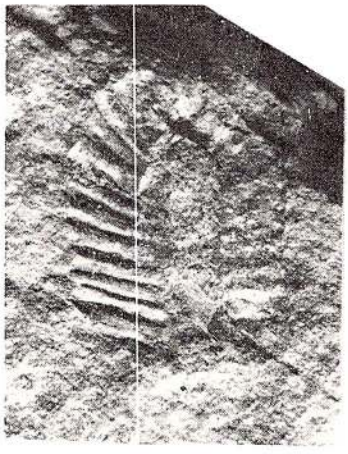
Institutul Geologic al României



1



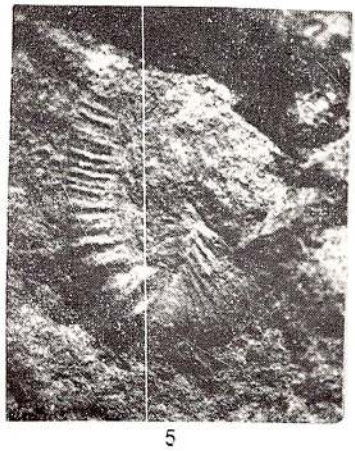
3



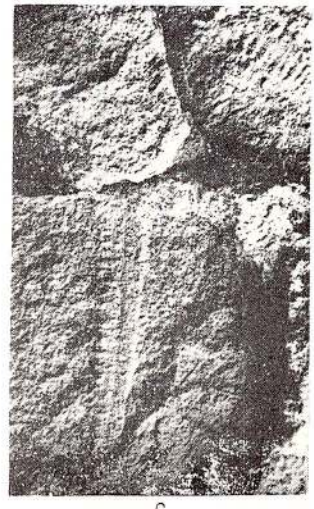
4



2



5



6

Institutul Geologic al României

PLANȘA XI

Fig. 1. — *Aucellina gryphaeoides* S o w e r b y. Izvoarele pîrîului Ciumernic. Vraconian superior. (× 1,5).
Aucellina gryphaeoides S o w e r b y. Sources du ruisseau de Ciumernic. Vraconien supérieur. (× 1,5).

Fig. 2. — *Puzosia* sp. Vama Buzăului. Vraconian superior. (× 1).
Puzosia sp. Vama Buzăului. Vraconien supérieur. (× 1).

Fig. 3. — *Inoceramus* sp. Izvoarele pîrîului Ciumernic. Vraconian superior. (× 1).
Inoceramus sp. Sources du ruisseau de Ciumernic. Vraconien supérieur. (× 1).

Fig. 4. — *Parahiboliles tourtiae* W e i g n. (secțiune transversală). Izvoarele pîrîului Ciumernic. Vraconian superior. (× 1).
Parahiboliles tourtiae W e i g n. (section transversale). Sources du ruisseau de Ciumernic. Vraconien supérieur. (× 1).

Fig. 5. — *Parahiboliles tourtiae* W e i g n. Izvoarele pîrîului Ciumernic. Vraconian superior. (× 1).
Parahiboliles tourtiae W e i g n. Sources du ruisseau de Ciumernic. Vraconien supérieur. (× 1).

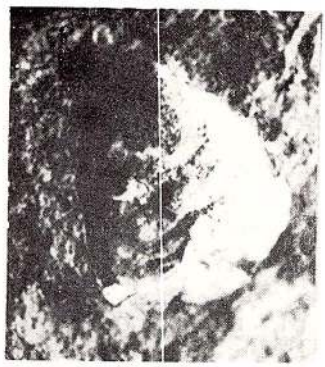
Fig. 6. — *Puzosia* sp. Pîrîul Buzoel. Albian. (× 1).
Puzosia sp. Ruisseau de Buzoel. Albien. (× 1).

Fig. 7. — *Pecten* sp. Izvoarele pîrîului Ciumernic. Vraconian superior. (× 1,2).
Pecten sp. Sources du ruisseau de Ciumernic. Vraconien supérieur. (× 1,2).

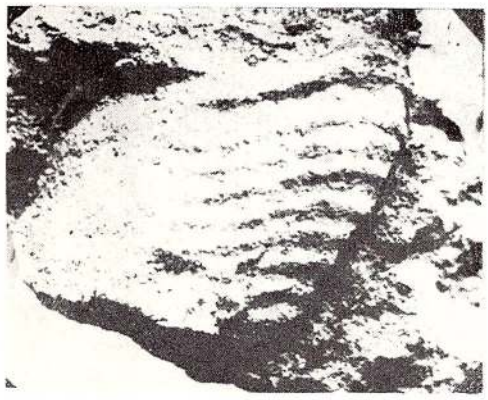
Fig. 8. — *Aucellina gryphaeoides* S o w. Vama Buzăului. Vraconian superior. (× 1,5).
Aucellina gryphaeoides S o w. Vama Buzăului. Vraconien supérieur. (× 1,5).

Fig. 9. — *Neohiboliles minimus* L i s t. Valea Buzoelului. Albien mediu . (× 1).
Neohiboliles minimus L i s t. Vallée du Buzoel. Albien moyen. (× 1).

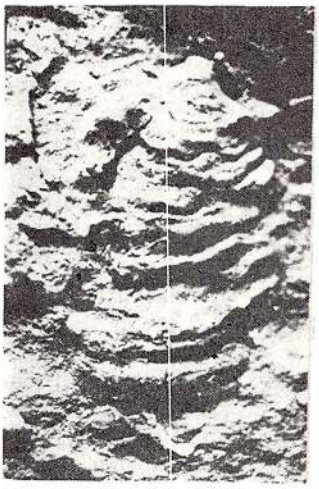
Institutul Geologic al României



1



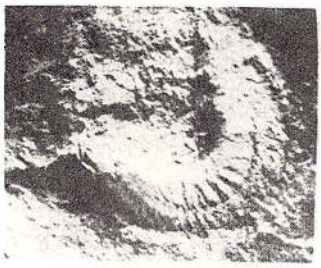
2



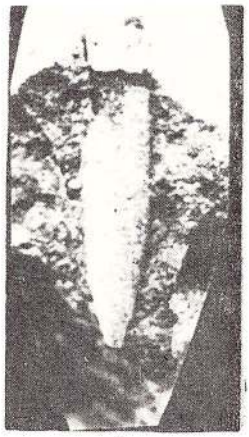
3



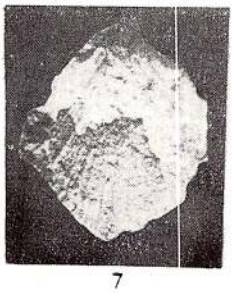
4



6



5



7



8



9

Institutul Geologic al României

PLANȘA XII

Fig. 1—3. — *Inoceramus* aff. *concentricus* P a r k. Afluent estic al Buzăului. Albian superior. (× 1).
Inoceramus aff. *concentricus* P a r k. Affluent de l'est du ruisseau de Buzău. Albien supérieur. (× 1).

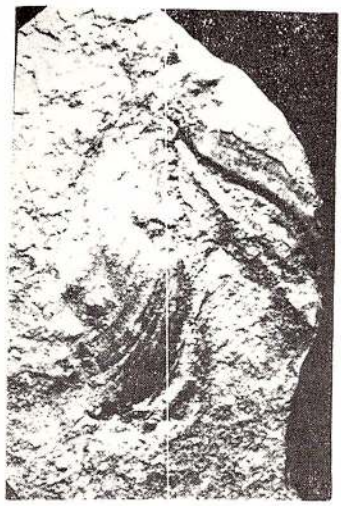
Fig. 4. — *Hamites* sp. Vama Buzăului. Albian superior. (× 1).
Hamites sp. Vama Buzăului. Albien supérieur. (× 1).

Fig. 5. — *Neohibolites minimus* L i s t. Valea Buzoelului. Albian mediu. (× 1).
Neohibolites minimus L i s t. Vallée du Buzoel. Albien moyen. (× 1).

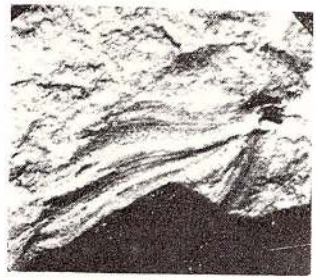
Fig. 6, 7, 9. — *Neohibolites ultimus* (d ' O r b.) (fig. 6 secțiune transversală ; fig. 9 secțiune longitudinală). Pîrîul Popii. Cenomanian. (× 1).
Neohibolites ultimus (d' O r b.) (fig. 6 section transversale ; fig. 9 section longitudinale). Ruisseau du Popa. Cénomanien. (× 1).

Fig. 8. — *Inoceramus* sp. Pîrîul Popii. Cenomanian. (× 1).
Inoceramus sp. Ruisseau du Popa. Cénomanien. (× 1).

Institutul Geologic al României



1



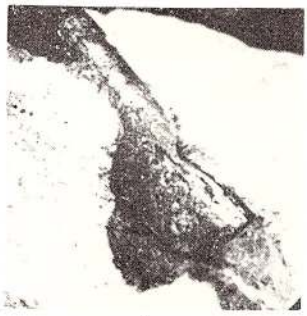
2



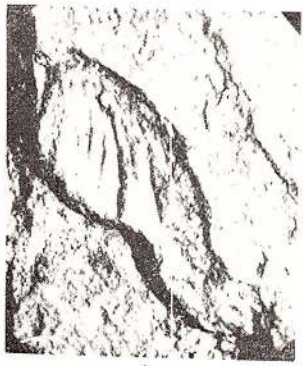
6



4



7



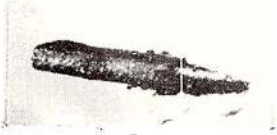
3



8



9



5

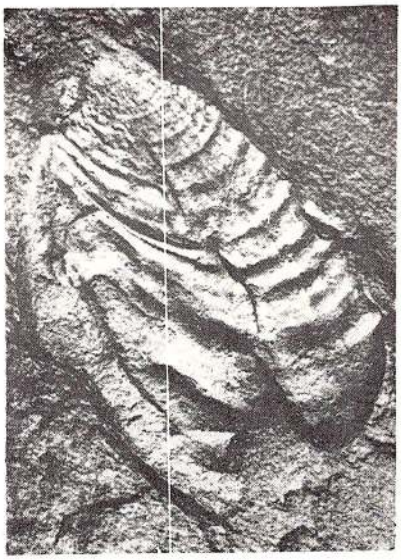
Institutul Geologic al României

PLANȘA XIII

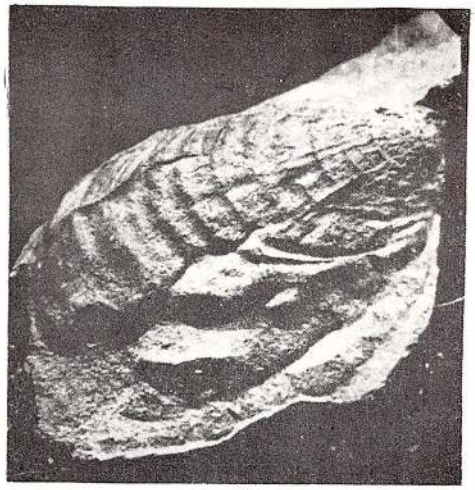
Fig. 1, 2. — *Inoceramus* aff. *crippsi* M a n t. Pîrîul Popii. Cenomanian.(× 1,5).
Inoceramus aff. *crippsi* M a n t. Ruisseau du Popa. Cénomanien. (× 1,5).
Fig. 3. — *Inoceramus labialus* S c h l o t h. Pîrîul Căldării. Turonian. (× 1).
Inoceramus labialus S c h l o t h. Ruisseau du Căldării. Turonien. (× 1).
Fig. 4. — *Inoceramus labialus* S c h l o t h. Pîrîul Ilcii. Turonian. (× 1).
Inoceramus labialus S c h l o t h. Ruisseau d'Ilcii. Turonien. (× 1).
Fig. 5. — *Inoceramus labialus* S c h l o t h. Pîrîul Popii. Turonian (× 1,2).
Inoceramus labialus S c h l o t h. Ruisseau du Popa. Turonien. (× 1,2).

Institutul Geologic al României

I. GRÄF. Flișul cretacic din regiunea Zizin-Vama Buzăului. Pl. XIII.



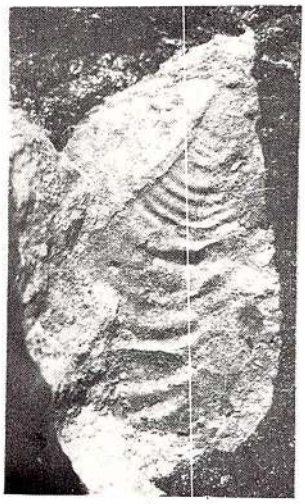
1



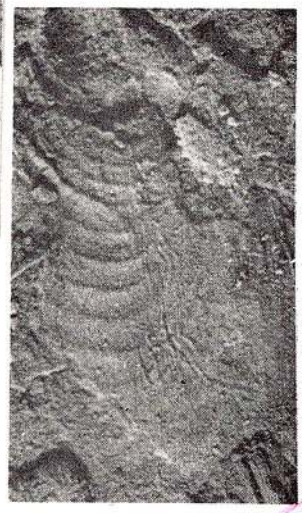
2



4



3



5

Institutul Geologic al României

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche XIV

Carte géologique de la région de Zizin-Vama Buzăului.

Quaternaire : 1, plaine alluviale ; 2, terrasses (l_1-supérieures, l_2-inférieures) ; 3, cônes de déjection ; 4, déplacements de terrain. Unité de Ceahlău ; 5, Turonien-Sénonien inférieur-couches de la Vallée du Dobîrlău ; 6, Cénomanien-couches de Teliu ; 7, Vraconien supérieur-couches à aucellines ; 8, Aptien supérieur-Albien-couches de Ciucaș-Zăganu ; a) l'horizon gréseux-conglomératique ; b) l'horizon marneux-gréseux ; 9, Barrémien supérieur-Aptien-inférieur-couches de Purcăreni ; 10, Hauterivien-Barrémien inférieur-couches de Sinaia ; a) l'horizon à brèches et conglomérats ; b) l'horizon marneux-gréseux. Unité de Teleajen : 11, Turonien-Sénonien inférieur-couches de la vallée du Dobîrlău ; 12, Cénomanien-couches de Teliu ; 13, Vraconien supérieur-couches à aucellines ; 14, Vraconien inférieur-couches de Teleajen ; a) grès de Sita-Tătaru ; b) niveau conglomératique ; 15, Aptien supérieur-Albien-l'horizon marneux-gréseux ; 16, limite normale (continuité de sédimentation) ; 17, limite de transgression ; 18, position des couches ; 19, normale ; 20, renversée ; 21, faille de chevauchement ; 22, faille du premier degré ; 23, axe de anticlinal ; 24, anticlinal à flanc renversé ; 25, axe de synclinal ; 26 synclinal à flanc renversé ; 27, trajet des coupes ; 28, olistholites (c, calcaires) ; 29, sources d'eau sulfureuse ; 30, point fossilifère ; 31, puits abandonnée.

Planche XV

Coupes géologiques transversales effectuées dans la région de Zizin-Vama Buzăului.

Unité de Ceahlău : 1, Turonien-Sénonien inférieur-couches de la vallée du Dobîrlău ; 2, Cénomanien-couches de Teliu ; 3, Vraconien supérieur couches à aucellines ; 4, Aptien supérieur-Albien-couches de Ciucaș-Zăganu ; a) l'horizon gréseux-conglomératique ; b) l'horizon marneux-gréseux ; 5, Barrémien supérieur-Aptien inférieur-couches de Purcăreni ; 6, Hauterivien-Barrémien inférieur-couches de Sinaia ; a) horizon à brèches et conglomérats ; b) horizon marneux-gréseux. Unité de Teleajen ; 7, Turonien-Sénonien inférieur-couches de la vallée du Dobîrlău ; 8, Cénomanien-couches de Teliu ; 9, Vraconien supérieur-couches à aucellines ; 10, Vraconien inférieur-couches de Teleajen ; a) grès de Sita-Tătaru ; b) niveau conglomératique ; 11, Aptien supérieur-Albien-l'horizon marneux-gréseux ; 12, limite normale (continuité de sédimentation) ; 13, limite de transgression ; 14, limite supposée ; 15, faille du premier degré ; 16, faille de chevauchement.

Planche XVI

Carte tectonique de la région de Zizin-Vama Buzăului.

1, Unité de Teleajen ; 2, unité de Ceahlău ; 3, ligne de chevauchement de l'unité de Ceahlău sur l'unité de Teleajen (ligne de Lutul Roșu) ; 4, faille ; 5, axe d'anticlinal normal ; 6, axe d'anticlinal déversé ; 7, axe de synclinal normal ; 8, axe de synclinal déversé.

Planche XVII

Tentative d'illustrer l'évolution géologique du flysch crétacé de la région de Zizin-Vama Buzăului.

I, Antécrétacé (diastrophisme kimmérique nouveau) ; II, Albien moyen (diastrophisme autrichien ancien) ; III, Vraconien supérieur (diastrophisme autrichien supérieur) ; IV, Post-turonien (diastrophisme méditerranéen).

1, Unité cristallino-mésozoïque ; 2, unité de Ceahlău ; 3, unité de Teleajen.

Planche XVIII

Colonne litho-biostratigraphique des dépôts qui font partie de l'unité de Ceahlău-région de Zizin-Vama Buzăului.

Planche XIX

Colonnes stratigraphiques synthétiques de corrélation des couches de Purcăreni.

Barrémien supérieur-Aptien inférieur, couches de Purcăreni.

1, marnes ; 2, calcarénites ; 3, brèches ; 4, marnes silitiques ; 5, grès curbicorticaux ; 6, conglomérats ; 7, siltites ; 8, grès calcaires ; 9, schistes argileux ; 10, gréso-calcaires ; 11, macrofaune à ammonites.

Institutul Geologic al României

I. GRĂF

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII ZIZIN - VAMA BUZĂULUI

0 500 1000 1500 m

LEGENDA

CUATERNAR
1. Şes aluvial
2. Terase: t_1 - superioare; t_2 - inferioare
3. Conuri de dejecţie
4. Pornituri

UNITATEA DE CEAHLĂU

CRETACIC SUP.
- TURONIAN-SEN. INF. — 5 — $Cr_2^{t}-Cr_2^{s_1}$ — Strate de Valea Dobîrlăului
- CENOMANIAN — 6 — Cr_2^{c} — Strate de Teliu
- VRACONIAN SUPERIOR — 7 — $Cr_1^{vr_2}$ — Strate de Auceline

CRETACIC INFERIOR
- ALBIAN, APŢIAN SUPERIOR — 8 — Cr_1^{alb}, $Cr_1^{a_2}$ — Strate de Ciucaş - Zăganu; a. Oriz. grezos-congl. (Congl. de Ciucaş) b. Orizont marnos - grezos
- BARREMIAN SUPERIOR-APŢIAN INFERIOR — 9 — $Cr_1^{b_2}-Cr_1^{a_1}$ — Strate de Purcăreni
- BARREMIAN INFERIOR, HAUTERIVIAN — 10 — $Cr_1^{b_1}$, Cr_1^{h} — Strate de Sinaia; a. Orizont cu brecii şi conglomerate b. Orizont marnos - grezos

UNITATEA DE TELEAJEN

- TURONIAN-SEN. INF. — 11 — $Cr_2^{t}-Cr_2^{s_1}$ — Strate de Valea Dobîrlăului
- CENOMANIAN — 12 — Cr_2^{c} — Strate de Teliu
- VRACONIAN SUPERIOR — 13 — $Cr_1^{vr_2}$ — Strate cu Auceline
- VRACONIAN INFERIOR — 14 — $Cr_1^{vr_1}$ — Strate de Teleajen; a. Gresia de Sita - Tătaru b. Nivel conglomeratic
- APŢIAN SUPERIOR-ALBIAN — 15 — $Cr_1^{b_2}-Cr_1^{alb}$ — Orizont marnos - grezos

16 Limită normală (continuitate de sedimentare)
17 Limită de transgresiune
18 Poziţia stratelor
19 normală
20 răsturnată
21 Falie de încălecare
22 Falie de gradul I
23 Ax de Anticlinal
24 Anticlinal cu flanc răsturnat
25 Ax de sinclinal
26 Sinclinal cu flanc răsturnat
27 Traseul secţiunilor
28 Olistolite (c - calcare)
29 Izvoare cu apă sulfuroasă
30 Punct fosilifer
31 Sondă abandonată

Desenat Adriana Revecu

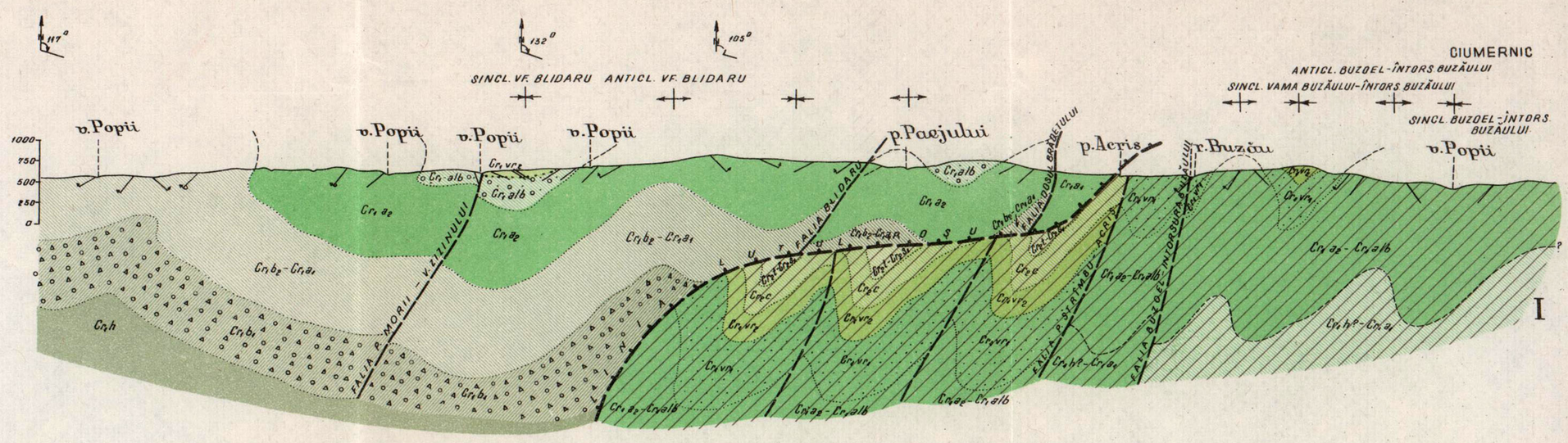
Imprim. Atel. Inst. Geologic

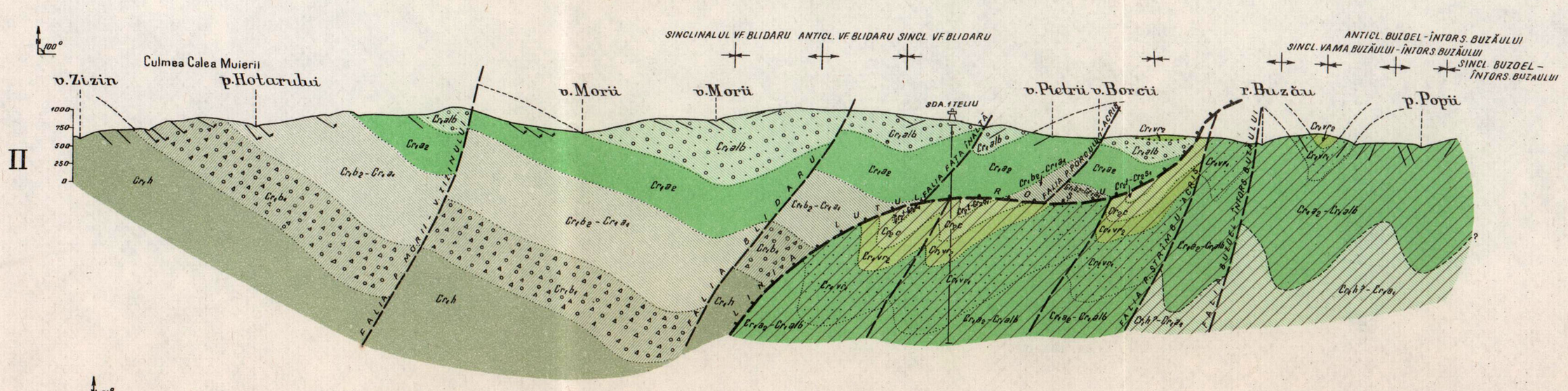
Institutul Geologic al României

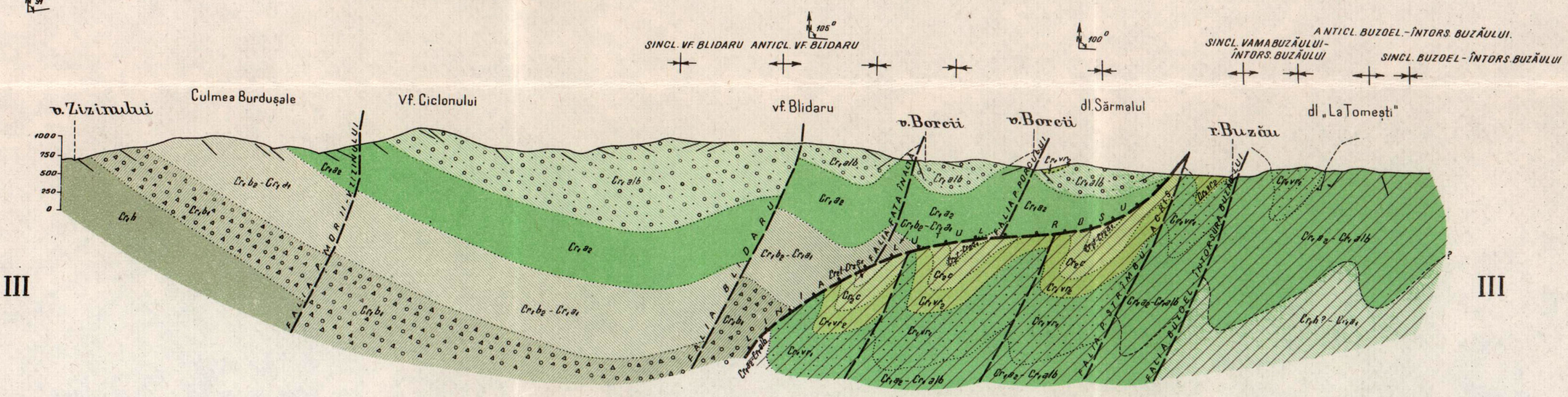
I. GRĂF.

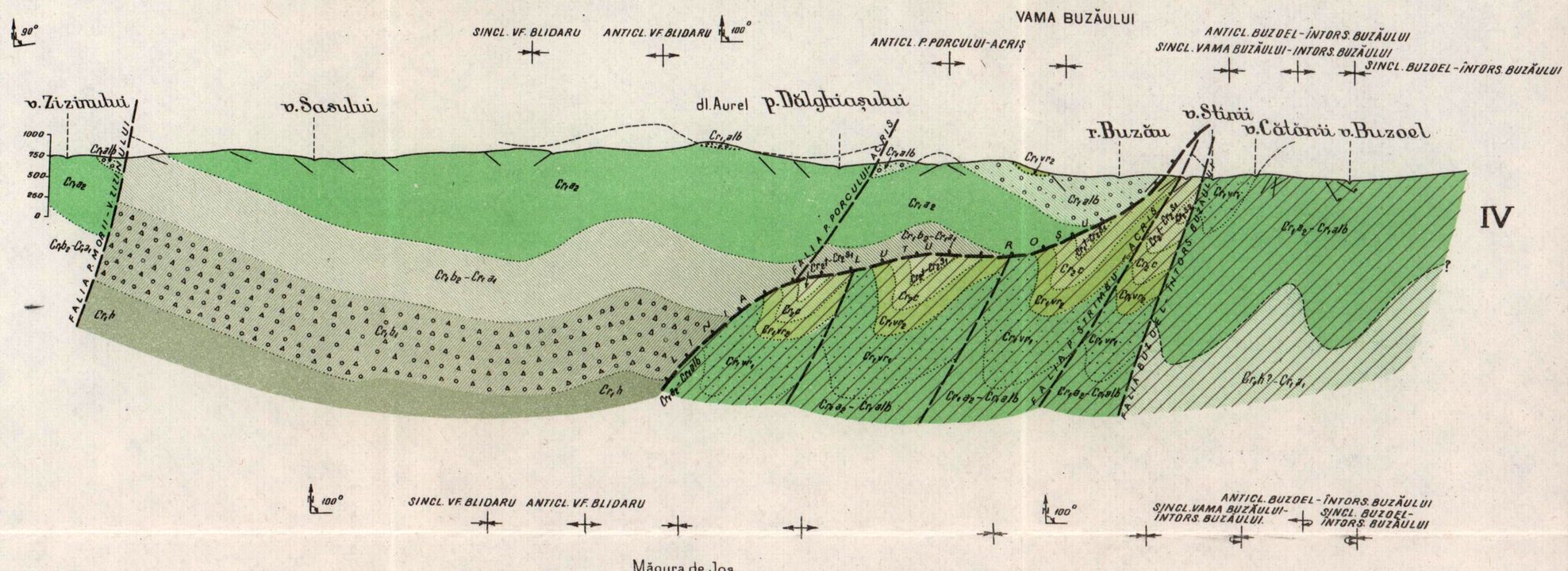
SECȚIUNI GEOLOGICE TRANSVERSALE ÎN REGIUNEA ZIZIN-VAMA BUZĂULUI.

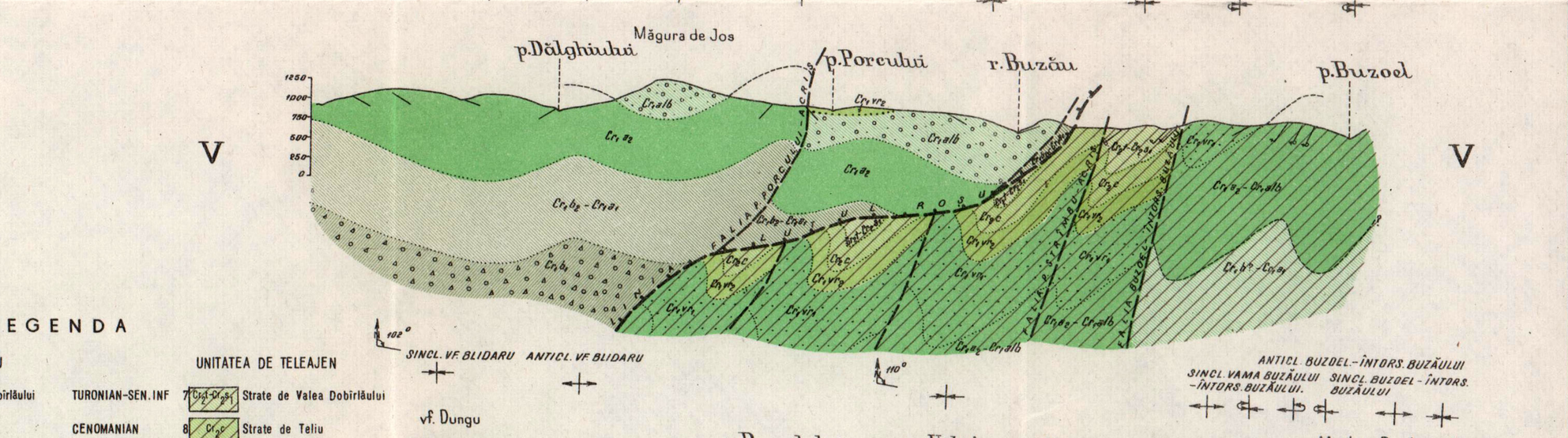
0 1000 2000











LEGENDA

UNITATEA DE CEAHLĂU

CRET. SUP.	TURONIAN-SEN. INF.	1	$Cr_2^1-Cr_2^2s_1$	Strate de Valea Dobîrlăului
	CENOMANIAN	2	Cr_2c	Strate de Teliu
CRETACIC INFERIOR	VRACONIAN SUP.	3	Cr_1vr_2	Strate cu Auceline
	ALBIAN / APȚIAN SUP.	4	Cr_1alb / $Cr_2^1a_2$	Strate de Ciucaș-Zăganu. Orizont grezos-marnos (Congl. de Ciucaș) / Orizont marnos-grezos
	BARREMIAN SUP. APȚIAN INF.	5	$Cr_1b_2-Cr_1a_1$	Strate de Purcăreni
	BARREMIAN INF HAUTERIVIAN	6	Cr_1^2b / Cr_1h	Strate de Sinaia. Orizont cu brecii și conglomerate / Orizont marnos-grezos

UNITATEA DE TELEAJEN

TURONIAN-SEN. INF	7	$Cr_2^1-Cr_2s_1$	Strate de Valea Dobîrlăului
CENOMANIAN	8	Cr_2c	Strate de Teliu
VRACONIAN SUP.	9	Cr_1vr_2	Strate cu Auceline
VRACONIAN INF.	10	$Cr_1vr_1^{a,b}$	Seria de Teleajen. a. Gresia de Sita-Tătăru. b. Nivel conglomeratic
APȚIAN SUP. ALBIAN	11	$Cr_1a_2-Cr_1alb$	Orizont marnos-grezos

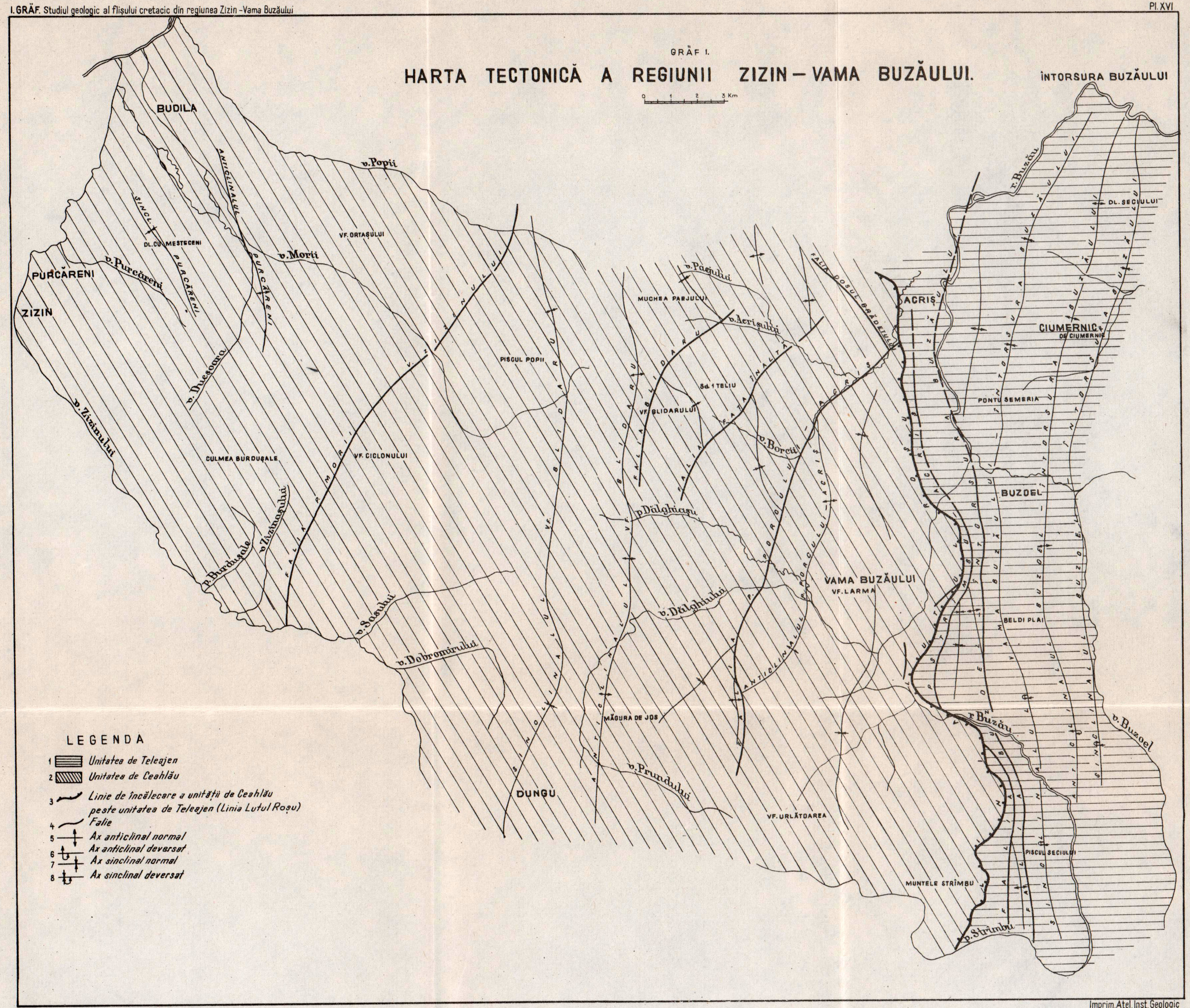
12 ..... Limită normală (continuitate de sedimentare)
13 ..... Limită de transgresiune
14 ~~~? Limită presupusă
15 —— Falie de gradul I
16 —+—+— Falie de încălecare

Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

GRÄF I.

HARTA TECTONICĂ A REGIUNII ZIZIN — VAMA BUZĂULUI.

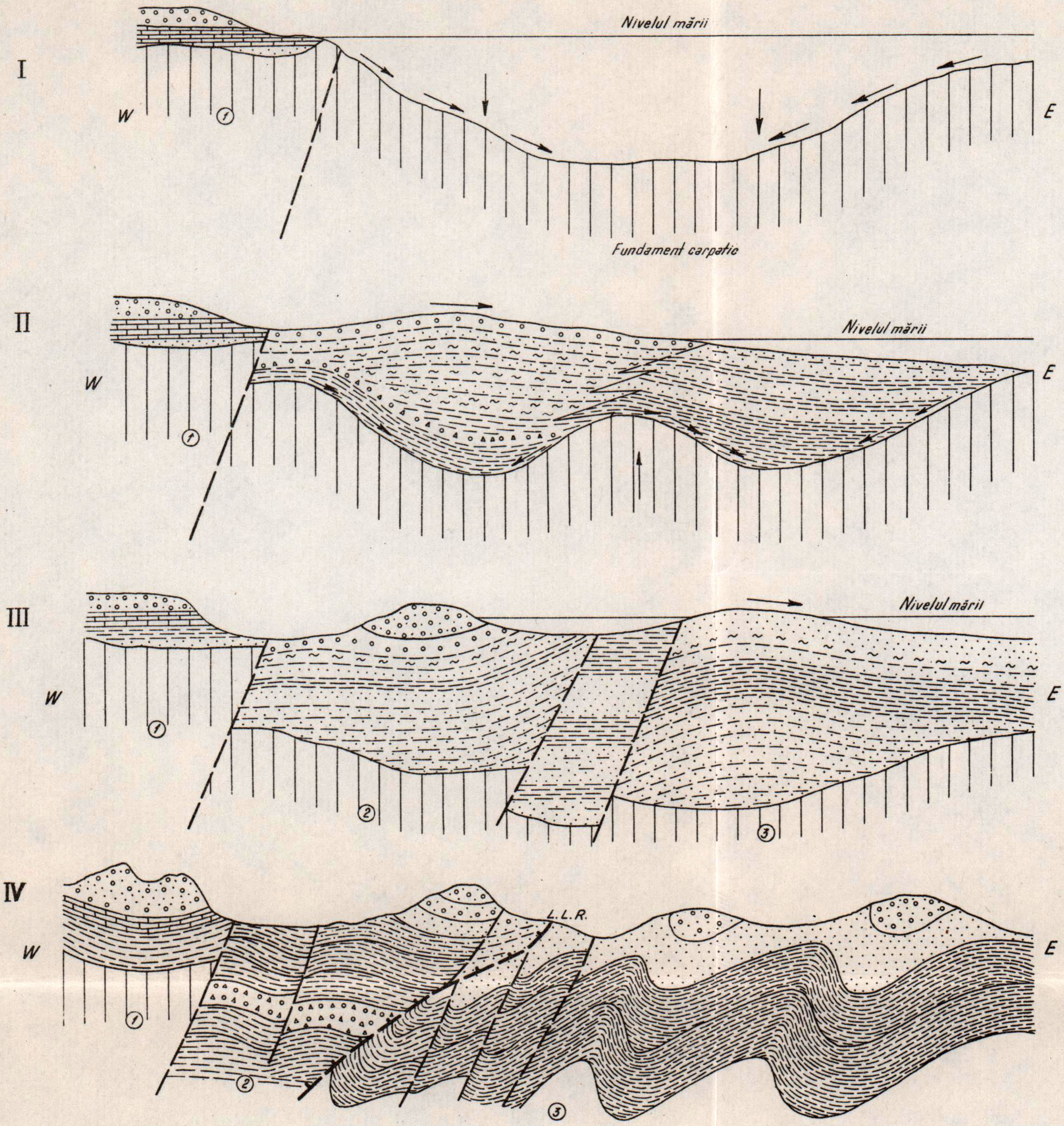


Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

I. GRÄF

TENTATIVĂ DE ILUSTRARE A EVOLUȚIEI GEOLOGICE A FLIȘULUI CRETACIC DIN REGIUNEA ZIZIN—VAMA BUZĂULUI.



I Antecretacic (Diastrofismul Kimmeric nou)
II Albian mediu (Diastrofismul Austric vechi)
III Vraconian superior (Diastrofismul Austric tînăr)
IV Postturonian (Diastrofismul mediteranian)

① *Unitatea Cristalino-Mezozoică*
② *Unitatea de Ceahlău*
③ *Unitatea de Teleajen*

Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

COLOANA LITO-BIOSTRATIGRAFICĂ A DEPOZITELOR CE INTRĂ ÎN ALCĂTUIREA UNITĂȚII DE CEAHLAU-REGIUNEA ZIZIN-VAMA BUZĂULUI

I.GRĂF. Studiul geologic al flișului cretacic din regiunea Zizin-Vama Buzăului

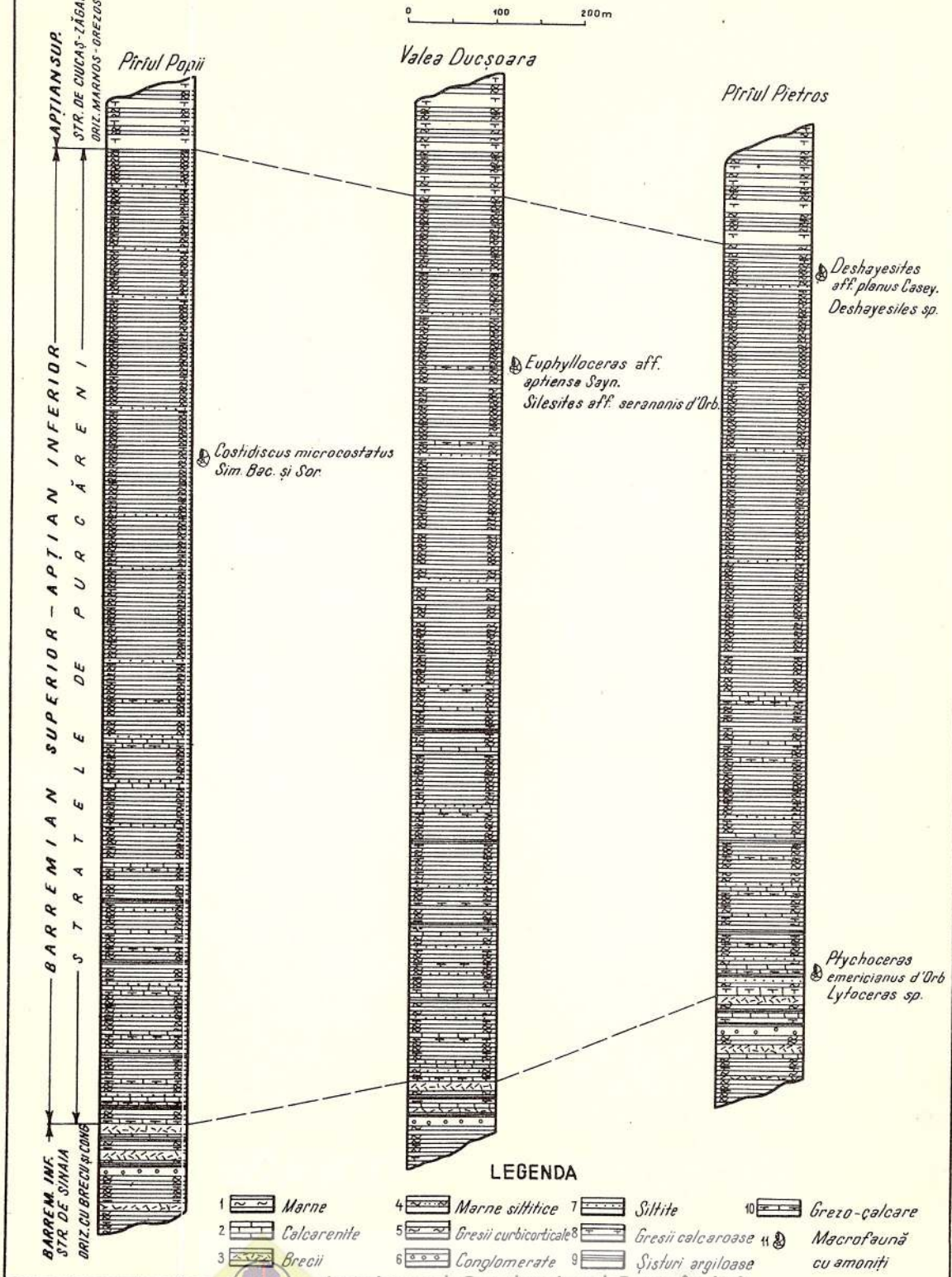
Grosimea	LITOSTRATIGRAFIA	BIOSTRATIGRAFIA	VÎRSTA
100m	Strate de V. Dobîrlău: Marne cenușii negricioase nisipoase, cu intercalații de gresii în strate subțiri.	Inoceramus labiatus Schl. Inoceramus sp.	TURONIAN
125m	Strate de Teliu: Marno-calcare cenușii negricioase și calcare grezoase, foarte dure.	Inoceramus crippsi Mant Neohibolites ultimus (d'Orb).	CENOMANIAN
75m	Str. cu Auceline: Marne foarte nisipoase și gresii slab consolidate.	Aucellina gryphaeides Sow. Ostlingoceras puzosianum d'Orb Mariella bergeri Brong Parahibolites tourtiae Weign.	VRACONIAN SUPERIOR
850 - 1000m	STRATE DE CIUCAȘ - ZĂGANU — Oriz. grezos-conglomeratic: Conglomerate masive cu intercalații de gresii micacee, grosiere în bancuri lentiliforme. Gresii albăstrui, micacee, grosiere și conglomerate în bancuri masive.		ALBIAN
650 - 850m	STRATE DE CIUCAȘ - ZĂGANU — Oriz. marnos-grezos: Olistolite de calcare de tip Stramberg. Marne cenușii albăstrui și gresii micacee, cenușii gălbui cu frecvente resturi și urme cărbunoase pe fețele de stratificație.	Salfeldiella guettardi (Raspail) Colombiceras subpeltoceratoides (Sinz.) Parahoplites sp.	APȚIAN SUPERIOR
850 - 1000m	STR. DE PURCĂRENI: Marno-argile cenușii și gresii micafere cu structură psamitică. Frecvente intercalații de siltite. Marne cenușii negricioase și gresii calcaroase cu rare calcare și calcarenite în strate subțiri.	Deshayesites aff. Strigosus Casey Deshayesites aff. planus Casey Silesites aff. seranonis d'Orb Euphylloceras sp. aff. aptiense Sayn. Euphylloceras cf. ponticuli (Rousseau) Costidiscus microcostatus Sim. Bac. și Sor. Macroscaphites yvani (Puzos) Anahamulina aff. subcincta Uhlig Ptychoceras aff. emericianus d'Orb. Ptychoceras aff. puzosianum d'Orb. Lamellaptychus sp.	BARREMIAN SUP.-APȚIAN INFERIOR
550 - 600m	STRATE DE SINAIA — Oriz. cu brecii și congl.: Marne cenușii, gresii calcaroase diaclazate, brecii și conglomerate cu abundente fragmente de șisturi cristaline. Rare calcirudite, calcarenite și siltite.	Holcodiscus caillaudianus (d'Orb) Holcodiscus sp. aff. H. perezianus rasgradi Tzankov Barremites (Barremites) difficilis difficilis (d'Orb) Astieridiscus elegans Karakasch Euleptoceras sp. aff. parvulum (Uhlig)	BARREMIAN INFERIOR
250-300m	STRATE DE SINAIA — Oriz. marno-grezos: Șisturi argiloase și marne șistoase de culoare închisă, alternează cu gresii calcaroase diaclazate. Intercalații de marne calcaroase și calcare negre fine, în plăci.	Neolissoceras grassianum d'Orb Lyra aff. neocomiensis (d'Orb)	HAUTERIVIAN

Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

I. GRĂF

COLOANE STRATIGRAFICE SINTETICE ALE STRATELOR DE PURCĂRENI



Institutul Geologic al României
Imprim. Atel. Inst. Geologic

STUDIUL PETROGENETIC COMPARATIV AL UNOR MIGMATITE DIN MUNȚII FĂGĂRAȘ ȘI SEBEȘ[1]

DE

ION BALINTONI [2]

Abstract

Comparative Petrogenetic Study of Some Migmatites in the Făgăraș and Sebeș Mountains. There are described migmatites from the Getic crystalline formations encompassed in the oldest so far known crystalline series (Prebaikalian): Cumpăna-Holbav Series in the Făgăraș Mts and the Sebeș-Lotru one in the massif between the Olt and Jiu Valleys. The characteristic feature of these migmatites is their non-association with granites, the latter being scarce in the Getic crystalline formations in contrast with the Danubian crystalline formations invaded by large granitic masses during the Baikalian orogenesis. The migmatites from the Cumpăna-Holbav and Sebeș-Lotru Series were generated by the interaction between an aqueous supercritical fluid rich in potassium and the parageneses of pre-existent metamorphites under the conditions of an intense synmetamorphic deformation. The migmatization took place during the Baikalian, and the supply of substance penetrated into the axial zones of some major anticlinal structures of the 2nd order, where the shearings have been particularly strong. The origin of the material is to be searched in the same sources which have supplied the granitic masses, their specific emplacement mode being caused by the lateral position of the Getic crystalline formations with respect to the Danubian crystalline ones within the Carpathian geosyncline. The synkinematic metamorphism gave rise to very conspicuous linear tectonic structures in the migmatized rocks, and determined the structural transformation of minerals; the traces of both processes are differently visible in each mineral species, and play an essential part in deciphering the history of rocks. In relation to metamorphites, the neo-formation materials in migmatites formed at the expense of the supply of material, are the microcline and the sericite. As the thermodynamical conditions during the migmatization were lower than those under which parageneses of pre-existing metamorphites reached their equilibrium, the plagioclase underwent an important decalcification, the calcic component in this system being individualized as epidote. Hence the migmatization impressed on the subjected series a specific retromorphism, the parageneses of migmatites displaying a lower temperature in comparison with those shown by pre-existing metamorphites. As it results from this work the migmatization is metasomatic, the main substitution structures being observed between microcline and plagioclase. The metasomatic and synkinematic growth of the microcline within mica rich rocks has involved the formation of some fusiform megablasts which impress a peculiar eye aspect on some migmatites. The synkinematic mechanic differentiation has segregated phyllosilicated (micas) from tectosilicates (feldspar and quartz) yielding elongated accumulations with the role of linear tectonic elements. The chief conclusion to be drawn is that in polymetamorphic areas, so as in most of the Carpathian ones, each

[1] Lucrare de doctorat susținută la 17 octombrie 1970 la Facultatea de Geologie-Geografie, București.

[2] Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București.

Institutul Geologic al României

mineral has its complex history, which is involved with that of other minerals characterized by repeated structural transformations and chemical alterations. Both were started by sinkinematics and fairly accelerated under the conditions of a supply of material.

TABLA DE MATERII

	Pag.
I. Migmatitele din masivul Făgăraș	135
A) Istoricul cercetărilor	135
B) Observații preliminare	140
C) Petrografia și petrogeneza seriei de Cumpăna	142
1. Delimitarea seriei de Cumpăna și problema zonei de Păpușa-Voinești (zona de tranziție a lui R. Dimitrescu)	142
2. Metamorfitele din seria de Cumpăna	143
3. Migmatitele oculare din seria de Cumpăna	144
4. Migmatitele lineare	147
5. Anclave și segregații	147
6. Petrologie structurală, relații cu petrogeneza	148
7. Considerații petrochimice și problema modului de aport	152
8. Originea texturii oculare și a altor caractere înrudite	155
D) Concluzii	156
II. Migmatitele echigranulare din Munții Mărginimii	157
A) Istoricul cercetărilor	157
B) Observații preliminare	158
C) Considerații petrografice și petrogenetice	159
1. Parageneza	159
2. Anclave și segregații	159
3. Structuri	160
4. Relațiile cu rocile înconjurătoare	162
III. Concluzii	164
A) Serii metamorfe migmatizate, vîrsta migmatizării, probleme de tectonică	164
B) Relația deformare-migmatizare	165
C) Locul metasomatozei în geneza migmatitelor	166
D) Dezechilibre mineralogice în migmatite	168
E) Rolul segregării mecanice în generarea migmatitelor	169
F) Despre clasificarea migmatitelor	169
IV. Bibliografie	170
Rezumat limba franceză	175
Explicația planșelor	180

Lucrarea reprezintă o parte a tezei de doctorat susținută în 1970 la catedra de mineralogie a Universității din București. Nu s-au mai inclus materialele publicate și unele capitole conturate insuficient. Ultimele observații aparțin anului 1969 cînd s-a încheiat scrierea tezei, iar modificările operate în text privesc clarificarea conceptelor și concentrarea expunerii. S-a socotit util să se publice un număr de microfotografii și cîteva diagrame petrostructurale aparținînd unor migmatite descrise în lucrări anterioare (Rarău, Plaiu Foii) dar care nu au fost publicate.

Modul de tratare a problemelor a fost sugerat astfel de către profesorul D a n G i u ș c ă conducătorul științific al tezei, căruia îi datorăm recunoștință și îi aducem mulțumirile noastre.

Institutul Geologic al României

I. MIGMATITELE DIN MASIVUL FĂGĂRAȘ

A) **Istoricul cercetărilor.** Investigațiile geologice asupra masivului Făgăraș începute în secolul trecut, au progresat cu cercetarea geologică în ansamblu și pot fi divizate în următoarele etape : între 1885—1935 cînd se descriu principalele tipuri de roci, se alcătuiesc primele hărți și se emit idei petrogenetice dominate de concepția rolului preponderent al magmatismului în metamorfism ; între 1935—1942, concretizată în lucrările lui G h i k a-Bu d e ș t i, care aplică principiul zonalității pe baza mineralelor index, (variantă a principiului faciesurilor metamorfe) și dezvoltă ideile migmatizării metasomatice ; după 1944, cînd se cartează amănunțit terenurile metamorfe folosindu-se consecvent principiul faciesurilor și metodele de cercetare complexe : microtectonice, petrotectonice, petrochimice etc.

Etapa I. P r i m i c s publică în 1885 prima lucrare asupra munților Făgăraș însoțită de o hartă 1 : 300.000 și numește gnais de Cozia gnaisul „glandular" din defileul Oltului de la sud de Brezoi. În 1897 M r a z e c clasifică metamorfitele munților Făgăraș la grupul I cu cristalinitate ridicată și afirmă originea magmatică a gnaiselor de Cozia și Cumpăna considerîndu-le roci granitice. El admite că metamorfismul întregii serii reprezintă o suprapunere între un metamorfism regional și unul magmatic, ultimul determinînd creșterea gradului de cristalinitate a seriei. După R e i n h a r d (1906—1910) gnaisul de Cozia ar reprezenta partea superioară, pegmatitică, a unui dyke granitic — gnaisul de Cumpăna — căruia îi atribuie metamorfozarea pararocilor. El stabilește fapte petrografice esențiale pentru înțelegerea genezei rocilor în cauză : microclinul este neomogen, înțesat cu incluziuni și puternic pertitic ; structurile cataclastice sînt frecvente, observabile în special la biotit și ochii de microclin înconjurați adesea de fragmente din același mineral. Conchide deci că aspectele oculare se datoresc stressului puternic din timpul punerii în loc a topiturii granitice ce a generat gnaisul de Cozia. M u r g o c i (1910) consideră munții Făgăraș o cută diapiră afirmînd: „în cuta diapirică injectările de magmă și mineralizatori de-a lungul liniilor de șistozitate au fost mult favorizate de structura cutei". Metamorfismul ar fi fost cauzat de injecție.

S c h m i d t (1930) separă în munții Făgăraș următoarele serii : cristalinul Leaotei cu gnaisul de Cozia ; cristalinul Făgărașului cu gnaisul de Cumpăna, încălecat peste cel de Leaota ; seria de Ciuta ; seria gnaisului de Strîmba.

În concepția sa cristalinul munților Făgăraș este polimetamorf : întîi metamorfism de injecție care a pus în loc granitele de Cumpăna și cele de Cozia ; apoi metamorfism regional mezozonal probabil de vîrstă hercinică, care a determinat textura pronunțat șistoasă a gnaiselor de Cumpăna și Cozia ; în sfîrșit metamorfism epizonal cu caracter diaftoritic, mezozoic. Ideea polimetamorfismului este susținută de M r a z e c (1930) în discuția la lucrările lui S c h m i d t. El observă că șisturile cristaline remaniate în Carboniferul din Banat sînt dovada unui metamorfism epi-

Institutul Geologic al României

zonal paleozoic peste care s-ar fi suprapus intruziunile de Cozia şi Cumpăna, mezozoice. Această perioadă se încheie cu cercetările lui Streckeisen (1931, 1935), după care în munţii Făgăraş ar exista trei serii metamorfe: cristalinul de Leaota; cristalinul de Făgăraş cu gnaisul de Cumpăna; cristalinul de Cozia.

Principalele sale idei noi sînt: cristalinul Leaotei diferă de cel al Coziei; gnaisele de Cozia ar corespunde mai degrabă unui aport pneumatolitic-hidatogen; metamorfismul îl concepe complex, suprapus, regional şi de contact. Din această etapă reţinem următoarele idei: geneza gnaiselor de Cumpăna şi Cozia implică aport de substanţă; în realizarea aspectelor texturale şi a căilor de acces ale aportului, tectonica a jucat un rol important; formaţiunile cristaline ar putea să fie polimetamorfe; în multe arii din Făgăraş este vizibil retromorfismul; cristalinul Leaotei diferă petrografic de restul cristalinului din Făgăraş; gnaisele de Cozia şi Cumpăna sînt unitare genetic.

Etapa a II-a. Este legată de numele lui Ghika-Budeşti, care publică între 1938—1942 lucrări ce interesează şi masivul Făgăraş. El atribuie metamorfitele din Carpaţii Meridionali centrali unui metamorfism regional dinamotermic, peste care s-au suprapus subordonat şi discontinuu fenomene magmatice şi ultrametamorfe, însoţite probabil de metasomatoză. Gradul de metamorfism scade din regiunile interne în care sînt localizate rocile cu microclin, spre periferie, putîndu-se identifica zone după intensitatea gradului de metamorfism, pe baza mineralelor index (principiul faciesurilor). În masivul Făgăraş, în apropierea defileului Oltului Ghika-Budeşti recunoaşte două serii metamorfe cu mai multe zone: seria de Cumpăna cu zonele de Măgura Cîinenilor, de Cozia, de Cumpăna, mai intens metamorfozată, incluzînd rocile cu microclin; seria de Făgăraş mai slab metamorfozată, lipsită de roci cu microclin, cu zonele de Vemeşoaia, de Suru, de Şerbota, de valea Satului-Porceşti. Zona din extremul nord, cea mai slabă metamorfozată, de Poiana Neamţului, o paralelizează cu seria de Poiana Ruscă.

Gnaisele masive de Cumpăna s-au format prin interacţiunea unui fluid de natură granitică cu pararoci în ambianţă liniştită. Gnaisele rubanate şi cele oculare (de Cozia) s-au format prin juxtapunerea materialului cristalizat dintr-un fluid pneumohidatogen, de origine probabil palingenetică, cu pararoci într-o zonă de stress puternic. În 1942 Ghika-Budeşti discută pe larg ipoteza metasomatică a granitizării dezvoltată în petrologie anterior, fiind de părere că aceasta ar putea explica în mod elegant geneza gnaiselor de Cozia şi de Cumpăna, care s-ar încadra la migmatite. Din ideile lui Ghika-Budeşti reţinem: aplicarea consecventă a principiului faciesurilor metamorfe la descrierea şi clasificarea metamorfitelor; susţinerea ipotezei metasomatice pentru explicarea genezei unor tipuri de roci cu aspect granitic; încadrarea gnaiselor de Cozia şi Cumpăna printre migmatite; renunţarea la admiterea unui metamorfism magmatic important în domeniul getic; menţinerea părerii autorilor precedenţi asupra rolului stressului în geneza gnaiselor de Cozia.

Institutul Geologic al României

Etapa a III-a. După 1945, cercetările sînt reluate în estul masivului Făgăraș de către M a n i l i c i (1955, 1956). Pe Cernat-Rîul Doamnei el deosebește zona micașisturilor și zona paragnaiselor, metamorfismul fiind la nivelul izogradului cu staurolit și disten. Rocile cu microclin localizate în zona paragnaiselor, inferioară, îmbracă fie aspecte oculare (gnais de Cozia), fie rubanate sau masive (gnais de Cumpăna), alcătuind un complex unitar genetic. Punerea în loc a rocilor cu microclin s-a realizat sinorogen, pe linii de fractură, prin intermediul unor soluții care au evoluat în timp de la alcaline, prin calcosodice, spre predominant silicioase. Dovezile constau în relațiile complexe de înlocuire reciprocă între minerale (structuri metasomatice) în trecerile treptate spre pararoci și în transformările cu aspect retromorf ce se observă la plagioclaz și biotit. În ce privește relațiile dintre seria de Cumpăna și cea de Leaota, M a n i l i c i adoptă ideea unui singur metamorfism, la fel ca și G h e r a s i (1956).

Începînd din 1958, lucrează în munții Făgăraș D i m i t r e s c u [3,4,5,6,7]. Pînă în anul 1966 acceptă și dezvoltă ideile lui G h i k a-B u d e ș t i; după aceea, enunță un punct de vedere mult diferit. Esențialul din ceea ce afirmă pînă în 1966 constă în următoarele :

1. Cristalinul Făgărașului poate fi divizat în trei serii pe criterii de constituție petrografică și grad de metamorfism.

a) Seria de Cumpăna cu zonele (de la nord la sud) : de Șerbota, de Măgura Cîinenilor, de Cumpăna-Holbav, de Ezer (echivalentă cu Șerbota), de Păpușa-Voinești.

b) Seria de Leaota, superioară celei de Cumpăna în Ezer—Păpușa și Leaota cu zonele (de jos în sus) : amfibolitul bazal, de Lerești-Tămaș, de Căluțu-Tămășel.

c) Seria de Făgăraș, superioară celei de Cumpăna în zona nordică a masivului cu zonele (de jos în sus) : de Vemeșoaia, de Poiana Neamțului.

Rocile din baza seriei de Ciuta a lui S c h m i d t sînt trecute la seria de Făgăraș, iar cele din partea superioară la un Paleozoic nemetamorfozat. De asemenea se renunță la individualizarea seriei de Strîmba a lui S c h m i d t care reprezintă de fapt fundamentul de Cumpăna ieșit de sub seria de Făgăraș într-un anticlinal. Zona de Poiana Neamțului a lui G h i k a-B u d e ș t i (1940) este integrată în seria de Făgăraș, zonele de valea Satului-Porcești și de Suru sînt atașate la cea de Vemeșoaia, iar cea de Șerbota este repartizată la seria de Cumpăna. Toate trei seriile au fost metamorfozate într-un același episod, trecerile între ele fiind

---

[3] R. D i m i t r e s c u. Raport asupra cercetărilor geologice din estul munților Făgăraș. 1958. Arh. M.M.P.G. București.

[4] R. D i m i t r e s c u. Raport geologic asupra lucrărilor de cartare și prospecțiuni din masivul Făgăraș. 1959. Arh. M.M.P.G. București.

[5] R. D i m i t r e s c u. Raport asupra lucrărilor de prospecțiuni geologice în munții Făgărașului (bazinul Argeșului). 1960. Arh. M.M.P.G. București.

[6] R. D i m i t r e s c u. Raport asupra prospecțiunilor din munții Făgăraș (sectorul Ezer-Păpușa-Arpaș). 1961. Arh. M.M.P.G. București.

[7] R. D i m i t r e s c u, M. A r i o n, G. P i t u l e a. Raport geologic asupra prospecțiunilor din masivul Leaota. 1962. Arh. M.M.P.G. București.

Institutul Geologic al României

gradate; la seria de Cumpăna aparţin rocile metamorfozate în faciesul amfibolitelor cu almandin; la seria de Făgăraş rocile metamorfozate în faciesul şisturilor verzi, predominant terigene, din regiunea nordică a munţilor Făgăraş, iar la seria de Leaota rocile metamorfozate în faciesul şisturilor verzi din zona munţilor Ezer—Păpuşa şi Leaota, predominant tufogene bazice.

2. Seria de Cumpăna a fost puternic migmatizată metasomatic, sinorogen, prin avansarea unui front migmatic în sensul lui W e g m a n n. Dovezile sînt compoziţia chimică şi mineralogică granitoide, modificarea chimismului metamorfitelor cu creşterea gradului de metamorfism în sensul lui L a p a d u-H a r g u e s, existenţa texturilor migmatice. Gnaisele de Cozia şi Cumpăna formează o singură unitate genetică, existînd treceri gradate între ele şi faţă de pararoci, iar zonalităţi de tipul celor observate în Poiana Ruscă de G i u ş c ă et al. (1956) lipsesc. În 1966 G h e r a s i et al., G h e r a s i şi M a n i l i c i, reţin pentru geneza migmatitelor din zona de Cumpăna-Holbav ipoteza mai veche a lui M a n i l i c i (1955), iar pentru gnaisele oculare din zona de Voineşti-Păpuşa împreună cu D i m i t r e s c u afirmă geneza prin diferenţiere metamorfă pe seama unui material potasic premetamorf.

3. Axul structural al munţilor Făgăraş îl constituie seria de Cumpăna ce alcătuieşte un mare anticlinoriu cu direcţia aproximativ est-vest.

4. Diagramele petrostructurale ale orientării cuarţului şi micelor în seria de Cumpăna au în general simetrie monoclinică cu o singură ghirlandă *ac*, al cărei ax *b* este aproape orizontal şi corespunde cu axul structurii majore, iar pentru mice există două maxime pronunţate în planul de foliaţie cu ghirlande *ac* slab dezvoltate (tectonite B pentru cuarţ, S şi S+B pentru mice). În seriile de Făgăraş şi de Leaota apar pentru cuarţ tectonite $B \wedge B'$ axul uneia dintre ghirlande corespunzînd ca direcţie cu lineaţia din seria de Cumpăna, axul celeilalte ghirlande avînd o altă direcţie. Aceasta ar indica un al doilea episod metamorf ale cărui ecouri au fost resimţite numai în seriile de Leaota şi de Făgăraş.

5. În seriile de Leaota şi Făgăraş sînt răspîndite fenomene de retromorfism, zona de Călugu-Tămăşel fiind în întregime retromorfozată la nivelul zonei cu clorit. Acest retromorfism este legat de al doilea episod metamorf recunoscut petrostructural.

În ultima lucrare asupra masivului Făgăraş (1967) D i m i t r e s c u emite păreri diferite de cele menţionate mai sus. Clasificarea cristalinului ia următoarea înfăţişare:

a) etajul structural inferior. Include doar zona gnaiselor de Cumpăna-Holbav din seria de Cumpăna;

b) etajul structural mediu. Include seria de Făgăraş şi celelalte zone ale seriei de Cumpăna;

c) etajul structural superior. Include seria de Leaota.

Fiecărui etaj structural îi corespunde un ciclu de sedimentare eugeosinclinală urmat de o fază orogenetică. Metamorfisme au intervenit după primul şi al treilea etaj. Ultimul metamorfism, hercinic, a avut loc după

Institutul Geologic al României

sedimentarea unei stive paleozoice ce apare sporadic în masivul Făgăraș (o parte din seria de Ciuta).

În ce privește migmatitele din seria de Cumpăna (în delimitarea ei anterioară) acestea ar reprezenta: cele din etajul structural inferior (gnaisele liniare, rubanate, granitoide) un fundament granitic vechi; cele de Cozia, din partea inferioară a etajului structural mediu (din celelalte zone ale seriei de Cumpăna) diferențiate metamorfe pe seama unui material cu chimism potasic, în timpul metamorfismului care a afectat seria de Leaota (deci cele două etaje structurale superioare).

Contribuții importante în domeniul petrologiei structurale aduce pentru regiunea defileului Oltului Dimofte (1965, 1966b) care stabilește dispunerea lineară a amfibolilor cu axa lungă paralelă cu axa tectonică majoră în seria de Cumpăna, precum și faptul că și aici cuarțul prezintă modul de tectonit B, iar micele B+S, cu simetrie generală monoclinică, axele ghirlandelor corespunzînd de asemenea cu axul structurii majore. Deci petrostructural seria de Cumpăna este identică pe tot parcursul. Acest autor consideră metamorfismul cristalinului munților Făgăraș în partea vestică a căruia deosebește seriile de Cumpăna și de Făgăraș ca unitar, metamorfismul regional fiind accentuat în seria de Cumpăna de suprapunerea sincronă a unui metamorfism magmatic care a pus în loc gnaisele cu microclin de Cumpăna și Cozia (1967).

În perioada 1960—1967 au lucrat în munții Făgăraș echipe de prospecțiuni ale căror rezultate sînt consemnate în rapoarte: Pitulea et al. 1960 [8]; Arion et al. 1964 [9,10]; Pitulea, Arion, 1966 [11]; Arion et al. 1967 [12]. Concepțiile lor sînt următoarele:

În partea vestică a Făgărașului se recunosc două serii cristaline: seria de Cumpăna metamorfozată în faciesul amfibolitelor cu almandin; seria de Făgăraș metamorfozată în faciesul șisturilor verzi. Seria de Cumpăna este puternic migmatizată, gnaisele microclinice formîndu-se pe seama unui aport granitic de natură juvenilă sau anatectică. Rocile acestei serii se pot clasifca după Jung și Roques în ectinite și migmatite. Seria de Făgăraș este mai nouă ca cea de Cumpăna, fiind metamorfozată într-un alt ciclu orogenetic cu care ocazie partea superioară a seriei de Cumpăna a fost retromorfozată. În tot masivul Făgăraș gradul de metamorfism nu depășește zona cu staurolit și disten. De interes petrogenetic

[8] G. Pitulea, M. Arion, D. Ionescu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru aur în masivul Cozia-Frunți. 160. Arh. M.M.P.G. București.

[9] M. Arion, O. Anton, N. Ceaușu, I. Teucă, Ludmila Rădulescu, I. Rădulescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în munții Făgăraș, sectoarele: rîul Vilsan, Rîul Doamnei, Arpaș, Nimaia, 1964. Arh. M.M.P.G. București.

[10] M. Arion, Gh. Popa, N. Ceaușu, V. Ignat, G. Pitulea, D. Ignat, A. Andrei, V. Teodoreanu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase și elemente rare și disperse în regiunea văii Argeșului-rîul Vilsan (munții Făgăraș). 1965. Arh. M.M.P.G. București.

[11] G. Pitulea, M. Arion. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru Ni în regiunea vîrfu Ghițu-vîrfu Cheii (bazinul văii Vilsanului). 1966. Arh. M.M.P.G. București.

[12] M. Arion, N. Ceaușu, A. Andrei, V. Teodoreanu, N. Nedelcea. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în regiunea dintre Olt și creasta Ciortea-Zănoaga (munții Făgăraș). 1967. Arh. M.M.P.G. București.

Institutul Geologic al României

major este semnalarea de către Arion et al. (1965)[13] a anclavelor de paragnaise în gnaisele liniare de pe Vîlsan la 2,5 km amonte de barajul hidrocentralei. Ele diferă de ceea ce înţelegea Reinhard prin anclave — de fapt intercalaţiile de paraşisturi ce alternează cu rocile cu microclin în complexul migmatizat. Pitulea realizează un profil radiometric pe Vîlsan stabilind că rocile cu microclin au radioactivitate mai ridicată decît celelalte, o dovadă de aport de substanţă.

Într-o comunicare asupra migmatitelor, Arion şi Ignat (1970) conchid: migmatizarea seriei de Cumpăna este posterioară metamorfismului său principal, dată fiind prezenţa anclavelor de paragnaise biotitice în fîşia de gnais masiv de Cumpăna de pe Vîlsan, care probabil să reprezinte cupola unui granit anatectic dezvoltat în adîncime; se remarcă o zonalitate a intensităţii procesului de migmatizare ca efect al creşterii aportului cu adîncimea; întreaga zonă migmatizată reprezintă o alternanţă de gnaise de Cozia şi Cumpăna cu paragnaise, grosimea şi frecvenţa primelor scăzînd treptat spre nord pînă la dispariţie; aportul magmatic a fost însoţit de metasomatoză, migmatizarea efectuîndu-se în mai multe etape.

În generalizările asupra cristalinului carpatic datorate lui Dessila-Codarcea şi Dessila-Codarcea, Savu (1967/1 şi 1967/2) metamorfitele din masivul Făgăraş sînt divizate astfel: lotrianul; include seria de Cumpăna, metamorfozată în faciesul amfibolitelor cu almandin, de vîrstă carelidă sau belomoridă. Prealutianul; ar reprezenta molasa postlotriană vizibilă în împrejurimile văii Oltului. Nu a fost separat de ciclul următor (alutian). Alutianul; înglobează seria de Făgăraş fără zona de Neamţu, plus zonele de Şerbota, Ezer şi de Păpuşa-Voineşti ale seriei de Cumpăna. Baicalianul; înglobează zona de Neamţu, seria de Leaota şi seria de Gîrbova (din Perşani). Privitor la geneza întregii stive de migmatite din seria de Cumpăna, Dessila-Codarcea extinde ipoteza originii prin diferenţiere metamorfă pe seama unui material potasic premetamorf format dintr-un fundament granitic vechi pe care a enunţat-o în legătură cu complexul purtător de microclin din zona Răşinari-Cisnădioara-Sadu (1959—1968). Din această etapă reţinem: consensul aproape unanim de admitere a polimetamorfismului în Făgăraş; recunoaşterea existenţei mai multor serii cristaline; stabilirea că cea mai nouă serie cristalină nu poate fi mai tînără decît orogenul hercinic; recunoaşterea importanţei aplicării metodelor complexe în descifrarea istoriei terenurilor metamorfe, petrologia structurală jucînd între acestea un rol important; stabilirea apariţiei pe scară largă a retromorfismului în unele arii; totodată, în ce priveşte complexul migmatic, multitudinea ipotezelor genetice denotă insuficienta clarificare a problemelor petrogenetice.

B) **Observaţii preliminare.** Pentru familiarizarea cu aspectele concrete ale complexului migmatic s-au parcurs în cursul anilor 1967—1969 terenurile cristaline din masivul Făgăraş şi îndeosebi văile din partea

[13] *Op. cit.* pct. 11.

Institutul Geologic al României

sudică ce oferă profile transversale complete prin seria de Cumpăna : Rîul Doamnei, Vîlsan, Argeș, Topolog, Olt. Confruntarea datelor expuse în literatura asupra regiunii cu realitățile terenului a permis selectarea următoarelor constatări.

a) Partea centrală a seriei de Cumpăna constă în esență dintr-o succesiune de gnaise cu microclin și fără microclin pe o lățime medie de 10—15 km. Frecvența și grosimea gnaiselor cu microclin scad atît spre nord cît și spre sud, dar ele se întîlnesc în toate zonele seriei definită în sensul lui D i m i t r e s c u (1964, 1966).

b) Direcțional seria de Cumpăna continuă neîntrerupt de la Holbav pînă în valea Oltului (cca 80 km), alcătuind axul masivului Făgăraș (D i m i t r e s c u 1963).

c) Gradul său de metamorfism, cel mai ridicat din masivul Făgăraș, se circumscrie în zona cu staurolit și disten a faciesului amfibolitelor cu almandin (subfaciesul $B_{2\cdot1}$, W i n k l e r, 1967).

d) Textural, gnaisele de Cozia și de Cumpăna se integrează în grupa migmatitelor. Varietățile principale sînt : pentru cele de Cozia migmatitele oculare, pentru cele de Cumpăna migmatitele lineare. Primele se caracterizează prin prezența megablastelor de microclin cu conture rotunjite, iar ultimele prin apariția unor segregații de biotit cu lungimea în jur de 1 cm și dispoziția paralelă. Ele alternează pe toată lungimea zonei migmatizate, în multe locuri trecînd gradat unele în altele, iar relațiile lor cu pararocile pot fi nete sau de tranziție.

e) Migmatitele oculare se deosebesc de cele lineare printr-o mai mare neomogenitate spațială, mărimea și frecvența ochilor de microclin variind de la corp la corp și în cadrul aceluiași corp, și de asemenea prin abundența micelor (în special biotit).

f) Partea axială a zonei migmatice aflată la nord de bazinul Loviștei este constituită dintr-o fîșie de migmatite lineare masive, dezvoltate pe direcție între Rîul Doamnei și Argeș, iar pe Vîlsan, în ele există anclave de paragnaise biotitice caracteristice seriei de Cumpăna, ce constau din elemente alungite și rotunjite pînă la mărimi decimetrice, dispuse paralel cu segregațiile de biotit.

g) Întreaga serie de Cumpăna inclusiv migmatitele este o serie cu structură lineară, homotactică, cu simetrie monoclinică, fapt primordial în înțelegerea evoluției sale petrogenetice. Elementele lineare macroscopice, conforme cu direcția axului structurii majore orientate WSW-ENE sînt următoarele : axele lungi ale segregațiilor de biotit din migmatitele lineare ; axele lungi ale megablastelor de microclin din migmatitele oculare adesea fusiforme ; segregațiile cuarțo-feldspatice cu granulație măruntă unite pe direcție în unele varietăți de migmatite oculare și ochii de microclin uneori în continuitate sau legați prin segregații (ceea ce a fost considerat drept canale de legătură între ochi) ; axele lungi ale anclavelor de paragnaise din migmatitele lineare ; axele lungi ale cristalelor de hornblendă din metamorfite.

Institutul Geologic al României

Din aceste date două concluzii esențiale privind geneza seriei de Cumpăna se impun :

1) Lineațiile macroscopice orientate identic în toate tipurile de roci ale seriei de Cumpăna, interstratificate, se explică satisfăcător numai printr-o deformare omogenă sinmetamorfă și dovedesc că aspectele textural-structurale ale complexului sînt sincrone. Deoarece aceste aspecte includ unități constitutive fundamentale ale rocilor în discuție : segregațiile de biotit în migmatitele lineare, ochii de microclin în cele oculare, cristalele de hornblendă în pararoci, repartizarea migmatitelor de Cozia la un ciclu petrogenetic separat în timp de cel ce a generat migmatitele de Cumpăna nu este posibilă.

2) Pentru că în corpul masiv, central, de migmatite lineare există anclave de pararoci (paragnaise cu biotit, rocile constitutive ale seriei de Cumpăna) participarea aportului de substanță la nașterea lor este neîndoielnică și nu pot reprezenta un fundament granitic premetamorf, ci dimpotrivă, sînt posterioare pararocilor.

C) **Petrografia și petrogeneza seriei de Cumpăna.** La elaborarea lucrării de față s-a urmat principiul necesității studiului comparativ al unităților petrografice interstratificate. De aceea în continuare se prezintă datele descriptive principale asupra celor trei tipuri de roci constitutive ale seriei de Cumpăna : metamorfitele, migmatitele lineare, migmatitele oculare. Seria de Cumpăna fiind identică direcțional, proprietățile expuse se regăsesc în întreaga arie de dezvoltare a ei. Eșantioanele studiate au fost colectate pe profilele transversale oferite de bazinele Bîrselor, Rîului Doamnei, Vîlsanului, Argeșului, Topologului.

Procesul petrogenetic comun tuturor tipurilor de roci componente fiind o deformare sinmetamorfă care a imprimat paralelismul pregnant totalității indicatorilor lineari prezenți în ele, s-a căutat ca din relațiile structurale să se stabilească succesiunile de cristalizare ale mineralelor în raport cu această deformare.

1. *Delimitarea seriei de Cumpăna și problema zonei de Păpușa-Voinești (zona de tranziție a lui R. Dimitrescu).* In 1966 Gherasi et al. ca și Dimitrescu anterior (1963), au inclus la seria de Cumpăna toate rocile metamorfozate în faciesul amfibolitelor cu almandin. De asemenea s-a observat că rocile cu microclin (migmatitele) sînt prezente în toate zonele seriei de Cumpăna fără s-o depășească. Considerăm că aceste două criterii, gradul de metamorfism în faciesul amfibolitelor cu almandin și prezența migmatitelor, sînt suficient de clare și caracteristice pentru a separa seria de Cumpăna de seriile superioare.

În 1967 Dimitrescu a renunțat la principiile de mai sus adoptînd schema indicată la istoric. Faptele expuse preliminar nu susțin acest punct de vedere. Un rol important în admiterea unei treceri gradate între seria de Cumpăna și cea de Leaota l-a jucat zona de Păpușa-Voinești ale cărei caractere nu au fost suficient precizate. Pînă în 1966 ea a fost atașată la seria de Cumpăna (Gherasi et al., 1966); în 1967

Institutul Geologic al României

Dimitrescu o trece împreună cu zona de Ezer (Ezer-Şerbota) la etajul structural mediu, iar pe foaia Braşov a hărţii geologice a României 1 :200.000 (1967) este repartizată la seria de Făgăraş. În ce priveşte gradul de metamorfism situaţia este următoarea : pînă la 1966 (Gherasi et al.) partea ei vestică din masivul Ezer-Păpuşa a fost încadrată în faciesul amfibolitelor cu almandin, în timp ce asupra părţii ei estice — paragnaisele biotitice cu clorit separate de Dimitrescu (1962, 1964) pe Dîmboviţa şi Bîrsa Groşetului — nu se exprimă o opinie directă, probabil admiţîndu-se tacit metamorfism în acelaşi facies, deoarece este cuprinsă sub acelaşi nume (zona de Păpuşa-Voineşti). Paragnaisele biotitice cu clorit au fost considerate anterior de Dimitrescu ca metamorfozate în faciesul amfibolitelor epidot-albitice (1962, 1964) care în clasificarea mai nouă a faciesurilor (Turner, Verhogen, 1960; Winkler, 1967) corespunde subfaciesului de cea mai înaltă temperatură al faciesului şisturilor verzi.

În 1967 Dimitrescu vorbeşte din nou de zona de Păpuşa-Voineşti în general ca fiind o zonă de tranziţie între etajul strûctural mediu (seria de Făgăraş, zonele de Ezer şi de Păpuşa-Voineşti ale seriei de Cumpăna) şi etajul structural superior (seria de Leaota). Asupra gradului de metamorfism nu se pronunţă în mod clar. Pe foaia Braşov (1967) a hărţii geologice 1 :200.000 este trecută la faciesul de şisturi verzi, zona cu biotit.

Partea vestică a zonei, dovedită ca metamorfozată în faciesul amfibolitelor cu almandin (plagioclazul este oligoclaz cu 20 % An) şi în care au fost descrise migmatite (Gherasi et al., 1966) aparţine după criteriile admise de noi la seria de Cumpăna. N-au fost aduse dovezi ulterioare lucrării menţionate după care ar fi metamorfozată în faciesul şisturilor verzi, arătîndu-se totodată că cloritul, destul de abundent, este format de fapt pe seama biotitului şi a granatului şi deci este vorba de un retromorfism. Pentru a clarifica situaţia porţiunii estice a zonei de Păpuşa-Voineşti (paragnaisele biotitice cu clorit dintre Dîmboviţa şi Bîrsa Groşetului), s-a efectuat un profil pe Bîrsa Groşetului şi Bîrsa Tămaşului, unde zona cu lăţime aparentă de cca 7 km este deschisă complet. Rezultatele cercetării fiind publicate (Balintoni, 1969 b, 1970) reamintim doar concluziile. Paragnaisele biotitice cu clorit reprezintă o formaţiune retromorfă, ele fiind metamorfozate iniţial la nivelul faciesului amfibolitelor cu almandin şi constituind o tranziţie numai în sensul de adaptare la un metamorfism ulterior, căruia i se datoreşte în acest caz ştergerea discordanţelor de grad de metamorfism la care ne-am putea aştepta la limita dintre serii metamorfe diacrone. Conţinînd şi nivelele de migmatite oculare (lîngă Plaiul Foii) ele se încadrează în mod firesc la seria de Cumpăna. Retromorfismul zonei de Păpuşa-Voineşti trebuie sincronizat cu metamorfismul progresiv al uneia din seriile metamorfe superioare.

2. *Metamorfitele din seria de Cumpăna.* În zona de Cumpăna-Holbav, pararocile sînt reprezentate în principal prin paragnaise biotitice cu granulaţie măruntă, ce conţin frecvent hornblendă, rareori muscovit, şi

Institutul Geologic al României

prin amfibolite. În celelalte zone ale seriei de Cumpăna sînt larg răspîndite micașisturile bogate în muscovit cu granulație mai mare. Parageneza paragnaiselor din zona de Cumpăna-Holbav include : cuarț, plagioclaz, biotit, granat, hornblendă verde, muscovit, epidot-clinozoizit, apatit, titanit, ilmenit + leucoxen, zircon, turmalină, oxizi de Fe. Dintre acestea, doar primele trei sînt abundente ; granatul, deși subordonat, este observabil totdeauna, iar restul pot lipsi, sau cînd apar variază cantitativ. Amfibolitele conțin o parageneză identică, numai că hornblenda și epidot-clinozoizitul devin predominante. În toate zonele seriei de Cumpăna plagioclazul este oligoclaz cu peste 15% An, uneori ajungînd la 35% An, așa că faciesul metamorfic este cel al amfibolitelor cu almandin (W i n k l e r, 1967). Rocile au șistozitate marcată, conformă cu stratificația și uneori sînt rubanate datorită alternanței de străturețe mai bogate în minerale melanocrate, cu străturețe mai bogate în minerale leucocrate. Granulația este uniformă, iar evidențe sigure de cataclazare prezintă biotitul, granatul și hornblenda. În secțiunile perpendiculare pe direcția axului muntos hornblenda și turmalina expun aproape exclusiv secțiuni bazale, fapt care demonstrează dispunerea lor paralelă cu structura majoră. Plagioclazul și cuarțul nu arată cataclazări, de unde deducem că ele au recristalizat, însă probabil între limitele vechilor granule, deoarece nu depășesc de obicei spațiul dintre două cristale cu biotit. Uneori în apropiere de migmatite se observă o tendință de creștere porfiroblastică a plagioclazului care înglobează granulele din jur, inclusiv micele.

La stadiul de segregare a biotitului nu se ajunge și succesiunea de cristalizare în raport cu deformarea este ușor de dedus : micele și granatul nu au mai recristalizat post-deformare în timp ce cuarțul și plagioclazul și-au refăcut rețelele în întregime. Modelele de orientare ale micelor și cuarțului au simetrie monoclinică formînd ghirlande *ac* ale căror axe sînt paralele cu axul muntos. Elementele lineare ale pararocilor sînt prin urmare : axele lungi ale cristalelor de hornblendă, axele lungi ale cristalelor de turmalină, axele ghirlandelor micelor, axele ghirlandelor cuarțului.

3. *Migmatitele oculare din seria de Cumpăna.* Migmatitele oculare au răspîndire largă spre nord și spre sud de corpul principal de migmatite lineare, aspectele lor fiind variate. Megablastele de microclin ating și 20 cm în diametru, dar scad și sub un centimetru ; pe acest criteriu au fost deosebite următoarele varietăți : oculare, lenticulare, nodulare, în ordinea descreșterii dimensiunilor (A r i o n, I g n a t, 1970). Marea variație de aspecte care se observă de la loc la loc nu este însă esențială, ea privind dimensiunile componenților și cantitățile lor, nu însă compoziția parageneză și relațiile structurale. Variabilitatea chimică cantitativă se opune atribuirii originii migmatitelor oculare unor fenomene magmatice, iar textura și structura lor sînt în întregime metamorfe. Parageneza migmatitelor oculare este următoarea : cuarț, plagioclaz, microclin, biotit, muscovit, granat, apatit, zircon, epidot-clinozoizit, ortit, oxizi de Fe, clorit. Micele sînt abundente și mulează ochii de microclin aproape întotdeauna.

Institutul Geologic al României

Mineralele sînt segregate pe specii ca și în cazurile descrise anterior (Rarău, Plaiu Foii — B a l i n t o n i , 1969a, 1970) aceasta fiind deci o proprietate cu valabilitate generală, absentă în rocile nemicroclinice. Un alt caracter este inechigranularitatea, diferențe de mărimi existînd atît între mineralele de aceeași specie cît și între cele de specii diferite; raportul dimensiunilor granulelor poate ajunge la valori de 100 :1 sau chiar mai mari. Nici unul dintre minerale nu prezintă conture idiomorfe.

C u a r ț u l. Este acumulat în plaje aproape monominerale cu structură pavimentoasă iar granulele au dimensiuni mari (fig. 3, pl. III) stînd din acest punct de vedere imediat după microclin. Arată extincție ondulatorie slabă, este limpede și conține rare incluziuni fie între granulele unei plaje, fie în interiorul granulelor (biotit, apatit, microclin, muscovit, plagioclaz, oxizi etc.). Mineralele incluse se prezintă la fel ca în segregațiile respective, micele fiind intens deformate. Subliniem aceasta în raport cu lipsa indiciilor de deformare în cuarț.

P l a g i o c l a z u l. Este în general oligoclaz cu An în jur de 20%. El se prezintă sub două aspecte:

Plaje formate din sute de indivizi cu dimensiuni mici și conture poligonale (pl. III, fig. 3) de zeci de ori mai mărunte decît cuarțul. În plajele de cuarț se află uneori incluse plaje de plagioclaz și toate granulele dintr-o plajă nu egalează un singur granul de cuarț;

Porfiroblaste cu conture amoeboidale, comparabile ca mărime cu cele mai mari granule de cuarț (mărimi centimetrice în raport cu cele milimetrice ale plagioclazului din plaje). Porfiroblastele înglobează mineralele mezostazei inclusiv plagioclaz mărunt; uneori se poate urmări formarea lor pe seama plajelor de plagioclaz, grupuri de granule din interiorul lor uniformizîndu-și treptat extincțiile între ele și cu partea omogenă a porfiroblastelor. Neîndoielnic acest fapt indică existența a două generații de plagioclaz.

M i c e l e. Între mice predomină de departe biotitul, muscovitul putînd să lipsească sau fiind subordonat cantitativ. Biotitul apare exlusiv în agregate haotice (pl. IV, fig. 1) în care indivizii deformați se dispun în toate modurile posibile (îndoiți, rupți, cu marginile franjurate, în trepte, conturele rectilinii fiind inexistente (pl. IV, fig. 2). Diferențele de mărime între cristale sînt foarte mari. Muscovitul se prezintă în două moduri, ceea ce denotă ca și la plagioclaz existența a două generații:

În agregate împreună cu biotitul etalînd caractere identice (pl. IV, fig. 3);

Ca cristale individuale de mărime uniformă, subțiri și alungite, cu conture rectilinii slab deformate, răspîndite printre granulele plajelor de plagioclaz (pl. III, fig. 4). Acest muscovit se aseamănă cu sericitul din migmatitul ocular de Rarău și nu se asociază cu biotitul. Cîteodată, la marginea plajelor de plagioclaz se observă o segregare incipientă a acestui muscovit și de asemenea el se găsește inclus în porfiroblastele de plagioclaz în care are însă dispoziție întîmplătoare, spre deosebire de cel din plaje care formează ghirlande *ac* ale căror axe corespund cu axele ghirlandelor biotitului.

Institutul Geologic al României

Microclinul. Megablastele de microclin a căror trăsătură dominantă este heterogenitatea, arată o blasteză sindeformațională de necontestat, lucru observat încă de Reinhard (1906). Astfel :

Sînt înconjurate de roiuri din fragmente de microclin cu conture neregulate și orientări optice întîmplătoare ;

Sînt rupte în mai multe bucăți, spațiile dintre ele fiind umplute cu fragmente de microclin (pl. V, fig. 1,2) ;

În porțiunile recristalizate ale megablastelor apar încă granule de microclin cu extincții ce diferă puțin între ele ;

Zone întregi din megablaste au aspect de mozaic cu mici variații în extincțiile elementelor componente și cu limitele dintre ele neclare (pl. V, fig. 3) ;

Maclele sînt frecvent curbate. Apoi megablastele înglobează celelalte minerale în stările descrise anterior, inclusiv porfiroblaste de plagioclaz (pl. V, fig. 4) la rîndul lor cu muscovit inclus. De asemenea sînt nelipsite micropertitele. Concluzia imediată ce se impune din aspectul microclinului este că el și-a refăcut rețeaua în mod repetat după sfărîmări aproape complete, proprietățile sale structurale excluzînd ipoteza cristalizării dintr-o topitură sau preexistența în metasedimente.

Restul mineralelor sînt asociate mai ales cu micele, mai interesant fiind granatul, totdeauna cataclazat. Succesiunea fenomenelor în raport cu deformarea ar arăta pe scurt astfel : în primul stadiu s-au distrus structurile preexistente și s-au segregat constituenții, martorul acestui stadiu fiind granatul. Apoi a început aportul de substanță, consecințele fiind recristalizarea biotitului, sericitizarea plagioclazului și blasteza microclinului. Dovada este furnizată de dispunerea sericitului în ghirlande *ac* ale căror axe sînt paralele cu axele segregațiilor de biotit, ceea ce denotă că sericitizarea s-a produs după ce orientarea elementelor lineare vizibile actualmente se realizase în mare. Microclinul a recristalizat pe toată durata deformării și postdeformare, mărturiile în acest sens fiind expuse mai sus. Deosebit de interesant a fost comportamentul plagioclazului. După segregarea în plaje, el a rezistat în mare măsură deformărilor ce au urmat, numai cîteodată fiind recataclazat și în general numai la marginile plajelor unde se observă acumulări ale sericitului. Aceasta reflectă continuitatea direcțiilor de aplicare ale forțelor deformaționale, agregatele de plagioclaz adaptîndu-se la mișcări prin deplasări diferențiale ale granulelor componente. Ca rezultat solzii de sericit din interiorul plajelor au fost puțin afectați (pl. IV, fig. 17). Unde plajele au fost recataclazate, postdeformare plagioclazul a recristalizat în porfiroblaste ce au inclus sericitul din plajă dispus haotic. În sfîrșit, cuarțul a recristalizat total postdeformare (pl. VI, fig. 1) la el cataclaza fiind inobservabilă. Intensitatea recristalizării postdeformaționale este evidențiată și de abundența mirmechitelor.

Elementele lineare generate în urma deformării sînt : ochii elipsoidali de microclin ; agregatele cuarțo-feldspatice cu granulație măruntă și ochii de microclin uniți pe direcție ; axele ghirlandelor sericitului ; axele ghirlandelor cuarțului ; liniile de întretăiere ale șistozității S_1 cu șistozitatea S_2 ; toate sînt paralele cu axul structurii majore.

Institutul Geologic al României

4. *Migmatitele lineare.* Corpul cel mai important aflorează la nord de bazinul Loviștei între Rîul Doamnei și Argeș, iar spre nord și spre sud de el migmatitele lineare se subțiază și se răresc fiind însă observabile pînă la aceeași distanță ca și cele oculare. Petrostructura tuturor migmatitelor lineare este identică, diferențele fiind în principal macroscopice și anume : anclave apar numai în corpul central ; acesta are granulația cea mai grosieră ; aici sînt bine vizibile segregațiile biotitice dispuse cu axele lungi paralele cu axul structurii majore. Spre părțile externe ale seriei de Cumpăna se află mai ales varietățile denumite gnaise rubanate, aplitice sau leucocrate. Trăsăturile comune ale migmatitelor lineare sînt ; caracterul echigranular al componenților ; raritatea porfiroblastelor de microclin, care atunci cînd apar sînt de dimensiuni în general mai mici decît în migmatitele oculare ; cantitatea redusă de mice ; gradul mai intens de deformare decît al migmatitelor oculare, exprimat prin repartiția mai uniformă a maximelor pe ghirlandele micelor.

Parageneza include : cuarț, plagioclaz, microclin, biotit, muscovit, granat, apatit, zircon, epidot-clinozoizit, titanit, ortit, oxizi de Fe, clorit. Relațiile structurale dintre componenți sînt aproape identice cu cele din migmatitele oculare, diferențele fiind următoarele : plagioclazul nu mai apare în două generații ; el este recristalizat în întregime în faza finală a deformării, iar dimensiunile sale sînt apropiate de ale microclinului ; muscovitul este totdeauna segregat, agregatele asociate cu plagioclazul fiind lipsite de biotit, ceea ce denotă că este vorba de un muscovit tîrziu ; în plagioclaz s-au dezvoltat foarte frumoase structuri antipertitice. Ele sînt localizate în porțiunile sale marginale și dispunerea lor este evident controlată de macle și clivaje, ceea ce indică o metasomatoză potasică finală (pl. VI, fig. 2,3,4 ; pl. VII, fig. 1,2,3,4). Succesiunea de cristalizare în raport cu deformarea este asemănătoare cu cea observată în migmatitele oculare.

Subliniem în mod deosebit că structurile observate în migmatitele lineare sînt strict metamorfe și deformaționale, cele mai clare din întreaga serie de Cumpăna fiind în corpul principal central care la prima vedere pare net magmatic. Elementele lineare prezente în migmatitele lineare sînt: axele lungi ale segregațiilor biotitice ; axele lungi ale anclavelor ; axele ghirlandelor micelor din segregații ; axele ghirlandelor biotitului din anclave ; axele ghirlandelor cuarțului ; liniile de întretăiere ale șistozității S_1 cu șistozitatea S_2 ; toate sînt paralele cu axul structurii majore.

5. *Anclave și segregații.* Denumirile sînt folosite în accepțiunea lui B i l l i n g s (1956). În migmatitele lineare din apropierea bazinului Loviștei deschise transversal de Rîul Doamnei, Cernat, Vîlsan și Argeș, sînt vizibile în special în valea Vîlsanului, separații melanocrate ce ajung pînă la dimensiuni decimetrice, ale căror contacte cu roca gazdă sînt tranșante. Semnificația unora dintre ele a fost dată de către A r i o n și I g n a t (1970). Aceste separații sînt de două tipuri :

Anclave, adică fragmente de roci care se deosebesc de roca gazdă prin textură, structură și compoziția mineralogică cantitativă și calitativă.

Institutul Geologic al României

În cazul nostru ele corespund noțiunii de xenoliți, adică nu au relații genetice cu gazda. Au fost semnalați întîi de A r i o n et al. [14];

Segregații, care se deosebesc de gazdă numai prin compoziția mineralogică cantitativă, fiind în cazul nostru acumulări biotitice.

Xenoliții sînt reprezentați prin elemente rotunjite și alungite (dimensiuni maxime observate 40 cm în lungime și 20 cm în grosime) identice cu paragnaisele biotitice ce alcătuiesc masa pararocilor seriei de Cumpăna. Ei sînt dispuși cu axele lungi paralele cu axul structurii majore, foliația putînd însă fi discordantă atunci cînd este observabilă, față de foliația rocii gazdă.

Parageneza lor include : cuarț, plagioclaz, biotit, granat, apatit, hornblendă în cîteva cazuri. Plagioclazul poate ajunge pînă la 35% An. Sînt echigranulari, biotitul este puternic deformat însă nesegregat, dimensiunile constituenților fiind egale cu ale celor din paragnaise și mult mai mici decît ale rocii gazdă. Nu conțin microclin și muscovit, dovadă că muscovitul din migmatitele lineare este un mineral de neoformație. Modelele orientării biotitului în secțiunile perpendiculare pe alungire (axul structural *b*) sînt ghirlande complete și uniforme *ac*, axele ghirlandelor fiind paralele cu alungirea și deci cu axul structural major. Ca atare ele reprezintă fragmente din pararocile seriei de Cumpăna incluse în migmatitele lineare, fiind identice cu primele și diferite de ultimele. Petrogenetic, ele atestă că migmatitele lineare au luat naștere prin aport de substanță și sînt mai tinere decît paragnaisele.

Segregațiile sînt agregate alungite de biotit puternic deformat, dispuse și ele cu axele lungi paralele cu axul structurii majore și constituie cei mai pregnanți indicatori lineari ai migmatitului. În general sînt centimetrice, dar pot atinge și dimensiuni decimetrice. Modelele orientării biotitului sînt de asemenea ghirlande *ac* cu axele paralele cu axul structurii majore. Dimensiunile foițelor de biotit din segregații depășesc mult pe cele din anclave, indicînd o recristalizare a biotitului.

6. *Petrologie structurală, relații cu petrogeneza* (pl. X, XI, XII, XIII). Asocierea migmatitelor oculare cu zone intens tectonizate pretutindeni în lume, este cunoscută (T u r n e r, V e r h o o g e n, 1960; E s c h e r, 1966; G o r e, 1968). Structurile cataclastice sînt poate cea mai izbitoare trăsătură a migmatitelor carpatice și de aceea se impune investigarea simetriei tectonitelor generate prin deformări.

În masivul Făgăraș preocupări în acest sens se datoresc lui D i m i t r e s c u (1962, 1967) și D i m o f t e (1965, 1966b) care stabilesc că, în seria de Cumpăna cuarțul prezintă un model al orientării preferate a axelor optice sub formă de ghirlande *ac* ale căror axe coincid cu axul structurii majore, simetria fiind monoclinică. De asemenea, deși după rezultatele lor modelele micelor sînt în general tectonite S cu două maxime pronunțate în planele de foliație S_1, corespondente cu stratificația, se observă totuși uneori o tendință de dispersie în planele *ac* cu formarea

[14] *Op. cit.* pct. 9.

Institutul Geologic al României

unor centuri incomplete ce le imprimă alură de tectonite S + B. Dimofte dovedește dispunerea lineară a amfibolilor, iar Arion et al. (1965)[15], Arion și Ignat (1970) sînt frapați de linearitatea segregațiilor biotitice și a xenoliților din migmatitele lineare de la nord de bazinul Loviștei. Pornind de la aceste constatări care indicau în mod clar că seria de Cumpăna este o serie pregnant lineară deformarea fiind deci unul din procesele fundamentale care au afectat-o, s-a realizat o investigare mai largă a faptelor ale cărei rezultate au fost în parte discutate și care vor fi expuse în continuare. Ca profil de referință s-a ales valea Rîului Doamnei, pentru că acolo zona migmatizată este deschisă fără întreruperi, bazinul Loviștei închizîndu-se imediat la E de Vîlsan. Cursul Rîului Doamnei este aproximativ N—S, iar direcția formațiunilor în general WSW—ENE, cu căderi sudice pronunțate. Eșantioanele au fost colectate orientat din metamorfite, migmatitele oculare și migmatitele lineare și deoarece lineația este aproape orizontală pe tot parcursul masivului, secțiunile subțiri au fost tăiate perpendicular pe direcție, hemisfera de proiecție fiind cea estică. Elementele măsurate au fost polii planelor de clivaj ale micelor (001), pentru fiecare proiecție efectuîndu-se cîte 200 de măsurători. Pe diagramele de contur liniile au fost trasate pentru limitele 0—4—8%. Cauzele care au determinat alegerea micelor ca indicatori ai structurilor tectonitice sînt următoarele :

a) ușurința realizării măsurătorilor și precizia mai mare;

b) evidența caracterului cataclastic al micelor, modelele orientării lor preferate înregistrînd efecte ale cinematicii deformării, adică putînd da o idee cantitativă despre intensitatea ei. Cuarțul evident necataclazat, recristalizat în stadiul final al deformării a înregistrat în modelele orientării sale preferate cîmpul de forțe prezent încă în formațiune după încetarea mișcării, adică dinamica deformării. Faptul că simetriile modelelor orientării preferate a micelor și cuarțului coincid are o mare importanță teoretică, dovedind justețea principiului conform căruia elementul principal de corelație între stress și strain adică între dinamică și cinematică este simetria (Turner, Weiss, 1963). În plus se mai confirmă și afirmația autorilor citați că mineralul care își orientează rețeaua în funcție în primul rînd de cîmpul de forțe din timpul recristalizării este cuarțul.

Concluziile studiului petrostructural, coroborate cu observațiile precedente, conturează componentele esențiale ale petrogenezei seriei de Cumpăna. Astfel :

a) Seria de Cumpăna este polimetamorfă, șistozitatea de stratificație S_1 fiind întretăiată sub un unghi mic de o șistozitate de forfecare S_2. Șistozitatea S_2 este mai slab exprimată decît S_1 și se dezvoltă inegal, ceea ce a contribuit la neidentificarea ei pînă în prezent, împreună cu unghiul mic sub care întretaie S_1.

b) Intensitatea maximă a deformării este în aria centrală a seriei de Cumpăna unde apar migmatitele lineare cu segregații biotitice de tip Vîlsan. Ea scade spre nord și sud, observîndu-se o corelație directă cu dezvoltarea migmatitelor care își reduc grosimile și frecvența. Unde ghir-

[15] *Op. cit.* pct. 9.

Institutul Geologic al României

landele *ac* ale orientării micelor devin incomplete și gradul de dispersie al polilor în ele mai mic, migmatitele dispar.

c) Chiar în aria centrală, intercalațiile de pararoci sînt mai puțin afectate decît migmatitele, șistozitatea S_2 putînd lipsi (pl. XII, fig. a).

d) Concomitent cu șistozitatea S_2 și ca o consecință a forfecărilor și blastezei sincinematice, în seria de Cumpăna au fost generate structuri lineare pregnante care îi conferă unitate petrostructurală și simetrie totală monoclinică. În afară de axul structurii majore, elementele ei lineare sînt : axele lungi ale cristalelor de hornblendă și turmalină ; axele lungi ale ochilor de microclin ; axele lungi ale segregațiilor de biotit ; axele lungi ale xenoliților ; axele lungi ale segregațiilor cuarțo-feldspatice ; axele ghirlandelor *ac* ale orientării cuarțului ; axele ghirlandelor *ac* ale orientării micelor, indiferent că este vorba de biotit, muscovit, sericit, separate sau împreună, segregate sau nu ; axele ghirlandelor *ac* ale biotitului din xenoliți în secțiunile perpendiculare pe alungire ; liniile de întretăiere ale șistozităților S_1 și S_2.

e) Pe aproape toată lungimea Făgărașului pozițiile lineațiilor oscilează cu puțin în jurul orizontalei.

f) Elementele petrostructurale sînt identice pentru toate zonele seriei de Cumpăna în sensul acceptat de noi (admis de D i m i t r e s c u înainte de 1967) și pentru toate tipurile de roci din ea.

g) Între migmatitele oculare și cele lineare nu există diferențe de ordin petrostructural.

h) Tectonitele B cu simetrie monoclinică ale seriei de Cumpăna au provenit prin transformarea unor tectonite S preexistente cu simetrie rombică. Tectonitele cu simetrie monoclinică se realizează într-un singur mod : prin curgere tectonică cu direcția cuprinsă în planul de simetrie și implicînd rotații ale domeniilor structurale în jurul axelor perpendiculare la planul de simetrie (T u r n e r, W e i s s, 1963). Cu alte cuvinte în masivul Făgăraș transportul de materie a putut avea numai direcția N—S, planul de simetrie fiind planul perpendicular pe lineație.

Localizarea migmatitelor exclusiv în spații deformate evident nu poate fi întîmplătoare. La migmatitul ocular de Rarău s-a discutat rolul tectonizării ca deschizătoare a căilor de migrare a substanței spre spațiile de energie liberă joasă, adică în sensul descreșterii gradienților geofizici și/sau geochimici. Legea stabilității maxime a stărilor substanței cu cea mai joasă energie liberă și în locurile de cea mai joasă energie liberă este o lege generală a termodinamicii care dirijează întregul transport de materie în scoarță (R a m b e r g, 1952) și tectonica descrisă aici ca și în Rarău de altfel, credem că tocmai acest rol l-a avut : de distrugere a barierelor ce interzic în fapt mișcarea liberă a substanței în crustă spre locurile cu energie liberă minimă. Evidențele aportului de substanță în zona migmatică a seriei de Cumpăna sînt : prezența xenoliților în migmatitul linear central differiți mineralogic și chimic de roca înconjurătoare ; aspectul infiltrațional al microclinului, de umplere a spațiilor intergranulare, de învăluire a celorlalte minerale ; existența unei faze de recristalizare a biotitului după ce în unele locuri el a fost cloritizat ; existența unei faze de

Institutul Geologic al României

sericitizare a plagioclazului; apariția structurilor de înlocuire între microclin și plagioclaz; coexistența microclin-granat, minerale incompatibile în metamorfismul regional progresiv de grad mediu. Menționăm că afirmațiile precedente argumentează aportul de substanță nu și modul în care s-a produs. De asemenea unele nu pot fi interpretate univoc. Totuși, în contextul general tocmai sensul dat mai sus îl susțin. Ca argumente ale aceleiași origini a migmatitelor lineare și a celor oculare reținem: asocierea în același complex petrografic; trecerile gradate între ele; alternanțele reciproce; localizarea în spațiile de maximă deformare; apariția megablastelor de microclin și în cele lineare; existența sericitizării plagioclazului ca fază în evoluția ambelor; coexistența microclin-granat în ambele; identitatea petrostructurală, mineralogică și de metamorfism.

Din cele expuse pînă aici rezultă că, textural și structural migmatitele sînt fără excepție metamorfite. Prin urmare modul de aport al substanței îl putem discuta numai indirect, întrucît structurile inițiale au fost șterse în cea mai mare parte prin blasteza sindeformațională (G i u ș c ă et al., 1956).

Xenoliții din migmatitul liniar central și aspectul său masiv echigranular, par a impune o interpretare magmatică a aportului de substanță, însă studiul detaliat arată că structurile se datoresc recristalizării mineralelor leucocrate la sfîrșitul deformării, iar orientarea segregațiilor biotitice și a xenoliților exclude interpretarea lor prin curgerea unui fluid. Micele în segregații formează ghirlande *ac* perpendiculare pe alungire explicabile doar prin rotații în jurul axelor ghirlandelor. Dacă orientarea segregațiilor s-ar datora deplasării materiei în stare lichidă, atunci axele lor lungi ar trebui să fie paralele cu direcția de deplasare. Ori ele sînt paralele cu celelalte elemente lineare ale formațiunii și au poziție orizontală pe aproape 80 km, caractere improprii curgerii unui fluid. Cazul xenoliților este identic. Șistozitatea lor cînd este observabilă poate fi discordantă cu șistozitatea migmatitului, în timp ce axele lungi sînt paralele cu axele segregațiilor de biotit. Prin urmare transportul e probat, însă este compatibil numai cu o mișcare rotațională, în jurul axelor lungi ale xenoliților, neexplicîndu-se altfel corespondența structurii interne cu alungirea. Și iarăși, curgerea nu se putea realiza orizontal, în direcția E—W. Faptul că xenoliții sînt dovadă de aport de substanță dar nu neapărat sub formă de topitură, a mai fost remarcat (P e r r i n, R o u b a u l t, 1955; K r u p i c k a, 1968). Xenoliții indică în cel mai evident mod rolul cinematicii în realizarea liniarității seriei de Cumpăna, oferind baze practice înțelegerii mecanismelor de producere a tectonitelor care pe scurt ar fi următoarele:

a) orientarea mecanică: xenoliții, segregațiile biotitice, biotitul și muscovitul în toate tipurile de ghirlande *ac*, ochii de microclin, segregațiile cuarțo-feldspatice. De asemenea s-ar putea ca parțial hornblenda să fi fost orientată în acest mod;

b) orientarea prin cristalizare mimetică: turmalina, sericitul, probabil parțial hornblenda și microclinul;

c) orientare prin cristalizare sub stress în condiții statice: cuarțul.

Institutul Geologic al României

Întrucît direcţiile de aplicare ale forţelor au fost cu aproximaţie N—S, rezultă că în timpul recristalizării sub stress cuarţul tinde să se orienteze cu axele optice paralele cu aceste direcţii (ghirlande *ac*). Absenţa microclinului din xenoliţii ale căror modele de orientare a biotitului arată ghirlande *ac* complet dezvoltate cu repartiţie uniformă, semnifică faptul că aportul de substanţă a început numai după ce tectonizarea a atins un grad suficient de avansat spre a se distruge coeziunea intergranulară. Că migmatizarea este sinmetamorfă nu mai trebuie dovedit credem după discuţia de pînă aici. Reamintim totuşi unele argumente asupra cărora s-a insistat mai puţin.

Condiţiile de PT în care s-a realizat au fost cele din faciesul amfibolitelor cu almandin subfaciesul B_{2-1} deoarece plagioclazul sincron are cca 20% An, mineralele sfărîmate au recristalizat de repetate ori, microclinul arată o mare mobilitate, granulaţia rezultată prin recristalizare este grosieră, sericitul format are dimensiuni de veritabil muscovit. Că migmatizarea aparţine unui metamorfism ulterior cu ecouri în seria de Cumpăna o relevă următoarele : s-a produs concomitent cu generarea unei şistozităţi de forfecare S_2 în metamorfite preexistente caracterizate structural prin tectonite S cu simetrie rombică şi a căror parageneză era deja o parageneză la echilibru în faciesul amfibolitelor cu almandin, zona cu staurolit şi disten şi zona cu disten ; structuri lineare coincidente cu cele din seria de Cumpăna se regăsesc şi în serii superioare considerate pe alte criterii ca aparţinînd unor metamorfisme ulterioare ; gradul de metamorfism al migmatizării este mai coborît decît cel sub care s-au format paragenezele metamorfitelor preexistente.

Momentul migmatizării este dificil de datat pentru că pe de o parte nu s-au clarificat suficient relaţiile dintre seria de Cumpăna şi seriile suprajacente, iar pe de altă parte nici asupra extensiei seriilor nu există unanimitate. Seria de Leaota este însă cert mai tînără decît cea de Cumpăna (harta geologică a României 1 :200.000 foaia Braşov, 1967 ; explicaţia la această foaie 1968 ; D i m i t r e s c u, 1967). Ori, întrucît direcţiile unora dintre elementele lineare foarte importante corespund în seriile de Cumpăna şi Leaota fiind WSW, ENE şi anume : axele uneia dintre ghirlandele cuarţului precum şi maximele direcţiilor de elasticitate optică a albitului din seria de Leaota, cu toate elementele lineare din seria de Cumpăna, conchidem că probabil să fi luat naştere sub imperiul aceloraşi forţe şi deci în acelaşi interval de timp geologic. De asemenea intensitatea metamorfismului iniţial al părţii inferioare a seriei de Leaota este egală cu gradul de metamorfism observabil în migmatitele de la Plaiu Foii, situate aproape stratigrafic de baza seriei de Leaota. Întrucît se admite că seria de Leaota este baicaliană, şi migmatizarea în seria de Cumpăna — infrastructura celei de Leaota — este baicaliană.

7. *Consideraţii petrochimice şi problema modului de aport.* Studiul petrochimic clasic nu ne este de folos în împrejurările de faţă iar analizele disponibile puţine şi nesistematice spre a permite concluzii definitive în problemele genetice. Totuşi datele existente oferă indicaţii interesante,

Institutul Geologic al României

corelabile cu observațiile petrografice. Analizele de mai jos au fost preluate din A r i o n și I g n a t (1970).

Ultimele două coloane redau diferențele de conținuturi între xenolit, considerat rocă migmatizată și migmatite. Pentru migmatitele lineare s-a făcut o medie a diferențelor. Diferențele în minus semnificative

TABEL

Oxizi	Xenolit de pe Vilsan	Migmatit linear de pe Vilsan	Migmatit linear de pe Vilsan	Migmatit ocular de Lespezi	Ochi de microclin	Diferența medie migmatite lineare xenolit	Diferența migmatit ocular xenolit
SiO_2	61,30	71,96	70,00	67,50	62,70	+9,65	+6,20
Al_2O_3	20,29	11,14	14,00	17,20	20,33	−7,72	−3,09
Fe_2O_3	1,30	1,10	0,85	1,58	0,42	−0,32	+0,28
FeO	6,14	1,16	2,30	2,88	—	− 4,41	−3,26
CaO	2,35	2,92	2,40	1,10	0,70	+0,31	−1,25
Na_2O	2,80	4,10	3,60	3,10	2,84	+1,10	+0,30
K_2O	1,40	4,00	5,10	4,15	10,00	+3,15	+2,75
MgO	2,30	1,94	0,90	0,28	—	−0,88	−2,02
TiO_2	0,80	0,12	0,40	0,62	—	−0,54	−0,18
MnO	0,07	0,35	0,05	0,07	—	+0,13	—
P_2O_5	0,15	0,15	0,15	0,24	—	—	+0,09
H_2O^+	0,50	0,92	0,50	0,28	—	+0,21	−0,22
H_2O^-	0,07	0,14	0,60	0,25	—	+0,30	+0,18
S	—	0,16	—	0,06	—	+0,08	+0,06

în migmatite, comparativ cu xenolitul privesc ($Al_2O_3+Fe_2O_3$ + FeO + + MgO+TiO_2) iar cele în plus (SiO_2+Na_2O + K_2O). CaO apare puțin crescut în migmatitele lineare și scăzut în cele oculare. Totodată, comparativ cu xenolitul, diferențele sînt mai mici pentru migmatitele oculare decît pentru cele lineare.

Dacă luăm acum în considerație compoziția mineralogică a migmatitelor comparativ cu xenolitul, reiese că oxizii ce ies din sistem sînt conținuți aproape în totalitate în biotit; oxizii ce intră în sistem sînt componenți în primul rînd ai feldspatului potasic, și ai cuarțului și apoi ai plagioclazului și muscovitului. Reamintim observația că migmatitele oculare sînt totdeauna mai micacee decît cele lineare. Ca să explicăm schimbările observate printr-un adaos magmatic leucocrat foarte alcalin amestecat intim cu roca preexistentă ar trebui să admitem, la o atare scădere a conținutului în biotit, cantități de magmă mai mult decît duble ca volum față

Institutul Geologic al României

de volumul rocii preexistente. Datele structurale s-a văzut că resping acest punct de vedere, existînd o corelaţie inversă între intensitatea deformării şi conţinutul în biotit. Tocmai acolo unde acest conţinut scade cel mai mult s-au format segregaţii biotitice, iar după cum se va vedea la migmatitele echigranulare din Munţii Mărginimii, abundă biotititele ca separaţii cu valoare de rocă apreciind cantitativ. O metasomatoză pe seama biotitului este respinsă de observaţiile petrografice, lipsind relaţii de înlocuire între feldspaţi şi biotit. Dimpotrivă, relaţiile de substituţie se dezvoltă foarte clar între feldspatul potasic şi plagioclaz. Analiza chimică a ochiului de microclin arată neomogenitatea sa, conţinutul în Na fiind la fel de ridicat ca şi în rocă. În această situaţie explicăm scăderea cantităţii de biotit în modul următor : tectonizarea puternică a rocilor preexistente a dus la concentrarea biotitului în segregaţii care au format în anumite sectoare din rocă aglomerări. De obicei aceste porţiuni de rocă nu sînt prelevate pentru analize chimice şi prin urmare nu se includ în analize termenii complementari ; metasomatoza, pe care noi o propunem ca proces petrogenetic fundamental în cazul migmatitelor pe care le tratăm are o semnificaţie complexă, nefiind vorba de o înlocuire simplă volum la volum, ci de o înlocuire parţială corelată cu precipitare şi transport în sensul descreşterii gradienţilor geochimici şi/sau geofizici. Aportul îl înţelegem ca un fluid apos supracritic purtînd sub o formă fizico-chimică pe care nu o putem preciza, potasiu, sodiu şi silice, concentrarea maximă fiind în potasiu. Cantităţile de Na şi silice au fost relativ mici, deoarece separarea biotitului, mineral fără sodiu şi cu conţinut de Si mai mic decît cuarţul, a dus la îmbogăţirea relativă a Na şi Si în componenta leucocrată complementară. Mineralul înlocuit a fost plagioclazul, microclinul folosind ca suport reţeaua acestuia, ceea ce este în acord cu studiile experimentale ale lui Orville (1962). Pe măsură ce fluidul pătrundea în regiuni mai reci, sărăcea în K şi se îmbogăţea în Na, precipitarea componentei sodice producîndu-se în faza finală de scădere a temperaturii fluidului chiar şi în locurile de unde iniţial a fost îndepărtat. Deci trebuie înţeleasă evoluţia în timp şi spaţiu a fluidului metasomatizat de la o compoziţie potasică spre una sodică. Considerăm sericitizarea plagioclazului ca o dovadă directă a substratului apos al aportului de substanţă. Concepţia migmatizării metasomatice este susţinută de Gore (1968) pentru o zonă cu granite şi migmatice oculare din partea sudică a scutului canadian, pe baza unor observaţii ce coincid frapant cu cele privind migmatitele descrise în prezenta lucrare. Spre exemplu : trecerile gradate spre rocile înconjurătoare ; prezenţa aceloraşi foliaţii ca şi în metamorfite ; asocierea feldspatului potasic cu zone de forfecare ; caracterul porfiroblastic ocular al aceluiaşi feldspat ; textura, distribuţia mineralelor şi compoziţia mineralogică neuniforme ; apariţia de concentraţii de minerale melanocrate în masa şi la marginile migmatitelor ; prezenţa structurilor de înlocuire. Gore conchide că metasomatismul potasic a fost controlat de factorii metamorfi, fiind cu atît mai evident cu cît forfecarea şi zdrobirea au fost mai pronunţate.

Institutul Geologic al României

8. *Originea texturii oculare și a altor caractere înrudite.* În lumina discuțiilor de pînă acum este posibil să conturăm o ipoteză cu privire la cauzele apariției megablastelor elipsoidale de microclin. Faptele de care trebuie ținut cont sînt :

a) megablasteza s-a realizat într-o ambianță esențialmente în stare solidă și fără intervenția unei topituri de silicați ;

b) megablasteza s-a produs sintectonic în zone de forfecare intensă ;

c) aportul de substanță a fost metasomatic, mediul de transport fiind apa ;

d) creșterea sferică sau elipsoidală a cristalelor este în genere necunoscută ;

e) comparativ cu migmatitele lineare, migmatitele oculare sînt bogat micacee, megablastele de microclin fiind învelite în pături de biotit ;

f) microclinul se asociază preponderent cu plagioclazul formînd concreșteri cu el ;

g) uneori și plagioclazul și cuarțul tind să crească porfiroblastic ;

h) microclinul din megablaste posedă triclinicitate maximă.

Conchidem că microclinul formează megablaste oculare cînd crește metasomatic și sincinematic în prezența abundentă a micelor și condițiile de PT ale zonelor metamorfe cu granat almandin și staurolit.

Depunerea din fluid apos slab suprasaturat duce la megablasteză deoarece formarea de nuclei stabili pozitiv (R a m b e r g 1952) este dificilă, nucleii fixîndu-se pe suporturi, care pentru microclin sînt constituite de plagioclaz ; fixarea pe suporturi se face orientat, sub controlul rețelelor acestora, excluzîndu-se orientarea întîmplătoare a nucleilor ; venirea treptată a substanței, specifică pentru condiții metasomatice, va avea drept rezultat depunerea materialului în parte pe cristalele din specia minerală în formare, înlocuirea se va face dinspre faza nouă spre suport, și chiar dacă metasomatoza are loc în mai multe puncte ale suportului concomitent, orientările rețelelor vor fi identice.

Cînd ambianța este liniștită tectonic iau naștere mari cristale idiomorfe denumite în cazul microclinului „dinți de cal" atît de caracteristice pentru granitul de Tismana spre exemplu (apar și în Făgăraș, la Lespezi, pe Dobroneagu — A r i o n și I g n a t 1970), însă în condiții sindeformaționale granulele se rotesc în jurul unor axe perpendiculare pe direcția mișcării și sînt rotunjite prin strunjire. Ca dovadă avem fragmentele de microclin din jurul ochilor, înregistrate încă de R e i n h a r d și micele ce învăluie ochii (pl. V, fig. 4). Totodată, întreaga rețea este tensionată și deformată, devenind instabilă, din cauza creșterii energiei libere. De asemenea, granulele mici avînd tensiune superficială și suprafață totală mai mare, la același volum vor avea și energie liberă mai mare, fiind instabile în raport cu cele mai dezvoltate. În consecință, refacerea rețelelor începe imediat ce apare un moment de liniște. Dacă procesul se reia, succesiunea se repetă, ceea ce duce la blasteze repetate. Rolul deformării este important și pentru că mineralele se segregă pe specii, plagioclazul concentrîndu-se în cuiburi aparte, ceea ce înlesnește concomitent și concen-

Institutul Geologic al României

trarea microclinului în anumite puncte din rocă. Cantitatea mică a micelor explică de ce megablastele de microclin lipsesc în migmatitele lineare şi plagioclazul este recristalizat în întregime. Pe de o parte mişcările mai intense din ele au înlesnit triturarea componenţilor, iar pe de alta, cuarţul şi feldspaţii avînd durităţi apropiate şi o mai mică anizotropie a proprietăţilor mecanice în raport cu micele, supuşi tectonizării se amestecă, nu se separă. Micele au constituit în migmatitele oculare un fel de ecrane de separare şi lubrifiant, reducînd posibilităţile de amestec ale mineralelor. Biotitul care învelește ochii de microclin, a facilitat menţinerea materialului între aceleaşi limite, iar megablastele s-au putut roti între foiţele de biotit ca un tot unitar, rotunjindu-se . Ele au fost fisurate, dar fragmentele nu s-au îndepărtat şi nu s-au rotit reciproc, amestecîndu-se cu plagioclaz şi cuarţ doar marginal. Ecranele micacee au înlesnit şi păstrarea plagioclazului în aceleaşi plaje după segregarea iniţială, acestea comparîndu-se apoi ca unităţi de sine stătătoare. Aşa se explică prezenţa muscovitului de neoformaţie neacumulat şi puţin deformat în migmatitele oculare în raport cu cel acumulat şi puternic deformat din migmatitele lineare.

Porfiroblaste de plagioclaz posterioare ultimei faze de deformare au luat naştere numai unde plajele de plagioclaz au fost dezagregate. Tendinţa de refacere a reţelelor este în evidentă corelaţie cu tipul de reţea şi cu gradul de complexitate a moleculelor unui mineral dat. Mineralele cu reţea tridimensională o au cea mai marcată. Între acestea, cuarţul cu molecula cea mai simplă, a recristalizat în etapa finală a deformării în întregime. Microclinul care conţine doar un cation în moleculă s-a refăcut aproape în întregime, el păstrînd totuşi urme ale efectelor deformării. Plagioclazul, cu doi cationi în moleculă, arată diferite grade de zdrobire sau de refacere a reţelelor după împrejurări. Micele, minerale cu reţea bidimensională, după recristalizarea din prima fază a deformării condiţionată în special de aportul de substanţă, nu şi-au mai refăcut reţelele în continuare, ele fiind martorii fideli ai laturii mecanice a procesului. Granatul, ca mineral cu reţea insulară, a rămas totdeauna zdrobit.

Recristalizarea a fost favorizată de condiţiile de P.T. de la începutul faciesului amfibolitelor cu almandin cînd se pare că microclinul atinge mobilitatea maximă în condiţii hidrotermale. După W i n k l e r (1967) limita de temperatură între faciesul şisturilor verzi şi cel al amfibolitelor cu almandin se plasează la cca 550°C. L a v e s şi V i s w a n a t h a n (1967) trasează graniţa între microclin de triclinicitate maximă şi cel de triclinicitate variabilă cam pe la 525°C. Deci în mare, indicaţiile de temperatură se potrivesc, şi sînt sub acelea necesare formării unei topituri de silicaţi la nivelele scoase astăzi la zi în masivul Făgăraş.

D) **Concluzii.** Migmatitele din masivul Făgăraş sînt rezultatul unor procese esenţial metasomatice, sindeformaţionale, accesul substanţei fiind condiţionat de existenţa unor spaţii intens tectonizate. Condiţiile termodinamice în care s-au realizat au fost cele de la începutul faciesului amfibolitelor cu almandin (subfaciesul B_{2-1}). Repartiţia lor spaţială este controlată structural. Întreaga zonă migmatizată este o zonă tectonitică cu

Institutul Geologic al României

simetrie monoclinică, homotactică. Momentul punerii în loc este ulterior primului metamorfism din Carpații Meridionali fiind probabil baicalian. iar paralelismul cu marginea platformei moesice implică un control structural din partea acestea. Comparativ cu Rarăul migmatizarea s-a produs la temperatură mai înaltă, în condiții de tectonizare mai intensă și pe un interval de timp mai lung. Migmatitele din Rarău și Făgăraș ar putea avea aceiași vîrstă.

II. MIGMATITELE ECHIGRANULARE DIN MUNȚII MĂRGINIMII

Formațiunile petrografice din Munții Mărginimii (denumire propusă de M i h ă i l e s c u în 1963 pentru partea nordică a munților dintre Olt și Jiu ce corespunde cu zona alcătuită din cristalin getic) figurate ca migmatite pe foaia Orăștie a Hărții geologice a României 1 :200.000 (1968) folosită drept bază cartografică în recunoașterea lor, sînt reprezentate prin două varietăți texturale principale ca și în Făgăraș: migmatite oculare și migmatite echigranulare. În continuare se va vorbi despre cele echigranulare, cercetate mai îndeaproape, conform principiului comparativ și prin perspectiva experienței cîștigate pe parcursul studierii celorlalte migmatite amintite în lucrare.

A) **Istoricul cercetărilor.** Dintre preocupările ce au interesat Munții Mărginimii, reținem pe cele care susțin un punct de vedere privitor la geneza migmatitelor. V e n d l (1932) le crede granite legate de un lacolit, în timp ce G h i k a-B u d e ș t i (1932, 1938) consideră că ar reprezenta un aport magmatic mai ales sub formă de fluide de compoziție granitică. O geneză complexă le este atribuită de P a v e l e s c u (1953—1965)[16],[17]. El vorbește de magme, fluide magmatice, fluide de diferențiere metamorfă, difuzie în stare solidă. Două din observațiile sale sînt importante pentru mecanismul petrogenetic propus aici: metasomatoza a fost activă în generarea lor, întrucît structurile de înlocuire metasomatică sînt larg răspîndite; sînt corelate cu fracturi adînci care au înlesnit circulația unor fluide feldspatice.

Participarea unui aport de substanță este admisă de: C o n s t a n t i n o f f (1955)[18], S a v u (1959—1968)[19],[20],[21], F o c ș a și F o c ș a

[16] L. P a v e l e s c u. Cercetări geologice și petrografice în munții Sebeș. (1953). Arh. M.M.P.G. București.

L. P a v e l e s c u, D. C o n s t a n t i n o f f. Cercetări geologice în partea de sud a munților Sebeș, comuna Balomiru-Culmea Jigoru Mare. 1954. Arh. M.M.P.G. București.

[17] P a v e l e s c u M a r i a. Studiul faciesurilor metamorfice în zona dintre V. Cugirului și V. Sebeșului (M-ții Sebeș). 1967. Arh. Com. Geol. București.

[18] D. C o n s t a n t i n o f f. Raport geologic asupra regiunilor: Vîlcelele Bune-Urzici și pîrîul Cerbului-valea Jiguresei, din extremitatea vestică și sudică a munților Sebeș. 1955. Arh. M.M.P.G. București.

[19] H. S a v u. Raport asupra regiunii Cărpiniș. 1959. Arh. M.M.P.G. București.

[20] H. S a v u. Studiul geologic și petrografic al bazinului văii Răscoala (munții Lotrului). 1961. Arh. M.M.P.G. București.

[21] H. S a v u, C. M i c u. Raport asupra lucrărilor de prospecțiuni din munții Sebeș în anul 1959. 1959. Arh. M.M.P.G. București.

Institutul Geologic al României

(1963)[22], Paraschivescu (1963, 1964)[23,24], Stan et al. (1963)[25], Boştinescu, Matieş (1964, 1965)[26,27], Micu (1964)[28], Chivu (1964—1967)[29, 30, 31, 32], Maria Pavelescu (1967), care notează fapte ce demonstrează intervenţia unor faze fluide feldspatice în geneza migmatitelor, mai importante fiind : tranziţiile spre rocile înconjurătoare ; aspectul infiltraţional al microclinului ; caracterul porfiroblastic al aceluiaşi microclin, care include restul componenţilor rocii. Concepţiilor de mai sus li se opune ipoteza derivării rocilor cu microclin prin diferenţiere metamorfă dintr-un material bogat potasic premetamorf, format pe seama unui vechi fundament granitic erodat, emisă de Codarcea-Dessila (1964, 1968) şi împărtăşită de Caulea şi Caulea et al. (1966, 1967)[33, 34]. Prezenţa unui fundament granitic vechi în cristalinul getic este nedovedită, iar diferenţierea metamorfă nu poate explica unele date esenţiale în terenurile migmatice carpatice.

B) **Observaţii preliminare.** Migmatitele echigranulare răspîndite în partea centrală şi sudică a Munţilor Mărginimii au fost urmărite pe cursul superior al Sadului, Frumoasa, Tărtărău, Rîul Mare al Cugirului şi afluenţii săi, la Şurianu, în zona dintre Frumoasa şi Lotru, pe Jiul Transilvan şi afluenţi, pe Strei, Valea Rea şi valea Ponor (în apropiere de Gră-

---

[22] I. Focşa, Felicia Focşa. Raport geologic asupra prospecţiunilor geologice pentru minereuri de fier la Sibişel, munţii Sebeş. 1963. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

[23] C. Paraschivescu. Raport geologic asupra prospecţiunilor geologice pentru muscovit în regiunea dealul Cujerelor-dealul Comanului (munţii Sebeş). 1963. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

[24] C. Paraschivescu. Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru cuarţite în regiunea dealul Comarnicele-dealul Groşilor-Rîul Mic (munţii Sebeş). 1964. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

[25] N. Stan, S. Boştinescu, P. Matieş. Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru metale rare în munţii Sebeş. 1963. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

[26] S. Boştinescu, P. Matieş. Raport asupra lucrărilor de prospecţiuni pentru elemente rare în regiunea dealul Porumbelului Mare-Culmea Jigorului (bazinul Streiului). Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

[27] S. Boştinescu, P. Matieş. Raport asupra lucrărilor de prospecţiuni pentru metale rare în sectoarele dealul Paltinului - La Tăul Lung şi vîrful Comărnicelul-vîrful Surianu. 1965. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

[28] C. Micu. Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru feldspat în munţii Cibinului. 1964. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

[29] C. Chivu. Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru minereuri de fier în partea de nord a munţilor Sebeş. 1964. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

[30] C. Chivu. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiuni pentru minereuri de fier în munţii Sebeşului. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

[31] C. Chivu. Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru minereuri de fier în regiunea Cărpiniş-Poiana Sibiului-Dobîrca (munţii Sebeş). 1966. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

[32] C. Chivu. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiuni pentru minereuri de fier în regiunea Poiana Sibiului-Dobîrca-Arad-Tilişca (munţii Sebeş de nord-est). 1967. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

[33] S. Caulea. Raport privind prospecţiunile geologice pentru metale rare executate în partea de vest a munţilor Sebeş. 1966. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

[34] V. Caulea, I. Hîrtopan, T. Gridan, Paula Hîrtopan, Anca Popescu-Tismana. Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru elemente rare în regiunea dintre pîrîul Diţei şi valea Răscoala (munţii Sebeş). 1967. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

diștea de Munte). Peste tot frapează uniformitatea aspectelor texturale și a modului de zăcămînt. Sînt roci în general echigranulare, de culoare deschisă și nuanță roz, uneori cu aspect granitic masiv, alteori mai heterogene, alternînd în strate subțiri cu paragnaise sau amfibolite; frecvent unele porțiuni au înfățișare pegmatitică. Ca mod de zăcămînt, ele constau din corpuri stratiforme, dispuse concordant între metamorfite, spre care contactele sînt fie tranșante fie gradate. Șistozitatea nu este totdeauna clar exprimată mai ales în corpurile mari. Micele (predominant biotit) sînt repartizate neuniform în masa rocilor formînd benzi ușor de urmărit prin variațiile de culoare. Spre deosebire de migmatitele oculare, în ele micele nu se asociază în plane continui, fapt căruia i se datorește lipsa fisilității, ci sînt diseminate și mult subordonate cantitativ tectosilicaților. Cîteodată sînt bine conturate aspecte lineare sub formă de agregate biotitice alungite și segregații cuarțo-feldspatice, mai ales în zona Streiului. Comparativ cu rocile înconjurătoare, cantitatea de mice este mai mică în migmatitele echigranulare; sînt abundente în schimb biotititele, atît în interiorul corpurilor, cît și mai ales marginal. Pe teren, migmatitele echigranulare însoțesc predominant amfibolite și gnaise amfibolice, mai rar micașisturi. Amfibolite și paragnaise amfibolice sînt vizibile de asemenea ca anclave în multe locuri (Frumoasa, Aușelu, Stîrminosu, Ponor).

Prin urmare, textural și ca mod de zăcămînt, migmatitele echigranulare din Munții Mărginimii se aseamănă cu migmatitele echigranulare pin munții Făgăraș; totuși structural există unele deosebiri importante ce reflectă diferențe petrogenetice.

C) **Considerații petrografice și petrogenetice.** 1. *Parageneza.* Migmatitele echigranulare includ următoarele minerale într-o ordine relativă a participării din cauza marilor variații cantitative: cuarț, plagioclaz, microclin, biotit, epidot, hornblendă verde-albăstruie, muscovit, titanit, apatit, magnetit, ilmenit și leucoxen, granat, zircon, ortit metamictic, sericit, clorit, hematit, calcit.

Predomină primele trei minerale, uneori apar din abundență și biotitul, epidotul, hornblenda, celelalte variază neregulat; ultimele trei sînt legate de procese de transformare tîrzie, fără semnificație petrogenetică deosebită. Proporțiile cantitative variabile dintre microclin și plagioclaz le caracterizează și citățm ca extreme zona Aușelu unde microclinul este subordonat față de plagioclaz și chiar față de hornblendă și zona Valea Rea (Strei) unde plagioclazul este subordonat față de microclin. Dar această variabilitate se produce și în cadrul aceluiași corp, deseori trecerile spre metamorfite făcîndu-se prin scăderea treptată a cantității de microclin.

2. *Anclave și segregații.* În interiorul corpurilor masive de migmatite, pe Frumoasa, Aușelu, valea Ponor, există frecvent blocuri de amfibolite și gnaise amfibolice. Întrucît unele sînt lipsite complet de microclin, plagioclazul lor este mai bazic decît în migmatite și au limite nete cu acestea, iar altele arată diferite stadii de microclinizare, le considerăm drept dovadă

Institutul Geologic al României

neechivocă a unui aport de substanță în migmatite, interesînd în principal microclinul și vom privi datele de observație în mod consecvent prin acest unghi. De asemenea, atît în interiorul migmatitelor, cît și marginal, există acumulări biotitice ce merg pînă la biotitite. Considerăm că sînt corelate cu diferențierea metamorfă datorită deformării și cu reacțiile de transformare hornblendă-biotit.

3. Structuri. Structurile migmatitelor echigranulare sînt granoblastice și se remarcă diseminarea uniformă a mineralelor în porțiuni mergînd de la mărimea unui eșantion și pînă la mărimea unei cariere. Dimensiunile granulelor sînt relativ mici, iar microclinul, plagioclazul și cuarțul sînt lipsite de aspecte cataclastice aproape cu desăvîrșire. Biotitul însă se prezintă ca și în migmatitele din Rarău sau Făgăraș : cu forme neregulate, margini franjurate, în trepte, foițe tăiate oblic, străpunse de alte minerale, cu grosimea depășind lățimea. În zona Streiului apar segregații biotitice alungite și paralele între ele, la fel ca în migmatitul linear central din Făgăraș, iar dispunerea spațială a biotitului reprezintă un tectonit B cu simetrie monoclinică (pl. XIII, fig. j). De asemenea în toată zona Streiului sînt frecvente elementele lineare sub formă de ,,bastonașe'' cuarțo-feldspatice rocile părînd constituite din mănunchiuri de bețe paralele. Și în aceste roci structurile cataclastice absentează în cazul tectosilicaților. Ținînd cont de cele văzute în migmatitele din Rarău și Făgăraș, se pot explica satisfăcător aspectele relatate mai sus. Întrucît structurile tectonitice și deformarea nu pot fi puse la îndoială, relativa raritate a segregațiilor mici biotitice și abundența biotititelor, diseminarea reciprocă a mineralelor, dimensiunile reduse ale granulelor și lipsa megablastelor, le atribuim unei deformări intense și sărăciei inițiale în mice. Deformarea puternică, deci cantitatea mare de mișcare, au avut drept consecință, întîi separarea masivă a micelor de tectosilicați, biotitul concentrîndu-se mai mai ales în biotitite, și apoi triturarea extremă a tectosilicaților împreună cu biotitul rămas. Totodată, în multe cazuri rocile preexistente fiind gnaise amfibolice și amfibolite, cantitatea de mice a fost scăzută de la bun început, ceea ce a favorizat amestecul tectosilicaților, ecranele micacee lipsind. Absența agregatelor monominerale a obligat recristalizarea în granule mici, reorganizarea pe raza maximă posibilă a particolelor de același fel în jurul aceluiași nucleu fiind împiedecată de nucleii străini din jur. Și iarăși, sfărîmarea foarte avansată instabilizînd rețelele cristaline în totalitate și creînd în sistem o mare cantitate de energie liberă prin starea de dezordine și imensa energie de suprafață provocate, a dus în mod necesar la recristalizarea postcinematică completă a tectosilicaților, aproximativ concomitentă și rapidă, împrejurări nefavorabile creșterii megablastelor. Prin contrast, biotitul din biotitite expune lamele de mari dimensiuni, identice biotitului din segregațiile micacee ale migmatitelor Făgărășene.

M i c r o c l i n u l. Structural, caracterele microclinului sînt tipic metasomatice. Ca localizare, de obicei el umple spațiile integranulare asemenea unui fluid, învăluind celelalte minerale, insinuîndu-se printre ele,

Institutul Geologic al României

concentrîndu-se la locurile de joncțiune a trei sau mai multe granule. Acest mod de apariție caracterizează granitoidele sincinematice, fiind admis ca mărturie de metasomatism (E s k o l a, 1955; M a r m o, 1967). Asocierea migmatitelor echigranulare cu amfibolite și gnaise amfibolice înlesnește urmărirea pas cu pas a dezvoltării structurilor zise de coroziune, larg răspîndite în migmatitele din diverse regiuni ale globului (B e l l i e r, 1960), argument metasomatic decisiv (A r r i b a s, 1955; S m u l i k o w s k i, 1960).

Pornind de la amfibolite spre migmatite, primul indiciu că microclinul își va face apariția este transformarea plagioclazului care devine tulbure și se sericitizează (M a r m o, 1966). Imediat mai departe, pe clivaje, pe fisuri, în porțiunile de maximă transformare, începe să se infiltreze microclinul. Acesta este primul stadiu de înlocuire, cel antipertitic, (pl. VIII, fig. 3, 4; pl. IX, fig. 1,2,3) granulele îmbrăcînd formele impuse de către caracterele cristalografice ale porțiunii din mineralul gazdă înlocuit. Antipertitele pot fi singurul său mod de apariție. Ca locuri de pătrundere în rețeaua plagioclazului sînt folosite de asemenea contactele cu incluziunile, sau suprafețele de ruptură din cristalele deformate. Prin intermediul franjei lui B e c k e, peliculele de microclin din lungul contactelor intergranulare pot fi ușor urmărite cum înaintează și se unesc într-o rețea tentaculară, cum își mărese volumul la joncțiunile dintre granule, cum pătrund ca o ceață difuză sau asemenea unor limbi de flăcări spre interiorul cristalelor de plagioclaz.

Cu aceasta invazia începe din toate părțile și plagioclazul este îmbucătățit, microclinul unindu-se prin protuberanțe în plaje cu cele mai surprinzătoare forme, ocupînd treptat o suprafață din ce în ce mai mare, formînd golfuri și fiorduri în plagioclaz (pl. VIII, fig. 1), pînă acesta capătă întîi un aspect ciuruit, apoi rămîne ca insule în interiorul microclinului, cu conture lobate sau rotunjite, sau ca resturi difuze, ori scheletice (pl. VIII, fig. 2).

Dacă substituția plagioclazului avansează încă, structurile de înlocuire încep să dispară, plagioclazul rămas în rocă păstrîndu-se ca incluziuni în microclin, și plaje neregulate înconjurate din toate părțile de acesta. Formele granulelor de plagioclaz și cuarț ce predomină acum sînt cele rotunjite, conturele difuze și lobate lipsind. Structurile de înlocuire observate în migmatitele echigranulare din Munții Mărginimii corespund întocmai structurilor de înlocuire metasomatică rezumate de către G o r e (1968) și anume: penetrarea dirijată a gazdei (plagioclaz) de către metasom (microclin); penetrarea difuză a gazdei (plagioclaz) de către metasom (microclin); orientarea paralelă a relictelor gazdei (plagioclaz) în metasom (microclin); transectarea structurilor gazdei (lamele de maclare în plagioclaz) de către metasom (microclin).

În înlocuirile dirijate, drept căi de pătrundere a microclinului au servit clivajele, suprafețele de maclare, fracturile și contactele dintre minerale, sau minerale și incluziunile lor.

P l a g i o c l a z u l. Soarta sa este strîns legată de a microclinului, el fiind de departe principalul mineral înlocuit și este reprezentat printr-un

Institutul Geologic al României

oligoclaz An 18—20. Uneori starea sa precedentă se poate recunoaște în incluziunile izolate rămase în microclin, care în partea lor centrală sînt sericitizate, în timp ce marginal sînt înconjurate de un tiv limpede de compoziție mai acidă. În rocile înconjurătoare plagioclazul este aproape totdeauna mai calcic decît în migmatite (An 30) și de aceea considerăm că în timpul înlocuirii a avut loc o decalcifiere importantă. Transformarea plagioclazului în primele etape de înlocuire îmbracă deci două aspecte: de sericitizare, de decalcifiere.

Ambele procese însoțesc metasomatoza și s-a vorbit despre ele în cazul migmatitului ocular de Rarău unde sînt clar exprimate. Apariția sericitizării ca fază premergătoare în metasomatoza potasică procură un indiciu palpabil al rolului apei în fenomenele de granitizare (migmatizare) și ea a fost descrisă de către M a r m o (1966) în granitele din Sierra Leone. În această situație, gradul de decalcifiere al plagioclazului este legat de presiunea și temperatura apei care participă la granitizare (migmatizare). În Rarău, condițiile termodinamice au fost cele ale faciesului de șisturi verzi, plagioclazul fiind complet albitizat. Componenta calcică a plagioclazului a rămas în general în sistem ca epidot. În Făgăraș, migmatizarea s-a produs la temperaturi mai înalte și ca atare a rămas stabil un oligoclaz mediu. Același este cazul pentru migmatitele echigranulare din Munții Mărginimii, în care este stabil oligoclazul, An 18—20. Aceasta indică condiții de stabilitate pentru plagioclaz de la începutul faciesului amfibolitelor cu almandin, decalcifierea sa avînd loc pe intervalul An 30 cît este în rocile înconjurătoare, la An 20 cît este în migmatite. Surplusul de Ca s-a separat sub formă de epidot, epidotitele însoțind constant migmatitele echigranulare din Munții Mărginimii.

C u a r ț u l. Măsura în care cuarțul a fost implicat în procesele metasomatice este greu de apreciat. Relații de înlocuire ca și cele observate în plagioclaz absentează. Fără îndoială însă că a suferit numeroase remobilizări, aspectul său actual denotînd echilibrele termodinamice finale instalate în migmatitele echigranulare din Munții Mărginimii.

B i o t i t u l. După cum s-a menționat, înfățișarea sa este rezultatul fenomenelor de cataclază. Nu arată indicii de substituție metasomatică, dar biotitul verde din zonele de trecere spre amfibolite este în relație strînsă cu hornblenda. Verdele său se întunecă cu cît e în asociație cu mai multă hornblendă, concrescînd uneori cu ea. Trebuie notat că, biotitul din gnaisele amfibolitice lipsite de microclin este roșu-brun, așa cum este biotitul și în migmatitele de Făgăraș, cel verde apărînd numai în corelație cu microclinul, spre contactele dintre migmatite și amfibolitele fără biotit. Remarcăm că biotitul diseminat este de dimensiuni mici. Prin urmare, ca și în alte cazuri, dimensiunile cresc doar în agregatele cu mulți indivizi, deoarece este vorba în fond de o simplă recristalizare, dirijată de scăderea energiei libere cu creșterea granulelor.

4. *Relațiile cu rocile înconjurătoare.* Sînt fie tranșante, fie de tranziție. Interes deosebit necesită cele ce dau loc la tranziții, bine vizibile

Institutul Geologic al României

pe văile Frumoasa, Auşelu, la Şu'ianu, în special trecerile spre amfibolite. În rezumat, faptele observate sînt următoarele :

Pe măsura apropierii de amfibolite, cantitatea de microclin scade şi cea de amfibol creşte ;

Frecvent, în zonele marginale ale migmatitelor apar epidotite în fîşii pînă la grosimi decimetrice, care alternează cu fîşii bogate în amfibol sau bogate în microclin ;

Plagioclazul se sericitizează şi îşi schimbă compoziţia avînd totdeauna un aspect tulbure în zona de trecere ;

Zona de trecere este de obicei bogată în biotit verde. Relaţiile de mai sus sînt legate de diminuarea aportului potasic spre părţile exterioare ale migmatitelor precum şi de dezechilibrele create între aport şi parageneza amfibolitelor, parageneza amfibolitelor şi cea a migmatitelor fiind incompatibile. Conform datelor existente, coexistenţa microclin-hornblendă este un indiciu indiscutabil de dezechilibru mineralogic (W i n k l e r, 1967), aceste două minerale trebuind să reacţioneze în prezenţa apei pentru a da biotit şi epidot. M a r m o (1966) propune următoarea reacţie :

$$2CaO.3(Mg, Fe)\,O.2Al_2O_3.\,6SiO_2\cdot H_2O + 2KOH \lesssim$$
hornblendă

$$K_2O.6(Mg,Fe)\,O\cdot Al_2O_3.6SiO_2\cdot 2H_2O + 4CaO.3Al_2O_3\cdot 6SiO_2\cdot H_2O$$
biotit epidot

Observaţiile noastre confirmă aceste vederi : abundenţa de biotit verde în zona de trecere, concreşterea sa cu hornblendă, apariţia epidotitelor. Coexistenţa hornblendă-microclin este un argument de prim ordin al introducerii microclinului în sistem din afară, excluzînd simpla remobilizare a acestuia. Sericitizarea şi decalcifierea plagioclazului reprezintă tot rezultatul unei reacţii complexe între el şi feldspatul potasic în prezenţa apei. M a r m o propune următoarea reacţie pentru sericitizarea şi decalcifierea concomitente :

$$4CaAl_2Si_2O_8 + KAlSi_3O_8 + H_2O \lesssim 2Ca_2Al_3Si_3O_{12}OH +$$
anortit K-feldspat epidot

$$KAl_3Si_3O_{10}OH + 2SiO_2$$
sericit

Formarea sericitului pe seama plagioclazului, a biotitului pe seama hornblendei şi a epidotului pe seama ambelor, sînt dovada directă a aportului de apă în cantităţi masive, punînd în evidenţă rolul ei în procesele de granitizare, aşa cum a fost observat pretutindeni în lume (R i t t m a n n, 1960). Întrucît în ambianţă hidratată stabilitatea plagioclazului este condiţionată de temperatură, rezultă că, plagioclazul amfibolitelor cu 30% An s-a format la o temperatură mai înaltă decît cea existentă în timpul migmatizării şi implicit, că migmatizarea a fost un fenomen ulterior primului metamorfism din Munţii Mărginimii.

În general reacţiile de trasformare ale mineralelor rămîn incomplete în zonele de trecere spre rocile metasomatizate, ceea ce constituie o caracteristică a metasomatozei. Principalele argumente ale aportului

Institutul Geologic al României

metasomatic de substanţă în migmatitele echigranulare din Munţii Mărginimii sînt: aspectul infiltraţional al microclinului (Marmo, 1967); larga răspîndire a structurilor de înlocuire (Gore, 1968) şi înlănţuirea lor progresivă (Smulikowski, 1960); tranziţiile între migmatite şi rocile înconjurătoare (Barth, 1952; Gore, 1968); asocierea migmatitelor cu zone de deformare (Mişar, 1962; Escher, 1966; Gore, 1968); variaţia mineralogică cantitativă. Rezumată, succesiunea fenomenelor în urma cărora au luat naştere migmatitele echigranulare din Munţii Mărginimii ar fi următoarea: deformarea unor metamorfite preexistente în faza dinamică a unui metamorfism ulterior; aport sincinematic de substanţă sub formă de fluid apos supracritic transportînd în special K într-o stare fizico-chimică pe care n-o putem preciza; recristalizare postcinematică totală şi relativ rapidă în regim de continuare a aportului de substanţă care a diminuat treptat. În faza postcinematică în multe locuri s-a produs o acumulare de fluide ce a favorizat formarea de porţiuni cu aspect pegmatitic. Comparativ cu migmatitele lineare din Făgăraş, evoluţia migmatitelor echigranulare din Munţii Mărginimii comportă o durată postcinematică mai îndelungată şi mai importantă. O concluzie mai generală pe care o desprindem ajunşi pînă aici este că, chiar între limitele aceluiaşi proces petrogenetic fundamental, sînt inevitabile nenumărate variaţii, după cum diferă ordinea, durata şi intensitatea diferitelor faze, compoziţia mineralogică şi chimică cantitativă şi calitativă a rocilor preexistente, textura şi structura lor, condiţiile în care se produce aportul, etc.

III CONCLUZII

A) **Serii metamorfe migmatizate, vîrsta migmatizării, probleme de tectonică.** În ariile geosinclinale carpatice se recunosc în ansamblu trei cicluri tectono-magmatice majore: prebaicalian, situat probabil la începutul Proterozoicului superior; baicalian, realizat în Cambrianul inferior; hercinic, care metamorfozează şi sedimente carbonifere.

Pentru teritoriul cercetat de noi, seriile ce găzduiesc migmatite şi anume: seria de Bretila-Rarău în Carpaţii Orientali, de Cumpăna-Holbav în Făgăraş şi de Sebeş-Lotru în masivul dintre Olt şi Jiu, aparţin ciclului prebaicalian. Formaţiunile vizibile astăzi ale acestor serii au fost metamorfozate iniţial la diferite nivele ale faciesului amfibolitelor cu almandin şi sînt polimetamorfe, metamorfismele ulterioare determinînd mai ales retromorfisme, variabile ca extindere şi intensitate. Majoritatea metamorfitelor baicaliene şi ele polimetamorfe, au fost metamorfozate iniţial în faciesul şisturilor verzi pînă la zona granatului almandin inclusiv — ca spre exemplu seria de Tulgheş în Carpaţii Orientali şi cea de Leaota în Carpaţii Meridionali. Dacă seria de Rebra-Barnar din Carpaţii Orientali este baicaliană, atunci pentru anumite locuri condiţiile de P—T în timpul orogenului baicalian (ne referim la Carpaţii Orientali şi cristalinul getic din Făgăraş şi Sebeş-Lotru) au acoperit şi o bună parte a faciesului amfibolitelor cu almandin. Metamorfitele baicaliene sînt lipsite de migmatite iar în Carpaţii Orientali, în concepţia tectonică actuală nu sînt vizibile contacte normale între ele şi seriile prebaicaliene. Metamorfitele hercinice,

Institutul Geologic al României

monometamorfe, nu depășesc zona cloritului ca intensitate a metamorfismului și de asemenea nu conțin migmatite.

În lucrare s-a arătat că, condițiile termodinamice în timpul migmatizării au fost mai reduse cu 1—2 subfaciesuri (izograde în sensul lui Winkler, 1970) decît cele în care s-au format paragenezele metamorfitelor gazdă, ceea ce a imprimat rocilor din spațiile migmatizate proprietatea de formațiuni retromorfe. Totodată, această situație reprezintă unul din principalele argumente că migmatizarea nu este prebaicaliană.

Condițiile termodinamice ale migmatizării — partea inferioară a faciesului șisturilor verzi în seria de Bretila-Rarău și partea superioară a faciesului amfibolitelor cu almandin în seriile de Cumpăna-Holbav și Sebeș-Lotru — corespund cu cele mai înalte operante în seriile baicaliene cunoscute în apropierea zonelor migmatizate, drept care opiniem pentru vîrsta baicaliană a migmatizării. Infrastructura seriilor metamorfe baicaliene constituind-o tocmai seriile migmatizate, intensitatea metamorfismului în infrastructura superioară, normal, o continuă crescător pe cea realizată în suprastructura inferioară.

Migmatizarea nu poate fi hercinică din cauză că în acest orogen nu se cunosc formațiuni care să fi fost metamorfozate mai intens decît în zona cloritului, iar în Carpații Orientali serii hercinice stau direct pe metamorfite prebaicaliene.

Metamorfismul baicalian se caracterizează și prin intruderea unor mari mase granitoide în cristalinul danubian. Nu avem argumente pentru o legătură genetică directă între granitizarea din cristalinul danubian și migmatizarea din cel getic, însă granitizarea demonstrează existența în geosinclinalul baicalian carpatic a unor fenomene de mobilizare sinmetamorfă de excepțională forță și acestea pot fi admise drept cauză a migmatizării. Poziția în pînză a seriei de Bretila-Rarău din partea estică a cristalinului Carpaților Orientali și îngustimea ei, nu permit aprecieri cu privire la tectonica plicativă. Pentru Făgăraș și Sebeș-Lotru este evidentă însă localizarea migmatitelor în zonele axiale ale unor structuri majore cu flancul sudic asimetric sau absent datorită tectonicii alpine. Comparativ cu autohtonul danubian cristalinul getic reprezintă o parte marginală a geosinclinalului carpatic și prin urmare structurile migmatizate pot fi considerate de gradul doi. Această poziție laterală în raport cu structurile granitizate poate explica cantitatea mai redusă a aportului și modul specific de punere în loc. În cadrul structurilor migmatizate, migmatitele oculare au o poziție exterioară față de cele echigranulare (lineare) ceea ce învederează o diminuare a aportului și o scădere a intensității tectonizării. Pe scurt, migmatitele menționate în lucrare sînt formațiuni metasomatice sinmetamorfe de vîrstă baicaliană, cantonate în infrastructura prebaicaliană, în zonele axiale ale unor structuri majore de gradul doi, avînd drept cauză aceleași fenomene care au determinat punerea în loc a masivelor granitoide din autohtonul danubian.

B) **Relația deformare-migmatizare.** Înțelegerea că migmatitele sînt localizate în arii de maximă deformare sinmetamorfă reprezintă credem contribuția cea mai însemnată a lucrării de față. Deformarea a fost de

Institutul Geologic al României

tip penetrativ, forfecările pe grupuri de plane paralele generînd în unele cazuri o șistozitate diferită de a metamorfitelor premigmatice, implicînd rotații ale domeniilor structurale, iar modelul său geometric, posedă constant simetrie monoclinică. Întrucît simetria tectonitului corespunde cu simetria mișcării, în sensul că elementele de simetrie ale tectonitului sînt comune cu elementele de simetrie ale mișcării care i-a dat naștere, rezultă că axele de rotație ale domeniilor structurale au fost în general orizontale, aceasta fiind poziția elementelor structurale lineare observate. Limitele domeniilor structurale au coborît pînă la dimensiuni subgranulare, cristalele fiind deformate sau zdrobite în totalitate. Consecințele au fost : distrugerea coeziunilor inter și intragranulare și realizarea prin aceasta a căilor de acces ale aportului de substanță ; orientarea indicatorilor structurali, la care au luat parte atît mișcări componențiale directe cît și indirecte, și generarea unor tectonite cu linearitate frapantă.

Prima afirmație o înțelegem astfel : deși spațiile tectonizate de tipul discutat reprezintă locuri cu energie liberă mai înaltă ca a rocilor înconjurătoare, fiind mai curînd zone de comprimare decît de extensie, gradienții care au dirijat migrarea de substanță au acționat de jos în sus nu lateral, numai aici acțiunea lor putînd fi reală, datorită distrugerii barierelor fizico-mecanice care interzic în fapt migrarea liberă a substanțelor mobile în scoarță ; în aceste spații s-au realizat imense rețele de contacte inter și intragranulare neechilibrate, care au putut găzdui ioni și molecule străine de mineralele rocii, adică s-au creat condiții ideale pentru amorsarea filmului intergranular al lui W e g m a n n (1955). Din cauza rigidității avansate a rocilor afectate — metamorfite preexistente care ca infrastructuri ale unor serii suprajacente sedimentare au pătruns în timpul migmatizării în condiții de P—T mai scăzute decît cele în care au luat naștere — deformarea a manifestat un pronunțat caracter disjunctiv, mineralele componente comportîndu-se casant. Paralelismul zonelor migmatizate cu marginile platformelor rusă și moesică, nu poate fi întîmplător, ci arată că jocul spațial al teritoriilor geosinclinale carpatice din fața platformelor a fost controlat de către acestea și prin urmare înrădăcinarea pînzelor tectonice care găzduiesc migmatitele nu trebuie căutată dincolo de limitele bazinului transilvan.

C) **Locul metasomatozei în geneza migmatitelor.** Procesele petrogenetice ce au generat migmatitele descrise au implicat un aport important de substanță, în principal pe cale metasomatică. S-a înțeles metasomatoza ca o modificare a chimismului sistemelor petrografice considerate, în stare esențialmente solidă, fără intervenția unei topituri de silicați și cu variație de volum. Ultima clauză este o consecință directă a asocierii migmatizării cu deformări sinmetamorfe, fiind deci obligatorie (G r e e n s, 1967). Despre starea fizico-chimică a aportului putem spune că a fost un fluid apos supracritic purtător îndeosebi de potasiu sub o formă combinată pe care n-o intuim, și care a circulat prin spațiile tectonizate. Apariția mineralelor hidratate de neoformațiune este o dovadă neechivocă ; ele sînt vizibile peste tot în migmatitele cercetate și confirmă ipo-

Institutul Geologic al României

teza despre prezența apei în granitizare (R i t t m a n n, 1960), modelul interpretativ cel mai în concordanță cu datele de observație asupra modului de punere în loc a aportului fiind cel hidrotermal al lui M a r m o (1967). Intervenția apei în migmatizare explică compoziția plagioclazului în migmatitele rezultate și alte transformări din parageneza afectată. Astfel, faciesul metamorf în care se produce migmatizarea este condiționat de temperatura apei pătrunsă în metamorfitele preexistente, conjugată cu temperatura ambianței, și dacă temperatura rezultantă este sub o anumită limită, aflată undeva între 500 și 600°C, se produce separarea aproape totală a componentei calcice de cea sodică (W i n k l e r, 1967) după cum este cazul în migmatitul ocular de Rarău. Cu alte cuvinte, migmatizarea este posibilă în condițiile de P.T. ale faciesului șisturilor verzi, dacă fluidul apos purtător de alcalii pătrunde la nivele suficient de înalte în scoarță. Fiindcă însă, metasomatoza potasică diminuează în favoarea celei sodice cu coborîrea temperaturii (O r v i l l e, 1962) este de așteptat ca totuși migmatizarea să urce cel mult pînă la limita subfaciesurilor $B_{1.3} - B_{1.2}$., ceea ce corespunde cu observația lui N o e-N y g a a r d (1955) că procesele de granitizare sînt legate în general de faciesurile amfibolitelor cu almandin și amfibolitelor cu epidot, ultimul corespunzînd cu subfaciesul $B_{1.3}$ al faciesului șisturilor verzi în terminologia mai nouă. Granitizarea în condițiile acestui subfacies explică granitele tardecinematice microclin-albitice cu epidot ale lui M a r m o (1967). Din cercetările noastre reiese, că, condițiile ideale ale migmatizării metasomatice se realizează la începutul faciesului amfibolitelor cu almandin, în domeniul de stabilitate a unui plagioclaz cu cca 20% An, așa cum este cazul în Făgăraș și Munții Mărginimii. Cu creșterea gradului de metamorfism, spre subfaciesurile $B_{2.2} - B_{2.3}$, migmatizarea metasomatică diminuează din cauza pătrunderii în domeniul de P.T. al topiturilor granitice, fapt ce va schimba multe din proprietățile rocilor. La aceste nivele, chestiunea din aceea a unui aport de substanță, devine aceea a unui expulzări de substanță, adică avansăm spre locurile de ,,degranitizare" (N o e-N y g a a r d, 1955) sau de ,,granodioritizare" (M a r m o, 1956), și în consecință texturile și structurile vor trebui să difere acolo de cele din zonele superioare.

Originea aportului de substanță rămîne ipotetică din cauza absenței datelor și în concepția migmatizării într-un metamorfism ulterior, nu putem vorbi de migrare din zona anatectică în sensul lui W i n k l e r (1967). Acceptăm derivarea aportului în urma fenomenelor petrecute în aria de interacțiune dintre plăcile individualizate ale scoarței, existente în jurul teritoriului carpatic în orogenul baicalian, care au avut drept consecință majoră formarea topiturilor granitoide puse în loc în autohtonul danubian.

Momentul migmatizării fiind baicalian trebuie clarificate noțiunile de infrastructură și suprastructură și de asemenea de găsit o explicație lipsei migmatitelor din suprastructură, deși migmatizarea a pătruns și în condițiile de P.T. ale faciesului șisturilor verzi. Infrastructura a fost înțeleasă ca fundament metamorfozat peste care s-a acumulat o stivă sedimentară metamorfozată în altă perioadă. Concret, seria de Cumpăna

Institutul Geologic al României

prebaicaliană constituie infrastructura seriei de Leaota, metamorfozată în orogeneza baicaliană. Prezența migmatitelor numai în infrastructură poate fi explicată astfel:

a) Migmatizarea fiind condiționată de spațiile intens deformate ale infrastructurii, porțiunea păstrată astăzi din suprastructură (seria de Leaota) se află la exteriorul acestor spații.

b) Cum am mai amintit, migrarea potasiului se reduce cu scăderea temperaturii, în așa fel încît distanța la care poate ajunge în condiții metasomatice față de punctul de plecare, aflat în părțile inferioare ale faciesului amfibolitelor cu almandin, și deci depășirea infrastructurii, este determinată de adîncimea de metamorfozare a suprastructurii; dacă suprastructura nu a atins cel puțin gradul de metamorfism B_{1-3}, este puțin probabil ca să găsim în ea migmatite.

Mai departe, dorim să subliniem că, migmatizarea în teritoriile cercetate de noi nu corespunde noțiunii de front; migrarea substanțelor s-a realizat pe spații înguste, acolo unde deformarea a atins intensitatea maximă, intercalațiile de metamorfite mai slab implicate dintre aceste spații rămînînd neafectate. Aceasta din cauza rolului infim al difuziunii în stare solidă și în absența apei, perpendicular pe șistozitate și/sau stratificație. Substratul fiind apa în deplasare, ea a străbătut unde a avut căi deschise, reprezentate prin zonele puternic cataclazate, în care coeziunile intra și intergranulare au fost distruse. După cum aportul de substanță la nivelele expuse astăzi a fost numai sindeformațional sau/și postdeformațional, structurile de înlocuire rezultate diferă. În general în primul caz structurile de înlocuire foarte fine au fost puternic modificate și relațiile plagioclaz-microclin sînt mai ales de tip pertitic, datorită recristalizărilor repetate și migrării plagioclazului spre porțiunile de energie liberă minimă ale megablastelor de microclin (fisurări sau deformări). Pertitele în formă de limbi de flăcări observate de noi sînt strîns legate de microclinul deformat. În al doilea caz au persistat structuri de substituție tipice prin intermediul cărora procesul poate fi urmărit pas cu pas în dezvoltarea sa. Structurile de primul fel apar frecvent în migmatitul ocular de Rarău și predomină în Făgăraș. Structurile de al doilea fel caracterizează migmatitele echigranulare din Munții Mărginimii.

Cînd deformarea și aportul sincron de substanță s-au petrecut la temperaturi mai înalte, ca spre exemplu în Făgăraș, a fost posibilă acceptarea unei cantități de feldspat plagioclaz în cel potasic, și a unui dezamestec ulterior, ceea ce credem că explică satisfăcător relativ frecventele micropertite observate aici și asocierile difuze ce nu pot fi explicate prin înlocuire. Căci, admisia de feldspat plagioclaz în cel potasic este funcție de temperatură, cu scăderea temperaturii putîndu-se forma pertite de exoluție de origine inițială metasomatică. Cu alte cuvinte, puritatea microclinului migmatitelor este dependentă de: temperatura la care s-a produs migmatizarea; relațiile în timp, deformare-aport.

D) **Dezechilibre mineralogice în migmatite.** Larga răspîndire a dezechilibrelor mineralogice constituie o proprietate omniprezentă a migma-

Institutul Geologic al României

titelor descrise de noi și reprezintă un important indiciu al aportului de substanță și al trecerii rocilor prin perioade metamorfe succesive (E s c h e r, 1966; H i e t a n e n, 1967). Dezechilibrele observate pot fi grupate în două categorii: de natură chimică; de natură termodinamică. Primele sînt exprimate în esență de coexistențele microclin-granat și microclin-hornblendă, microclinul putînd întovărăși stabil oricare din cele două minerale numai în afara limitelor de stabilitate ale micelor, nedepășite însă în terenurile cu migmatite menționate aici. Celelalte se manifestă prin schimbarea compoziției unor soluții solide minerale (plagioclaz) cu apariția de minerale noi prin individualizarea componenților eliberați (epidot). După păreri recente (W i n k l e r, 1967; H i e t a n e n, 1967) paragenezele metamorfismului regional progresiv ating echilibrul chimic și termodinamic și înregistrează cele mai înalte condiții de P.T. prin care au trecut. De aceea prezența dezechilibrelor mineralogice în metamorfite trebuie considerată ca indicînd evenimente ulterioare primului metamorfism, nedesăvîrșirea reacțiilor datorîndu-se: fie incapacității sistemului de a satisface cerințele energetice (energie calorică insuficientă care să permită avansarea pînă la completare a reacțiilor endoterme); fie rigidității sale structurale ce nu a mai permis penetrarea intimă a agenților transformatori în toate punctele sistemului. Pe scurt dezechilibrele mineralogice sînt proprii terenurilor polimetamorfe, rocile implicate în metamorfismele ulterioare posedînd deja o înaltă compactitate și rigiditate iar intensitățile metamorfismelor scăzînd în general cu apropierea de vremurile actuale, fapt citat în toate terenurile polimetamorfe (B o w e s, 1968; R a b k i n, 1968; R a v i c h, 1968; R e i d, G r e e n w o o d, 1968).

E) **Rolul segregării mecanice în generarea migmatitelor.** Explicarea diferențierii metamorfe sincinematice prin proprietățile fizico-mecanice diferite ale mineralelor, propusă de S c h m i d t (din T u r n e r și V e r h o o g e n, 1960) prin analogie cu ceea ce se întîmplă în aliajele laminate, este puțin discutată în petrologie și în general trecută cu vederea. După cum rezultă din cercetările noastre, acest proces este fundamental în geneza migmatitelor metasomatice avînd consecințe multiple:

1. Duce la segregarea filosilicaților de ceilalți silicați și în special de tectosilicați, deci la apariția unor texturi neomogene. Separarea poate atinge un stadiu atît de avansat încă o rocă inițial omogenă se diferențiază în unități leucocrate și melanocrate ele însele cu valoare de rocă judecînd după dimensiunile separațiilor.

2. Crează agregate mai mult sau mai puțin monominerale cu valoare de indicatori tectonitici (O e r t e l, 1962). Orientările indicatorilor se produc prin rotiri și deformări.

3. Favorizează în anumite situații megablasteza unor minerale.

Diferențierea mecanică sincinematică este deosebit de activă în condițiile pătrunderii unui fluid apos supracritic conținînd alcalii și silice.

F) **Despre clasificarea migmatitelor.** Cel mai potrivit criteriu de clasificare a texturilor migmatice ni s-a părut a fi unul descriptiv și simpli-

Institutul Geologic al României

ficat, deoarece o schemă oricît de largă nu include totalitatea variaţiilor texturale prezente chiar în limitele unui aceluiaşi corp petrografic, iar stabilirea genezei unui migmatit considerat necesită un studiu petrologic complex. În 1960 la Congresul Geologic Internaţional de la Copenhaga a avut loc un simpozion asupra nomenclaturii migmatitelor, prezentînd liste de termeni Dietrich şi Mehnert, Polkanov, Roques, Berhelseu ; la acelaşi congres, Dietrich a comunicat un studiu cuprinzător al migmatitelor ptygmatice; în 1962 Berthelsen et al. descriu aşa zisele „wildmigmatites" din Groenlanda, Misar propune o clasificare genetică, iar Mehnert o listă în care citează treisprezece variante texturale. Nici una din aceste clasificări nu se aplică ca atare la realităţile din terenurile noastre migmatice, cea mai utilă fiind totuşi lista lui Mehnert din 1962. Pe această bază am deosebit două tipuri principale de migmatite, asimilabile cu cele menţionate pe Harta geologică a României 1 :200.000 (1968): migmatite oculare (metablastice); migmatite echigranulare (metatectice). Migmatitele oculare apar sub acest nume în clasificarea lui Mehnert; cele echigranulare s-ar asemăna mai mult cu migmatitele nebulitice ale aceluiaşi autor, cu variante spre migmatitele cu texturi pătate, în şlire, stratificate (stromatitice sau lit-parlit) etc. Petrostructural ambele varietăţi sînt identice, fiind tectonite complexe cu linearitate bine dezvoltată şi generate prin acelaşi proces petrogenetic. Mineralogic, migmatitele descrise sînt granitoide sincinematice cu microclin maxim şi oligoclaz (Marmo, 1967) tipice fiind în acest sens cele din Făgăraş. Migmatitele echigranulare din Munţii Mărginimii şi cel ocular de Rarău învederează treceri spre granitoidele tardecinematice cu microclin maxim şi oligoclaz acid sau albit ale aceluiaş autor. În încheiere, notăm că formaţiuni şi procese petrogenetice uneori identice celor descrise în prezenta lucrare se citează tot mai frecvent în literatura petrografică asupra terenurilor metamorfe precambriene; spre exemplu Escher (1966) în Groenlanda, Sims şi Gable (1967) în Colorado, Gore (1968) în partea sudică a scutului canadian. Credem că nu sînt coincidenţe prin hazard ci dezvăluie chiar dacă într-un mod aproximativ, una din legităţile dezvoltării scoarţei pămîntului.

Primit la redacţie: 5 noembrie 1972

BIBLIOGRAFIE

Arion M., Ignat V. (1970) Consideraţii asupra migmatitelor din versantul sudic al Munţilor Făgăraş. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, LVI/1, Bucureşti.

Arribas A.S.M. (1955) Les caractéristiques structurelles du Granites de la Costa Bravo et leur signification pétrogénetique. *Colloq. Intern.* LXVIII, C.N.R.S. Paris.

Balintoni I. (1969a) Migmatitul ocular de Rarău. Consideraţii petrografice, petrogenetice, petrostructurale. *Bul. Soc. Şt. Geol. Rom.*, XI, Bucureşti.

— (1969b) Asupra caracterului retromorf al paragnaiselor biotitice cu clorit de pe Bîrsa Groşetului. *Bul. Soc. Şt. Geol. Rom.*, XI, Bucureşti.

— (1970) Asupra caracterului blastic al microclinului din migmatitele oculare de lîngă Plaiu Foii (Bîrsa Groşetului) *D.S. Inst. Geol. Rom.*, LVI/1, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Barth T. F. W. (1952) Theoretical Petrology, Wiley, New-York.
Bellier J. (1960) Signification des structures de corrosion dans les roches migmatiques. *Inter. Geol. Cong., The Granito-Gneisse Problem*, XIV, Copenhagen.
Berthelsen A. (1960). Structural Classification of Gneisses as Used in Team Work in SW Greenland. *Inter. Geol. Congr.*, Part XXVI, Supplementary Volume, Copenhagen.
— Bondesen E., Jensen S. B. (1962) On the so-called Wildmigmatites. Krystalinikum, 1, Prag.
Billings M. P. (1956) Structural Geology. Prentice-Hall, U.S.A.
Bowes D. R. (1968) An Orogenic Interpretation of the Lewisian of Scotland. *Inter. Geol. Congr.*, 4, Academia, Prague.
Codarcea-Dessila Marcela (1961) Contribuțiuni la stratonomia și tectonica șisturilor cristaline ale Carpaților Meridionali Centrali la vest de Olt. Acad. R.P.R. *Stud. Cerc. Geol.*, VI, 3, București.
— (1964) Considerații asupra stratigrafiei genezei și structurii formațiunilor cristalofiliene din Carpații Meridionali Centrali (Regiunea Rășinari-Cisnădioara-Sadu). *An. Com. Geol.*, XXXIV, I, București.
— (1965) Studiul geologic și petrografic al regiunii Rășinari-Cisnădioara-Sadu. *Memorii VI, Inst. Geol., Com. Geol.*, București.
— (1966) Căi noi în descifrarea evoluției geologice a terenurilor cristalofiliene. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geol.*, 11, 2, București.
— (1967) Propos concernant la légende de la carte tectonique de la region Carpato-Balkanique et des teritoires limitrophes (massifs prealpins). *Rev. Roum. de Géol. Géophys. Géogr. Série de Géol.*, 11, 1, București.
— (1967) La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates roumaines. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Série de Géol.*, 11, 1, București.
— (1967) Contribuții la evoluția prealpină a unora dintre masivele cristalofiliene din România. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., Seria Geol.*, 12, 2, București.
— (1967) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., Seria Geol.*, 12, 1, București.
— (1968) Probleme actuale ale geologiei terenurilor cristalofiliene din România. *An. Com. Geol.*, XXXVI, București.
— Savu H. (1967) Metoda K-Ar în datarea terenurilor cristalofiliene și a masivelor granitoide din România. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., Seria Geol.*, 12, 2, București.
— Semenenko M. D., Davidenko 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.*, 8, 4, București.
Dietrich R. V. (1960) Genesis of Ptygmatic Features. *Inter. Geol. Congr., The Granite-Gneiss Problem*, Part XIV, Copenhagen.
— Mehnert K. R. (1961) Proposal for the Nomenclature of Migmatites and Associades Rocks. *Inter. Geol. Congr.*, Part XXVI, Supplementary Volume, Copenhagen.
Dimitrescu R. (1962) Studiul geologic și petrografic al părții de est a Masivului Făgăraș. *D.S. Com. Geol.* XLVII, București.
— (1963) Structura părții centrale a Munților Făgărașului. *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V (1961), Com. Șt.* II, București.
— (1964) Studiul geologic și petrografic al părții de est a Masivului Făgăraș. *An. Com. Geol.* XXXIII, București.
— (1967) Contribuții privind evoluția structurală a Masivului Făgăraș. *Soc. Șt. Nat. Geogr. R.S.R., Com. Geol.* IV, București.
Dimofte C. (1935) Determinarea orientării mineralelor rocilor amfibolice cu exemplificări asupra unei roci amfibolice din cristalinul văii Oltului. *Anal. Univ. Buc., Seria Șt. Nat., Geol. Geogr.*, XIV, 1, București.
— (1966) Observații microtectonice și de petrologie structurală în cristalinul Munților Făgăraș, de-a lungul văii Oltului. *Anal. Univ. Buc., Seria Șt. Nat., Geol. Geogr.*, XV, 2, București.
— (1967) Seriile și zonele formațiunilor cristaline din extremitatea vestică a Munților Făgăraș. *Ancl. Univ. Buc. Seria Șt. Nat. Geol. Geogr.*, XVI, 1, București.
Escher A. (1966) The Deformation and Granitization of Ketilidian Rocks in the Nanortaliz Area, S. Greenland. *C. A. Reitzeler Forlog.* Kobenhavn.

Institutul Geologic al României

Eskola P. (1955) About the granite problem and some masters of the study of granite. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 168.

Filipescu M., Vincenţiu I. (1963) O nouă metodă pentru extragerea argonului din roci în vederea stabilirii vîrstei absolute. *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V (1961). Comun Şt.* V. Bucureşti.

Gherasi N. (1956) Cercetări geologice în partea occidentală a masivului cristalin al Leaotei. *D.S. Com. Geol.* XL, Bucureşti.

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

— Manilici V., Dimitrescu R. (1966) Studiul geologic şi petrografic al Masivului Ezer-Păpuşa. *An. Com. Geol.*, XXXV, Bucureşti.

Ghika-Budeşti Şt. (1932) Études géologiques et pétrographiques dans les Munţii Lotrului. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, Bucureşti.

— (1935) Études géologiques et pétrographiques dans les Munţii Lotrului. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XX, Bucureşti.

— (1937) Observations au sujet de „Das Kristallin des Sebescher und Zibin-Gebirges" par dr. A. Vendl. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI, Bucureşti.

— (1938) Considerations géologiques et pétrographiques sur la Mine d'Or de Valea lui Stan. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXII, Bucureşti.

— (1938) Les faciès cristallophyliens du groupe getique dans la région du défilé de l'Olt. Leur repartition et leurs rapports. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXII, Bucuureşti.

— (1940) Les Carpates Méridionales Centrale. Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoi. *An. Inst. Géol. Roum.*, XX, Bucureşti.

— (1942) Metamorphites et migmatites dans les Carpates Méridionales. *Bull. Soc. Roum. Géol.*, V, Bucureşti.

Giuşcă D., Biloiu M., Rădulescu D., Stiopol V., Dimitrescu R. (1956) Studiul petrografic al masivului Poiana Ruscă de sud-vest. *D.S. Com. Geol.*, XL, Bucureşti.

— Savu H., Borcoş M. (1967) Asupra stratigrafiei şisturilor cristaline din Munţii Apuseni. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., Seria Geol.*, 12, 1, Bucureşti.

Gore J. Dorothy (1968) Potash Metasomatism and Granitization Accomplished by Boron-Potassium Compounds. *Inter. Geol. Congr.*, 4, Academia, Prague.

Gresens R. L. (1967) Tectonic-Hydrothermal Pegmatites. I. The Model. *Contr. Mineral. and Petrol.* 15.

— (1967) Tectonic Hydrothermal Pegmatites. II. *An Example Contr. Mineral. and Petrol.* 16.

Hietanen Anna (1967) On the Facies Series in Various Types of Metamorphism. *Journ. Geol.* 75, 2.

Krupicka J. (1968) Sharp Boundaries in Crystalline Rocks and their Interpretation. *Inter. Geol. Congr.*, 4, Academia, Prague.

Laves F., Viswanathan K. (1967) Relations between the Optical Axial Angle and Triclinicity of Potash Feldspats, and Their Significance for the Definition of „Stable" and „Unstable" States of Alcali-Feldspars. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 47, 1, Lehman, Zürich.

Manilici V. (1956) Cercetări petrografice şi geologice în regiunea Rîul Doamnei-Rîul Cernat. *D.S. Com. Geol.* XXXIX, Bucureşti.

— (1956) Studiul petrografic al rocilor eruptive mezozoice din regiunea Poiana Mărului-Şinca Nouă. *An. Com. Geol.* XXIV. Bucureşti.

Marmo V. (1956) On the Classification of the Precambrian granites. *Colonial Geol. Mineral. Resources* (Gt. Brit.), 5.

— (1966) Monzonitic Hornblende Granite Nwoj Tebo, Central Sierra Leone. *Bull. Com. Géol. Finlande*, 222, Otaniemi.

— (1966) On the Granite Problem Earth-Sci. Rev., 3, 1, *Elsevier*, Amsterdam.

Mehnert K. R. (1962) Zur Systematik der Migmatite. *Krastalinikum*, 1, Prag.

Mihăilescu V. (1963) Carpaţii Sud-Estici. Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.

Misar Z. (1962) Problems of the Geological Position and Zoning of Metasomatic Granitization. *Krystalinikum*, 1, Prag.

Mrazec L. (1897) Despre Clasificarea cristalinului din Carpaţii Meridionali. *Bul. Soc. Şt.* VI, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— (1930) Observațiuni la comunicarea d-lui O. Schmidt. Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților Meridionali. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XVII, București.

Murgoci-Munteanu G. (1923) Sinteza Geologică a Carpaților de Sud. *D.S. Inst. Geol. Rom.* I, (1910), București.

Nicolau Th. (1905) Gneisul de la Rarău. Extr. Arh. 4, *Reînvierea*. Botoșani.

Noe-Nygaard A. (1955) Comparaison entre les roches grenues appartenant a deux orogénées précambriennes voisines au Groenland. *Coloq. Inter.* LXVIII. C.N.R.S., Paris.

Oertel G. (1962) Entrapolation in Geologie Fabrics. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 73, 3.

Orville P. M. (1962) Alcali Metasomatism and Feldspars. *Norsk Geol. Tidssk.*, 42, 2 Köpenhavn.

Pavelescu L. (1955) Cercetări geologice și petrografice în munții Sebeșului. *An. Com. Geol.* XXVIII, București.

— Pavelescu Maria (1965) Cercetări geologice și petrografice între Oașa (munții Sebeș), Urdele (munții Paring). *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., Seria Geol.*, 10, 1, București.

Prrin R., Roubault M. (1955) Granites a enclaves dites deplacée et naissance in situ de schistosités discordantes au Contournées. *Colloq. Inter.*, LXVIII, C.N.R.S. Paris.

Polkanov A. A. (1961) Terms Most commonly Used by Soviet Geologist. *Inter. Geol. Congr.*, XXVI, Supplem. Vol. Copenhagen.

Primics G. (1885) Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und der benachabarten rumänischen Gebirge. *Földt. Közl.*, XIX. Budapesta.

Rabkin M. I. (1968) On Depth of Regional Metamorphium of the Anabar Schield. *Inter. Geol. Congr.*, 4, Academia, Prague.

Ramberg H. (1952) The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. *Univ. Chicago Press*, Chicago.

Ravich M. G. (1968) Regional Metamorphium and Ultrametamorphium of Crystalline Basements of the Antarctic and Other Gondwana Platforms. *Inter. Geol. Congr.*, 4, Academia, Prague.

Reid R. R., Greenwood W. R. (1968) Multiple Deformation and Associated Progressive Polymetamorphism in the Beltian Rocks of the Idaho Batholith, Idaho, U.S.A. *Inter. Geol. Congr.* 4, Academia, Prague.

Reinhard M. (1906) Der Coziagneisszug in der Roumänischen Karpathen. *Bul. Soc. St.* XV, București.

— (1908) Cercetări în Munții Făgărașului și în valea Jiului. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, București.

— (1909) Cercetări în Munții Făgărașului. *An. Inst. Geol. Rom.* II, București.

— (1910) Șisturile cristaline din Munții Făgărașului (Clina Română). *An. Inst. Geol. Rom.* III, București.

Rittmann A. (1960) Vulkane und ihre Tätigkeit. *Ferdinand Enke*, Stuttgard.

Roques M. (1961) Nomenclatura de J. Jung et M. Roques pour certains types de migmatites. *Inter. Geol. Congr.* XXVI, Supplem. Vol., Copenhagen.

Savu H. (1968) Sienitele cu nefelin de la Mălaia și poziția lor în structura cristalinului Lotrului. *D.S. Com. Geol.* LIII/3, București.

Schmidt O. (1930) Cercetări geologice în ramificațiile nord-estice ale Munților Făgăraș. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XV, București.

— (1930) Scurtă expunere a rezultatelor cercetărilor geologice făcute în șisturile cristaline ale Carpaților Meridionali. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XVII, București.

Sims P. K., Gable D. Y. (1967) Petrology and Structure of Precambrian Rocks, Central City Quadrangle, Colorado. *U.S. Govern-Point. Off.*, Washington.

Smulikowski K. (1960) Evolution of the Granite-Gneisses in the Snieznik Mountains—East Sudetes. *Inter. Geol. Congr.* XIV, Copenhagen.

Streckeisen A. (1931) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, București.

— (1935) Recherches géologiques dans la partie orientale des Carpates Méridionales. *C.R. Inst. Géol. Rom.* XX, București.

Turner J. F., Verhoogen J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. McGrow-Hil New-York, Toronto-London.

Institutul Geologic al României

— Weiss L. E. (1963) Structural analisis of metamorphic tectonites. McGrow-Hill, New-York.

Wegmann E. C. (1955) Les ordes de grandeur dans le phénomènes métasomatiques des roches. *Colloq. Intern.* LXVIII, C.N. R.S. Paris.

Winkler H.G.F. (1967) Die Genese der metamorphen Gesteine. *Springer Verlag. Berlin*, Heidelberg, New-York.

— (1970) Abolation of metamorphic Facies, Introduction of the four Divisions of Metamorphic stage of a classification based on Izograds in common Rocks. *N. Iahrb. Miner.*, 5, Stuttgart.

Institutul Geologic al României

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE COMPARATIVE DE QUELQUES MIGMATITES DES MONTS FĂGĂRAŞ ET SEBEŞ

(Résumé)

Le présent ouvrage traite des roches à microcline de la série de Cumpăna-Holbav (Monts Făgăraş) et de la série de Sebeş-Lotru (masif situé entre l'Olt et le Jiu). Sur la carte géologique de la Roumanie au 1/200.000e (1968) on a figuré ces roches comme migmatites. Les migmatites sont connues dans les Monts Făgăraş sous les nom de gneiss de Cozia (ceux oeillés) et de gneiss de Cumpăna (ceux équigranulaires) et dans le massif de Sebeş-Lotru sous le nom de gneiss granitiques. Les séries de Cumpăna-Holbav et de Sebeş-Lotru sont prébaïkaliennes et constituent la plus grande partie du cristallin gétique — une partie de la nappe gétique — qui chevauche du N vers le S le cristallin autochtone danubien. Contrairement au cristallin danubien dans le cristallin gétique les granites sont faiblement répandus, les migmatites n'étant pas associées aux granites.

Migmatites de Făgăraş. La série de Cumpăna-Holbav constitue la zone axiale du massif de Făgăraş. C'est la série la plus affectée par le métamorphisme et dans sa partie centrale les coupes transversales réalisées par les rivières qui se dirigent vers le sud mettent en évidence une succession de migmatites et de métamorphites large de 10 à 15 km. Même dans la partie centrale de la zone migmatisée, entre l'Argeş, à l'ouest, et Rîul Doamnei, à l'est, se développe un corps de migmatites équigranulaires d'aspect granitique, qui contiennent des ségrégations biotitiques grosses de l'ordre des centimètres, très caractéristiques, et des enclaves de paragneiss biotitiques, roches qui constituent la série de Cumpăna-Holbav. Ce sont ces roches que l'on désigne sous le nom de gneiss de Cumpăna. Au N et au S de ce corps on observe des roches d'aspect oeillé qui comportent des mégablastes de microcline dont la longueur ne dépasse pas 20 cm. Ces roches sont connues sous le nom de gneiss de Cozia. Nous précisons dès le début que les migmatites sont des roches formées avec un apport de matériel mis en place au cours du métamorphisme baïkalien, fait attesté par les enclaves de paragneiss biotitique visibles dans les migmatites équigranulaires développées entre l'Argeş et Vîlsan, enclaves dépourvues de microcline et de muscovite (minéraux de néoformation propres aux migmatites).

Nous attribuons au baïkalien la formation des migmatites car les conditions thermodynamiques durant la migmatisation ont été plus faibles que celles qui ont conduit aux paragénèses des roches préexistantes. Elles ont été similaires aux conditions qui ont présidé au cours du métamorphisme baïkalien, notamment : les venues de substances ont été accompagnées d'une déformation synmétamorphique responsable de la schistosité de cisaillement S_2 dans les formations métamorphisées antérieurement, autant que des structures tectoniques linéaires micro- et macroscopiques. Les éléments linéaires macro- et microscopiques sont parallèles à l'axe de la structure majeure orientée WSW-ENE. Nous signalons parmi les éléments macroscopiques : les grands axes des amas de ségrégation biotitique dans les migmatites équigranulaires (linéaires) ; les grands axes des enclaves des paragneiss biotitiques des mêmes migmatites ; les grands axes des mégablastes de microcline des migmatites oeillées ; les ségrégations quartzo-feldspathiques à grains menus (rods) dans certaines variétés de migmatitse oeillées et enfin les grands axes des cristaux de hornblende des métamorphites. La large extension des structures linéaires a orienté les études vers des recherches minéralogiques-structurale

Institutul Geologic al României

(l'évolution des transformations structurales des minéraux reperésente l'élément essentiel pour déchiffrer l'histoire des roches). Les migmatites se distinguent des métamorphites voisines par l'apparition des minéraux de néoformation (microcline et muscovite), la ségrégation des minéraux par espèces et en conséquence leur concentration en accumulations où prédomine, au point de vue quantitatif, un seul minéral (accumulations à valeur d'indices structuraux linéaires); les différences exceptionnelles entre les dimensions des cristaux de la même espèce minérale et entre ceux des espèces différentes (jusqu'à 100 : 1, voire même davantage); la cataclase et la déformation des grains (éventuellement en fonction du minéral pris en considération) et la présence générations du même minéral.

Le quartz se présente en plages presque monominérales à grains de grandes dimensions, les traces de la cataclase étant très peu visibles.

Le plagioclase présente deux aspects :

— de plages formées par des centaines de grains dont les dimensions sont de plusieurs dizaines de fois inférieures à celles des grains de quartz;

— de porphyroblastes à contours amiboïdes comparables, quant aux dimensions, aux plus gros grains de quartz. Ils englobent les minéraux de la mésostaze, y compris le plagioclase menu.

La biotite apparaît exclusivement sous forme d'agrégats allongés dont les individus, plus gros que ceux des métamorphites, sont extrêmement déformés.

La muscovite tout comme le plagioclase présente, elle aussi, deux aspects :

— associée à la biotite et montrant des caractères identiques;

— sous forme de cristaux individuels uniformes comme dimensions, minces et allongés, faiblement déformés, parsemés parmi les grains des plages de plagioclase.

Les mégablastes de microcline, extrêmement hétérogènes, montrent une blastèse syndéformationnelle répétée. Ainsi :

— elles sont entourées de microcline à countours irréguliers et à orientations optiques quelqonques;

— elles éclatent en morceux, les espacès crées étant remplis de fragments de microcline;

— les parties recristallisées des mégablastes laissent voir encore des grains de microcline à extinctions quelque peu différentes;

— de larges zones de mégablastes montrent un aspect de mozaïque dont les éléments présentent des extinctions légèrement variées et des limites moins évidentes;

— les macles sont fréquemment courbées. Les mégablastes englobent les autres minéraux à l'état décrit antérieurement et sont micropertitiques.

Les propriétés structurales du microcline excluent l'hypothèse de sa cristallisation d'une matière en état de fusion autant que sa préexistence dans des métasédiments. Des aspects ci-dessus il s'ensuit que : la recristallisation du quartz est intégralement postdéformationnelle alors que celle du plagioclase n'est que partiellement postdéformationnelle; la recristallisation de la biotite est syndéformationnelle et jamais postdéformationnelle; la muscovite préexistante a été séparée et sa recristallisation est probablement syndéformationnelle, celle des plages de plagioclase est cependant de néoformation; la cristallisation et la recristallisation répétées du microcline sont syndéformationnelles autant que postdéformationnelles. La présence des éléments tectoniques a exigé l'étude pétrostructurale des micas. Les conclusions de cette étude, d'une importance toute particulière pour comprendre la pétrogénèse des migmatites, sont les suivantes :

1. La série de Cumpăna-Holbav est polymétamorphique, la schistosité de stratification S_1 étant recoupée à angle aïgu par une schistosité de cisaillement S_2 créée au cours du métamorphisme baïkalien. La schistosité S_2, inégalement développée, est moins saisissable que la schistosité S_1.

2. L'intensité maximum de la déformation apparaît chez les migmatites équigranulaires centrales de type Cumpăna. Elle diminue vers le N et le S, là où l'épaisseur des migmatites se réduit et leur fréquence diminue. Là où les guirlandes *ac* de l'orientation des micas deviennent incompiètes et le degré de dispersion des pôles dans les guirlandes diminue les migmatites disparaissent.

3. Même dans la zone centrale, les intercalations de métamorphites sont moins déformées que les migmatites, la schistosité S_2 pouvant y faire défaut.

4. En même temps que la schistosité S_2 et comme une conséquence des cisaillements et de la blastèse syncinématique, adans la série de Cumpăna ont été engendrées des structures linéaires qui lui confèrent une unité pétrostructurale et une symétrie monoclinique totale. Les

Institutul Geologic al României

éléments linéaires microscopiques sont : les axes longs des cristaux de hornblende et de tourmaline ; les axes des guirlandes *ac* du quartz ; les axes *ac* des micas, fût-il question de la biotite, de la muscovite ou de la séricite ; les axes des guirlandes *ac* de la biotite des xénolites, dans les sections perpendiculaires à l'allongement ; les lignes d'intersection des schistosités S_1 et S_2.

5. Tout le long du massif de Făgăraș la position des linéations est pratiquement horizontale.

6. Les éléments pétrostructuraux présentent des orientations identiques chez toutes les roches de la série de Cumpăna-Holbav, entre les migmatites oeillées et équigranulaires n'apparaissant pas des différences d'ordre pétrostructural.

7. Les tectonites B, à symétrie monoclinique, de la série de Cumpăna-Holbav ont été engendrées aux dépens de certaines tectonites S préexistantes à symétrie rhombique.

La localisation exclusive des migmatites dans les espaces crées par des déformations synmétamorphiques intenses n'arrive pas au hasard. L'apport de substance n'a pu s'insinuer que là où les barrières physico-mécaniques étaient détruites, les grains des minéraux constituants étant cataclasés et déformés. Outre la présence des xénolithes, des arguments en faveur d'un apport de substance dans la zone migmatique sont : l'aspect d'infiltration du microcline qui colmate les espaces intergranulaires ; l'existence de quelques phases de séricitisation du plagioclase ; l'apparition des structures de substitution microcline-plagioclase ; la coexistence du microcline-grenat, minéraux incompatibles avec le métamorphisme régional d'intensité moyenne. La substance a pénétré à l'état fluide-aqueux supercritique riche en potassium et a circulé à travers les espaces intensément déformés. Les caractères pétrostructuraux de la série de Cumpăna-Holbav tels que nous venons de les énumérer excluent tout apport de substance granitique en fusion. Les mécanismes de formation des tectonites sont les suivants :

a) orientation mécanique : les xénolithes, les ségrégations micacées, la biotite et la muscovite dans tous les types de guirlandes *ac*, les oeillets de microcline et les ségrégations quartzo-feldspathiques. Fort probablement la hornblende a été partiellement orientée de cette manière ;

b) orientation par cristallisation mimétique : la tourmaline, la séricite, partiellement la hornblende et le microcline ;

c) orientation par cristallisation sous stress, mais en conditions statiques : le quartz.

L'absence du microcline des xénolithes (dont les modèles d'orientation de la biotite laissent voir des guirlandes *ac* complètement développées et réparties uniformément) signifie que l'apport de substance n'a commencé qu'après la destruction, assez avancée, de la cohésion intergranulaire, par des phénomènes tectoniques. Un problème intéressant que nous allons exposer ci-après, est l'explication de la manière dont le microcline s'accroît dans les mégablastes à dimensions supérieures à 20 cm et la forme ovoïde de ces mégablastes ;

a) la mégablastèse a eu lieu dans une ambiance essentiellement à l'état solide (sans l'intervention des silicates fondus) ;

b) la mégablastèse a eu lieu de manière syntectonique dans les zones à cisaillement actif ;

c) l'apport de substance a été métasomatique ;

d) la forme ellipsoïde des mégablastes ne saurait être une forme d'accroissement ;

e) les mégablastes de microcline sont ordinairement enveloppées dans des couches de mica ;

f) le microcline triclinique s'accroît en substituant le plagioclase.

Nous sommes porté à conclure que le microcline ne constitue des mégablastes ellipsoïdes que si sa croissance est métasomatique et syncinématique, si elle a lieu dans des roches abondant en mica et en conditions thermodynamiques qui caractérisent le début du faciès des amphibolites à almandin. Le dépôt des particules à partir d'un fluide aqueux faiblement suprasaturé oblige les noyaux de se fixer sur des supports, la formation de noyaux positifs stables étant difficile (R a m b e r g, 1952). Au cas du microcline ces supports ont été constitués par les cristaux de plagioclase. Les noyaux se fixent sur les supports de manière orientée, ce mécanisme étant contrôlé par les réseaux mêmes des supports, et la substitution survînt-elle dans plusieurs points d'un seul support, l'orientation des réseaux du substituant sera la même, conduisant à la fin à un cristal unitaire. L'apparition progressive de la phase de dispersion, spécifique pour les conditions métasomatiques, conduit au dépôt du matériel sur les cristaux revenant à l'espèce minérale en cours de formation, un nombre réduit de grains captant une grosse quantité de particules, phénomène facilité aussi par la grande mobilité de l'apport. Étant donné qu'en conditions syndéformationnelles les grains tournent autour de certains axes perpendiculaires à la direction du déplacement, ceux-ci s'arrondissent comme s'ils étaient travaillés au tour. En ces circonstances un rôle important revient justement aux écrans de micas qui

Institutul Geologic al României

enveloppent les mégablastes. Ces écrans maintiennent l'unité spatial entre les cristaux même s'ils sont broyés et vu leur dureté moindre ils se comportent comme un lubrifiant. C'est le peu de micas qui explique l'absence des mégablastes de microcline dans les migmatites équigranulaires. D'une part les mouvements plus intenses survenus au cas des migmatites équigranulaires ont facilité le broyage intense des éléments composants, et d'autre part le quatz et les feldspaths présentant des duretés proches et une anizotropie réduite par rapport aux micas affectés par la tectonique, au lieu de se séparer se mélangent, faute d'écrans de mica. La tendance des réseaux des minéraux déformés et cataclasés à se réconstituer est nettement en fonction du type de réseau et de la complexité des molécules d'un minéral donné. Cette tendance est plus accusée chez les minéraux à réseau tridimentionnel. Parmi ceux-ci le quartz, dont la molecule est plus simple, a recristallisé intégralement postdéformationnel. Le microcline dont la molécule ne renferme qu'un seul cation s'est reconstitué presque intégralement à plusieurs reprises, main tenant cependant des traces des effetes de la déformations. Le plagioclase, dont la molécule renferme deux cations montre différents degrés de broyage ou de recristallisation des résaux, suivant le cas. Les micas, minéraux à réseau bidimensionnel, après la recristallisation de la première phase de déformation, conditionnée tout spécialement par l'apport en potassium, n'ont plus reconstitué leur réseau, étant ainsi les témoins fidèles du côté mécanique du processus. Le granate, minéral à réseau insulaire, demeure constamment broyé.

Un rôle important pour la formation des mégacristaux et la reconstitution rapide des réseaux déformés revient sans doute à l'eau supercritique chargée d'alcalis et de silice.

Migmatites équigranulaires des Monts Sebeş-Lotru. Les migmatites équigranulaires des Monts Sebeş-Lotru approchent, quant à leur genèse, de celles équigranulaires des Monts Făgăraş- dont elles se distinguent toutefois du fait que leur recristallisation posttectonique est plus complète, et qu'elle a eu lieu en conditions de l'apport métasomatique ; aussi quelques structures de substitution très fines se maintiennent-elles. Les migmatites s'associent souvent d'amphibolites et l'on peut suivre les passages progressifs des amphibolites aux migmatites.

Le premier indice que le microcline va faire son apparition est la transformation du plagioclase, qui devient trouble et se sériciteise. Immédiatement après, le long des clivages, des fissures et dans les secteurs à transformations plus avancées, s'insinue le microcline. C'est le stade initial de la substitution, celui antipertitique, quand les grains de microcline revêtent les formes imposées par les caractères cristallographiques de la partie du minéral hôte substitué. Les antipertites constituent parfois sa seule manière d'apparaître. La proportion en microcline augmentant les pellicules qui longent les contacts intergranulaires avancent en se rejoignant en un réseau. Elles augmentent leur volume dans les zones de jonction des grains et pénètrent ensuite diffusément ou sous forme de flammes vers l'intérieur des cristaux de plagioclase. À ce moment le microcline commence à envahir de tous côtés le plagioclase, qui finalement débité et criblé ne subsiste plus que sous forme d'îlots à contours lobés et arrondis ou de restes diffus ou squelettiques à l'intérieur du microcline. Au cas des substitutions dirigées le microcline suit comme voies de pénétration les clivages, les macles, les fractures et les zones de contact entre les différents minéraux ou entre les minéraux et leurs inclusions. La migmatisation survenant à une température plus basse que celle à laquelle a eu lieu la métamorphose des roches durant l'orogénèse prébaïkalienne, le plagioclase a subi une décalcification importante, le composant calcique s'individualisant dans ce système physico-chimique sous forme d'épidote. Les épidotites accompagnent constamment les migmatites équigranulaires de la série de Sebeş-Lotru.

Les principaux arguments en faveur de l'apport métasomatique dans ces migmatites sont : l'aspect d'infiltration du microcline, la large distribution des structures de substitution et leur enchaînement progressif, les zones de transition entre les migmatites et les roches environnantes, l'apparition des migmatites dans les zones de déformation, la variation minéralogique quantitative très accusée.

Tout comme celle des Monts Făgăraş la migmatisation y est fort probablement d'âge baïkalien, le matériel étant mis en place dans les zones axiales de quelques structures anticlinales majeures.

Conclusions générales. L'étude des migmatites décrites dans le présent ouvrage conduit aux conclusions suivantes :

1) Dans la zone ayant fait objet d'études pour le présent ouvrage les migmatites sont cantonnées dans les séries métamorphiques prébaïkaliennes à leur constitution participant un

Institutul Geologic al României

apport de substance. La mise en place de l'apport arrivant durant le Baïkalien, l'âge de la migmatisation est donc baïkalien. Par rapport au cristallin danubien, envahi au cours de l'orogénèse baïkalienne par d'importantes masses granitiques, le cristallin gétique se trouve relativement dans une position marginale ; aussi peut-on affirmer que la migmatisation métasomatique a eu lieu dans les zones axiales de quelques structures anticlinales majeures de IIe degré ;

2) Les migmatites sont localisées dans les espaces de maximum de déformation synmétamorphique, l'apport ne pouvant pénétrer que là où les cisaillements avaient déjà détruit la cohésion intra- et intergranulaire ;

3) L'apport de substance, source pour la formation tout spécialement du microcline des migmatites, a eu lieu par l'intermédiaire d'un fluide aqueux supercritique riche en potassium qui a circulé à travers les roches fortement broyées. On peut considérer pareils phénomènes des phénomènes métasomatiques. Les conditions thermodynamiques qui ont regné durant l'aport ont été celles du début du faciès des amphibolites à almandin, d'un à deux isogrades moins élevés par rapport à celui nécessaire pour la réalisation de l'équilibre des associations minéralogiques préexistantes.

4) Le plagioclase des roches préexistantes étant plus calcique que celui stable à la température de la migmatisation l'excès en calcium participe à la formation de l'épidote. Les épidotites se rangent parmi les roches spécifiques qui accompagnent les migmatites ;

5) Dans les migmatites sont largement répandues les paragénèses : microcline + grenat et microcline+hornblende. Ces deux paragénèses temoignent d'un deséquilibre minéralogique, étant donné que le microcline ne saurait coexister comme stable dans les conditions thermodynamiques dans lesquelles a eu lieu la migmatisation ni en présence du grenat ni en présence de la hornblende. La persistence de ces deséquilibres atteste le polymorphisme et la pénétration de substance d'en dehors du système pris en considération ;

6) Les propriétés physico-mécaniques différentes des minéraux ont permis une importante différenciation syncinématique, les phylosilicates (micas) se séparant des tectosilicates (feldspaths et quartz). En ces conditions ont pris naissance surtout quelques structures linéaires (sé grégations micacées, ségrégations quartzo-feldspathiques-rods-) ;

7) Chaque minéral des migmatites révèle une longue évolution caractéristique, marquée par de multiples transformations structurales. Les minéraux, affectés par des cataclases et par des blastèses répétées, retiennent de manières différentes les traces des phénomènes subis ;

8) Dans les séries migmatisées, polymétamorphiques, les phénomènes de métamorphisme diminuent en intensité, alors que ceux de rétromorphisme sont largement répandus ;

9) Les aspects caractéristiques des migmatites — présence des structures linéaires, absence d'homogénéité, deséquilibres minéralogiques, mégablastèse, variabilité des structures, et présence des mineraux de néoformation hydratés — viennent de l'influence réciproque entre la cinématique synmétamorphique, responsable de la destruction des structures métamorphiques préexistantes, et le fluide aqueux supercritique riche en potassium.

Institutul Geologic al României

Redactori : MARGARETA PELTZ, LIGIA FOTE
Traducători : MARGARETA HĂRIEU, MARIANA SAULEA, MONICA TOPOR
Ilustrația : V. NITU

Dat la cules : septembrie 1974. Bun de tipar : decembrie 1974. Tiraj : 950 ex. Hîrtie scris I A 70 × 100/56 g. Coli de tipar 11 ¼. Com. 372. Pentru bibliotecă indicele de clasificare 55(058).

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația" str. Brezoianu nr. 23–25, București – România.

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Fig. 1. — Biotit îndoit în migmatit ocular de Rarău. N II; × 3,5.
Biotite courbée dans la migmatite ocillée de Rarău. N II; × 3,5.
Fig. 2. — Granat sfărîmat în migmatit ocular de Rarău. N+; × 9.
Biotite broyée dans la migmatite ocillée de Rarău. N+; ×9.
Fig. 3. — Apatit îndoit și rupt în migmatit ocular de Rarău. N II; × 20.
Apatite courbée et rompue dans la magnétite ocillée de Rarău. N II; × 20.
Fig. 4. — Pertite complexe în microclin din migmatit ocular de Rarău. N+; ×9.
Pertite complexe dans du microcline de la migmatite ocillée de Rarău. N+; ×9.

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Fig.1. — Benzi difuze de albit în microclin din migmatit ocular de Rarău. N+ ; × 20.
Bandes diffuses d'albite dans du microcline de la magnétite oeillée de Rarău. N+ ; × 20.

Fig. 2. — Pertite „limbă de flacără" în migmatit ocular de Rarău. N+ ; × 20.
„Flammes" pertitique dans la migmatite oeillée de Rarău. N+ ; × 20.

Fig. 3. — Pertite în continuitate în incluziuni albitice din migmatit ocular de Rarău. N+ ; × 20.
Pertite avec continuité dans les inclusions albitiques de la migmatite oeillée de Rarău. N+ ; × 20.

Fig. 4. — Microclin înlocuind albit sericitizat în migmatit ocular de Rarău. N+ ; × 3,5.
Microcline substituant l'albite séricitisée dans la migmatite oeillée de Rarău. N+ ; × 3,5.

Institutul Geologic al României



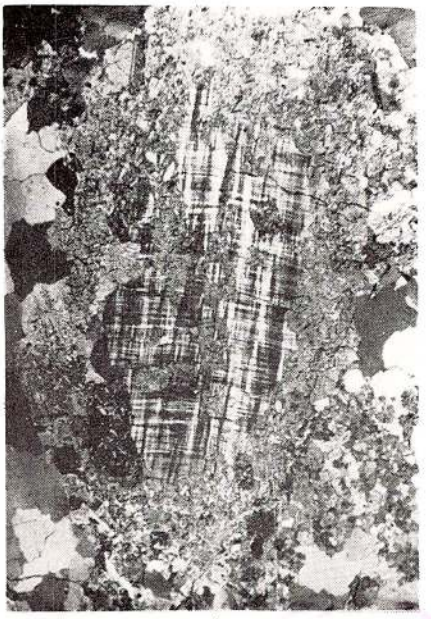
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

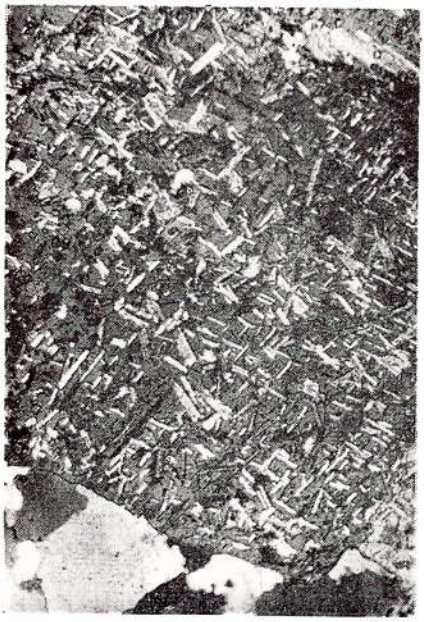
Fig. 1. — Sericitizare pe clivaje în albit din migmatit ocular de Rarău. N+ ; × 9.
Séricitisation le long des clivages dans l'albite de la migmatite oeillée de Rarău. N+ ; × 9.

Fig. 2. — Epidot în albit sericitizat din migmatit ocular de Rarău. N II ; × 20.
Épidote dans l'albite séricitisée de la migmatite oeillée de Rarău. N II ; × 20.

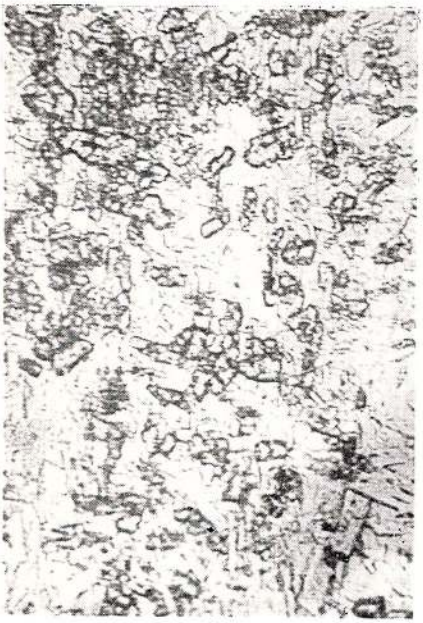
Fig. 3. — Plajă cu oligoclaz și sericit în tangență cu plajă de cuarț din migmatit ocular de Făgăraș. De remarcat diferența de mărime între granulele oligoclazului și ale cuarțului. N+ ; × 3,5.
Plage à oligoclase et séricite tangente à la plage de quartz d'une migmatite oeillée de Făgăraș. À remarquer les dimensions différentes des grains d'oligoclase et de quartz. N+ ; ×3,5.

Fig. 4. — Plajă de oligoclaz cu sericit (muscovit de neoformație) în migmatit ocular de Făgăraș. N+ ; × 20.
Plage d'oligoclase à séricite (muscovite de néoformation) dans la migmatite oeillée de Făgăraș. N+ ; × 20.

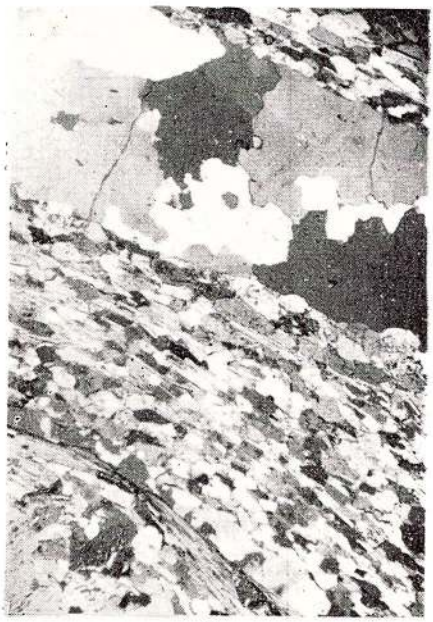
Institutul Geologic al României



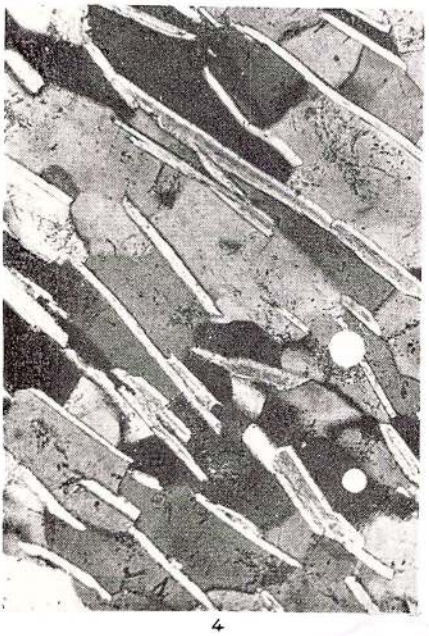
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

Fig. 1. — Segregație biotitică în migmatit ocular de Făgăraș. N II ; × 9.
Ségrégation biotitique dans la migmatite oeillée de Făgăraș. N II ; × 9.

Fig. 2. — Biotit îndoit și străpuns în migmatit ocular de Făgăraș. N II ; × 9.
Biotite courbée et percée dans la migmatite oeillée de Făgăraș. N II ; × 9.

Fig. 3. — Muscovit îndoit și rupt în segregație micacee din migmatit ocular de Făgăraș. N+ ; × 9.
Muscovite courbée et rompue dans la ségrégation micacée de la migmatite oeillée de Făgăraș. N+ ; × 9.

Fig. 4. — Mice orientate prin rotirea unui megablast de microclin în migmatit ocular de Făgăraș. N+ ; × 9.
Micas orientés par la rotation d'un mégablaste de microcline dans la migmatite oeillée de Făgăraș. N+ ; × 9.

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA V

Fig. 1. — Model de cataclazare în megablast de microclin din migmatit ocular de Făgăraș. N+ ; × 3,5.
Forme de cataclase dans un mégablaste de microcline de la migmatite oeillée de Făgăraș. N+ ; × 3,5.

Fig. 2. — Cataclazare aproape complet vindecată în magablast de microclin din migmatit ocular de Făgăraș. N+ ; × 9.
Cataclase presque complètement guérie dans un mégablaste de microcline dans la migmatite oeillée de Făgăraș. N+ ; × 9.

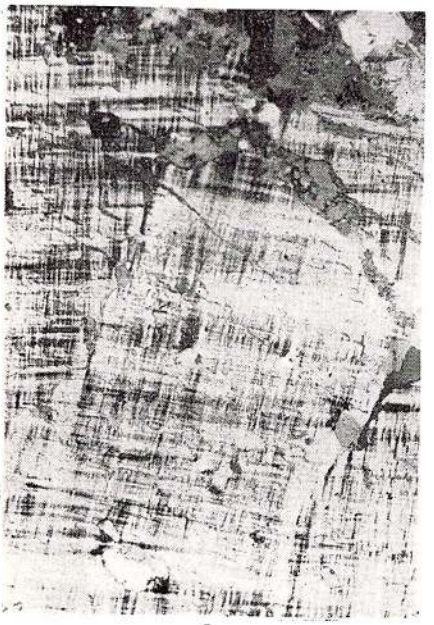
Fig. 3. — Cataclazare puternică în megablast de microclin din migmatit ocular de Făgăraș. N+ ; × 3,5.
Cataclase intense dans un mégablaste de microcline dans la migmatite oeillée de Făgăraș. N+ ; × 3,5.

Fig. 4. — Oligoclaz sericitizat în megablast de microclin din migmatit ocular de Făgăraș. N+ ; × 9.
Oligoclase séricitisé dans le mégablaste de microcline de la migmatite oeillée de Făgăraș. N+ ; × 9.

Institutul Geologic al României



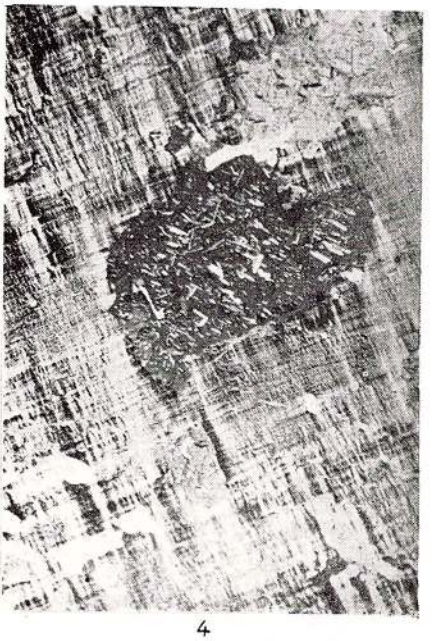
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA VI

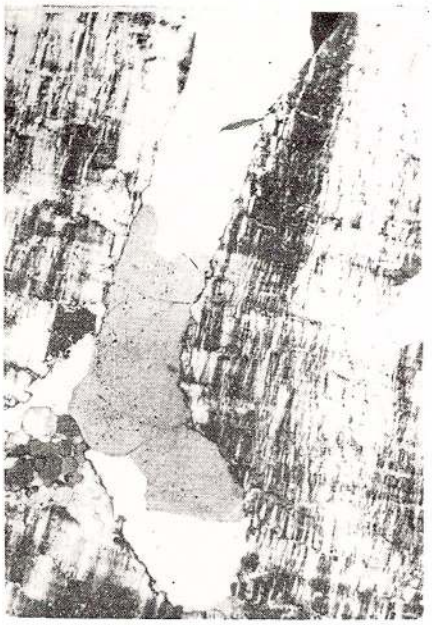
Fig. 1. — Cuart recristalizat în microclin din migmatit ocular de Făgăraș. N + ; × 9.
Quartz recristallisé dans le microcline de la magnématite oeillée de Făgăraș. N + ; × 9.

Fig. 2. — Antipertite în migmati t linear de Făgăraș. Se remarcă localizarea marginală a microclinului pe clivajele plagioclazului. N II ; × 20.
Antipertite dans la migmatite linéaire de Făgăraș. On remarque le microcline localisé en marge des clivages du palgioclase. N II ; × 20.

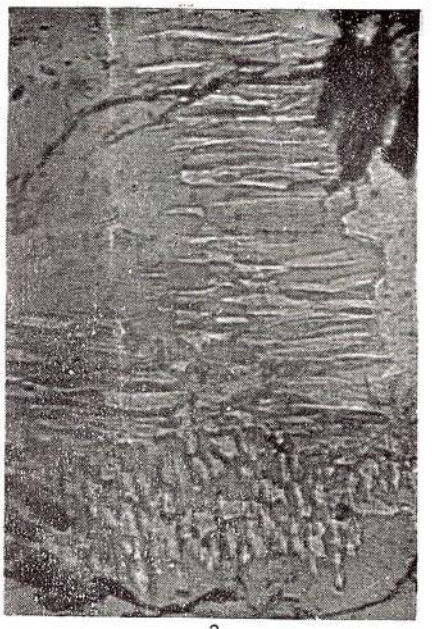
Fig. 3. — Antipertite în migmatit linear de Făgăraș. Cuațul lipsit de incluziuni și microclinul pătruns pe clivajele plagioclazului. periferic. N II ; × 20.
Antipertites dans la migmatite linéaire de Făgăraș. Le quartz sans inclusions et le microcline insinué le long des clivages du plagioclase, à la périphérie. N II ; × 20.

Fig. 4. — Antipertite în migmatit linear de Făgăraș. Microclinul pătruns periferic pe un singur clivaj al plagioclazului. N II ; × 20.
Antipertites dans la migmatite linéaire de Făgăraș. Le microcline insinué, à la périphérie, d'un seul clivage du plagioclase. N II ; × 20.

Institutul Geologic al României



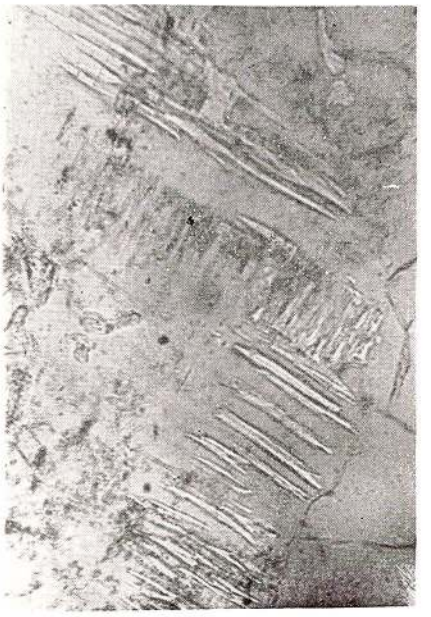
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA VII

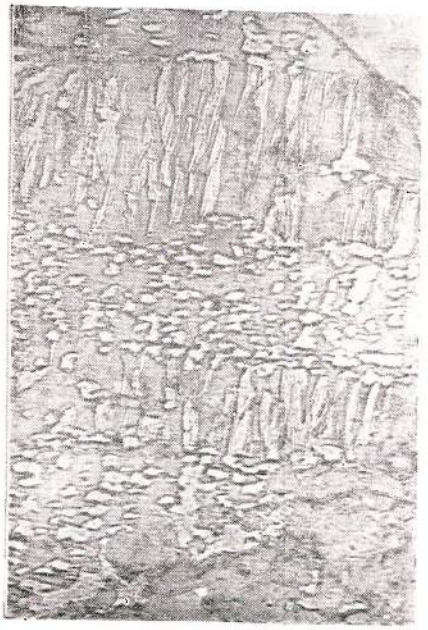
Fig. 1. — Antipertite în migmatit linear de Făgăraș. Microclinul localizat alternant, cînd pe un clivaj cînd pe celălalt al plagioclazului. N II ; × 20.
Antipertites dans la migmatite linéaire de Făgăraș. Le microcline localisé alternativement. tantôt le long d'un clivage tantôt le long de l'autre clivage du plagioclase N II ; × 20.

Fig. 2. — Antipertitele în migmatit linear de Făgăraș. Microclinul localizat intergranular și la periferia plagioclazului. N II ; × 20.
Antipertites dans la migmatite linéaire de Făgăraș. Le microcline est localisé entre les grains et à la périphérie du plagioclase. N II ; × 20.

Fig. 3. — Antipertitele în migmatit linear de Făgăraș. Migmatitul în cantitate mică localizat pe un singur clivaj la periferia plagioclazului. N II ; × 20.
Antiperites dans la migmatite linéaire de Făgăraș. La migmatite, en faible quantité, localisée le long d'un seul clivage à la périphérie du plagioclase. N II ; × 20.

Fig. 4. — Granul de plagioclaz conturat printr-o peliculă marginală de microclin în migmatit linear de Făgăraș. N II ; × 20.
Grain de plagioclase enveloppé dans une pellicule de microcline dans la migmatite linéaire de Făgăraș. N II ; × 20.

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA VIII

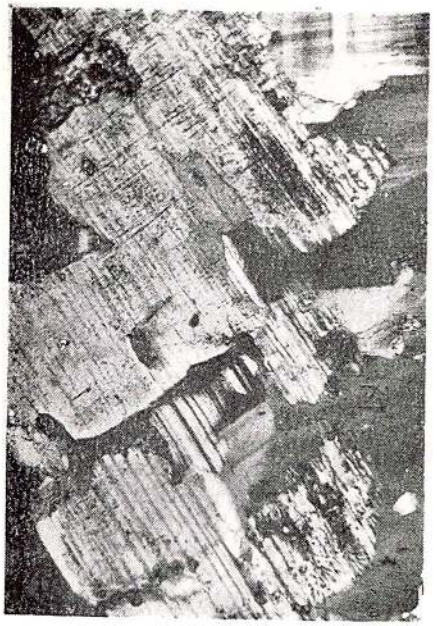
Fig. 1. — Plagioclaz pe cale de substituție în migmatit echigranular din Munții Mărginimii. N +; × 9.
Plagioclase en train d'être substitué dans la migmatite équigranulaire des Monts Mărginimii. N+; × 9.

Fig. 2. — Resturi de plagioclaz cu aceeași orientare optică în microclin metasomatic din migmatitele echigranulare ale Munților Mărginimii. N+; × 9.
Restes de plagioclase montrant la même orientation optique dans le microcline métasomatique dans les migmatites équigranulaires des Monts Mărginimii. N+; × 9.

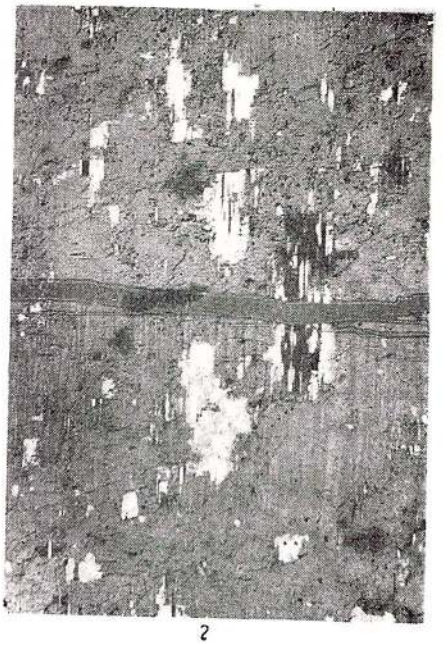
Fig. 3. — Antipertite în migmatite echigranulare din Munții Mărginimii. Microclinul localizat pe clivajele pagioclazului. N II; × 20.
Antipertites dans la migmatite équigranulaire des Monts Mărginimii. Le microcline est localisé le long des clivages du plagioclase. N II; × 20.

Fig. 4. — Antipertite în migmatite echigranulare din Munții Mărginimii. Microclinul aproape că a invadat plagioclazul. N II; × 20.
Antipertites dans les migmatites équigranulaire des Monts Mărginimii. Le microcline a presque envahi le plagioclase. N II; × 20.

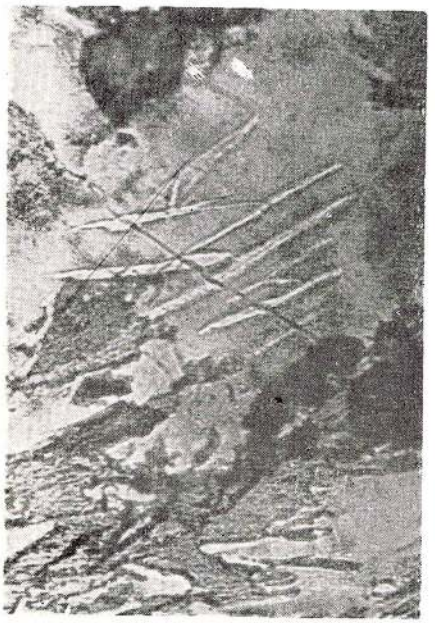
Institutul Geologic al României



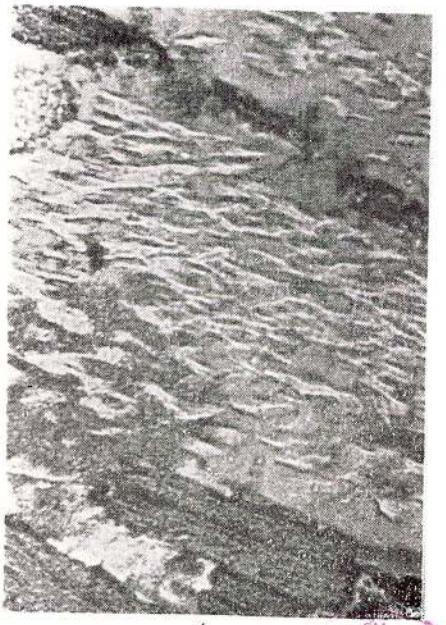
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

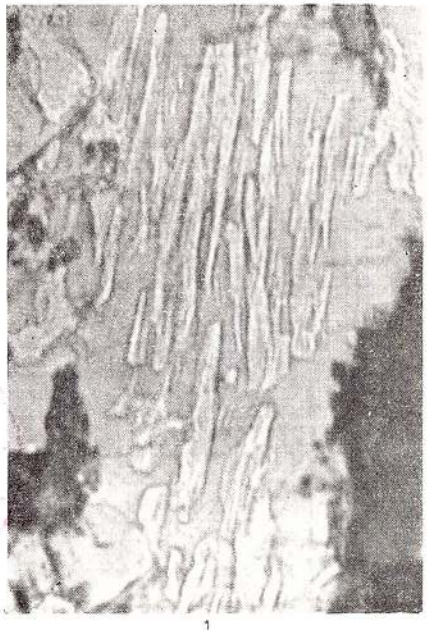
PLANȘA IX

Fig. 1. — Plagioclaz aproape complet înlocuit de către microclinul ce l-a invadat folosind una din direcțiile de clivaj. Migmatite echigranulare din Munții Măginimii. N II; × 20.
Plagioclase presque complètement substitué par le microcline qui l'a envahi en profitant d'une des directions de clivage. Migmatites équigranulaires des Monts Mărginimii. N II; × 20.

Fig. 2. — Antipertite în migmatite echigranulare din Munții Mărginimii. De notat cantitatea diferită de microclin în fiecare plagioclaz. N II; × 9.
Antipertites dans la migmatite équigranulaire des Monts Mărginimii. À noter que le microcline est en proportions différentes dans chaque plagioclase. N II; × 9.

Fig. 3. — Antipertite în migmatite echigranulare din Munții Mărginimii. Formele și mărimile plajelor de microclin în plagioclaz, diferite. N II; × 9.
Antipertites dans les migmatites équigranulaires des Monts Mărginimii. Dans le plagioclase les plages de microcline sont de formes et dimensions différentes. N II; × 9.

Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

EXPLICAȚIA PLANȘELOR

Diagramele de contur ale orientărilor polilor planelor de clivaj ale micelor pentru limitele 0—1—8 %. Secțiuni perpendiculare pe lineație, hemisfera de proiecție ecs estică. II-II urma planului orizontal, S_1 foliația de stratificație, S_2 foliația de forfecare, E-estul, N-nordul. S_1 trasat conform măsurătorilor de teren. 200 măsurători pe fiecare diagramă.

Diagrammes de contour montrant l'orientation des plans de clivage des micas pour les limites 0—1—8 %. Section perpendiculaire à la linéation, hémisphère de projection — orientale, II—II trace du plan horizontal. S_1 foliation de stratification, S_2 foliation de cisaillement, E-est, N-nord. S_1 tracé conformément aux mesurages en terrain. 200 mesurages sur chaque diagramme.

Planche X

Fig. a. — Paragneiss biotitique à chlorite prélevée de Bîrsa Groșetului (Plaiu Foii). Fig. b. — Migmatite oeillée prélevée de Bîrsa Groșetului (Plaiu Foii). Fig. c. — Paragneiss-Rîul Doamnei, hm 58 ; A 140°/ 98°. Fig. d.—Paragneiss-Riul Doamnei, hm 68,7 ; A 149°/88° Fig. e. — Migmatite oeillée-Riul Doamnei, hm 91,5 ; A 170°/86°. Fig. f. — Migmatite oeillée-Rîul Doamnei, hm 102,2 ; A 162°/92°. Fig. g. — Paragneiss amphibolitique-Rîul Doamnei, hm 137 ; A 188°/88°. Fig. h. — Migmatite oeillée-Rîul Doamnei, hm 137 ; A 184°/86.

Planche XI

Fig.a. — Migmatite oeillée rubanée — Rîul Doamnei, hm 143 ; A 175°/60°. Fig. b. — Paragneiss-Rîul Doamnei, hm 143, 2 ; A 190°/80°. Fig. c. — Paragneiss amphibolique. -Rîul Doamnei, hm 147 ; A 186°/72°. Fig. d. — Migmatite linéaire-Rîul Doamnei, hm 149 ; A 190°/70°. Fig. e. — Paragneiss du mur de la migmatite linéaire-Rîul Doamnei, hm 149 ; A 190°/70°. Fig. f. — Migmatite oeillée linéaire-Rîul Doamnei, hm 152 ; A 186°/72°. Fig. g. — Migmatite oeillée-Rîul Doamnei, hm 162,5 ; A 162°/55°. Fig. h. — Migmatite linéaire-corp central qui dans la vallée du Vîlsan contient des xénolithes-Rîul Doamnei, hm 166,6 ; A 160°/71°.

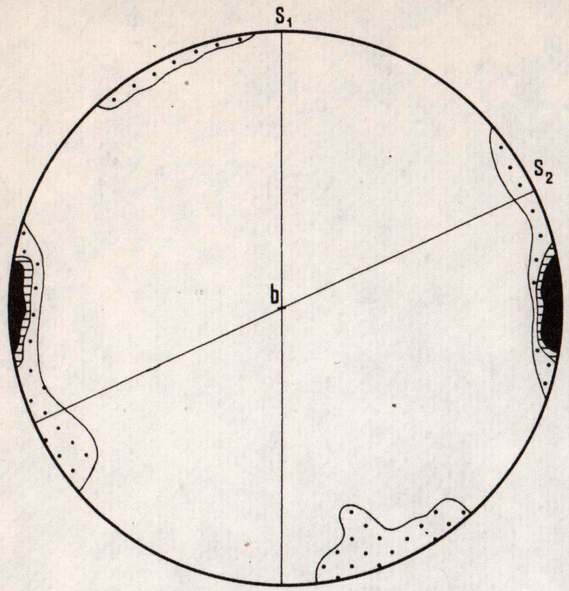
Planche XII

Fig. a. — Paragneiss-Rîul Doamnei, hm 170,1 ; A 188°/74°. Fig. b. — Migmatite linéair montrant des ségrégations de biotite-Rîul Doamnei, hm 177,5 ; A 132°/88°. Fig. c. — Migmatite oeillée-Rîul Doamnei, hm 181,5 ; A 173°/80°. Fig. d. — Migmatite rubanée oeillée-Rîul Doamnei hm 183 ; A 172°/72°. Fig. e. — Paragneiss-Rîul Doamnei, hm 184,5 ; A 158°/72°. Fig. f.—Migmatite linéaire oeillée de la zone de Măgura Cîinenilor-Rîul Doamnei, hm 191. Fig. g. — Migmatite linéaire-Rîul Doamnei, hm 213 ; A 176°/68°. Fig. h. — Échantillon non-orienté. Section perpendiculaire à la linéation. Migmatite oeillée-Rîul Doamnei, hm 221.

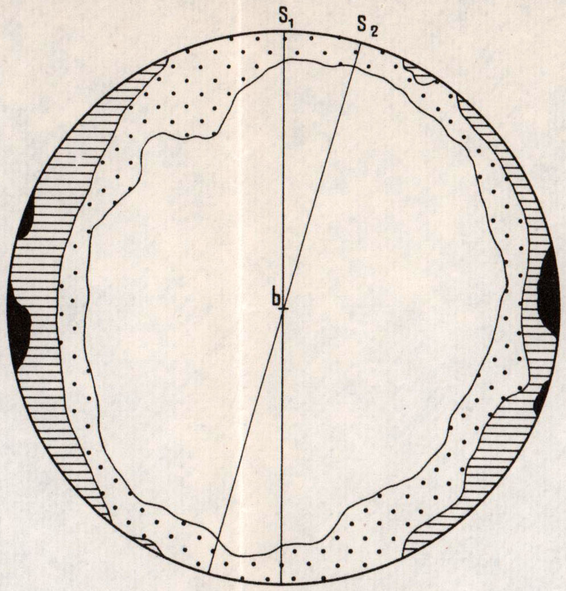
Planche XIII

Fig. a. — Micaschiste de la zone de Șerbota-Rîul Doamnei, hm 225 ; A 188°/68°. Fig. b. — Section perpendiculaire à la linéation. Le dernier affleurement de migmatites linéaires visibles dans ls vallée du Rîul Doamnei, dans la zone de Șerbota, hm 280. Fig. c. — Paragneiss amphiboliques dans la vallée du Vîlsan, au sud du bassin de Loviștea. Fig. d. — Migmatites oeilée dans la vallée du Vîlsan, au sud du bassin de Loviștea. Fig. e. — Migmatite linéaire dans la vallée du Vîlsan, zone de Șerbota. Fig. f. — Xénolithes englobés dans les migmatites linéaires de la vallée du Vîlsan (paragneiss biotitique). Fig. g. — Migmatite oeillées de l'horst de Cozia, dans la vallée du Topolog. Fig. h. — Paragneiss biotitique à amphiboles de la vallées du Topolog, au nord du bassin de Loviștea. Fig. i. — Migmatite oeillée de la vallée de Fizești-Sebeș. Fig. j. — Migmatite linéaire de la vallée du Streiu-Sebeș.

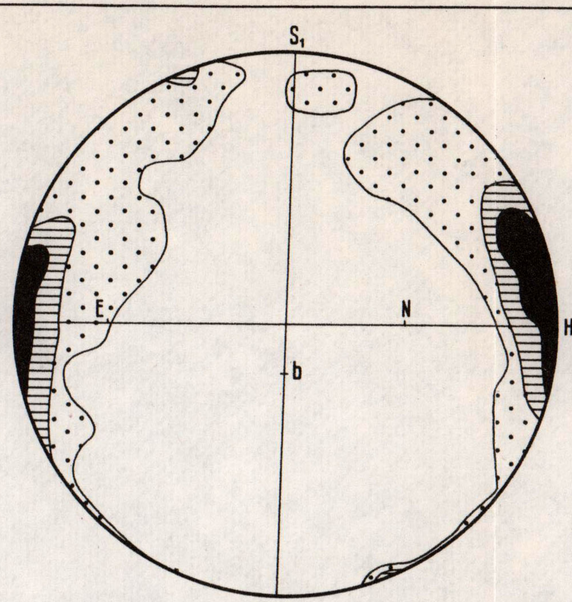
Institutul Geologic al României



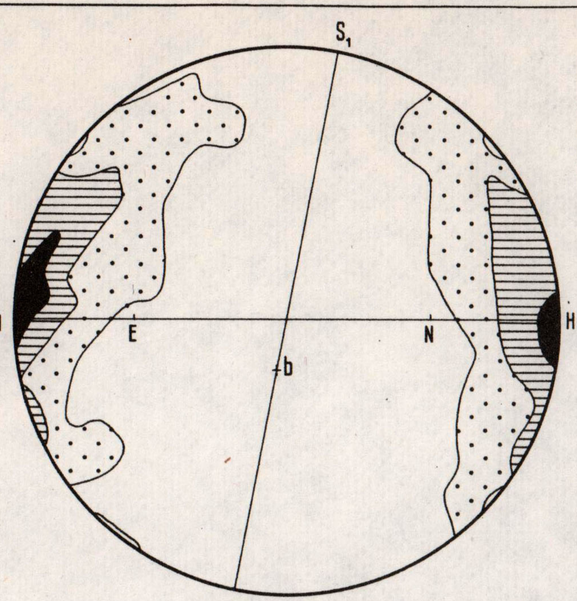
a. Paragnais biotitic cu clorit de pe Bîrșa Groșetului (Plaiu Foii)



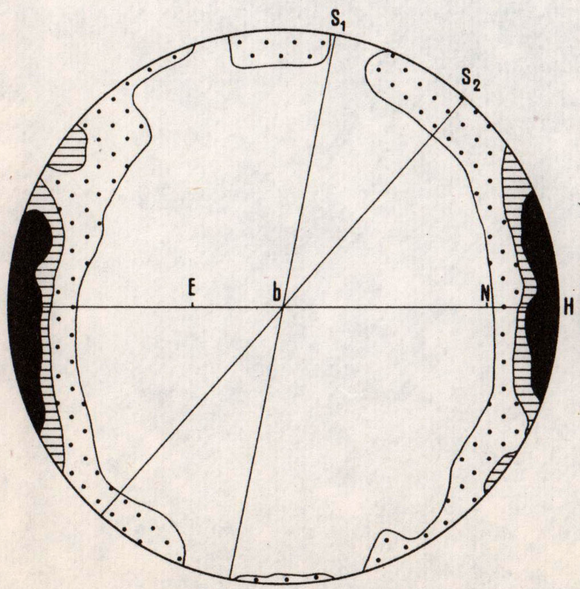
b. Migmatit ocular de pe Bîrșa Groșetului (Plaiu Foii)



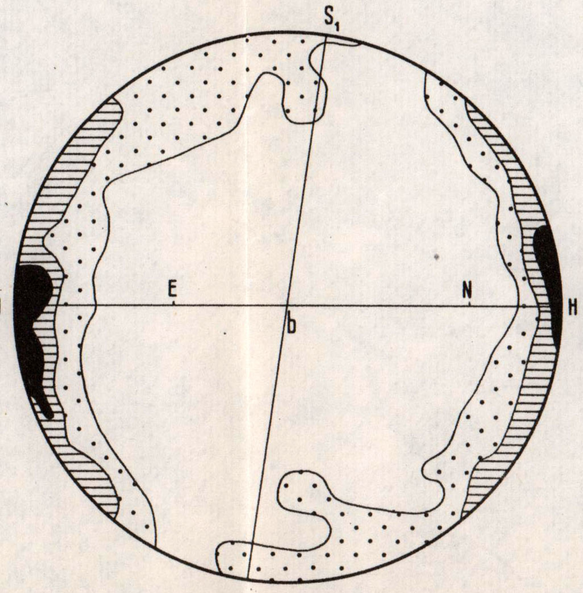
c. Paragnais - Riul Doamnei
Hm 58; A 140°/98°



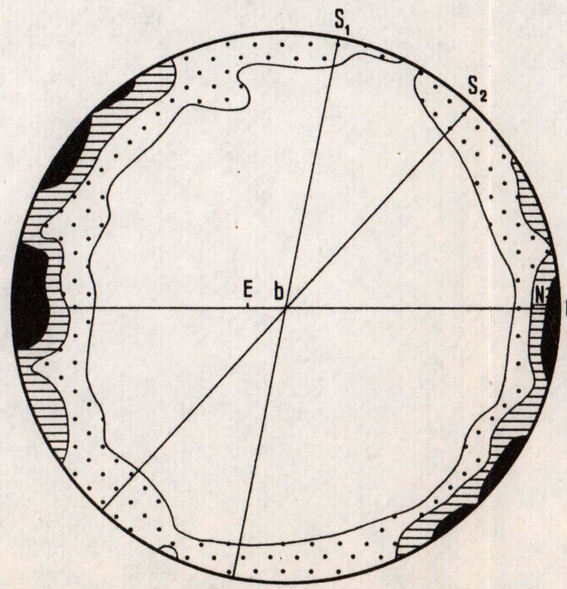
d. Paragnais - Riul Doamnei
Hm 68.7; A 149°/88°



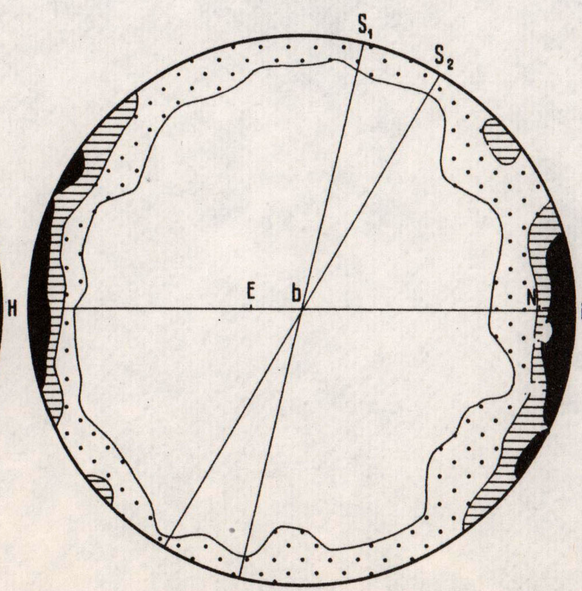
e. Migmatit ocular - Rîul Doamnei
Hm 94.5; A 170°/86°



f. Migmatit ocular - Rîul Doamnei
Hm 102.2; A 162°/92°



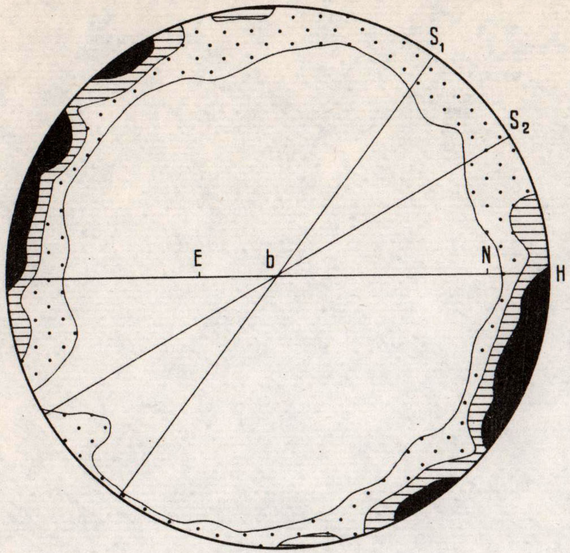
g. Paragnais amfibolic - Rîul Doamnei
Hm 137; A 188°/88°



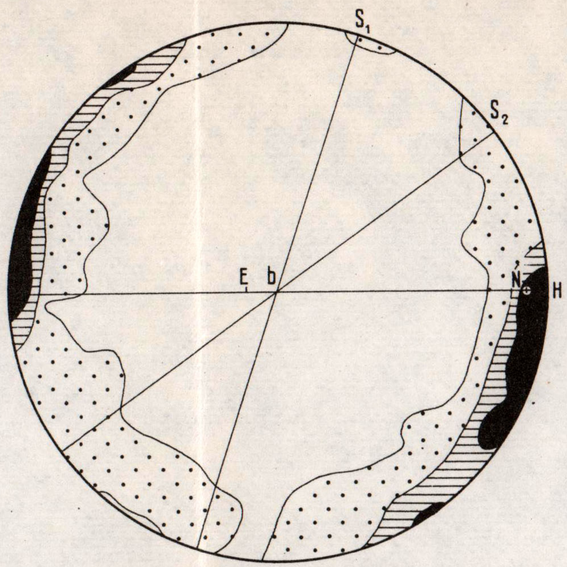
h. Migmatit ocular - Rîul Doamnei
Hm 137; A 184°/86°

Imprim. Atel. Inst. Geologic

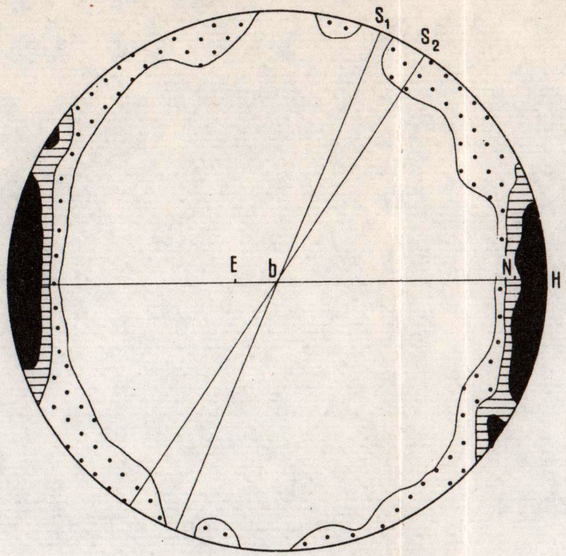
Institutul Geologic al României



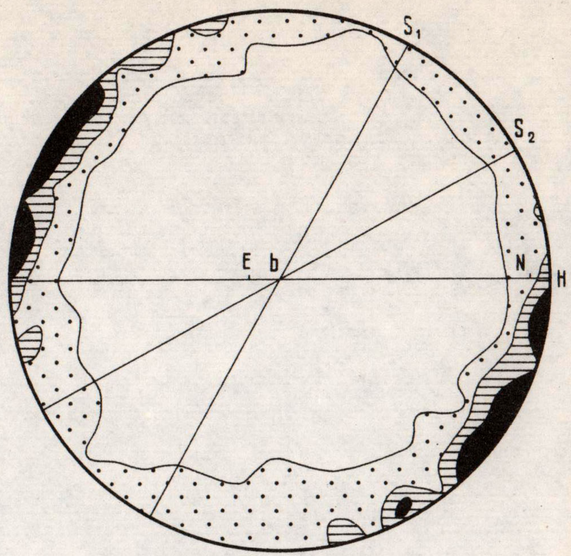
a. Migmatit ocular rubanat - Rîul Doamnei
Hm 143 ; A 175°/60°



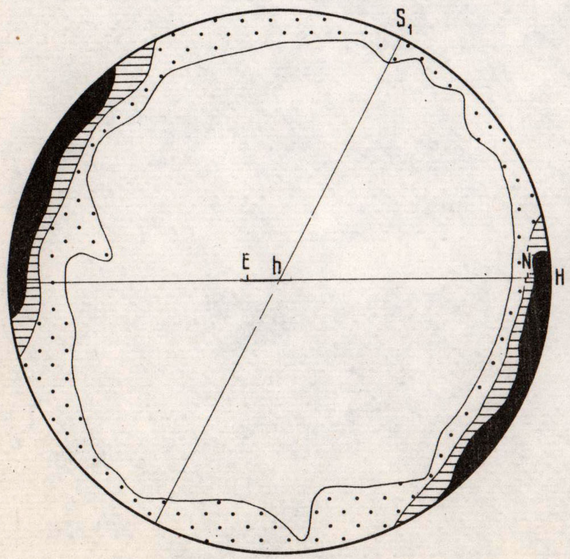
b. Paragnais - Rîul Doamnei
Hm 143,2 ; A 190°/80°



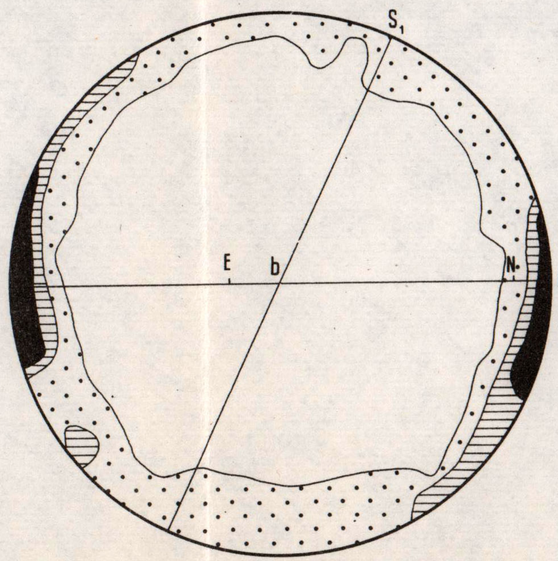
c. Paragnais amfibolic - Rîul Doamnei
Hm 147 ; A 186°/72°



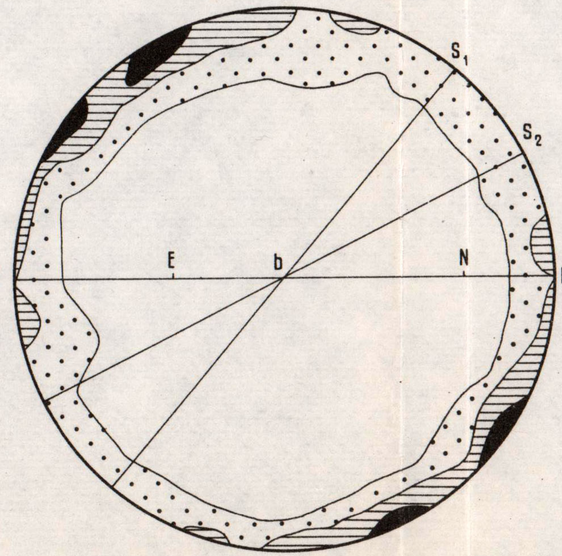
d. Migmatit linear - Rîul Doamnei
Hm 149 ; A 190°/70°



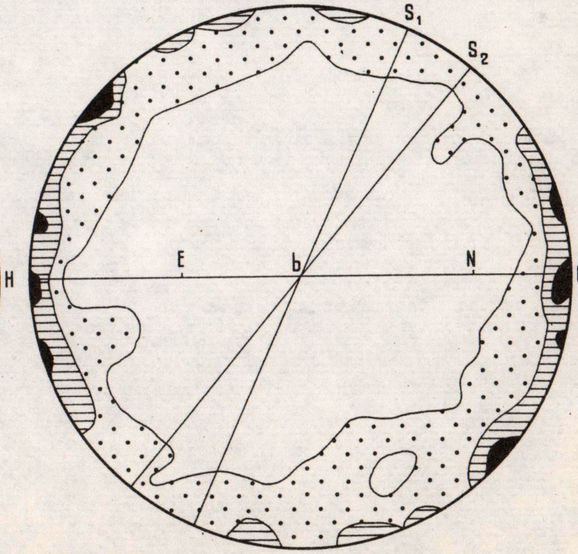
e. Paragnais din culcușul migmatitului
linear Rîul Doamnei
Hm 149 ; A 190°/70°



f. Migmatit ocular linear - Rîul Doamnei
Hm 152 ; A 186°/72°



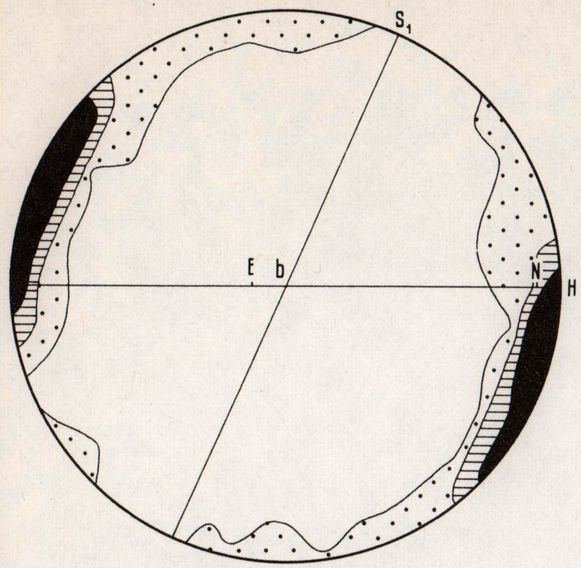
g. Migmatit ocular - Rîul Doamnei
Hm 162,5 ; A 162°/55°



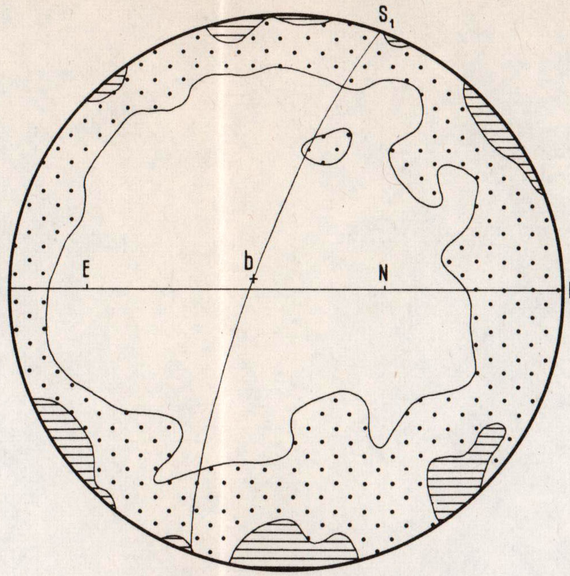
h. Migmatit linear - corpul central care
pe Vîlsan contine xenoliti - Rîul Doamnei
Hm 166,6 ; A 160°/74°

Imprim. Atel. Inst. Geologic

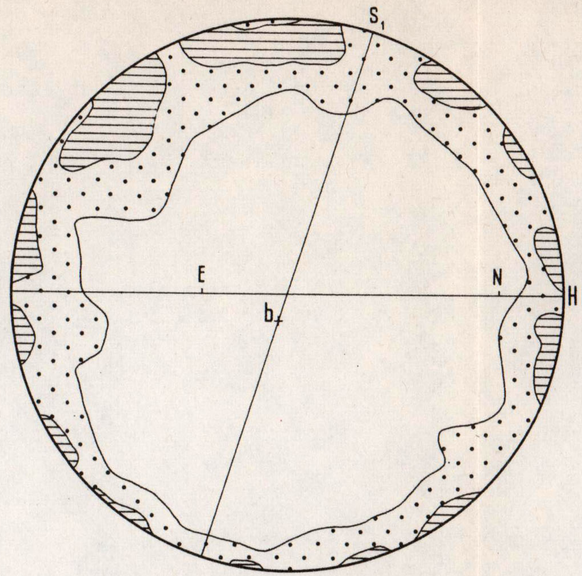
Institutul Geologic al României



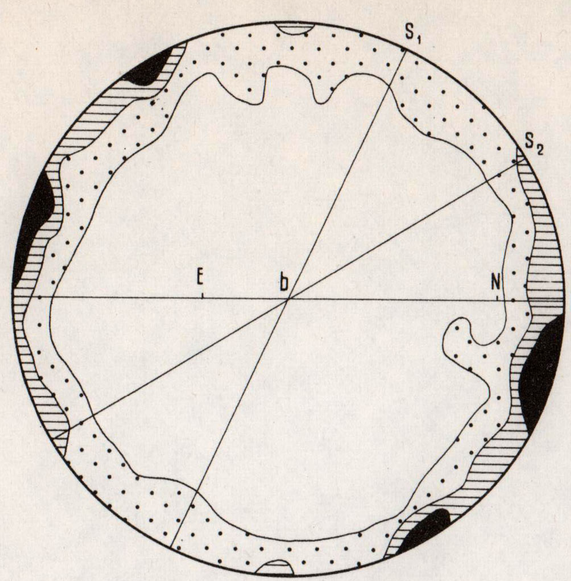
a. Paragnais - Rîul Doamnei
Hm 170,4 ; A 188^{C}/74^{C}



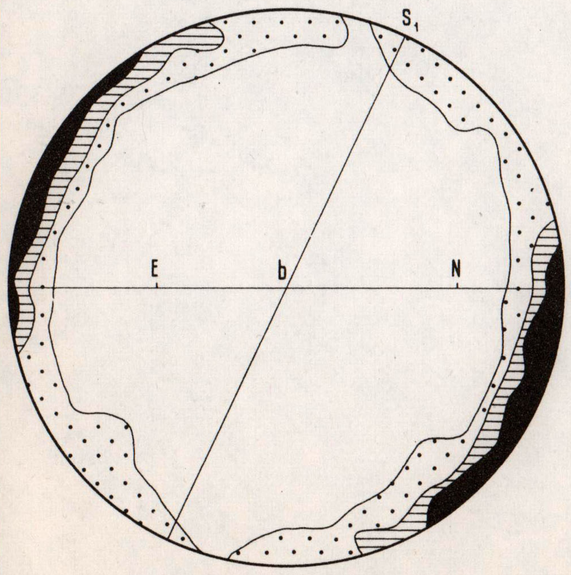
b. Migmatit linear cu segregații de biotit
Rîul Doamnei ; Hm 177,5 ; A 132^{C}/88^{C}



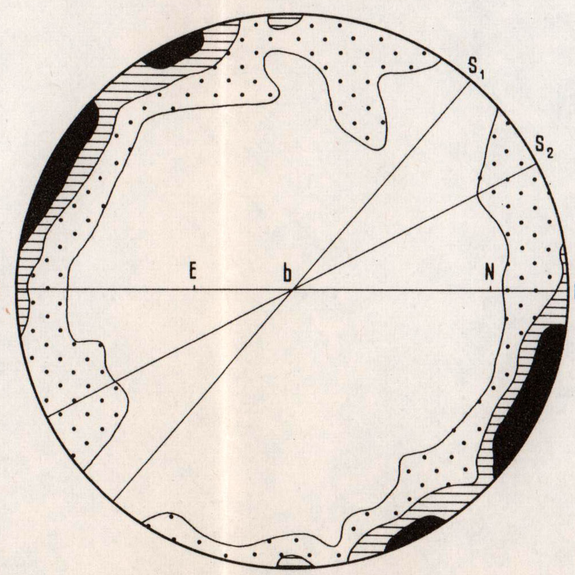
c. Migmatit ocular - Rîul Doamnei
Hm 181,5 ; A 173^{C}/80^{C}



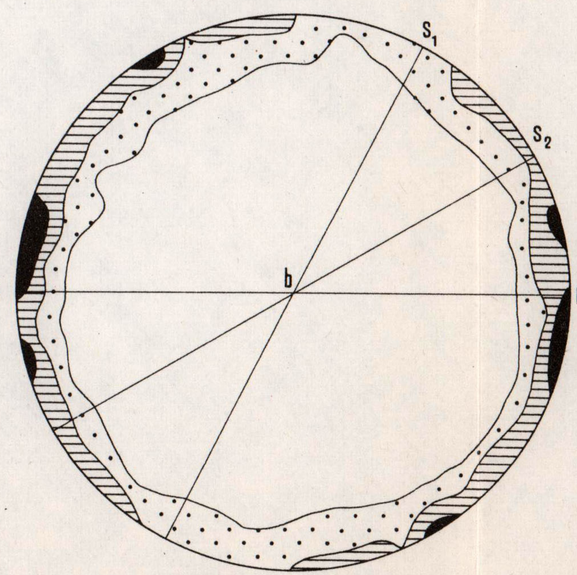
d. Migmatit rubanat ocular - Rîul Doamnei
Hm 183 ; A 172^{C}/72^{C}



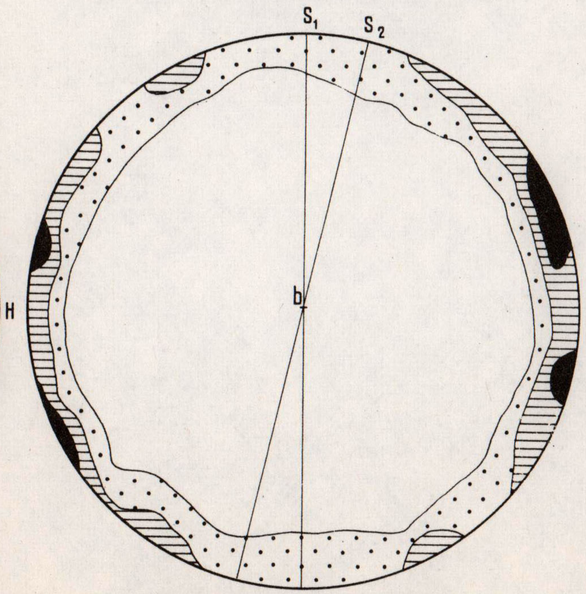
e. Paragnais - Rîul Doamnei
Hm 184,5 ; A 158^{C}/72^{C}



f. Migmatit linear ocular din zona de
Măgura Ciinenilor - Rîul Doamnei ;
Hm 194



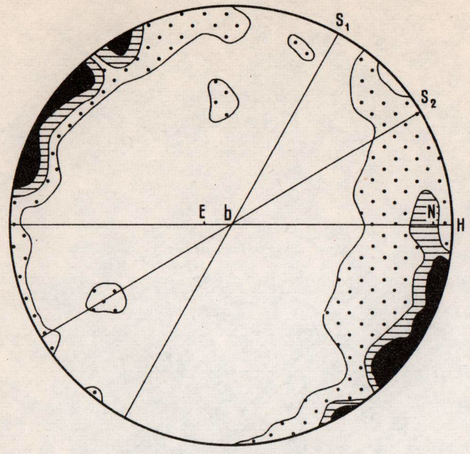
g. Migmatit linear - Rîul Doamnei
Hm 213 ; A 176^{C}/68^{C}



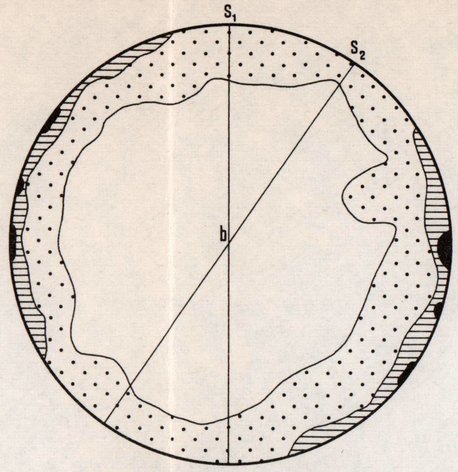
h. Eșantion neorientat. Secțiune perpendiculară pe lineație. Migmatit ocular -
Rîul Doamnei ; Hm 221

Imprim. Atel. Inst. Geologic

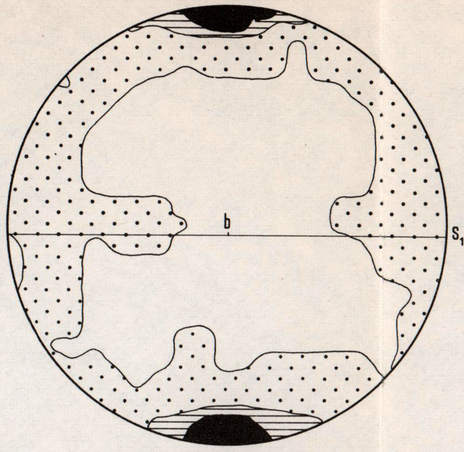
Institutul Geologic al României



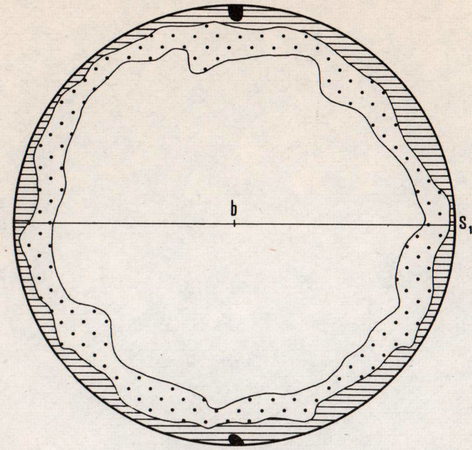
a. Micașist din zona de Șerbota – Riul Doamnei ; Hm 225 ; A $188^{c}/68^{c}$



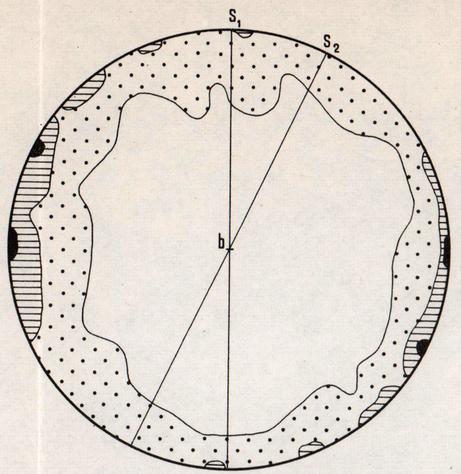
b. Secțiune perpendiculară pe lineație Ultimul afloriment de migmatite lineare vizibile pe Riul Doamnei in zona de Șerbota ; Hm 280



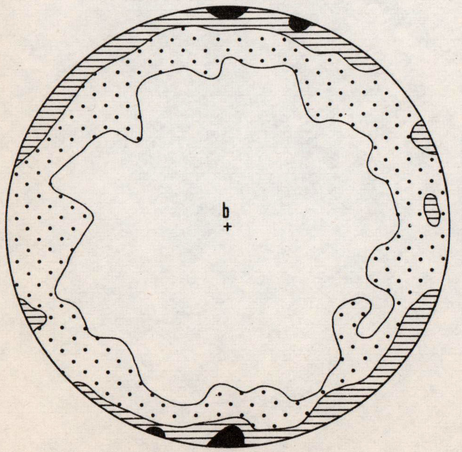
c. Paragnais amfibolic din Valea Vilsanului la sud de Bazinul Loviștei



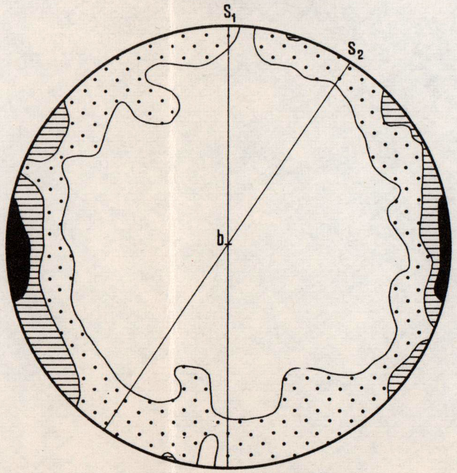
d. Migmatit ocular din Valea Vilsanului la nord de Bazinul Loviștei



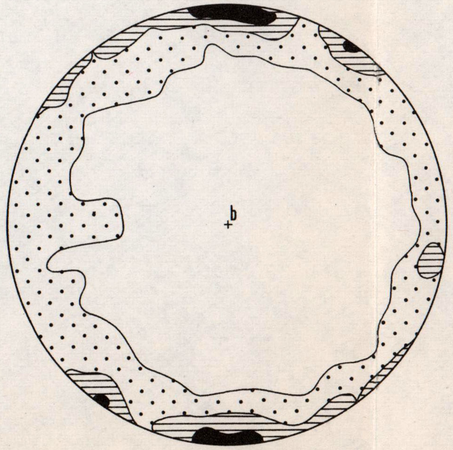
e. Migmatit linear de pe Valea Vilsanului din zona de Șerbota



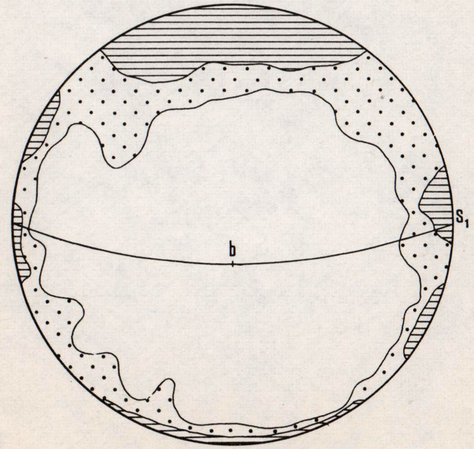
f. Xenolit din migmatitele lineare de pe Valea Vilsanului (paragnais biotitic)



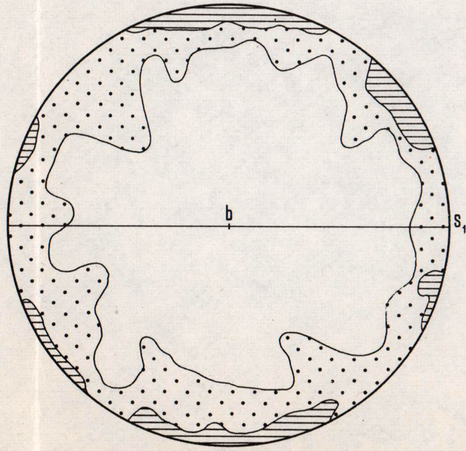
g. Migmatit ocular din horstul Coziei de pe Valea Topologului



h. Paragnais biotitic cu amfibol de pe Topolog, nord de Bazinul Loviștei



i. Migmatit ocular din Valea Fizeștilor – Sebeș



j. Migmatit linear din Valea Streiului – Sebeș

Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor

Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

ANNUAIRE DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

TOME XLIV

Institutul Geologic al României