

B.I.G.

140065

MINISTERUL GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINȚELOR

VOL. LXVIII
1981

4. STRATIGRAFIE



BUCURESTI
1984



Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



Institutul Geologic al României

MINISTERUL GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMA

A L E

S E D I N T E L O R

VOL. LXVIII

(1981)

4. STRATIGRAFIE



BUCUREŞTI
1984



Institutul Geologic al României

CONTENU

PALÉOZOIQUE

- | | |
|---|----|
| 1. Purecel R., Alexandru C. Sur l'occurrence des dépôts permiens à l'ouest de la crête de Traseau | 15 |
|---|----|

MÉSOZOIQUE

- | | |
|--|----|
| 2. Avram E. Remarques stratigraphiques sur la formation de Murguceva (Tithonique supérieur-Hauterivien) de la région de Svinita (Banat), basées sur l'étude des Calpionelles | 17 |
| 3. Mirăuță E., Iordan M., Gheorghian D. New Biostratigraphic Data on the Triassic from the Somova-Sarica Hill Area (Tulcea Zone, North Dobrogea) | 35 |
| 4. Purecel R., Cibotaru T., Alexandru C. Considération stratigraphique sur le Crétacé de la partie sud-ouest des Monts Metaliferi (zone Vallée de Cărmăzinești-Fornădia) | 49 |

NÉOZOIQUE

- | | |
|---|-----|
| 5. Alexandrescu G., Brustur T., Matei V., Antonescu A. Sur les cinérites des parties centrale et septentrionale des Carpates Orientales | 87 |
| 6. Kovács M., Edelstein O., Popescu G., Dragu V., Cornea C. Quelques problèmes concernant la limite Badénien-Sarmatiens dans les dépôts néogènes situés sur la vallée de Paltin (Monts Văratec) | 102 |
| 7. Micu M., Gheță N., Tăutu E., Bratu E. Contributions to the Stratigraphy of the Tazlău Basin Paleogene (Bistrița Half-Window, East Carpathians) | 105 |
| 8. Săndulescu M., Bratu E. Nouvelles données pour la corrélation des formations paléogènes des unités allochtones de la Zone du Flysch Transcarpathique (Maramureș) | 119 |

CUPRINS

PALEOZOIC

1. Purecel R., Alexandru C. Asupra prezenței unor depozite permiene la vest de creasta Trascăului

5

MEIZOZOIC

2. Avram E. Remarques stratigraphiques sur la formation de Murguceva (Tithonique supérieur-Hauterivien) de la région de Svinia (Banat), basées sur l'étude des Calpionelles

17

3. Mirăuță E., Iordan M., Gheorghian D. New Biostratigraphic Data on the Triassic from the Somova-Sarica Hill Area (Tulcea Zone, North Dobrogea)

35

4. Purecel R., Cibotaru T., Alexandru C. Considérations stratigraphiques sur le Crétacé de la partie sud-ouest des Monts Metaliferi (zone Vallée de Cărmăzinești-Fornădia)

49

NEOZOIC

- ✓ 5. Alexandrescu G., Brustur T., Matei V., Antonescu A. Asupra unor cînări din partea centrală și nordică a Carpaților Orientali

69

6. Kovács M., Edelstein O., Popescu G., Dragu V., Cornea C. Unele probleme ale limitei Badenian-Sarmațian în depozitele neogene de pe valea Paltinului (munții Vărătac)

91

- ✓ 7. Micu M., Gheță N., Tăutu E., Bratu E. Contributions to the Stratigraphy of the Tazlău Basin Paleogene (Bistrița Half-Window, East Carpathians)

105

- ✓ 8. Săndulescu M., Bratu E. Nouvelles données pour la corrélation des formations paléogène des unités allochtones de la Zone du Flysch Transcarpathique (Maramureș)

119



Redactor responsabil : G. POP
Tehnoredactor : ELENA BANDRABUR, DIDINA ROBU
Traducătorii : RUXANDRA NEGREA, ANCA BRATU
Ilustrația : V. NIȚU

Dat la cules : august 1983. Bun de tipar : noiembrie 1984.
Tiraj : 700 ex. Hirtie scris I A. Format 70×100/56 g. Colt de
tipar : 8 $\frac{1}{2}$. Comanda 246. Pentru biblioteci indicele de cla-
sificare : 55(058).



Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informația”,
str. Brezoianu nr. 23–25. București — România



Institutul Geologic al României

4. STRATIGRAFIE

ASUPRA PREZENȚEI UNOR DEPOZITE PERMIENE LA VEST DE CREASTA TRASCĂULUI¹

DE

ROMULUS PURECEL², CORNEL ALEXANDRU²

Permian. Detrital deposits. Metasedimentary rocks. Lithostratigraphy. Petrographic study. Lithofacies. Apuseni Mts. Mureş Mts. Trascău Mts.

Abstract

On the Occurrence of Some Permian Deposits to the West of the Trascău Crest. In the South Apuseni Mts, west of the calcareous Trascău Crest (the Modoleşti-Mogoş Valley zone), a slightly metamorphosed detrital rock complex of mainly red-violaceous colour has been pointed out. It stands out lithofacially and petrographically, as compared to both the mesozonal crystalline schists (the Vidom-Lunca Series) and the Cretaceous deposits from this area. The authors of the present note assign it to the Permian, based on the resemblance with the Permian deposits from the North Apuseni Mts.

La vest de creasta Trascăului, în zona dintre valea Galda, în sud și valea Mogoșului (Minăstirii) la nord, se individualizează un complex de roci detritice, preponderent grosiere, slab metamorfozate, de culoare cafenie-violacee, dispuse direct peste șisturile cristaline ale seriei prebaikaliene de Vidom-Lunca și care suportă seriile sedimentare cretacice. Pînă în prezent, ele au fost atribuite fie seriei eocretacice (Bleahu, Dimian, 1963; Ianovici et al., 1976), fie seriei neocretacice (Ianovici et al., 1969; Purecel, Georgescu, 1971) și parțial au fost incluse (cele cu grad de metamorfism mai accentuat) la seria cristalină mezometamorfică.

¹ Depusă la 24 februarie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 27 februarie 1981, comunicată în ședință din 3 aprilie 1981.

² Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice, str. Caransebeș nr. 1, 78344, București, 32.



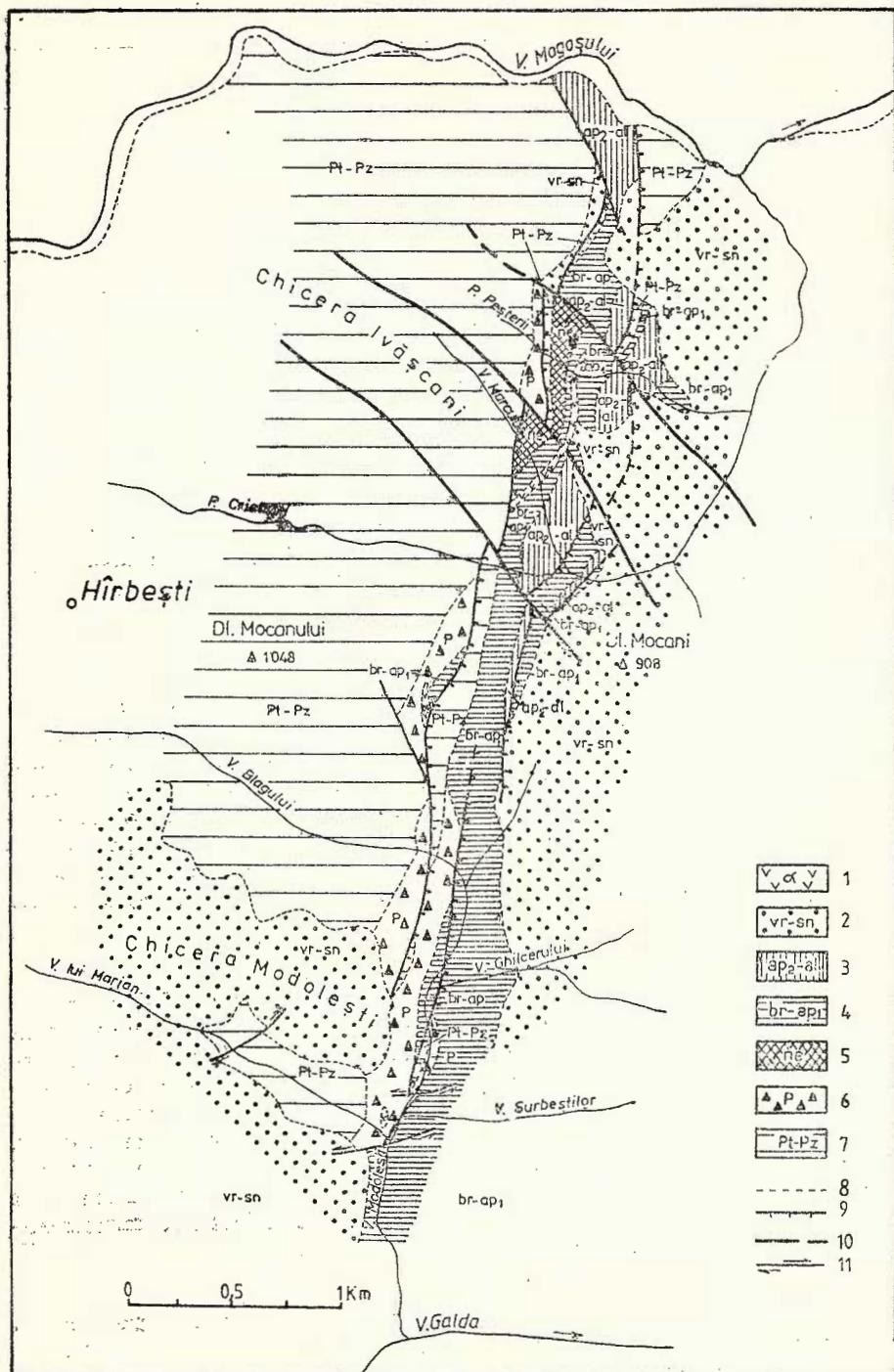


Fig. 1

Prinț-un studiu litofacial și petrografic adecvat, efectuat în cadrul lucrărilor de prospecțiuni geologice (Purecel et al., 1977), s-a constatat că rocile acestui complex prezintă caracter care îl diferențiază net, atât de seria cristalină mezometamorfică (seria de Vidolm-Lunca), cât și de depozitele cretacice prezente în regiune, dar că prezintă asemănări litofaciale mari, pînă la identitate, cu depozitele permiene din Apusenii Nordici.

Seria cristalină, care în regiune apare ca o mare insulă de sub depozitele cretacice în zona valea Mogoș-dealul Mocanilor, și care reprezintă o prelungire spre sud a cristalinului de la Vidolm-Lunca, este reprezentată prin șisturi cuarțitice sericitoase, micașisturi, șisturi amfibolice, amfibolite, gnaise, calcare cristaline (fig. 1).

Seria eocretacică este reprezentată prin depozite detritice calcaroase (Neocomian), strate superioare de Feneș (Barremian-Aptian inferior) și strate de Meteș (Aptian superior-Albian mediu).

Depozitele neocretacice sunt reprezentate printr-o serie grezo-conglomeratică (strate de Rîmeți) de vîrstă vraconian-senoniană.

Complexul de roci detritice, slab metamorfozat, de culoare roșie, roșie-cafenie, pe care noi îl atribuim Paleozoicului superior (într-un sens restrîns, Permianului), se poate urmări ca o fîșie îngustă de 50-200 m lățime, aproape continuă pe direcția N-S, pe rama estică a seriei cristaline, din valea Modolești — confluența cu pîrîul lui Marian (în sud) pînă în dealul Chicera Ivășcanilor (în nord).

Mai întîi vom face o descriere detaliată a succesiunii din acest complex, pe cîteva profile transversale cu deschideri aproape continuî.

În partea de sud a regiunii (fig. 2), pe botul de deal dintre valea lui Marian și valea Modolești, peste șisturile cuartitice sericitoase ale seriei de Vidolm-Lunca (1) se dispun brecii cu elemente de cristalin (micașisturi, gnaise, amfibolite, calcare), mai mult sau mai puțin aplati-zate, prinse într-o matrice argilo-grezoasă friabilă, violacee (2a). Peste acest nivel bazal de 3—4 m grosime urmează un pachet mai gros, de cca. 30 m, alcătuit din microconglomerate și gresii grosiere cafenii-gălbui sau cărămizii, cu elemente de quart, șisturi cristaline, cu liant argilo-grezoasă friabil, intens micaceu (2b). Între stratele grosiere apar și nivele subțiri de șisturi argiloase violacee. Elementele sunt în general aplati-

Fig. 1. — Harta geologică a zonei Modolești — valea Mogoș.

1, magmatite banatitice (andezite); 2, Vraconian-Senonian (strate de Rîmeți); 3, Aptian superior-Albian (strate de Meteș); 4, Barremian-Aptian inferior (strate superioare de Feneș); 5, Neocomian (strate de *Aptychus*); 6, Permian (brecii, conglomerate laminate, șisturi argiloase violacee); 7, Proterozoic superior-Paleozoic inferior (cristalin de Vidolm-Lunca); 8, limită geologică; 9, falie inversă, încă-lecare; 10, falie verticală; 11, decroșare.

Carte géologique de la zone de Modolești-vallée de Mogoș.

1, magmatites banatitiques (andésites); 2, Vraconien-Sénonien (couche de Rîmeți); 3, Aptien supérieur-Albian (couches de Meteș); 4, Barrémien-Aptien inférieur (couches supérieures de Feneș); 5, Néocomien (couches à *Aptychus*); 6, Permien (brèches, conglomérats laminés, schistes argileux violacés); 7, Protérozoïque supérieur-Paléozoïque inférieur (cristallin de Vidolm-Lunca); 8, limite géologique; 9, faille inverse, chevauchement; 10, faille verticale; 11, décrochement.



zate și aliniate pe direcția de șistozitate. Pe fețele de strat se observă sericit.

Succesiunea descrisă pînă aici ne amintește — prin nivelul bazal — de depozitele permiene din autohtonul de Bihor (vezi succesiunea de la Măgura Vînătă — Ianovici et al., 1976) și — prin pachetul superior — de seria conglomeratelor laminate din domeniul pînzelor.

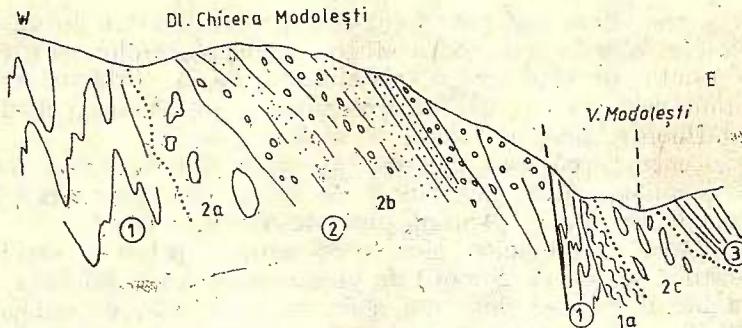


Fig. 2 — Succesiunea depozitelor permiene în dealul Chicera Modolești.
1, cristalin de Vidom-Lunca, 1a, gnaise amfibolice ; 2, Permian ; 2a, brecii cu cristalin, 2b, gresii și conglomerate laminate, 2c, șisturi cenușii și violacee cu blocuri de cristalin ; 3, Cretacic inferior (strate superioare de Fenes).

Séquence des dépôts permiens dans la colline de Chicera Modolești.
1, cristallin de Vidom-Lunca, 1a, gneiss amphiboliques ; 2, Permien : 2 a, brèches à cristallin, 2 b, grès et conglomerats laminés, 2 c, schistes grisâtres et violacés à blocs de cristallin ; 3, Crétacé inférieur (couches supérieures de Fenes).

În continuare spre est, chiar deasupra văii Modolești reapar șisturile quartitice-sericitoase pe aliniamentul unei falii inverse, care trăc la un banc de 3 m grosime de roci masive compacte, verzui-violacee, cu pelicule argiloase negre (1a), macroscopic asemănătoare ofiolitelor alpine din regiune, dar pentru care studiul petrografic în secțiuni subțiri precizează că este vorba de roci metamorfice de tipul gnaiselor amfibolice și amfibolitelor. Chiar în firul apei, peste rocile masive descrise se dispune un pachet șistos-brecios alcătuit din șisturi violacee și negre, foarte dure, cu o șistozitate și o tectonică avansată, în care sînt prinse blocuri mari de cristalin, aplatizate și orientate pe direcția șisturilor (2c). La prima vedere, pachetul descris în valea Modolești nu se încadrează în complexul descris mai sus, avînd în vedere gradul de metamorfism avansat al lor. Trebuie ținut seama însă și de efectele tectonismului foarte puternic în șisturile violacee din valea Modolești, unde au fost recunoscute microscopic roci intens zdrobite, de tipul milonitelor.

Peste aceste brecii șistoase se dispun șisturi argiloase în plăci cu intercalării de gresii micaferică (3), care aparțin stratelor superioare de Fenes.

Cu cca 300 m mai la nord de profilul descris, pe un torrent abrupt situat între valea lui Marian și valea Blagului (fig. 3), se poate urmări, de la vest la est, următoarea succesiune :

— În bază, un nivel de 3 m grosime de roci detritice cu o ritmicitate și cu o sistozitate evidentă, cu sericitizări intense, cu tectonizare avansată (microcute caracteristice, milonitizări), alcătuit dintr-o

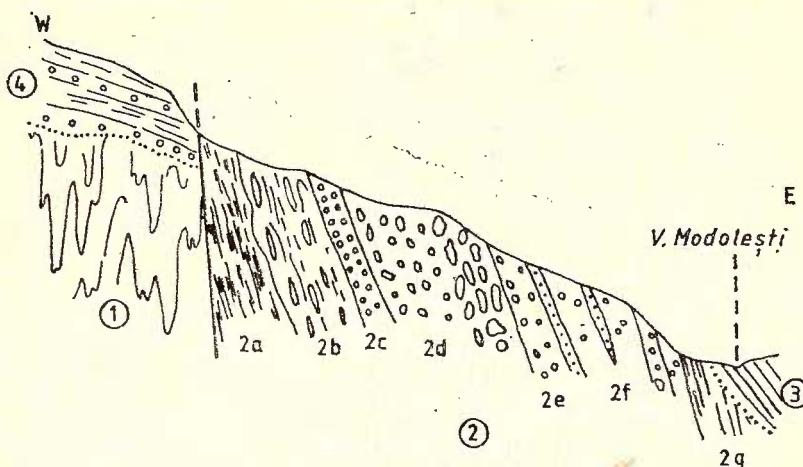


Fig. 3 — Succesiunea depozitelor permiene în versantul drept al văii Modolești. 1, cristalin de Vidolm-Lunca ; 2, Permian : 2a, șisturi filitoase cenușii-violacee ; 2b, șisturi negre și violacee cu blocuri aplatizate de cristalin ; 2c, gresii grosire violacee ; 2d, conglomerate brecioase roșii ; 2e, breccii cu cristalin ; 2f, gresii și conglomerate laminare, cafenii-violacee ; 3, Cretacic inferior (strate superioare de Feneș) ; 4, Cretacic superior (strate de Rîmeți).

Séquence des dépôts permiens dans le versant droit de la vallée de Modolești. 1, cristallin de Vidolm-Lunca ; 2, Permien : 2 a, schistes phylliteux gris-violacés, 2b, schistes noirs et violacés à blocs aplatis de cristallin, 2c, grès grossiers violacés, 2d, conglomérats brécheux rouges, 2e, brèches à cristallin, 2f, tufs rhylolithiques métamorphisés, argilites schisteuses violacées ; 3, Crétacé inférieur (couches supérieures de Feneș) ; 4, Crétacé supérieur (couches de Rîmeți).

alternanță de șisturi filitoase cenușiu-violacee, sericitizate și șisturi negre grafitoase (2a). În ele apar blocuri de calcar cristaline alungite și orientate pe direcția de sistozitate, dind impresia unor strate budinate. Acest nivel bazal se dispune tectonic peste depozitele detritice grosiere neocretacice (4), cît și peste șisturile cristaline ale seriei de Vidolm-Lunca (1).

Urmează un pachet sericitos-filitos alcătuit din șisturi negre, pe alocuri grafitoase, în alternanță cu șisturi violacee și roci mai grosiere verzui, tufogene, friabile, sericitoase (2b). În ele sunt prinse blocuri de calcar cristaline și cuarțite cu orientare și aplativare pe direcția de sistozitate evidentă. Aici, față de primul nivel bazal, efectele tectogenezei sunt evidente : pe același aliniament de sistozitate se suprapun roci diferite petrografic — cuarțite și calcar cristaline.

— Urmează un banc de 0,80-1 m grosime de gresii grosiere violacee, intens micaferă, pe alocuri având aspect de tufite grosiere, în care elementele prezintă o slabă laminare (2c).

— În succesiune urmează un pachet de 3,5-4,0 m grosime de conglomerate brecioase roșii, cu elemente de cuart angular (preponderent) și subordonat altei roci cristaline, prinse într-un liant grezos grosier, cu o laminăție incipientă (2d). La partea superioară, aceste roci trec la brecii de cristalin fără nici o stratificație care, pe alocuri, datorită liantului cantitativ redus în favoarea blocurilor imense de cristalin, pot fi confundate ușor cu șisturile cristaline (2e). Brecile descrise prezintă asemănări izbitoare cu breciile cu cristalin permiene ale solzului de Gîrda din pînza de Finiș-Gîrda.

— Peste brecii urmează un pachet de brecii cafenii-violacee, pe alocuri conglomeratice, slab laminate, cu intercalații de roci tufitice violacee și roci porfirice, cărora îi se asociază argilite cărămizii friabile (2f). În cadrul acestui pachet, gros de cca 12-15 m, se individualizează bancuri de 20-40 cm de gresii oligomictice cărămizii, dure, minăcăee. În mare, rocile descrise în acest pachet se încadrează în succesiunea permiană a solzului de Gîrda Seacă, iar care — prin gresiile cuartitice cărămizii — ne amintesc și de pînza de Moma (Ianovici et al., 1976).

— La baza pantei, în valea Modolești, peste pachetul descris anterior și în contact vertical cu șisturile negre ale Barremianului (3), se individualizează un nivel de șisturi intens metamorfozate (2g). În detaliu se observă că sunt tufuri riolitice puternic sericitizate, în alternanță cu argilite violacee. În literatura geologică, astfel de roci sunt cotate în depozitele permiene din domeniul pînzelor de Codru (seria porfiritelor inferioare).

Spre nord, complexul detritic roșu, metamorfozat (2) reapare bine deschis pe cca 30 m în versantul stîng al văii Blagului, amonte de confluența cu valea Modolești, antrenat în aceleasi structuri verticale ca și șisturile cristaline care îl bordează atât la vest, cât și la est (fig. 4).

În contactul vertical vestic cu șisturile cuartitice (1), pe cca 8 m grosime apar brecii cu cristalin, cu liant argilo-grezos roșu, ușor confundabile cu șisturile cristaline (2a), care trec pe orizontală (spre est)

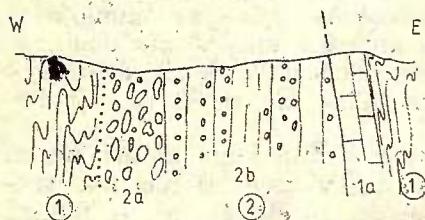


Fig. 4 — Succesiunea depozitelor permiene în versantul stîng al văii Blagului.
1, cristalin de Vidolm-Lunca ; 2, Permian ;
2a, brecii cu cristalin ; 2b, conglomerate
și gresii grosiere roșii, laminate.

Séquence des dépôts permiens dans le versant gauche de la vallée de Blag.
1, cristallin de Vidolm-Lunca ; 2, Permien : 2a, brèches à cristallin ; 2b, conglomérats et grès grossiers rouges, lamинés.

la conglomerate mărunte roșii cu mult cuart, în alternanță cu gresii grosiere roșii, roșii-cărămizii, friabile, laminate (2b). Succesiunea ne amintește din nou de Permianul din autohtonul de Bihor și cel din solzul de Gîrda Seacă (Bleahu, 1963).

La izvoarele pîriului Peșterii (fig. 5), în plină zonă de aflorare a seriei de Vidom-Lunca (1), apare pe cca 20 m grosime un pachet de roci detritice tufogene, friabile, intens metamorfozate, cu șistozitate și

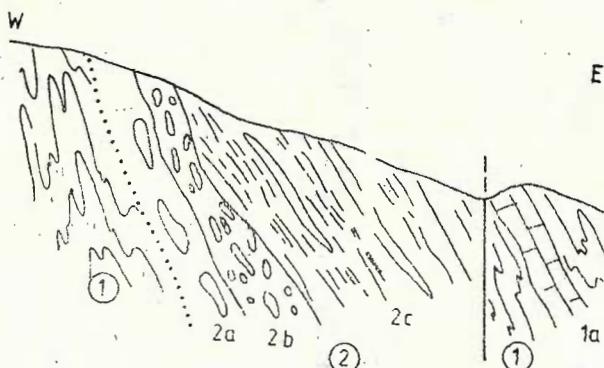


Fig. 5 — Succesiunea depozitelor permiene în versantul stîng al văii Peșterii.

1, cristalin de Vidom-Lunca ; 1a, calcare cristaline ; 2, Permian : 2a, gresii tufogene grosiere, friabile ; 2b, brecii cu cristalin ; 2c, tufite și cinerite grosiere verzui-violacee, laminat, șisturi violacee.

Séquence des dépôts permiens dans le versant gauche de la vallée de Peșterii.

1, cristallin de Vidom-Lunca : 1a, calcaires cristallins ; 2, Permien : 2a, grès tufogènes grossiers, friables ; 2b, brèches à cristallin ; 2c, tufites et cinérites grossières vert-violacées, laminées, schistes violacés.

laminat, evidentă (2), antrenat în structura șisturilor cristaline, cu căderi spre est.

Aici, peste șisturile cuarțitice sericitoase, alterate, cu intercalării subțiri de cuarțite albe, se dispune un pachet de 3 m grosime alcătuit dintr-un material detritic grosier extrem de friabil, cu o colorație violacee-neagră-verzui, cu laminare evidentă, în care apar rare blocuri de amfibolite și gnais (2a). La partea superioară a acestui nivel blocurile de cristalin devin extrem de numeroase, formind o adevărată brecie cu cristalin (2b). După secvența cu brecii urmează un pachet mai gros (10-12 m), alcătuit dintr-o alternanță de roci mai grosiere (tufite și cinerite grosiere, probabil de natură riolitică), friabile, violacee-verzui, cu laminare evidentă, sericitizate, și roci fine — șisturi violacee cu pete verzui-negricioase; de asemenea metamorfozate, adevărate filite sericitizate și tectonizate, cu microcute caracteristice (2c). Din secvențele mai fine au fost recunoscute microscopic roci intens zdrobite, de tipul milonitelor. În această masă detritico-tufogenă friabilă, apar nivele lenticulare subțiri, de 20-30 cm, de gresii cuarțoase violacee-cafenij cu multă mică, friabile, ce prezintă aceeași laminare și sericitizări intense pe fețele de strat.

Tipurile și asociațiile de rocă enumerate mai sus se recunosc în succesiunea permiană descrisă de Patrulius (1972) în autohtonul de Bihor, pe valea Godinoasa (munții Pădurea Craiului).

Pentru o mai completă edificare, prezentăm în continuare descrierea petrografico-mineralologică rezultată din studiu microscopic pe sec-

țiuni subțiri a principalelor tipuri de roci din complexul luat în discuție, studiu efectuat de Sandu (Purecel et al., 1977).

Șisturile argiloase sunt roci cu o sistozitate perfectă, de culoare cenușie-închisă sau violacee, brăzdate adesea de filonașe de călcit. Strucțura lor este aleuro-pelitică și sunt formate din minerale argiloase sericitizate printre care sunt răspândite rare granule de cuart și feldspat.

Compoziția lor procentuală este următoarea: minerale argiloase și sericit — cca 94-95%, cuart — 1-3%, feldspat — 0-1%, calcit — 1-2%.

Șisturile grezoase sunt roci sistoase ce mai păstrează în parte structura rocilor grezoase din care au provenit. Mineralele componente sunt ușor metamorfozate, prezintă orientare paralelă, iar cimentul lor sericitizat se dispune în benzi subțiri, orientate. De obicei au o granulație fină, culoare violacee și textură aleuro-psamitică. Sunt alcătuite din cuart (52%) ca granule orientate de 0,01-0,08 mm, feldspat (8%) ale cărui granule variază între 0,01-0,06 mm, muscovit (12%) în lamele orientate și mici pachete de 0,06-0,20 mm, sericit (22%) ca paiete ce formează benzi subțiri. Apare de asemenea calcit secundar dispus pe fisuri și subordonat minerală opacă.

Gresiile sunt roci ușor metamorfozate, orientate, compacte, cu spătură așchioasă, de culoare cenușie-gălbuiu cu nuanțe violacee, în masa căroră se observă numeroase lamele de muscovit, mai rar de biotit, brăzdate de numeroase filonașe de calcit. Roca păstrează structura inițială psamitică, textura fiind orientată. Gresiile au un ciment argiloferuginos, sunt alcătuite din material detritic cuart-feldspatic, fragmente de roci, lamele de muscovit și clorit, minerale grele de tipul apatit, epidot, zoizit, sfen și granați. Fragmentele de roci sunt reprezentate prin cuartite și șisturi cuartito-sericitoase. Toate elementele amintite mai sus sunt dispuse orientat. Există cazuri cind în ciment predomină hematitul, limonitul, mineralele argiloase fiind subordonate cantitativ.

Compoziția lor procentuală este următoarea: cuart — 43-50%, feldspat — 4-20%, mice — 1-5%, minerale grele — 0-3%, fragmente de roci — 2-6%, ciment — 10-12%.

Microconglomeratele sunt roci ce prezintă același început de metamorfism întlnit și în cazul gresiilor. Sunt formate din fragmente ușor rotunjite de roci diferite, prinse într-un liant de culoare cenușie-roșcată sau verde-gălbuiu. Structura este psamosefitică, compoziția mineralologică asemănătoare cu a gresiilor microconglomeratice, cu deosebirea că predomină fragmentele de roci de o mare varietate. Cimentul este argilos limonitic, calcaros sau format din clorit, minerale argiloase și limonit.

Compoziția procentuală a microconglomeratelor este următoarea: fragmente de roci — 45-60%, cuart — 10-15%, feldspat și amfiboli — 1-4%, ciment — 15-20%.

Microbrecciiile sunt formate din fragmente colțuroase sau ușor rotunjite de roci diferite, de dimensiuni centimetrice pînă la milimetrice, precum și din granule detritice de cuart și feldspat, cu ciment calcaros, argilo-limonitic sau feruginos. Față de microconglomeratele descrise mai sus, prezintă un grad mai mare de tectonizare, fiind mai



fisurate, torsionate, zdrobite. Pe fisuri se depune calcit, limonit și hematit de proveniență secundară.

Compoziția procentuală a rocii este următoarea: fragmente de roci — 52-65%, quart și feldspat — 2-6%, apașit și pirită — sporadic ciment — 10-15%.

Milonitele întâlnite se prezintă ca roci fin granulare cu structură cataclastică, în care mai apar ochiuri relicte din mineralele mai rezistente — de obicei quart și feldspat. Masa fin granulară este formată din sfărâmături de quart și feldspat, sericit, minerale argiloase, limonit și are dispoziție orientată. Muscovitul și biotitul apar ca lamele fine torsionate, dispuse în siruri orientate, de cele mai multe ori impregnate cu limonit. Calcitul apare pe fisurile rocii, formând un fel de ciment al materialului zdrobit. Limonitul apare ca pelicule și filonașe, iar mineralele opace apar sub formă de cristale hipidiomorfe și allotriomorfe sau aglomerate în mici cuiburi.

Compoziția lor minerală este următoarea: quart — 25-40%, feldspat — 8-20%, mice — 2-8%, minerale argiloase și sericit — 10-20%, oxizi de fier — 0-1%.

Din datele prezentate mai sus se desprind cîteva concluzii pe care noi le considerăm argumente pentru încadrarea stratigrafică a complexului de roci luat în discuție.

1. În cadrul acestui complex — preponderent detritic, de culoare violacee — a fost recunoscută o gamă variată de roci metamorfozate dinamic, metamorfismul fiind marcat de minerale de neoformăție, de alungirea elementelor și de o sistozitate mai mult sau mai puțin evidentă. Menționăm de asemenea prezența constantă a mineralelor grele în sevențele grosiere. Deși acest complex aflorează pe suprafețe restrînse, în cadrul lui s-au observat sensibile variații litofaciale și petrografice atât pe direcție, cât și pe verticală.

2. Rocile și asociatiile de roci ale acestui complex prezintă caracter prin care se diferențiază net atât de seria cristalină mezometamorfică de Vidom-Lunca, cât și de depozitele sedimentare mezocretacice prezente în regiune.

3. Depozitele acestui complex prezintă asemănări litofaciale mari, pînă la identitate, cu depozitele permiene din Apusenii Nordici, în special cu cele din autohtonul de Bihor și cu cele din solzul de Gîrda Seacă (pînza de Finiș-Gîrda).

4. Unele din nivelele descrise (vezi nivelul 20 din fig. 2 și nivelle 2a, 2b și 2g din fig. 3), cu un grad de metamorfism mai accentuat, prezintă asemănări și chiar similitudini cu asociatiile de roci din aşa numita „formațiune neagră“ din munții Hîghiș, dispusă peste filtele seriei de Păiușeni și pentru care se admite o vîrstă permiană în sens larg (Ianovici et al., 1976).

Nu avem dovezi paleontologice pentru precizarea vîrstei acestui complex. Nici analizele de microfaună și microfloră nu au dat rezultate. Noi atribuim aceste depozite Permianului pe baza asemănării și similitudinilor faciale cu depozite din Apusenii Nordici, datează ca atare.



BIBLIOGRAFIE

- Bleahu M., Dimitrescu R. (1957) Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni (cu privire specială asupra cristalinului și Mezozoicului). *Anal. rom.-sov. (geol., geogr.)*, Seria a 2-a, p. 29-42, București.
- Dimitian M. (1963) Caractere stratonomice ale seriilor cretacice din Munții Apuseni. *Asoc. geol. carp.-dalc., Congr. V*, (1961), III, 1, p. 81-95, București.
- (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni. *Asoc. geol. carp.-dalc., Congr. V* (1961), III, 1, p. 75-79, București.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Edit. Acad. RSR, 742 p., București.
- Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. Edit. Acad. RSR, 603 p., București.
- Patrulius D. (1972) Permianul autohtonului de Bihor (Munții Apuseni). *D. S. Inst. geol.*, LVIII (1970-1971), 4, p. 49-55, București.
- Purecel R., Georgescu V., Georgescu F., Piliuță A. (1971) Raport, arhiva IGPSMS, București.
- Georgescu V., Alexandru C., Georgescu F., Sandu A. (1977) Raport, arhiva IGPSMS, București.

INTREBĂRI

G. Mantea : Ce raporturi există între formațiunile permiene și cele eocretace? Practic Permianul stă transgresiv și discordant peste cristalin și suportă în aceeași manieră depozitele Cretacicului inferior sau acest raport este de natură tectonică?

Răspuns : Depozitele complexului atribuit Permianului se dispune peste seria cristalină fiind antrenate în aceeași structură cu vergențe estice; pe un singur profil (vezi fig. 2) raporturile dintre ele sint de natură tectonică. În ce privește raporturile acestor depozite cu depozitele Cretacicului inferior sint mai puțin clare. În succesiunea de pe primul profil (vezi fig. 1) stratele de Feneș superioare (sisturi argilo-grezoase în plăci cu intercalări de gresii cuartoase) prezintă aceleasi înclinări spre Est, dar cu valori mai mici, dind impresia unor raporturi de transgresiune și discordanță. Pe profilul al doilea (fig. 2) sisturile argiloase negre în plăci ale strătelor de Feneș, de la contactul cu complexul metamorfozat dinamic, antrenate în aceeași structuri verticale, prezintă oglinzi de fricțiune, dind impresia unor raporturi tectonice.

DISCUȚII

G. Mantea : Fiind un cunoșător al formațiunilor paleozoice din Munții Apuseni de nord, pot spune că depozitele descrise de R. Purecel ca fiind permiene, poartă amprenta unei similitudini cu depozitele permiene dezvoltate în special în autohtonul de Bihor, respectiv cu măgura Vînăță (munții Bihor) și Pădurea



Craiului (v. Brătuța). În același timp ele seamănă și cu conglomeratele, laminarele recunoscute de M. Bleahu, R. Dumitrescu sau G. Mantea, în cuprinsul unității de Arieșeni. Prezența acestor depozite ridică problema recunoașterii și a unor formațiuni necunoscute pînă în prezent în Munții Apuseni de sud, formațiuni care ar urma să modifice în mod substanțial imaginea paleogeografică pe care o avem astăzi despre Apusenii meridionali.

M. Lupu : Lucrarea este valoroasă prin faptul că prezintă cea mai mare zonă de aflorare a Permianului din Apusenii sudici dar și prin contribuțiile pe care le aduce la cunoașterea alpină a teritoriului. Sunt cu totul de acord cu interpretarea dată de autori ca Unitate de Feneș a zonei de aflorare a Formațiunilor permiene și subasmentului lor cristalin. De asemenea din hartă se remarcă elementele de tectonică mezocretacică și mai nouă care caracterizează de altfel acest teritoriu.

SUR L'OCCURRENCE DES DÉPÔTS PERMIENS À L'OUEST DE LA CRÈTE DE TRASCAU

(Résumé)

Les auteurs mentionnent l'occurrence du Permien dans les Monts Apuseni du Sud, à l'ouest de la crête calcaire principale de Trascău, dans la région de la vallée Modolești (Intregalde)-la vallée Mogos.

Dans la zone vallée Modolești-vallée Mogos, au contact de la série mésozonale de Vidom-Lunca et des dépôts crétacés on rencontre un complexe de roches détritiques, faiblement métamorphisées, rouge-violacées, qui au point de vue lithofacial et pétrographique — est nettement différent des formations environnantes mentionnées ci-dessus ; il ressemble quand même aux dépôts permiens des Monts Apuseni du Nord.

On présente, en détail, la succession des roches de ce complexe, sur quelques coupes transversales caractéristiques. On offre aussi la description pétrographique de principaux types de roches par l'intermédiaire des lames minces.

De ces descriptions-là on note les conclusions suivantes :

— le complexe est constitué de dépôts détritiques prédominant grossiers à niveaux de roches fines, schisteuses et de séquences de roches tuffogènes, de couleur brun-rouge-violacée, qui présentent, en général, les traits des dépôts molassiques, continental-fluviatiles ;

— toutes les roches de ce complexe révèlent les effets du métamorphisme dynamique plus ou moins accentué, marqué par l'occurrence des minéraux de néoformation, par l'allongement des éléments et par une schistosité plus ou moins évidente ;

— au point de vue pétrographique et lithofacial, les suites décrites ci-dessus n'appartiennent ni aux formations cristallines ni aux dépôts crétacés. D'ailleurs, elles présentent des similitudes de faciès avec les dépôts permiens des Monts Apuseni du Nord, surtout avec ceux de l'autochtone de Bihor et l'éaille de Gîrda (nappe de Finiș-Gîrda). Il y a des niveaux, plus métamorphisés, qui présentent des similitudes avec la „formation noire“ des Monts Highiș, qui surmonte les



phyllites de la série de Pălușeni et qu'on attribue au Permien s.l. (Ianovici et al., 1976).

Par rapport à ce que nous venons de présenter, le complexe mentionné ci-dessus est attribué au Permien s.l.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Fig. 1 — Gresie polimictică orientată, cu ciment feruginos : q — quart; F — feldspat ; M — muscovit ; Fr — fragmente de rocă ; C — ciment Valea Modolești, N +, x 10.

Grès polymictique orienté, à ciment ferrugineux : q — quartz ; F — feldspath ; M — muscovite ; Fr — fragments de roche ; C — ciment ; vallée de Modolești, N +, x 10.

Fig. 2 — Șist grezos, la contactul cu șistul argilos aleuropelitic. Valea Modolești, N +, x 70.

Schiste gréseux au contact avec le schiste aléuropélitique. Vallée de Modolești, N +, x 70.

Fig. 3 — Microconglomerat : Fr — fragmente de rocă ; q — quart ; Mo — minérale opace ; C — ciment. Valea Blagului, N +, x 10.

Microconglomérat : Fr — fragments de roche ; q — quartz ; Mo — minéraux opaques ; C — Ciment. Vallée de Blag, N +, x 10.

Fig. 4 — Breccie cu liant argilo-feruginos : Fr — fragmente de rocă ; M — muscovit ; S — sericit ; mz — minérale zdrobite ; l — liant. Dealul Mocanului, N +, x 10.

Brèche à liant argilo-ferrugineux : Fr — fragments de roche ; M — muscovite ; S — séricite ; mz — minéraux écrasés ; l — liant. Dealul Mocanului, N +, x 10.



4. STRATIGRAFIE

REMARQUES STRATIGRAPHIQUES SUR LA FORMATION
DE MURGUCEVA (TITHONIQUE-SUPÉRIEUR-HAUTERIVIEN)
DE LA RÉGION DE SVINITA (BANAT),
BASÉES SUR L'ÉTUDE DES CALPIONELLES¹

PAR

EMIL AVRAM²

*Tintinnidae. Microfauna assemblage. Murguceva Formation. Calcareous rocks.
Upper Tithonian. Berriasian. Valanginian. South Carpathians. Danubian Do-
main. Svinița Zone.*

Abstract

Stratigraphic Remarks on the Murguceva Formation (Upper Tithonian-Hauterivian) from the Svinița Zone (Banat, Romania) based on the Tintinnid Study. The Murguceva Formation was divided into two members: a lower "calcareous" one and an upper "calcareous-marly" one. On the basis of the Tintinnid assemblages succession (Fig. 1-6) the lower boundary of the formation is assumed the Upper Tithonian age, in some sections and the Berriasian age in others, where its lowermost deposits are removed; the boundary between the calcareous and calcareous-marly members is Lower-Middle Berriasian in age in the northern part of the region and Upper Berriasian or even Valanginian in the south (depending on the earlier or later presence of the clay constituent in the limestones).

I. Introduction

Les données présentées dans cet ouvrage constituent les résultats des études entreprises pendant plusieurs années pour préciser l'âge des entités lithostratigraphiques de l'intervalle jurassique supérieur-néocomien de la région de Svinița (Răileanu, 1953), située à la partie SW du sillon interne de l'Autochtone Danubien des Carpathes Méridionales (voir Răileanu, 1953; Năstăseanu, 1980). Ces données viennent

¹ Recue le 1 Avril 1981, acceptée pour être communiquée et publiée le 7 Avril 1981, présentée à la séance du 29 Avril 1981.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București



compléter celles présentées par Răileanu, Popescu en 1964 et par Rusu en 1970 et aussi celles qui concernent les coupes types de la formation de Murguceva de la partie sud de la région, publiées dans des ouvrages antérieurs (Avram, 1976 ; Patrulius et al., 1976 ; Antonescu, Avram, 1980) ; mais ce n'est qu'à présent qu'elles sont assez riches pour donner une image d'ensemble sur l'âge de la formation dans son aréal d'affleurement tout entier et sur des conditions de sédimentation.

La formation de Murguceva (Avram, 1976) représente le terme lithostratigraphique inférieur de la succession des dépôts, dans la plupart éocrétacés de la région de Svinia. À présent elle n'apparaît que dans la partie sud-ouest de cette aire de sédimentation, près du Danube, dans trois secteurs, c'est-à-dire, du sud au nord : (1) aux environs de la localité de Svinia (entre Iordumovacia-Zeliște) ; (2) à presque 7 km vers NNW, à Ravniște ; (3) d'autres 5-6 km vers le nord, dans le bassin hydrographique de la Vallée de Sirinia.

Dans tous les secteurs mentionnés les dépôts de la formation reposent sur des calcaires noduleux d'âge jurassique supérieur. Ils sont groupés en deux sousformations : a) une sousformation calcaire, inférieure et b) une sousformation calcaire-marneuse, supérieure ; toutes les deux sont constituées surtout de calcaires mais diffèrent par l'absence, ou bien au contraire, par la présence dans le membre supérieur des intercalations des marnes et par la présence du matériel argileux dans la composition des calcaires.

La sousformation inférieure contient des calcaires compactes (micrites) gris-blancs ou crème, dans des couches de 20 cm-1,5 m, à des intercalations de calcaires schisteux, monocolorés ; ceux-ci possèdent des accidents siliceux noduleux ou lentiformes gris ou noirs. À la base et à diverses hauteurs dans la sousformation se développent aussi des calcarénites (intrasparites) en couches de quelques centimètres jusqu'à 1-1,5 m d'épaisseur.

La sousformation supérieure contient des calcaires gris, qui présentent des taches dues à la présence non-uniforme du matériel argileux. Les calcaires forment des couches de 5 à 40 cm, souvent séparées vers la partie inférieure de la succession par des pélécules d'argile ou, un peu plus haut, par des intercalations épaisses de 5-30 cm de marnes schisteuses. Entre les calcaires s'intercalent également des accidents siliceux gris ou noirs qui forment des lentilles ou même des couches de 2-5 cm. On doit mentionner que les intercalations de marnes sont plus développées vers la moitié de la sous-formation qu'à sa partie supérieure, où les calcaires schisteux sont, ils aussi, remplacés par des calcaires plus compactes, épais souvent de 50-60 cm.

Malheureusement les coupes-types de ces deux sousformations n'ont pu être choisies dans le bassin de la vallée de Sirinia ou à Ravniște, où elles ont leur expansion maximale, à cause du plissement accentué des dépôts et du grand nombre de failles.

Ces sousformations n'apparaissent dans des conditions tectoniques convenables que dans la partie sud de la région, dans les coupes types de la formation de Murguceva (le ruisseau nommé Pîriul Morilor et le versant droit du ruisseau de Murguceva).



II. Les associations de Calpionelles et leur répartition

Afin de préciser la succession des espèces de Calpionelles au sein des deux sousformations mentionnées ci-dessus nous avons échantonné 6 coupes, choisies de toute la région, incluant les séquences les plus complètes des dépôts de la partie inférieure de la formation de Murguceva : A) le hypostratotype de la formation, dans le versant droit du ruisseau de Murguceva, à 900 m de l'embouchure (affleurement continué à partir du fil de l'eau jusqu'à la crête à droite de la vallée) ; B) le stratotype de la sous-formation, sur le ruisseau nommé Pîrîul Morilor ; C) au sud de Ravniște (chemin de chariots de Ravniște vers le Sommet de Cerni) ; D) sur le cours inférieur de la Vallée de Sirinia, à partir de la boutonnière anticlinale de Podu Hoțului (environ 1200 m de l'embouchure de la vallée) vers W ; E) sur la Vallée de Sirinia, dans le flanc ouest de l'anticlinal de l'endroit nommé „La Treptă“ (600 m en aval de l'embouchure du ruisseau de Raichici) ; F) le flanc nord de l'anticlinal de Munteana.

A) Dans le versant droit du ruisseau de Murguceva (fig. 1) affleurent les dépôts de la formation sur presque 100 m d'épaisseur ; les premiers 25 m de la base appartiennent à la sousformation calcaire (jusqu'au niveau MO 23). Cet affleurement de grandes dimensions nous permet d'observer, sur les premiers 30 m, des paquets glissés en masse (slump packets) qui s'intercalent entre les séquences normales de la formation. Les associations de Calpionelles appartiennent sur les premiers 2 m de la partie inférieure à la zone *Crassicollaria* (niveaux MO 3 et MO 4) qui repose sur les calcaires noduleux à *Saccocoma* du Tithonique inférieur (les zones de Calpionelles ont y été interprétées dans l'acception d'Alleman et al., 1971). Entre les deux niveaux mentionnés il y a une assez grande différence d'association ; elle présente la même évolution que les espèces de la partie inférieure vers la partie moyenne de la zone, comme à été indiqué par Remane, 1964 : le premier niveau comprend de nombreux *Saccocoma* à côté de *Crasicollaria cf. intermedia* (Durand-Delga) de rares *Cr. massutiniana* (C o l.) et aussi de *Tintinnopsella carpatica* (M u r g. et F i l.) de petite taille, très mal conservés (pl. I, fig. 1-4) ; le second contient de nombreux exemplaires de *Calpionella alpina* L o r., de grande taille et aussi de nombreux *Crassicollaria intermedia*, à côté de *Cr. brevis* R e m., de rares *Cr. massutiniana* (pl. I, fig. 5-8) et de rares *Tintinnopsella carpatica* de petite taille. La zone à *Calpionella* occupe les 13 m suivants (MO 5-MO 15) de la succession où se développe une association à *Calpionella alpina* petites, *Crassicollaria parvula* R e m. et, assez rares *Tintinnopsella carpatica* de petite taille également (pl. I, fig. 9-11). À la partie supérieure (MO 11-MO 15), dans un paquet glissé, apparaît de nouveau l'association de la zone antérieure : *Calpionella alpina* de très grande taille, assez nombreuses *Crassicollaria intermedia* et *Cr. massutiniana*, de rares *Cr. brevis* et de très rares *Tintinnopsella carpatica* de petite taille, à côté de *Cr. parvula* (pl. I, fig. 12-16) et de nombreuses *Saccocoma* (MO 12-MO 13). La zone de *Calpionellopsis* se développe sur 10 m d'épaisseur (MO 16-MO 20) et contient à côté de *Calpionellopsis simplex* (C o l.), *Cp. oblonga* (C a d.) et de *Tintinnopsella carpatica* de taille



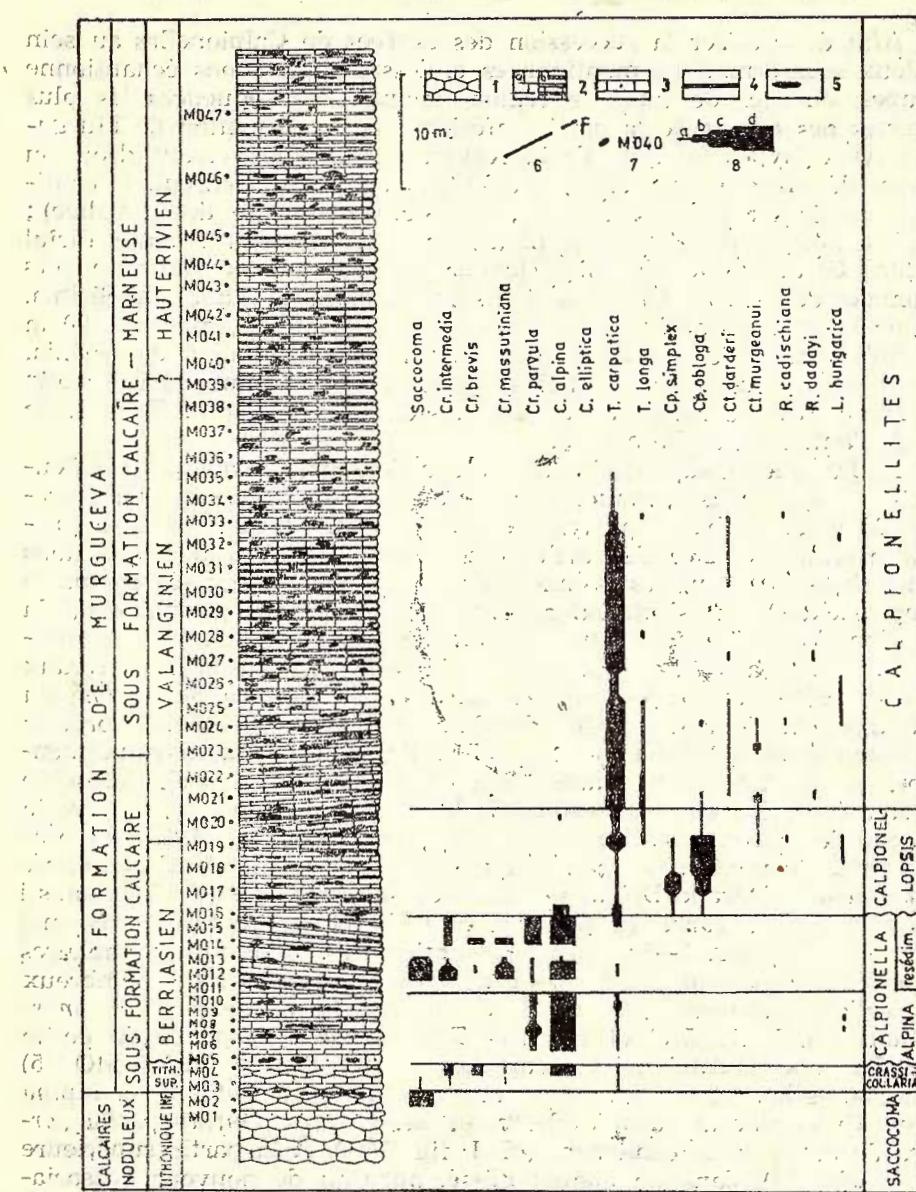


Fig. 1. — Coupe stratigraphique des dépôts tithonique-néocomiens du versant droit de l'endroit de Murguceva (le hypostratotype de la formation de Murguceva). 1, calcaires noduleux; 2, calcaires fins compacts (a) ou schisteux (b); 3, calcarénites; 4, marnes; 5, accidents siliceux; 6, faille; 7, niveau de prélèvement des échantillons; 8, la fréquence des calpionnelles: a — très rares, b — rares, c — fréquentes, d — très fréquentes.

moyenne et grande (pl. I, fig. 17-20), *Lorenziella hungarica* (K n.) (rare et mal conservés), *Tintinnopsella longa* (C o l.), *Calpionellites murgeanui* P o p (pl. I, fig. 21-23) et de très rares *Calpionella alpina* (pl. II, fig. 1). La zone de Calpionellites commence à l'intérieur d'un paquet glissé épais de 11 m (entre MO 20-MO 24) suivi par des dépôts normaux de la succession dans lesquels les Calpionelles disparaissent après d'autres 21 m d'épaisseur (MO 25-MO 35). Dans cet intervalle *Tintinnopsella carpatica* est abondante, suivie par *T. longa*, *Calpionellites darderi* (C o l.) (avec des exemplaires normaux mais aussi des exemplaires très allongés = *Ct. uncinatus* Cita et Pasq.), *Ct. murgeanui*, *Lorenziella hungarica*, de très rares *Calpionellopsis oblonga*, *Remaniella cadischiana* (C o l.) et *R. dadayi* (K n.) (pl. II, fig. 2-15).

Nous avons considéré la limite Valanginien-Hauterivien, sur cette coupe, entre le niveau MO 35, qui a offert *Olcostephanus cf. sayni* (K i l.) et MO 42, d'où on a récolté *Neocomites* (*Teschenites*) *pachydicranus* Thieuloy.

B) Au ruisseau nommé Pîrul Morilor les dépôts de la formation de Murguceva sont ouverts presque continuellement entre la prise d'eau potable du village de Svinîta et le confluent de la vallée avec son unique affluent de droite plus grande. Entre ces endroits la formation atteint 77 m, les premiers 19 appartenant à la sousformation calcaire.

La répartition des Calpionelles (fig. 2) (= celle de 1976, révisée) contient à la base l'association de la zone à *Calpionella*, développée sur 16 m, directement sur les calcaires noduleux à *Saccocoma*; dans cet intervalle on a pu identifier les deux sous-zones : à *Calpionella alpina* (entre VO 1-VO 5) et à *Calpionella elliptica* (entre VO 6-VO 8). La première sous-zone occupe 7 m à la partie inférieure de la zone; son association contient *Calpionella alpina* de taille très variable (de petite jusqu'à très grande), *Crassicollaria parvula* (pl. II, fig. 16-18, 20), *Tintinnopsella carpatica* de petite taille, de rares *Remaniella cadischiana* et à la partie supérieure également *Calpionella elliptica* (pl. II, fig. 19, 21). La zone à *Calpionellopsis* se développe sur une épaisseur de 12.5 m (VO 9-VO 14) et contient les espèces : *Calpionellopsis oblonga*, *Cp. simplex*, *Tintinnopsella carpatica* et *Lorenziella hungarica* (pl. II, fig. 22-25); ce n'est qu'à la base (VO 9) qu'apparaît également de très rares sections obliques qui pourraient être attribuées à *Calpionella alpina* (pl. II, fig. 26). On remarque le brusque remplacement de l'association appartenant à la zone à *Calpionella* par celle de l'intervalle d'occurrence de l'espèce *Calpionellopsis oblonga*, ce qui montre l'existence d'une discontinuité à la base de la zone à *Calpionellopsis*. Mais à la partie supérieure de la zone il y a un passage graduel vers la zone à *Calpionellites*. Celle-ci continue à se développer sur une épaisseur de 27 m (VO 15-VO 29) et contient les espèces : *Calpionellites darderi*, *Tintinnopsella carpatica* (l'espèce avec la plus grande longévité), *T. longa*, *Remaniella ? sp.* et, à la partie inférieure, de rares *Calpionellopsis oblonga* et *Lorenziella hungarica* (pl. III, fig. 1-7). Les Calpionelles disparaissent sur cette coupe à 2 m sous le niveau d'apparition (VO 30) du genre *Oosterella*, dans le Valanginien supérieur.



C) Sur le chemin du Sommet de Cerni vers Ravnište la sous-formation calcaire apparaît sur une épaisseur de 45 m, épaisseur exagérée par une répétition tectonique dans la succession des dépôts appartenant

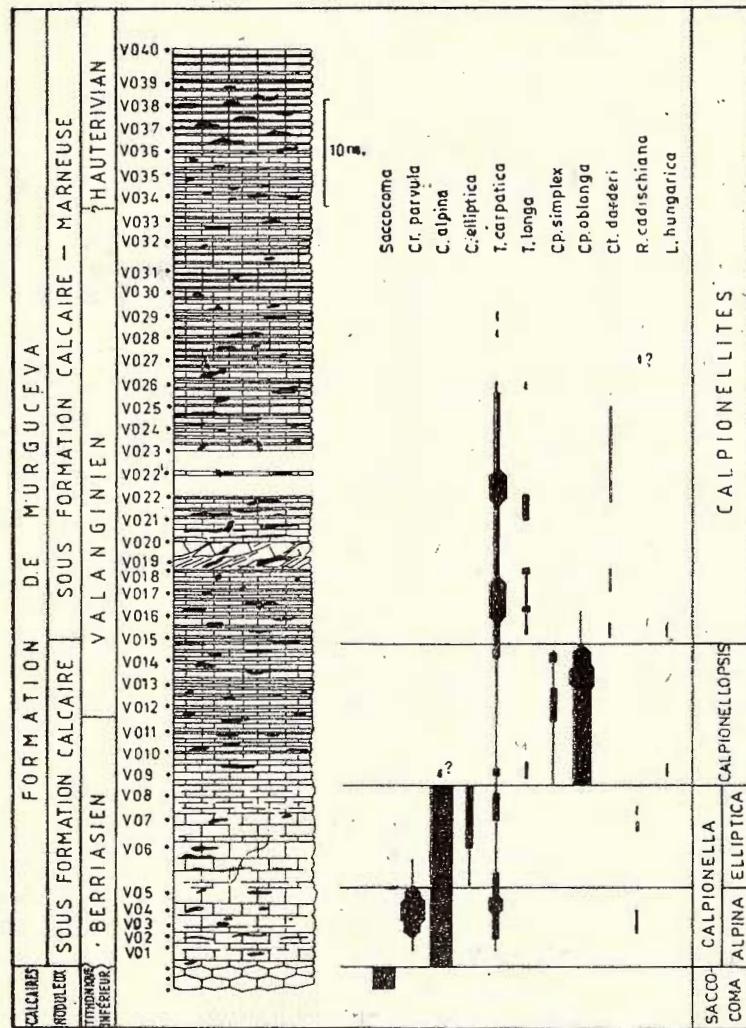


Fig. 2. — Coupe stratigraphique des dépôts tithonique-néocomiens du ruisseau nommé Pîrîul Morilor (le stratotype de la formation de Murgueava). Pour la légende voir fig. 1.

aux zones à *Calpionella* et *Calpionellopsis* (fig. 3). Ici les calcaires de la partie terminale du Tithonique inférieur ne sont plus noduleux, apparaissent dans des couches de 10-30 cm, sont gris-verdâtres ou roses et contiennent des accidents siliceux stratiformes ou noduleux blancs. Dans ces calcaires on a identifié beaucoup de *Saccocoma*, accompagnées

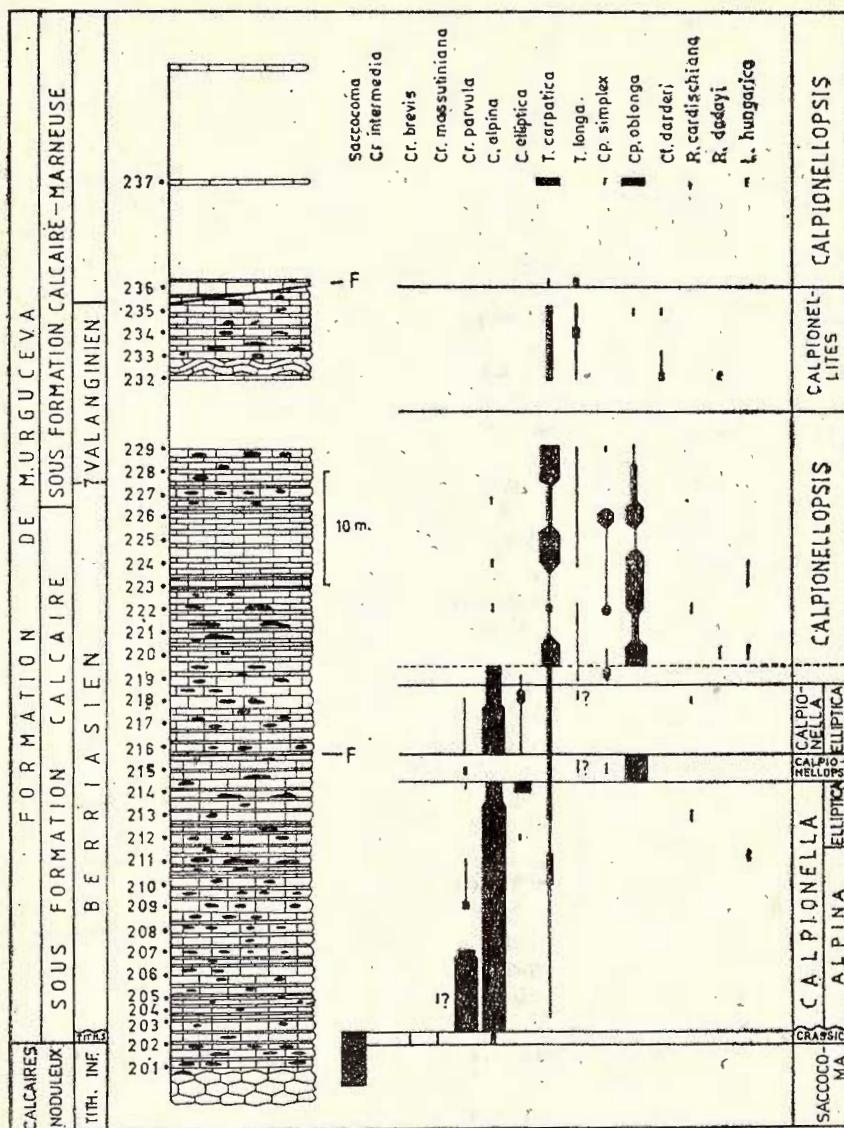


Fig. 3. — Coupe stratigraphique des dépôts tithonique-néocomiens de Ravniste (chemin entre Ravniste — sommet de Cernj). Pour la légende, voir fig. 1.

à leur limite supérieure (202), par de très rares exemplaires de Calpionnelles : *Crassicollaria brevis*, *Cr. massutiniana*, *Calpionella alpina* de petite taille. Le passage vers la zone à *Calpionella* n'est pas marqué par des changements dans la lithologie des dépôts ; les calcaires blancs, typiques pour le Néocomien inférieur n'apparaissent qu'à 6 m au dessus des calcaires noduleux (205). L'association de la zone à *Calpionella* con-

tient surtout : *Calpionella alpina*, *Crassicollaria parvula* et *Tintinnopsella carpatica* de petite taille (pl. III, fig. 8-10, 14, 15) accompagnées par des *Crassicollaria* incertes (pl. III, fig. 11) à la partie inférieure (205) et par *Lorenziella hungarica* (211), *Crassicollaria* ex. gr. *parvula* (214), *Calpionella elliptica* (212-214) et *Remaniella cadischiana* (213) - sur ses six derniers mètres (pl. III, fig. 12, 13, 16-18). Immédiatement au dessus de ce niveau l'association de la zone à *Calpionella* est remplacée brusquement par l'association à *Calpionellopsis oblonga*, *Cp. simplex*, *Tintinnopsella carpatica* et avec *T. longa* incertaines (pl. III, fig. 19-22). Au niveau 216 apparaît de nouveau l'association de la zone à *Calpionella* (la sous-zone à *Calpionella elliptica*), sur une épaisseur de 7 m (216-218), dans des calcaires à teinte rose (pl. III, fig. 23-25 ; pl. IV, fig. 1, 2). Dans le niveau 219 *Calpionella alpina* deviennent moins nombreuses, *C. elliptica* et *Crassicollaria* ne se rencontrent plus, mais apparaît *Calpionellopsis simplex*; au dessus du niveau suivant, sur une épaisseur de 19 m (216-229) se développent en grande nombre *Calpionellopsis oblonga*, coexistant avec *Cp. simplex*, *Tintinnopsella carpatica*, *Remaniella cadischiana*, *R. dadayi*, *Lorenziella hungarica* (pl. IV, fig. 3-9). Enfin, après une lacune d'observation d'environ 6 m se développe, sur une épaisseur d'environ 8 m, l'association de la zone à *Calpionellites* : *Calpionellites darderi*, *Tintinnopsella carpatica*, *T. longa* et de rares *Remaniella cadischiana*, *R. dadayi*, *Lorenziella hungarica* (pl. IV, fig. 3-9). La zone à *Calpionellites* est interrompue par une faille, après laquelle apparaissent de nouveau les dépôts de la zone à *Calpionellopsis*. La nouvelle occurrence de la zone à *Calpionella* dans l'intervalle 216-218 est probablement due aussi à une faille verticale qui ne se remarque pas dans l'affleurement à cause de la position presque verticale des couches.

D) À Podu Hotului (fig. 4) les dépôts de la formation affleurée au long du chemin forestier appartiennent sur toute leur étendue (environ 60 m) uniquement à la sousformation calcaire. On n'a échantonné que jusqu'à 100 m W du pont, où la succession est évidemment interrompue par une faille. Cette séquence constitue aussi la partie inférieure de la succession présentée par Rusu (1970) dans fig. 2a. Dans la coupe en discussion les calcaires noduleux à *Saccacoma* (401-404) qui affleurent dans une boutonnière anticlinale sont surmontés par les dépôts de la zone à *Calpionella*. À partir du niveau 407 jusqu'à 425-426 l'association est formée presqu'en exclusivité par *Calpionella alpina* de grande et petite taille, *Crassicollaria parvula*, *Tintinnopsella carpatica* de petite taille, à côté desquelles il y a au milieu de l'affleurement (421 b) de très rares *Lorenziella hungarica* (pl. IV, fig. 16-20). À partir du niveau 426, aux trois espèces dominantes mentionnées plus haut on ajoute *Calpionella elliptica* et *Remaniella cadischiana* (pl. IV, fig. 21-23). Au flanc nord de la faille revient dans la coupe la sous-zone à *Calpionella alpina*.

Dans l'intervalle 425-437 apparaissent des accidents de stratification — des paquets de couches contorsionnées ou glissées en masse.

E) À l'endroit nommé „La Treptă“ (fig. 5) la succession des dépôts lithiques contient vers la partie supérieure des calcaires noduleux, suivis par des calcaires gris-verdâtres à stratification normale, dans des



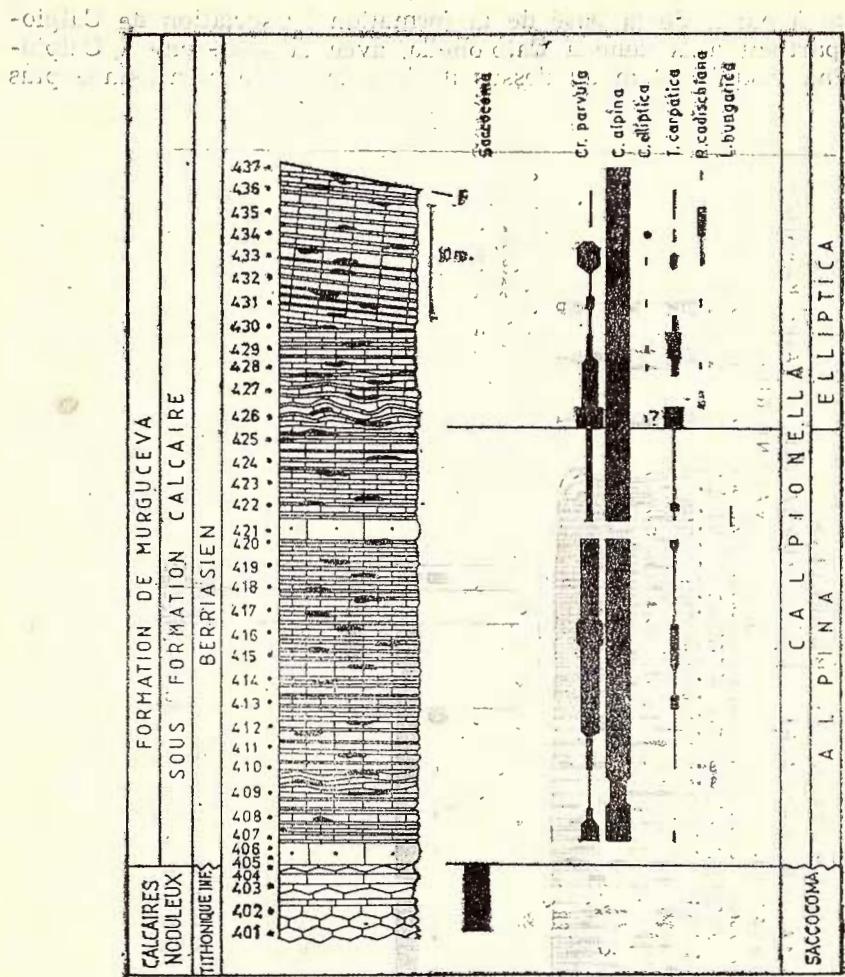


Fig. 4. — Coupe stratigraphique des dépôts tithonique-berriasiens de la Vallée de Sirinia (Podu Hoțului). Pour la légende voir fig. 1.

couches de 10-50 cm d'épaisseur qui englobent des accidents siliceux lentiformes ; l'étude microbiofacial y a montré en exclusivité des restes de *Saccocoma*. La base de la formation de Murguceva est marquée par une calcarénite (intrasparite) épaisse de 1,5 m sur laquelle repose 40 m de calcaires compactes ou schisteux, gris-blancs monocolorés, souvent avec des intercalations de calcarénites, appartenant à la sous-formation calcaire. La sous-formation calcaire-marneuse, qui affleure avec intermittence sur une épaisseur d'environ 50 m, est représentée par des calcaires gris à des taches, généralement à une stratification plus épaisse que celle de la sous-formation inférieure ; dans cette sous-formation, à environ 15 m distance de la base il y a des indices de glissement sous-marin.

Juste à partir de la base de la formation l'association de Calpionelles appartient à la zone à *Calpionella*, avec la sous-zone à *Calpionella alpina* jusqu'à 38 m au dessus de la calcarénite mentionnée plus

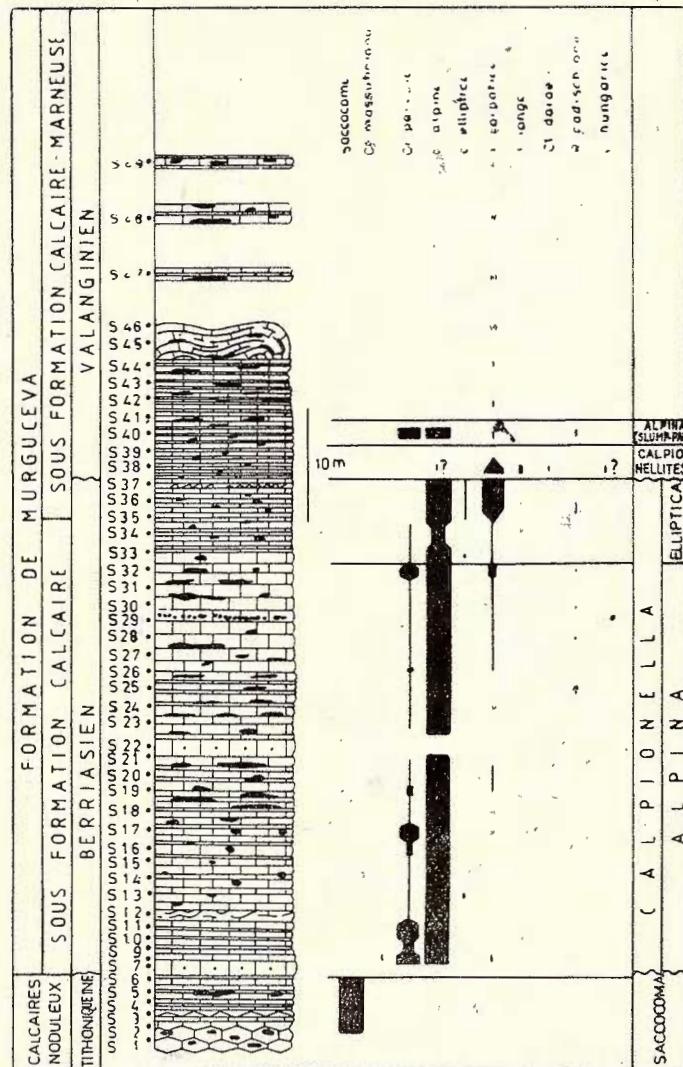


Fig. 5. — Coupe stratigraphique des dépôts tithoniques-berriasiens de la Vallée de Sirinia (l'endroit „La Treptj“).
Pour la légende voir fig. 1.

haut (S 8-S 32) : *Calpionella alpina* dominantes, *Crassicollaria parvula* nombreuses et plus rares *Tintinnopsella carpatica*, *Remaniella cadisiana* et *Lorenziella hungarica* (pl. IV, fig. 24, 25 ; pl. V, fig. 1-4).



On y trouve également de rares *Calpionella elliptica* (pl. V, fig. 5) qui semblent représenter les premières apparitions de cette espèce dans la base de la zone de *Calpionella* (fide Remane, 1964) et de très rares *Crassicollaria massutiniana*. A 5 m au dessus de la base de la sous-formation calcaire-marneuse, dans l'association y présentée apparaissent de nouveau et se développent *Calpionella elliptica* (l'intervalle S 33-S 37), puis *Tintinnopsella cf. longa* (pl. V, fig. 6, 7). L'association à *Calpionellites darderi* (pl. V, fig. 8-11) y suit directement (S 38-S 39). Dans cette coupe la zone à *Calpionellopsis* manque complètement et la zone à *Calpionellites* apparaît dans un intervalle très étroit. L'existence des accidents de sédimentation est indiquée par endroits par la déformation des couches et par des bouleversements dans la succession normale des zones de Calpionelles.

F) Le flanc nord de l'anticlinal de Munteana (fig. 6) quoique interrompu par quelques failles à amplitude réduite est important parce qu'il présente le paquet basal (Tithonique) de la formation de Murguceva, à des calcaires monocolores en couches de 2-3 cm d'épaisseur qui reposent

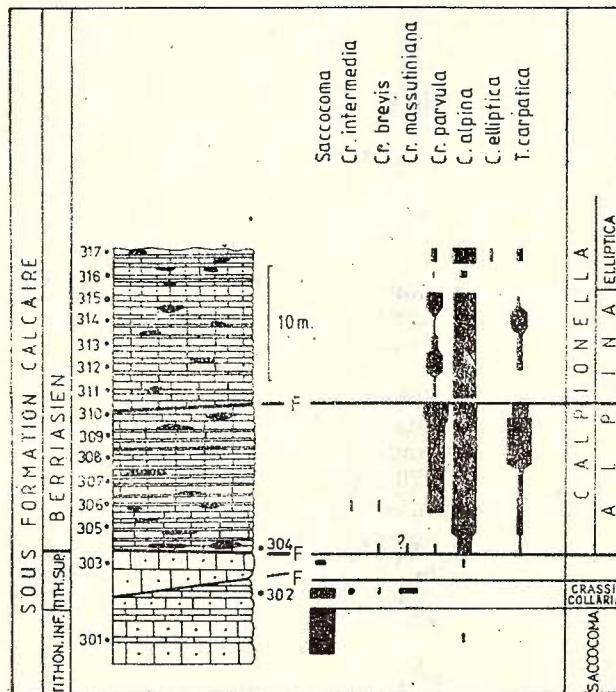


Fig. 6. — Coupe stratigraphique des dépôts tithonique-berriasiens du flanc nord de l'anticlinal de Munteana. Pour la légende voir fig. 1.

sur les calcarénites du Jurassique supérieur. Ce paquet épais seulement de 1,5 m contient une association de *Crassicollaria*, généralement assez mal conservée (de nombreux *Crassicollaria massutiniana*, *Cr. intermedia* et de rares *Cr. brevis* (pl. V, fig. 12-14), à côté de *Saccocoma*).

Dans la même coupe, après un compartiment élevé, à calcarénites, suit l'association de la partie inférieure de la zone de *Calpionella* : *Calpionella alpina*, *Crassicollaria parvula*, *Tintinnopsella carpatica*, associées dans la base à de rares *Crassicollaria intermedia*, *Cr. brevis* et de *Cr. massutiniana* incertaines (pl. V, fig. 15-20); dans le dernier compartiment vers le nord on a rencontré l'association de la zone de *Calpionella* avec les deux sous-zones, de telle manière que l'extrémité nord de l'affleurement contient également des calcaires monocolores appartenant à la sous-zone à *Calpionella elliptica* (pl. V, fig. 21-25).

À côté des couches décrites plus haut, qui contiennent les séquences les plus complètes rencontrées dans des affleurements unitaires (qui peuvent donc être analysés couche par couche), nous avons obtenu beaucoup de données complémentaires dans des séquences moins épaisses, situées dans la plupart à la partie basale de la formation et à la limite entre la sous-formation calcaire et la sous-formation calcaire-marneuse.

Généralement, la limite entre les calcaires noduleux du Jurassique supérieur et ceux de la formation de Murguceva est située à la partie inférieure de la zone à *Calpionella*. Mais dans quelques secteurs (sauf les coupes A et E décrites plus haut, sur la vallée de Sirinia en amont de la confluence avec Valea Stînei jusqu'au village de Bigăr et dans la crête de Cioaca Ghinina), les premiers 1-2 m de la base de la sous-formation calcaire contiennent des Calpionelles de la zone à *Crassicollaria*. Ce sont les espèces de la partie supérieure de la zone (avec *Crassicollaria massutiniana* en grand nombre, très rares *Cr. intermedia* et *Cr. brevis*, puis *Cr. parvula*, *Calpionella alpina* de taille moyenne et très rares *Tintinnopsella carpatica*) qui sont représentées.

III. Corrélation des associations de Calpionelles de la région de Svinîta avec celles des régions classiques. L'âge de la sous-formation inférieure de la formation de Murguceva.

Dès travaux plus récents sur l'évolution et la zonation des Calpionelles nous avons utilisé ceux de Remane (1964) et Le Hégarat et Remane (1968), avec les ajustements ultérieurs faits par Allemann et al. (1971, 1975) et Pop (1974, 1976, 1980). Mais à la différence de ces auteurs nous avons considéré la limite Jurassique-Crétacé à la limite des zones à *Crassicollaria* et à *Calpionella* (la base de la zone Jacobi-Grandis) (à voir, aussi, Patrulius et al., 1976).

En comparaison avec les données des travaux mentionnés plus haut, les associations de Calpionelles de la zone Svinîta présentent certaines particularités, c'est-à-dire :

La zone à *Crassicollaria* (Tithonique supérieur) a un développement très restreint en surface et en épaisseur. À l'exception de la coupe à droite du ruisseau de Murguceva, où les premières associations de Calpionelles se succèdent à la manière décrite par Remane en 1964, toutes les autres contiennent dans la base même de la formation les espèces de la partie moyenne ou supérieure de la zone, presque toujours mêlées à des restes de *Saccocoma*. Il semble donc que, dans l'intervalle entre le Tithonique moyen et le Berriasien basal de la région de Svinîta a eu lieu soit une sédimentation condensée, soit la lévigation des dépôts



de la base de la sous-formation calcaire. La reaparition des espèces de *Crassicollaria* dans certains paquets à matériel resédimenté de la succession des dépôts éocrétacés (coupe A) plaide pour la dernière interprétation.

L'association de la zone à *Calpionella* (Berriasien inférieur-moyen) comprend, à partir de la sous-zone à *Calpionella alpina*, l'espèce *Lorenziella hungarica* (coupes A, C, D); en jugeant d'après la hauteur (à partir de la base) du niveau d'apparition de cette espèce sur de différentes coupes, la sédimentation des dépôts de la zone à *Calpionelles* n'a pas commencé en même temps dans toute la région mais plus tôt dans le bassin hydrographique de la vallée de Sirinia et à Ravniște (coupes C et D), et plus tard dans le secteur de la vallée de Murguceva (coupe A). L'espèce *Remaniella cadischiana* s.l. apparaît sous le niveau d'occurrence de l'espèce *Calpionella elliptica* ainsi on a la confirmation du point de vue soutenu par Pop (1976, 1980) concernant le niveau d'apparition du genre *Remaniella*, en dépit du fait que sa rareté à ce niveau arrive souvent jusqu'au manque complet des exemplaires claires. Généralement les dépôts de la zone à *Calpionelles* constituent dans la région la base de la formation de Murguceva, dont l'âge est surtout néocomien.

b) L'association de la zone à *Calpionellopsis* (Berriasien supérieur-Valanginien basal) ne diffère pas beaucoup dans la région de Svinia de celles des régions de référence des auteurs mentionnés au commencement du chapitre. On doit tout de même souligner l'apparition de l'espèce *Calpionellites murgeanui*, comme au hypostratotype mésogénien de l'étage valanginien (Allemand, Remane, 1979), de la partie supérieure de cette zone (coupe A) et pas dans la zone à *Calpionellites*, comme on a signalé à Cuba (Pop, 1976). Ce n'est qu'à Ravniște (coupe C) que la zone à *Calpionellopsis* est clairement développée en continuation de la zone à *Calpionella*: un intervalle à *Calpionellopsis simplex* sous le niveau d'apparition de l'espèce *Cp. oblonga*. Dans les autres secteurs on remarque une discontinuité, soulignée par la disparition brusque de l'association de la zone à *Calpionella* et l'apparition brusque de celle à *Calpionellopsis oblonga*; même d'avantage, à l'endroit „La Trepti“ (coupe E), les dépôts de la zone à *Calpionellopsis* ont été complètement enlevés.

La zone à *Calpionellites* présente une association conforme à celles reconnues déjà par les auteurs cités ci-dessus. Elle représente l'intervalle de normalisation de la sédimentation dans la région de Svinia; les seules discontinuités saisies dans sa succession sont celles de la Vallée de Sirinia (coupe E).

La limite supérieure de la sous-formation calcaire se situe vers la base de la zone à *Calpionellites* au sud de la région (coupes A, B), à l'intérieur de la zone à *Calpionellopsis* de Ravniște (coupe C) et à la partie supérieure de la zone à *Calpionella* dans tout le bassin hydrographique de la Vallée de Sirinia. Son âge descend donc du sud au nord — du Valanginien jusqu'au Berriasien moyen.



IV. Conclusions

Tenant compte des associations de Calpionelles des dépôts de la formation de Murguceva, son âge inférieur apparaît, généralement dans le Berriasiens basal. La limite supérieure de la sous-formation calcaire se situe dans le Berriasiens moyen (la sous-zone à *Calpionella elliptica*) dans le bassin de la Vallée de Sirinia et dans le Berriasiens terminal, ou même dans le Valanginien basal (la zone à *Calpionellopsis*, respectivement la zone à *Calpionellites*) vers le sud.

L'apport de matériel argileux, qui représente l'élément de distinction entre les deux sous-formations de la formation de Murguceva est plus riche, et il a commencé plus tôt dans le bassin de la Vallée de Sirinia que dans le secteur du village de Svinīța.

L'épaisseur des dépôts appartenant aux différentes zones de Calpionelles est aussi variable ; dans le bassin de la Vallée de Sirinia la sous-formation calcaire arrive à presque 40 m d'épaisseur dans le flanc ouest de l'anticinal „La Trepți“ (coupe E) mais elle est de plus en plus réduite, jusqu'à la disparition immédiatement au nord du sommet de Raichici. Mais généralement on constate que l'épaisseur des deux sous-formations est de plus en plus grande du sud (du secteur du village de Svinīța) vers le nord (vers le bassin de la Vallée de Sirinia).

L'existence de nombreuses discontinuités dans la succession des dépôts de la formation de Murguceva est, elle aussi, démontrée. Ces discontinuités sont dues soit à une interruption de la sédimentation, soit à des lévitations ou des glissements en masse des dépôts, les séquences enlevées ayant les dimensions d'une partie de zone ou même d'une zone de Calpionelles. C'est de la même manière qu'on peut expliquer le fait que certains dépôts de la zone à *Crassicollaria* (Tithonique supérieur) n'apparaissent à la base de la formation que sur des secteurs restreints. Les moments où la sédimentation recommence après une interruption sont généralement marqués par des couches de calcarénites, qui constituent la base des paquets successifs de calcaires fins.

D'autre part, à cause du fait qu'il n'y a pas de succession continue des dépôts du Tithonique supérieur-Néocomien dans la zone de Svinīța il est impossible d'utiliser ces dépôts pour améliorer les zonations actuelles. Pourtant elles se sont prouvées très utiles pour des études comparatives sur les associations de Céphalopodes, Calpionelles, Dinoflagellés, nannoplankton, Radiolaires, desquels quelques uns ont été déjà publiés (Antonescu, Avram, 1980 ; Morariu, 1978, 1980).

BIBLIOGRAPHIE

- Allemann F., Catalano R., Farès F., Remane J. (1971). Standard Calpionellid Zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean Province. Proc. II Plankt. Conf. Rome 1970, p. 1337-1340, Rome.
 — Grüm W., Wiedmann J. (1975) The Berriasiens of Caravaca (Prov. of Murcia) in the Subbetic Zone of Spain and its importance for defining this stage



- and the Jurassic-Cretaceous boundary. Colloque sur la limite Jurassique-Crétaçé (Lyon-Neuchâtel, 1973). *Mém. B.R.G.M.* 86, p. 3-11, Paris.
- Remane J. (1979) Les faunes de Calpionelles du Berriasien supérieur/Valanginien, in : Busnardo R., Thieulloy J.-P., Moullade M. — Hypostratotype mésogénien de l'étage Valanginien, Ed. CNRS, p. 99-108, Paris.
- Antonescu E., Avram E. (1980) Corrélation des dinoflagellés avec les zones d'ammonites et de calpionelles du Crétacé inférieur de Șvinița — Banat. *An. Inst. geol. geofiz.* LVI, p. 97-132, București.
- Avram E. (1976) La succession des dépôts tithoniques supérieurs et crétacés inférieurs de la région de Șvinița (Banat). *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXII/4, p. 53-71, București.
- Le Hégarat G., Remane J. (1968) Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole. Corrélation des Ammonites et des Calpionelles. *Geobios* (Fac. Sc. Lyon), 1, p. 7-70, Lyon.
- Morariu A. (1978) Nannofaciesul depozitelor jurasic superior-cretacic inferioare din zona Șvinița (Banat, Carpații Meridionali). *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXIV/4, p. 159-169, București.
- (1980) Corrélations stratigraphiques sur le critère du Nannoplankton dans les dépôts jurassiques supérieurs-crétacés inférieurs de la zone de Șvinița (Autochtone Danubien des Carpates Méridionales). *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXV/4; p. 11-19, București.
- Patrulius D., Neagu T., Avram E., Pop G. (1976) The Jurassic-Cretaceous Boundary Beds in Romania. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, p. 71-125, București.
- Năstăseanu S. (1980) Géologie des Monts Cerna. *An. Inst. geol. geofiz.* LIV, p. 153-280, București.
- Pop G. (1974) Les zones de Calpionelles tithonique-valanginiennes du sillon de Reșița (Carpates Méridionales). *Rev. roum. géol., géoph., géogr. (Géol.)*, 18, p. 109-125, Bucharest.
- (1976) Tithonian-Valanginian Calpionellid Zones from Cuba. *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXII/3, p. 237-266, București.
- (1980) Zones, sous-zones et ensembles caractéristiques de Calpionellidae tithoniques-néocomiennes. *An. Inst. geol. geofiz.* LVI, p. 195-203, București.
- Răileanu G. (1953) Cercetări geologice în regiunea Șvinița-Fața Mare. *Acad. R.P.R., Bul. științ. (Sect. biol.-agron.-geol.-geogr.)*, V/2, p. 307-409, București.
- Remane J. (1964) Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in der Jura-Kreide-Grenzschichten des vocontischen Troges. *Palaeontographica A*, 123/1-3, p. 1-57, Stuttgart.
- Rusu A. (1970) Biozonele de calpionele din Tithonic-Neocomianul zonei Șvinița (Banat). *St. cerc. geol., geof., geogr. (Geol.)*, Acad. R. S. România, 15/2, p. 489-497, București.

QUESTION

Grigore Pop : Est que les résultats obtenus permettent une subdivision des zones de calpionelles ?

Réponse : Non ! Pour réaliser une zonation plus détaillée deux conditions sont nécessaires : 1) une succession continue, donc complète des dépôts (qui n'existe pas à Șvinița) ; 2) des Céphalopodes nombreux permettant une bonne



corrélation de l'échelle zonale réalisée, avec l'échelle chronosratigraphique. Mais les associations de Céphalopodes de Svinīța sont riches seulement à partir de l'Hauterivien, et les ammonites assez rares récoltées de la partie inférieure de la formation ne peuvent certifier que l'appartenance zonale du niveau strict d'où elles ont été récoltées et pas des paquets (volumes) de couches.

DISCUSSION

Grigore Pop : Les calpionelles des dépôts tithoniques-néocomiens de la zone de Svinīța ont fait jusqu'à présent l'objet de plusieurs études, certaines pas encore publiées, mentionnées probablement dans le text de la communication. Nous avons commencé les études en 1974 et après une interruption de trois années nous avons repris nos études en 1979. Les résultats partiels obtenus ont été utilisés récemment dans une note sur les possibilités actuelles d'utiliser stratigraphiquement les calpionelles à échelle planétaire. Elles permettent, en tout cas, une subdivision des zones de Calpionelles dans des sous-zones et ensembles caractéristiques, basée sur des critères modernes. L'affirmation qu'il n'est pas possible de réaliser une souszonation basée sur l'étude des Calpionelles s'il n'y a pas de subdivision fondée sur la faune d'Ammonites n'est justifiée ni scientifiquement ni du point de vue de la micropaléontologie appliquée parce que les événements stratigraphiques phylogéniques des deux groupes d'organismes tellement différents ne coïncident que partiellement. Les limites des zones de calpionelles elles-même, admises par l'auteur de la communication n'ont pas encore toutes un support microfaunique bien établi. Enfin les données plus détaillées que nous possédons justifient leur communication future en collaboration avec le candidat au doctorat dont le thème d'étude est représenté par les microfaunes des même dépôts et de la même région.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Le versant à droite de Murguceva (= fig. 1 texte)

Zone à Crassicollaria: fig. 1, *Saccocoma* (niveau MO 3); 2, *Crassicollaria cf. intermedia* (Durand-Delga) (MO 3); 3, *Cr. massutiniana* (C o l.) (MO 3); 4, *Tintinnopsella carpatica* (Murg. & Fil.) (MO 3); 5, *Calpionella alpina* L o r. (MO 4); 6, *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga) (MO 4); 7, *Cr. massutiniana* (C o l.) (MO 4); 8, *Cr. brevis* R e m. (MO 4).

Zone à Calpionella : 9, *Calpionella alpina* L o r. (MO 9); 10, *Crassicollaria parvula* R e m. (MO 6); 11, *Tintinnopsella carpatica* (Murg. & Fil.) (Mo 6). Paquet résidémenté MO 11-MO 15; 12, *Calpionella alpina* L o r. (MO 12); 13, *Crassicollaria parvula* R e m. (MO 12); 14, *Cr. intermedia* (Durand-Delga) (MO 12); 15, *Cr. brevis* R e m. (MO 14); 16, *Cr. massutiniana* (C o l.) (MO 14).



Zone à Calpionellopsis : 17, *Calpionellopsis simplex* (C o l.) (MO 16) ; 18, *Cp. oblonga* (C a d.) (MO 17) ; 19, 20, *Tintinnopsella carpatica* (M u r g. & F i l.) (19=MO 20 ; 20=MO 19) ; 21, *T. longa* (C o l.) (MO 20) ; 22, *Calpionellites murgeanui* P o p (MO 19) ; 23, *Lorenziella hungarica* K n. (MO 18).

Planche II

Le versant à droite de Murguceva (= fig. 1 texte suite)

Zone à Calpionellopsis (suite) : fig. 1, *Calpionella alpina* L o r. (MO 20) ; Zone à Calpionellites : 2, 3, *Tintinnopsella carpatica* (M u r g. & F i l.) (MO 22) ; 4-6, *Calpionellites darderi* (C o l.) (4=MO 21 ; 5=MO 22, cf. *Calpionellites uncinatus* C i t a & P a s q.; 6=MO 33) ; 7-9, *Ct. murgeanui* P o p (7, 8=MO 23 ; 9=MO 24) ; 10, *Remaniella dadayi* (K n.). (Mo 21) ; 11, 12, *R. cadischiana* (C o l.) 11=MO 24 ; 12=MO 33) ; 13, *Lorenziella hungarica* K n. (MO 25) ; 14, *Tintinnopsella longa* (C o l.) (MO 22) ; 15, *Calpionellopsis oblonga* (C a d.) (MO 24).

Ruisseau nommé Pîrîul Morilor (= fig. 2 texte)

Zone à Calpionella: 16-18, *Calpionella alpina* L o r. (16, 17=VO 3; 18=VO 7) ; 19, *C. elliptica* C a d. (VO 8) ; 20, *Crassicollaria parvula* (VO 5) ; 21, *Remaniella cadischiana* (C o l.) (VO 3).

Zone à Calpionellopsis : 22, *Calpionellopsis simplex* (C o l.) (VO 9) ; 23, *Cp. oblonga* (C a d.) (VO 9) ; 24, *Tintinnopsella carpatica* (M u r g. & F i l.) (VO 9) ; 25, *Lorenziella hungarica* K n. (VO 9) ; 26, *Calpionella* ? s p. (VO 9).

Planche III

Ruisseau nommé Pîrîul Morilor (= fig. 2, texte, suite)

Zone à Calpionellites : 1, *Calpionellites darderi* (C o l.) (VO 17) ; 2, 3, *Tintinnopsella carpatica* (M u r g. & F i l.) (2=VO 17 ; 3=VO 25) ; 4, *T. longa* (C o l.) (VO 15) ; 5, *Calpionellopsis oblonga* (C a d.) (VO 16) ; 6, *Remaniella cadischiana* (C o l.) (?) (VO 27) ; 7, *Lorenziella hungarica* K n. (VO 15).

Ravniște (= fig. 3, texte)

Zone à Calpionella, intervalle I (203-214) : 8, 14, *Calpionella alpina* L o r. (8=203 ; 14=212) ; 9, *Crassicollaria parvula* R e m. (204) ; 10, 15, *Tintinnopsella carpatica* (M u r g. & F i l.) (10=204 ; 15=212) ; 11, *Crassicollaria* ? s p. (205) ; 12, 13, *Calpionella elliptica* C a d. (212) ; 16, *Remaniella cadischiana* (C o l.) (213) ; 17, *Lorenziella hungarica* K n. (211) ; 18, *Crassicollaria ex gr. parvula* R e m. (214).

Zone à Calpionellopsis (215) : 19, *Calpionellopsis simplex* (C o l.) 20, *Cp. oblonga* (C a d.) ; 21, *Tintinnopsella carpatica* (M u r g. & F i l.) ; 22, *T.* (?) aff. *longa* (C o l.)

Zone à Calpionella, intervalle II (216-218) ; 23, *Calpionella alpina* L o r. (216) ; 24, *C. elliptica* C a d. (217) ; 25, *Crassicollaria parvula* R e m. (218).



Planche IV

Răvniste (fig. 3, texte, suite)

Zone à *Calpionella*, intervalle II, suite : 1, *Tintinnopsella carpatica* (Murg. & Fil.) (218) ; 2, *Remaniella cadischiana* (Col.) (218).

Zone à *Calpionellopsis* : 3, *Calpionellopsis simplex* (Col.) (225) ; 4, *Cp. oblonga* (Cad.) (224) ; 5, *Tintinnopsella carpatica* (Murg. & Fil.) (225) ; 6, *T. longa* (Col.) (224) ; 7, *Lorenziella hungarica* Kn. (224) ; 8, *Remaniella cadischiana* (Col.) (222) ; 9, *R. dadayi* (Kn.) (220).

Zone à *Calpionellites* : 10, 11, *Calpionellites darderi* (Col.) (10=233 ; 11=233, cf. *Ct. uncinatus* Cita & Rasq.) ; 12, *Tintinnopsella carpatica* Murg & Fil. (233) ; 13, *T. longa* (Col.) (236) ; 14, *Remaniella dadayi* (Kn.) (232) ; 15, *Calpionellopsis oblonga* (Cad.) (233).

Podu Hoțului (= fig. 4, texte)

Zone à *Calpionella* : 16, 17, *Calpionella alpina* Lor. (407) ; 18, *Crassicollaria parvula* Rem. (407) ; 19, *Tintinnopsella carpatica* (Murg. & Fil.) (413) ; 20, *Lorenziella hungarica* Kn. (421) ; 21, *Calpionella elliptica* Cad. (434) ; 22, *C. cf. elliptica* (434) ; 23, *Remaniella cadischiana* (Col.) (434).

La Trepti (fig. 5 texte)

Zone à *Calpionella* : 24, 25, *Calpionella alpina* Lor. (24=S3 ; 25=S8).

Planche V

La Trepti (= fig. 5, texte, suite)

Zone à *Calpionella*, suite : 1, *Crassicollaria parvula* Rem. (S 18) ; 2, *Tintinnopsella carpatica* (Murg. & Fil.) (S 28) ; 3, *Remaniella cadischiana* (Col.) (S 28) ; 4, *Lorenziella hungarica* Kn. (S 29) ; 5, 6, *Calpionella elliptica* Cad. (5=S 10 ; 6=S 35) ; 7, *Tintinnopsella cf. longa* (Col.) (S 36).

Zone à *Calpionellites* : 8, *Calpionellites darderi* (Col.) (S 38) ; 9, *Tintinnopsella carpatica* (Murg. & Fil.) (S 38) ; 10, *T. longa* (Col.) ; 11, *Calpionella ? ex gr. alpina* ou *Lorenziella ? ex gr. hungarica* (S 38).

Munteana (fig. 6 texte)

Zone à *Crassicollaria* (302) : 12, *Crassicollaria massutiniana* (Col.) 13, *Cr. cf. brevis* Rem. ; 14, *Cr. cf. intermedia* (Durand-Delga).

Zone à *Calpionella*, souszone Alpina : 15, *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga) (316) ; 16, *Cr. brevis* Rem. (306) ; 17-19, *Calpionella alpina* Lor. (17, 18=306 ; 19=309) ; 20, *Tintinnopsella carpatica* (Murg. & Fil.) (309).

Souszone Elliptica (317) : 21, *Calpionella elliptica* Cad. ; 22, 23, *Calpionella alpina* Lor. ; 24, *Crassicollaria parvula* Rem. ; 25, *Tintinnopsella carpatica* (Murg. & Fil.).



4. STRATIGRAFIE



IUGS Projects nos. 4 and 86

NEW BIOSTRATIGRAPHIC DATA ON THE TRIASSIC FROM THE SOMOVA-SARICA HILL AREA (TULCEA ZONE, NORTH DOBROGEA)¹

BY

ELENA MIRĂUTĂ², MAGDALENA IORDAN², DOINA GHEORGHIAN²

Triassic. Spathian. Anisian. Upper Carnian. Biostratigraphy. Fossiliferous sites. Conodonts. Associated foraminifers. Ostracoda. Brachiopoda. Stratigraphic limit. Faunal assemblage. Microfaunal assemblage. Limestones. Dobrogea. Northern Dobrogea. Tulcea Zone.

Sommaire

Données biostratigraphiques nouvelles concernant le Trias du secteur Somova-colline Sarica (zone de Tulcea, Dobrogea septentrionale). Dans le secteur Somova-colline Sarica on a identifié de nouveaux points fossilifères dans les dépôts calcaires attribués au Spathien-Carnien supérieur, à base de conodontes. Ceux-ci s'associent aux ostracodes et foraminifères qui indiquent une limite faunique entre l'Anisien moyen (?) et supérieur. On mentionne en tant qu'inédite la présence de certaines espèces de brachiopodes spathiens ; l'association macrofaunique est formée de bivalves, ammonites, gastéropodes, crinoïdes et poissons. Les caractéristiques des associations micro- et macrofauniques indiquent des affinités avec la province faunique asiatique du domaine tethydique.

As a result of our investigations carried out within this area during several fieldworks, numerous new fossiliferous sites have been identified. We considered it was worth presenting both the fauna and the microfauna we studied, as only one fossiliferous site had been described in the Triassic deposits (Simionescu, 1925) which crop out in the above mentioned area. At the same time we aim at introducing brachiopod species new for Romania, as well as ostracods, foraminifers and holothurian sclerites.

Simionescu (1925) recognized in the argillaceous shales affected

¹ Received on May 14 1981, accepted for communication and publication on May 20 1981, presented at the Meeting of May 29 1981.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



by a strong schistosity, next to Somova, the following bivalve species : *Daonella lommeli* Wissm., *D. tyrolensis* Mojs., *D. badiotica* Mojs., *D. pichleri* Güm b., *Halobia styriaca* Mojs. and *Posidonia wengensis* Wissm. On these grounds Simionescu stated the Middle Triassic age of this argillaceous facies with *Daonella*, which he equated to the "Wengen Beds" with *Daonella lommeli*.

Mirăuță (1980) distinguishes, in this area, several formations whose ages are established by the study of conodont assemblages. She does also state the time interval when the basic and acid eruptions had been emplaced in this area.

The "Synthesis of Triassic Deposits in Dobrogea, with Special Outlook on the Accumulation Conditions of Mineral Resources (Somova Zone)", elaborated in 1981 by Mirăuță, Baltres, Iordan, Gheorghian, Dumitrică, is much more complex. One of its chapters treats upon the macrofauna (Iordan) and another one upon the microfauna (Gheorghian). The conodont assemblages (recognized by Mirăuță) are mentioned in the chapter regarding the biostratigraphy of Triassic deposits.

The present study is meant to complete the biostratigraphic scheme elaborated in 1980 by Mirăuță, based on the conodonts with valuable and new for Romania macro- and microfauna species. That is why both their description and representation appear as particularly useful.

a) The *Platy Limestone Formation* consists of greyish centimetric platy limestones with grey-yellowish siltite joints and intercalations, which alternate with dolomites and grained crinoidal limestones. It crops out to the upper part of the Ormanul cu pari Valley, where it lies over the rhyolites in the Movila Săpată Hill and below the massive basalts of pillow-lava shape in the Varnița Hill and Dealul Pietros. These limestones yield conodont assemblages characteristic of the Späthian, which include *Neospathodus triangularis* (Bender), *N. homeri* (Bender), *Neoplectospathodus muelleri* Kozur et Mostler, *Neohindeodella nevadensis* (Müller), *Enantiognathus latus* Kozur et Mostler (sample 645) (Pl. I, Fig. 5).

A similar assemblage, at which *Neospathodus excelsus* Wang et Wang, *Hibbardella magnidentata* (Tatge) and *Enantiognathus bitortus* (Bender) do add, was recognized in the reddish, partly dolomitized limestones associated with dark greyish limestones that are underlain by basalts and crop out on the right side of the Viilor (=Izvorului) Valley (East Sarica) (samples 4060, 1637) (Pl. I, Fig. 4). Numerous ostracods and scarce foraminifers do associate. The macrofauna is rather rich and consists of a bivalve lumachelle, columnals of crinoids, ammonites and calcitized brachiopods. The following species have been identified : „*Gervillia*“ aff. *exporrecta* Léps., *Claraia* cf. *clarai* (Emmr.), *C. cf. intermedia* Bitt., *C. tridentina* Bitt., *Eumorphotis multiformis* Bitt., *E. reticulatus* Richth., *E. (Prospondylus) squamosa* Frech., *Leptochondria* cf. *michaeli* (Assm.), *L. cf. bittneri* Kiparis., *L. sp.* (bivalves), followed by *Spirigerellina* cf. *pygmaea* Dagys, *Fletcherithyris margaritovi* (Bitt.) (brachiopods); *Tiroliches* cf. *spinosis* Mojs. (ammonite) and several small, round and pentagonal columnals of crinoids (Pl. V, VI).



Both the bivalves and the brachiopods have the two valves closed and are filled with calcite crystals. Due to the strong calcitisation there occur only a few unbroken bivalve specimens; however, the species recognized by us are characteristic of the topmost Lower Triassic (Spathian), some of them reaching the basal Anisian.

"*Gervillia*" *exporrecta* was recognized in the Upper Werfenian-Lower Muschelkalk "Myophorienschichten" in Austria, in the Campil Beds in Italy and Hungary, in the Upper Spathian of the Kocaeli Peninsula in Turkey, in the Lower Triassic of the Ussuri region in Soviet Union. In our country it was encountered in the Persani Mts, on the Cuciulata Valley and in the Pleașa Lupsei Hill, and it points to the Spathian (Patrulius et al., 1976).

Claraia tridentina was recognized in the Campil Beds in Austria, Yugoslavia and Turkey and in the Lower Triassic of the Ussuri region; *C. intermedia* in the Seis Beds in Austria and Italy; *C. clarai* in the Seis Beds in the Southern and Northern Alps (Italy, Austria) and in Hungary. In our country it was recognized in the Upper Werfenian at Tulcea Veche, Northern Dobrogea (Simionescu, 1910).

Eumorphotis multiformis was mentioned in the Campil Beds in Austria and the Lower Triassic of the Ussuri region, while *E. reticulatus* was encountered in the Campil Beds in Austria. *E. (Prospondylus) squamosa* was recognized in the lower Campil Beds up to the *Tirolites* marls in Hungary.

Leptochondria michaeli was mentioned in the lowermost Anisian in Poland (Upper Silezia) and *L. bittneri* was recognized in the Lower Triassic of the Ussuri region.

The bivalve assemblage is richer, but due to their poor conservation as well as to their difficult preparation, the determination is not possible nor at generic level.

The ammonites are represented by small *Leiophyllites* specimens, encountered as sections in the pink limestones and by a *Tirolites* mould which resembles *T. spinosus* Mojs., figured by Leonardi (1937) out of the Campil Beds in Italy. This species was recognized by Simionescu (1910) at Tulcea Veche.

The crinoids occur as small, round or pentagonal columnals which are abundant in the pink limestones.

As regards the brachiopods, they represent a novelty for our country. *Spirigerellina pygmaea* was recognized by Dagys (1974) only in the Mangyshlak Peninsula (Caspian Sea) and in the Primorsko region (Azov Sea), being characteristic of the top of Lower Triassic (Olenek stage). The lumachelle, which consists mainly of bivalves filled with calcite crystals, contains relatively numerous specimens of calcitised *S. pygmaea* whose shell appears as a grey-bluish thin crust. They are medium sized ($l=12$; $w=13$ mm; $t=8$ mm), of suborbicular shape, exhibit a fold on the brachial valve and a sulcus on the pedicle, the lateral slopes and the anterior commissure being deflected.

Fletcherithyris margaritovi is represented in this lumachelle only by two calcitized specimens. This species was quoted in North America (Lower Triassic), in Himalaya (Lower Triassic), Japan, the Mangyshlak Peninsula (Olenek Stage) and the Primorsko region (Indus Stage), as



well as in the Stara Planina of Bulgaria (Lower Triassic). It is a small to medium sized species ($l=19$; $w=13$; $t=9$ mm), of elongated-oval shape, the frontal part being flat and the anterior commissure straight, without fold and sulcus. The high calcitization did not favour the study of the internal structure by means of serial transverse sections.

Spirigerellina cf. *pygmaea* Dagys and *Fletcherithyris margaritovi* (Bitt.) are the only Spathian species recognized in our country until now. Simionescu (1910) mentioned the occurrence at Tulcea Veche of some fragments whom he assigned to the genera *Spiriferina* and *Rhynchonella*. The description of *Rhynchonella* sp. seems to correspond to our *Spirigerellina pygmaea*. At a new field investigation, we no longer encountered brachiopod fragments. However, the assemblage identified by us on the Viilor Valley is similar to that one from Tulcea Veche by the two common species, a bivalve one (*Claraia clarai*) and an ammonite one (*Tirolites spinosus*), as well as by the occurrence of brachiopods within the faunal association. The Spathian fauna recognized to the east of the Tulcea Zone (Lutu Alb and Valea lui Moș Istode) (Mirăuță, Iordan, 1982) is wholly different; it consists mainly of gastropods, bivalves and scarce ammonites.

b) *The Calcareous-Dolomitic Formation* consists of limestones, dolomitized limestones and white, grey-bluish or multi-coloured, massive or centimetric platy dolomites with nodular surfaces coated with reddish or greenish shales. The more or less dolomitized limestones, which occur as intercalations or lenses within basalts, present the same aspect. This formation crops out on the Varnița, Pietriș, Cortelul, Dobrișan and Vărăria hills, as well as within the area of the Sarica Hill.

The pink-reddish limestones from the Pietriș hill overlying the spilitic basalts have offered a conodont assemblage containing the species *Neospathodus* cf. *triangularis* (Bender), *Neohindeodella aequiramosa* Kozur et Mostler, *N. dropla* Budurov, *N. triassica riegelei* (Mostler), *Kamuelerella* (*Kamuelerella*) *subsymmetrica* Gedik (sample 642) (Pl. I, Fig. 1). This assemblage points to the Lower Triassic/Middle Triassic (Spathian-lowermost Anisian) interval. Similar assemblages, at which *Neospathodus homeri* (Bender), *Enantiognathus latus* Kozur et Mostler and *Neohindeodella nevadensis* (Müller) do add, have been recognized in the grey limestones which lie over the previously mentioned limestones (samples 4088, 623) and in the limestones that crop out on the Varnița Hill (sample 4064) and the Dobrișan Hill (Sample 134), where they are crossed by porphyries.

The upper part of the formation, characterized by the obviously nodular-schistose aspect of the limestone beds and by the frequency of calcareous shales intercalations, includes the lowermost Anisian (Aegean) pointed out by the conodont assemblage that consists of *Gondolella timorensis* (Nogami) (=*Spathognathodus gondolloides* Bender), *Cladigondolella* sp., *Gondolella* sp. (sample 593) (Mirăuță, 1974) (Pl. I, Fig. 2, 3).

Among other fossile remnants recognized within this formation we mention the ostracods (sample 4064) and the calcitized ammonites, that cannot be determined.



The age of this formation is Lower Triassic/Middle Triassic at the basal part and lowermost Anisian (Aegean) at the top.

c) *The Cherty Calcareous-Dolomitic Formation* lies conformably over the previous formation. It consists of alternating blackish crinoidal limestones in centimetric plates ; calciruditic levels do occur locally.

The black cherty limestones, which crop out on the Varnița Hill have supplied (sample 4063) some conodont assemblages containing *Gondolella timorensis* (Nogami) and *G. regalis* (Mosher), which point to the Upper Aegean age (middle part of the Lower Anisian). The grey-bluish, sometimes crinoidal limestones with calcareous shales intercalations from the Coazima Hill (sample 4180) contain a conodont assemblage made up of *Neospaphodus cf. homeri* (Bender), *Nicoraella germanica* (Kozur), *Gondolella regalis* Mosher, *G. bulgarica* (Budurov et Stefanov), *Gladigondolella malayensis budurovi* Kovács et Kozur, *Gl. carinata* Bender, *Enantiognathus ziegleri* (Diebel). These conodonts point to the Bithynian age (upper part of the Lower Anisian) (Pl. I, Fig. 6). The same age is accounted for by the conodont assemblages recognized in the limestones occurring in the Stînca Mare, Cuca Mare and Cuca Mică hills, the hills to the west and south-east of Parcheș and those from this locality, as well as on the Eschigiș Hill. These assemblages also include the species *Kamuellerella (Kamuellerella) seymeni* Gedik, *K. (K.) subsymmetrica* Gedik, *Ketinella mexicavata* Gedik, *Anastrophognatus sagittalis* Bender (Pl. I, Fig. 7), at which ostracods, foraminifers (Pl. II, Fig. 1-4), crinoids, fish teeth and scales, limonitized spongiae spicules do add (samples 4014, 4015, 4005, 4006, 4024, 4029, 4097, 4180).

There occur some greyish, gritty crinoidal limestones which contain numerous pieces of crinoids, ammonite and brachiopod fragments, that can be identified only at the generic level (*Pentactinella* sp., *Spiriferina* sp., *Aulacothyrus* sp.). As regards its content the fauna is rather varied, but it is highly triturated and no accurate determinations can be made.

The age of this formation includes the uppermost Lower Anisian (Bithynian) and probably the Middle Anisian, as the next conformable formation is of Upper Anisian age.

d) *The Cherty Bituminous Limestones Formation* consists, at its lower part, of black band-like cherts, fine grained limonite levels, as well as blackish, fossiliferous, crinoidal limestones, with local calciruditic aspect.

The limestones occurring at the base of this formation yielded conodont assemblages which point to the Upper Anisian age (Illyrian), that is : *Gondolella cornuta* (Budurov et Stefanov), *G. excelsa* (Mosher), *G. acuta* Kozur, *G. longa* (Budurov et Stefanov), *Gladigondolella tethydis* (Diebel), *Chirodella dinoides* (Tatge) etc. (samples 4004, 4007, 779, 4096, 770, 4207) (Pl. I, Fig. 12). The micropaleontological association does also contain gastropods, limonitized spongiae spicules, fish scales and teeth, ostracods among which we mention *Acratina goemoeryi* Kozur, *Praemacrocypris* sp., *Acanthoscapha* sp. cf. *A. veghae* Kozur, *Bairdia* sp. (Pl. IV, Fig. 1-8), recognized by Kozur in the Illyrian of Hungary (Kozur, 1970). The big sized ostracods have a friable shell and saccharoidal aspect and are accompanied by foraminifers mainly re-



presented by Nodosariids, which are difficult to recognize due to insufficient literature data. Here we mention *Pseudonodosaria* sp., *Nodosaria* sp. Sample 3432 (the Dracila Hill, west of Parches) contains besides ostracods and Nodosariids, some small, circular Milliolids and *Nodophthalmidium elenae* Gheorghian, a species which occurs at the Anisian/Ladinian boundary and gets associated with the Nodosariids in the Ladinian only (Gheorghian, 1980).

From the blackish grained crinoidal limestones occurring in the Pirpiriu Hill, which have provided us with the conodont assemblage similar to that one mentioned above (sample 779), we collected a lumachelle consisting mainly of isolated and sometimes fragmentary brachiopod valves, scarce small gastropods and numerous fish scales and teeth. The following species were recognized: *Decurrella* sp., *Volirhynchia protractifrons* (Bittn.), *Sinucosta* aff. *pectinata* (Bittn.), *Menzelia mentzeli* (Dunk.), *Koeveskallina* aff. *ptychitiphilla* (Bittn.), *Pexidella marmorea* (Bittn.), *P. aff. sturi* (Boeckh), *Aulacothyris* cf. *angusta* (Schl.), *A. incurvata* (Bittn.), ? *Coenothyris* sp. (brachiopods); *Myophoriopsis incrassata* Münst., *Myophoria praeborbicularis* Bittn., "Gervillia" sp. cf. "G." *modiola* Frech, *Lima* sp., *Leptochondria* sp. cf. *L. alberti* (Gold.) (bivalves); *Natica* sp. (gastropods) (Pl. VI, VII).

Most of the brachiopod species belong to the Upper Anisian, although some of them occur as early as the Pelsonian and reach the Ladinian. It is the case of the species *Pexidella marmorea* and *Menzelia mentzeli* which prevail the decurtata Zone of the Pelsonian and rise until the Ladinian; *Sinucosta pectinata* occurs since the Illyrian till the Carnian; *Volirhynchia protractifrons* prevails as regards the number of specimens and is characteristic of the Schreyeralm limestones. The bivalves are also of Lower Muschelkalk type.

The fact that the brachiopods as well as the other associated faunas occur as isolated, sometimes fragmentary valves, proves that their accumulation took place on a beach or offshore with agitated waters.

Towards the upper part of the formation the calcareous shales and marl intercalations become predominant. The blackish limestones containing black cherts of irregular or stratiform shape with greyish encrinitic limestone intercalations yielded the following conodont species characteristic of Lower Ladinian: *Gondolella longa* (Budurov et Stefanov) and *G. transita* Kozur et Mostler (sample 3428, Parches village). Associated ostracods do also occur.

The Upper Ladinian was also identified by means of the conodonts that occur in the greyish limestones in lens-like layers intercalated within a mainly schistose sequence, which crops out in the Parches village (sample 4003). The conodont assemblage consists of the following characteristic species: *Gondolella foliata* (Budurov), *G. polygnathiformis* Budurov et Stefanov, *Metapolygnathus* cf. *mostleri* Kozur, which point to the uppermost Ladinian (uppermost Langobardian) (Pl. I, Fig. 11). There also occur several crinoids, fish scales, foraminifers (*Nodophthalmidium elenae* Gheorghian and *Ophthalmidium* sp.). Numerous basalt fragments are contained by the residue.



On the margin of the Somova-Isaccea road there crop out in thick bundles greyish marls altered to a yellow-greenish colour, that contain intercalations of grey-yellowish marly limestones in lenticular beds, limonitized pyrite nests and fossile imprints. Due to their strong schistosity, the latter are poorly preserved ; however, we encountered some of the species mentioned by Simionescu (1925) : *Daonella badiotica* Mojs., *D. pichleri* Güm. (the small specimen), *D. lommeli* Wissm., *D. cf. tyrolensis* Mojs. (sample 739) (Pl. VIII).

On a valley situated north of the Ogurul Hill, in a sequence of lithologically similar beds, there occur several large bivalves of the *Daonella* type and scarce ammonite and brachiopod fragments. We recognized *Daonella pichleri* (Güm.) (the big specimen), *Daonella* sp., ? *Protrachyceras* sp. (sample 1569) (Pl. VIII). The bivalve species account for the Ladinian age of the deposits in which we identified them. The species *Daonella lommeli* points to the Upper Ladinian ; the occurrence of the other species is still a problem. The deposits lack in microfauna, conodonts included.

e) *The Calcareous-Detrital Formation* was assigned, on paleontological grounds, to the Lower, Middle and Upper Carnian. It lies conformably over the previous formation. At the base of the sequence there occur greyish crinoidal limestones, with a whitish cover, that contain limonite nodules and numerous species of *Halobia*, as well as ammonites. The rock is a lumachelle of bivalves with a fine shell, ostracods and foraminifers. This sequence crops out on the southwestern slope of the Ogurul Hill and at the base of the northern side of the Comorii Hill (east of Parches) and was assigned to the Lower Carnian based on the bivalve species *Halobia fluxa* (Mojs.) (samples 4216 and 4099 respectively) associated with *H. praesuperba* Kittl only in the former sample (Pl. IX).

In the middle part of the sequence, there develops an alternation of black bituminous limestones, grey marls and fissile calcareous shales interbedded with grey grained limestones with limonite concretions. This sequence exhibits a calciruditic marker level which contains big, rounded, fine black limestone fragments incorporated in a grey, crinoidal limestone cement that points to an intraformational reworking. The black limestones have offered some conodont assemblages which account for the Middle Carnian age (Julian), proved by the species *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov, *G. tadpole* (Hayashi), *G. noah* (Hayashi), *Gladigondolella tethydis* ME (samples 736/) (Pl. I, Fig. 8-10) ; 4033 from the southern slope of the Ogurul Hill and 4054 from Valea Viilor, east of the Sarica Hill).

The grey limestones, which occur in a similar sequence cropping out in a small valley, on the northern slope of the Ogurul Hill (samples 4022, 4331), contain numerous ostracods, foraminifers and holothurian sclerites.

Among the holothurian sclerites, most of which are known in the Upper Triassic in Europe, we mention *Tetravirga gracilis* Mostler, *Priscopedatus tyrolensis* Mostler, *Priscopedatus* sp., *Eocaudina cassianensis* Mostler, *Kuehnites slovakensis* Kozur et Mock, *Eocaudina intermissa* Mostler, *Theelia immisorbicula* Mostler, *T. undata* Mostler,



T. ? monicae Mostler et Rahimi-Jazd, *T. sp. cf. T. patinaformis* Mostler, *T. sp. cf. T. sp. 1* Zawidzka (Pl. III).

The ostracod assemblage includes the species *Acanthoscapha* sp., *Ceratobairdia gombasekensis* Kozur, ? *Bairdiacypris* sp., *Policopsis* sp. (Pl. IV, Fig. 15-22); among the foraminifers we note *Nodophthalmidium elenae* Gheorghian, *N. anae* Gheorghian, *Ophthalmidium* sp., *Quinqueloculina* sp., *Frondicularia tenera* Bornemann, *F. borealis* (Tappan), *Pseudonodosaria simpsonensis* Tappan (Pl. II, Fig. 17-43).

The occurrence, in sample 4331, of two specimens of "Turritellella" *mesotriascica* Koehn-Zaninetti, 0.45 mm long and 0.07 mm thick, is particularly important. The comparison with literature data concerning this species (described only on thin sections) reveals a length of 0.25-0.70 mm and a thickness of 0.05-0.10 mm. Two specimens described by Urosević (1977) make an exception by their double dimensions (0.53-1.10 mm long and 0.15-0.20 mm thick). This species is assigned by literature data to the Middle Anisian-Lower Ladinian interval in Europe and the Caucasus; Urosević (1977) is the only one who mentions its occurrence in Yugoslavia since the ? Pelsonian until the Carnian, but he envisages only the big size specimens. According to Zaninetti and Dager (1978), in the Triassic of the Kocaeli Peninsula (Turkey), this species occurs from uppermost Illyrian till Lower Carnian, that is in the Kusca Member of the Tepeköy Formation.

Besides the two specimens of this species, the above mentioned sample as well as sample 4022 contain several "Turritellella" sp. A specimens, that are of big size and exhibit an ununiform helicoidal coiling (Pl. II, Fig. 16, 22). Given this feature we aimed at attributing them to the species "*T. carnica*" Dager, but their dimensions make them resemble the specimens described by Urosević (1977) as "*T. mesotriascica*", being about three times bigger than "*T. carnica*" Dager (0.36-0.78 mm long and 0.12-0.14 m thick). Leaving their assignment to a certain species aside, we call the attention to their importance as first occurrences in the Carnian limestones at the Ogorul Hill in Romania.

Within the same miliolid, nodosariid and ostracod facies, the Carnian in this region is also characterized by a sequence that contains limonitized or pyritized moulds of duostominid and spongiae spicules (samples 4332 and 4138, Somova).

In several places on the southern slope of the Ogorul Hill, in the sandy, crinoidal limestones as well as in the black, fine ones similar to those that have supplied the Julian conodonts, some ammonite sections and *Halobia coquinas* have been identified; among these we mention *Halobia austriaca* Mojs. (points 728 and 4022), sometimes accompanied by *Myophoriopsis cf. richtofeni* (Stur) (Pl. IX).

The Upper Carnian is accounted for by the conodont species *Gondolella noah* and *Metapolygnathus communis* recorded by us in the grey, grained cherty limestones interbedded in a marly sequence.

Conclusions

The synthesis of the paleontological data favours some biostratigraphic correlations, as well as some remarks on the paleontological characteristics.



Thus, similar Spathian and Lower Anisian conodont assemblages, which include the genera *Gladigondolella* and *Gondolella* (*G. timoren-sis*), were mentioned both in Chios, Greece (Bender, 1970; Assereto et al., 1980) and in the Kocaeli Peninsula in Turkey (Gedik, 1975; Nicora, 1977); the genera *Kamuellerella* and *Ketinella* are common to the last area as well.

The conodont assemblages allow the correlation of the platy limestone formation, calcareous-dolomitic formation and cherty calcareous-dolomitic formation separated in the studied area with the formations from the Kocaeli Peninsula, namely: the Demirciler Formation (grey limestones, platy marly limestones and *Tirolites* and "Gervillia" *exporrecta* marls); the Hereke Formation (grey limestones and massive dolomites) and the basal part of the Übeyli Formation (grey "nodular" limestones with cherts).

In the Somova sector the cherty calcareous-dolomitic facies is mainly overlain by the bituminous facies with or without cherts, while in Greece and in the Kocaeli Peninsula the Upper Anisian, the Ladinian and the Lower Carnian occur in the red Hallstatt limestone facies.

The three regions we refer to belong, as regards the conodont fauna, to the same sedimentation area called the Asiatic faunal province (Kozur et Mostler, 1971), as already mentioned by Mirăuță (1974) for Dobrogea.

Both the Werfenian and Anisian ammonites (Simionescu, 1908, 1910) and the foraminifera assemblages point to the same faunal province.

Although in the first three formations from the Somova sector the microfauna is very scarce, we may notice the prevalence of ostracods, which have also been recorded in the Lower Triassic of Turkey and Iran (the Elika Series) (Zaninetti, 1976), as well as the occurrence of an ostracod and Nodosariids microbiofacies, mentioned in South Dobrogea too (north-east Bulgaria, Trifonova, 1980).

The ostracod facies continues in the cherty bituminous formation being associated with foraminifera assemblages (Nodosariids, Ophthalmidiines, "Turritellella"). Their frequency of occurrence allowed us to mark a faunal break, due to the change of the environmental conditions at the base of this formation (? Middle Anisian/Upper Anisian) as compared to the Kocaeli Peninsula, where the same break occurs in the Lower Anisian, at the base of the grey "nodular" limestones (Lower Aegean/Upper Aegean).

As regards the foraminifers, we should mention the occurrence, during the Carnian, of the two kinds of "Turritellella", related to a relatively deep marine facies. Just like in the case of the Triassic sequence from the Kocaeli Peninsula, in the Somova sector we note the absence of the Involutinides, which still occur frequently in the Ladinian and Carnian deposits in the Hallstatt facies from the Agighiol area (unpublished data).

From the macrofaunal point of view, it is worth mentioning the recent recognition of the occurrence in our country of Spathian brachiopods, known only in a few places in the world — Bulgaria, the Primorsko-region, the Mangyshlak Peninsula, the Ussuri region and North America (Idaho).



The identified Illyrian brachiopods occur within the Tethyan realm, starting from the Alps to China, just like the Ladinian bivalves.

As regards the occurrence of cherts, we should note the fact established on the grounds of conodonts, that is their massive appearance in the Triassic deposits in Dobrogea, starting with the Lower Anisian upwards (Mirăuță, unpublished data). The cherts of the Übeyli Formation (the Kocaeli Peninsula) occur at the same level; in the Holy Cross Mts (Poland) they are mentioned at the top of the Łukowa Beds, that is at the base of the Pelsonian (Trammer, 1975).

REFERENCES

- Affereto R., Jacobshagen V., Kauffmann G., Nicora A. (1980) The Scythian/Anisian boundary in Chios, Greece. *Riv. Ital. Pal.* 85/3-4, p. 715-736, Milano.
- Bender H. (1970) Zur Gliederung der Mediterranen Trias II. Die Conodonten-chronologie der mediterranen Trias. *Annales géol. des Pays Helléniques*, p. 465-540, 9 Abb. Athènes.
- Dagys A. S. (1974) Triasovie brahiopodi. Morfologhia, sistema, filogenia, stratigrafia, znacenie i biogeografia. Novosibirsk.
- Gedik I. (1975) Die Conodonten der Trias auf der Kocaeli-Halbinsel (Türkei). *Palaeontographica Abt. A*, Bd. 150, p. 99-160, Stuttgart.
- Gheorghian D. (1980) Note concernant quelques espèces de Nodophthalmidium dans le Trias moyen-supérieur de Roumanie. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXV/3, p. 37-41, București.
- Kozur H. (1973) Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. *Geol. Pal. Mitt.* Bd. 3/1, p. 1-30, Innsbruck.
- Mostler H. (1971) Probleme der Conodontenforschung in der Trias. *Geol. Pal. Mitt. Jbk.*, Bd. 1/4, p. 1-19, Innsbruck.
- Leonardi P. (1937) Il Trias inferiore delle Venezie. *Mem. Inst. Geol. Univ. Padova* XI (1935-37) B, Padova.
- Mirăuță E. (1974) Über die Conodontenfaunen des oberen Werfens und des tieferen Anis der nördlichen Dobrudscha/Rumänien. *Geol. et Palaeont.* 8, Marburg.
- (1982) Biostratigrafia depozitelor triasice din zona D. Sarică-Somova (Dobrogea de nord), cu privire specială asupra vîrstei erupțiunilor. *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXVIII/4, București.
- Baltres A., Iordan M., Gheorghian D., Dumitrica P. (1981) Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Iordan M. (1982) New Triassic fossiliferous localities in the Tulcea Zone (North Dobrogea). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* LXVI/3, p. 15-22, Buc.
- Nicora A. (1977) Lower Anisian Platform-Conodonts from the Tethys and Nevada: taxonomic and stratigraphic revision. *Palaeontographica*, Abt. A 157, p. 88-107, Stuttgart.
- Patrulius D., Antonescu E., Baltres A., Gheorghian D., Iordan M., Mirăuță E., Popescu I., Tomescu C. (1976) Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Simionescu I. (1908) Über das Vorkommen der Werfener-Schichten in Dobrogea (Rumänien), *Verh. d.k.k. geol. R.A.* nr. 7, p. 159-161, Wien.
- (1910) Studii geologice și paleontologice din Dobrogea. V. Fauna triasică inferioară din Dobrogea. *Publ. Fond. V. Adamachi. Acad. Rom.* XXVII, București.



- (1925) Păturile cu Daonella în Dobrogea. *Acad. Rom. Fond. V. Adamachi*, IX/XLII, Bucureşti.
- Trammer J. (1975) Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the south-western Holy Cross Mts. *Acta geol. Pol.*, 25/2, Warszawa.
- Trifonova E. (1980) On the Foraminifera microfacies in the Triassic from North Bulgaria. *Riv. Ital. Pal.*, 85/3-4, p. 781-788, Milano.
- Urošević D. (1977) Stratigraphic position of some Foraminifers in Triassic sediments of the Carpatho-Balkanides. *Ann. Géol. Pen. Balk.*, XLI, p. 227-231, Belgrad.
- Zaminetti L. (1976) Les Foraminifères du Trias. Essai de synthèse et corrélation entre les Domaines Mésogéens Européen et Asiatique. *Riv. Ital. Pal.*, 82/1, p. 1-258, Milano.
- Dager Z. (1978) Biostratigraphie intégrée et paléoécologie du Trias de la pénninsule de Kocaeli (Turquie). *Ecl. geol. Helv.*, 71/1, p. 85-104, Bâle.

QUESTIONS

R. Constantinescu : 1. What is the age you attribute to the limestones occurring in the quarry situated west of Tulcea Veche and which are crossed by diabases ?

2. Given the fact that both east of the Sarica Hill, on his hill and west of it there occur diabases interbedded in the limestones, could you determine their age ?

Answer : 1. We have no samples collected from these limestones, however they seem to belong to the Spathian-Lower Anisian interval.

2. The limestones associated to the basalts that occur at the base of the sequence in the Niculițel area, could be of Lower Anisian age, that is more recent than those occurring east of the Sarica Hill and on the Ormanul cu Pari Valley.

D. Paraschiv : 1. What are the similarities between the outcrop in the Popina Island and the investigated region situated in the surroundings of Tulcea ?

2. Have you got any palyno-protistological analyses of the investigated deposits ?

Answer : 1. The facies are different, but the Upper Carnian conodonts of both zones are similar.

2. We do not dispose of any palynological analyses in this region.

DISCUSSIONS

D. Paraschiv : The present study is a valuable contribution to the investigation of Triassic formations of the Carpathian Foreland.

I regret no palyno-protistological analyses of these sequences were made ; it could have been a good opportunity for correlating them with the synchronous deposits from non-marine areas. I think other correlations with the Moesian Platform, except for those with Greece and Asia, are needed. For the future, I suggest the palyno-protistological analysis of these deposits.



EXPLANATION OF PLATES

Plate I

- Fig. 1. — *Neospathodus cf. triangularis* (Bender). The Calcareous-Dolomitic Formation. Sample 642, Pietriș Hill. REM x300.
- Fig. 2, 3. — *Gondolella timorensis* Nogami. Idem. Sample 593, Somova. REM x200.
- Fig. 4. — *Neospathodus excelsus* Wang et Wang. The Platy Limestone Formation. Sample 4060, east Viilor Valley. L=0.42 mm.
- Fig. 5. — *Neospathodus triangularis* (Bender). Idem. Sample 645, Ormanul cu Pari Valley. L=0.38 mm.
- Fig. 6. — *Gondolella bulgarica* (Budurov et Stefanov). The Cherty Calcareous-Dolomitic Formation. Sample 4180, Coazima Hill. L=0.43 mm.
- Fig. 7. — *Gondolella bulgarica* (Budurov et Stefanov). Idem. Sample 4015, Sfânta Mare Hill. L=0.70 mm.
- Fig. 8. — *Gondolella polygnathiformis* (Budurov et Stefanov). The Calcareous-Detrital Formation. Sample 736/1, Ogorul Hill. REM x100.
- Fig. 9, 10. — *Gondolella noah* (Hayashi). Idem. L=0.87, L=0.70 mm respectively.
- Fig. 11. — *Gondolella foliata* (Budurov). The Cherty Bituminous Limestone Formation. Sample 4003, Parcheș village. L=1.05 mm.
- Fig. 12. — *Gondolella cornuta* (Budurov et Stefanov). Idem. Sample 4004, Parcheș village. L=0.96 mm.

Plate II

- Fig. 1. — *Dentalina* sp.
- Fig. 2, 3. — *Frondicularia* sp.
- Fig. 4. — *Pseudonodosaria* sp.
- Fig. 5. — *Lenticulina* sp. a.
- Fig. 6, 7. — *Lingulina* sp. 1.
- Fig. 8, 9. — *Dentalina vadaszi* Oberhauser.
- Fig. 10, 11. — *Lenticulina* sp. b.
- Fig. 12. — *Nodosaria* sp.
- Fig. 13. — ? *Lingulina* sp.
- Fig. 14, 15. — *Lingulina* sp. 2.
- Fig. 16. — *Nodosaria* sp.
- Fig. 17, 18, 32, 33. — *Frondicularia borealis* (Tappan).
- Fig. 19. — *Pseudonodosaria simpsonensis* Tappan.
- Fig. 20, 21, 27-29. — ? *Frondicularia* sp.
- Fig. 22-25. — „*Turritellella*“ sp.
- Fig. 26. — „*Turritellella*“ *mesotriasica* Koehn-Zaninetti.
- Fig. 30-31, 36. — ? *Flabellinella* sp.
- Fig. 34. — *Dentalina* sp.
- Fig. 35. — ? *Vaginulina* sp.
- Fig. 37, 38. — *Frondicularia tenera* (Borneman).
- Fig. 39, 40. — *Nodosaria liratella* Tappan.
- Fig. 41. — ? *Dentalinopsis* sp.
- Fig. 42. — *Dentalina* sp. cf. *D. pseudomonile* Terquem.
- Fig. 43. — ? *Frondicularia* sp.
- Fig. 11-14 of sample 4005; 5-15 of sample 4096; 16 of sample 4207; 17-24 of sample 4022; 25-43 of sample 4331.



Plate III

- Fig. 1., 2. — *Tetravirga gracilis* Mostler.
 Fig. 3, 4. — *Priscopedatus* sp.
 Fig. 5. — *Eocaudina cassianensis* Frizzell et Exline.
 Fig. 6, 7. — *Priscopedatus tyrolensis* Mostler.
 Fig. 8, 9. — *Kuehnites slovakensis* Kozur et Mock.
 Fig. 10. — *Eocaudina intermissa* Mostler.
 Fig. 11-14. — *Theelia immisorbicula* Mostler.
 Fig. 15-17. — *Theelia undata* Mostler.
 Fig. 18-21, 25, 26. — *Theelia* sp. cf. *Th. patinaformis* Mostler.
 Fig. 22-24. — *Theelia* sp. cf. *Th. sp. 1* Zawidzka.
 Fig. 27-30. — ? *Theelia monicae* Mostler et Rahimi-Jazd.
 Sclerites of sample 4831.

Plate IV

- Fig. 1, 2. — *Acratina goemoeryi* Kozur.
 Fig. 3, 4. — ? *Praemacrocypris* sp.
 Fig. 5, 6. — *Acanthoscapha* sp. cf. *A. veghae* Kozur.
 Fig. 7, 8. — ? *Bairdia* sp.
 Fig. 9, 10. — ? *Bairdia* sp.
 Fig. 11, 12. — *Bairdiacypris* sp.
 Fig. 13, 14. — *Spinocypris* sp. cf. *S. vulgaris* Kozur.
 Fig. 15, 16. — *Acanthoscapha* sp.
 Fig. 17, 18. — ? *Acratina* sp.
 Fig. 19, 20. — *Ceratobairdia gombasekensis* Kozur.
 Fig. 21, 22. — ? *Bairdiacypris* sp.

Ostracods of samples :

770 : fig. 1-8

4005 : fig. 9-14

4022 : fig. 15-22

Plate V

- Fig. 1-2. — *Spirigerellina* cf. *pygmaea* Dagys. Lower Triassic. x 2,6.
 Fig. 3a-d. — *Fletcherithyris margaritovi* (Bittner). x 1.
 Fig. 4. — *Leptochondria* cf. *michaelsi* (Assmann). x 4.
 Fig. 5. — „*Gervillia*“ *exporrecta* Lepsius.
 Fig. 6. — *Eumorphotis reticulatus* Richthofen. x 1.
 Fig. 7. — *Eumorphotis multiformis* Bittner. x 2.
 Fig. 8. — *Claraia* cf. *intermedia* Bittner. x 1.
 All species were identified on the Viilor Valley (samples 4060, 1637), Spathian.

Plate VI

- Fig. 1. — *Claraia* cf. *clarai* (Emmrich). x 1.
 Fig. 2. — *Claraia tridentina* Bittner. x 1.
 Fig. 3. — *Tirolitites* cf. *spinosus* Mojsisovics. x 1.
 Fig. 4. — ? *Eumorphotis* (*Prospondylus*) cf. *squamosa* (Frech). x 1.



- Fig. 5. — *Pexidella marmorea* (Bittner), *Decurtella* sp. x 3,5.
 Fig. 6. — *Decurtella* sp. x 3.
 Fig. 7. — *Pexidella marmorea* (Bittner). Pedicle. x 3.
 Fig. 8a, b. — *Volirhynchia protractifrons* (Bittner). a, pedicle; b, side view. x 5.
 Fig. 9. — *Pexidella* aff. *sturi* (Boeckh). x 2.
 Fig. 10. — *Volirhynchia protractifrons* (Bittner). Pedicle. x 3.
 Fig. 11a, b. — *Volirhynchia protractifrons* (Bittner). a, pedicle; b, front view, x 3.
 Fig. 12. — *Volirhynchia protractifrons* (Bittner). Brachial valve. x 3.
 Fig. 13. — *Mentzelia mentzeli* (Dunker) x 3.
 Fig. 1-4 = Spathian, Viilor Valley (samples 4060, 1637).
 Fig. 5-13 = Upper Anisian (Illyrian), Pirpiriu Hill (sample 779).

Plate VII

- Fig. 1. — a, *Koeveskallina* aff. *ptichitiphilla* (Bittner); b, *Pexidella marmorea* (Bittner); c, *Volirhynchia protractifrons* (Bittner); d, *Posidonia* sp. x 2.
 Fig. 2. — *Sinucosta* aff. *pectinata* (Bittner). x 3.
 Fig. 3. — *Aulacothyrus incurvata* Bittner. x 3.
 Fig. 4. — *Aulacothyrus* cf. *angusta* (Schl.) x 2,5.
 Fig. 5. — *Myophoria* sp. and *Natica* sp. coquinas. x 2,6.
 Fig. 6. — *Natica* sp. x 7.
 Fig. 7. — *Lima* sp. x 2,5.
 Fig. 8. — *Leptochondria* sp. cf. *L. alberti* (Goldfuss). x 4.
 Fig. 9. — *Myophoriopsis incrassata* Münster. x 3.
 Fig. 10. — „*Gervillia*“ sp. cf. „*G*“ *modiola* Frech. x 4.
 Fig. 11. — *Myophoria praeorbicularis* Bittner. x 4.
 Fig. 12. — Fish tooth.
 Fig. 13. — Crinoids — columnals. x 3.
 Fig. 14-17. — Fish teeth and scales. 14, x 10; 15, 16, x 4; 17, x 7.
 All species were identified in the Pirpiriu Hill (sample 779). Illyrian.

Plate VIII

- Fig. 1. — *Daonella badiotica* Mojsisovics. x 1.
 Fig. 2. — *Daonella badiotica* Mojs. și *Daonella tyrolensis* Mojs. Small specimens. x 1.
 Fig. 3. — *Daonella lommeli* Wissmann. x 1.
 Fig. 4. — *Daonella tyrolensis* Mojsisovics. x 1.
 Fig. 5. — *Daonella pichleri* Gümbel. Big specimen. x 1.
 Fig. 1-4 = Somova-Isaccea road (sample 739); Fig. 5 = the valley north of the Ogurul Hill (sample 1569). Ladiniian.

Plate IX

- Fig. 1. — *Halobia praesuperba* Kittl. x 2,5.
 Fig. 2. — *Halobia fluxa* (Mojsisovics). x 2,5.
 Fig. 3-5. — *Halobia austriaca* Mojsisovics. x 1,8; 1,5.
 Fig. 6. — Juvenile bivalves and *Myophoriopsis richthofeni* (Stur) coquina, x 3.
 Fig. 7. — *Halobia* aff. *austriaca* Mojsisovics. x 3,2.
 Fig. 1-2 = sample 4216; fig. 3-5 = Ogurul Hill (sample 728); fig. 6-7 = Ogurul Hill (sample 4022). Carnian.



4. STRATIGRAFIE

CONSIDÉRATIONS STRATIGRAPHIQUES SUR LE CRÉTACÉ DE LA PARTIE SUD-OUEST DES MONTS METALIFERI (ZONE VALLÉE DE CĂRMĂZINEŞTI-FORNADIA)¹

PAR

ROMULUS PURECEL², TUDOREL CIBOTARU², CORNEL ALEXANDRU²

Cretaceous. Paleocene. Stratigraphic sequence. Lithofacies. Lithostratigraphic complexes. Flysch. Preflysch. Microfauna assemblage. Globigerinas. Detrital limestones. Calcareous detrital series. Tectonic unit. Apuseni Mts. Mureş Mts. Metaliferi.

Abstract

Stratigraphic Considerations on the Cretaceous of the South-Western Part of the Metaliferi Mts. (Cărmăzineşti Valley — Vălişoara Valley Zone). In this paper the authors propose a new sequence of the Cretaceous deposits of the south-western part of the Metaliferi Mountains on lithofacial and faunal criteria. Within the Lower Cretaceous a calcareous, detrital basal series is separated, assigned to the Neocomian, overlain by Barremian-Aptian deposits developed in a preflysch-flysch facies (southern zone). The unconformable horizons and complexes separated in the Upper Cretaceous deposits (with characteristic microfaunal assemblages) have allowed their new distribution in the stratigraphic scale, Paleocene déposits being for the first time identified and separated in the region.

Dans cet ouvrage sont inclus les résultats des recherches faites par les auteurs dans 1979 et 1980.

La région en discussion est située dans l'extrême sud-ouest des Monts Metaliferi au nord de la rivière de Mureş, entre la vallée de Cărmăzineşti à l'ouest et la vallée de Vălişoara à l'est.

¹ Reçu le 10 février 1982, accepté pour être communiqué et publié le 11 février 1982, communiqué dans la session scientifique de l'Entreprise de prospections géologique et géophysique de 27 avril 1981.

² Întreprinderea de prospecţii geologice şi geofizice, str. Caransebeş nr. 1, 78344, Bucureşti, 32.



C'est Ghițulescu et Socolescu (1941) qui ont effectué la première étude systématique sur la stratigraphie des dépôts crétacés de la région. Ils séparent des dépôts néocomiens (couches de Curechi), dépôts barremiens (couches de Căbești), dépôts aptiens (couches de Valea Dosului) et dépôts cénonmaniens (couches de Bozeș).

Gheorghiu (1954) fait une horizontation de détail des dépôts néocrétacés de la région et les attribuent au Vraconien-Cénomanien (couches de Fornădia) et au Cénomanien-Eocène (couches de Deva).

Teodoru (in Jude et al., 1962 ; Teodoru et al., 1968) a des contributions importantes concernant la délimitation et la séparation plus exacte des dépôts éocrétacés de la partie nord de la région, du contact aux magmatites basiques.

Dans les ouvrages ultérieurs à caractère plus général — de synthèse, les cartes géologiques à l'échelle 1 : 200 000, feuilles Brad (Bleahu et al., 1964) et Deva (Gherasi et al., 1965 ; Ianovici et al., 1976) — on propose une nouvelle distribution stratigraphique des dépôts, sensiblement différente de celles antérieures. Lupu (en Ianovici et al., 1976) englobe la région à l'unité structo-faciale de Căpîlnaș-Techereu.

1. Eocrétacé

L'absence quasitotale des données paléontologiques rend l'horizontation des dépôts éocrétacés assez difficile. C'est pour cela que dans les deux dernières décennies l'encadrement stratigraphique de ces dépôts a été différente d'un auteur à l'autre. Ainsi, sur les feuilles 1 : 200 000 mentionnées plus haut, tous les dépôts éocrétacés de la région sont attribués au Néocomien. Dans „L'évolution géologique des Monts Metaliferi“ (Ianovici et al., 1969) on souligne l'existence des calcarénites dans la base de l'Eocrétacé et le caractère flyschoïde de sa partie supérieure (couches de Căbești), et on admet un intervalle plus large de sédimentation qui dépasse le Néocomien. Dans un ouvrage ultérieur de synthèse sur les Monts Apuseni (Ianovici et al., 1976), les dépôts éocrétacés de la région sont encadrés dans l'intervalle Néocomien-Aptien.

Nos recherches ont permis la séparation d'une série inférieure, calcaire détritique, que nous attribuons au Néocomien (à la réserve que sa partie basale peut représenter au moins la partie terminale du Néojurassique), qui supporte en continuité de sédimentation des dépôts de flysch et Wildflysch que nous attribuons à l'intervalle Barremien-Aptien.

1.1. Série calcaire détritique (Néocomien)

Les dépôts de la base de l'Eocrétacé de la partie sud-ouest des Monts Metaliferi sont développés dans un faciès calcaire-détritique. Ils présentent des évidentes affinités lithofaciales avec les dépôts néojurassiques-néocomiens des autres parts des Monts Apuseni du Sud : les couches à *Aptychus* (Monts Trascău), les couches de Curechi (Monts Metaliferi) et la série de Groși (Monts Drocea).



Comme les dépôts de cette série ne peuvent être parfaitement englobés du point de vue lithofacial dans aucun des faciès déjà énumérés (quoi que sur certaines coupes les successions puissent être caractéristiques à l'une ou à l'autre) nous avons préféré le nom de „série calcaires détritique“ (Purecel et al., 1979).

Ces dépôts apparaissent bien développés dans la partie nord de la région ; ils reposent sur les magmatites basiques et supportent à la partie supérieure des dépôts de flysch éocrétacés. De même, ils apparaissent à la partie SE de la région, sur le linéament Boz-Ciinelul de Jos, dans de petites boutonnières anticlinales au dessous des dépôts barremiens-aptiens en faciès de Wildflysch.

La série est composée d'une alternance occasionnelle, très rarement rythmique, de calcarénites, de calcaires micritiques, de gréso-calcaires, de marno-calcaires, de couleur gris-verdâtre, plus rarement rouge-rouge violacé, tous avec beaucoup de diaclases, disposés en couches de 3-10 cm, de marnes, de marnes argileuses gris-verdâtres, plus rarement rouges-rouges violacées, très dures, compactes, en bancs épais de 15-20 cm qui se séparent en plaques minces, parfois très schisteuses ; à côté de ces roches apparaissent, sous forme d'intercalations, des jaspes et radiolarites en couches de 1-2 cm, des grès quartzitiques en bancs décimétriques et des argilites noires feuillées ou en plaques minces (fréquentes à la partie supérieure de la série).

La manière d'association de ces types lithologiques, ainsi que la prépondérance de certains d'entre eux impriment à la série des aspects lithofaciaux sensiblement différents d'un secteur à l'autre.

Parfois les types de roches forment des alternances rythmiques, à caractère de flysch, en espèce à la partie supérieure de la série, où les schistes argileux noirs et les grès calcaires sont fréquents, tels que ceux développés sur la vallée de Cărmăzineşti (aval de Bretoteşti), sur la vallée de Bărăştî et au nord de Căbeşti. Ces dépôts flyschoïdes ressemblent aux dépôts des Monts de Drocea, séparés par Papiu (1953) sous le nom de „série de Groși“ et attribués au Néocomien.

À la partie sud de la région (Boz-Tîrnăviţa-Ciinelul de Jos), où la série calcaire détritique supporte la pile épaisse de dépôts éocrétacés en faciès de Wildflysch, l'élément lithologique principal et caractéristique est constitué par les calcaires blancs-gris, finement détritiques, stratifiés, à des épaisseurs de 0,2-0,4 m, plus rarement de 1-1,5 m, dans lesquels apparaissent des intercalations minces de schistes argilo-marneux gris-verdâtres, parfois assez friables. Généralement ils ont un caractère calcarénitique et calciruditique évident.

À la partie supérieure, tel qu'on constate sur la vallée de Sulighete, la série est composée d'une alternance de marno-calcaires et de gréso-calcaires en plaques centimétriques, gris-verdâtres et rouges-rouges violacés, diaclasés, de jaspes rouges, de schistes argilo-marneux gris-verdâtres ou violacés. Cette succession présente de grandes ressemblances lithofaciales avec les dépôts tithoniques-néocomiens des sources de Crișul Alb dans lesquels Bordea et Constantinescu (1975) séparent un complex inférieur calcarénitique et un autre supérieur siliceux violacé.



Dans la série néocomienne apparaissent constamment (sur le linéament nord ainsi que sur celui sud) des magmatites basiques comme intercalations minces ou des niveaux plus épais, de quelques dizaines de mètres. Elles sont représentées surtout par des cinérites, plus rarement des piroclastites grossières ou des écoulements de laves.

Nous pouvons déduire l'âge de cette série plus ou moins indirectement : d'une part, ces dépôts reposent sur les magmatites basiques mésozoïques (parfois étroitement associées à celles-ci) et supportent à la partie supérieure, en continuité de sédimentation, des dépôts de flysch et Wildflysch attribués au Barremien-Aptien ; d'autre part, les successions lithologiques de la série présentent des similitudes faciales avec les dépôts d'autres secteurs des Monts Apuseni Orientales, attribués au Néocomien ou au Tithonique-Néocomien.

On n'a pas cité jusqu'à présent de restes macrofauniques provenant de ces dépôts. En sections minces on reconnaît beaucoup de restes d'organismes mal conservés. Dans les calcaires micritiques, fréquents dans la série, apparaissent constamment dans les lames minces des filaments de Lamellibranches planctoniques, plaques d'Échinodermes et beaucoup de Radiolaires calcitisés ; on en a reconnu les genres *Sphaerellaria* et *Nasellaria*. Dans un échantillon de calcaires micritiques de la source de Valea Vlăduleasa, qui reposent sur des brèches mixtes calcaires (zone ophiolitique), parmi les coquilles d'Ammonites, des restes de Gastéropodes, des valves d'Ostracodes et Lagénides on a reconnu *Globochaete alpina* Lomb. (Purecel et al., 1980). Dans les calcaires détritiques de Lazul Florii (vallée de Vălișoara) on a identifié des Calpionnelles (*Calpionella alpina* Lor. ?).

Nous attribuons ces dépôts au Néocomien en sens large, sous la réserve que, à leur partie basale, ils englobent également le Jurassique supérieur (au moins le Tithonique terminal).

1.2. Dépôts de flysch et de Wildflysch (Barremien-Aptien)

Une sequence épaisse de dépôts éocrétacés surmonte la série néocomienne ; elle est développée en deux faciès différents qui appartiennent du point de vue spatial à deux domaines (zones) distinctes de sédimentation : l'un centre-nord, à des dépôts en faciès de preflysch-flysch (couches de Căbești) et l'autre sud, à des dépôts en faciès de Wildflysch (formation de Wildflysch).

1.2.1. Faciès de flysch (couches de Căbești)

Les dépôts éocrétacés argilo-marno-gréseux à caractères de flysch de la région sont connus sous le nom de „couches de Căbești“ (Ghițulescu, Socoescu, 1941).

Par les travaux entrepris par nous (Purecel et al., 1979, 1980) on a essayé une horizontation dans cette pile épaisse de dépôts, en séparant trois complexes lithologiques auxquels on a attribué de valeur stratigraphique : un complexe inférieur schisto-gréseux, un complexe moyen-schisto-marneux et un complexe supérieur — gréo-quartzitique.

a) *Complexe schisto-gréseux*. Dans la partie nord de la région les



dépôts néocomiens calcaires passent graduellement à un complexe composé principalement d'une alternance rythmique d'argilites noires feuilletées et de grès calcaires gris, diaclasés.

Les grès gris à des diaclases remplies de calcite, généralement polymictiques (quartz surtout, schistes cristallins, calcaires), ont un liant calcaire. Dans les zones de circulation hydrothermale le liant calcaire est substitué par de la silice ; macroscopiquement, à cause de la prépondérance des éléments de quartz, ils prennent l'aspect des grès oligomictiques. Les grès sont disposés dans des couches épaisses de 5-20 cm, plus rarement dans des bancs de 50-80 cm. Caractéristiques à ces grès sont les nombreuses diaclases remplies de calcite, par la lévigation de laquelle sur les faciès de couche apparaissent des canaux profonds, le repère principal pour reconnaître et séparer le complexe inférieur sur le terrain.

Les grès calcaires diaclasés sont mentionnés par Papiu (1953) dans les Monts de Drocea, dans des dépôts situés immédiatement au-dessus de la formation détritique calcaire flyschoïde néocomienne. Les mêmes grès „à creux“ sont caractéristiques pour les dépôts éocrétacés de la zone d'Abrud. En effet, tout le paquet de couches que nous attribuons à ce complexe inférieur ressemble beaucoup aux „couches de la vallée de Poverna“ (Mantea et al., 1965), attribuées au Barremien-Aptien inférieur (Bordéa, Constantinescu, 1975). Ces grès sont accompagnés, sous la forme de niveaux de 2-4 m, par des grès oligomictiques (quartzueux), généralement grossiers, en couches de 40-80 cm, surtout dans la base du complexe, comme apparaissent sur la vallée de Homorod et la vallée de Bărăști.

Dans les zones des vallées de Cărmăzineşti et de Bărăști on rencontre des lentilles de calcaires gris-noirâtres ou jaunâtres-blanchâtres, organogènes (faciès urgonien), dans lesquels apparaissent des Algues rouges (*Ethelia alba* Pfender) et vertes incrustantes (*Lithocodium aggregatum* Elliott), formes fréquentes dans l'Aptien inférieur.

b) *Le complexe schisto-marneux.* Les dépôts décrits ci-dessus passent graduellement à la partie supérieure à un complexe composé d'argilites noirâtres alternant avec des marnes argileuses et des marnes gréseuses noires. À côté d'elles apparaissent des grès, comme intercalations ou niveaux de 2-4 m, des grès argileux gris-noirâtres, finement micafères, disposés en plaques centimétriques et sous-centimétriques, des grès calcaires en couches épaisses de 10-15 cm.

Dans la vallée de Bărăști et dans le secteur de la localité de Căbești apparaissent aussi des intercalations minces, lenticulaires, de marno-calcaires et marno-calcaires sidéritiques, ainsi que des calcaires gris-blanchâtres en couches de 5-20 cm.

Dans certains secteurs (vallée de Cărmăzineşti, vallée de Dumesti), les grès argileux micafères et les grès calcaires gris forment des alternances rythmiques à des argillites et marnes noires, imprimant au complexe des aspects de flysch binaire.

Caractéristique et distinctif pour reconnaître ce complexe dans le terrain sont : la couleur prédominamment noire, l'absence des grès diaclasés à creux, ainsi que l'alternance entre les argillites en plaques et les marnes argileuses dures disposées en bancs épais de 30-80 cm,



qui, lorsqu'on les frappe, se séparent en plaques centimétriques et ont de cassure prismatique. Du point de vue du faciès les dépôts de ce complexe ressemblent à l'horizon moyen de la série des schistes noirs des Carpates Orientales.

c) *Complexe gréso-quartzitique.* À la partie supérieure, les couches de Căbești présentent des aspects de flysch gréseux, ce complexe est formé surtout d'une alternance rythmique de grès quartzitiques café-gris, à des muscovites fines, des grès argileux noirs, des argilites noires en plaques et des marnes argileuses.

L'élément lithologique caractéristique du complexe est représenté par des grès quartzitiques café-gris, disposés en couches de 1-2 m, subordonnément décimétriques. Généralement ils sont mal séparés en couches, car on remarque des passages du matériel fin au matériel plus grossier dans la même couche.

Les rythmes typiques de flysch binaire (dans lequel apparaissent de bancs de 2-4 m de grès quartzitiques massifs) se rencontrent à la partie inférieure du complexe ; à la partie supérieure, les bancs de grès quartzitiques deviennent prépondérants, en imprimant au complexe les aspects d'une série gréuse monotone, parfois grossière. De la vallée de Căbești vers l'est tout le complexe a un caractère de flysch binaire, les niveaux de grès quartzitiques en bancs de 3-5 m n'apparaissant que dans la zone de Valea Rea.

On doit faire quelques remarques sur la série éocrétacée.

— Les couches de Căbești ont un développement au sud de la zone ophiolitique, entre la vallée de Cărmăzinești et la vallée de Vălișoara, en constituant une pile épaisse de plus de 700 m.

— Dans ces couches on a séparé trois complexes lithologiques auxquels on a attribué une valeur stratigraphique. Généralement le complexe inférieur est développé dans la base, étant déposé en continuité de sédimentation sur la série néocomienne ou occupant les zones axiales anticlinales ; les complexes schisto-marneux occupent les flancs des structures plissées et le complexe gréseux apparaît dans les zones axiales synclinales. Dans la partie est de la région (vallée de Pietroasa-vallée de Vălișoara) les couches de Căbești présentent une grande uniformité faciale, la séparation des trois complexes étant très difficile ; les dépôts apparaissent dans le faciès du complexe inférieur, mais il est possible qu'ils contiennent toute la série éocrétacée.

— Le volcanisme ophiolitique se termine au niveau de cette formation. Il n'y est représenté que par de roches filoniennes (dolérites, microdiorites, andésites) qui percent les couches de Căbești.

— Quant à l'âge de ces dépôts, ce qu'on peut affirmer avec certitude c'est qu'ils reposent en continuité de sédimentation (à des passages graduels) sur les dépôts attribués au Néocomien et sont recouverts transgressivement et discordamment par des dépôts vraconiens-cénomaniens.

Les lentilles de calcaires urgoniens du complexe inférieur, par les formes d'Algues rouges et vertes citées plus haut, attestent aussi la présence de l'Aptien inférieur. De même, on remarque les ressem-



blances faciales des couches de Căbești avec d'autres dépôts des Apuseni Orientales, attribués au Barremien ou au Barremien-Aptien inférieur.

Nous avons attribué toute la série au Barrémien-Aptien, mais il est possible qu'à la partie supérieure ces dépôts englobent aussi l'Albien inférieur.

1.2.2. Faciès de Wildflysch (*Formation de Wildflysch*)

À la partie sud-est de la région, sur le linéament Boz-Tîrnăvița-Bejan-Sulighete-Cîinelul de Jos, les dépôts éocrétacés sont développés en faciès de Wildflysch. Jusqu'à présent ces dépôts ont été inclus dans les couches de Căbești, quoi que dans la région on ait signalé également des séquences à caractère de Wildflysch (Ianovici et al., 1976).

À la composition de la série participent aussi des roches rencontrées aussi dans la zone nord de flysch (argilites feuilletées, argiles marno-gréseuses en plaques, gréso-calcaires), à côté desquels apparaissent des types lithologiques caractéristiques aux formations de Wildflysch ; argiles noires molles sans stratification, conglomérats tilloïdes, paraconglomérats, grès grossiers et microconglomérats quartzitiques ; brèches calcaires, brèches mixtes, calcaires, tufs et laves basiques et blocs immenses de roches (olistolites) englobées dans la masse argileuse.

Les conglomérats tilloïdes, tels qui apparaissent sur le ruisseau de Tîrnăvița, la vallée de Sulighete et Valea Cîinelului sont des dépôts grossiers dans lesquels on n'observe aucune séparation ou gradation. Ils sont constitués d'une masse (matrice) argileuse, fine jusqu'à grossière, généralement friable, dans laquelle sont englobés des éléments de diverses dimensions (parfois arrivant à plus de 2 m diamètre) de calcaires massifs type Stramberg, ophiolites, quartzites et d'autres roches cristallines.

Associés à celles-ci apparaissent des grès grossiers et micro-conglomérats quartzitiques, plus rarement polymictique qui ne sont pas grano-classés et qui, latéralement et verticalement sont remplacés par des argilites noires, des brèches mixtes (dans lesquelles l'apport volcanogène se reconnaît également dans la matrice) ou des rythmes flyschoides dans lesquels on reconnaît aussi des grès muscovitiques à des fragments charbonneux, des marno-calcaires et des calcaires sidéritiques, soit comme couches continues, soit comme lentilles.

À la source de Valea Cîinelului on a reconnu également des intercalations épaisses de 1 jusqu'à 8-10 m de calcaires gris-blanchâtres ou gris-noirâtres, massifs.

À côté des types de roches décrites apparaissent fréquemment des intercalations ou des niveaux de tufs et des laves basiques, généralement à caractère spilitique. Nous soulignons que dans la zone nord, à des dépôts de flysch, au niveau du Barrémien-Aptien le magmatisme basique n'est présent que par des roches filoniennes.

Les olistolites sont fréquemment constituées de calcaires massifs de type Stramberg, subordonnément de calcaires stratifiés néocomiens et d'ophiolites, et tout-à-fait isolés, de schistes cristallins. Généralement ils n'ont pas de dimensions trop grandes, à partir de quelques mètres jusqu'à des dizaines de mètres en diamètre, plus rarement ap-



paraissant comme des massifs calcaires bien individualisés, de dizaines de milles de m³, comme on rencontre dans la colline de Rădeș.

Nous avons attribué ces dépôts de Wildflysch au même inter-vallée Barrémien-Aptien, considérant qu'ils sont synchrones avec les dépôts de flysch (couches de Căbești), mais déposés dans un autre domaine de sédimentation, plus élevé, au sud du fossé proprement-dit. Les rapports des deux faciès synchrones sont de nature tectonique. Ils sont disposés en continuité de sédimentation sur les dépôts néocomiens et sont transgressivement recouverts par des dépôts néocrétacés.

Les analyses micropaléontologiques sur quelques échantillons collectés de la vallée de Tîrnava, amont de Tîrnăvița, ont mis en évidence les formes de *Trochamina ex. gr. vocontiana Moullade*, *Haplophragmoides neocomiensis Chapman* et *Rhisammina indivisa Brady*, des formes caractéristiques pour le Crétacé inférieur (ante Albien)³.

2. Néocrétacé-Paléocène

Les dépôts néocrétacés de la région sont connus sous le nom de „couches de Fornădia“ et „couches de Deva“, termes introduits par Gheorghiu (1954), qui attribue aux premières l'âge vraconien-cénomanien et aux secondes l'âge cénomanien-éocène (?).

Ultérieurement, Lupu (in Ianovici et al., 1976) attribue les couches de Fornădia au Vraconien-Cénomanien inférieur et les couches de Deva au Cénomanien supérieur-Coniacien.

Nos observations de terrain peuvent être groupées en quelques conclusions très importantes pour la stratigraphie des dépôts néocrétacés de la partie SW des Monts Metaliferi :

— Nulle part on n'observe un contact direct entre les couches de Fornădia et les couches de Deva, au nord de Mureș.

— Les couches de Fornădia ont été reconnues et séparées seulement dans la zone nord à des dépôts éocrétacés en faciès de flysch, et les couches de Deva sont développées dans la zone sud à des dépôts éocrétacés en faciès de Wildflysch.

— Dans les couches de Fornădia ainsi que dans celles de Deva on constate de grandes variations lithofaciales à la verticale qui permettent la séparation des horizons ou complexes distincts bien précisés stratigraphiquement.

A la lumière de ces données, l'emploi des termes de „couches de Fornădia“ et „couches de Deva“ devient impropre et peut créer de confusions. Provisoirement nous avons continué à employer ces termes en sens général, de faciès, pour préciser les deux zones de sédimentation des dépôts néocrétacés de la région. En même temps, dans les séparations faites nous avons employé ce nom en sens restreint, seulement pour les dépôts (paquets de couches) considérés comme prototypes dans les séries respectives.

2.1. Zone nord (couches de Fornădia)

Les couches de Fornădia apparaissent bien développées sur le linéament Boz-Tîrnava-Sulighete-Fornădia, disposées transgressivement et discordamment sur le flysch éocrétacé des couches de Căbești.



Dans ces dépôts s'individualisent deux horizons distincts : un horizon inférieur, détritique-calcaire (couche de Fornădia s. str.) et un horizon supérieur argilo-marneux rouge.

2.1.1. L'horizon détritique calcaire = couches de Fornădia s. str. (Vraconien-Cénomanien inférieur)

L'élément lithologique principal et caractéristique des couches de Fornădia est représenté par les gréo-calcaires et les calcarénites blanches-jaunâtres, massives. Il y a des passages fréquents de gréo-calcaires à calcarénites, calcirudites et conglomérats calcaires à des éléments menus de quartzites. Généralement ces dépôts sont fossilifères, à beaucoup de restes de Brachiopodes, Gastéropodes, Ammonites.

L'horizon commence constamment par un niveau de 15-20 m de conglomérats menus, dont les éléments sont constitués de quartzites blanches et noires, de calcaires jurassiques, d'ophiolites et plus rarement de grès éocrétacés, à liant argilo-gréseux. Ce n'est que dans la zone de la vallée de Fornădia (Pietroasa) que les dépôts calcaires reposent directement sur les terrains éocrétacés.

À l'est de Fornădia, sur le ruisseau de Steia, dans la base de la pile calcaire apparaît un niveau épais de 6-8 m de brèches composées de blocs angulaires de calcaires néojurassiques, de grès éocrétacés et de restes coquillifères englobés dans une matrice argilo-gréseuse calcaire (fig. 1).

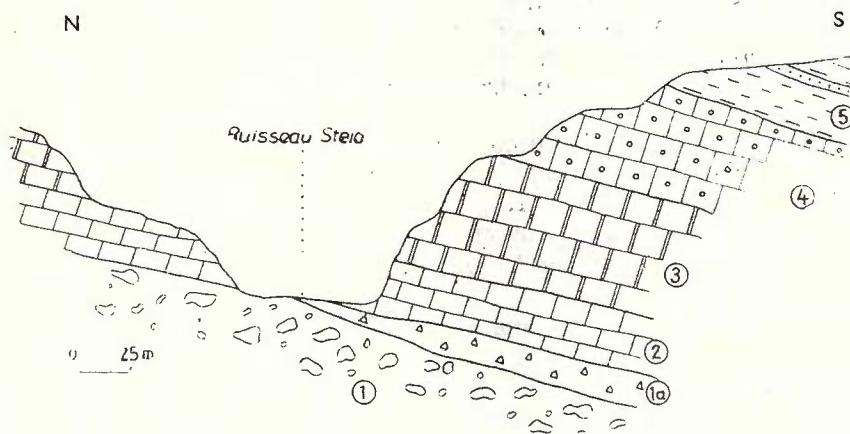


Fig. 1. — Coupe dans les couches de Fornădia sur le ruisseau de Steia. 1, conglomérats et brèches polygènes à liant argilo-gréseux gris ; 1 a, brèches ferrugineuses avec des éléments de grès crétacés ; 2, gréo-calcaires, calcarénites grossières ; 3, calcaires massifs blanc-jaunâtres spatiques, fossilifères ; 4, conglomérats calcaires ; 5, argilites et marnes rouges avec des intercalations de grès calcaires ($1+2+3+4 =$ Vraconien-Cénomanien inférieur ; 5 = Cénomanien moyen-Turonien moyen).

A Boz (sud du ruisseau nommé Pîrîul Stînii) et dans Dealu Mănesc, à la source du ruisseau de Valea Rea, tout comme dans la zone de Valea Lungă-Dumești dans la base des conglomérats apparaissent des brèches composées presque en exclusivité de grès éocrétacés et de rares fragments d'ophiolites englobées dans une matrice gréseuse tuffogène, café-jaunâtre.

Dans la zone de Valea Bisericii-Boz le ruisseau nommé Pîrîul Tiganului, les dépôts calcaires détritiques sont partiellement remplacés à la verticale par des dépôts typiques de flysch gréseux : conglomérats et grès grossiers quartzitiques, grès calcaires, grès curbicorticaux, mica-fères sur les surfaces, en plaques, marnes argilo-gréseuses en couches subcentimétriques, disposées dans une alternance rythmique. Souvent les conglomérats quartzitiques créent des niveaux indépendants épais de 2-4 m.

La faune assez riche, récoltée par de divers chercheurs de ces dépôts détritiques calcaires (voir Ianovici et al., 1976) a permis de leur fixer une position stratigraphique assez exacte : Vraconien-Cénomanien inférieur.

L'étude microscopique des calcarénites gréseuses qui affleurent dans la localité de Tîrnava indique la présence de nombreux fragments d'Echinodermes, de Lamellibranches, d'Algues et de Foraminifères. On a déterminé les espèces suivantes : *Paraphyllum primaevum* Lemoine, *Paraphyllum amphiroaeforme* Rothpletz, *Archaeolithotamnum* feuille Lemoine, caractéristiques pour le Vraconien-Cénomanien.

Dans un échantillon récolté du ruisseau nommé Pîrîul Bisericii (Boz) dans les intercalations marneuses situées à la partie supérieure des calcaires gréseux on a mis en évidence l'association microfaunique caractéristique pour le Vraconien-Cénomanien inférieur : *Rotalipora appenninica appenninica* (Renzi), *R. evoluta* Sigal (Renzi), *R. greenhornensis* (Morrow), *Hedbergella planispira* (Tappan), *Haplophragmoides gigas minor* Nauss.

L'analyse micropaléontologique d'un échantillon prélevé de la source de Valea Tiganului indique une association microfaunique caractéristique au Cénomanien inférieur et moyen : *Hedbergella washitensis* (Carsey), *H. delrioensis* (Carsey), *Rotalipora greenhorenensis* (Morrow), *R. appenninica appenninica* (Renzi), *R. appenninica balernaensis* (Gandolfi), *R. evoluta* Sigal.

Certains échantillons récoltés des dépôts flyschoïdes de Valea Tiganului indiquent une association microfaunique caractéristique à l'intervalle Cénomanien supérieur-Turonien inférieur : *Rotalipora reicheli* (Mornod), *R. cushmani* (Morrow), *R. turonica* Brotzen, *R. turonica* var. *expensa* Carbonnier, *R. montsalvensis* Mornod, *R. montsalvensis* var. *minor* Mornod, *Hedbergella amabilis* L. et T., *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi).

Dans ces conditions nous devons admettre que les dépôts en faciès de flysch sont beaucoup plus haut dans l'échelle stratigraphique que ceux calcaires, remplaçant les dépôts de l'horizon supérieur qui, d'ailleurs, n'apparaissent plus à l'ouest de la vallée de Tîrnava.

Les couches de *Fornădia s. str.* ont une épaisseur de presque 150 m.



2.1.2. Horizon argilo-marneux rouge (Cénomanien-moyen-Turonien moyen)

À partir de la zone de la source de la vallée de Tîrnava jusqu'à l'est de Fornădia, sur les dépôts calcaires décrits, repose constamment un complexe marno-argileux de couleur prédominamment rouge-café.

Une succession édifiante de ces dépôts apparaît à la source de Valea Caselor, immédiatement en amont de l'école de Sulighete.

Ici (fig. 2) sur les calcaires gréseux blancs de l'horizon inférieur

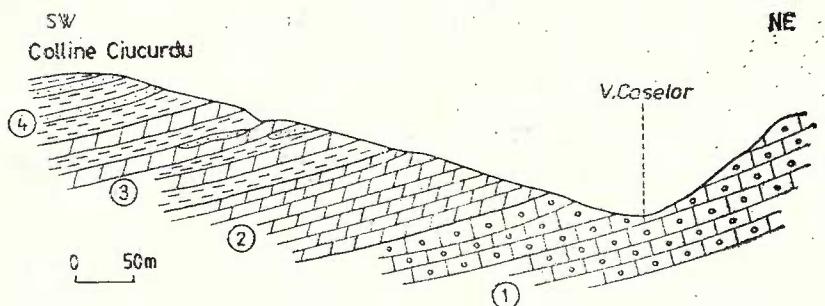


Fig. 2. — Coupe géologique à la source de Valea Caselor-Sulighete.
1, calcaires gréseux avec des éléments roulés de quartzites ; 2, marnes rubanées ;
3, marnes argileuses violacées avec des intercalations lenticulaires de grès ferrugineux ;
4, argiles marno-gréseuses rouges, grès calcaires (1 = Vraconien — Cénomanien inférieur ; 2+3+4 = Cénomanien moyen-Turonien inférieur).

(couche de Fornădia s. str.) il y a des marnes argileuses blanches-jaunâtres et café-vertes, assez molles, sans une stratification évidente. Vers l'amont elles passent à une alternance de marnes argileuses molles jaunâtres-vertâtres, à des marnes argileuses violacées et argiles gréseuses café-violacées, disposées en couches centimétriques ou décimétriques, dans lesquelles apparaissent des intercalations lenticulaires de grès fins, jaunâtres, ferrugineuses et des couches minces, centimétriques de grès calcaires gris-café. La succession ne présente plus loin non plus d'affleurements continuels à la verticale. Juste sous la colline de Ciucurdu on remarque quant même qu'à la partie supérieure sont prédominantes les argiles marneuses rouges, faiblement gréseuses, dans lesquelles les intercalations de grès calcaires micafères à des faces ondulées sont beaucoup plus fréquentes.

L'absence des affleurements continuels ne permet pas d'établir exactement la succession dans cet horizon. On remarque pourtant à la partie inférieure de l'horizon la présence des marnes et marnes argileuses rubanées et à la partie supérieure des marnes argilo-marneuses rouges-violacées à des intercalations de grès micafères.

Nous avons attribué ces dépôts argilo-marneux rouges à l'intervalle Cénomanien moyen-Turonien moyen en jugeant d'après certaines associations micro-fauniques déterminées sur des échantillons provenus de divers affleurements de cet horizon.

Ainsi, un échantillon récolté des marnes grises-jaunâtres de la source de Sulighete, disposées sur les calcaires gréseux blancs, présente l'association suivante : *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *H. washitensis* (Carsey), *Rotalipora greenhornensis* (Morrow), *R. evoluta* Sigal, *R. appenninica balernaensis* (Gandolfi), *R. appenninica appenninica* (Renz).

Sur un échantillon récolté également de la base de l'horizon, du versant gauche de la vallée de Tîrnava, de sa source, on a déterminé l'association suivante : *Rotalipora appenninica appenninica* (Renz), *R. evoluta* Sigal, *R. greenhornensis* (Morrow), *R. cushmani* (Morrow), *Hedbergella amabilis* L. et T., *H. planispira* (Tappan), *Haplophragmoides gigas minor* Nauss, *Ammobaculites problematicus* (Neagu), *Anomalina berthelini* (Keller), *Gaudryinella pseudosserata* (Cushman).

Les associations décrites sont caractéristiques pour la partie terminale du Cénomanien inférieur et moyen.

Un échantillon récolté de la partie moyenne-supérieure de l'horizon argilo-marneux rouge indique une association microfaunique identique à celle déterminée dans les dépôts flyschoides de Valea Tiganului, caractéristiques pour le Cénomanien supérieur-Turonien inférieur. La présence de quelques exemplaires de *Praeglobotruncana turonica* (Samuel et Salaj), *P. imbricata* (Mornod) et *Globotruncana renzi* Gandolfi nous suggère aussi l'existence du Turonien moyen. Nous apprécions l'épaisseur de cet horizon à 70-80 m.

2.2. Zone sud (couches de Deva)

Dans les couches de Deva (sens large) attribuées (nous le répétons) par Gheorghiu (1954) à un intervalle large, au Cénomanien-Éocène et par Lupu (en Ianovici et al., 1976) au Turonien-Coniacien, nous avons identifié et séparé plusieurs complexes bien individualisés du point de vue lithostratigraphique :

- le complexe gréso-marneux (Cénomanien moyen-Turonien inférieur) ;
- le complexe gréso-micacé = couches de Deva s. str. (Turonien supérieur-Campanien) ;
- le complexe rouge continental (Maastrichtien-Danien ?) ;
- le complexe marneux (Paléocène).

2.2.1. Complexe gréso-marneux (Cénomanien moyen-Turonien inférieur)

Sur les dépôts éocrétacés en faciès de Wildflysch de la partie nord de la zone sud reposent, d'une façon transgressive et discordante, des dépôts de flysch — grossiers dans la partie ouest (le secteur Boz-Dimbul Tîrnava) et marno-gréseux dans la partie est (le secteur de la vallée de Sulighete-Valea Ciinelului).

Dans le secteur ouest, la succession commence par un niveau de brèches polygènes qui supportent des grès et microconglomérats quartzitiques en couches décimétriques et des grès argileux gris en couches subcentimétriques. Par endroits les grès grossiers quartzitiques, à liant calcaire, forment des bancs épais de 2-3 m. Cette succession peut être bien observée sur la vallée de Tîrnava, amont du village de Tîrnăvița.



À partir de la vallée de Sulighete vers l'est, les dépôts de flysch gréseux grossier n'apparaissent que dans la base de la série. La partie supérieure de la série est représentée par une alternance de grès calcaires en plaques, avec des marnes gréseuses grises-noirâtres.

La position stratigraphique de ce complexe dans l'intervalle Cénomanien moyen-Turonien inférieur a été établie selon certaines associations microfauniques.

Les échantillons provenus des dépôts flyschoïdes grossiers de la vallée de Tîrnava, du versant droit de Valea Ciinelului, contiennent une riche association microfaunique, de laquelle on cite : *Rotalipora appenninica* (Renzi), *R. evoluta* Sigal, *R. cushmani* (Morrow), *R. greenhornensis* (Morrow), *Haplophragmoides gigas minor* Nauss, *Hedbergella planispira* (Tappan), *H. amabilis* L. et T., caractéristiques pour le Cénomanien moyen.

Dans un échantillon du ruisseau de Crista (affluent droit de la vallée de Sulighete) à côté de *Rotalipora* ci-dessus mentionnées apparaissent *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) et *Hedbergella amabilis* L. et T. qui indiquent le passage vers le Cénomanien supérieur.

Un échantillon récolté de la source du ruisseau de Crista, ainsi qu'un échantillon provenu des marnes de Valea Ciinelului indique une association caractéristique pour le Cénomanien supérieur-Turonien inférieur : *Rotalipora montsalvensis* Mornod, *R. montsalvensis* var. *minor* (Mornod), *Hedbergella amabilis* L. et T., *H. portsdownensis* (Williams et Michell), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Anomalina kelleri* (Mjatliuk), *Marsonella oxychona* (Reuss).

Dans un seul échantillon collecté du versant nord de la colline de Trîfan, on a reconnu, à côté des formes citées, *Praeglobotruncana turonica* (Samuel et Salaj), et *Globotruncana renzi* (Gandolfi) qui nous suggèrent aussi la présence du Turonien moyen.

Nous apprécions l'épaisseur du complexe à 100-150 m.

2.2.2. Complexe gréso-micacé == couches de Deva s. str. (Turonien supérieur-Campanien)

Dans l'extrémité sud de la région (vallée du Bicău-colline de Bejan) directement sur les schistes cristallins ou sur les dépôts éocrétacés en faciès de Wildflysch, repose d'une manière transgressive et discordante une succession monotone, gréseuse, micacée, à une épaisseur de presque 200 m.

La série est composée de grès grossiers et fins à liant calcaire, ferrugineux par endroits, friables, mal séparés et qui ne sont pas grano-classés, disposés en couches de 0,2 m jusqu'à 3-4 m ; ce qui est caractéristique à ces grès c'est leur séparation en dalles à faces planes ou peu ondulées ; de même on remarque la présence abondante de la muscovite.

Entre les grès apparaissent des intercalations de marnes et marnes gréseuses sableuses, disposées en couches subcentimétriques et centimétriques. À la partie supérieure de la série les grès micafères alternent avec les marnes blanchâtres.

Dans le versant gauche de la vallée de Bicău, sur le ruisseau nommé Pîriul Strîmb (fig. 3), sur les schistes cristallins apparaissent des



microbrèches grises-jaunâtres, dont les éléments sont formés presque en exclusivité par des schistes cristallins, qui, à la verticale, passent à une alternance de marnes grises en plaques et grès micafères en couches décimétriques.

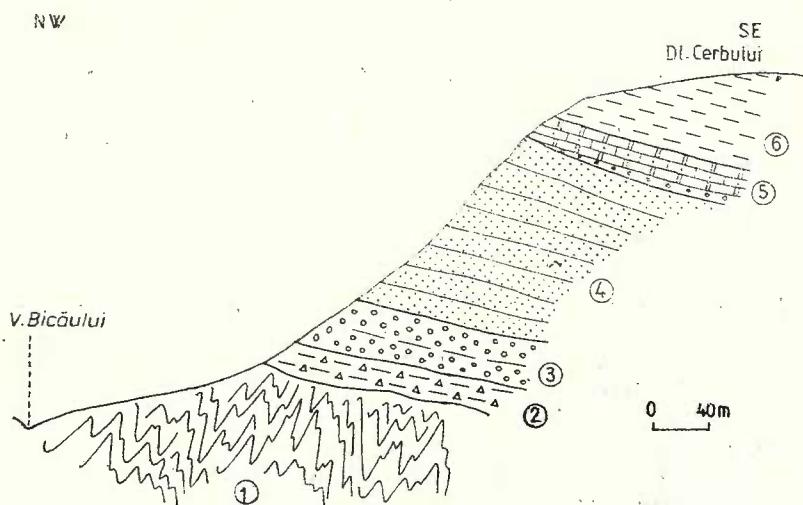


Fig. 3. — Succession des dépôts néocrétacés dans le versant gauche de la Vallée de Bicău.

1, schistes cristallins ; 2, brèches avec des éléments de cristallin ; 3, microcongolomérats et grès grossiers, micafères ; 4, grès micafères avec des intercalations de marnes griseuses ; 5, calcaires blancs crayeux, grès calcaires ; 6, marnes, marnes griseuses jaunâtres ($2+3+4 =$ couches de Deva s. str.; $5+6 =$ Paléocène).

En grand, ces dépôts ont constitué le prototype de la description des „couches de Deva“. C'est pour cela que nous avons considéré qu'il est bien d'employer le nom de couches de Deva en sens restreint seulement pour ce complexe bien individualisé du point de vue lithologique.

Nous avons attribué ce complexe à l'intervalle Turonien supérieur-Campanien, tenant compte des associations microfauniques déterminées dans les échantillons collectés.

Les échantillons prélevés des marnes qui apparaissent dans la base de la série dans les versants de la vallée de Bicău contiennent l'association microfaunique suivante : *Marginotruncana pseudolinneana* (Pessagno), *Globotruncana renzi* (Gandolfi), *G. angusticarinata* (Gandolfi), *G. inornata* Bolli, *G. globigerinoides* Brotzen, association qui indique la partie sommitale du Turonien supérieur-Coniacien.

Dans un échantillon récolté de la source de la vallée de Bicău apparaît l'association microfaunique suivante : *Globotruncana globigerinoides* Brotzen, *G. angusticarinata* Gandolfi, *G. lapparenti* Brotzen, *G. wilsoni* Bolli, *G. bulloides* Vogler, *Rugoglobigerina pilula* Belfort,

R. bulbosa Belfort. Cette association est caractéristique pour le Santorien inférieur.

Dans un échantillon récolté des intercalations marneuses de la partie supérieure du complexe (le versant sud de la colline de Bejan), immédiatement sous les dépôts paléocènes, on a identifié une association microfaunique qui indique aussi la présence du Campanien : *Globotruncana ganseri ganseri* Bolli, *G. havanensis* Voorwijk, *G. ventricosa* White, *G. lapparenti* Brotzen, *Dorothia crassa* (Marsson), *Rugoglobigerina ordinaria* Subb.

Donc les couches de Deva s. str. occupent l'intervalle Turonien supérieur (sa partie terminale)-Campanien. Il est possible que la sédimento-génèse de cette série ait continué même dans le Maastrichtien inférieur, si on juge d'après les nombreuses formes maastrichtiennes remaniées des dépôts paléocènes.

2.2.3. Complexe rouge continental (Maastrichtien-Danien ?)

À la partie sud du secteur on a séparé des dépôts grossiers rouges, continentaux, surmontant les couches de Deva s. str. ou d'autres termes stratigraphiques.

Le plus ample développement des dépôts rouges continentaux est enregistré dans le secteur de Boz, où ils sont supportés par de divers termes stratigraphiques.

Le complexe est constitué de conglomérats faiblement consolidés et de graviers à matrice argilo-gréseuse sableuse, friable, rouge, de grès grossiers violacés et verdâtres, tuffogènes par endroits, d'argiles, d'argiles gréseuses rouges. Dans un affleurement du versant gauche de Valea Bisericii on distingue très bien le caractère continental-fluviatile de ces dépôts, à stratification entrecroisée, qui ne sont pas grano-classés. Leur faciès ressemble beaucoup aux graviers d'Almașu Mare (Badénien) du secteur étudié, et auxquels, d'ailleurs ils ont été partiellement rapportés. Les argilites et les argilites gréseuses rouges de l'extrême sud-est du périmètre ont été considérées comme niveaux dans les couches de Deva.

À la lumière de la succession nouvelle, établie pour les dépôts néocrétacés de la partie sud du secteur, nous attribuons ces dépôts à l'intervalle Maastrichtien (probablement supérieur)-Danien ; ils reposent sur les dépôts du Turonien supérieur-Campanien et sont transgressivement recouverts par des dépôts paléocènes.

2.2.4. Complexe marneux (Paléocène)

Sur les couches de Deva s. str. de l'extrême sud-est de la région repose un complexe prépondéramment marneux.

Du point de vue lithofacial, ces dépôts présentent des caractères distincts (premièrement vis-à-vis des couches de Deva s. str. auxquelles ils sont associés et dans lesquelles on les a inclus), pouvant être observés et délimités sur le terrain.

Comme ces dépôts marneux occupent la cime des collines, étant situés sur les couches de Deva s. str. qui, généralement, sont plus ou



moins horizontales, à des pendages entre 5-10°, la limite entre les deux complexes suit en grand la courbe de niveau, créant l'impression d'une continuité de sédimentation entre eux. Pourtant les rapports sont de discordance et transgression ; vers le nord les dépôts du complexe marneux dépassent les couches de Deva *s. str.*, comme on voit dans Dealul

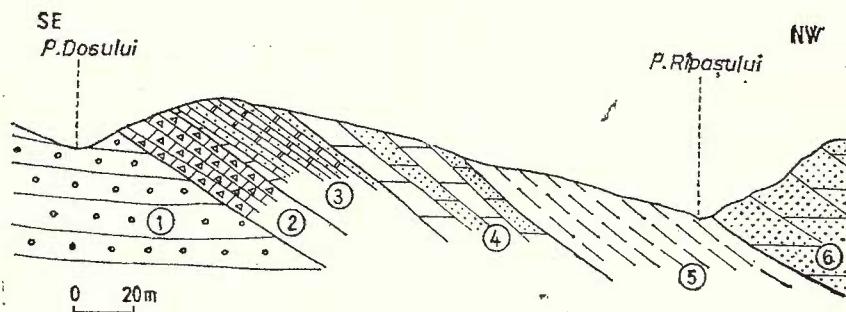


Fig. 4. — Succession des dépôts paléocènes dans le versant droit de la Vallée de Sulighete.

1, couches de Deva *s. str.* (Turonien supérieur-Campanien) ; 2, conglomérats brécheux argilo-calcaires ; 3, calcaires fins en plaques, grès calcaires, marnes ; 4, marnes et marnes gréseuses ; 5, marnes argileuses rubanées ; 6, marnes sableuses ($2+3+4+5+6 =$ Paléocène).

Măgulicea et dans Dealul Bejan-Dealul Plopilor, où ils sont supportés par des termes inférieurs (dépôts continentaux rouges et dépôts appartenant au Cénomanien moyen-Turonien inférieur).

On peut observer une succession claire de ce complexe dans le versant droit de la vallée de Sulighete, dans les ruisseaux nommés Pîrîul Dosului et Pîrîul Rîpașului, sur un chemin en pente.

Ici (voir fig. 4), juste dans la courbe du chemin au dessus de Pîrîul Dosului, sur les grès intensivement micacés des couches de Deva *s. str.* (1) à position quasihorizontale (pendages de 5-7° vers le nord), il y a un paquet épais de 1,5-3,0 m, disposé d'une manière discordante, de conglomérats brecho-calcaires à liant argilo-gréseux gris, dans lequel apparaissent des intercalations minces de calcaires schisteux et argilites grises-blanchâtres (2). À la verticale elles passent à un paquet à rythmité plus marquée, épais de 6-8 m (3) : calcaires gréseux et marno-calcaires gris-verdâtres, parfois violacés, disposés en couches centimétriques, calcaires très fins, blancs, crayeux (par endroits à aspects de calcaires lithographiques) en couches minces, subcentimétriques, à des facettes parfaitement planes, à beaucoup de muscovite sur les faces de couche. Dans la succession suit un paquet surtout marneux qui affleure jusqu'au ruisseau nommé Pîrîul Rîpașului, sur une épaisseur de 60-70 m. Dans sa base (4) apparaissent des alternances de marnes jaunâtres-café à des grès marneux gris, mous, qui, après 8-10 m, passent à une succession monotone de marnes rubanées (5). Dans le versant

gauche de Pîriul Rîpaşului sur la succession marneuse monotone (rubanées par endroits) repose un paquet épais d'environ 20 m de marnes sableuses et marnes gréseuses blanches-jaunâtres à des nuances café, sans stratification (6).

Ce complexe, surtout marneux, apparaît de nouveau dans l'extrême sud-ouest de la région, à l'ouest de Valea Bozului. À la différence de la zone est (Sulighete-Bejan), ici les dépôts marneux et marnogréieux sont disposés en couches centimétriques et décimétriques rythmiques, par endroits à caractère de flysch (la source de Valea Bisericăi). De même, dans ce secteur l'aspect rubané des marnes est moins évident.

Le complexe a une épaisseur de 50-80 m. Nous avons attribué à ce complexe, surtout marneux, un âge paléocène sur des critères d'ordre microfaunique. Un très grand nombre d'échantillons récoltés de toute l'aire d'affleurement du complexe marneux contiennent une association microfaunique de Globigerines pélagiques, caractéristiques pour le Paléocène.

Nous citons l'association suivante : *Globigerina triloculinoides* Plummer, *G. pseudobulloides* Bolli, *G. taroubaensis* Brown, *G. daubjergensis* Brown, *G. linaperta* Filay, *G. prolata* Bolli, à des remaniements du Turonien, Turonien supérieur-Coniacien, Campanien-Maastrichtien.

L'association est composée de foraminifères „*in situ*“ et d'une riche microfaune remaniée de formations plus anciennes, crétacées supérieures.

La plupart des exemplaires „*in situ*“ sont de taille plus petite que ceux remaniés, ce qui suggère l'existence des conditions de vie précaires, plus défavorables dans le Paléocène que dans le Crétacé supérieur. On a remarqué, également que les formes „*in situ*“ sont subordonnées, en nombre, aux formes remaniées, dans beaucoup de cas.

Les espèces citées marquent la première occurrence des Globigerines dans le Tertiaire. La littérature de spécialité cite ces espèces de Globigerines au niveau du Paléocène, dans la formation de Lizard Spring inférieure de Trinidad (Bolli, 1957 ; Bronnimann, 1952), dans les couches de Sotrile inférieures (Tocorjescu, 1963), dans l'Amérique du Nord (Loeblich, Tappan, 1957).

Il est possible que la série que nous attribuons au Paléocène comprenne aussi la base de l'Éocène. Nous tenons compte du fait que les espèces de *Globigerina prolata* et *G. taroubaensis*, moins fréquentes à la partie supérieure du complexe ne sont citées qu'à la partie tout-à-fait supérieure du Paléocène et dans l'Éocène.

Dans la région sont également présentes des formations néogènes, attribuées au Badénien inférieur (grès grossiers, conglomérats, argiles, graviers) et au Badénien supérieur (pyroclastites andésitiques). De même, dans la région apparaissent également des graviers pléistocènes sur les cimes plats et dans les terrasses de Mureş.

Comme par la succession des dépôts crétacés proposée dans cet ouvrage on a mis en relief aussi des aspects inédits, d'ordre tectonique et paléogéographique, à des implications régionales, ces dépôts vont faire l'objet d'un autre ouvrage, ici n'étant soulignés que certains aspects.



À la partie sud-ouest des Metaliferi sont individualisées dans le Néocomien trois zones distinctes : une zone nord, ophiolitique (quasi-exondée à la fin du Néocomien), une zone centrale submergée, de fossé, où s'accumulent des dépôts à caractère flyschoïde (couche de Căbești), et une zone sud plus élevée, où s'accumulent des dépôts éocrétacés en faciès de Wildflysch (formation de Wildflysch). Ces zones se sont présentées de cette manière-ci jusque pendant les mouvements intraturoniens (phase méditerranéenne).

La submersion de la zone centrale s'est produite sur le linéament des failles profondes, actives, orientées approximativement ouest-est, liées aux mouvements de la fin du Néocomien.

Les déformations mésocrétacées (albiennes) ont eu un caractère plicatif et ruptural accentué. Le résultat principal de ces déformations a été une réduction considérable, un rétrécissemement des aires de sédimentation antéparoxismales. Les dépôts éocrétacés forment des structures étroitement plissées, fréquemment verticales, parfois à des vergences nord, plus rarement sud, orientées généralement ouest-est, faillées longitudinalement. Dans la région on ne peut suivre des structures plissées majeures, sur de grandes distances, à cause de nombreuses failles transversales qui les divisent.

Pendant ces déformations se manifestent peut-être de grandes pressions du sud (Bloc Poiana Ruscă), qui impriment localement aux structures des vergences nord et esquisse la ligne majeure sur le linéament de laquelle la formation de Wildflysch (au sud) commence chevaucher les couches de Căbești (de nord).

Le diastrophisme subhérzinique (phase méditerranéenne) est une étape importante dans la structogenèse de cette partie des Metaliferi. Les déformations intraturonniennes ont un puissant caractère ruptural et, tout-à-fait subordonné, plicatif (les couches de Fornădia ainsi que le complexe basal des couches de Deva présentent de grandes ondulations, à des inclinaisons réduites).

Dans cette phase s'individualise la ligne tectonique majeure de Boz-Tirnava-Fornădia, sur le linéament de laquelle la formation de Wildflysch à des dépôts néocrétacés (antésénoniens) chevauche du sud au nord les couches de Căbești et les couches de Fornădia. Les dépôts accumulés après cette phase intraturonienne (sénoniens-paléocènes) se comportent comme des formations post-tectoniques, étant déposés également dans la zone centrale avec les dépôts des couches de Căbești.

Dans le Maastrichtien supérieur, les déformations laramiques mènent à l'exodation de tout le territoire, en s'accumulant des dépôts continentaux, les eaux revenant dans la partie sud-est de la région au début du Paléocène.

En conclusion, dans la région on distingue trois zones de sédimentation, qui se comportent comme unités tectoniques distinctes et qui, comme on va montrer dans un ouvrage ultérieur, ont un grand développement dans les Monts Metaliferi-Trascău : une zone nord ophiolitique, une zone centrale (unité de Căbești), et une zone sud (unité de Deva). Jusqu'à présent, la partie sud-ouest des Monts Metaliferi a été consi-



dérée comme appartenant à une seule unité structuro-faciale, l'unité de Căpîlnaş-Techereu (Lupu, en Ianovici et al., 1976).

Le contact tectonique de la zone nord et l'unité de Căbeşti est plus difficile à préciser ; il apparaît généralement comme une ligne majeure, ouest-est, presque verticale, difficile à suivre dans le terrain cause de nombreuses failles transversales.

Entre l'unité de Căbeşti et celle de Deva il y a des rapports évidents de chevauchement.

BIBLIOGRAPHIE

- Bleahu M., Savu H., Borcoş M. (1964) Harta geologică a R. S. România scara 1 : 200 000, Foaia Brad, Inst. geol. geofiz., Bucureşti .
- Bolli H. M. (1957) The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene-Lower Eocene Lizard Springs formation of Trinidad. *B.W.I., U.S. Nat. Mus. Bull.*, nr. 215, p. 61-81, Washington.
- Bordea S., Constantinescu R. (1975) Harta geologică a R. S. România scara 1 : 50 000, Foaia Blăjeni, Inst. geol. geofiz., Bucureşti.
- Bronnimann P. (1952) Trinidad Paleocene and Lower Eocene Globigerinidae. *Bul. Amer. Poll.* 34, nr. 43, p. 1-34.
- Gheorghiu C. (1954) Studiu geologic al văii Mureşului între Dobra şi Deva. *An. Com. Geol.* XXVII, Bucureşti.
- Gherasi N., Mureşan M., Mureşan G., Kräutner F., Lupu M., Marinescu F., Savu H., Arghir-Drăgulescu A. (1965) Harta geologică a R. S. România scara 1 : 200 000, Foaia Deva, Inst. geol. geofiz., Bucureşti.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. al României*, XXI, p. 181-463, Bucureşti.
- Ianovici V., Giuşcă D., Ghițulescu T. P., Borcoş M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi. Ed. Acad. RSR, 741 p., 3 pl., Bucureşti.
- Borcoş M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dumitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munţilor Apuseni. Ed. Acad. RSR, 528 p., Bucureşti.
- Jude R., Teodoru I., Teodoru C., Tabacu M., Popescu C., Ionescu D., Codarcea F., Scarlat L. (1962) Raport, arhiva IGPSMS, Bucureşti.
- Loeblich A. R., Tappan H. (1957) Planktonic foraminifera of Paleocene and Early Eocene Age from the Gulf and Atlantic Coastal Plains. *U. S. Nat. Mus. Bull.* nr. 215, p. 173-198, Washington.
- Mantea G., Bordea S., Bordea J., Georgescu V., Purecei R. (1965) Raport, arhiva IGPSMS, Bucureşti.
- Neagu T. (1970) Micropaleontological and stratigraphical study of the Upper Cretaceous deposits between the upper valleys of the Buzău and Rîul Negru Rivers (Eastern Carpathians). *Mémoires*, XII, p. 1-109, Bucureşti.

³ Les analyses micropaléontologiques ont été faites par Viorica Cosma et Zorela Munteanu (IPGG Bucureşti).



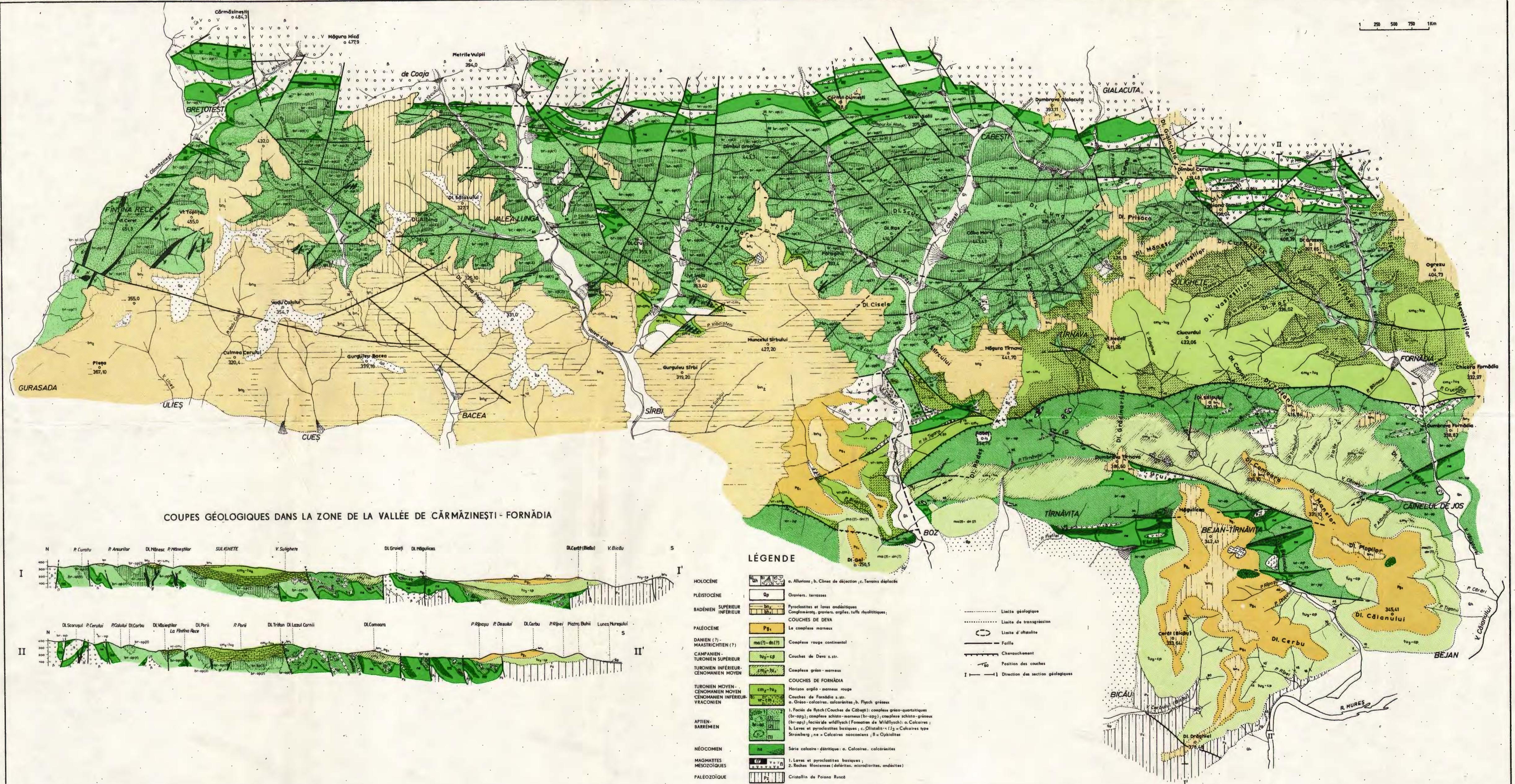
- Papiu C. V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea. *Acad. RPR, Bul. st., sec. biol., geol., geograf.*, V I, p. 107-213, Bucureşti.
- Purecel R., Ionescu O., Alexandru C., Damian R., Cosma V., Munteanu Z. (1979) Raport, arhiva IGPSMS, Bucureşti.
- Alexandru C., Cibotaru T., Ionescu O., Cismaru G., Nedelcu C., Cosma V., Munteanu Z. (1980) Raport, arhiva IGPSMS, Bucureşti.
- Teodoru I., Teodoru C., Caravețeanu C. (1968) Raport, arhiva IGPSMS, Bucureşti.
- Tocorjescu M. (1963) Studiu micropaleontologic al depozitelor succesiunii Cretacicului superior-Paleocen de pe valea Mitoii, reg. Laicăi. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V*, Bucureşti, 1961, II, p. 257-293.



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA ZONE DE LA VALLÉE DE CĂRMĂZINEŞTI - FORNĂDIA (MONTS METALIFERI)

Pl. I

R. PURECEL et al., Le Crétacé de la Vallée de Cărmăzineşti



COLONNES LITHOSTRATIGRAPHIQUES À LA PARTIE SUD-QUEST DES MONTS METALIFÉRIENS

0 100 200 300m

R. PURECEL et al. Le Crétacé de la Vallée de Cărmăzinești

Pl. II

ZONE CENTRALE NORDIQUE (Unité de Căbești+zone ophiolitique)		BADÉNIEN	PALÉOCÈN	DANIEN(?) MAASTRICHTIEN(?)	ZONE SUDIQUE (Unité de Deva)
SENONIEN	?				CAMPIANIE TURONIEN SUPERIEUR
TURONIEN MOYER		Horizon argilo-marneux rouge Argiles marneuses violacées et marnes gréseuses faunaires avec intercalations de grés micacées en plaques			TURONIEN INFÉRIEUR
CÉNOMANIEN MOYER		Horizon détritique calcaire (Couches de Fornâdia s.str.) a) Flysch gréseux grossier b) Calcaire détritiques massifs; gréo-calcaires, conglomérats calcaires			CÉNOMANIEN INFÉRIEUR
CÉNOMANIEN INFÉRIEUR		Conglomérats polymictiques et brèches Couches de Căbești			VRACONIEN
VRACONIEN		Complexe supérieur gréseux quartzique (flysch gréseux) Grès quartziques massifs, grés micacées en plaques avec des intercalations de schistes argilo-gréseux			APTIEN
APTIEN		Complexe moyen schisto-marneux Argiles noires en plaques, marnes argilo-gréseuses avec des intercalations de grés calcaires, marno-calcaires sidéritiques, calcaires			Schistes argileux noirs avec des intercalations de microconglomérats quartzitiques, grés, tufs basiques
BARREMIEN		Complexe inférieur schisto gréseux Argiles noires feuilletées en alternances avec des grés quartzitiques diaclasés et de grés calcaires			Marna-calcaires sidéritiques
NEOCOMIEN		a) Série détritique calcaire Conglomérats et grès grossiers calcaires Alternance de calcaires détritiques, marno-calcaires, grés calcaires en plaques, diaclasés b) Calcaires gris massifs (calcaires typ Stramberg) c) Série épiclastique (vulcanogène sédimentaire)			Conglomerats tilloides
JURASSIQUE SUP.	c b d	d) Formation ophiolitique Laves et pyroclastites basiques (β) Roches filonniennes (d α): dolérites, andésites, oligophyres			Paraconglomérats polymictiques Argiles noires et argilites violacées à des blocs de calcaires néojurassiques (γ), ophiolites (β), schistes cristallins (Pz)
JURASSIQUE INFÉRIEUR+MOYEN?		Schistes quartzitiques, schistes sericito-chloriteux, phyllites, métatufs basiques			Série détritique calcaire Calcarénates et marno-calcaires en plaques, schistes argilo-marneux gris
PALÉOZOIQUE					Laves et pyroclastites basiques (Jurassique supérieur-Aptien)
					Schistes sericito-chloriteux, phyllites

4. STRATIGRAFIE

ASUPRA UNOR CINERITE DIN PARTEA CENTRALĂ ȘI NORDICĂ A CARPAȚILOR ORIENTALI¹

DE

GRIGORE ALEXANDRESCU², TITUS BRUSTUR³, VASILE MATEI³,
ALEXANDRU ANTONESCU³

*Cinerites. Bentonites. Dysodile shales. Upper Oligocene — Lower Miocene.
Mineralogic composition (Montmorillonite, Chrysotile). East Carpathians.*

Abstract

On Some Cinerites from the Central and Northern Areas of the East Carpathians. The present note treats upon the dacitic cinerites (the Falcău Tuff) and the associated bentonites occurring in the central and northern areas of the Romanian East Carpathians. The Falcău Tuff occurs at the top of the upper dysodile shales (Upper Oligocene-Lower Miocene), being overlain by the upper menilites. The mineralogical composition of the Falcău Tuff consists of montmorillonite, chrysotile, quartz, plagioclase feldspars and illite. The bentonites consist mainly of montmorillonite and small amounts of chrysotile.

I. Introducere

În depozitele oligocen-miocen inferioare ale flișului paleogen, din zona de curbură a Carpaților Orientali, se cunosc, de mai multă vreme, intercalări de cinerite și bentonite atât în stratele de Pucioasa cu șisturi bituminoase, în rocile silicioase de origine organică sau gresia de Kliwa, stratele de Vinețiu, stratele de Izvoarele, cît și în stratele de Podu Morii (Teisseyre, 1911; Filipescu, 1934; Stoica, 1944; Anton, 1944; Olteanu, 1952; Popescu, 1952; Pătrut, 1955; Grigoraș, 1955 etc.). Acestea apar în strate centimetrice (1-10 cm) sau metrice (1-3 m).

¹ Depusă la 23 aprilie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 18 mai 1981, comunicată în ședința din 29 mai 1981.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.

³ Întreprinderea de prospecții geologice și geofizice, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



În partea centrală a Carpaților Orientali, respectiv în structurile externe ale pînzei de Tarcău, cinerite de natură dacitică, cu grosimi cuprinse între 0,50-2,00 m, au fost semnalate de Albu (1952 a, 1952 b) în zona Tg. Ocna⁴ și Culmea Berzunțului și de Olteanu (1954). După Albu, aceste cinerite se găsesc situate sub meniile superioare, într-un orizont flișoid (la vest și est de dealul Corhana, la Brătești; fig. 1, punctul 12 și la obîrșia pîriului Rupturi, la Vilcoele-Tg. Ocna; fig. 1, punctul 13), pe care îl echivalează cu stratele de Podu Morii.

În bazinul văii Tazlăul Sărăt, în șisturile disodilice superioare ale unității de Zemeș au fost identificate (Mirăuță, 1969) trei intercalării, de 10-15 cm grosime, de tufuri dacitice parțial bentonitizate (fig. 1, punctul 11). După Mirăuță (1969), „unitatea de Zemeș ar reprezenta o unitate alohtonă independentă, cu caractere de tranziție între partea externă a pînzei de Tarcău și unitatea cutelor marginale, fiind de tipul unei lame de şariaj“.

În semifereastra Slănic-Oituz (= unitatea cutelor marginale), prezența cineritelor în cuprinsul șisturilor disodilice superioare a fost semnalată de Drăghici et al. (1964). Autorii au identificat două nivele de cinerite, unul, alterat-bentonitizat, gros de 8 cm, situat la baza meniilelor superioare (la confluența pîriului Sasului cu valea Slănicului) și altul, gros de 2 m, localizat la baza meniilelor terminale (pîriul Dobru) într-o secvență asemănătoare litologic, după autori, strateelor de Gura Soimului. Prezența cineritelor din această parte a Carpaților Orientali (văile Slănicului și Oituzului), în șisturile disodilice superioare a fost confirmată și prin lucrările de prospecțiuni geologice efectuate de IPGG (Matei et al., 1977, 1978), precum și de lucrările miniere efectuate de IPEG Suceava (F. Florea, comunicare orală).

La sud de valea Bistriței, respectiv în bazinul văii Tazlăul Mare, au fost semnalate rare intercalării subțiri (1-5 cm) de argile bentonitice situate într-un pachet flișoid cu argile verzi și roșii, la partea superioară a șisturilor disodilice superioare aparținând sinclinalului Agârcia-Rotâria, sinclinalului Soim-Doamna și anticlinalului Măgura Tazlăului-Mestecăcan (Mitrea et al., 1977).

În partea nordică a Carpaților Orientali, respectiv bazinul văii Moldova, prezența cineritelor în șisturile disodilice superioare, a fost semnalată de Dicea (1974) în bazinul pîriului Izvor, affluent pe dreapta văii Moldovei și de Grasu (1980) în bazinul văii Rîșca-Neamț. De asemenea, Ionesi și Petreus (1978) citează din stratele de Gura Soimului (pîraiele Gălășeni, Isachia și Slatina) două intercalării de tufuri, cu grosimi de 5 cm și, respectiv 30 cm. Pentru a diferenția aceste tufuri de alte nivele cunoscute în Carpații Orientali, în depozitele oligocene, autorii numesc aceste tufuri „tuful de Slatina“ (Ionesi și Petreus, 1978).

Pe teritoriul Carpaților Orientali din U.R.S.S., prezența cineritelor este menționată în mai multe zone: valea Ceremușului Alb (fig. 1, punctul 3; Dosin, 1964), valea Ceremușului Negru (fig. 1, punctul 2, Vulcin și Kulcițki, 1959) și pîriul Cecive din apropierea localității Dolina (fig. 1, punctul 1; Vialov et al., 1951).

Cineritele din bazinul văii Ceremușul Alb (depresiunea central carpatică), respectiv de pe cursul superior al pîriului Rîpeni, affluent al văii Putila, apar la sud de localitatea Putilovsk, fiind situate în depo-

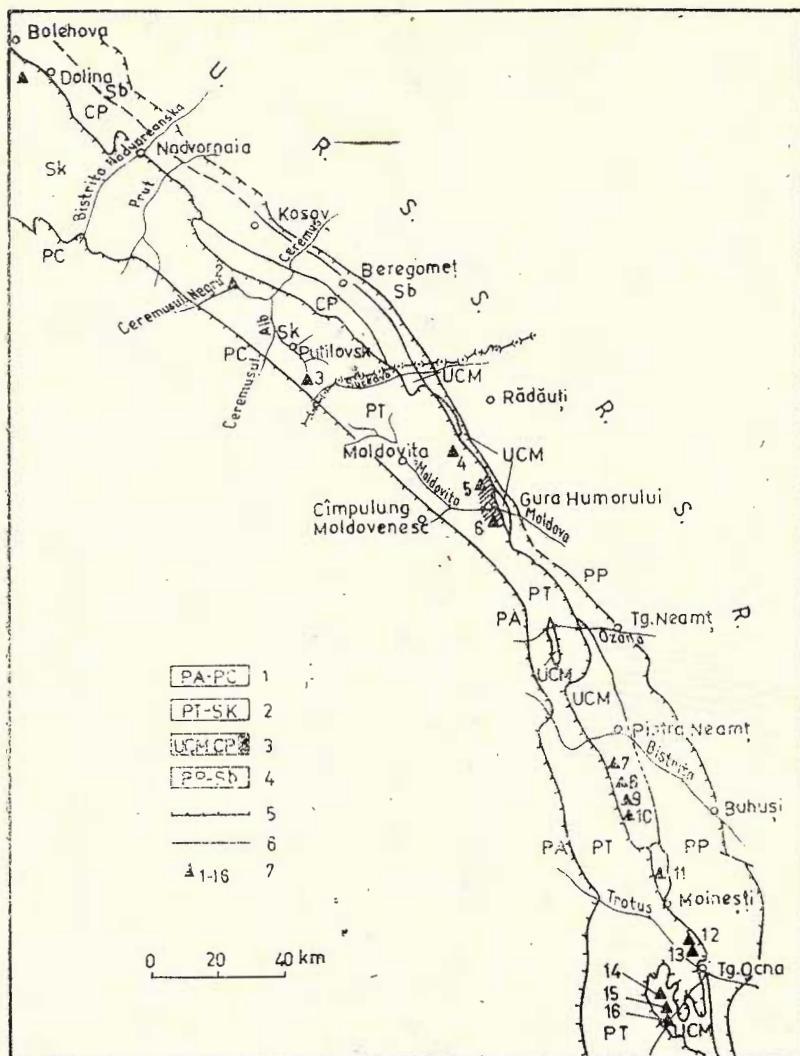


Fig. 1. — 1, Unitatea de Audia = pînza de Cernahora ; 2, Unitatea de Tarcău + Unitatea de Skole + depresiunea central carpatică + pînzele sileziană și subsileziană ; 3, Unitatea cutelor marginale = Cutele Pocuției. Porțiunea hașurată din valea Moldovei = Unitatea Humorului (*sensu* Ionesci, 1961) ; 4, Unitatea pericarpatică = Unitatea de Stebnik ; 5, linie de șariaj ; 6, linie tectonică principală ; 7, loc de aflorare a tufului și bentonitelor (1-16).

1, Unité d'Audia=nappe de Cernahora ; 2, Unité de Tarcău=Unité de Skole+dépression centrale carpathique+nappes silésienne et subsilésienne ; 3, Unité des plis marginaux=Plis de Pocutie. Aire hachurée de la vallée de Moldova=Unité de Humor (*sensu* Ionesci, 1961) ; 4, Unité péricarpatiche=Unité de Stebnik ; 5, ligne de charriage ; 6, ligne tectonique principale ; 7, lieu d'affleurement du tuf et des bentonites (1-16).

zitele de tip Krosno și anume la baza stratelor de Krosno superioare, cu o grosime de 1-1,5 m. După descrierea lui Dosin (1964), stratele de Krosno superioare din regiunea Putila ar fi, după părerea noastră, aproape identice cu stratele de Vinețiu din bazinile văilor Suceava, Brodina și Moldovița (partea internă a părții de Tarcău). Situate peste gresia de Fusaru și gresia de Kliwa, aceste cinerite denumite „tuful de Ripeni“ (Dosin, 1964) ar fi sincrone, după Dosin, cu tuful de Cecivinsk (Vialov et al., 1951) din regiunea Dolina-Bolehova.

Cineritele din valea Ceremușului Negru au fost identificate la sud de localitatea Jabie, în versantul stâng al Ceremușului Negru, la cca 50 m aval de gura pârâului Krasnik, în aşa-numitele „strate de trecere“ (= pachetul de roci situat între menilitice tipice și stratele de Krosno). Tufurile apar sub forma unor intercalări de 3-5 cm grosime, ajungind împreună cu argilele și argilitele albe sau cenușiu-inchise pînă la negre, la o grosime de cca 5 m, fiind foarte caracteristice din punct de vedere litologic. După părerea noastră, probabil că „stratele de trecere“ aparțin șisturilor disodilice superioare. După Vulcin și Kulcițki (1959), este foarte probabil ca tufurile din regiunea Jabie să fie sincrone cu tuful de Cecivinsk din regiunea Dolina, fiind legate de aceeași manifestare vulcanică efusivă.

În regiunea Dolina-Bolehova, cineritele sunt menționate pe pîrul Cecive, la partea superioară a „suitei menilitice superioare“, suită care corespunde, probabil, cu șisturile disodilice și menilitice superioare din partea centrală și nordică a Carpaților Orientali din țara noastră. Aici grosimea cineritelor ajunge la cîteva zeci de metri. Din punct de vedere petrografic, tufurile din zona Cecive (numite de autorii sovietici „tuful de Cecivinsk“) reprezintă tufuri liparitice acide (Vialov et al., 1951). Unul dintre autori (Ladîjenski) afirmă că a menționat prezența acestor cinerite încă din anul 1938, în carotele de foraj din zona Nebilovala.

II. Date stratigrafice sumare

Pentru a preciza poziția stratigrafică a cineritelor și bentonitelor pe care le-am identificat între valea Slănicului, la sud și valea Sucevei, la nord, redăm succint, în cele ce urmează, alcătuirea stratigrafică a seriei oligocen-miocen inferioară din unitatea de Tarcău și unitatea cutelor marginale, subliniind, acolo unde este cazul, faptele noi de observație care întregesc cunoașterea fiecărei entități litostratigrafice.

A) Unitatea de Tarcău

Seria oligocen-miocen inferioară din cadrul părții de Tarcău din bazinile văilor Sucevița și Moldova este constituită din următoarele entități litostratigrafice (fig. 2) :

1. *Strate de Lingurești* (Stoica, 1944 ; 10-20 m). Sunt constituite din roci pelitice (șisturi disodiliforme) și, uneori, arenite cuarțo-feldspatice de tip Kliwa sau de tip Fusaru, cu grosimi centimetrice pînă la decimetrice. Pe unele profile (pîrul Maghernița, afluent al văii Voroneț etc.), arenitele de tip Kliwa au o dezvoltare mai mare (1-5 m grosime) în care caz sunt cunoscute sub numele de gresie de Fierăstrău



(Dumitrescu, 1952). În bazinul văii Sucevița gresia de Fierăstrău a fost pusă în evidență de Micu (1981).

2. *Marne bituminoase și menilite inferioare* (20-40 m). Prezintă aceleiasi caractere petrografice cunoscute în tot lungul arcului carpatic.

3. *Şisturi disodilice inferioare* (180-200 m). Se prezintă cu caracterele petrografice cunoscute. La partea inferioară a acestora, la cca 4-6 m deasupra limitei cu marnele bituminoase se întlnesc constant șisturi calcaroase de Jaslo, pe o grosime de 1-1,5 m, identice cu șisturile de Jaslo de la stratotip (R. P. Polonă).

4. *Gresia de Fusaru* (Popești-Voiești, 1910 ; 500-600 m). În zona internă a pînzei de Tarcău (fig. 2), corespunzătoare depresiunii central carpatic, gresia de Fusaru are o dezvoltare mare în valea Moldoviței, mai ales la vest de anticinalul Vama-Argel. Este constituită din strate metrice (1-5 m) de arenite în alternanță cu pelite cenușii sau brune de tip pseudo-disodilic. Remarcăm faptul că, și în gresia de Fusaru se găsesc intercalații subțiri de șisturi calcaroase de tip Jaslo (pîriul Deia etc.), situate la cca 400 m peste baza acesteia.

5. *Gresia de Kliwa* (Paul și Tietze, 1877 ; 100-150 m). În partea mediană și marginală a pînzei de Tarcău (fig. 2) se dezvoltă o gresie alb-gălbui, cuarțoasă, dispusă în strate submetrice și metrice (0,90-20 m) cu intercalații de pelite brun-negricioase, disodilice, în strate de 1-3 m grosime. Ca și gresia de Fusaru, gresia de Kliwa are intercalații subțiri de șisturi calcaroase de tip Jaslo (pîriul Ascuns, pîriul Bucșoița etc.), care constituie un bun reper stratigrafic în corelarea celor două entități lithostratigrafice.

6. *Strate de Vinețisu* (Grigoraș, 1955). Sînt constituite dintr-o alternanță ritmică de arenite cu structură convolută și pelite cenușii, dispuse în strate de 0,05-0,20 m sau mai groase. Stratele de Vinețisu prezintă, în general, aceleiasi trăsături cu cele din zona stratotipului (pîriul Vinețisu). Stratele de Vinețisu (200-500 m grosime) se dispun atât peste gresia de Fusaru (în partea internă a pînzei de Tarcău) cît și pe gresia de Kliwa din zona mediană a aceleiasi unități. Menționăm că stratele de Vinețisu prezintă numeroase structuri biogene (trace fossils) dintre care amintim formele de *Helminthopsis*, *Taphrhelminthopsis* și mai ales *Sabularia*. Precizăm că pe pîriul Rîjovata (afluent al văii Săcrieș) în stratele de Vinețisu apare o intercalație, de cca 10 m grosime, de șisturi argiloase bituminoase, de tipul șisturilor disodilice, care ar reprezenta, probabil, echivalentul șisturilor disodilice și menilitelor superioare din zonele mai externe ale pînzei de Tarcău.

7. *Şisturi disodilice superioare* (100-150 m). Gresia de Kliwa, dezvoltată în zonele mai externe ale pînzei de Tarcău (bazinul văii Humorului, pîriul Izvorului și unii afluenți pe stînga ai văii Suha Mică), este urmată de o succesiune alcătuită preponderent din șisturi argiloase disodilice și, subordonat, arenite de tip Kliwa sau rudite cu elemente de roci verzi de tip dobrogean. Spre partea superioară a șisturilor disodilice, în apropierea limitei cu menilitele superioare, apar, la diferite nivele, intercalații subțiri (1-10 cm) de argile cineritice sau bentonitice. Prezența disodilelor și menilitelor superioare în bazinul văii Moldova a fost semnalată de Băncilă (1952, p. 7).



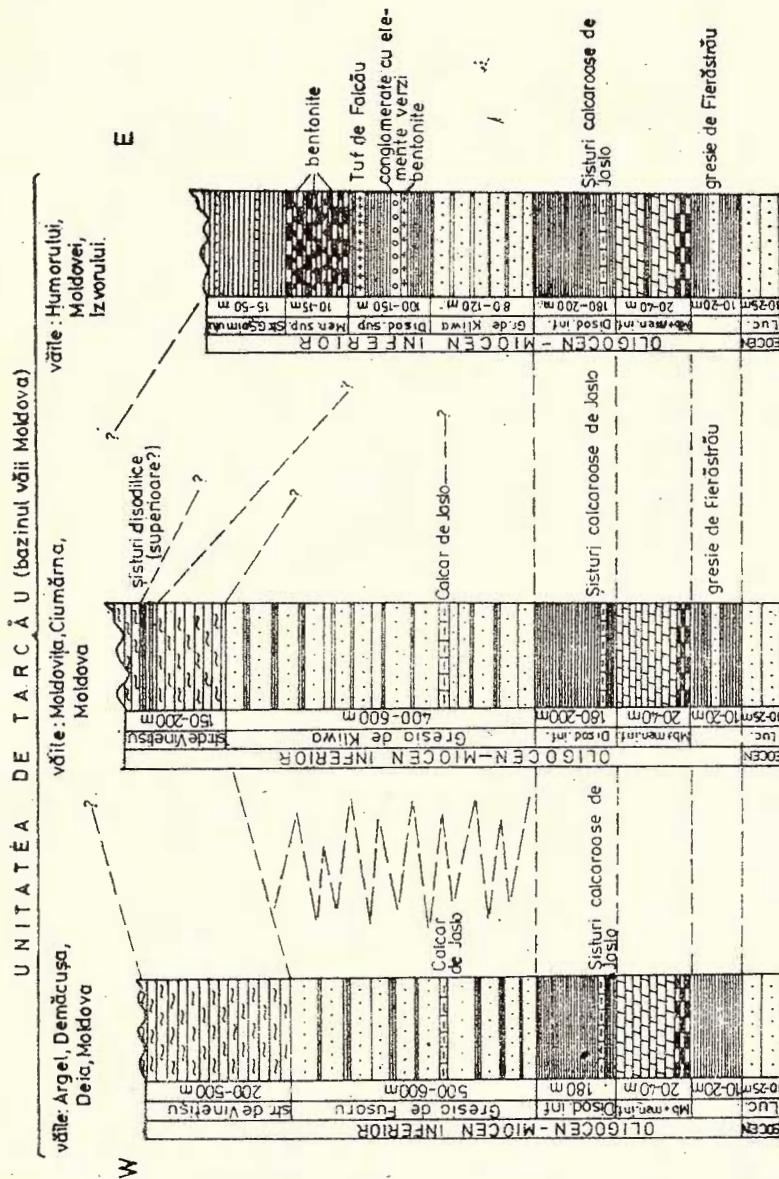


Fig. 3. — Coloane stratigratice sintetice în Unitatea cutelor marginale, la sud de Moldova.
Coupes stratigraphiques synthétiques dans l'Unité de Tarcău, le bassin de la vallée de Moldova.

8. *Menilite superioare* (10-15 m). Disodilele superioare sunt urmate de un pachet de menilite dispuse în strate subțiri (1-5 cm) și, subordonat, sisturi argiloase disodilice, brun-negricioase. Asociate menilitelor se găsesc intercalații subțiri (1-15 cm) de bentonite (afluenții văii Humorului și pîrul Izvorului).

9. *Strate de Gura Șoimului* (Stoica, 1953 ; 10-25 m). Menilitele superioare sunt urmate (bazinul văii Humorului) de o alternanță de sisturi argiloase verzui sau cenușii, uneori negricioase și, cu totul subordonat, arenite subțiri, calcaroase.

Potrivit concepției lui Ionesi (1961, 1971, 1979), unele dintre aceste entități litostratigrafice (disodile și menilite superioare, strate de Gura Șoimului) ar constitui elemente caracteristice în favoarea existenței semiferestrei Humorului (=unitatea Vrancea) în acest sector carpatic, așa cum este hașurat în schița geologică (fig. 1).

B) Unitatea cutelor marginale

Seria oligocen-miocen inferioară din cadrul semiferestrelor Bistra și Slănic-Oituz, de care este legată prezența cineritelor și bentonitelor, este constituită din următoarele entități litostratigrafice (fig. 3) :

1. *Strate de Lingurești* (10-15 m). Prezintă aceleași caractere petrografice ca și cele din pînza de Tarcău, cu deosebirea că au mai puține intercalații arenitice de tip Kliwa care să se individualizeze în gresia de Fierăstrău.

2. *Marne bituminoase și menilite inferioare* (10-20 m). În afara de faptul că prezintă aceleași caractere petrografice ca și cele din pînza de Tarcău, de regulă apar dispuse stratigrific la două nivale, fiind separate de un pachet de sisturi disodilice cu grosimi de 5-15 m.

3. *Sisturi disodilice inferioare* (5-80 m). Menționăm că grosimea acestei entități litostratigrafice, în unitatea cutelor marginale, este mai redusă în raport cu grosimea lor din pînza de Tarcău. Subliniem că, și în cadrul acestora, la același nivel stratigrific, la cca 4-6 m deasupra limitei cu marnele bituminoase, se găsesc sisturile calcaroase de Jaslo (pîrul Falcău, pîrul Calu, pîrul Nechit, pîrul Tazlăul Mare etc.).

4. *Gresia de Kliwa* (50-200 m). Pe lîngă caracterele petrografice identice cu ale gresiei de Kliwa din unitatea de Tarcău, subliniem că în unitatea cutelor marginale sunt mai frecvente invaziile de rudite, constituise predominant din elemente de roci verzi de tip dobrogean și subordonat calcare mezozoice, aspect cunoscut, de altfel, de multă vreme.

5. *Sisturi disodilice superioare* (Dumitrescu, 1948 ; 200-250 m). Sunt constituite predominant din sisturi argiloase disodilice, foioase sau compacte, brun-negricioase, dispuse în strate de 0,5-3 m. Asociate acestora, se întâlnesc, în proporții variabile, arenite subțiri de tip Kliwa (0,15-0,40 m),rudite cu elemente de roci verzi de tip dobrogean, precum și intercalații subțiri (1-8 cm) de cinerite albicioase sau gălbui, uneori bentonitizate. La partea superioară, sub limita cu menilitele superioare, se găsește un strat de cinerit adesea bentonitizat, cu o grosime cuprinsă



UNITATEA CUTELOR MARGINALE (bașinul văii Bistrița)

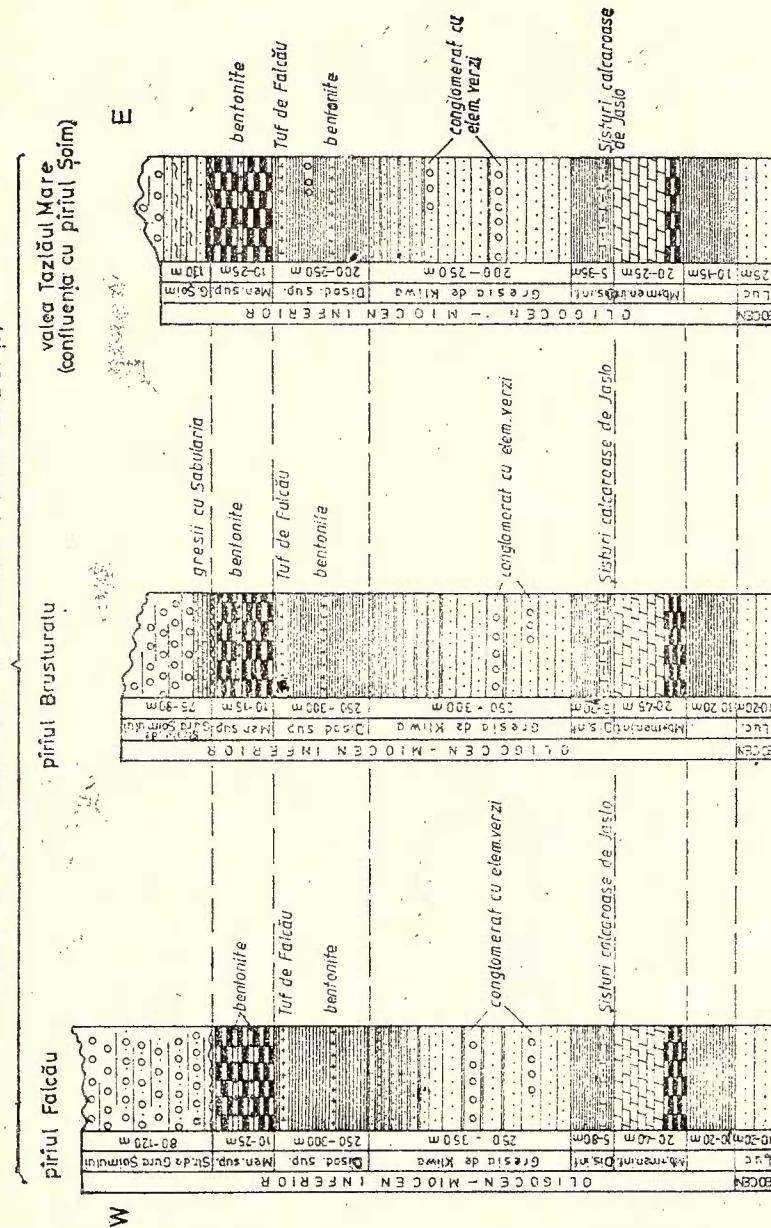


Fig. 3. — Coloane stratigrafice sintetice în Unitatea cutelor marginale, la sud de valea Bistriței.
Coupes stratigraphiques synthétiques dans l'Unité des plus marginaux, au sud de la vallée de Bistrița,

între 0,01 și 6 m. Acest strat de cinerit, bine reprezentat la sud de valea Bistriței (păraiele Falcău, Calu, Nechit, Tazlăul Mare, Brusturatu) ca de altfel și cineritul din valea Moldovei (păraiele Dulcea, Țiganca, Maghernița etc.), semnalat și precizat stratigrafic de cercetările noastre, l-am numit tuful de Falcău (Gr. Alexandrescu și T. Brustur), deoarece a fost identificat mai întii pe pîrîul Falcău (afluent pe stînga al văii Calu) unde are o poziție stratigrafică clară asupra căreia vom reveni în cele ce urmează.

6. *Menilite superioare* (15-20 m). Sunt asemănătoare petrografic cu cele descrise în unitatea de Tarcău, din bazinul văii Moldova. De regulă, comportă la partea mijlocie șisturi disodilice bituminoase. În raport cu menilitele superioare din valea Moldovei, respectiv bazinul văii Humorului, acestea au intercalări de bentonite centimetrice, mai reduse ca număr (pîrîul Falcău, pîrîul Brusturatu etc.).

7. *Strate de Gura Șoimului* (80-130 m). Se dispun peste menilite superioare, prezintind importante variații laterale de facies. La stratotip (confluența pîrîului Șoimu cu valea Tazlăul Mare), stratele de Gura Șoimului sunt constituite, în bază, dintr-un pachet de șisturi argiloase cenușiu-verzui ce alternează cu arenite calcaroase subțiri, verzui, curbicorticale și arenite muscovitice, moi; în rest, sunt invadate de rudite cu elemente verzi de tip dobrogean în strate de pină la 8-10 m grosime și blocuri metrice de menilite și disodile. În alte locuri (pîrîul Falcău, aval de confluența cu pîrîul Veșcăria; aval de confluența pîrîului Falcău cu valea Calu; pîrîul Brusturatu), stratele de Gura Șoimului devin predominant ruditice. Pe pîrîul Falcău, pe lîngă elementele de roci verzi, au fost observate numeroase blocuri remaniate atât din menilitele superioare, disodile superioare, gresia de Kliwa, cît și blocuri decimetrice de tuf de Falcău. Remanieri sub formă de enclave de șisturi disodilice și menilite sunt menționate (Mirăuță, 1969) în pachetul grezo-conglomeric al stratelor de Gura Șoimului din zona Manachia, la est de Modirzău (valea Tazlăului Sărat), precum și în dealul Piatra Crăpată, la sud-vest de Solonț. Acest fapt ar dovedi caracterul transgresiv, cel puțin local, al stratelor de Gura Șoimului față de substratul acestora (disodile superioare cu tuf de Falcău și menilite superioare). În profilul pîrîului Brusturatu, affluent al văii Tazlăul Mare, în baza stratelor de Gura Șoimului, apare un pachet subțire de arenite calcaroase, parțial silicificate, cu numeroase structuri biogene de tip *Sabularia*:

III. Ocurență și poziție stratigrafică

După cum am menționat mai sus, tuful de Falcău a fost identificat pe pîrîul cu același nume, la cca 500-600 m aval de confluența cu pîrîul Veșcăria (fig. 1, punctul 7), în ambele flancuri ale sinclinalului Falcău. Tuful este mai bine reprezentat în flancul estic al acestei structuri, fiind cantonat în șisturile disodilice superioare, la cca 4-6 m sub pachetul de menilite superioare (fig. 3). Tuful de Falcău, cu o grosime de 2,5-4 m, este omogen, de culoare albicioasă, în care cu



ochiul liber sau cu lupa se observă numeroase puncte de culoare închisă reprezentând, probabil, fragmente de biotit sau hornblendă. În contact cu apa, acesta se înmoie alcătuind o pastă asemănătoare varului stins, dovedind astfel gradul avansat de alterare (bentonitzare).

În valea Calu, amonte de confluența cu pârâul Falcău, tuful de Falcău apare în versantul stîng al văii, acolo unde taluzul căii ferate forestiere suferă dese avarii în urma alunecărilor ce se produc pe seama disodilelor superioare și a tufului intens alterat (fig. 1, punctul 8).

Mai spre sud, tuful de Falcău apare pe valea Nechitu (fig. 1, punctul 9), amonte de confluența acestuia cu pârâul Barchiz, unde are o grosime de cca 3 m, avînd aceeași poziție stratigrafică (la partea superioară a șisturilor disodilice superioare și sub menilitele superioare).

Același tuf, dar cu o grosime ce ajunge la 6 m, aflorează pe pârâul Brusturatu (fig. 1, punctul 10), la cca 2,4 km amonte de confluența acestuia cu valea Tazlăului Mare (pl. III, fig. 2). În ansamblu, tuful de Falcău este omogen, culoarea variind de a cenușiu-deschis pînă la galbui-roșcat, funcție de gradul de alterare (bentonitzare).

În semifereastra Slănic-Oituz, în șisturile disodilice superioare se găsesc mai multe intercalații de cinerite, mai mult sau mai puțin alterate (bentonizate) cu grosimi cuprinse între 0,01-2 m. O intercalație de tuf, groasă de 2 m, de pe pârâul Dobrului, a fost considerată de Drăghici et al. (1964) ca aparținând stratelor de Gura Șoimului. Avînd în vedere că această ivire se găsește în disodilele superioare, o considerăm ca aparținând tot tufului de Falcău (fig. 1, punctul 16). Iviri mai subțiri de cinerite (1-10 cm) apar pe afluenții de pe partea stîngă ai Slănicului (pîraiele Cheșches, Sasu, Ignat și Pietrii, fig. 1, punctele 14 și 15), precum și pe unii afluenți de pe partea stîngă a Oituzului (pîraiele Brezoaia Mare, Popii, Feschi etc.).

În partea de nord a Moldovei, respectiv în bazinele văilor Moldova și Sucevița, tuful de Falcău a fost mai bine pus în evidență mai ales în bazinul văii Humorului, affluent al Moldovei, în sinclinalale Poiana Făget-Isachia și Vîrvata, structuri numite astfel de Ionesi (1961-1979). Menționăm că, în partea de nord a Carpaților Orientali, respectiv în bazinul văii Moldova, tuful de Falcău are grosimi mai reduse comparativ cu cele de la sud de valea Bistriței, din Unitatea cutelor marginale.

În sinclinalul Poiana Făget-Isachia (structură situată la vest de valea Humorului), tuful de Falcău apare pe pârâul Maghernița (fig. 1, punctul 5), la cca 500-600 m amonte de mănăstirea Humorului în versantul drept al văii. Aici, tuful de Falcău are o grosime cuprinsă între 0,10-0,4 m, avînd aceeași poziție stratigrafică ca și la sud de valea Bistriței, fiind situat la partea superioară a șisturilor disodilice superioare, la cca 4-5 m sub menilitele superioare. La sud de valea Moldovei (Dicea, 1974), cineritul apare în același context stratigrafic, avînd o grosime de numai 0,05 m (fig. 1, punctul 6).

La est de valea Humorului, tuful de Falcău apare în sinclinalul Vîrvata, fiind intersectat de afluenții de pe stînga văii Humorului (pîraiele Țiganca și Dulcea). Pe pârâul Țiganca, la sud-est de creasta Motîngul, tuful apare în firul acestei văi, avînd o grosime de cca

1-1,5 m, fiind situat în disodilele superioare, la cca 4-5 m sub limita menilite superioare/disodile superioare. Tuful prezintă o culoare albă sau cenușiu-închisă, având zone alterate. În detaliu, apar porțiuni în care materialul argilo-detritic este dispus sub formă de lamine paralele cu stratificația sau prezentând chiar o laminație convolută (pl. IV, fig. 1, 2).

În pîriul Dulcea, tuful de Falcău apare sub stratele de Gura Șoimului și menilitele superioare, acestea din urmă fiind intens cutate. Aici tuful prezintă aceleasi caractere petrografice, avînd o grosime aparentă de cca 0,60 m (pl. I, fig. 1, 2).

Spre nord-vest de localitatea Pleșa, în bazinul văii Sucevița, tuful de Falcău a fost semnalat (F. Florea, comunicare orală) la obîrșia pîriului Șoarecu (fig. 1, punctul 4), avînd aceeași poziție stratigrafică (în disodilele superioare și sub menilitele superioare).

Bentonitele, în raport cu tuful de Falcău, se situează sub acesta, respectiv în disodilele superioare, dar mai ales în poziție superioară acestuia, în menilitele superioare. Acestea se prezintă în strate centimetrice avînd, atît în unitatea de Tarcău cît și în Unitatea cutelor marginale, culori albe sau gălbui, uneori cenușii.

În Unitatea cutelor marginale, la sud de valea Bistriței (pîraiele Falcău, Calu, Nechit (pl. III, fig. 1), Tazlăul Mare, Slănic și Oituz) s-au identificat mai multe iviri, de ordinul centimetrelor, dintre care două în menilitele superioare (pîriul Falcău), iar celelalte în disodilele superioare.

În partea nordică a Carpaților Orientali, respectiv în bazinul văii Moldova, s-au identificat în menilitele superioare mai multe intercalări de bentonite, în număr de 8-10, a căror grosime variază între 2-18 cm. Acestea sunt bine deschise în profilele văilor Țiganca (pl. II, fig. 2) și Dulcea (pl. I, fig. 1, 2 ; pl. II, fig. 1 ; citate și de Ionesi, 1980) pe ambele flancuri ale sinclinalului Virvata. În sinclinalul Poiana Făget-Isachia, bentonitele apar în pîraiele Maghernița, Larga și Toaca. La obîrșia pîriului Toaca, la vest de Boureni (Gura Humorului), se găsesc în șisturile menilitice superioare 7-10 intercalări de bentonite, dintre care una ajunge la 20 cm grosime. Pe aceeași structură, la sud de valea Moldovei, bentonitele au fost identificate pe pîriul Coșarca (Piatra Șoimului), affluent pe dreapta văii Moldovei, precum și pe pîriul Măgura, affluent al pîriului Izvor. Mai la sud, în bazinul văii Rîșca, tot în menilitele superioare, Grasu (1980) citează intercalări subțiri de bentonite.

Referitor la cineritul din stratele de Gura Șoimului („tuful de Slatina“), acesta s-ar situa, după Ionesi și Petreus (1978) peste menilite superioare, fiind diferit de cineritele din stratele de Podu Morii și stratele de Vinețisu de la curbura Carpaților Orientali. Rezultă, după autorii cităti, că ne aflăm în prezență mai multor nivele de tufuri, dintre care tufurile din stratele de Vinețisu și stratele de Podu Morii, ar reprezenta nivele inferioare în raport cu „tuful de Slatina“.

Este locul să precizăm că în stratele de Gura Șoimului de la sud de valea Bistriței, mai ales în pîriul Calu, nu am întîlnit decit blocuri de tuf de Falcău, remaniate însă în această entitate litostratigrafică, alături de blocuri de disodile și menilite superioare.



IV. Constituție petrografică și chimică

Tuful de Falcău reprezintă, din punct de vedere petrografic, o rocă incomplet alterată, cu structură relictă piroclastică.

Macroscopic, tuful prezintă o masă fundamentală constituită predominant din cenușă și sticlă, în parte transformate într-o masă argiloasă. Se observă, de asemenea, lamele de biotit și muscovit la care se adaugă cuart și feldspați. Tuful de Falcău prezintă o textură aleuro-pelitică pînă la aleuropsamitică și o structură vitroclastică.

Microscopic⁵, se observă masa fundamentală vitroasă, aproape total devitrificată, transformată într-un agregat de minerale argiloase care înglobează relicte de cristale și, cu totul subordonat, cantități reduse de materie organică bituminoasă, sulfuri colomorfe și oxizi și hidroxizi de fier.

Mineralele argiloase (pl. V, fig. 1, 2, 3, 4) se prezintă în aggregate solzoase, cripto-cristaline, cu birefringență scăzută și cu dimensiuni cuprinse între 0,030-0,005 mm, cu constantele optice caracteristice montmorillonitului (lamele incolore, cu extincție dreaptă și birefringență asemănătoare muscovitului). Lamelele de montmorillonit reprezintă centre de devitrificare ale sticlei, fiind uneori dispuse perpendicular pe marginea fragmentelor de sticlă sau paralel cu stratificația rocii.

Sticla prezintă aspecte morfologice variate : fibre, fragmente liniare, sferice sau circulare, precum și forme asemănătoare spiculilor triaxoni. Este incoloră, izotropă, cu relief puternic negativ și cu dimensiuni cuprinse între 0,015-0,30 mm (pl. VI, fig. 1 ; pl. V, fig. 3).

Cristalele de natură vulcanică sau epiclastică se prezintă, în general, sub formă angulară sau subangulară, mai rar idiomorfe. Dimensiunile acestora variază între 0,0075-0,30 mm, frecvent sub 0,15 mm. Aparțin cuartului, feldspațiilor, biotitului (pl. VI, fig. 2, 3), hornblendei, muscovitului, precum și zirconului, rutilului, oxizilor și hidroxizilor de fier și piritei. Dintre feldspați, sunt predominanți feldspați plagioclazi, macleați polisintetic, cu An₀₋₃₀ (albit, oligoclazi), rareori zonați (pl. V, fig. 2). Mai rar, au fost observate cristale de ortoză sau microclin. Feldspați se prezintă în general proaspeți, uneori alterați. Compoziția mineralogică a tufului de Falcău este redată în tabelul 1. Prezența montmorillonitului, alături de illit și cristobalit confirmă că aceste produse de alterare provin dintr-un material vulcanic cu caracter acid.

Analizele chimice, reduse ca număr, au un caracter preliminar. S-au efectuat 4 analize complete de silicati din probe provenite de pe pîriul Brusturatu (probele A, D și G) și de pe pîriul Dulcea. În tabelul 2 este redat chimismul tufurilor oligocen-miocen inferioare din URSS și RSR.

Comparînd rezultatele analizelor chimice ale tufului de Falcău cu tufurile sincrone (de Cecivinsk, de Rîpeni, de la Jabie), rezultă că aceste cinerite au un caracter acid, permitînd încadrarea lor în grupa piroclastitelor dacitice. Din tabelul comparativ reiese, de asemenea, că tufurile de pe teritoriul URSS prezintă un caracter mai acid, fiind încadrate de autorii sovietici în grupa liparitelor dacitice.

Studiul chimico-mineralologic aprofundat al acestor cinerite ar permite, în viitor, precizări în plus privind apartenența la una sau mai multe manifestări vulcanice explozive care au avut loc la sfîrșitul Oligo-

TABELUL 1
Compoziția mineralogică a tufului de Falcău

Componente mineralogice	Frecvența %	Dimensiuni mm Ø	
		minime	maxime
Masa fundamentală (minerale argiloase, sticlă ; ± material organic bituminos ; ± sulfuri colomorfe ; ± oxizi și hidroxizi de fier) Fragmente de cristale	80—85		
Cuarț	0 — 6	0,015/0,0075	— 0,30/0,060
Feldspat	0 — 4	0,045/0,015	— 0,15/0,070
Biotit	0 — 2	0,075/0,020	— 0,15 ₁ /0,060
± Hornblendă	sporadic	0,090	— 0,045
Pirită	0,5—1,5	0,030/0,0075	— 0,090/0,060
Oxizi și hidroxizi de fier	0,5—1	0,030/0,015	— 0,075/0,030
Zircon	sporadic	0,45/0,015	— 0,075/0,045
Rutil	„	0,045/0,015	— 0,095/0,045
Fragmente de organisme (foraminifere)	0 — 1,5		0,030 — 0,090

TABELUL 2
Chimismul comparativ al tufurilor oligocen-miocen inferioare din URSS și RSR (partea centrală și nordică a Carpaților Orientali)

Oxizi	1	2	3	4+	5++
SiO ₂	70,02	76,01	70,16	70,40	66,15
Al ₂ O ₃	10,74	9,68	12,41	16,41	14,45
Fe ₂ O ₃	2,92	2,38	2,09	1,31	1,86
FeO	—	0,36	—	0,61	1,09
MnO	0,02	0,02	—	0,02	0,05
MgO	1,38	0,86	0,49	1,19	0,26
CaO	1,80	0,98	2,25	1,19	2,32
Na ₂ O	3,60	2,39	5,48	1,06	1,29
K ₂ O	1,68	1,53	—	0,99	1,45
TiO ₂	0,20	0,23	0,15	0,17	0,78
P ₂ O ₅	—	0,04	0,21	0,13	0,15
CO ₂	—	—	—	—	0,97
S total	—	—	—	0,28	0,06
Fe(S)	—	—	—	0,24	—
H ₂ O ⁺	2,60	1,86	1,84	6,47	4,57
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	4,02
P.C.	—	3,8	—	—	—
Suma	100,44	100,14	100,12	100,47	100,19

1. Tuf de Cecivinsk (Vialov et al., 1951)
2. Tuf de la Jabie, plagiociparit dacitic (Vulcinc și Kulcițki, 1959)
3. Tuf de Ripeni, liparitic acid cristalovitroclastic (Dosin, 1964)
4. Tuf de Falcău, vitroclastic dacitic (pirul Dulcea)
5. Tuf de Falcău, vitroclastic dacitic (pirul Brusturatu-media a 3 probe din același strat)

+ Analist Vasilica Neacsu, IGG.

++ Analist Miruna Nica, IPGG.



cenului și începutul Miocenului. Având în vedere asocierea tufului de Falcău cu nivele de bentonite care sunt cantonate mai ales în menilitele superioare, putem presupune că au avut loc erupții intermitente, de scurtă durată, între care unele cu caracter violent. Unele dintre acestea au condus la formarea tufului de Falcău, iar altele au generat intercalăriile subțiri de tufuri ulterior complet bentonizate.

Referitor la intercalăriile de bentonite, mai ales cele din menilitele superioare, difractogramele RX arată prezența preponderentă a montmorillonitului și, subordonat, a cristobalitului, feldspațiilor și cuarțului.

V. Corelare și origine

Prezența cineritelor în seria oligocen-miocen inferioară din partea centrală și nordică a Carpaților Orientali, respectiv între văile Oituz și Sucevița, identificate — în parte — în urma cercetărilor recente, pun problema corelării acestora cu roci similare cunoscute atât în regiunea de curbură a Carpaților Orientali de pe teritoriul ţării noastre, cât și cu cele existente în Carpații Orientali de pe teritoriul URSS (fig. 1).

În regiunea de curbură, cineritele sunt cunoscute începînd din valea Buzăului, spre sud-vest, pînă în valea Ialomitei, fiind cantonate în stratele de Pucioasa, stratele de Vinetișu, stratele de Izvoarele și stratele de Podu Morii, aparținînd unității de Tarcău. Echivalarea dintre stratele de Vinetișu, stratele de Izvoarele și stratele de Podu Morii a fost făcută luîndu-se ca reper stratigrafic tocmai prezența acestor cinerite (Popescu, 1952; Pătrut, 1955 etc.).

După cum am arătat mai sus, cineritele din partea centrală și nordică a Carpaților Orientali, respectiv tuful de Falcău cât și bentonitele asociate, prezente atât în unitatea de Tarcău cât și în unitatea cutedelor marginale, sunt situate în șisturile disodilice superioare și, respectiv menilitele superioare. Poziția stratigrafică a cineritelor din Moldova permite corelarea lor cu cineritele din regiunea de curbură a Carpaților Orientali, din stratele de Podu Morii, Vinetișu și din șisturile disodilice superioare.

În consecință, toate aparițiile de cinerite situate în șisturile disodilice superioare și menilitele superioare, demonstrează apartenența acestora la aceeași manifestare vulcanică efusivă, cu caracter acid, produsă spre finele Oligocenului și începutul Miocenului inferior (Chattian-Burdigalian) și despre a cărei sursă nu posedăm încă date. Este posibil ca tufurile din Carpații Orientali (regiunea de curbură, partea centrală și nordică a Moldovei, teritoriul URSS) să fie sincrone și cu cineritele din depresiunea Getică (bazinul văii Oltului) cunoscute în stratele de Gura Văii (Hristescu, 1944), având în vedere că acestea din urmă se situează aproximativ la același nivel stratigrafic, adică între gresiile de Muiereasca, la partea inferioară, și sub conglomeratele de Mătău (=conglomerate de Brebu) și gipsurile inferioare. Stratele de Gura Văii ar fi echivalente, după Popescu (1954) și Bombiță et al. (1980, tabel sinoptic), cu șisturile disodilice superioare din Carpații Orientali (valea Prahovei) de sub gipsurile inferioare.



Cinerite situate în seria oligocen superioară-miocen inferioară se cunosc și în partea de nord-vest a Transilvaniei, în regiunea Sîngeorgiu de Meseș, în stratele de Cuzăplac (Oligocen superior), în bazinul văii Agriju (Moisescu, 1980).

În Maramureș (bazinul văii Iza, la Rozavlea), Oligocenul prezintă la partea superioară o intercalație de argilă alb-gălbui cu aspect de bentonit (Motaș, 1956). După acest autor, Oligocenul din această regiune se apropie de faciesurile interne ale Oligocenului din Carpații Orientali, având analogii cu stratele de Pucioasa, stratele de Vinetiu și gresia de Fusaru.

Sincronismul cineritelor din Carpații Orientali, cantonate în intervalul Oligocen superior-Miocen inferior (Chattian-Burdigalian) ar avea la bază, pe lîngă poziția stratigrafică clară și similitudinea compoziției chimice, toate provenind, probabil, dintr-o magmă acidă, care au astăzi o răspîndire regională apreciabilă.

Asupra sursei care a furnizat acest material cineritic, aşa cum am mai arătat, avem foarte puține date. În prezent nu s-au descoperit, pe teritoriul Carpaților Orientali și nici pe teritoriile vecine, centrele eruptiilor care au generat aceste cinerite, fapt care împiedică foarte mult interpretările actuale. Este fără îndoială că eruptiile care au avut loc în acest timp reprezintă eruptii dintre cele mai violente, excludind pe cele din Neogen.

Un fapt general, bine cunoscut, îl reprezintă asocierea directă sau indirectă dintre cineritele oligocen-miocen inferioare și rocile silicioase conexe, respectiv menilitete și diatomite. În cazul menilitelor superioare, aşa după cum se poate vedea în coloanele stratigrafice (fig. 2, 3), intercalațiile de cinerite alterate (bentonizate) se găsesc atât sub, cît mai ales deasupra tufului de Falcău, unde există cel puțin 8-10 asemenea strate. Examinarea succesiunii acestor intercalații și aria apreciabilă de răspîndire conduce la concluzia că eruptiile au avut loc cu intermitențe. Explosia care a generat materialul tufului de Falcău a fost una dintre cele mai puternice, materialul cineritic însumind 0,5—6 m grosime, în timp ce cineritele alterate (bentonizate), situate la mai multe nivele în menilitete superioare, au grosimi cuprinse între 1—18 cm. Pentru a explica variația grosimii unor cinerite din România în funcție de depărtarea centrelor de erupție, Atanasiu (1953) a invocat, spre exemplificare, erupția vulcanului Katmai din Alaska.

Pe seama descompunerii materialului piroclastic s-au dezvoltat foarte rapid organismele silicioase (radiolari, diatomee, spongieri) care, în final, au dat naștere rocilor silicioase (menilit, diatomite). Un fenomen similar s-a produs probabil și cu formarea menilitelor inferioare, însă pînă în prezent avem puține date care să ateste prezența unor cinerite asociate acestora. Asocierea dintre menilitetele inferioare și cineritele necesită, din acest punct de vedere, date suplimentare de observație.

Astfel de produse piroclastice, cantonate la partea inferioară a Oligocenului, au fost puse în evidență numai în cîteva puncte din Carpații Orientali și anume în bazinul văii Moldova, pe pîriul Secătura,



înălță localitatea Vama, unde s-au observat cîteva intercalații milimetrice de cinerite complet silicificate în alternanță cu menilite subțiri (G. Alexandrescu, date inedite), precum și la Piatra Pinului și obîrșia pîriului Larga, în apropiere de Gura Humorului (Brustur și Teodorescu, 1973).

În zona Bicaz-Tarcău, pe pîriul Potoci, affluent al văii Bistrița, în partea mai internă a pînzei de Tarcău, Filimon și Damian (1965) citează două intercalații de tufuri bentonitizate gălbui, groase de 0,5 și, respectiv 1 m, ce ar fi cantonate în sisturile disodilice cu intercalații de menilite de peste gresia de Fusaru inferioară.

Tufuri andezitice situate la baza Oligocenului au fost identificate la vest de Cluj, în stratele de Mera, fiind rezultate în urma unor manifestări vulcanice asociate mișcărilor pireneene (Stoicovici și Meszaroș, 1970).

Mentionăm că, în ultima vreme, în Carpații polonezi s-au descoperit cinci nivele de tufuri și bentonite cantonate în menilitele inferioare (cherturi) și sisturile bituminoase (Wieser, 1963; etc.), acestea fiind foarte importante în corelările stratigrafice. După autorii citați, marea cantitate de „chert” în sisturile menilitice poate fi explicată prin expoziile continuu de cenușă vulcanică acidă.

Marea dezvoltare a organismelor silicioase din Oligocen a fost explicată de Filipescu (1934) ca fiind în strînsă legătură cu prezența materialului vulcanic din această perioadă. Absența rocilor silicioase din restul Neogenului l-a condus pe Filipescu (1934, p. 631) la concluzia că cenușile din această perioadă nu s-au „bucurat” de proprietățile celor oligocene, ușor alterabile și care, direct sau indirect, au condus la formarea rocilor silicioase.

Situări similare, de asociere dintre roci pirolastice și roci silicioase (jaspuri, radiolarite) se cunosc și în nivele stratigrafice inferioare, respectiv în Cretacicul superior (Vraconian-Cenomanian) din cadrul pînzei de Audia și pînzei de Tarcău din Carpații Orientali, unde nivele de pirolastite probabil de natură andezitică, cantonate în seria argilelor și argilitelor roșii și verzi (Poiana Uzului, Largu, pîriul Corlăteni, pîriul Omul Mort-Gemenea, Covasna etc.), sint asociate cu radiolarite, jaspuri și concrețiuni de rodocrodit rezultate, direct sau indirect, din descompunerea cineritelor (Băncilă, 1958; Băncilă și Papiu, 1962; Alexandrescu și Săndulescu, 1973; Papiu et al., 1976). Asemenea situații se cunosc și pe teritoriul URSS, în bazinul văii Ceremușului (Sujkowski, 1938; Kulcițki, 1959 etc.).

În legătură cu prezența cineritelor asociate menilitelor inferioare din Carpații Orientali din România, sint necesare investigații suplimentare pentru a se ajunge la o concluzie cît mai apropiată de realitate.

⁴ Nu cunoaștem lucrările mai vechi ale geologilor care au activat în industria petrolieră din regiunea Moinești-Tg. Ocna, care să menționeze existența cineritelor în această zonă.

⁵ Observațiile microscopice au fost efectuate de geolog Maria Teodorescu, căreia îi mulțumim și pe această cale.

BIBLIOGRAFIE

- Albu C. (1952 a) Raport, arhiva Inst. geol. geofiz., Bucureşti.
- (1952 b) Raport, arhiva Inst. geol. geofiz., Bucureşti.
- Alexandrescu G., Săndulescu J. (1973) Asupra vîrstei argilelor vărgate din pînza şisturilor negre (Audia) din valea Moldovei (Carpaţii Orientali). *Stud. cerc. geol.*, 18, 2, p. 397-407, Bucureşti.
- Săndulescu M. (1974) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50 000, foaia Cîmpulung Moldovenesc, arhiva Inst. geol. geofiz., Bucureşti.
- Antoni S. (1944) Bentonitele de la Rugi (Severin) și argilele bentonitice paleogene dintre Brebu și Prăjani (Prahova). *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, VIII, 1, p. 20-36, Timișoara.
- Atanasiu I. (1953) Cineritele din Neogenul românesc și vîrsta erupțiilor vulcanice corespunzătoare. *An. Com. Geol.*, XXV, p. 5-13, Bucureşti.
- Băncilă I. (1952) Geologia regiunii Gura Humorului-Voroneţ-Suha (Cîmpulung și Baia). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI, p. 4-12, Bucureşti.
- (1958) Geologia Carpaţilor Orientali. Ed. știinţifică, 368 p., Bucureşti.
- Papiu C. V. (1962) Asupra litologiei sedimentelor cretacice din anticlinalul Cîrnău-Valea Țiganilor (regiunea Bicaz). II. Complexul superior. *D. S. Com. geol.*, XLV p. 115—128, Bucureşti.
- Bombiță G., Bratu E., Gheță N., Ion J. (1980) Foraminiferele mari din Depresiunea getică și limitele studiului lor. *An. Inst. geol. geofiz.*, LV, p. 45-96, Bucureşti.
- Brustur T., Teodorescu M. (1973) Raport, arhiva IPGG, Bucureşti.
- Dicea O. (1974) Studiul geologic al regiunii Voroneţ-Suha Mică-Plotoniţa. *Stud. teh. econ., Inst. Geol.*, seria J, 11, 162 p., 15 pl., Bucureşti.
- Dosin D. G. (1964) Vulcanicini tuffi v Crôsnenskih vidaladach Ucrainski Karpat. *Geologhicesnii Jurnal*, XXIV, 2, p. 63-66, Kiev.
- Drăghici I., Moisă I., Vasilescu G., Vasilescu M. (1964) Raport, arhiva Inst. geol. geofiz., Bucureşti.
- Dumitrescu I. (1948) La Nappe du Grès de Tarcău, la zone marginale et la zone néogène, entre Caşin et Putna. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXIX, p. 84-105, Bucureşti.
- (1952) Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.*, XXIV, p. 195-267, Bucureşti.
- Filimon T., Damian A. (1965) Geologia regiunii Bicaz-Piatra Neamţ. *Bul. Soc. șt. nat., comunic. geol.*, III, p. 39-59, Bucureşti.
- Filipescu M. G. (1934) Cercetări geologice între Teleajen și Doftana (districtul Prahova). *An. Inst. Geol.*, XVII, p. 546-648, Bucureşti.
- Grigoraş N. (1955) Studiul comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna și Buzău. *An. Com. Geol.*, XXVIII, p. 99-219, Bucureşti.
- Grasu C. (1980) Observaţii geologice în regiunea de fliş dintre Suha Mare și Agapia. *Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza“ din Iaşi*, XXVI, s. II, b, p. 35-42, 1 pl. Iaşi.
- Hristescu E. (1944) Contribution à la connaissance du Paléogène supérieur de la Dépression Gétique (dépt. Vilcea). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXVIII, p. 105-110, Bucureşti.
- Ionescu L. (1961) Geologia regiunii Gura Humorului-Poiana Micului. *Anal. șt. Univ. Iaşi*, secț. II, VII, 2, p. 355-382, Iaşi.
- (1971) Flişul paleogen din bazinul văii Moldova. Edit. Acad. RSR, 238 p., Bucureşti.



- (1979) Dovezi noi în sprijinul „semiferestrei Humorului”. *Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza“ din Iași*, secț. II (Geol., Geogr.), XXV, p. 5-12, Iași.
- (1980) Unele aspecte privind depozitele oligocene și miocene inferioare din sinclinalul Virvata (semiferestra Humorului). *Anal. șt. univ. „Al. I. Cuza“ din Iași*, secț. II, XXVI, p. 31-34, 1 pl., Iași.
- Petreus I. (1978) Asupra unui tuf în stratele de Gura Șoimului din semi-fereastră Humorului. *Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza“ din Iași, secț. II, b, geol.-geogr.*, XXIV, p. 5-10, Iași.
- Kulciński O. (1959) Melavoi i paleogenovii fliş iugo-vostocinoi ceaştii Vostocină Karpat. *Izd. A. N. SSSR*, Moskwa.
- Matei V., Brustur T., Antonescu A., Teodorescu M., Roșca V. (1977) Raport, arhiva IPGG, București.
- Brustur T., Antonescu A., Teodorescu M., Manolescu C., Cornea C. (1978) Raport, arhiva IPGG București.
- Micu M. (1981) Contribution à la stratigraphie et tectonique du Flysch externe du bassin de Sucevița. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI, 5, p. 51-64, București.
- Mirăuță O. (1969) Stratigrafia și structura miocenului subcarpatic din regiunea Moinești-Tazlău. *D. S. Com. Stat. Geol.*, LIV, 3, p. 173-211, București.
- Mitrean Gh., Paidiu P., Constantin R. (1977) Raport, arhiva IPGG, București.
- Moisescu V. (1980) Recherches géologiques dans la région de Singeorgiu de Meseș-Bogdana (Bassin de la vallée d'Agriju, NW de la Transylvanie), *Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr.*, 24, p. 139-155, București.
- Motaș I. (1956) Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (bazinul văii Iza). *D. S. Inst. Geol.*, XL, p. 84-98, București.
- Olteanu F. (1952) Structura geologică a regiunii Ursei-Cimpina. *D. S. Inst. Geol.*, XXXVI, p. 125-139, București.
- (1954) Depresiunea subcarpatică în regiunile Solonț și Drăgușeni (Bacău). *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII, p. 301-312, București.
- Papiu C. V., Alexandrescu G., Voicu G., Iosif V., Colios E., Popescu F. (1976) Considérations chimico-minéralogique sur certaines roches à rhodochrosite du Flysch des Carpathes Orientales. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 1, p. 315-326, București.
- Pătruț I. (1955) Geologia și tectonica regiunii Vălenii de Munte-Cosminele-Buștenari. *An. Com. Geol.*, XXVIII, p. 5-98, București.
- Paul K. M., Tietze E. (1877) Studien in der Sandsteinzone der Karpaten. *Jahr. d. geol. Reichanstalt*, B. 27, Wien.
- Popescu G. (1952) Zona flișului paleogen între valea Buzăului și valea Vărbilăului. *D. S. Inst. Geol.*, XXXVI, p. 113-125, București.
- (1954) Cercetări geologice în regiunea Govora-Râmniciu Vilcea-Olănești (Depr. getică). *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII, p. 118-136, București.
- Popescu-Voitești I. (1910) Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépression géétique (Roumanie occidentale). *Ann. Inst. Géol. Roum.*, III, 2, p. 275-372, București.
- Stoica C. (1944) Paleogenul din valea Sibiciului. *Rev. Muz. de Geol. Min., Univ. Cluj*, VIII, p. 64-85, Cluj.
- (1953) Stratele de Gura Șoimului-Tazlău. *Rev. Univ. Parhon-Politehn.* 2, p. 171-176, București.
- Stoicovici E., Meszaros N. (1970) Prezența unui nivel de tufuri andezitice la baza Oligocenului, în orizontul de Mera, la vest de Cluj. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, ser. geol.-mineralogie*, fasc. 1, p. 3-12, Cluj.



- Sujkowski Z. (1938) Les séries de Szipot dans les Carpates polonaises orientales. *Trav. Serv. Géol. Pologne*, III, p. 1-105, 10 pl., Varsovie.
- Swidzinski H. (1948) Stratigraphical index of the Northern Flysch Carpathians. *Inst. Géol. de Pologne, serv. géol.*, 37, p. 1-128, pl. II, Warszawa.
- Teisseyre W. (1911) Harta geologică Văleni de Munte. Ediție provizorie, 1 : 50000, Inst. Geol. Rom., București.
- Tolwinski C. (1950) The Počutie Carpathians. *Acta geol. Polonica*, I, 3, p. 159-255, Warszawa.
- Vialov S. O., Ladijenski R. N., Teaciuc G. L. (1951) Gorizont tufi v menilitskogo svite Vostocinih Karpatov. *Dokl. Akad. Nauk*, 79, 1, p. 137-139, Moscova.
- Vulcan J. E., Kulcik O. R. (1959) O novih nahodkah i osnovnih certah piroclasticschih obrazovanii v melovi treticinih otlojeniiah vostocinih Carpat. *Ed. Stratigrafia i paleontologhia Neftegazonosin*, p. 97-107, Kiew.
- Wieser T. (1963) Nouveaux horizons de tufs dans les Carpates polonaises et leur importance stratigraphique. *Assoc. Géol. Carp.-Balk.*, III, 2, p. 319-323, București.

SUR DES CINÉRITES DES PARTIES CENTRALE ET SEPTENTRIONALE DES CARPATHES ORIENTALES

(Résumé)

A la suite des recherches récentes effectuées au centre et au nord des Carpathes Orientales roumaines, on a identifié des tufs altérés aussi bien que des bentonites, situés à la partie supérieure des schistes disodiliques supérieurs et des ménilites supérieures. On les rencontre tant dans l'unité de Tarcău autant que dans l'unité des plis marginaux. Au point de vue stratigraphique la série oligocène-miocène inférieure est constituée des entités lithostratigraphiques suivantes : schistes ardoisiers au grès de Fierăstrău synonymes aux couches de Lingurești, marnes bitumineuses et ménilites inférieures, schistes disodiliques inférieurs, grès de Fusaru, grès de Kliwa, couches de Vinețisu, schistes disodiliques supérieurs, ménilites supérieures, couches de Gura Soimului.

Nous mentionnons que les schistes disodiliques inférieurs, tant de l'unité de Tarcău autant que de l'unité des plis marginaux, contiennent constamment des calcaires de Jaslo. Dans l'unité de Tarcău, les calcaires de Jaslo apparaissent tant dans le grès de Fusaru autant que dans le grès de Kliwa et représentent le repère stratigraphique pour la corrélation de ces deux entités lithostratigraphiques. Dans l'unité de Tarcău, les cinérites apparaissent dans le bassin de la vallée de Moldova, tandis que dans l'unité des plis marginaux on les rencontre dans les demi-fenêtres Bistrița et Slănic-Oituz.

A fin de différencier entre les cinérites des schistes disodiliques supérieurs et les autres cinérites plus anciennes (Crétacé supérieur) ou plus jeunes (Miocène-Pliocène), nous avons nommé le tuf de Falcău bien développé dans la demi-fenêtre Bistrița, sur le ruisseau Falcău, en atteignant une épaisseur de presque 3 m. Plus au sud, sur la vallée des rivières Tazlăul Mare et Slănic, le tuf de Falcău devient plus épais atteignant 6 m environ (le ruisseau Brusturatu, affluent de gauche de la rivière Tazlăul Mare).



Au point de vue pétrographique, le tuf de Fâlcău est très altéré (benitoïtisé) et sa pâte est constituée surtout de cendre et verre, partiellement transformés en masse argileuse. Au microscope, on constate que la pâte est presque entièrement dévitrifiée et transformée en agrégat de minéraux argileux. Les minéraux argileux se rencontrent comme agrégats écaillieux, cryptocrystallins, à basse birefringence et à dimensions de 0,030 à 0,005 mm, dont les constantes optiques se ressemblent à celles de la montmorillonite. Le verre présente des aspects morphologiques divers (fibres, fragments linéaires, sphériques ou circulaires), est incolore, isotrope, à relief fortement négatif. Les cristaux volcaniques ou épiclastiques sont caractéristiques pour le quartz, les feldspaths, la biotite, la hornblende et la muscovite auxquelles s'ajoute des quantités réduites de zircon, rutile, oxydes et hydroxydes de fer.

Les résultats des analyses chimiques effectuées pour quatre échantillons de tuf sont présentés dans le tableau no. 2. La comparaison entre le chimisme du tuf de Fâlcău et celui des tufs synchrones de l'Union Soviétique (le tuf de Cecivinsk, le tuf de Rîpeni, le tuf de Jabie) révèle le caractère acide de ces cinérites-là et engendre leur attribution aux pyroclastites dacitiques. Les diffractogrammes RX pour quelques bentonites, surtout pour celles des ménilites supérieures, ont mis en évidence la prédominance de la montmorillonite et l'occurrence subordonnée de la christobalite, des feldspaths et du quartz.

Le caractère synchrone des cinérites des Carpathes Orientales, appartenant à l'intervalle Oligocène supérieur-Miocène inférieur (Chattien-Burdigalien), est dû tant à la position stratigraphique autant qu'à la similitude de la composition chimique, car toutes proviennent d'un magma acide régionalement très répandu. Il y a peu de données concernant la source de ce matériel cinéritique, les centres d'éruption qui ont généré les cinérites, ce qui empêche beaucoup sur les interprétations actuelles.

L'occurrence des cinérites dans la série oligocène-miocène inférieure située au centre et au nord des Carpathes Orientales (entre les vallées Oituz et Sucevița) implique leur corrélation avec des roches similaires de la zone de courbure des Carpathes Orientales, en Roumanie, aussi bien qu'avec des cinérites rencontrées toujours dans les Carpathes Orientales de l'Union Soviétique. La position stratigraphique des cinérites de Moldavie permet leur corrélation avec les cinérites de la zone de courbure des Carpathes Orientales, cantonnées dans les couches de Podu Morii, au couches de Vînețiu et dans les schistes disodiliques supérieurs. On peut les corrélérer également avec les cinérites de l'Union Soviétique, connues dans les couches de Krosno supérieures, sur la rivière Ceremușul Negru (Vulcin, Kulcițki, 1959) et la rivière Ceremușul Alb (le tuf de Rîpeni; Dosin, 1964) aussi bien qu'avec le tuf de Cecivinsk de la région Dolina-Bolehova (Vialov et al., 1951). Il est possible que les cinérites situées au centre et au nord de la Moldavie soient également synchrones avec les cinérites du bassin de l'Olt (Dépression Géétique) mentionnées dans les couches de Gura Vâii (Hristescu, 1944), étant donné le fait que les dernières sont situées approximativement au même niveau stratigraphique, c'est à dire entre les grès de Muiereasca à la partie inférieure et surmontées par le conglomérat de Mătău et les gypses inférieurs. Selon Popescu (1954) et Bombiță et al. (1980), les couches de Gura Vâii seraient équivalentes aux schistes disodiliques supérieurs des Carpathes Orientales (vallée de Prahova) où ils sont surmontés par les gypses inférieurs (Miocène inférieur).

L'association, directe ou indirecte, des cinérites oligocène-miocène inférieures et des roches siliceuses connexes, ménilites et diatomites, est bien connue. Les



coupes stratigraphiques (fig. 2, 3) indiquent que les intercalations de cinérites altérées (bentonitisées) sont situées tant au-dessous autant que par-dessus du tuf de Falcău, où on rencontre au moins 8-10 intercalations de ce type-là. La décomposition du matériel pyroclastique a été suivie par le développement rapide des organismes siliceux (radiolaires, diatomées, spongiaires) qui, finalement, ont générée les roches siliceuses (ménilites, diatomites).

On rencontre des associations similaires de roches pyroclastiques et roches siliceuses (jaspes, radiolarites) pendant le Crétacé supérieur (Vraconien-Cénomanien) dans les unités d'Audia et de Tarcău, où les niveaux de pyroclastites probablement andésitiques, s'associent aux radiolarites, jaspes à concrétions de rhodochrosite, résultés directement ou indirectement, de la décomposition des cinérites.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Fig. 1. — Menilite superioare cutate cu intercalații de bentonite (X). Pîrîul Dulcea (bazinul văii Humorului).

Ménilites supérieures à plis aux intercalations de bentonites (X). Ruisseau de Dulcea (bassin de la vallée de Humor).

Fig. 2. — Menilite superioare cu intercalații de bentonite (X). Pîrîul Dulcea (bazinul văii Humorului).

Ménilites supérieures aux intercalations de bentonites (X). Ruisseau de Dulcea (bassin de la vallée de Humor).

Planche II

Fig. 1 — Intercalații de bentonite (X) în menilitele superioare. Pîrîul Dulcea (bazinul văii Humorului).

Intercalations de bentonites (X) dans les ménilites supérieures. Ruisseau de Dulcea (bassin de la vallée de Humor).

Fig. 2. — Intercalație de bentonit (X) în menilitele superioare. Pîrîul Tiganca (bazinul văii Humorului).

Intercalation de bentonite (X) dans les ménilites supérieures. Ruisseau de Tiganca (bassin de la vallée de Humor).

Planche III

Fig. 1. — Disodile superioare cu intercalații de bentonite (X). Valea Nechitului. Disodiles supérieures aux intercalations de bentonites (X). Vallée de Nechit.

Fig. 2. — Tuf de Falcău (6 m grosime). Pîrîul Brusturatu (bazinul văii Tazlăul Mare).

Tuf de Falcău (épais de 6 m). Ruisseau de Brusturatu (bassin de la vallée de Tazlăul Mare).



Planche IV

Fig. 1. — Tuf de Falcău cu lamination paralelă. Pîriul Dulcea (bazinul văii Humorului).

Tuf de Falcău à lamination parallèle. Ruisseau de Dulcea (bassin de la vallée de Humor).

Fig. 2. — Tuf de Falcău cu lamination convolută. Pîriul Dulcea (bazinul văii Humorului).

Tuf de Falcău à lamination convolute. Ruisseau de Dulcea (bassin de la vallée de Humor).

Planche V

Fig. 1. — Tuf de Falcău. Masă fundamentală argiloasă, rezultată în urma bentonitzării. Pîriul Brusturatu ; N + ; x 70.

Tuf de Falcău. Pâte argileuse résultée à la fin de la bentonisation. Ruisseau de Brusturatu ; N +, x 70.

Fig. 2. — Tuf de Falcău. Masă fundamentală argiloasă (m), cu cristale de quart (Q), feldspați plagioclazi (p) și rare fragmente de sticlă (s). Pîriul Brusturatu ; N + ; x 160.

Tuf de Falcău. Pâte argileuse (m) à cristaux de quartz (Q), feldspaths plagioclases (p) et peu de fragments de verre (s). Ruisseau de Brusturatu ; N +, x 160.

Fig. 3. — Tuf de Falcău. Fragmente de sticlă (s) cu vacuoile umplute cu montmorillonit (mt), într-o masă fundamentală argiloasă (s). Pîriul Brusturatu ; N II ; x 160.

Tuf de Falcău. Fragments de verre (s) à vacuoles remplies de montmorillonite (mt), dans une pâte argileuse (s). Ruisseau de Brusturatu ; N //, x 160.

Fig. 4. — Tuf de Falcău bentonizat. Masă fundamentală argiloasă (m) cu rare lamele de montmorillonit (mt). Pîriul Brusturatu ; N + ; x 160.

Tuf de Falcău bentonisé. Pâte argileuse (m) à peu de lamelles de montmorillonite (mt). Ruisseau de Brusturatu ; N +, x 160.

Planche VI

Fig. 1. — Tuf de Falcău. Fragmente de sticlă (s) cu diferite forme ; sd = seladonit Pîriul Brusturatu ; N // ; x 70.

Tuf de Falcău. Fragments de verre (s) de différentes formes ; sd = séladonite. Ruisseau de Brusturatu ; N //, x 70.

Fig. 2. — Bentonit ; bi = biotit pseudohexagonal. Pîriul Dulcea ; N II ; x 160. Bentonite ; bi = biotite pseudohexagonale. Ruisseau de Dulcea ; N //, x 160.

Fig. 3. — Tuf de Falcău cu biotit lamellar (bi) și fragmente de sticlă (s) într-o masă fundamentală argiloasă (m). Pîriul Brusturatu ; N //, x 160.

Tuf de Falcău à biotite lamellaire (bi) et fragments de verre (s) dans une pâte argileuse (m). Ruisseau de Brusturatu ; N //, x 160.



4. STRATIGRAFIE

UNELE PROBLEME ALE LIMITEI BADENIAN-SARMATIAN IN DEPOZITELE NEOGENE DE PE VALEA PALTINULUI (MUNTII VÂRATEC)¹

DE

MARINEL KOVÁCS², OSCAR EDELSTEIN², GHEORGHE POPESCU²,
VALENTINA DRAGU⁴, CORNELIA CORNEA⁴

Badenian. Kossovan. Sarmatian. Stratigraphic limit. Limestones. Fauna assemblage. East Carpathians. Transcarpathian Flysch. Lăpuș Mts. and Depression.

Abstract

Some Problems Regarding the Badenian-Sarmatian Boundary Within the Neogene Deposits from the Paltin Valley (Vărătec Mts). The present note treats upon the stratigraphy of the Middle Miocene deposits that occur in the Paltin Valley-Băiut area and overlie the Eocene flysch. There the *Ostrea* and *Lithophyllum* limestones are overlain by marls containing *Ervilia trigonula* and *Anomalinoidea dividens*, limestones containing *Chlamys elegans* and *Lithophyllum* and finally marls including *Anomalinoidea dividens* and erviliias. At the top of the Badenian (Kossovan) deposits, more brackish levels containing Sarmatian fauna and being similar to the Buglowka ones have been pointed out.

Valea Paltinului, affluent stîng al văii Strîmbului, se află la circa 4 km vest de localitatea Băiut. În această zonă, depozitele sedimentare neogene se află dispuse peste partea frontală a pînzei de Botiza, constituită din depozite marno-grezoase de tipul „stratelor cu hieroglife“, care sănt șariate peste Pinza Wildflișului, alcătuită preponderent din gresii și microconglomerate. La nord apar corupri eruptive intrusiv și curgeri

¹ Depusă la 14 aprilie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 15 aprilie 1981, comunicată în ședință din 16 aprilie 1981, organizată la Baia Mare în colaborare cu IPEG „Maramureș“.

² IPEG „Maramureș“, str. Victoriei nr. 146, 4800 Baia Mare.

³ Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344, București, 32.

⁴ Intreprinderea de prospecții geologice și geofizice, str. Caransebeș nr. 1, 78344, București, 32.



de lave, în special de andezite cu piroxeni, ce aparțin segmentului Văratec al lanțului eruptiv neogen Oaș-Tibleș.

Deschiderile bune în depozitele paleogene și cele neogene au facilitat studiul lor mai atent: Bombiță (1966, 1971), Edelstein et al. (1968), Dragu (1978), Săndulescu (1977).

În cursul lucrărilor de prospecțiuni efectuate în anul 1979 de Kovács et al. (1980) au fost observate relații mai puțin obișnuite în cadrul formațiunilor miocene, la nivelul limitei Badenian-Sarmațian, fapt care ne-a determinat să le acordăm mai multă atenție. În cele ce urmăzează vom prezenta rezultatul observațiilor efectuate în această zonă.

1. Descrierea formațiunilor de pe valea Paltinului

Dinspre aval spre amont, pe valea Paltinului, aflorează formațiuni de vîrstă eocenă, oligocenă și miocenă.

Eocenul este reprezentat prin depozite în facies de fliș ale Pinzei de Botiza. În alcătuirea lor intră marne cenușii, în strate centimetrice, uneori šistoase, fine, cu intercalații de gresii de 2-3 cm grosime.

Analiza micropaleontologică a probelor recoltate din aceste depozite a pus în evidență o microfaună de foraminifere aglutinante tipică Eocenului inferior: *Bathysiphon eocenicus* Hana, *Glomospira charoides* Jones & Parker, *G. gorajskii* Grzyb., *Recurvoides walteri* Grzyb., *Haplophragmoides latidorsatus* Born., *Hyperammina subnodosiformis* Grzyb., *Kalamopsis grzybowskii* Dylazanka.

Oligocenul este reprezentat prin depozite aparținând Pinzei Wildflișului în cadrul căror au fost separate următoarele orizonturi:

- orizontul grezos-microconglomeratic, în alcătuirea căruia intră gresii grosiere și microconglomerate masive, bine deschise în tot cursul văii și care conțin nummuliți;

- orizontul štos, alcătuit din marne negre šistoase, strîns cutate, cu oglinzi de fricțiune, în care intercalațiile grezoase sunt cu totul subordonate;

- orizontul grezos, bine deschis în amont de confluența cu valea Stîni și reprezentat prin gresii cenușii muscovitice, masive, dispuse în strate cu grosimi variabile (0,05 m pînă la bancuri de 1-2 m) în care se observă frecvent alternanțe de gresii cu marne cenușii, în strate subțiri. Si în acest orizont au fost semnalati nummuliți. Depozitele oligocene au căderi nordice cu înclinări între 20-50°.

Miocenul este alcătuit din depozite care se dispun transgresiv peste Eocen (fig. 1), reprezentate prin sedimente aparținând Badenianului și Sarmațianului, bine deschise în firul văii (profilele 1, 2), pe afluentul drept (profilul 4) și în escarpamentul drumului forestier din versantul stîng (profilul 3, fig. 2).

Valea Paltinului (P₁, fig. 3) prezintă secvență bazală a Badenianului:

a) marne argiloase în alternanță cu gresii fine, ușor micacee, fliș de tip „strate cu hieroglife“ (Eocen);

b) 0,5-0,8 m conglomerat cu aspect brechos, constituit din elemente de gresii rulate, cu diamestrul pînă la 20 cm, prinse într-un liant de aceeași natură;



c) gresii tufitice cenușii, compacte, uneori mai calcaroase, avînd caracterul unor calcarenite ; analiza microscopică a două probe de acest fel a pus în evidență prezența unor calcarenite în care fragmentele de

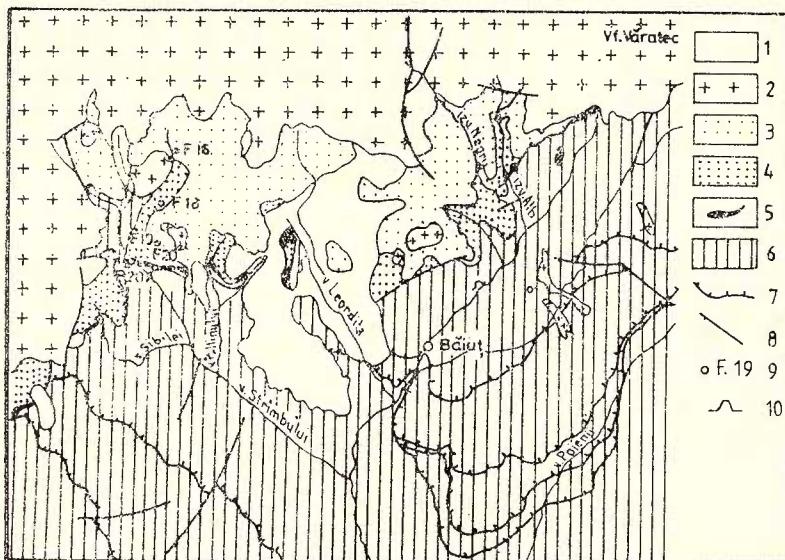


Fig. 1. — Schiță geologică a zonei Rotunda-Băiuț.

1, Cuaternar ; 2, curgeri de lave andezitice și corpuri intrusive neogenе ; 3, Pannonian ± Ponțian (?) ; 4, Sarmatian ; 5, Badenian ; 6, Paleogen ; 7, şariaj și solzi frontali ; 8, falii ; 9, foraje ; 10, galerii.

Esquisse géologique de la zone de Rotunda-Băiuț.

1, Quaternaire ; 2, écoulements de laves andésitiques et corps intrusifs néogènes ; 3, Pannonien±Pontien (?) ; 4, Sarmatiens ; 5, Badénien ; 6, Paléogène ; 7, charriage et écailles frontales ; 8, failles ; 9, forages ; 10, galeries.

natură calcaroasă și siliciclastică, alături de care apar și puține urme organice și fragmente de natură vulcanică (cuart, sticlă devitrificată), săint prinse într-un ciment bazal micritic și sparitic ;

d) 0,5 m gresii calcaroase, negricioase, dure, cu cuart magmatic ; analiza microscopică a evidențiat prezența unor fragmente de microcalcar, cuart metamorfogen, roci vulcanice, alături de fragmente de calcar micritic și sparitic, acestea din urmă remaniate. Cuarțul magmatic este în general colțuros. Cimentul sparitic este cantitativ mai mult ca abundant decât cel micritic ;

e) gresii calcaroase mai grosiere, dure, conținînd material vulcanic și multe urme organice, în strate cu grosimi între 0,1-0,4 m. Din acest nivel au fost determinate următoarele resturi organice : *Pecten (Flabellipecten) besseri* Andrejowski, *Chlamys (Aequipecten) elegans* (Andrzej.), *Anomia* sp., *Ditrupa* sp., *Clypeaster (Pliophima) cf. altus* Klein, *Lithophyllum* sp.⁵ ;

f) gresii calcaroase, tufitice, fine, cenușii închise, în strate de pînă la 25 cm grosime.

După o zonă lipsită de aflorimente, de circa 25 m lungime, valea Paltinului (P₂ fig. 3) continuă să ofere deschideri bune în continuarea profilului P₁.

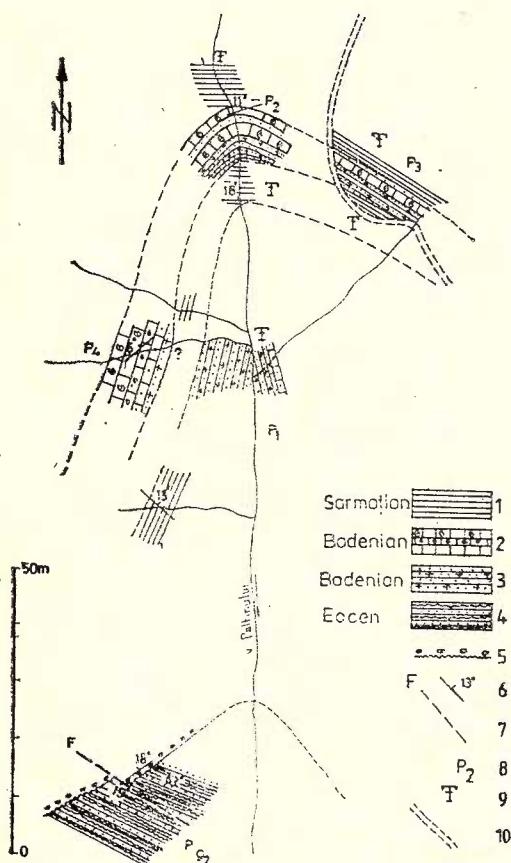


Fig. 2. — Relațiile Badenian-Sarmatian pe valea Paltinului.

1, marne ; 2, calcare organodétritique, calcaire microconglomératique ; 3, gres calcaroase, gres tufitice, tufuri ; 4, marne argiloase ; 5, limită de transgresiune ; 6, poziție măsurată ; 7, falie ; 8, profil descris ; 9, punct fosilifer ; 10, drum forestier.

Relations du Badénien-Sarmatien sur la vallée de Paltin.

1, marnes ; 2, calcaires organo-détritiques, calcaires microconglomératiques ; 3, grès calcaires, grès tufitiques, tufs ; 4, marnes argileuses ; 5, limite de transgression ; 6, position mesurée ; 7, faille ; 8, coupe décrite ; 9, point fossilifère ; 10, chemin forestier.

a) marne cenușii, fin stratificate, în care au fost întâlnite specimene fosile de *Ervilia trigonula* Sokolov. Analiza micropaleontologică a pus în evidență următoarea asociație : *Anomalinoides dividens* Lucz., *Quinqueloculina akneriana* d'Orb., *Cycloforina gracilis* (Karrer), *Ammonia beccarii* (Linné), *Elphidium macellum* (Fichtel & Moll), *Leptocythere* sp. ;

b) 0,05 m gresie calcaroasă cu material vulcanic și urme organice. Sub microscop s-a observat prezența fragmentelor de taluri de alge (*Lithophyllum*) și o asociație de foraminifere prost conservate, în care au fost recunoscute Anomalinidae, Borelis, Globigerinidae și Miliolidae ;

c) 0,40-0,45 m gresii calcaroase, tufitice, care sub microscope se aseamănă cu niște calcarenite, cu ciment micritic și sparitic, material vulcanic (cuart magmatic), cu numeroase taluri de alge corallinacee (*Lithophyllum* și *Corallina*) și alte urme organice identice cu cele din nivelul „b”;

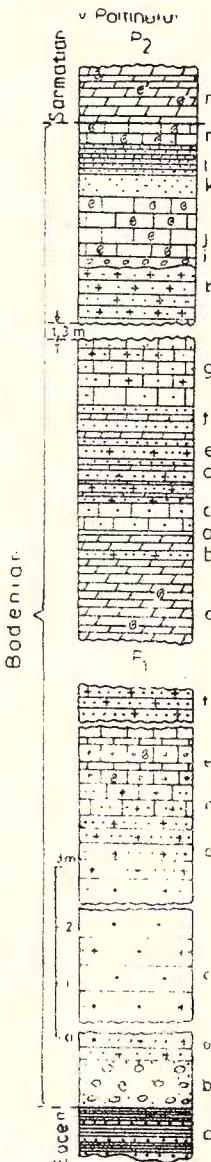


Fig. 3. — Profilul Badenianului și relațiile cu Eocenul și Sarmatianul în cursul văii Paltinului (P₁ + P₂). Coupe du Badénien et ses relations avec l'Eocène et le Sarmatiens sur la vallée de Paltin (P₁ + P₂).

d) 0,5-0,6 m gresii calcaroase, tufitice, cu intercalări fine (0,5-1 cm) de marne cenușii. Din aceste intercalări au fost determinate numeroase exemplare cu caracter primitiv de *Anomalinoides dividens* Lucz.;

e) 0,2 m de tufuri și gresii tufitice ce formează un strat masiv ;
 f) 0,6 m gresii tufitice și gresii calcaroase în strate de 20 cm în alternanță cu nivale fine, pînă la 2 cm, de marne argiloase cenușii cu *Anomalinoides dividens* Lucz. ;

g) gresii calcaroase dure, cenușii, cu aport de material vulcanic ;
 h) 1,0 m gresii tufitice, cenușii-negricioase cu granulație fină ;
 i) 0,10 m gresii calcaroase organogene grosiere ce fac trecerea la nivelul lumașelic ;

j) 1,0 m calcare organogene masive, cenușii din care au fost determinate : *Chlamys (Aequipecten) elegans* (Andrj.), *Ch. (Aequipecten) senensis* (Lam.), *Ch. cf. similis* Laskey, *Ostrea digitalina* Dubois, *Pycnodonte navicularis* (Broc.) și noduli de *Lithophyllum*. Analiza microscopica a două probe din acest nivel, oferă informații importante asupra compozitiei mineralogice și genezei acestor roci ; ele sunt calcare organo-detritice tip grainstone cu fragmente de alge corallinacee, briozoare, ostreide și foraminifere. Roca reprezintă un amestec de fragmente organice expuse alterației supratidale (cu pelicule limonitice aderente) și de fragmente corodate subtidal ; adesea fragmentele cu crustă limonitică sunt redepuse, încrustate cu lumps-uri de alge și alte vegetale în zona supratidală. Fragmentele litoclastice de calcare sparitice au adesea pelicule limonitice, ca și bioclastele. Alături de aceste fragmente apar : cuarț magmatogen, cuarț metamorfogen, feldspat potasic, plagioclaz, calcedanie. Cimentul este sparitic, fundamental, sau de umplere a golurilor, mozaicat (ortospar geopetal) ;

k) 0,3 m gresii calcaroase, tufitice, cenușii negricioase, formînd un banc omogen ;

l) 0,25 m gresii tufitice mai grosiere în strate de 0,5-1 cm grosime ;
 m) 0,2 m calcare grezoase cu urme organice, dure, compacte, cu cuarț magmatic vizibil cu ochiul liber. Sub microscop sunt tot calcare organo-detritice de tip grainstone, cu fragmente de alge corallinacee (*Lithophyllum*, *Dermatolithon*, *Corallina*, *Jania*), briozoare, ostreide și foraminifere ;

n) marne cenușii, fin stratificate, foicoase, fosilifere.

Primii 2 cm sunt argile marnoase friabile și au următorul conținut microfaunistic : *Ammonia beccarii* (Linné), *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Elphidium macellum* (Fichtel & Moll), *Anomalinoides dividens* Lucz. Aceste marne continuă să se dezvolte pe o grosime de circa 150 m (350 m lungime de afloriment), avînd căderi spre nord de 13-30°. Spre partea superioară apar rare intercalații tufitice (1-10 cm grosime). Pe aproximativ 35 m grosime stratigrafică, asociația de macrofaună și microfaună este următoarea : *Ervilia dissita* dissita Eichw., *E. dissita* podolica Eichw., *Syndosmia alba scytica* Sok., *S. reflexa* Eichw., *Spaniodontella intermedia* Andr., *Teinostoma woodi* Hoernes, *Anomalinoides dividens* Lucz., *Quinqueloculina akneriana* d'Orb., *Q. rotundata* Gerke, *Cyclocularia karreri* (Reuss), *Elphidium macellum* (Fichtel & Moll), *E. crispum* (Linné), *E. fichtelianum* (d'Orb.). În următorii aproximativ 115 m grosime stratigrafică, asociația microfaunistică este următoarea : *Paramysis michaiei* Voicu, *Spaniodontella intermedia* Andr., *Teinostoma woodi* Hoernes, *Elphidium macellum* (Fichtel & Moll), *E. crispum* (Linné), *Quinqueloculina akneriana* d'Orb., *Q. akneriana* rotundata Gerke, *Q. akne-*

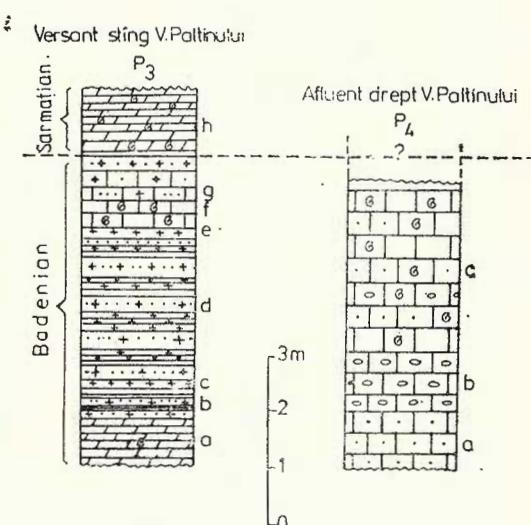


riana longa Gerke, *Cycloforina reussi* Bogd., *C. gracilis* (Karrer), *Ade-losina laevigata* (d'Orb.), *Varidentella volhynica* (Didk.), *Articulina pro-blema* Bogd., *Callistocythere egregia* Mehes, *Leptocythere* sp. Tot din acest interval au fost determinate *Cardium politioanei suessiformis* Je-kelius și ostracode.

Profilul P_3 (fig. 2, 4), în versantul stîng al văii Paltinului :

Fig. 4. — Profilul Badenianului și relațiile cu Sarmatianul în versanții văii Paltinului (P_3 și P_4).

Coupe du Badénien et ses relations avec le Sarmatiens dans les versants de la vallée de Paltin (P_3 et P_4).



a) marne cenușii-negricioase, fin stratificate, cu spărtură în plăci avînd inclinări nordice (18°) din care au fost determinate : *Cardium* sp., *Anomalinoïdes dividens* Lucz., *Ammonia beccarii* (Linné), *Elphidium* sp., *Globoratalia* sp., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Milliolidae*, spiculi de spongiere, radiole de echinizi ;

- b) 0,5 m gresii tufitice cu intercalări subțiri de marne tufitice ;
- c) 0,10 m tufuri albicioase în strate centimetriche ;
- d) 2,5 m alternanță de gresii tufitice cenușii și tufuri mai grosiere ;
- e) 0,2 m tufuri cenușii ;
- f) 0,4 m gresii calcaroase și calcare organodetritice cu ostrejde și alge corallinacee ;

g) 0,8 m gresii tufitice cenușii închise, dure, uneori calcaroase cu aport de material vulcanic ;

h) marne cenușii, fin stratificate, cu desprindere în plăci, fosiliere. Din aceste marne au fost determinate următoarele specii : *Ervilia trigonula* Sok., *Ervilia dissita dissita* Eichw., *Syndosmia reflexa* Eichw., *S. alba scythica* Sok, *Donax* sp., *Mohrensternia hidrobioides* Hilber, *Elphidium fichtelianum* (d'Orb.), *E. macellum* (Fichtel & Moll), *E. reginum* (d'Orb.), *Articulina sarmatica* (Karrer), *Anomalinoïdes dividens* Lucz.

Profilul P_4 (fig. 2, 4), affluent dreapta valea Paltinului.

a) gresii calcaroase cenușii, în strate de pînă la 20-25 cm grosime, cu material vulcanic ;

b) 1 m calcare și gresii calcaroase microconglomeratice cu elemente de cristalin și urme organice. Fragmentele de cristalin sunt alcătuite din cuarțite și sisturi cuarțito-muscovitice;

c) gresii calcaroase și calcare organodetrítice cu ostreide și alge corallinacee într-o abundență semnificativă. În secțiuni subțiri au fost recunoscute *Lithophyllum*, *Lithothamnium* și briozoare.

Pe valea Paltinului, peste pachetul bazal de marne fosilifere sarmatiene, urmează pe circa 220 m lungime (aproximativ 100 m grosime stratigrafică) un complex grezos, cu transformări hidrotermale, atribuit cu unele rezerve tot Sarmatiianului.

Pannonianului îi revin conglomeratele, gresiile fine și marnele cu mulaje de *Limnocardium* sp., care aflorează la obîrșia văii Paltinului. Este posibil ca nisipurile grezoase cuarțitice, de la partea superioară, să reprezinte Pontianul, aşa cum consideră Marinescu (în Borcoș et al., 1974), fără argumente paleontologice în acest sens.

Așa cum rezultă din descrierea formațiunilor miocene de pe valea Paltinului, la nivelul limitei Kossovian/Sarmatiian, datorită variațiilor condițiilor de mediu, apar relații complexe. Pentru înțelegerea mai bună a acestor aspecte particulare, în cele ce urmează vom prezenta, succint, ivirile de depozite miocene din zonele învecinate.

2. Depozitele badeniene și sarmatiene din zonele vecine

În zonele imediat apropiate, depozitele aparținând Badenianului aflorează pe un affluent stîng al văii Paltinului, pe valea Leordița, pe Piciorul Malului, Izvorul Negru, versantul sudic al Virfului Vărătec și pe o serie de afluenți ai văii Strîmbului.

Pe affluentul drept al văii Leordița, depozitele badeniene (Kossoviene) sunt constituite din gresii calcaroase și calcare grezoase, cu o grosime stratigrafică de circa 35 m din care au fost determinate: *Chlamys (Aequipecten) elegans* Andrezj), *Ch. (Aequipecten) seniensis* (Lam.), *Ostrea digitalina* Dubois, *O. lamellosa* Desh., *Pycnodonta cohlear nivalicularis* Brocchi, *Anomia ephippium rugulosostriata* Bron., *Anomia* sp., taluri de alge corallinacee.

Calcarele kossoviene stau peste gresii atribuite Paleogenului, la contactul dintre aceste formațiuni, lipsind aflorimentele. De asemenea, deschiderea în calcare nu este continuă iar deasupra acestor calcar urmează depozitele cuaternare.

În cursul superior al văii Leordița, calcarul grezos Kossovian apare în aflorimente sporadice cu o extindere redusă.

Aceleași calcare grezoase, uneori microconglomeratice, cu alge, ostreide și alte urme organice apar în versantul drept al văii Leordița.

Pe un affluent stîng al văii Paltinului, depozitele badeniene aflorează la circa 30 m amont de o deschidere în complexul marno-grezos al Eocenului și sunt reprezentate, în bază, prin gresii cu rare cristale de cuart de origine magmatică, cu aport de material vulcanic, dispuse în bancuri aproape orizontale, cu grosimi de 3-10 cm. Peste acestea, în deschideri sporadice aflate la circa 30 m, se dispun calcare slab grezoase, lumașelice, din care s-au determinat speciile: *Cardium* sp., *Me-*



gastrinus sp., *Ostres* sa., *Chlamys* sp. Amont, apar fragmente de gresii tufitice.

În versantul sudic al vîrfului Văratec, la circa 150 m VNV de mina Văratec (Edelstein et al., 1971), Badenianul se dispune discordant peste flișul eocen și debutează cu un nivel de 4 m grosime de conglomerate și microconglomerate, peste care se găsesc o secvență de 2 m de tuf, 23 m de gresii grosiere cu mulaje de moluște, 10 m de marne grezoase, cenușii, muscovitice și 20 m de calcare albe organogene; asociația macrofaunistică este bogată: *Venus (Ventricola) multilamella* Lmk., *Chlamys (Aequipecten) elegans* Andrezj., *Ch. seniensis* Lmk., *Turritella dertonensis* Mayer; dintre foraminifere menționăm *Bulimina aculeata* d'Orb., *Cibicides ungerianus* (D'Orb.), *Globigerina bulloides* d'Orb. După o zonă lipsită de aflorimente apar marne aparținând bazei Sarmatianului inferior cu *Ervilia trigonula* Sok., *E. dissita* Eichw., *Syndosmya reflexa* Eichw. și *Anomalinooides dividens* Lucz.

La nord de vîrful Picioarul Malului și pe cursul inferior al văii Ulmului apar fragmente de gresii calcaroase cu *Ostreza* (Kovacs et al., 1978).

Pe cursul mediu al văii Izvorul Negru, Marinescu (în Borcoș et al., 1974) a pus în evidență prezența Badenianului reprezentat prin gresii albicioase și un banc tufitic.

Pe afluenții văii Strîmbului, pe valea Sibilei, văile Zdîrcea și Ungurenilor, Iștvan et al. (1977) recunoscăde depozite badeniene cu o grosime de 20-25 m alcătuite dintr-un orizont inferior constituit din gresii grosiere, gresii tufitice, tufuri riadicite și marne tufitice și un orizont superior format din calcare de tip Leitha.

În forajul nr. 19, de pe versantul stîng al văii Strîmbului, Badenianul a fost interceptat între 167,5 și 229 m, fiind reprezentat prin calcare, gresii tufitice și marne cu fragmente diagenizate de ostreide. Complexul de deasupra, cuprins între 35-167,5 m, alcătuit din marne cenușii negricioase, cu intercalări tufitice a fost atribuit Sarmatianului.

În forajul nr. 20 A, valea Strîmbului, au fost atribuite Badenianului gresile calcaroase și calcarele skarneificate din intervalul 0-70 m.

În forajul nr. 126, valea Strîmbului, complexul de roci considerate a reprezenta Badenianul este puternic metamorfozat termic, datorită căruia fapt nu este posibil de stabilit cu certitudine limita Badenian/Sarmatian.

În forajul Kelemen (nr. 18), deși prezența Badenianului este certă datorită conținutului fosil, separarea lui de formațiunile marnoase ale Sarmatianului se face cu dificultate, deoarece pe întregul interval rocile sunt brecificate tectonic.

Așa cum rezultă din descrierile prezentate mai sus, în cursul superior al văii Lăpușului, Badenianul este dezvoltat într-un facies litoral, constituit din microconglomerate și gresii calcaroase, marne și calcarenite, în care se intercalează nivale subțiri de tufuri dacitice. Prezența talurilor de alge roșii, reprezentate prin genul *Lithophyllum*, în asociație cu numeroase resturi de briozoare, întregesc ideea existenței în apropiere a unui areal de sedimentare care se situează la limita dintre domeniul margino-litoral și zona internă de platformă, cu adâncimi cuprinse între 5 și 15 m.



3. Discuții privind limita Badenian-Sarmațian

Așa cum rezultă din profilele P₂ și P₃, pe valea Păltinului, în cadrul complexului miocen, peste marnele cu *Ervilia trigonula* și *Anomalinoides dividens* (P_{2a} și P_{3a}), se dispune un pachet de calcare organodetrítice cu *Chlamys elegans*, *Ostrea* și *Lithophyllum*, care la rîndul lor suportă un alt pachet de marne (P_{2n} și P_{3g}), cu un conținut faunistic tipic Sarmațianului, având afinități pregnante cu pachetul de marne de sub calcare.

Intrucât între aceste depozite nu se observă nici un accident tectonic, iar bancurile de gresii și calcare stau concordant peste marne, formând un nivel care se poate urmări clar în ambii versanții ai văii Păltinului pe o distanță remarcabilă, este exclusă ideea unei falii sau a unui olistolit. Este de asemenea exclusă interpretarea nivelului superior de gresii calcaroase și calcare organodetrítice ca reprezentând o remaniere.

În aceste condiții, succesiunea de depozite miocene din cursul mediu al văii Păltinului trebuie privită ca o consecință a variațiilor de mediu care au avut loc în bazinul de sedimentare la nivelul limitei dintre Badenian și Sarmațian. Trebuie totuși să menționăm că faciesul salmastru marnos intercalat în complexul badenian conține o asociație macro- și microfaunistică mai săracă în comparație cu marnele superioare (P_{2n}, P_{3h}) unde, pe lîngă ervilii, mai apar *Syndosmya* și gasteropode de talie mică de tipul *Mohrensternia*. Se pare că situația este oarecum similară celei descrise în Uniunea Sovietică în bazinul văii Buglovka unde, în cuprinsul stratielor de Buglovka, unei faune tipic kossoviene i se asociază o faună sarmațiană, mai săracă.

Privită prin această prismă, a existenței în partea terminală a Badenianului a unor nivale de apă salmastră conținând resturi fosile de tip Sarmațian, succesiunea de pe valea Păltinului trebuie atribuită Badenianului pînă la nivelul ultimelor calcare organodetrítice superioare (P_{2m}) inclusiv, iar Sarmațianului depozitele cu ervilii, syndosmii și anomalinoizi care se dispun peste depozitele calcaroase.

Intercalațiile subțiri de gresii calcaroase (P_{2b} și P_{2c}) din pachetul de marne și de peste el, cu un conținut faunistic adesea bogat, constituie atât din alge corallinacee cât și din foraminifere badeniene și sarmațiene, arată totuși și existența unor momente de amestec al faunelor badeniene și sarmațiene. De asemenea, spre deosebire de profilul tip de la Buglovka, pe valea Păltinului, peste pachetul (P_{2a}) în care apare pentru prima dată fauna salmastră, nu se dispune un complex sarmatian ci din nou un nivel calcaros cu faună badeniană litorală.

⁵ Determinările genetice ale algelor roșii au fost făcute de O. Dragăstan, Univ. din București.

BIBLIOGRAFIE

- Borcoș M., Gheorghită I., Lang B., Marinescu F., Mîndroiu V., Peltz S., Stan N., Stanciu C., Udrescu C., Vasiliu C., Volanschi E., Dimitriu Al., Ander P. (1974) Raport, arhiva IPEG „Maramureș”, Baia Mare.
- Dragu V. (1978) Raport, arhiva IPEG Maramureș, Baia Mare.
- Edelstein O., Chițimuş V., Nedelcu L., Asztalos S., Ardeleanu C., Waszita L. (1966) Raport, arhiva IPEG „Maramureș”, Baia Mare.
- Dragu V., Docănescu F., Stoicescu F., Stoicescu Gh. (1971) Miocenul din versantul sudic al vîrfului Vărătec. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LVII, p. 43-53, București.
- Iștvan D., Edelstein O., Cristea P., Weisz G. (1977) Raport, arhiva IPEG „Maramureș”, Baia Mare.
- Koiumdjieva Emilia (1969) Les fossiles de Boulgarie VIII Sarmatien. *Ac. Sci. Boulgarie*, Sofia.
- Strasimirov B. (1960) Les fossiles de Boulgarie, VII Tortonien. *Ac. Sci. Boulgarie*, Sofia.
- Kovács M., Bernad A., Edelstein O., Iștvan D., Weisz G., Cristea P., Kovacs P., Stan D., Stoia S. (1978) Raport, arhiva IPEG „Maramureș”, Baia Mare.
- Bernad A., Edelstein O., Iștvan D., Talpoș S., Stan D., Iștvan E. (1980) Raport, arhiva IPEG „Maramureș”, Baia Mare.
- Marinescu F. (1978) Stratigrafia Negoeștilui superior din sectorul vestic al Bazinului Dacic. Ed. Acad. RSR, București.
- Moisescu G. (1955) Stratigrafia și fauna de moluște din depozitele tortoniene și sarmațiene din regiunea Buituri. Ed. Acad. RPR, București.
- Popescu G. (1979) Kossovian foraminifera in Romania. *Mem. Inst. geol. geofiz.*, XXIII, București.
- Saulea E. (1956) Contribuții la stratigrafia Miocenului din Subcarpații Munteniei. *An. Com. Geol.*, 29, p. 241-270, București.
- Vialov D. S. (1970) Buglovskie sloi Mioțena, Izd. Neukova Dumka, Kiev.
- Voiculescu L., Ghiurca V. (1969) Cercetări mineralogice asupra gresiilor și calcarelor tortonian-superioare din Bazinul Baia Mare. *St. Univ. Babeș-Bolyai-Ser. geol. geogr.* Cluj-Napoca.

INTREBĂRI

M. Săndulescu : 1. Care este vîrsta pe care o acordați primelor nivele de roci neogene ce se aşază peste formațiunile de fliș din valea Paltinului ?

2. În versantul dreapta al văii Paltinului, în primul nivel de marne, există intercalări de șisturi calcaroase casante, de tip șisturi cu radiolari. La ce nivel faunistic din secțiunile prezentate s-ar plasa aceste șisturi ?

Răspuns : 1. Din primele nivale de gresii calcaroase de tip fliș nu avem date de ordin microfaunistic sau de macrofaună care să ateste vîrsta Kossovian. Pe baza asemănării litologice cu complexul de roci din profilul văii Paltinului (aceleași gresii calcaroase observate și sub microscop) le-am atribuit vîrsta Kossovian.

2. Noi n-am găsit aceste șisturi și ca atare și raportarea lor la unele nivale faunistice descrise în profilul din valea Paltinului nu avem cum să-o facem.



Gh. Macovei : 1. Sinteti de parere ca situația de la limita Badenian-Sarmatian prin asemănarea ei cu profilul de la Buglovka denotă prezența unui Buglovian în această zonă ?

2. Dacă la trăsarea limitei Badenian-Sarmatian pe lîngă microfauna care trece spre caracter salmastru s-a ținut cont și de caracterul litologic al zonei ?

Răspuns : 1. Deși situația de pe valea Paltinului este oarecum similară cu cea de la Buglovka ceea ce am arătat în final, faptul că peste Badenianul cu nivele salmastre, se dispun calcare cu *Chlamys*, *Ostrea*, *Lithophyllum* și nu depozite sarmatiene, arată că aici nu suntem în prezența unui Buglovian.

2. Litologia la nivelul depozitelor badeniene este destul de monotonă, remarcindu-se totuși o oarecare diferență în ce privește Badenianul de sub marne (primul nivel cu forme salmastre) și cel de peste ele care este mai calcaros, avind un caracter organodetrític în cea mai mare parte. La trăsarea limitei s-au avut în vedere însă, în primul rînd, asociațiile microfaunistice și de macrofaună, care reflectă în modul cel mai real variațiile condițiilor de mediu din bazinul de sedimentare.

DISCUTII

M. Săndulescu : Este interesant de abordat subiectul privind vîrstă primelor nivale ce marchează transgresiunea Miocenului mediu (Badenianului) în zona dintre valea Cavnicului la SW și Botiza la NE. În două puncte (izvorul pîriul Ungurenilor și dealul de la W de localitatea Botiza) peste formațiunile grezo-tufacee, pe alocuri organogene, cu care debutează transgresiunea Badenianului, s-au conservat resturi ale unui nivel de evaporite (gipsuri) pe care îl bănuim a fi plasat la limita Langhian și Kossovian (ca peste tot în Carpați). Suntem, deci, credem noi, îndreptățiti să considerăm că primele nivale ale formațiunilor medio-miocene sunt de vîrstă Langhiană. În sensul celor de mai sus, pe valea Paltinului între aceste prime nivale și aflorimentele de marne atribuite Kossovianului ar trebui să se plaseze o lacună, corespunzătoare cel puțin nivelului de evaporite, care aici lipsește (probabil fiind erodat).

F. Marinescu : Situația prezentată amintește, așa cum au menționat și autorii, atât de situația de la Buglovka, cât și de una din vestul Bazinului Dacic. Este vorba de apariția locală a unor scăderi de salinitate în cuprinsul părții superioare a Badenianului. Această scădere de salinitate anunță de fapt modificările paleogeografice de la începutul Sarmatianului, sunt cu alte cuvinte zorii acestuia, ce apar încă din Badenian.

QUELQUES PROBLÈMES CONCERNANT LA LIMITÉ BADÉNIEN-SARMATIEN DANS LES DÉPÔTS NÉOGÈNES SITUÉS SUR LA VALLÉE DE PALTIN (MONTS VÂRATEC)

(Résumé)

Sur la vallée de Paltin-Băiuț (Monts Vâratec), les dépôts marneux-gréseux de type „couches à hiéroglyphes“ d'âge éocène, appartenant à la série des dépôts miocène moyens, sont surmontés transgressivement par une suite peu commune ;



— à la base, 30 m de conglomérats, grès tufitiques et grès calcaires à *Pecten (Flabellipecten) besseri*, *Chlamys (Aequipecten) elegans*, *Anomia* sp., *Ditrupa* sp., *Clypeaster (Pliophima)* cf. *altus*, *Lithophyllum* ;

— 2,5 m de marnes gris-noirâtres à *Ervilia trigonula*, *Anomalinoides dividens*, *Quinqueloculina akneriana*, *Cycloforina gracilis*, *Ammonia beccarii*, *Elphidium macellum*, *Leptocythere* sp. ;

— 7 m de grès calcaires et grès calcaires tufitiques à *Chlamys (Aequipecten) elegans*, *Ch. (Aequipecten) seniensis*, *Ch. cf similis*, *Ostrea digitalina*, *Pycnodonta navicularis* et *Lithophyllum* ; les intercalations fines de marnes contiennent des spécimens primitifs de *Anomalinoides dividens* ;

— 150 m de marnes à *Ammonia beccarii*, *Asterigerina planorbis*, *Elphidium macellum*, *Anomalinoides dividens* ;

— 115 m de marnes à *Ervilia dissita dissita*, *E. dissita podolica*, *Syndosmya alba scytica*, *S. reflexa*, *Spaniodontella intermedia*, *Teinostoma woodi*.

Cette suite-là est suivie par un complexe gréseux à transformations hydrothermales attribué au Sarmatien et par des conglomérats, grès et marnes à moules de *Limnocardium* sp. caractéristiques au Pannionien.

En considérant que les niveaux miocènes mentionnés ci-dessus ne présentent aucun accident tectonique et que les bancs de grès et de calcaires surmontent les marnes en constituant un niveau qui affleure sur les deux versants de la vallée de Paltin, sur une distance remarquable, on ne peut pas parler d'une faille ou d'un olistolith. Il est peu probable que le niveau supérieur de grès calcaires et de calcaires organodétritiques soit remanié.

Dans ces conditions-là, la nuite particulière de dépôts miocènes située sur le cours moyen de la vallée de Paltin est considérée comme une conséquence des variations du milieu caractéristiques au bassin de sédimentation, à la limite Badénien-Sarmatien.

Au point de vue de la présence, à la partie terminale du Badénien, des niveaux saumâtres à restes fossiles de type sarmatien, la suite située sur la vallée de Paltin est attribuée au Badénien jusqu'au niveau des derniers calcaires organodétritiques supérieurs (P₂m) inclusivement, tandis que les dépôts à erviliias, syndosmies et anomalinoides qui surmontent les niveaux calcaires appartiennent au Sarmatien.





Institutul Geologic al României

4. STRATIGRAFIE

Contributions to the lithostratigraphy of the Paleogene deposits of the Tazlau Basin (Bistrita Half-Window, East Carpathians)

BY

MIHAI MICU², NICOLAE GHETA³, ELENA TĂUTU², ELENA BRATU²

Sommaire

Paleogene. Lithostratigraphy. Eocene. Oligocene. Globigerina Marls. Lucăcesti Sandstone. Bituminous Shales. Fierastrău Sandstone. Calcarenous nannoplankton. Planktonic foraminifera. Palynological assemblages. East Carpathians. Outer flysch zone. Tarcău Mts.

This preliminary paper is meant to put forth new litho and biostratigraphic data concerning the Paleogene deposits of the southern part of the Bistrita Half-Window (Marginal Fold Unit). They refer first of all to the Eocene-Oligocene boundary deposits and secondly to the Oligocene-Lower Miocene deposits developed in the bituminous facies with Klwa Sandstone. We shall also discuss certain possibilities of

¹ Paper received on May, 19, 1981; accepted for communication and publication on May, 17, 1981; presented on May, 19, 1981. (1881. Iași, 19. Mai) Some comments by Mihai Micu.

² Institutul de Geologie și GEOFIZICĂ, Str. Calea Sebes, 1, 76844, București, 320.

³ Întreprinderea de Construcții și Înducări Speciale, loc. Caranisești, 101, 76844, București, 32, abordări în ceea ce privește situația actuală a acestor unități.



correlations with synchronous deposits of the Paleogene East Carpathian Flysch Zone.

Due to the interest arisen by the hydrocarbon as well as salt and potassium salt accumulations the above mentioned region has been for a long time the object of systematic researches that have brought important contributions to its stratigraphy and structure.

Out of older geological works those by Athanasiu (1913), Grozescu (1927, 1931), Grozescu and Popescu (1929), Băncilă (1944, 1952) are worth mentioning. Detailed studies were subsequently made in the region by Stoica (1953), Turculeț and Filimon (1956), Demetrescu and Botez (1958), Mirăuță and Mirăuță (1964). It si Mitrea et al. (1977), German et al. (1977) and Micu et al. (1979, 1980, 1981) who made recent geological researches concerning the stratigraphy and tectonics of this area.

Lithostratigraphy

The oldest deposits (belonging to the Marginal Fold Unit of the Tazlău Basin) are represented here by the Jghiabu Mare Beds that crop out in the axis of anticlinal structures developed more or less continuously from the Bistrița Valley on, to the south. Here the sequence of the Paleogene continues to be built up of the same horizons initially separated in the Bistrița Valley by Olteanu (1952, 1953) that is: Pasieczna (Doamna) Limestones, the red and green clays and the Bisericieni Beds. The lithostratonomic characters of these deposits, well known from previous works, will be no longer mentioned as they do not make the object of the present study.

As for the Bisericieni Beds, we only point out that on most of the sections in the region, especially on their lower part, one can notice centimetric intercalations of fine-grained sandstones, with calcareous cement and that in the upper third of these beds there are rather frequent centimetric, rarely decimetric sideritic marly limestones. On the Șoimu Brook we have evidenced, in the last meters of the Bisericieni Beds, a 0.8 m bed of white-yellowish, slightly cemented quartzitic sandstone, resembling the Kliwa sandstone but that rapidly grows thinner and thinner along strike. This sandstone represents, at this level, the first occurrence of the Lucăcesti Sandstone that becomes more frequent in the superjacent horizon, where it could be evidenced on numerous sections, in the whole investigated area.

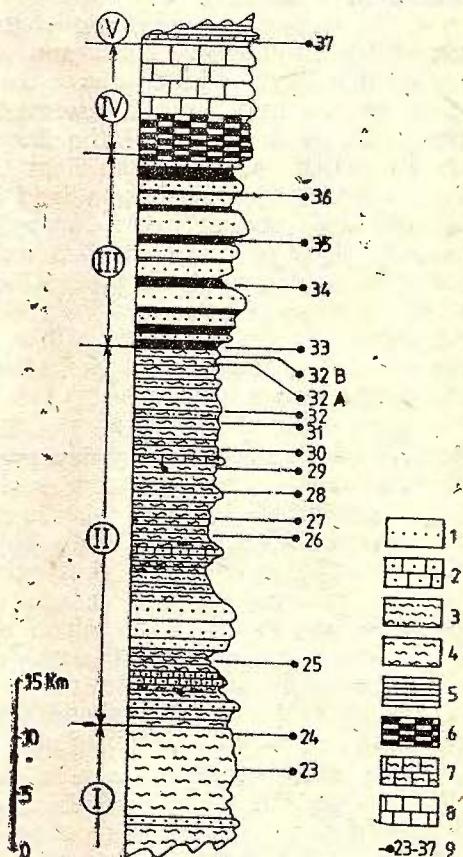
The Globigerina Marls with Lucăcesti Sandstone Horizon has fairly well individualized lithological characters and represent, biostratigraphically as well, an important reference marker in regional correlations. Lithologically, (see Fig.) the horizon is built up of grey-whitish marls with intercalations of decimetric white quartzose, glauconitic sandstones. There occur here, as well, convolute sandstone varieties, finely micaceous on the separation planes, with numerous bioglyphs at their lower part (Micu et al., 1981). Sometimes on the surface of these sandstones one can notice indeterminable mollusc debris. Towards the upper part of the horizon whose thickness varies between 5-30 m there appear sometimes also thin white-greyish marly limestone interbeds between



the whitish marls that are predominant here and in which some tuffaceous material is probably incorporated, that is, in fact, known at the same level in the Polish Carpathians too (Wieser, 1963). Globigerina assemblages are present, as we shall see in the next chapter, at all the marly levels of this horizon, but are especially concentrated at 1-2 levels at the top of the horizon, where they can be easily noticed even with the naked eye.

Lithostratigraphy of the deposits situated at the Eocene-Oligocene boundary on the Șoimu brook.

I, Bisericani Beds; II, Globigerina Marls and the Lucăcesti Sandstone; III, slaty shales and the Fierăstrău Sandstone; IV, lower menilites and brown bituminous marls; V, lower dysodiles. 1, siliceous sandstones; 2, calcareous sandstones; 3, convolute sandstones, siltites; 4, marls; 5, dysodile schists; 6, menilites; 7, marly limestones; 8, brown bituminous "marls"; 9, number of samples.



The presence of micaceous sandstones at this level was also noticed recently by Dicea and Dicea (1980) in the Tazlău Basin. The above mentioned authors include these sandstones in "a flyschoid horizon" that they consider to represent an equivalent of the Lingurești Beds, separated by Stoica (1944) in the Sibiciu Valley. Taking into account the fact that these sandstones are overlain by Globigerina-bearing marls which represent the main component of the horizon, we think that it is not necessary to give them a new name.

On the one hand, we should remember that the marly lithofacies with Globigerina at this level has a general distribution in

the whole Carpathian Flysch Zone and, on the other hand, we consider that the practical utility of the old name has been grasped and recognized for a long time. We mention, on this occasion, that the micaceous sandstones and the pelites of "the flyschoid horizon" of the above mentioned authors could represent, at most, only the 1st horizon of "the Lingurești Beds", a name that has failed to enter the lithological nomenclature of the Tarcău Nappe Paleogene of the East Carpathian Bend Zone even after Grigoraș (1955) changed the initial definition of these beds.

The constitutive material of the micaceous sandstones in the horizon of the Globigerina Marls and of the Lucăcesti Sandstone comes, in our opinion, from an inner source that supplied material together with an outer source that had an essential contribution to the detritic sedimentation at this level of the Eocene and especially in the Oligocene of the eastern areas of the East Carpathians Paleogene Flysch Zone. This point of view had been held by Ionesi (1975) in the case of the Lupoia Beds of the Tarcău Nappe, north of the Moldova Valley. These Lupoia Beds represent in fact nothing but the same horizon of the Globigerina Marls with Lucăcesti Sandstone, that just like in the Tazlău Valley (Dicea and Dicea, 1980; Micu et al., 1980, 1981), or south of the Moldova Valley (Dicea, 1974) admit a short flysch episod with convolute micaceous sandstones, whose continuity and areal developments are extremely variable.

On certain sections in the Tazlău Basin the Globigerina Marls Horizon is extremely poorly developed or is even missing, the subjacent Bisericani Beds being only apparently conformably overlain by the Slaty Bituminous Shales with Fierăstrău Sandstone Horizon. Such a situation has been met with in the Tazlău Valley, upstream the Struhule Brook, where the Bisericani Beds, that exhibit intraformational slippings, are overlain by strong quartzitic sandstone beds and conglomerates with angular elements of green schists with a quartzose sandy matrix. On the Brusturatu Brook on the western limb of the same anticline the sandstones and conglomerates reach a thickness of 6-8 m and constantly have slaty bituminous interbeds. That is why we think they are considered to represent, without doubt, the Fierăstrău Sandstones.

We interpret the absence in certain cases of the Globigerina Marls with Lucăcesti Sandstone Horizon, or its extremely reduced thickness, as being due to submarine erosional phenomena with limited areal distribution and differing in intensity from one place to another. We have identified such situations also on certain sections north of the Bistrița Valley, where they were also mentioned by Filimon and Damian (1965). These authors interpret the phenomenon as being caused by local leaching, after which the marine realm is set in again. Unlike these authors we consider that the material composing the Fierăstrău Sandstone and the conglomerates that accompanied it was carried through a system of submarine channels, a process sometimes accompanied by very severe erosion of the substratum. Such a sedimentation mechanism can be explained in our opinion, pretty well both the variation in thickness of the Globigerina Marl Horizon and some lithological peculiarities of the Slaty Bituminous Shales with Fierăstrău Sandstone Horizon that overlie it.



We do not exclude the possibility that the transport of great masses of sediments with heterogenous composition should have begun in periods of rather marked seismic activity, although the sediments of the marginal areas of the basin can lose their equilibrium independently, even in the absence of such phenomena, the way Dicea (1974) showed for a series of Eocene deposits between Suha Mică and Moldova.

The horizon of the Slaty Bituminous Shales with Fierăstrău Sandstone lies, as we have already pointed out, in most cases, in continuity of sedimentation, over the Globigerina Marls with Lucăcesti Sandstone Horizon and under the Lower Menilites and Bituminous Marls. Lithologically this horizon is built up of bituminous shales, sometimes very rich in fish remains, interbedded with decimetric or metric layers of massive quartzose sandstones. The sandstone cement is rather poorly represented and usually quartzose. There are also rare sandstones that make a slight effervescence with HCl. In the Tazlău Basin the thickness of this horizon is between 3-20 m.

It is Dumitrescu (1952, a, b, c, 1963) who first recognized and separated this horizon. He noticed that the Fierăstrău sandstones overlie the Lucăcesti ones and mentioned the lithological differences of the pelitic interbeds associated with the two superposed sandstone levels, both in the Slănic-Oituz and Vrancea Half-Windows and in the Tarcău Nappe. But subsequently this horizon is described by most geologists who have studied the outer flysch as "a horizon of the Lucăcesti Sandstone", although from their lithological descriptions it becomes obvious that in fact they are quartzose sandstones associated with bituminous shists and not with intercalations of Globigerina-bearing marls as in the case of the proper Lucăcesti Sandstone. In the Moldova Basin Ionescu (1975) shows that the sandstones associated with the brown marly clays represent, in fact, Fierăstrău Sandstones, but he includes them in the Lower Menilite Horizon. In the Sucevița Basin, Micu (1981) separates this horizon according to Dumitrescu's opinions (1952, a, b) expressed as early as 1948 showing among other things that it is the Fierăstrău and not the Lucăcesti Sandstone that represents the equivalent of the Boryslav Sandstone of the Pocutian Folds as well as of the Skibas Zone of the Soviet Carpathians, unlike the point of view previously expressed by Dolenko (1962) and by Visotki and Grigoras (1964).

We think that the diversity of opinions, on the Lucăcesti Sandstone expressed in the course of years in the Romanian geological literature was also favoured by the inconsistency of its initial description by Popescu-Voîtesti (1919, 1921). In his first work, where the name of Lucăcesti Sandstone is not yet used, Popescu-Voîtesti (1919) shows that "The Upper Eocene at Lucăcesti, as well as between Zemes and Bolatau ends with yellowish sandy marls that support a slightly micaceous fine light grey sandstone that at first sight can be taken for the Kiwa Sandstone". In his second work with the same subject, published in 1921 (p. 787) the above mentioned author used for the first time the name of Lucăcesti Sandstone for these sandstones well developed in the Berzunt Summit and between Asau and Tazlău Sărăt. To the original diagnose it is important to add Atanasiu's remark (1943, p. 156)



which points out that "the sandstones that build up thick beds on the Lucăcioia Brook are not Lucăcesti Sandstones", but, unfortunately, he does not add further details to this remark.

But examining in detail the section on the Lucăcioia Brook we have come to the conclusion that Atanasiu's point of view (1943) is right. Indeed here, over the Plopuc Beds, a horizon of Globigerina-bearing marls can be separated, rather difficultly, it is true, because the exposures are not very edifying. In the marls there are decimetric quartzose, slightly glauconitic sandstones as well as certain micaferous sandstone varieties. A careful examination of the thick pile of quartzose sandstones that overlies this horizon can lead to the identification of bituminous laminae, the rare joints between the metrical sandstone banks being bituminous in nature as well.

Taking into account what we have shown so far we are of the opinion that here as well it is the sandstones of the Globigerina Marls that represent the true Lucăcesti Sandstones, and not the thick pile of sandstones overlying them that we consider to be the Fierăstrău Sandstone, separated for the first time as we have already shown, by Dumitrescu (1952 a, b, c) in the Oituz Valley. The variations, sometimes rather important, in the thickness of these sandy episodes at the boundary Eocene-Oligocene, but especially the disregard of the lithological context in which they develop, could lead to frequent and undesirable confusions between the Lucăcesti Sandstones and the Fierăstrău ones.

As for the deposits developed in the bituminous facies with Kliwa Sandstone, we point out that in the Tazlău Basin a horizon of Lower Dysodils and another one of Kliwa Sandstone could be separated, whose individuality seems to diminish gradually northward, where, from the Basin of the Calu Valley to the Bistrița Valley, this separation becomes very difficult. We should also add that on certain sections two levels of bituminous brown marls have been evidenced, the second being situated in the Lower Dysodile Horizon. As a general remark we mention the relatively small thickness of the Lower Dysodile Horizon, on certain sections scarcely reaching 30-40 m, as well as the general tendency of the amount of the green schist elements associated with Kliwa Sandstone to diminish from east to west.

The succeeding lithostratigraphic unit, the Upper Dysodile Horizon, relatively monotonous lithologically, includes on the Brusturatu Brook, a 4-5 m, sometimes slightly bentonitized, crumbly, white-yellowish tuff, situated near the boundary with the following horizon, the Upper Menilites. It is situated at the same stratigraphic level with the tuff evidenced by us several years ago, on the Fălcău Brook, in the Calu Basin. On the Stuhu and Zlătioara Brooks, as well as in the Tazlău Valley, upstream the timber factory, immediately under the Upper Menilites, a 2-8 m sequence is developed consisting of red and green marls and clays. These alternate with thin hieroglyphic sandstones and in places are interbedded with 1-2 thin levels of whitish tuffaceous marls. This sequence represents the equivalent of the first "flyschoid" horizon separated by Dumitrescu (1952, a, b, c; 1963) in the Vrancea Half-Window, where it is also mentioned by Săndulescu et al. (1962),



who consider it to represent the remains of the Vînețiu and Podu Morii Beds respectively, of the outermost facies of the Oligocene of the Tarcău Nappe. In the Bistrița Half-Window these red and green clays were also pointed out by Filimon and Damian (1965), Mitrea et al. (1977), as well as by Fesci and German (1978).

The Gura Soimului Beds, overlying the Upper Menilites, display some facial variations, that is from a marly-clayey-sandy flysch-like lithofacies, developed especially in the west of the region to a conglomeratic lithofacies to the east.

These lithofacial variations of the Gura Soimului Beds characterize the whole area between the Trotuș Valley and the Bistrița Valley, as has been proved by Mirăuță (1969).

In the flysch-like facies one can notice a rather important participation of the bituminous rock interbeds, especially in the lower part of the Gura Soimului Beds, which made Dicea and Dicea (1980) separate them as an independent horizon ("Terminal Dysodiles"), situated between the "Terminal Menilites" and the Gura Soimului Beds. This point of view is in opposition with the initial definition of the Gura Soimului Beds (Stoica, 1953) according to which they include also the bituminous sequence under discussion. On this occasion we mention as well that Dicea and Dicea's "Terminal Menilites" (1980) are nothing but "Upper Menilites", the proper "Terminal Menilites" overlying, in fact, the Gura Soimului Beds that were correlated with the Goru Mișina ones (Dumitrescu et al., 1960) of the Vrancea Half-Window, flanked by the two menilite levels already mentioned.

The conglomeratic facies of the Gura Soimului Beds is typically developed especially on the pericline of the Măgura Tazlăului anticline, where, besides green schist elements and reworked limestones of the Foreland there are decimetric Oligocene rocks chaotically set in a silty or sandy matrix.

The facial variations of the Gura Soimului Beds sometimes take place rather rapidly. So, in the eastern limb and on the southern pericline of the Măgura Tazlăului anticline the conglomeratic facies is well represented while in its western limb a flysch-like facies is developed, in which there are rather rare, well rounded tiny elements, of green schists. Such variations take place, in fact, longitudinally as well, the Gura Soimului Beds, in a sandy-conglomeratic facies of a synclinal of the Limpejoru Brook passing rather suddenly in the Tazlău Valley to a marly-clayey flysch-like facies with micaceous limy sandstone interbeds.

Biostratigraphy

This chapter deals with the results of the analyses made on the content of calcareous nanoplankton, spores, pollen, dinoflagellates and microforaminifera coming out from samples picked up from continuous sections in formations situated at the Eocene-Oligocene boundary and in the Lower Miocene deposits of the Tazlău Basin.



a) Calcareous Nannoplankton

The study of the nannoplankton assemblages has been made on the sections on the Soimu and Pestiosu Brooks for the deposits placed at the Eocene-Oligocene boundary and on the sections in the Tazlău Valley for the Gura Soimului Beds (downstream the confluence with the Soimu Brook, between the Straja and Pestiosu Brook respectively). The nannoplankton assemblage of the Globigerina marls, although poorly preserved sometimes, especially at their upper part, is rich and varied, so that it can be assigned to, at least, two zones: zone NP 21 — *Clausicoccus (Ericsonia) subdistichus* at their lower part and zone NP 27 — *Helicosphaera reticulata* at their upper part.

In the lower part of this horizon an assemblage made up of the following elements has been identified: *Cyclococcolithina formosa* Kmpt. (only in the base), *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth & Hay), *Zygrablithus bifugatus* Defl., *Coccolithus eoplagieus* Bram. & Riedel, *Reticulofenestra ornata* (Perch Nielsen) n. comb., *Isthmolithus recurvus* Defl., *Reticulofenestra bisecta* (Hay), Mohler, Wade), *Sphenolithus predistinctus* Bram. & Wilcoxon, *Clausicoccus subdistichus* (Martini), *C. fenestratus* (Defl. & Fert.), *Lanterriithus minutus* Stradner, *Helicosphaera intermedia* (Martini), *H. compacta* (Bram. & Wilcoxon), *Reticulosphaera cf. laevis* (Roth & Hay), *Transversopontis pulcher* (Defl. & Fert.), *T. pulcheroides* (Sullivan), *T. obliquipons* (Defl. & Fert.).

In the upper part of the Globigerina Marls with Lucăcesti Sandstone Horizon, *Chiasmolithus alatus* Bukry & Percival and *Cruciplacolithus tarquinis* Roth & Hay also appear.

As we have already shown, the species *Cyclococcolithina formosa* appears only in the lower part of the horizon. As its disappearance marks the boundary of zones NP 21/NP 22, it results that most of the above mentioned horizon belongs to zone NP 22. Immediately under the first appearance of the slaty bituminous shales above the Globigerina Marl Horizon, the extinction of the species *Reticulofenestra umbilica* and the appearance of the first specimens of *Sphenolithus distentus* take place.

The biostratigraphic conclusions that can be inferred on the basis of the assemblages in the Globigerina Marls with Lucăcesti Sandstone Horizon point out great affinities with assemblages that in the North Europe Basins are considered to represent the Lower Oligocene. In comparison with the results obtained by Dicea and Dicea (1980), the assemblages we have identified on both the Soimu and the Pestiosu Brooks point out a somewhat more recent age of the studied deposits. In a future paper we shall give further details on this problem, taking into account more numerous sections, from both the Marginal Fold Unit and the Tarcău Nappe.

The Gura Soimului Beds, on all their thickness between the Upper Menilites in the base and the Terminal Menilites at the top, where they have not been removed by erosion, contain almost exclusively allochthonous species of calcareous nannoplankton, from Upper Cretaceous to Lower Oligocene. With a certain relativity, one can notice that the



reworkings have "a reversed gradation" from the Upper Oligocene ones to "the especially Cretaceous ones". From the upper part of the section, upstream the Soimu Brook, an assemblage has been identified made up of *Helicosphaera carteri* Kampt., *H. ampliaperta* Bram. & Wilcoxon, *H. transylvanica* Gheță and *Reticulofenestra pseudoumbilicalis* Gartner, an assemblage that characterizes zone NN3 — *Sphenolithus belemnos* (Martini, 1971). In this case the sporadic occurrence of *Sphenolithus belemnos* could point out the upper part of the zone, although *Sphenolithus heteromorphus* Defl. does not appear so far.

Therefore at least the upper part of the Gura Soimului Beds could be considered to belong to the Burdigalian (zone NN3). Their nannoplankton content can be compared with that of the top of the Chechiș Beds of the Transylvania Basin (Gheță — unpublished data). But an almost identical assemblage was also mentioned in the Vinețu Beds and in the Podu Morii Beds of the East Carpathian Bend Zone (Stefănescu et al., 1979), therefore at levels stratigraphically lower than the Gura Soimului Beds, taking into account the possible correlations. In connection with that remark we do not exclude the fact that the assemblage identified by Dicea and Dicea (1980) in the Gura Soimului Beds of the Tazlău Basin (that would point out that they belong to zone NN 2 — *Discoaster druggi*) should be reworked from subjacent deposits.

b) Palynological assemblages

The palynologically analysed samples are taken from sections on the Soimu Brook (Tab. 1) for the Eocene-Oligocene boundary, from the "flyschoid" level of the red and green clays under the Upper Menilites on the Stuhu Brook and from the Gura Soimului Beds on the Tazlău Valley, immediately upstream the confluence with the Soimu Brook.

The palynological assemblages taken from the upper part of the Bisericani Beds and of the Globigerina Marls with Lucăcesti Sandstone Horizon contain genera and species characteristic of the Upper Eocene. The palynofacies is dominated by the presence in explosion of the representatives of the genus *Myrica*, considered a stratigraphic marker (Gorin, 1975; Gruas-Cavagnetto, 1976). The assemblage includes the following genera and species: *Malvacipollenites rotundus*, *Deflandrea translucida* D. wardenensis, *Batiacosphaera compta*, *Wetzelia aff. articulata*, *Rhomboidinium pustulosum* etc. (samples 23-27).

At the level of samples 28-29, elements with a greater frequency in the lower part of the Oligocene appear, together with species characteristic of the Upper Eocene: *Abiespollenites cedroides*, *A. absolutus*, *Personidites*, *Baculatisporites gemmatus*, *Deflandrea heterophycta*, *Ptanoperidium flebilis*, *Thalassiphora velata*, *Paleocystodinium deflandrei*.

The assemblages of samples 32-37 differ from the previous ones by the appearance of a great number of conifers (*Picea*, *Pinus*, *Abies*, *Cedrus*) whose important development is known especially in the Oligocene (Pomerol, 1973; Gorin, 1975 b). The number of representatives



of the genus *Myrica* grows considerably, new forms appearing such as *Triatriopollenites rurensis*, *Geridocysta conopea*, *Chiropteridium aspinatum*, *Ptanoperidium flebilis*, *Deflandrea heterophlycta* etc.

In the section of the Stuhu Brook, the palynological assemblage of the flyschoid interbed with red and green clays contains conifer and deciduous species common to the Upper Oligocene and the Miocene. Some species such as *Lanicerapollenites* aff. *gallwitzii*, *Milfordia hungarica*, *Perinomoletes spicatus* are known in the Central Paratethys from the Egerian up to the Ottangian (Kedves, 1961 a, b; 1969). The assemblage probably corresponds to the Chattian-Burdigalian interval, but there are no elements for a sure dating. The presence in the assemblage of numerous forms reworked from the Eocene is, it too, worth mentioning.

The palynological assemblages of the Gura řoimului Beds contain in explosion representatives of the genus *Tithodiscus* with a form that according to Balteș (1969) is known in Romania only in the Lower Miocene. In these samples the conifers represent about 60 percent, parallelly appearing Artotertiary elements such as *Ulmus*, *Alnus*, *Betula*, *Zelkova*.

c) Microfaunal Remarks

The detailed analysis of the section at the Eocene-Oligocene boundary of the řoimu Brook has led to the following results (Tab. 2.) :

— At the top of the Bisericani Beds, foraminifer assemblages have been evidenced in which the pyritized agglutinant species are predominant. Subordinate to the first, there also appear calcareous benthonic species. Although rather poor in genera and species, we can consider that the assemblage is proper to the Bisericani Beds and has their age, that is Upper Eocene.

— In the deposits of the lower half of the Globigerina Marls and Lucăcesti Sandstone Horizon (samples 25-27) we can notice the existence in about 70 percent of agglutinant foraminifer species (*Rhabdammina linearis*, *Silicobathysiphon* sp., *Rheophax planus*, *R. pilulifer*) frequent in the Upper Eocene. Together with them (about 30 percent) species of rather small planktonic calcareous foraminifers are to be found. The planktonic species *Globigerina eocaena*, *G. ampliapertura*, *Subbotina linaperta*, and especially *Globigerinatheka index tropicalis* are a proof, here as well as in other parts of the Paleogene Flysch Zone, of the Priabonian age of these deposits, probably the Middle Priabonian. The microbiostatigraphic sequence is continued with assemblages of foraminifers, especially agglutinant ones, dominated by *Rhabdammina linearis*, *Bathysiphon eocenicus* and *Dendrophrya* div. sp., the planktonic species being rare and without special biostratigraphic significance (samples 28-29).

The population of foraminifers of the upper half of the horizon, of the Globigerina Marls with Lucăcesti Sandstone are remarkable both in point of the abundance of species and their variety. The agglutinants, quantitatively predominant, are represented by only 4 species, while the calcareous benthos, only in proportion of 20 percent, are diversified in numerous species (sample 30);



The calcareous plankton, represented by big Globigerina attest the Priabonian age of these rocks and is probably included in what is known as biozone P 17 (Blow, 1969).

The last samples (31, 32 a, 32 b) represent the typical assemblage of "Globigerina Marls" in which 90 percent of the population is given by the large-sized Globigerina plankton, with the same species of the previous samples. In addition, very rare specimens of the species *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis* (= *Acarinina centralis*) are noticed. Although the assemblage does not include all the species that define biozone P 17 we can assert that there are enough elements that permit us to continue to assign the Globigerina Marls to the Upper Priabonian.

The problem of the position of the Globigerina Marls within the Priabonian of the Carpathian area is still debatable, as the association of the planktonic foraminifers varies from a section to another. That is why we cannot give a definition of the Eocene-Oligocene boundary based on foraminifers, using the same reference markers in all the cases.

The last sample (33) on the section of the Șoimu Valley found in the first Slaty Bituminous Shales overlying the horizon of the Globigerina Marls with Lucăcesti Sandstone point here, as well as in other parts of the Paleogene Flysch, to a sudden diminution of the planktonic and benthonic populations; only a few planktonic species appear in the very rich facies of the Globigerina Marls.

In connection with the Eocene-Oligocene boundary, we can also mention (Elena Bratu — unpublished data) that over the Globigerina Marls Horizon, in different facies at this level of the Tarcău Nappe the biozone with *Pseudohastigerina micra* and small-sized Globigerina has been identified, that can be included in biozone P 18 (Blow, 1969), considered by Hardenbol and Berggren (1978) together with the upper part of zone P 17, as the base of the Rupelian.

Conclusions

Of what has been said so far a few conclusions can be inferred, the most important of which are :

- In the Tazlău Basin, as, in fact, in the whole Bistrița Half-Window, at the Eocene-Oligocene boundary, two gritty episodes can be separated, the Lucăcesti and the Fierăstrău Sandstones, associated with the Globigerina Marls and the Slatty Bituminous Shales, respectively ;

- At the top of the Upper Dysodile Horizon, the red and green clays, as well as the tuffs associated with them can be considered the most northern remains of the Podu Morii and the Vînețiu Beds of the outer facies of the East Carpathian Paleogene Bend Zone. They are the equivalent of "the flyschoid horizon", placed under the Lower Dysodiles and the Băneanu Sandstone in the Vrancea Half-Window ;

- The lithofacial variations of the Gura Șoimului Beds take place both longitudinally and transversally ;

- The nannoplankton assemblages of the Globigerina Marls with Lucăcesti Sandstone Horizon can be included in NP 21 and NP 22 of



the standard zonation of the Tertiary and Quaternary based on calcareous nannoplankton (Martini, 1971). The occurrence of the first specimens of *Sphenolithus distentus* at the top of the above mentioned horizon raises problems with important bio- and chronostratigraphic implications on which we shall focuss our attention in the future; — As for the palynological content, a series of changes of the palynofacies have been noticed in the Globigerina Marls with Lucăcesti Sandstone Horizon; they refer to the occurrence of new genera and species that are very frequent at the lower part of the Oligocene in the basins of the north of Europe;

— On the basis of edifying planktonic foraminifers the microfauna of the Globigerina Marls with Lucăcesti Sandstone Horizon of the Tazlău Basin can be assigned to biozones P 16 (the upper part) and P 17 Blow;

— The upper part of the Gura Soimului Beds contains in the stratotype a nannoplankton assemblage that can be included in the Burdigalian NN 3 zone (Martini), the Oligocene-Miocene boundary being probably placed somewhere below, within the Upper Dysodiles, as the palynological assemblages on the Stuhu Brook seem to indicate;

— The fact that in the Oligocene-Lower Miocene bituminous deposits the nannoplankton assemblages evidenced so far are rather rare can be partly explained by the current use of a dressing method that is not the most suitable for this type of rocks. A more adequate dressing method, that we have recently learnt about and that we intend to test, will offer us, as we hope, new possibilities to solve the problems connected with the age of the deposits developed in the bituminous facies.

The author wishes to thank Dr. W.H. Blow for his kind help in preparing the manuscript and for his useful suggestions.

REFERENCES

- Atanasiu I. (1943) Les facies du flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes Moldaves. *An. Inst. Geol.* XXII, p. 149-170, Bucureşti.
- Athanasiu S. (1913) Cercetări geologice în regiunea carpatică și subcarpatică din Moldova de Sud. *An. Inst. Geol.* IV (1910), p. I-XXX, Bucureşti.
- Baltes N. (1969) Distributions stratigraphiques des Dinoflagellés et des Acritarches tertiaires de Roumanie. *Proceed. 1st Int. Conf. Plankt. Microfoss.* Geneva.
- Băncilă I. (1944) Données sur le flysch du bassin supérieur du Tazlău Dulce (départ. de Neamț). *C.R. Séances Inst. Géol.* XXVII (1938-1939), p. 51-64, Bucureşti.
- (1952) Date îndepărtate asupra flisului din valea superioară a Tazlăului. *Dr. S. Inst. geol.* XXXVI (1948-1949), p. 32-42, Bucureşti.
- Blow W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *1st Int. Conf. Plankt. Microfoss. Proc.*, p. 199-421, Leiden.
- Demetrescu I., Botz R. (1958) Report to the archives of the IFGGH, Bucharest.
- Dicea O. (1974) Studiu geologic al regiunii Voronet-Suha Mica-Ploiești. *Inst. de Geol. Tehn. Econom.* J. nr. 11, 162 p., Bucureşti.



- Dicea M. (1980) Stratigraphic correlations on nannoplankton basis in the external flysch of the East Carpathians. *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXV (1977-1978), p. 111-126, Bucureşti.
- Dolenko G. N. (1962) Gheologhiac neftii de gaza Karpaty i 365 pag., Kiev.
- Dumitrescu I. (1952 a) Cercetări geologice în Vrancea de Nord. *D. S. Com. Geol.* XXXVI (1948-1949), p. 51-61, Bucureşti.
- (1952 b) Cercetări geologice asupra flișului din valea Oituzului. *D. S. Com. Geol.* XXXVI (1948-1949), p. 61-70, Bucureşti.
- (1952 c) Studiu geologic al regiunii dintre Oituz și Coză. *An. Com. Geol.* XXIV, p. 115-170, Bucureşti.
- (1963) Noi date asupra flișului miogeosinclinal din munții Vrâncel. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V (1961), IV-tectonică, p. 65-84, Bucureşti.
- Georgescu C., Sandulescu M., Georgescu S., Sandulescu J., Kusko M., Moisă I. (1960) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Fesci V., German M. (1977) Report, the archives of IPGGH, Bucharest.
- Filimon T., Damian A. (1965) Geologia regiunii Bicaz-Piatra Neamț. *Soc. St. Nat. Geogr.-Com. Geol.* III, p. 39-59, Bucureşti.
- German M., Savu M., Moroșanu I. (1977) Report, the archives of IPGGH, Bucharest.
- Gorin G. (1975 a) Etude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif Central). *Bull. BRGM*, p. 153-154, Paris.
- (1975 b) Corrélations palynologiques dans l'Oligocène supérieur (entre la Grande Limagne et l'extrême occidentale du bassin molassique suisse. *C. R. Séances Soc. Phys. Genève*, 104, p. 67-69, Genève.
- Grigoras N. (1955) Studiu comparativ al faciesurilor Paleogenului în rîul Putna și Buzău. *An. Com. Geol.* XXVIII, p. 199-219, Bucureşti.
- Grozescu H. (1927) Geologia bazinului superior al Tazlăului Mare. *Anal. Inst. Geol.* XII, p. 499-524, Bucureşti.
- (1931) Geologia zonei marginale la flișul între Moinești și Piatra Neamț. *D. S. Inst. Geol.* XVIII, p. 7-27, Bucureşti.
- Popescu M. (1929) Notă preliminară referitoare la structura geologică a bazinului superior al rîului Tazlău. *D. S. Inst. Geol.* VIII, p. 99-100, Bucureşti.
- Gruas-Cavagnetto G. (1976) Des marquères stratigraphiques de l'Eocene du Bassin de Paris et de la Manche Orientale. *Rev. Micropal.* 18/4, p. 221-224, Paris.
- Hardenbol J., Berggren W. A. (1978) A New Paleogene Numerical Time Scale. *AAPG Studies in Geology*, 6, p. 213-234, Tulsa.
- Ionescu L. (1975) Asupra vîrstelor stratelor de lutpoală din flișul extern. *Luter. St. „Stearul“*, Geol.-Geogr., p. 36-44, Pîngărați.
- Kedvesi M. (1961 a) Études palynologiques dans le bassin de Dörög I. *Pollen et Spores*, 2, p. 89-116, Paris.
- (1961 b) Etudes palynologiques dans le bassin de Dörög II. *Pollen et Spores*, 3, p. 101-153, Paris.
- (1969) Palynological studies on Hungarian Early Tertiary deposits. Akad. Kiadó, Budapest.
- Martini E. (1971) Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *2nd Int. Conf. Plankt. Microfossils Proc.*, p. 739-785, Roma.
- Micu M. (1981) Nouvelles données sur la stratigraphie et la tectonique du flysch externe du bassin de la Sucevița. *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXVI/5 (1979), p. 51-64, Bucureşti.



- Bratu E., Bombișă G., Popescu D., Tăutu E., Mihăilescu N. (1979) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
 - Ion J., Antonescu E., Tăutu E., Bombișă G., Mihăilescu N. (1980) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
 - Gheță N., Tăutu E., Ion J., Antonescu E. (1981) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Mirăuță O. (1969) Stratigrafia și structura Miocenului subcarpatic din regiunea Moinești-Tazlău. *D. S. Inst. geol.* LIV/R (1967), p. 173-211, București.
- Mirăuță E. (1964) Structura geologică a molasei miocene dintr-o valea Bistriței și Tazlău. *D. S. Com. geol.* XLIX/1 (1961-1962), p. 67-76, București.
- Mitrea G., Paidiu P., Constantin R. (1977) Report, the archives of the IPGGH, Bucharest.
- Olteanu C. (1952) Cercetări geologice între valea Bistriței, pîrîul Cucejdilului și pîrîul Pingărăciorul, jud. Neamț. *D. S. Com. Geol.* XXXVI (1948-1949), p. 42-50, București.
- (1953) Revizuire geologice la sud de valea Bistriței. *D. S. Com. Geol.* XXXVII (1949-1950), p. 11-22, București.
- Pomerol C. (1973) Caractères généraux du Paléogène. Stratigraphie et Paléontologie, p. 52-54, Paris.
- Popescu-Voitești I. (1919) Descrierea geologică a regiunii petrolifere Zemeș-Tazlău Sărat-Stănești-Solonț, cu 1 schiță, trei profile geologice și profilele normale ale sondelor din săntierul Stănești. *Analele Minelor* I/4-5, p. 68-75, București.
- (1921) Aperçu général sur la géologie de Roumanie (Synthèse des Carpathes actuelles). *Ann. Mines Roum.* IV/8-9, p. 751-821, București.
- Sândulescu M., Sândulescu J., Kusko M. (1962) Structura geologică a părții de NW a munților Buzăului și a părții de SW a munților Vrancei. *D. S. Com. Geol.* XLVIII (1960-1961), p. 121-140, București.
- Stoica C. (1944) Paleogenul din valea Sibiciului. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.* VIII, p. 64-75, Cluj.
- (1953) Stratele de Gura Șoimului-Tazlău. *Rev. Univ. Buc. Polit. Buc., ser. Șt. Naturii*, 2, p. 171-176, București.
- Ștefănescu M., Gheță N., Dicea M. (1979) On the Oligocene-Miocene boundary in the external flysch zone of the Carpathian Bend. A tentative solving by calcareous nannoplankton. *Rev. roum. géol. géoph. géogr. géologie* 23/1, p. 89-94, București.
- Turculeț L., Filimon T. (1956) Report, the archives of the IPGG, Bucharest.
- Visoțki I. V., Grigoraș N. (1964) Schema de corelare a depozitelor paleogene din Carpații Orientali de pe teritoriile URSS și RPR. *St. cerc. geol., geof., geogr., ser. geol.*, 9/1, p. 25-38, București.
- Wieser T. (1963) Nouveaux horizons de tuffs dans les Carpates Polonaises et leur importance stratigraphique. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V (1961), III/2, p. 319-323, București.



DISTRIBUTION OF SPORES, POLLEN AND DINOFAGELLATES AT THE EOCENE OLIGOCENE
BOUNDARY ON THE SOIMU BROOK

M. MICU et al. Stratigraphy of Paleogene Deposits from the Tazlău Basin

Pl.I

	Denomination	Sample					Age	
		23;24; 26;27.	28;29.	31.	32.	37.	Upper Eocene	Lower Oligocene
SPORES	Laevigatosporites haardti W. Kr.			+			+	
	Laevigatosporites gracilis Wil. et Web.	+					+	
	Verucatosporites foveus favus Th. et Ph.	+1			+2		+1	+2
	Leiotriletes cristatus Schuler et Sittler	+					+	
	Echinatisporis verruechinus W. Kr.	+					+	
	Cicatricosporites dorogensis Pot. et Gell.	+					+	
	Baculatisporites gemmatus W. Kr.		+				+	
	Polipodiites secundus W. Kr.			+			+	
POLLEN	Periporopollenites stigmosus Th. et PF.	+					+	
	Malvacipollenites rotundus	+					+	
	Triatriopollenites myricoides Th. et PF.	+					+	
	Triatriopollenites cf. engelhardtioides	+					+	
	Triatriopollenites spinosus Martynova			+			+	
	Triatriopollenites rurensis Th. et PF.			+1	+2			+1,2
	Pseudospineapollis pseudospinosus W. Kr.	+					+	
	Trivestibulopollenites betuloides PF.	+					+	
	Sciadopityspollenites serrotus THG.	+					+	
	Polyvestibulopollenitis verus Th. et PF.	+					+	
	Coryopollenites simplex W. Kr.		+				+	
	Caryapollenites rugatus chateauneuf.	+					+	
	Plicapollis pseudoexcelsus W. Kr.	+1			+2		+1	+2
	Abiespollenites absolutus Thiergart.		+1		+2		+1	+2
	Abiespollenites cedroides W. Kr.	+					+	
	Aceripollenites reticulatus					+		+
	Arecipites monocolpatus W. Kr.			+			+	
	Piceo graminidites					+		+
	Piceo tobolicus W. Kr.				+		+	
	Cedripites pollenites				+		+	
	Tricolporopollenites fsp. microreticulatus Th. et PF.	+					+	
	Tricolporopollenites edmundi R. Pot.			+			+	
	Tricolporopollenites microhenrici PF. et TH.					+		+
DINOFLAGELLATES	Peronomoletes sp.					+		+
	Multiporopollenites maculatus					+		+
	Pityosporites microalatus Th. et PF.				+1	+2		+1,2
	Chenopodipollis multiplex W. Kr.				+			+
	Chenopodipollis neogenicus					+		+
	Compositoipollenites rizophorus Pot.					+		+
	Parsonsidites sp.		+				+	
	Zonalopollenites maximus W. Kr.			+			+	
	Graminidites multiglobosum W. Kr.					+		+
	Milfordia hungarica W. Kr.				+		+	
	Retitricolpites cf. cydogracilis Lubomirova		+				+	
	Ephedripites palaeogenicus Chateauneuf		+				+	
	Ovoidites ligneolus RAATZ		+				+	
	Ovoidites trialatus RAATZ		+				+	
	Deflandrea eocenica Baltes				+		+	
	Deflandrea phosphoritica Eis.	+1	+2			+3	+1,2	+3
	Deflandrea translucida Chateauneuf	+					+	
	Deflandrea spinulosa Alberti	+1	+2	+3			+1,2,3	
	Deflandrea wardenensis Will. et Dow.	+					+	
	Deflandrea cf. heterophlycta Defl. et Cookson	+1		+2			+1	+2
	Deflandrea phosphoritica var. subphosphoritica Cook.					+		+
	Deflandrea aff. macrocysta					+		+
	Samlandia angustivela Eis.	+					+	
	Cyclonephelium vitilare Gerlach	+					+	
	Batiacasphaera compta Drugg.	+					+	
	Wetzelia aff. articulata Eis.	+					+	
	Wetzelia symetrica Weiler.			+			+	
	Romboidinium pustulosum Chateauneuf.	+					+	
	Lejeunia falax Morgenroth.	+1	+2				+1,2	
	Operculoidinium tiara stower, Evitt.	+1	+2		+3		+1,2	+3
	Adnatosphaeridium multispinosum Will. et Dow.	+					+	
	Areosphaeridium sp.	+					+	
	Ptanoperidium amoenum Drugg. Loeblich.		+				+	
	Ptanoperidium flebilis Liengjaren.				+			+
	Gonialaucista tenuitabulata Gerlach.		+				+	
	Thalasiphora velata Eis et Gocht.	+					+	
	Paleocistodinium deflandrei		+				+	
	Tithodiscus sp.		+1			+2	+1	+2
	Leptodinium sp.			+			+	
	Geridocista conopea Costa. et Downie.				+			+
	Chiropteridium aspinatum Brosius				+			+
	Apteodinium emsländensis Stower et Evitt.				+			+
	Apteodinium sp.					+		+



DISTRIBUTION OF MICROFORAMINIFERS AT THE EOCENE-OLIGOCENE BOUNDARY IN THE SOIMULUI VALLEY

M. MICU et al. Stratigraphy of Paleogene Deposits from the Tazlău Basin

Pl. II

MICROFAUNAL ASSEMBLAGES	Bisericanî Beds		Globigerina Marl and Lucăcesti Sdst.										Slatty Bituminous Shales and Fierastrău Sdst.	
	PRIABONIAN												RUPELIAN	
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	32A	32B	33	
<i>Bathysiphon eocenicus</i> Cushman and Hanna														
<i>Bogdanovicziella complanata</i> (Franke)														
<i>Dendrophrya excelsa</i> Grzybowski														
<i>Dendrophrya robusta</i> Grzybowski														
<i>Dendrophrya maxima</i> Friedberg														
<i>Grzybowskiella subangusta</i> Mjatliuk														
<i>Grzybowskiella angusta</i> (Friedberg)														
<i>Glamospira corona</i> Cushman and Jarvis														
<i>Glamospira gordialis</i> White														
<i>Glamospira irregularis</i> (Grzybowski)														
<i>Hyperammina</i> sp.														
<i>Haplophragmoides</i> sp.														
<i>Reophax planus</i> Halkyard														
<i>Reophax pilulifer</i> Brady														
<i>Recurvooides</i> sp.														
<i>Rhabdammina linearis</i> Brady														
<i>Rhabdammina discreta</i> Brady														
<i>Saccammina placenta</i> (Grzybowski)														
<i>Silicobathysphon</i> sp.														
<i>Trochammina</i> sp.														
<i>Trochamminoides lituiformis</i> (Grzybowski)														
<i>Catapsydrax dissimilis</i> (Cushman and Bermudez)														
<i>Globigerina ampliapertura</i> Bolli														
<i>Globigerina corpulenta</i> Subbatina														
<i>Globigerina eocaena</i> Gümbel														
<i>Globigerina inaequispira</i> Subbatina														
<i>Globigerina tripartita</i> Koch														
<i>Globorotalia praebulloides leroyi</i> Blow and Banner														
<i>Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis</i> (Cale)														
<i>Globorotalia cerroazulensis pommerali</i> (Toumaruine and Bolli)														
<i>Subbotina linoperta</i> (Finlay)														
<i>Subbotina inflatiformis</i> Mjatliuk														
<i>Subbotina frontosa</i> (Bolli)														
<i>Globigerina tripartita tapuriensis</i> Blow and Banner														
<i>Globigerinatheka index tropicalis</i> (Blow and Banner)														
<i>Bulimina costata</i> D'Orbigny														
<i>Cibicidoides westwesti</i> Howe														
<i>Cibicidoides praelopjanicus</i> Mjatliuk														
<i>Cibicidoides</i> div. sp.														
<i>Chilostomella chilostomelloides</i> Vasicek														
<i>Caucasina</i> sp.														
<i>Ellipsoglandulina multicostata</i> (Galloway and Morey)														
<i>Fissurina</i> sp.														
<i>Gyroidinoides girardanus</i> (Reuss)														
<i>Lagena</i> div. sp.														
<i>Lenticulina</i> div. sp.														
<i>Oridorsalis umbonatus</i> (Reuss)														
<i>Quadrimerophina</i> sp.														
<i>Quinqueloculina</i> sp.														



4. STRATIGRAFIE

NOUVELLES DONNÉES POUR LA CORRÉLATION
DES FORMATIONS PALÉOGÈNES DES UNITÉS ALLOCHTONNES
DE LA ZONE DU FLYSCH TRANSCARPATHIQUE (MARAMUREŞ)¹

PAR

MIRCEA SĂNDULESCU², ELENA BRATU²

Paleogene. Flysch. Allochthonous units. Lithostratigraphy. Petrova Nappe. Botiza Nappe. Wildflysch Nappe. East Carpathians. Transcarpathian Flysch. Maramureş. Lăpuş Mts.

Abstract

New Data Regarding the Correlation of the Paleogene Formations of Allochthonous Units from the Transcarpathian Flysch Zone (Maramureş). In three allochthonous units of the Transcarpathian Flysch Zone (Petrova, Botiza and Wildflysch Nappes) micropaleontological researches favoured a better correlation of the Paleogene flysch deposits. Consequently, the proper and typical lithostratigraphic successions of each nappe were emphasized. Paleogeographic conclusions show that two troughs corresponding to the Botiza s. str. and Petrova Nappes are delimited by a ridge (geanticinal) where condensed sedimentation did occur — the frontal scales of the Botiza Nappe s.l. (Pienniny elements).

Les conclusions de cette note ont un caractère préliminaire, nos recherches concernant les dépôts paléogènes du Maramureş étant en cours. La richesse des microfaunes obtenues sur plusieurs coupes prélevées dans différentes unités, nous a déterminé pourtant de présenter ce nouveau essai de corrélation. Il couvre les unités allochtonnes de la Zone du Flysch Transcarpathique, c'est-à-dire les nappes de Petrova, de Botiza et du Wildflysch.

Les recherches modernes concernant la nappe de Petrova ont débuté avec les travaux de Motaş (1956) qui a distingué les grès de

¹ Regue le 15 mai 1981, acceptée pour être communiquée et publiée le 28 mai 1981, présentée à la séance du 29 mai 1981.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



RÉSUMÉ

Strîmtura et de Voroniciu, Atanasiu (1956), qui a défini le Flysch de Petrova, de Patrulius (1956) qui a fait un premier essai de corrélation régionale du Paléogène de Maramureș et de Ionesi (1959). Plus au sud Dumitrescu (1957) a défini les nappes de Botiza et du Wildflysch, remarquées également par Mutihac (1956). Du travail de Bombiță (1971) nous retenons les contributions concernant les faunes de nummulites et les microfaunes éocènes trouvées dans la nappe de Botiza. Une synthèse non publiée est réalisée par Iliescu et al. (1971) dans laquelle des microfaunes sont citées aussi bien de la nappe de Petrova que de celles de Botiza et du Wildflysch. Bratu (1967) met pour la première fois en évidence les microfaunes à *Cyclammina amplectens* des ruisseaux Ieud et Cornet, celle Paléocène de la nappe de Petrova ainsi que les microfaunes éocènes de la nappe du Wildflysch, dans le bassin hydrographique du ruisseau Ieud. Antoneșcu et al. (1975) remarquent pour la première fois la possibilité de distinguer des formations oligocènes dans la nappe de Botiza. Sândulescu (1977 ; 1980) montre que les écailles frontales de la nappe de Botiza ont une succession lithostratigraphique différente de celle du corps principal de la nappe. Il envisage (Sândulescu, 1972, 1975) la correspondance entre la nappe de Petrova et les parties internes de la nappe de Magura. Récemment une synthèse concernant l'ensemble de la Zone du Flysch Transcarpathique (Dicea et al., 1980) apporte de nombreuses données micropaléontologiques sur les dépôts paléogènes dont nous allons faire des références dans ce qui suit.

Structure générale de la Zone du Flysch Transcarpathique

Nous suivrons dans cette note le schéma structural qu'un de nous (Sândulescu, 1972, 1975, 1980) a proposé pour l'ensemble de la Zone du Flysch Transcarpathique. On y distingue (fig. 1) la couverture post-tectonique des Dacides orientales, la nappe de Petrova, la nappe de Botiza et la nappe du Wildflysch. À ceux-ci s'ajoute la nappe-écaille de Sétrev, que nous considérons pour le moment une complication de la couverture post-tectonique. Étant donné que nous proposons un sujet limité aux trois nappes mentionnées ci-dessus nous ferons quelques remarques sur leur constitution seulement.

La nappe de Petrova affleure au nord de la faille Bogdan Vodă. Deux ensembles lithologiques y peuvent être distingués, le Flysch de Petrova et le grès de Strîmtura. Le Flysch de Petrova du type "couches à hiéroglyphes" comporte plusieurs niveaux d'intercalations d'argiles rouges griotte et aussi de grès, par endroits sableux ou à passes microconglomératiques. Le grès de Strîmtura est un flysch gréseux massif.

L'écaille de Leordinaș dont l'appartenance à la nappe de Petrova ou à une unité indépendante de celle-ci reste encore incertaine, est constituée d'un flysch riche en intercalations de marnes rouges surmonté par le grès de Voroniciu (Motas, 1956). Patrulius (1956) décrit cette succession sur la rivière droite du Vișeu (Dealul Morii). Nous l'avons trouvée, bien ouverte sur les ruisseaux Cornetu et Hramnic, à l'est de Rona de sus.



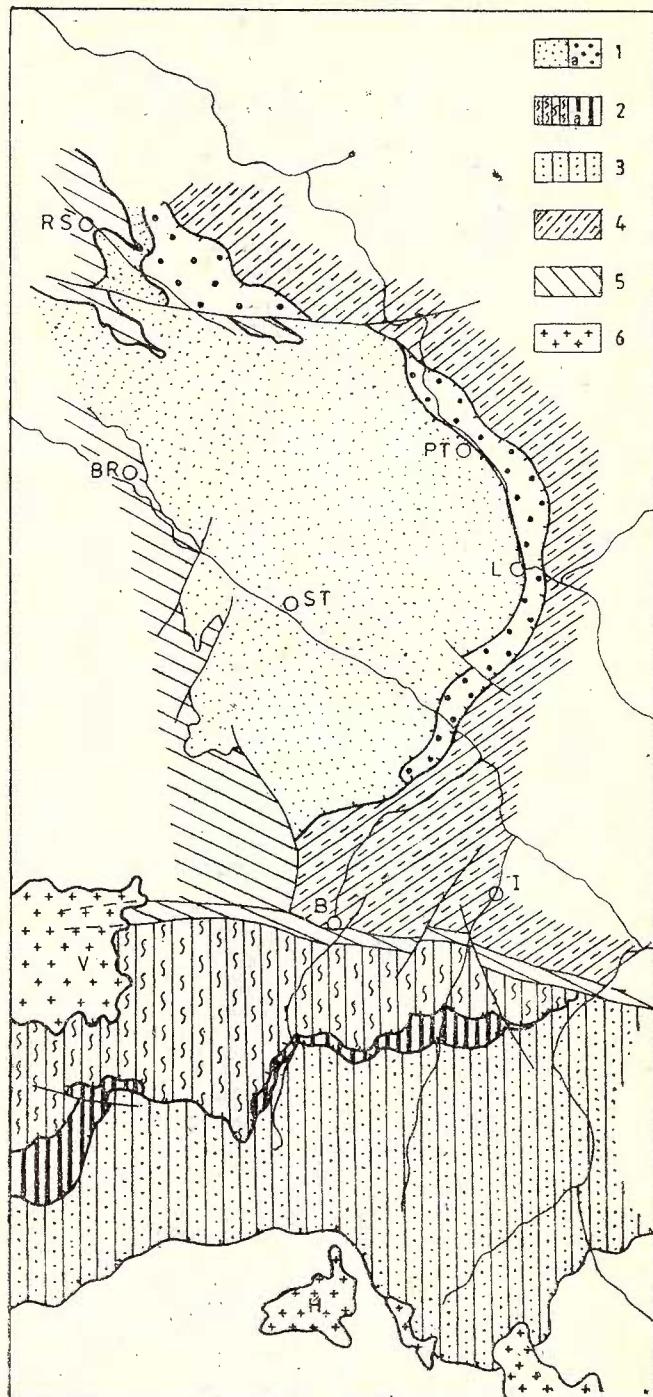


Fig. 1. — Esquisse tectonique des unités allochtones de la Zone du Flysch Transcarpathique.

1, Nappe de Petrova; a, Écaille de Leordina; 2, Nappe de Botiza; a écaillles frontales; 3, Nappe du Wildflysch; 4, couverture post-nappes mésocrétacées des Dacides orientales; 5, molasses néogènes. RS, Rona de Sus; PT, Petrova; L, Leordina; ST, Strimtura; BR, Birsana; B, Botiza; I, Ieud; V, monts Văratec; H, monts Hudin; 6, roches volcaniques.

La nappe de Botiza comporte les écailles frontales, qui renferment les klippes de type piénin de Poiana Botizei et Strîmbu-Băiuț et le corps principal de la nappe (nappe de Botiza s. str.). Dans cette dernière au dessus des marnes rouges sénoniennes et des argiles bariolées paléocènes, trois ensembles lithologiques ont été distingués (*pro parte* Bombiță, 1971 ; Săndulescu, Russo-Săndulescu, 1977 ; Săndulescu, 1980) : le Flysch de Tocila, le grès de Secu et le Flysch de Valea Vinului. Dans les écailles frontales les dépôts éocènes ont des épaisseurs réduites par rapport au corps principal de la nappe ; là le grès de Secu est absent. Des dépôts supposés oligocènes (Antonescu et al., 1975) sont connus dans les écailles frontales seulement, notamment dans l'écaille de Ieud et de Tocila-grès de Secătura (Săndulescu, Russo-Săndulescu, 1977).

La nappe du Wildflysch a une position méridionale par rapport à la nappe de Botiza. Elle est constituée de deux ou trois séquences de flysch et/ou d'argiles à blocs, séparées par des paquets de grès et conglomérats. Cette succession est surmontée par une épaisse formation gréseuse, comparable au grès de Borșa.

Remarquons enfin que les nappes de Botiza et du Wildflysch affleurent au sud de la faille Bogdan Vodă, tandis que celle de Petrova au nord de celle-ci.

Données litho- et biostratigraphiques

Nappe de Botiza. Dans cette nappe nous avons analysé surtout l'écaille de Ieud et le corps principal de la nappe, dans le bassin du ruisseau Botiza, la région du mont Secu, de Valea Vinului-Crișmărița et de Băiuț.

L'écaille de Ieud est caractérisée par le développement des argiles bariolées, rouge griotte, verdâtres et noirâtres, suivies et partiellement remplacées latéralement par un flysch type „couches à hiéroglyphes“. La succession est couronnée par un flysch gréseux à stratification convolute (grès de Secătura).

La coupe la plus représentative se trouve dans la vallée de Ieud et a fait déjà l'objet de plusieurs recherches (Bratu, 1968 ; Iliescu, 1971 ; Dicea et al., 1980). La séquence à argiles bariolées comporte deux associations de microforaminifères, synchrones et alternantes. Il s'agit de l'association à *Cyclammina amplectens* et de l'association à *Sphaerammina subgaleata*. L'espèce *Cyclammina amplectens* est présente seulement dans les couches rouges griotte, tandis que *Sphaerammina subgaleata* existe dans celles verdâtres ou cendrées. À part ces deux espèces types l'ensemble des foraminifères est commun pour toute la séquence. Il comporte *Asanospira walteri*, *Dendrophrya excelsa*, *D. robusta*, *D. maxima*, *Grzybowskiella angusta*, *G. aquaeae*, *G. subangusta*, *Glomospira corona*, *G. gordialis*, *Haplophragmoides suborbicularis*, *Recurvirodes anormis*, *R. walteri*, *Rhabdammina abyssorum*, *Rh. irregularis*, *Rh. cylindrica*, *Rh. linearis*, *Rh. discreta*, *Rheophax splendidus*, *Silicobathysiphon* sp., *Trochamminoides contortus*, *T. irregularis* et *T. vermetiformis*.

L'alternance des deux associations à *Cyclammina amplectens* et à *Sphaerammina subgaleata* dans la coupe du ruisseau Ieud est due pro-



bablement à des conditions paléoécologiques différentes (Bratu, 1967). La première se trouve dans les pélites rouge griotte la seconde dans celles cendrées ou verdâtres. L'ambiance chimique-oxidante dans le premier cas, reductrice dans le second — a joué le rôle de phyltre pour les deux espèces citées. Cette situation paraît être propre à la coupe de Ieud, puisque dans d'autres endroits *Cyclammina amplectens* a été trouvée dans des pélites cendrées également.

En ce qui concerne l'âge des deux associations à *Cyclammina amplectens* et *Sphaerammina subgaleata* on peut les considérer caractéristiques pour le Lutétien supérieur. A ce niveau stratigraphique elles ont été trouvées aussi dans le Flysch de Șotriș (zone à *Cyclammina amplectens* et *Hantkenina liebusi*, Bratu, 1967, 1972 ; Bratu, Gheta, 1972), dans le grès de Tarcău supérieur et à la base des couches de Podu Secu (Săndulescu, Săndulescu, 1963, 1973) aussi bien que dans les couches de Strujinoasa (Joja et al., 1963 ; Bratu, 1975). Dans le flysch carpathique de Pologne et de Tchécoslovaquie de nombreux travaux citent l'association à *Cyclammina amplectens* dans l'Eocène moyen, voir dans sa partie supérieure.

Au dessus des argiles bariolées de la vallée de Ieud l'espèce *Cyclammina amplectens* disparaît et *Sphaerammina subgaleata* a une fréquence réduite marquant le passage dans l'Eocène supérieur. Ce fait est confirmé par la présence dans les niveaux terminales du flysch type „couches à hiéroglyphes“ de globigérines priaboniennes supérieures (Dicea et al., 1980), juste au dessous du grès de Secătura.

Les variations latérales de lithofaciès dans l'écailler de Ieud sont confirmées par les données micropaléontologiques dans le sens que l'association à *Cyclammina amplectens* a été trouvée également à l'ouest de la vallée de Ieud, dans le ruisseau Poienița dans un flysch type „couches à hiéroglyphes“ à intercalations rouges, qui est l'équivalent des argiles bariolées.

En ce qui concerne la nappe de Botiza s. str. (le corps principal de la nappe) il faut d'abord préciser que l'association à *Sphaerammina subgaleata* débute à des niveaux relativement bas dans le Flysch de Tocila qui affleure sur le ruisseau Botiza. Elle s'étale jusqu'aux niveaux supérieurs du Flysch de Valea Vinului, à la base de ce dernier (niveau à argiles rouge griotte) étant présente — mais à fréquence réduite, l'espèce *Cyclammina amplectens* aussi. Précisons que l'association à *Sphaerammina subgaleata* se développe également dans les intercalations pélítiques du grès de Secu.

À côté de *Sphaerammina subgaleata* l'ensemble de microforaminifères contient aussi *Asanospira walteri*, *Bogdanowiczella complanata*, *Dendrophryna walteri*, *D. robusta*, *D. maxima*, *Grzybowksiella subangusta*, *Glomospira corona*, *G. irregularis*, *Glomospira gordialis*, *Haplophragmoides* div. sp., *Reophax planus*, *R. subnodulosum*, *Recurvooides walteri*, *Rhabdamina linearis*, *Saccammina placenta*, *Silicobathysiphon* sp., *Silicobathysiphon pseudoloculus*, *Trochamminoides irregularis*. Dans la vallée de la Botiza nous avons trouvé également *Cystamminella bitkovensis*, *Cy. grzybowski*, *Cy. elongata*, *Chilostomella chilostomeloides* et *Ch. tenuis* (les deux dernières à une fréquence réduite).



La grande fréquence de *Sphaerammina subgaleata* à plusieurs niveaux couvrant une grande partie du Flysch de Tocila, le grès de Secu et le Flysch de Valea Vinului, confère à cet intervalle lithostratigraphique l'âge Lutétien supérieur, par comparaison avec la situation trouvée dans la vallée de Ieud (voir plus haut). Il n'est pas exclu que le Flysch de Valea Vinului passe aussi dans l'Éocène supérieur. Signalons en plus que dans le grès de Secu Bombiță (1971) cite des nummulites d'âge Éocène moyen et que le même auteur décrit, sans préciser l'endroit, des nummulitides d'âge Priabonien de ce qu'il a dénommé comme „horizon supérieur“ du Flysch de Tocila-Secu et qui peut être assimilé au Flysch de Valea Vinului.

Les niveaux inférieurs du Flysch de Tocila, au dessous des niveaux à *Sphaerammina subgaleata*, ont délivré (ruisseau Botiza) une microfaune à *Dendrophyra* div. sp., *Trochamminoides* div. sp. et *Glomsopira* div. sp., qu'on peut placer dans l'Éocène inférieur. Dicea et al. (1980), citent aussi une „association à *Trochammina* et *Glomospira*“ qu'ils placent également dans l'Éocène inférieur. Il faut pourtant mentionner que — en se référant à la coupe du ruisseau Botiza — la partie qui revient à l'Éocène inférieur est d'épaisseur réduite. Jusqu'à des investigations plus détaillées il y a plusieurs interprétations : (1) l'intervention de complications tectoniques frontales dans le Flysch de Tocila réduisant par cisaillements successifs l'épaisseur de l'Éocène inférieur ou (2) une sédimentation condensée (toujours de type flysch !) pendant l'Éocène inférieur.

On constate sans difficulté que les successions lithostratigraphiques de l'écaillerie de Ieud et du corps principal de la nappe sont bien différentes. Une partie du Flysch de Tocila et le grès de Secu, éventuellement une partie du Flysch de Valea Vinului aussi sont synchrones avec les argiles bariolées de l'écaillerie frontale, différence mentionnée antérieurement (Săndulescu, Russo-Săndulescu, 1977 ; Săndulescu, 1980).

Nappe du Wildflysch. Nous avons prélevé plusieurs coupes dans les dépôts de cette nappe, depuis la route Grosii Tibleșului-Botiza à l'est jusqu'au bassin du ruisseau Baicu à l'ouest. La nappe du Wildflysch montre dans cette région trois séquences de flysch type „couches à hiéroglyphes“ séparées par des paquets de grès et conglomérats. Sur Izvorul Detunatului et au sud de Virful Măguriței, aussi bien que dans le bassin du ruisseau Arieșul, des niveaux plus ou moins épais d'argiles à blocs s'intercalent (par endroits remplacent) dans les séquences de flysch.

Ce sont les séquences moyenne et supérieure de flysch type „couches à hiéroglyphes“ qui nous ont délivré des microfaunes. Une grande partie des échantillons collectés contient une microfaune d'âge Lutétien supérieur à *Cyclammina amplectens*. Il s'agit du niveau moyen et la partie inférieure du niveau supérieur ; un seul échantillon situé à la partie supérieure du niveau inférieur contient également cette association. À côté de *Cyclammina amplectens* cette association comprend également *Asanospira walteri*, *Bogdanowiczella complanata*, *Cystaminella bitwovensis*, *Dendrophyra robusta*, *D. excelsa*, *D. maxima*, *Glomospira corona*, *G. gordialis*, *G. irregularis*, *Grzybowskiella suban-*



gusta, *Haplophragmoides* sp., *Rhabdammina linearis*, *Rh. discreta*, *Rh. abyssorum*, *Reophax planus*, *R. paraduplex*, *Spiroplectammina spectabilis*, *Trochamminoides coronatus*, *T. lituiformis*.

Dans la séquence supérieure du flysch type „couches à hiéroglyphes“ la fréquence de *Cyclammina amplectens* diminue (dans les niveaux inférieurs) marquant le passage à l'Éocène supérieur. À ce niveau apparaissent également *Karreriella indigena*, *Dendrophrya latissima*, *Recurvooides anormis*, et *Silicobathysiphon* sp. Encore plus haut (toujours dans la séquence supérieure de flysch qui comporte les plus fréquentes intercalations rouges de toute la succession de la nappe du Wildflysch) *Cyclammina amplectens* ne se trouve plus, la microfaune comprenant (*P. Cîrligăturii*), *Ammodiscus latus*, *Asanospira walteri*, *Dendrophrya robusta*, *Grzybowskiella subangusta*, *Rhabdammina linearis*, *Reophax planus*, *Recurvooides walteri*, *Saccammina placenta* et *Trochamminoides contortus*. C'est déjà l'Éocène supérieur.

La Formation de Wildflysch s'étale donc sur l'intervalle stratigraphique Lutétien supérieur-Priabonien. Il faut préciser que de l'ouest (bassin du ruisseau Ungurenilor) vers l'est (ruisseaux Ieud et Baicu) on passe d'un lithofaciès de wildflysch typique à un faciès paratypique (plus flysch) et ça surtout aux niveaux supérieur et moyen, mentionnés ci-dessus. La séquence inférieure qui affleure dans le bassin du ruisseau Baicu peut éventuellement être plus ancienne que le Lutétien supérieur bien que des preuves indubitables n'existent pas encore.

Remarquons aussi que dans la nappe du Wildflysch les intercalations d'argiles rouge griotte ne montrent pas un contenu microfaunique hétéroclite et d'âges très différents, comme dans les couches de Valea Carelor. Cette conclusion soutient le point de vue suivant lequel les dépôts éocènes de la nappe du Wildflysch ne sont pas équivalents aux couches de Valea Carelor (Săndulescu, 1980).

Nappe de Petrova. Considérant la nappe de Petrova sans l'écaille frontale de Leordina on peut y distinguer le Flysch de Petrova (*s. str.*) et le grès de Strîmtura. Par rapport à la définition initiale de „couches de Petrova“ (Atanasiu, 1956) le Flysch de Petrova *s. str.* ne comprend ni le grès de Strîmtura qui le surmonte, ni la séquence à marnes rouges et grès de Voroniciu que nous rangeons dans l'écaille de Leordina.

Dans le Flysch de Petrova *s. str.* nos recherches ont mis en évidence deux ensembles micropaléontologiques d'âges différents. Dans des intercalations d'argiles rouge griotte qui affleurent sur le ruisseau Valea Neagră et sur la route nationale Petrova-Sighet (au sud de la colline Hovenski) la microfaune est constituée seulement d'espèces d'arénacées parmi lesquelles les plus caractéristiques sont *Carpathiella ovulum ovulum*, *Rzehakina epigona*, *Silicobathysiphon gerochi* et *Hormosina velascoense*. L'association est plus riche et contient également *Bogdanowiczella complanata*, *Cystamminella grzybowski*, *Cy. ancestralis*, *Dendrophrya robusta*, *D. maxima*, *D. excelsa*, *Glomospira irregularis*, *G. rostokiensis*, *G. corona*, *Grzybowskiella angusta*, *Karreriella horrida*, *Kalamopsis grzybowski*, *Rhabdammina cylindrica*, *Reophax duplex*, *R. pilularis*, *Recurvooides deflexiformis*, *R. varius*, *R. pseudoregularis*, *Saccammina scabrosa*, *Trochamminoides irregularis*, *T. intermedius*, *T. coro-*



natus, *T. contortus*, *T. folius*, *T. lituiformis*. Son âge est Paléocène au sens large (Bratu, 1967).

La seconde association du Flysch de Petrova a été mise en évidence à plusieurs niveaux dans la moitié supérieure de ce flysch jusqu'au-dessous de la base du grès de Strîmtura. Elle est caractérisée par la présence de différentes espèces de *Chilostomella* et de *Cystamminella*, (Mjatliuk, 1970) aussi bien que de *Silicobathysiphon* sp. Elle contient également les microforaminifères arénacées *Asanospira walteri*, *Bogdanowiczella complanata*, *Dendrophrya* div. sp., *Grzybowskiella angusta*, *G. subangusta*, *G. aquaeae*, *Cystamminella bitkovenensis*, *Cy. grzybowski*, *Cy. elongata*, *Glomospira* div. sp., les foraminifères planctoniques *Acarinina bullbrookii*, *Catapsidrax dissimilis*, *Globigerina* sp., *Globigerinatellha* sp. (Toumarkine, Bolli, 1975), aussi bien que les microforaminifères benthiques *Chilostomella chilostomelloides*, *Ch. csjzeki*, *Ch. tenuis*, *Chilostomelloides* sp., *Lagenia* sp.; *Nodosaria longiscates*, *Nonion* sp., *Nuttalides trümpy* et *Orthomorphina* sp. Riche en individus de *Chilostomella* et *Silicobathysiphon* sp., peut elle être rangés dans la moitié inférieure du Priabonien, ayant une position supérieure à l'association à *Cyclammina amplexens* et *Sphaerammina subgaleata*. Elle a été trouvée à ce niveau dans la nappe de Măgura par Jednorowska (1968) et Blaicher (1968).

Les derniers niveaux avec la microfaune paléocène ne se trouvent pas très loin des plus bas niveaux à *Chilostomella* (route nationale Petrova-Sighet). Faute d'un accident tectonique qu'on n'a pas saisi jusqu'à maintenant on peut à la rigueur supposer qu'une partie des microforaminifères des intercaltions d'argiles rouge griotte est redéposée (les niveaux supérieurs). Il reste aussi le problème de l'Éocène inférieur et moyen qui doivent être très restreints du point de vue de l'épaisseur. On ne doit pas perdre de vue la possibilité que tout le Flysch de Petrova soit Priabonien inférieur et que les microfaunes plus anciennes soient redéposées à tout les niveaux où on les trouve actuellement.

Le grès de Strîmtura, ayant une position supérieure au Flysch de Petrova et le passage étant graduel, revient au moins au Priabonien. D'ailleurs le nannoplancton que Dicea et al. (1980) citent des niveaux supérieurs du grès de Strîmtura, à *Sphaenolithus pseudoradians* (Piatra Tiganului), est caractéristique pour le Priabonien (et pas pour l'Oligocène comme les auteurs mentionnés ont considéré). Il n'est pas impossible que les niveaux terminales du grès de Strîmtura passent dans l'Oligocène mais ce fait n'est pas encore prouvé.

En ce qui concerne la succession stratigraphique de l'écailler de Leordina on l'a établie en corrélant deux coupes. Sur le ruisseau Băiesilor dans des marnes rouges a été trouvée une microfaune qu'on peut placer à la limite Paléocène/Éocène et qui contient différentes espèces de *Dendrophrya*, *Trocamminoides*, *Glomospira* et *Recurvooides*. La coupe du ruisseau Cornetu nous a délivré une association inférieure à *Morozovella subbotine* et une autre, supérieure, à *Cyclammina amplexens* et *Globigerinatellha subconglobata* s.l.

L'association à *Morozovella subbotine* — qui correspond à celle à „*Globorotalia rex*“ déterminée par Iva (in Iliescu et al., 1971) sur le



même ruisseau Cornet — comprend aussi *Morozovella marginodentata*, *Acarinina triplex*, *Subbotina triloculinoides* et *Subbotina* div. sp. Elle est caractéristique pour la base de l'Éocène inférieur. L'association à *Cyclammina amplectens* et *Globigerinatheca subconglobata* — trouvée dans le ruisseau Cornet pour la première fois par Bratu (1967) — comprend également *Dendrophrya robusta*, *D. excelsa*, *Glomospira irregularis*, *Rhabdammina linearis*, *R. discreta*, *Acarinina bullbrookii*, *A. triplex*, *Sabbotina frontosa*, *Anomalinoides calimene*, *Chrysologonium tenucoisatum*, *Chilostomela chilostomelloides*, *Elipsoglandulina multicostata*, *Eponides trümphe*, *Heterolepo dutemplei*, *H. pseudoungeriana*, *Gyroidinoides girardanus*, *Oridorsalis umbonatus*, *Stilostomella intermedia*, *St. consorbis*, *St. verneuillii*. Son âge Lutétien supérieur ne fait pas de doute. Toujours dans l'écailler de Leordina l'association à *Cyclammina amplectens* a été citée aussi de marnes cendrées affleurant sur les ruisseaux Hrihoreş et Morii.

Il faut ajouter que dans le ruisseau Cruhli Dicea et al. (1980) citent, au dessous du grès de Voroniciu, une microfaune à globigérines d'âge Priabonien.

En corroborant les données obtenues à différents niveaux dans l'écailler de Leordina on constate qu'au dessous du grès de Voroniciu la série à intercalations de marnes rouge brique s'étale sur l'intervalle Éocène inférieur (voir même Paléocène)-Priabonien. Les marnes rouges sénoniennes figurées à l'ouest de la vallée du Vișeu (et au sud de la Tisa) peuvent appartenir à la base de l'écailler de Petrova. Les marnes et siltes compactes cassantes qui s'intercalent dans cette série à plusieurs niveaux (r. Cornet, Dealu Morii, r. Cuhli) et qu'on a confondu par endroits (Dicea et al., 1980) avec les dépôts oligocènes, peuvent être comparées avec les marnes de Lacko de la nappe de Magura des Carpates polonaises et slovaques. Dans quelques points elles se trouvent à des niveaux qui ont délivré la microfaune à *Cyclammina amplectens*.

L'âge du grès de Voroniciu reste un problème. Comme le grès de Strîmtura il peut être encore Priabonien ou Oligocène. Il a une position partiellement semblable au grès de Strîmtura, bien que d'un lithofaciès différent et d'épaisseur bien plus réduite.

Corrélations

Les successions que nous venons de décrire dans les différentes unités allochtones de la Zone du Flysch Transcarpathique sont partiellement ou intégralement synchrones (fig. 2). Un caractère bien distinctif est la succession de différents lithofaciès et leurs âges.

Prenons comme exemple d'abord les deux plus importants flysch gréseux, le grès de Secu et le grès de Strîmtura. Tandisque le premier contenant la microfaune à *Sphaerammina subgaleata* ne dépasse pas le Lutétien supérieur, le second est situé dans le Priabonien supérieur au moins. Le grès de Voroniciu semble être en plus l'équivalent de la partie supérieure du grès de Strîmtura. Tenant compte du fait que paléogéographiquement (avant les charriages eomiocènes) la nappe de Botiza était plus interne que la nappe de Petrova et que dans les



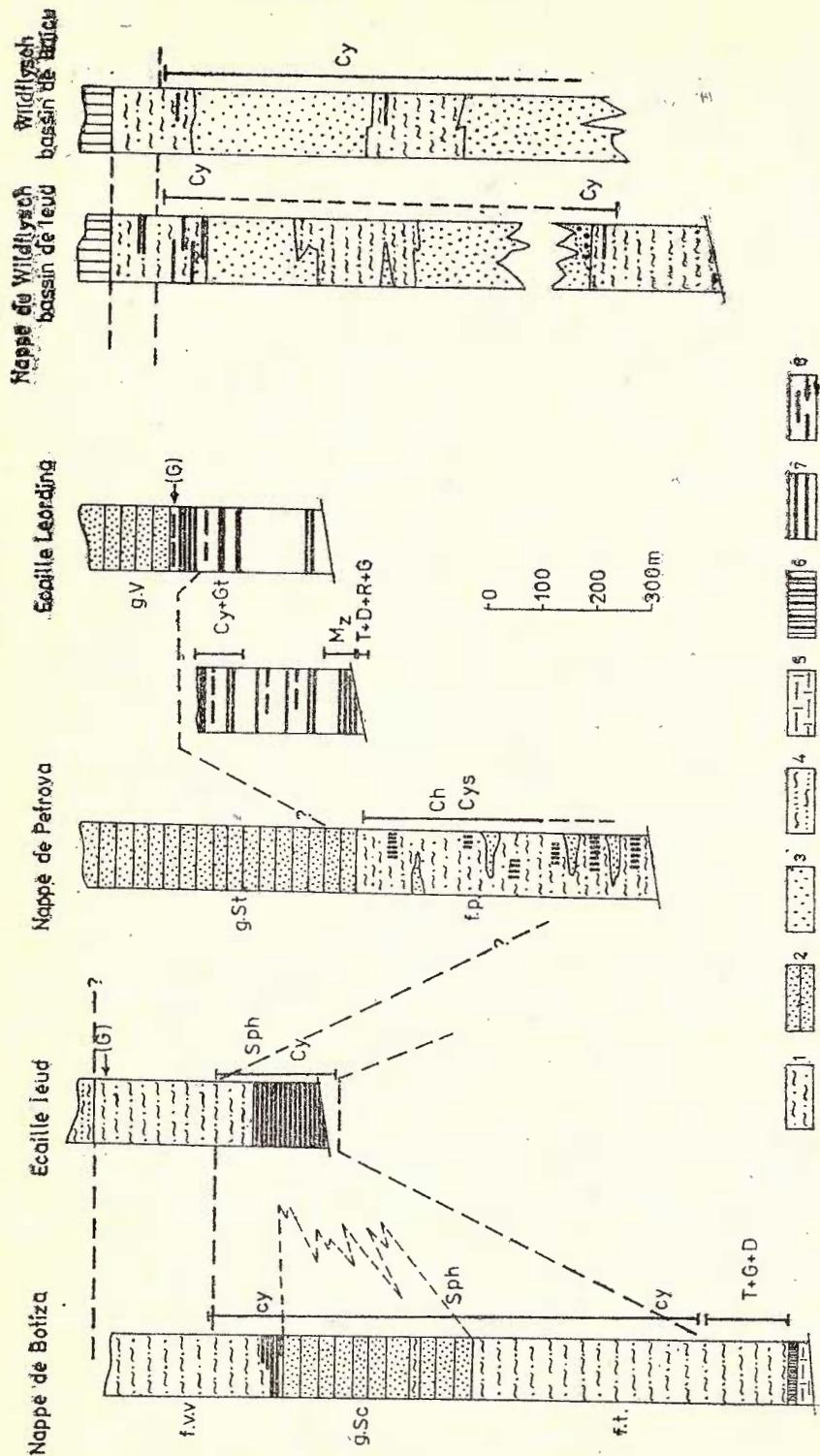


Fig. 2. — Corrélations litho- et biostratigraphiques des unités allochtones de la Zone du Flysch Transcarpathique.
 1, flysch type „couches à hiéroglyphes“ ; 2, flysch gréseux ; 3, gres massifs (de type flysch) ; 4, gres convolutés ; 5, couches rouges ; 6, argiles bariolées ; 7, marnes rouges ; 8, schistes bitumineux, marno-calcaires bitumineux ; f.t., Flysch de Tocila ; g.Sc., gres de Secu ; f.vv., Flysch de Valea Virului ; f.p., Flysch de Petrova ; g.V., gres de Srlintura ; Ch, Chilosomella, Cys, niciu ; associations micropaléontologiques à : Sph, Sphaerammina ; Cy, Cycloammina ; Mz, Morozovella ; T, Trochamminoides ; D, Dendrophrya ; R, Recurvirodes ; G, Globigerina ; Gt, Globigerina ; Cy, Cystammina ; T+G+D, T + Globigerina + Dendrophrya.

écaillles frontales de la première il n'y a aucune trace du grès de Secu, on arrive à la conclusion que les deux flysch gréseux mentionnés se sont déposés dans des bassins différents : un au sud des éléments piénins de Poiana Botizei, l'autre au nord de ceux-ci. Cette conclusion est d'ailleurs logique si on tient compte aussi de la possibilité de corrélérer la nappe de Petrova avec la nappe (ou une partie au moins) de Măgura (Săndulescu, 1972, 1975).

Les dépôts paléogènes des écaillles frontales de la nappe de Botiza, plusieurs fois moins épais que leurs équivalents stratigraphiques du corps principal de la nappe, montrent une sédimentation condensée, voir même de type ride (dans le sens d'Aubouin). À l'apuis de cette conclusion remarquons aussi que les argiles bariolées — qui marquent souvent les zones de ride — se développent sur des intervalles stratigraphiques considérables justement dans les écaillles frontales. Précisons en même temps que cette image paléotectonique est valable pour le Paléogène surtout.

La corrélation de l'écaille de Leordina avec les successions caractéristiques pour la nappe de Petrova proprement dite soulève plusieurs problèmes. D'abord concernant la possibilité que le Flysch de Petrova soit pour la plupart Priabonien inférieur et que les microfaunes plus anciennes soit resédimentées. Dans cette situation une faible partie des dépôts situés au-dessous du grès de Voroniciu sont équivalents, du point de vue stratigraphique, au Flysch de Petrova. La condensation serait remarquable du côté de l'écaille de Leordina. Même si on compare le grès de Voroniciu avec le grès de Strimtura cette condensation ressort très bien. D'autre part si on accepte un Eocène moyen et inférieur dans le Flysch de Petrova la différence par rapport au dépôt de cet âge de l'écaille de Leordina est notable du point de vue lithofaciès. Pourtant une troisième possibilité peut être aussi envisagée : les dépôts constitutifs de l'écaille de Leordina (le grès de Voroniciu y compris) ne montent pas plus haut que le Lutétien supérieur et que le Flysch de Petrova débute dans le Priabonien inférieur seulement. Dans ce cas le contact tectonique situé au-dessus du grès de Voroniciu n'est qu'un plan de discontinuité structurale dans une succession lithostratigraphique homogène. Pour accepter cette troisième hypothèse il faut mettre en doute la microfaune à globigérines priaboniennes du ruisseau Cruhli (Dicea et al., 1980) et d'accepter que toutes les microfaunes plus anciennes que le Priabonien dans le Flysch de Petrova, sont resédimentées.

N'importe lequel des points de vue envisagés ci-dessus est accepté la différence entre la nappe de Botiza et celle de Petrova reste notable. Remarquons aussi qu'il devient de plus en plus évident que les écaillles frontales de la nappe de Botiza (s.l.) s'avèrent être une unité indépendante.

La corrélation de la nappe du Wildflysch avec les deux autres unités allochtones — celle de Botiza et celle de Petrova — est conditionnée par la question concernant sa position paléogéographique. Les deux possibilités envisagées (Săndulescu, 1980) supposent ou bien une position „ultra“ de celle-ci ou bien une position très externe, provenant des parties les plus internes de la couverture post-nappes.



Si la nappe du Wildflysch est „ultra“ sa provenance pourrait être plus interne que la nappe de Botiza (?) ou bien elle aurait une position externe par rapport aux écailles frontales de cette dernière. Dans les deux cas il faut tenir compte de la présence du flysch gréseux du type grès de Borșa qui n'est connu ni dans la nappe de Botiza ni dans ces écailles frontales. On serait donc plus proche d'une provenance moins „ultra“ de la nappe du Wildflysch (Săndulescu, 1980). Tout de même dans n'importe quelle hypothèse la zone de sédimentation de cette unité était bien caractérisée puisque sa succession lithostratigraphique est particulière. La supposition que la nappe du Wildflysch se retrouve à l'extérieur de la nappe de Petrova dans le bassin du Vișeu (au sud de la vallée de la Tisa) (Dicea et al., 1980) a été déterminée par l'assimilation éronnée d'une partie de l'écailler de Leordina avec la nappe du Wildflysch.

Etayés sur toutes les corrélations faites ci-dessus quelques conclusions générales sont à souligner :

— les unités allochtones de la zone du Flysch Transcarpathique présentent, aux niveaux de l'Éocène moyen et supérieur, une assez grande diversité lithofaciale et surtout de successions lithostratigraphiques caractéristiques ;

— des deux côtés de la zone des klippes piénines proprement dite — qui est représentée par les écailles frontales de la nappe de Botiza — se développaient, pendant l'Éocène, des sillons plus ou moins complexes, matérialisés actuellement dans les successions connues dans la nappe de Botiza s. str. (corps principal de la nappe) et dans celle de Petrova ;

— la corrélation épaisseur/intervalle stratigraphique montre une variation remarquable d'une unité à l'autre, suggérant un „jeu“ de la subsidence bien diversifié.

BIBLIOGRAPHIE

- Antonescu E., Mitrea G., Năstase N. (1975) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și tectonicii zonei Poiana Botizei-Fiad. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXI, 5, p. 3-35, București.
- Atanasiu I. (1956) Geologia regiunii Petrova-Sighet. *D. S. Com. Geol. XL*, p. 28-33, București.
- Blaicher, Sikora V. (1967) Microfaunisticeskie asoțiații paleogheni polschih flișevih Carpat. *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, VII, Belgrad.
- Bratu E. (1967) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest
- (1967) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest.
 - (1968) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest.
 - (1972) Genul Hantkenina în faciesul de Șotrile (Carpații Orientali). *St. cerc. geol.*, 2, 7, p. 426-434, București.
 - Gheță N. (1972) Zonarea depozitelor în facies de Șotrile ale Paleocen-Eocenului (Carpații Orientali) pe bază foraminiferelor planctonice și a nanoplanctonului calcaros. *St. cerc. ser. geol.*, 2, 17, București.



- (1975) Coupe du Maestrichtien à l'Oligocène inférieur dans le flysch externe de Cuejdiu (bassin de Bistrița), *14th European Micropaleontological Colloquium*, IGG (ed.), Bucharest.
- Bombiță G. (1971) Studii geologice în munții Lăpușului. *An. Inst. geol.* XXXIX, p. 7-108, București.
- Dicea O., Duțescu P., Antonescu F., Mitrea G., Botez R., Donos I., Lungu V., Moroșanu I. (1980) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei zonei Transcarpatice din Maramureș. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXV, 4, p. 21-85, București.
- Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului în bazinul Lăpușului (nordul Depresiunii Transilvaniei). *Lucr. Inst. Petr. Gaze*, p. 19-42, București.
- Ilieșcu G., Ilieșcu M., Iva M. (1971) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest.
- Ionesi L. (1959) Geologia regiunii Petrova-Strîmtura. *D. S. Com. Geol.*, XLIII, București.
- Joja T., Coșma V., Dumitrescu Z. (1963) Les horizons du flysch externe compris entre la Suceava et la Sucevița et leur contenu micropaléontologique. *Assoc. géol. Carp.-Balc.*, V Congr., III, 1, p. 221-252, București.
- Jednorowska I. (1968) Les associations foraminifères des zones externes de l'unité de Măgura des Carpathes et leur importance stratigraphique. *Prace geol.*, 50, Warszawa.
- Mjatliuk E. V. (1970) Foraminiferi flișevi otlojenii vostocinii Karpat (Mel-Paleoghen) V, p. 282, VNIGRI.
- Motaș I. (1956) Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (bazinul văii Iza). *D. S. Com. Geol.*, XL, p. 84-89, București.
- Mutihac V. (1956) Cercetări geologice în regiunea Dragomirești-Botiza (Maramureș). *D. S. Com. Geol.*, XL, p. 20-28, București.
- Patrulius D. (1956) Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (Bazinul Ruscovei) XI, București.
- Săndulescu M., Săndulescu J. (1963) La stratigraphie du faciès du grès de Tarcău et sa position dans le schéma stratigraphique du Flysch paléogène des Carpathes orientales et septentrionales. *Assoc. géol. Carp.-Balk.*, VI Congr. (Résumés), Varsovie.
- (1972) Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpațiilor Orientali și Occidentali. *D. S. Inst. geol.*, LVII, 5, p. 125-150, București.
- Săndulescu J. (1973) La stratigraphie du faciès du grès de Tarcău et sa position dans le schéma stratigraphique du flysch paléogène des Carpathes orientales et septentrionales. *Bul. VI Congr. Assoc. Carp.-Balk.*, I stratigr., 2, p. 189-200, Warszawa.
- (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *BSGF* (7), XVII, 3, p. 299-358, Paris.
- Russo-Săndulescu D. (1977) Harta geologică scara 1:50.000, Foaia Poiana Botizei. Arh. IGG, București.
- (1980) Sur certains problèmes de la corrélation des Carpathes Orientales roumaines avec les Carpathes ucrainiennes. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXV, București.
- Toumarkine M., Bolli M. (1975) Foraminifères planctoniques de l'Eocène myoén et supérieur de la coupe de Possagno. *Schw. Paläont. Abhand.* 97.



QUESTIONS

Fl. Antonescu : 1. Pourquoi utilisez-vous la dénomination „Zone du Flysch Transcarpathique“ et non „Zone Transcarpathique“ comme vous l'avez fait avec I. Dumitrescu en 1968 ?

2. Avez-vous collecté et analysé le contenu micropaléontologique des intercalations argileuses de la formation gréso-conglomératique (nappe du Wildflysch) affleurant sur les ruisseaux Caneiu et Popii (bassin du ruisseau Baicu) et quel âge ont elles ?

3. Avez-vous collecté et analysé le contenu microfossile des argiles rouges et vertes situés à la base des „couches à hiéroglyphes“ affleurent sur le ruisseau Cruhli ? L'Eocène inférieur manque-t-il de la nappe de Petrova ?

4. Les successions présentées pour les nappes de Botiza, Petrova et du Wildflysch se vérifient-elles dans l'ensemble de chaque unité ?

Réponse : 1. La zone située entre les massifs cristallins des Carpathes orientales et la faille de Preluca a été dénommée la „Zone du Flysch Transcarpathique“ sur la première édition de la Carte tectonique de la Roumanie (Dumitrescu et al., 1962). Ensuite, par souci de simplification on a restreint cette dénomination à „Zone Transcarpathique“ (Dumitrescu, Săndulescu, 1968), le contenu restant strictement le même. Nous préférons pourtant la première dénomination pour bien la distinguer de la Dépression transcarpathique, notion utilisée par les auteurs soviétiques pour la dépression molassique néogène qui se prolonge sur le territoire roumain dans la dépression de Ocna Sugatag.

2. Dans le bassin du ruisseau Baicu nous avons prélevé des échantillons des ruisseaux Călimanului, Poienii et Baicului de tous les séquences plus épaisses de type „flysch à hiéroglyphes“. La microfaune obtenue est priabonienne et lutétienne.

3. Nos contributions présentées dans cette note concernent seulement les données micropaléontologiques. Le problème concernant la présence des niveaux plus anciens que l'Eocène supérieur dans le Flysch de Petrova a été discuté dans la note. Nous avons avancé trois hypothèses (voir la note).

4. Les successions lithostratigraphiques des nappes de Botiza et respectivement de Petrova sont caractéristiques pour l'entièvre aire d'affleurement de celles-ci. Dans la nappe du Wildflysch des variations plus ou moins notables sont à envisager le long de l'unité, ce qui est normal dans une formation de ce type.

G. Mitrea : 1. Comment interprétez-vous la coupe des ruisseaux Cornetu et Suha (le dernier tributaire de la rivière Vișeu) ?

2. Quelle est la lithologie de la formation gréseuse ouverte dans la mine Brainer et de la formation gréseuse de la colline Hera (ouest de Petrova) y-a-t-il une ressemblance et quelle position stratigraphique occupent-elles ?

3. Avez-vous rencontré des dépôts argilo-marneux rouges de l'éaille Leordina dans les unités situées au sud de la faille Bogdan Vodă (les nappes de Botiza et du Wildflysch) et où ? Quelle est leur position stratigraphique ?

Réponse : 1. Une grande partie du ruisseau Cornetu coupe l'éaille Leordina, avec la succession décrite dans la note pour cette unité. Plus au nord de cette éaille, vers la vallée de Tisa et l'embouchure du Vișeu, l'éaille chevauche la couverture post-nappe des Dacides orientales.

2. Dans la mine Brainer (à Băiuț) les séquences gréseuses appartiennent au grès de Secu ; dans la colline Hera affleure le grès de Strîmtura. Leur âge est différent (voir la note).

3. Les niveaux rouges de l'éaille Leordina sont pour la plupart des marnes et plus rarement des argiles. Dans les nappes de Botiza et du Wildflysch les



niveaux rouges sont représentés surtout par des argiles. Dans l'écaillle Leordina les intercalations rouges se trouvent à différents niveaux stratigraphiques allant de la base de l'Eocène jusqu'au Lutétien supérieur. Dans la nappe de Botiza s. str. les argiles rouge griotte sont d'âge paléocène. Dans la nappe du Wildflysch les intercalations à argiles rouge griotte se trouvent à différents niveaux du Lutétien et du Priabonien.

G. Bombiă : 1. Je serais intéressé de connaître quelques-unes des coupes dans lesquelles ont été remarqués les caractères typiques du wildflysch.

2. Quelle serait la position approximative de l'unité de Măgura-Petrova dans le territoire correspondant à la feuille Poiana Botizei (de la carte géologique de la Roumanie, 1 : 50.000) ?

Réponse : 1. Les plus typiques développements du lithofaciès wildflysch affleurent dans la partie ouest de la nappe du Wildflysch (bassins des ruisseaux Ungureni et Lăpuș). En allant vers l'est le wildflysch est graduellement remplacé par un faciès paratypique et puis par des séquences franchement de type flysch.

2. Elle n'y affleure pas étant développée au nord de la limite septentriionale de la feuille.

DISCUSSIONS

F. Antonescu : 1. Le grès de Strîmtura contient, à part le nannoplancton (que vous considérez d'âge priabonien) et la microfaune éocène supérieure, une association microfloristique à *Deflandrea phosphoritica* d'âge oligogène et une microfaune à *Chilostomella oolina* et *Fursenkoina schrebersiana* connues au niveau de l'Oligocène moyen-inférieur (trouvées dans la zone Bîrsana-Nănești sur les tributaires de gauche de la rivière Iza, Botiza, sommet Malului et aussi à Strîmtura, à Piatra Țiganului).

En ce qui concerne là corrélation entre le grès de Strîmtura et le grès de Voroniciu il est possible, comme vous l'affirmez vous-même que le dernier soit équivalent d'une partie seulement du grès de Strîmtura (partie inférieure-moyenne ?). La partie supérieure du grès de Voroniciu est peut-être absente pour des raisons tectoniques.

2. Les dépôts à faciès oligocène du ruisseau Cornețu — schistes dyssodiliques, ménilites, marno-calcaires du type marno-calcaires bitumineux — que vous attribuez à l'Eocène, sont, suivant notre opinion, certainement d'âge oligocène, même s'il faut les placer dans des positions tectoniques et même si dans la nappe de Măgura des dépôts semblables affleurent au niveau de l'Eocène.

En ce qui concerne la série de Metov, considérée par les géologues soviétiques d'âge éocène, il faut souligner que Smirnov (1973) y remarque à côté des associations d'âge éocène et plus anciennes une microfaune oligocène.

3. Il est surprenant que l'Eocène inférieur manque de la nappe de Petrova. Suivant notre opinion, il est présent aussi bien du point de vue lithofacial — argiles rouges et vertes à grès rares cendrés ou verts glauconieux (très semblables à ceux de la base de l'Eocène de l'unité de Tarcău) — que biostratigraphique — l'association à *Glomospira* et *Trochaminoïdes*.

M. Sândulescu : 1. Pour le moment nous n'avons pas trouvé dans la partie supérieure du grès de Strîmtura de microfaunes oligocènes. A Piatra Țiganului, le nannoplancton est aussi d'âge éocène supérieur. La corrélation standard entre



l'échelle biostratigraphique déterminée par la microfaune et le nannoplancton et celle déterminée par la microflore n'est pas encore très bien mise au point. Pourtant nous n'excluons pas l'hypothèse que le grès de Strîmtura monte aussi dans l'Oligocène ; seulement jusqu'à maintenant il n'y a pas encore de preuves claires pour la soutenir. D'ailleurs en admettant que le grès de Strîmtura monte même dans l'Oligocène, la différence entre ceux-ci et le grès de Secu devient encore plus nette : le dernier a des microfaunes lutétien supérieures au toit. En ce qui concerne la corrélation du grès de Strîmtura avec celui de Voroniciu, nous nous bornons (voir la note) de faire plusieurs suppositions en attendant que des recherches supplémentaires apportent de nouvelles précisions.

2. Les dépôts à „faciès oligocène“ de la coupe du ruisseau Cornetu s'intercalent dans une séquence normale datée micropaléontologiquement depuis la base de l'Eocène jusqu'au Lutétien supérieur. Si des répétitions tectoniques y seront présentes, il faudrait que les dépôts éocènes se répètent aussi, ce qui n'est pas le cas. D'ailleurs sur la coupe du ruisseau Cornetu n'affleure pas le sommet de la succession, ce qui peut expliquer le fait que des microfaunes oligocènes — du type mentionné par Smirnov dans la série de Metov — n'y ont pas été trouvées. Remarquons aussi que des roches à „faciès oligocène“ ont été signalées aussi par Patrulius dans la vallée du Vișeu et qu'elles s'intercalent dans le flysch situé au-dessous du grès de Voroniciu dans la coupe du ruisseau Cruhli.

3. Nous avons discuté dans la note les différentes possibilités concernant l'âge des plus anciens niveaux du flysch de Petrova. Suivant l'une de ces hypothèses, l'Eocène moyen et inférieur aussi bien que le Paléocène soient présents dans la partie inférieure de celle-ci, mais assez condensés.

G. Mitrea : 1. La coupe de la vallée du Cornetu-sommet Visoca montre à part les dépôts éocènes à faciès flysch (datés micropaléontologiquement) aussi des dépôts oligocènes (marnocalcaires cendrés, ménilites, dyssodiles et aussi des couches de Valea Carelor, suivant notre interprétation), situés en relations tectoniques. Nous tenons à mentionner que la position stratigraphique a été établie suivant les critères lithologiques, la superposition, les critères micropaléontologiques et de microflore.

2. Dans les deux situations mentionnées à la mine Brainer et le sommet Hera, les grès occupent une position supérieure à la formation marno-argilo-gréseuse à *Cyclammina*. Lithologiquement ils sont conglomératiques et microconglomératiques (à grains de quartz laiteux et cendré).

3. Les dépôts argilo-marneux rouges ont été rencontrés non seulement au nord de la faille Bogdan Vodă. Elles affleurent dans l'unité de Botiza (vallée de Băiut, à l'embouchure du ruisseau Conciu, dans la vallée Roata, entre les sommets de Roata et de Tocila, dans la vallée Cisma), dans celle du Wildflysch (vallées Roata et Vinului). Les couches de Valea Vinului contiennent dans leur partie médiane et inférieure *Cyclammina amplectens* comme les séquences mentionnées ci-dessus. Ils ont donc une position inférieure. S'agirait-il d'un accident tectonique surtout puisque ces dépôts supportent dans la vallée de Botiza des grès massifs tectonisés ?

M. Săndulescu : 1. Voir la réponse à Fl. Antonescu. Il faut aussi souligner que les dépôts affleurant dans la zone des sources du ruisseau Cornetu et la zone située plus au nord sont séparés de ceux que nous rangeons dans l'échelle Leordina par un accident tectonique. On ne peut pas mélanger des séquences disparates dans une même succession et discuter ainsi globalement des problèmes qui sont indépendantes.



LA CORRÉLATION DES ASSOCIATIONS DE MICROFORAMINIFÈRES PALÉOCÈNE ÉOCÈNES
DANS LES UNITES ALLOCHTONNES DE LA ZONE DU FLYSCH TRANSCARPAHIQUE
SECTEUR DE RONA-PETROVA-DRAGOMIREŞTI-IEUD

M. SÂNDULESCU, E. BRATU. Unités allochtones - Flysch Transcarpathique

PLI

ÂGE	ASSOCIATIONS DE MICROFORAMINIFÈRES	NAPPE DE PETROVA					NAPPE DE BOTIZA					NAPPE DE WILD FLYSCH			KLIPPE SÉDIMENTAIRES DANS LE FLYSCH DE V. CARELOR					
		Ruisseau Valea Neagră	Route Rona Petrova	V. de Cornet	V. de Băiesi	V. de Hrihoră	Ruisseau Valea Mori	V. de la Iza	V. de leud	V. de Botiza	V. de Poienița	V. de Păiuju	Băiuț	V. Secu	Ruisseaux Valea Vnului Crîșmărtorii	V. de Poieni	Coline de Măgurița	Ruisseau Izvorul Chrigături	Izvorul Detunatului Coline de Magura	V. de Baicu
E O C É N E	Globigerina div. sp.																			
	Silicobathysiphon sp																			
	Cystamminella div sp Chilostamella div sp					●		●												
	Sphaerammina subgaleata Cyclammina amplectens		●		●	●			●	●	●	●	●	●		●	●	●	●	●
	Dendrophrya div sp Trochammioides div sp Glamospira div sp																			
	Morozovella subbatinae Morozovella marginodentata			●																
	Acarinia triplex Subbatina div sp																			
PALÉOCENE	Carpathiella ovulum ovulum Rzezhikina epigona Hormosina velascaense Silicobathysiphon gerochii Asanospira grzybowski	●	●																	

○ Très fréquent; ○ Fréquent



LA DISTRIBUTION DES MICROFORAMINIFÈRES PALÉOCÈNE ÉOCÈNES DANS LES UNITÉS ALLOCHTONNES DE LA ZONE DU FLYSCH TRANSCARPATHIQUE (SECTEUR DE RONA-PETROVA-DRAGOMIREŞTI-IEUD)

THE END

imen-

2. Les grès de Secu, rencontrés dans la mine Brainer contiennent la microfaune à *Cyclammina amplectens*, tandis que les grès de Strimtura du sommet Hera sont supérieurs à la microfaune à *Chilostomella*. Leur âge différent est remarquablement évident.

3. Au sud de la faille Bogdan Vodă les argiles rouge griottes affleurent — dans les nappes de Botiza et du Wildflysch — dans beaucoup plus de points que ceux mentionnés par vous. Ça ne change guère les corrélations que nous avons avancées dans la note puisque les argiles rouge griottes se trouvent à des niveaux différents dans chaque unité aussi bien au sud qu'au nord de la faille Bogdan Vodă.

G. Bombiță : La note présentée est intéressante sous le rapport des analyses litho- et biofaciales et des contributions à la tectonique du Maramureș. Du point de vue paléontologique et des microbiozonations la région est, je crois, encore dans l'étape des accumulations des données d'inventaire.

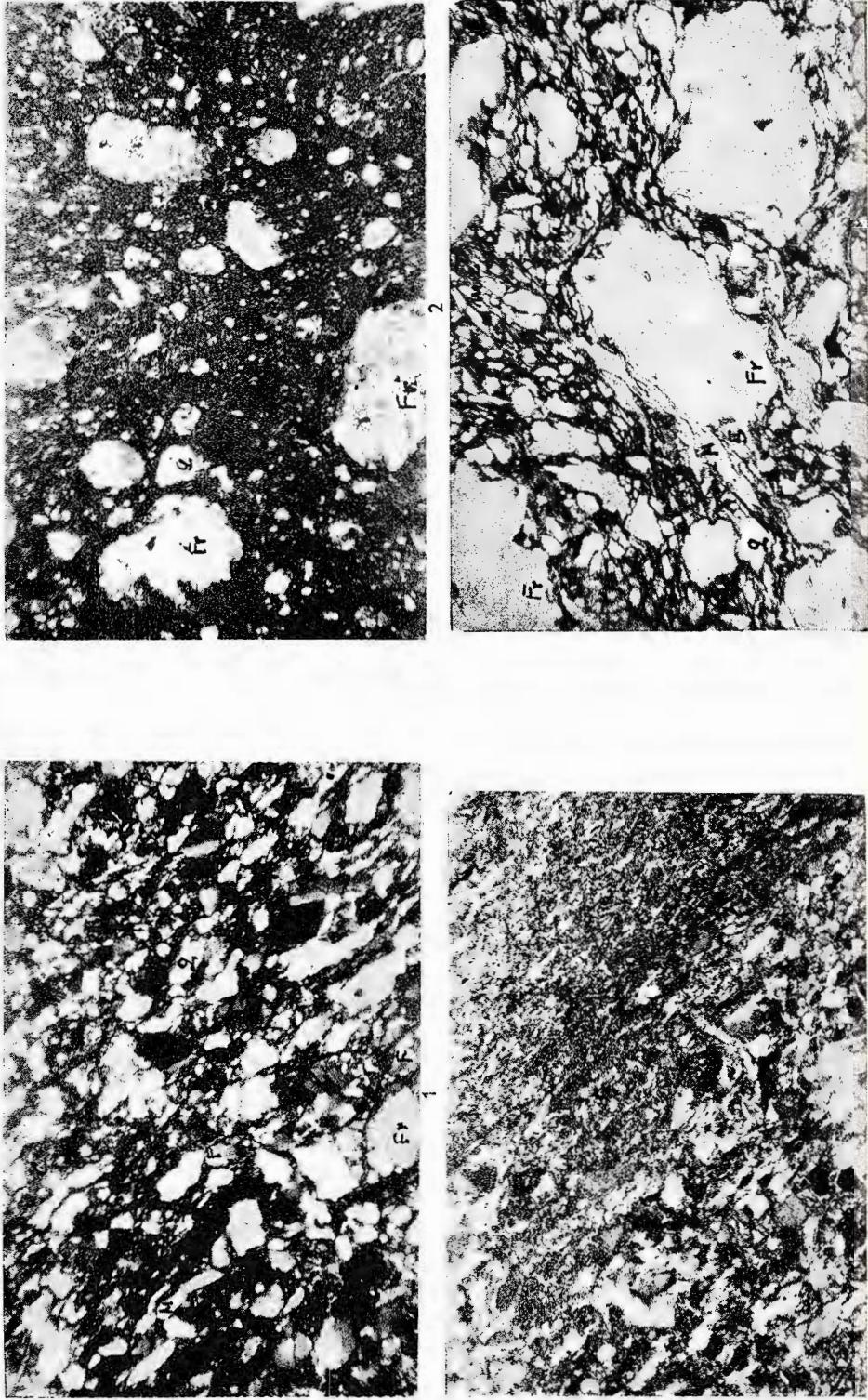
M. Săndulescu : Si l'analyse litho- et biostratigraphique est valable, comme vous venez de l'affirmer, c'est difficilement concevable que la biomicrozonation soit fausse. D'ailleurs les valeurs biostratigraphiques des associations micropaléontologiques rencontrées dans nos recherches n'ont pas été établies dans cette zone !





Institutul Geologic al României

R. PURECEL, C. ALEXANDRU. Depozite permiiene la W de creasta Trascăului



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol LXVIII/A.



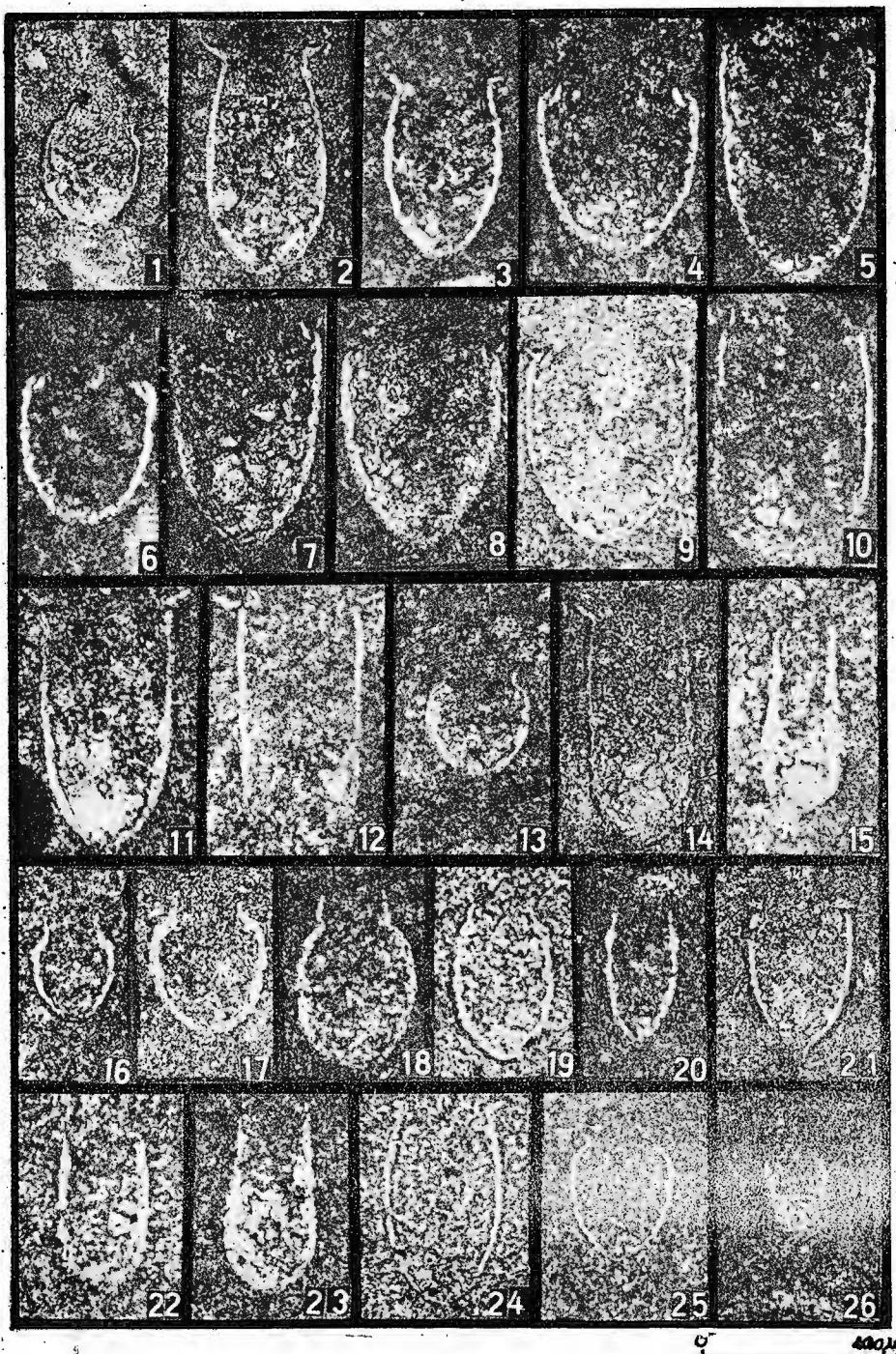
Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVIII/4.



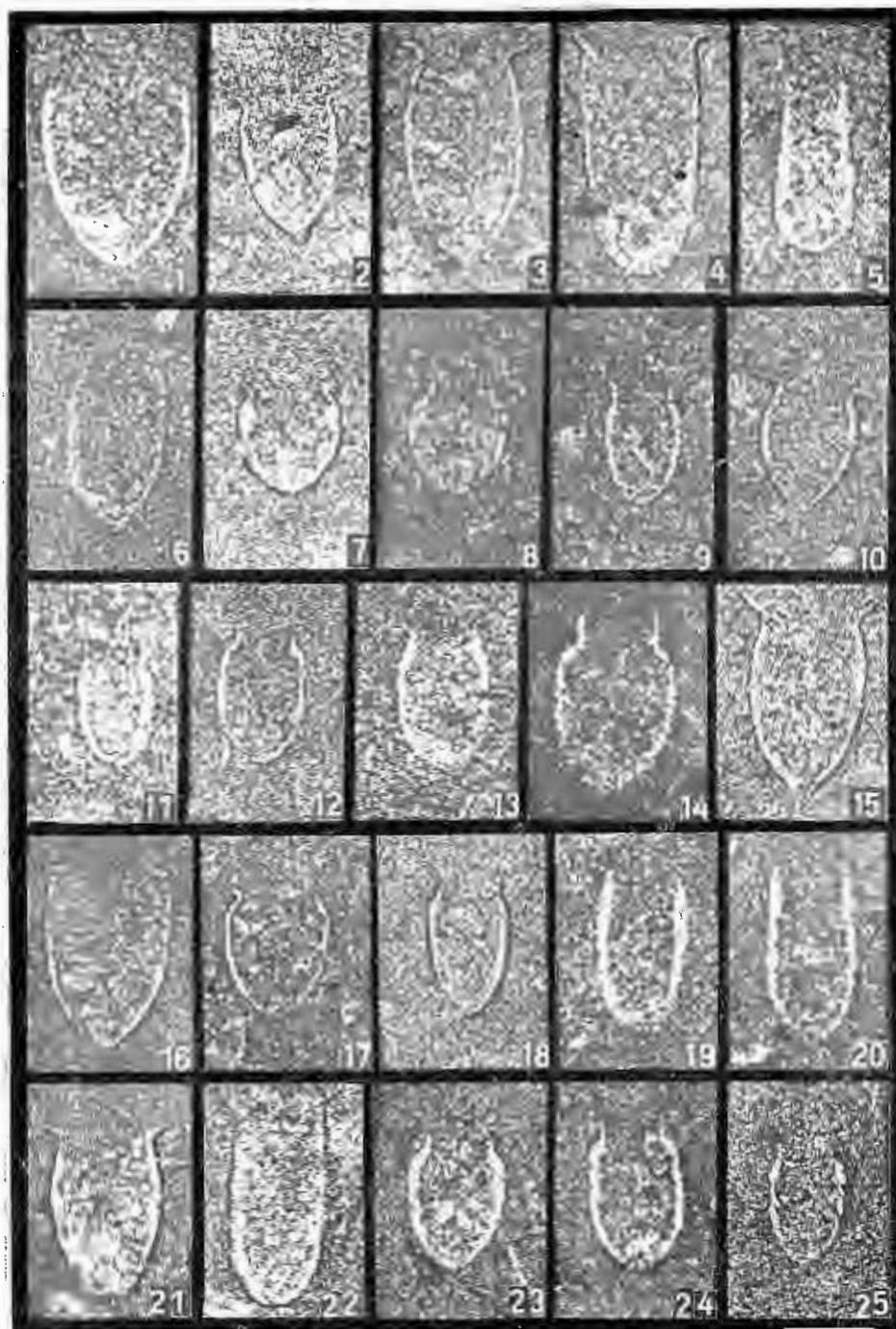
Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol LXVIII/4.



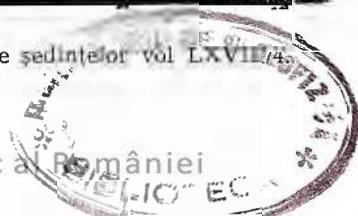
Institutul Geologic al României

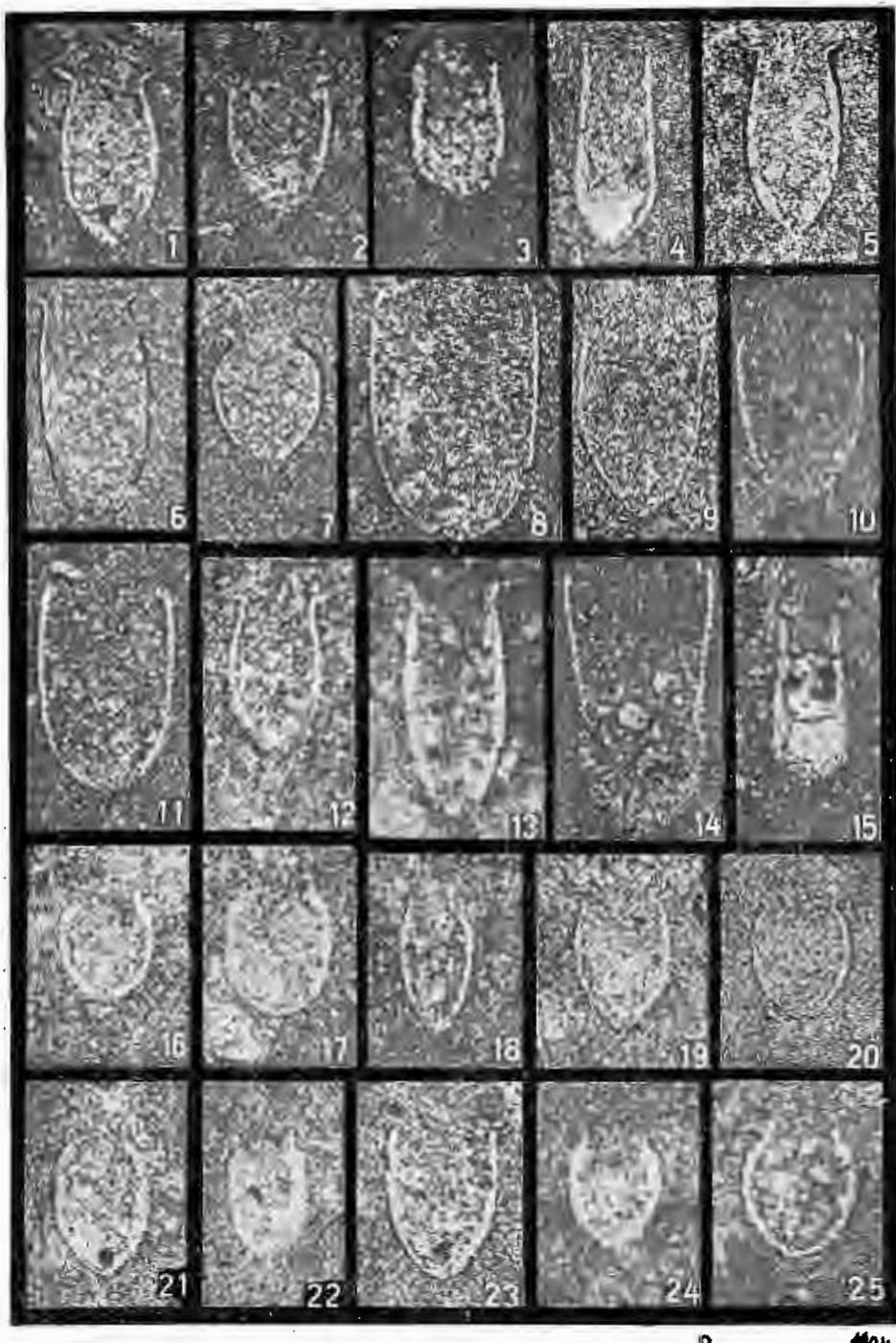


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale sedințelor vol LXVIII.

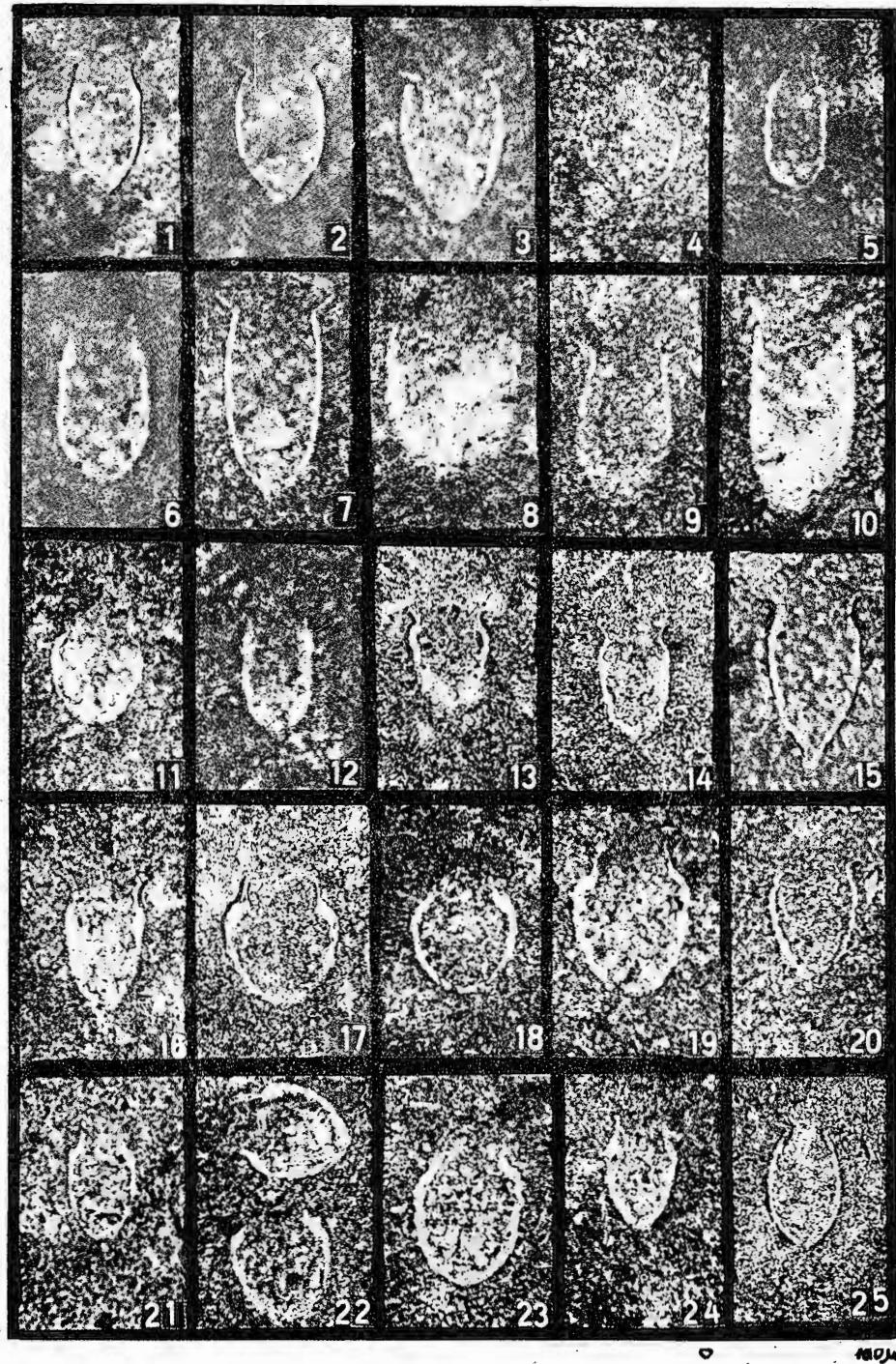


Institutul Geologic al României





Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol LXVIII/4.



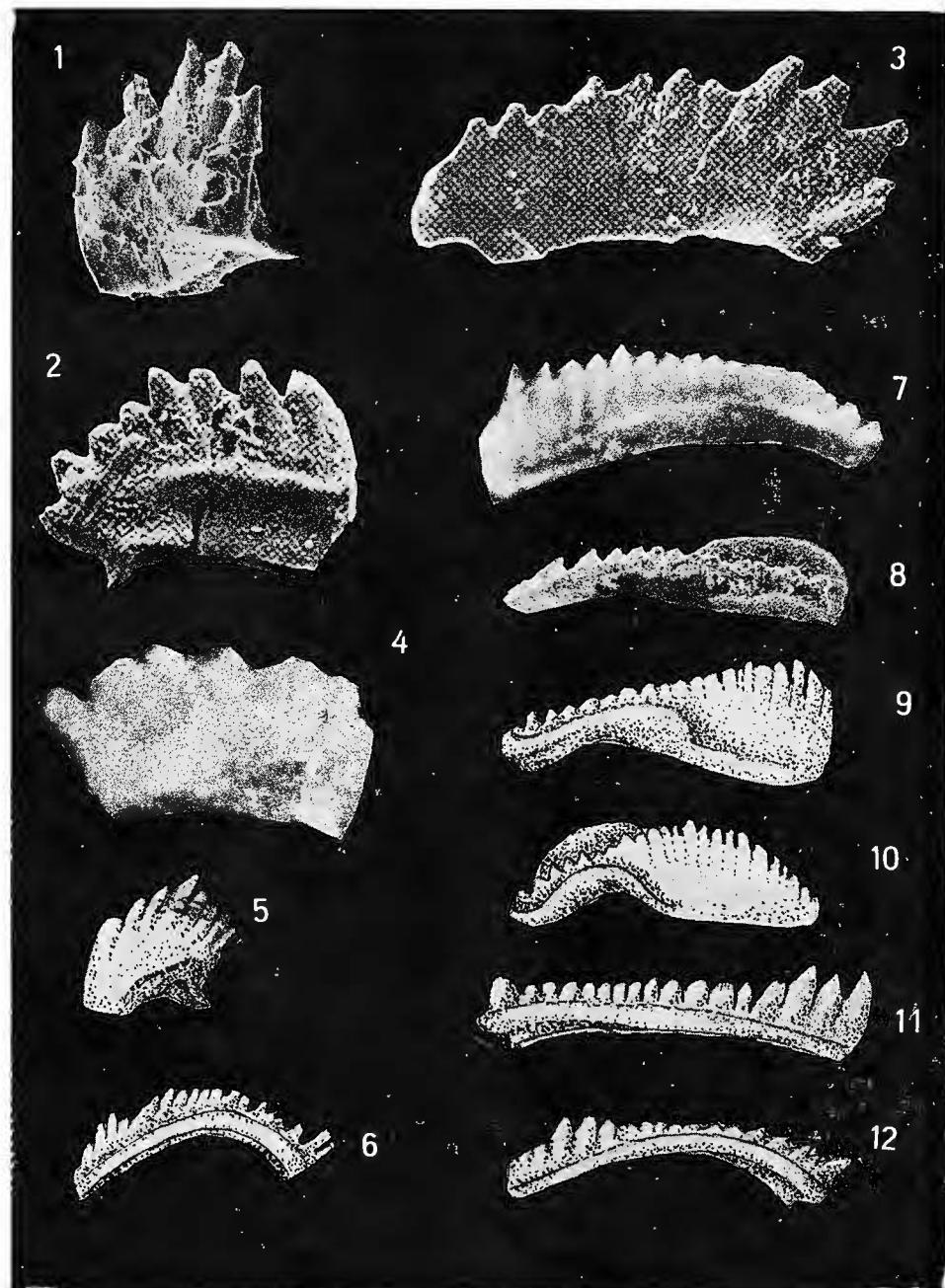
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol LXVIII/4.



Institutul Geologic al României

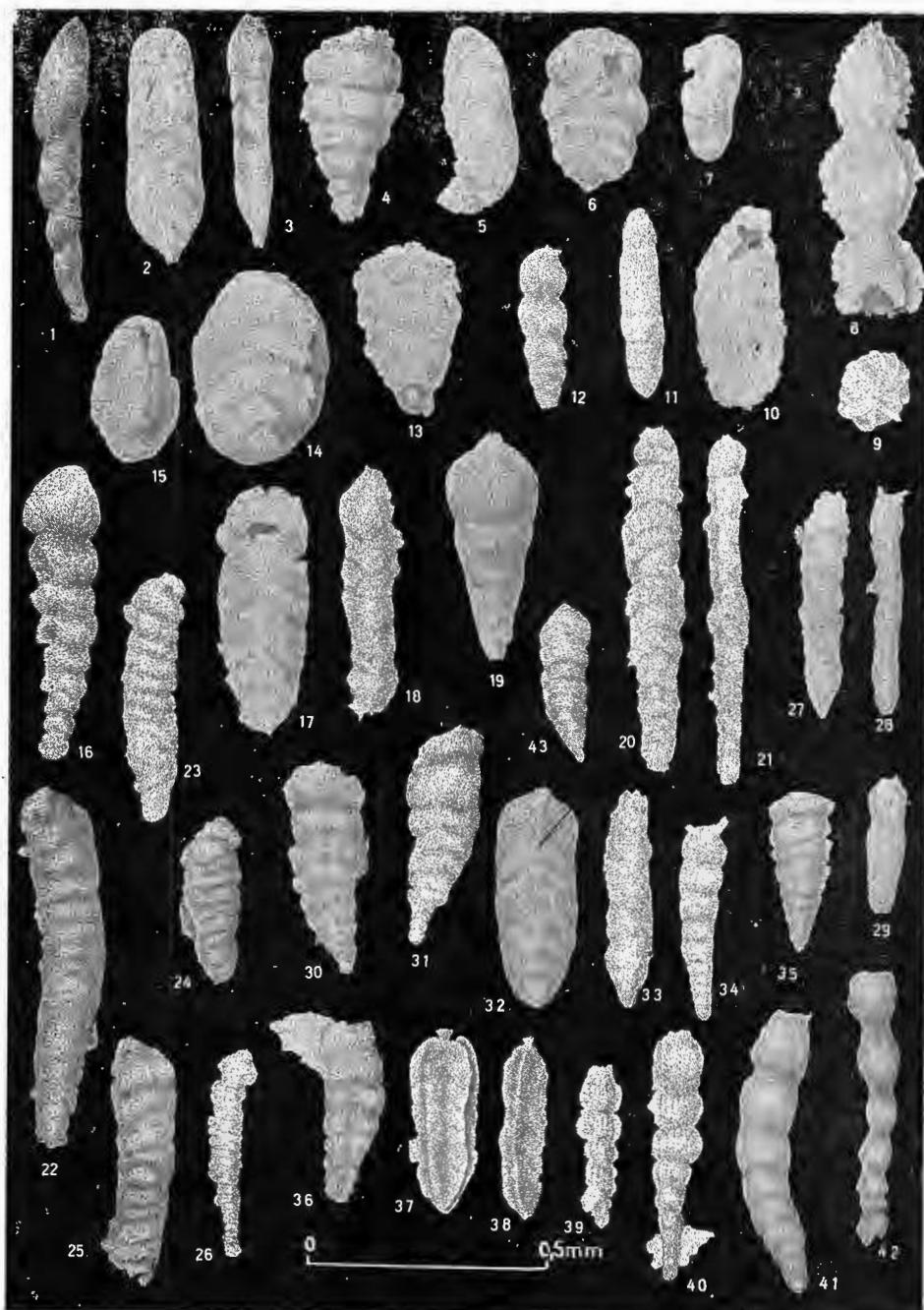


Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVIII/4.

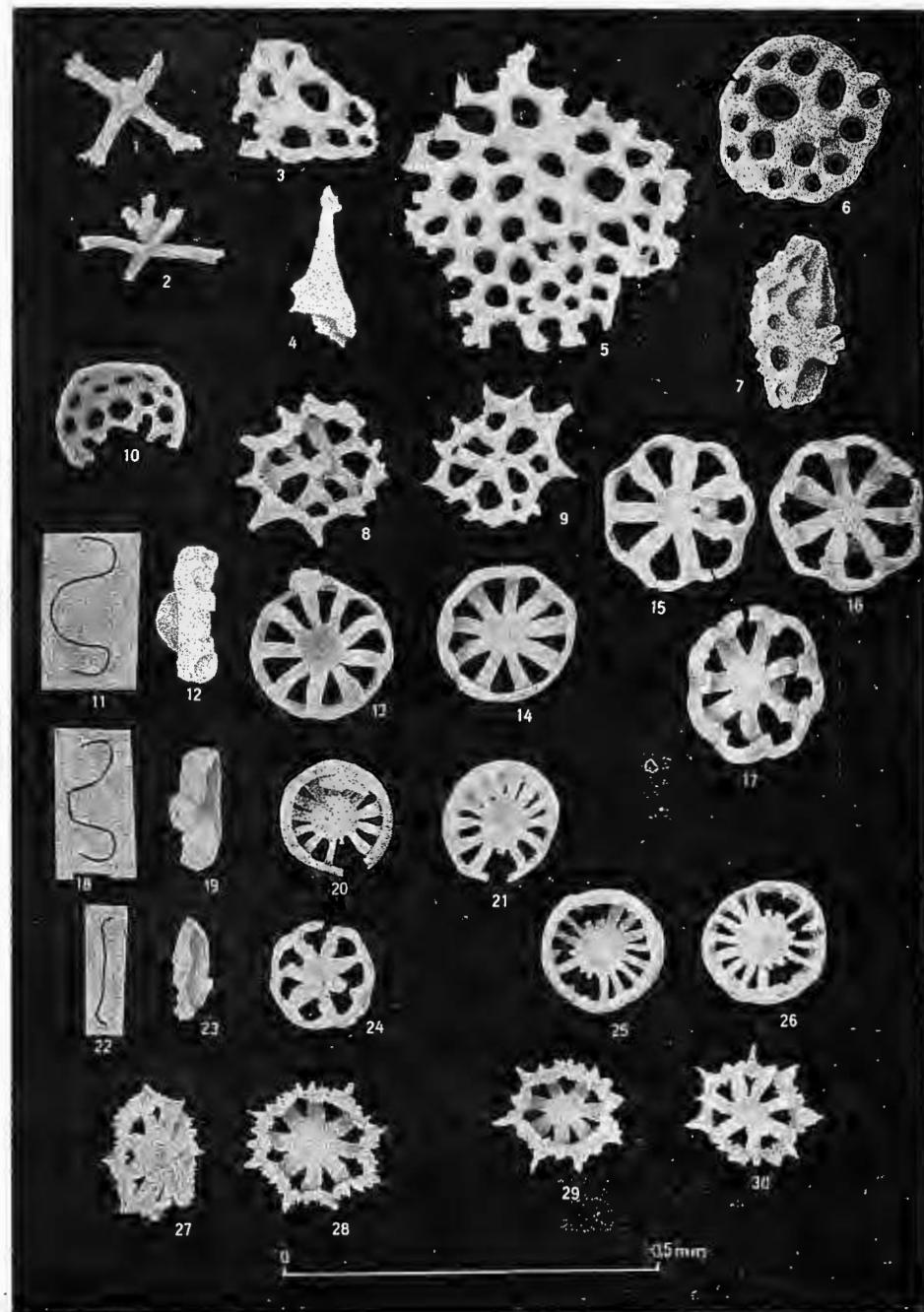
E. MIRĂUTĂ et al. Triassic biostratigraphy from Somova area (Tulcea zone)
Pl. II.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVIII/4.



Institutul Geologic al României

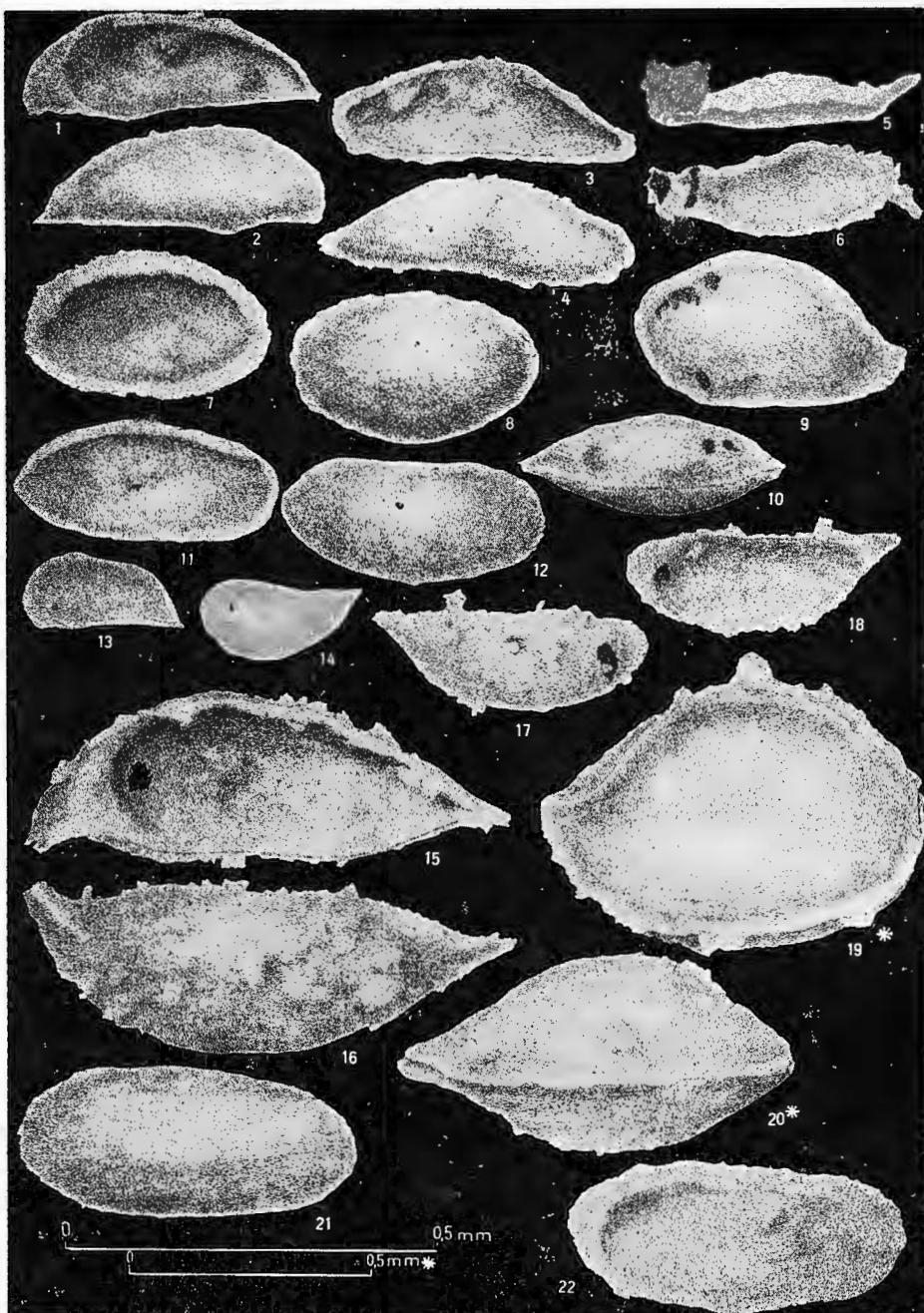


Institutul de Geologie și Geofizică, Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVIII/4.



Institutul Geologic al României

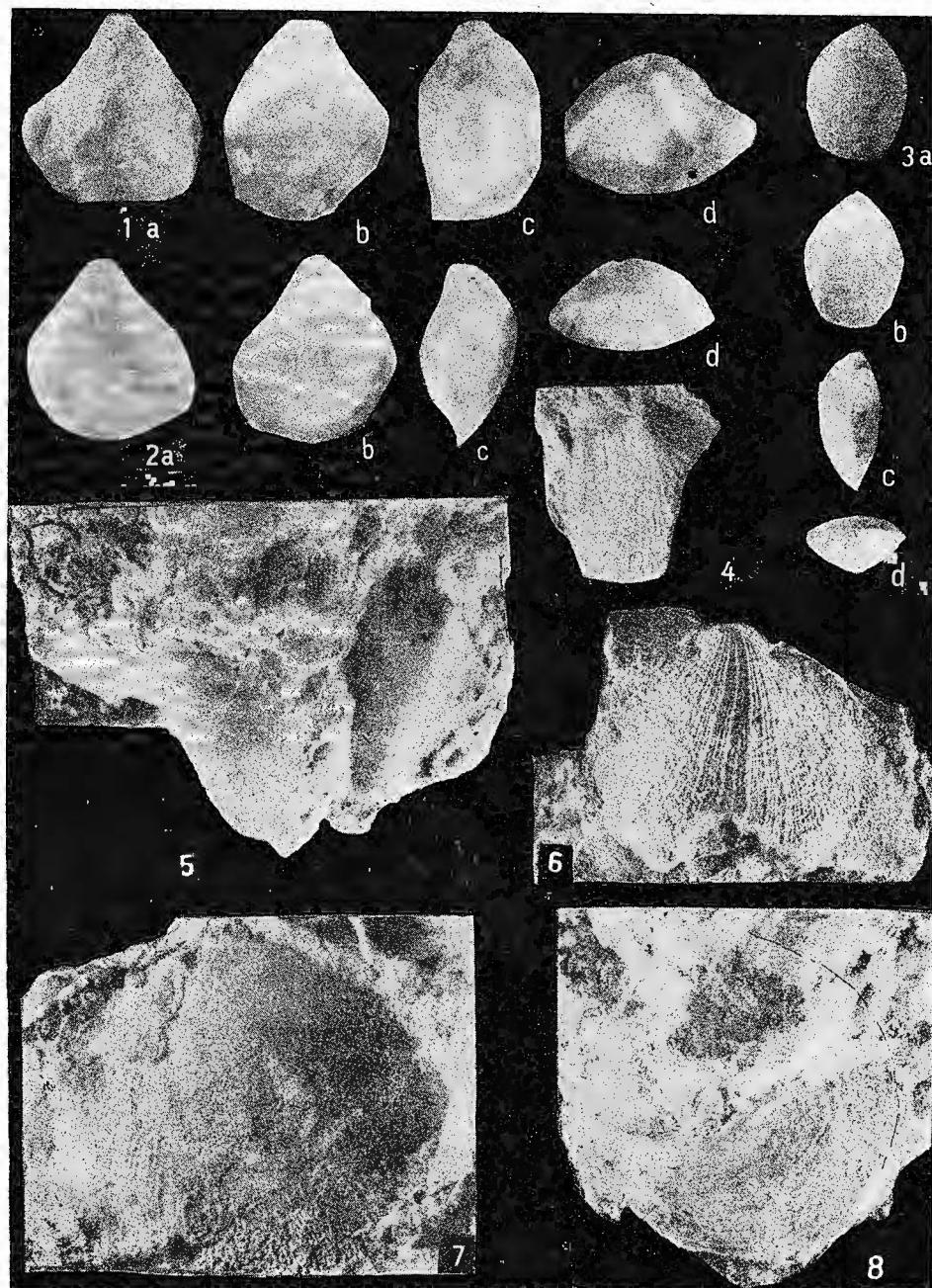
E. MIRĂUTĂ et al. Triassic biostratigraphy from Somova area (Tulcea zone)
Pl. IV.



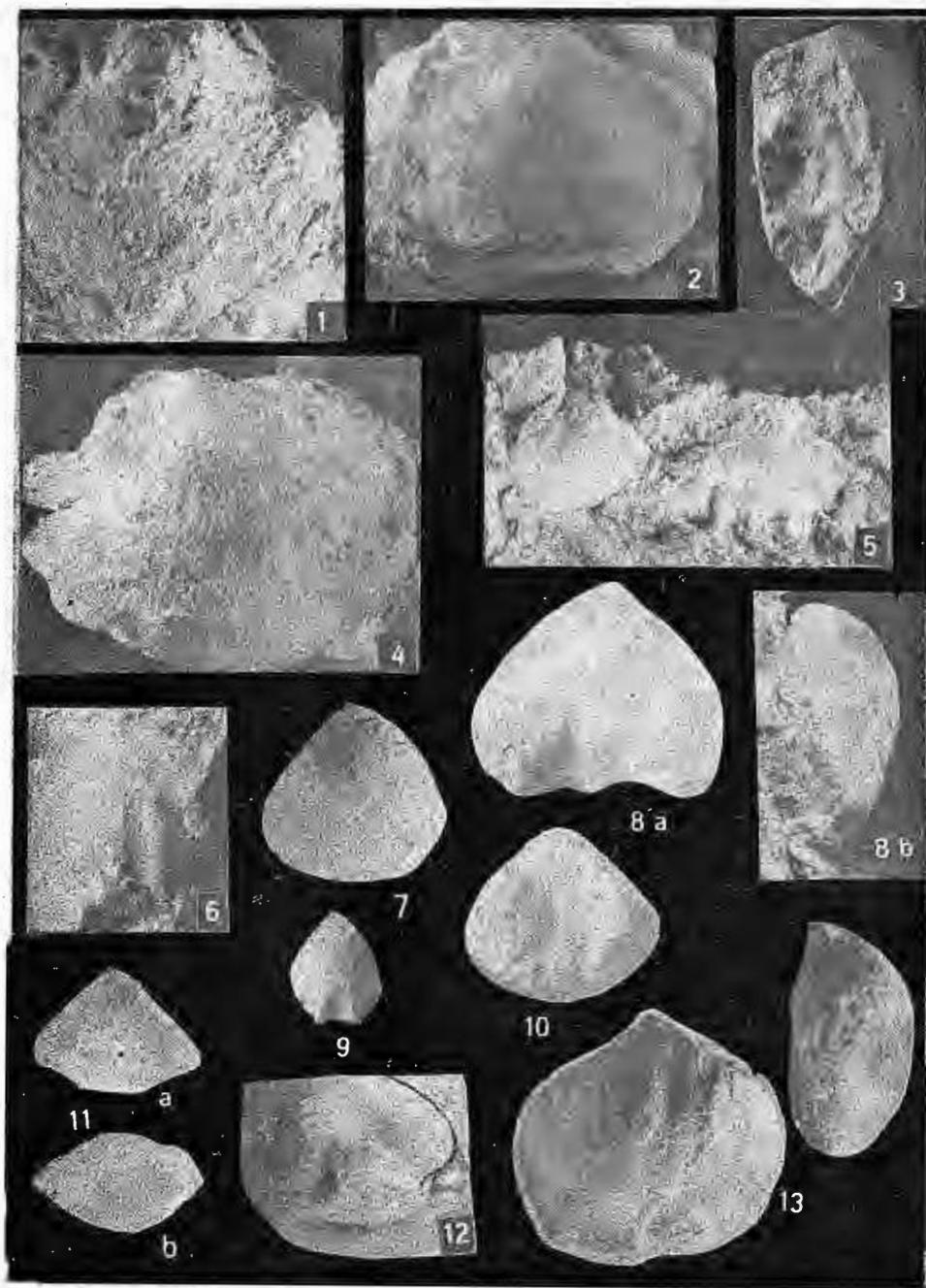
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVIII/4.



Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică, Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVIII/4,



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVIII/4.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședintelor vol. LXVIII/4.



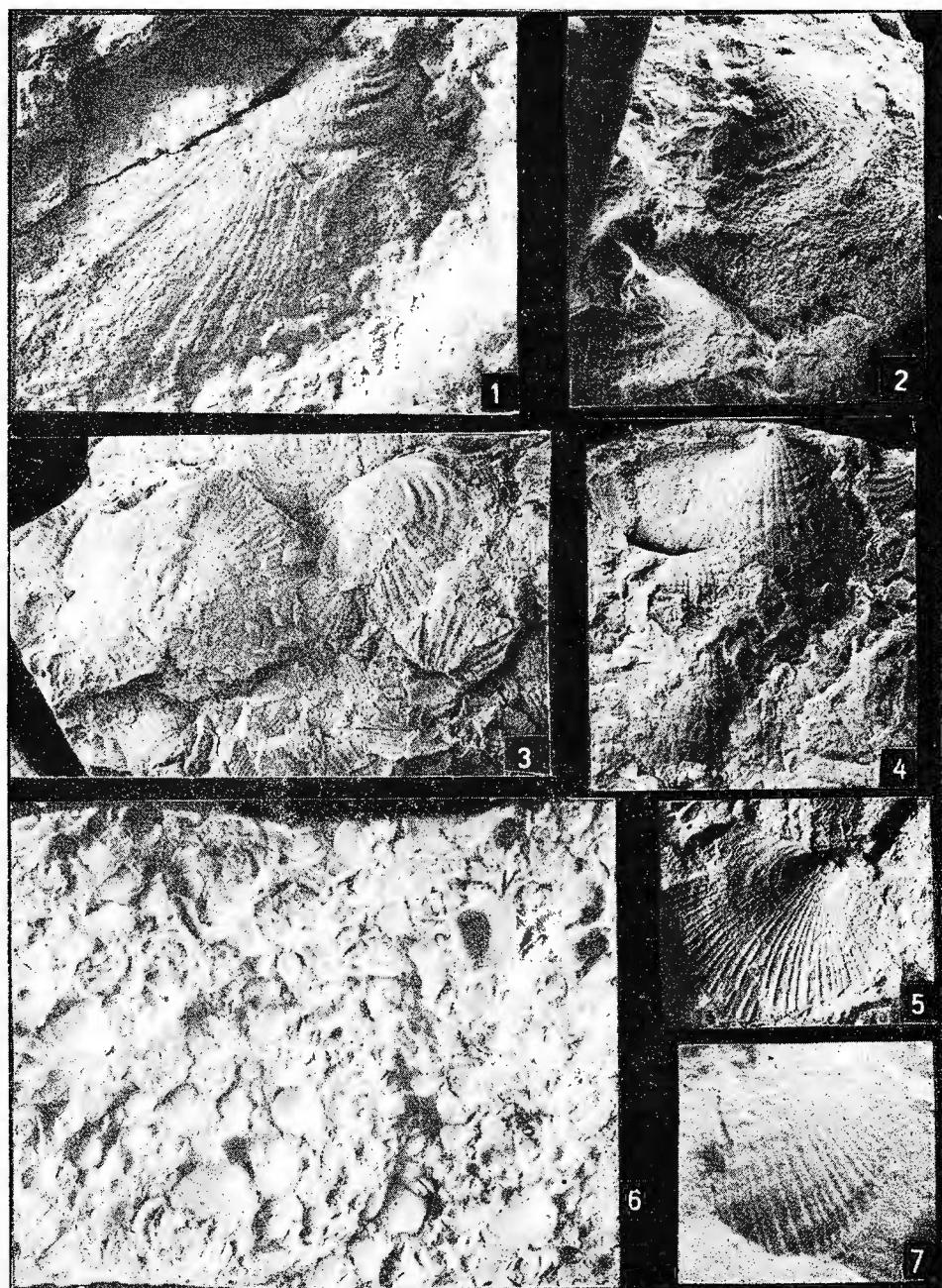
Institutul Geologic al României



Instituțul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVIII/4.



Institutul Geologic al României

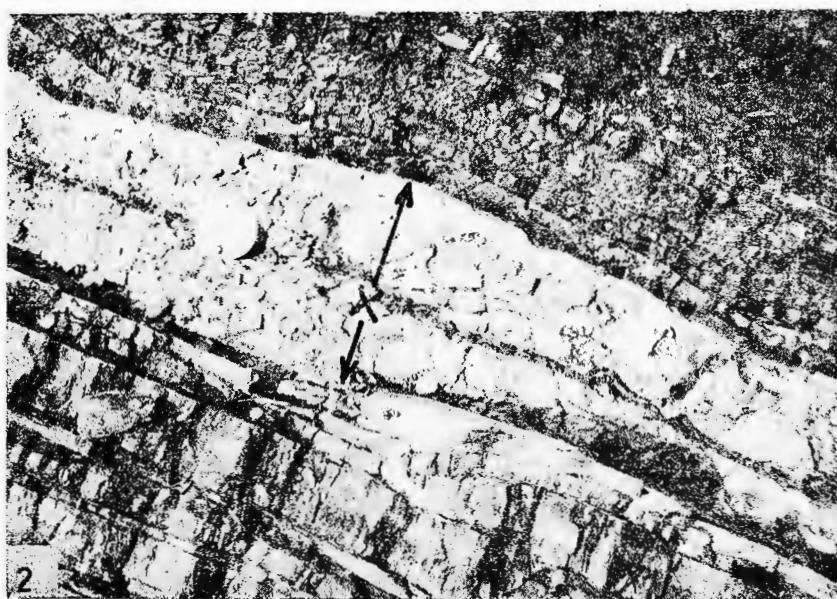


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVIII/4.



Institutul Geologic al României

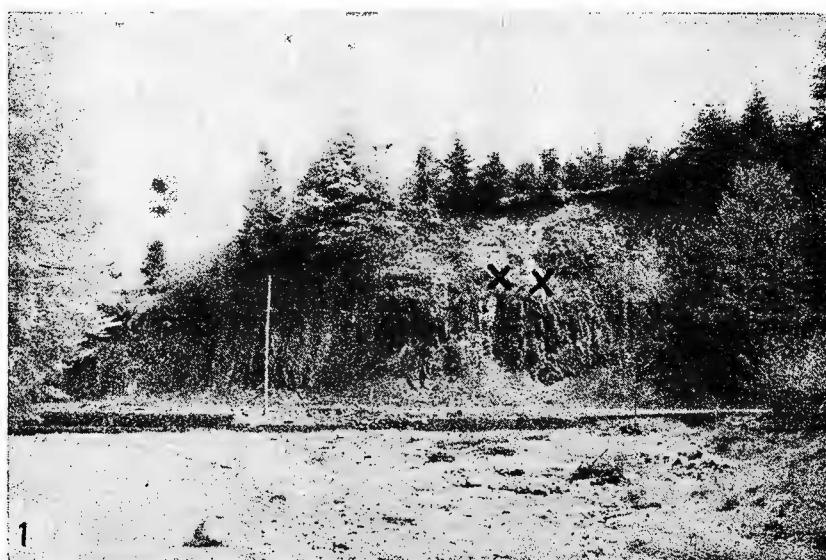




Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVIII/4.



Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVIII/4.



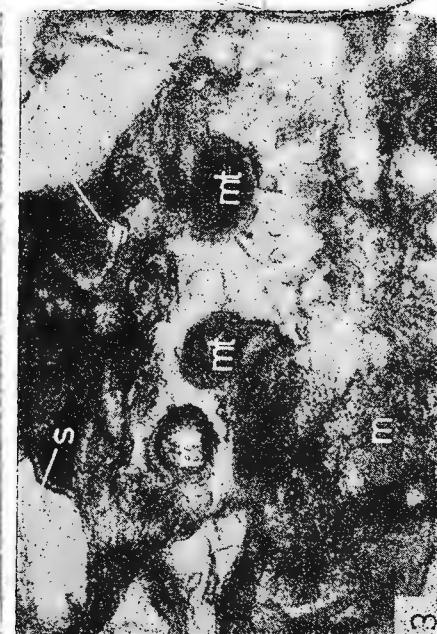
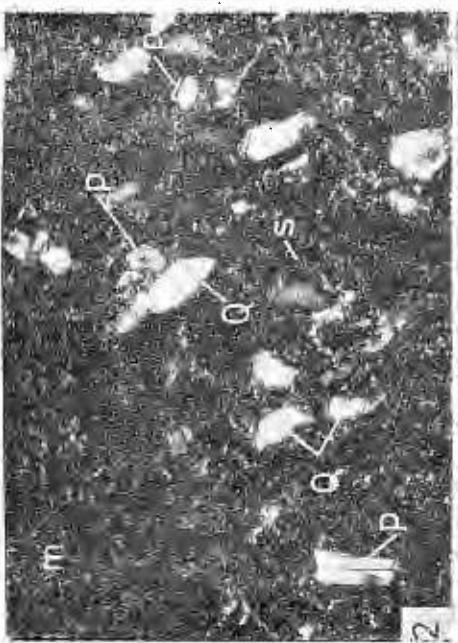
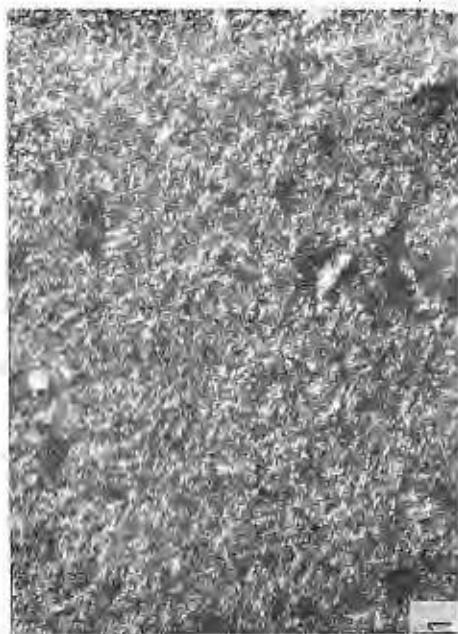
Institutul Geologic al României



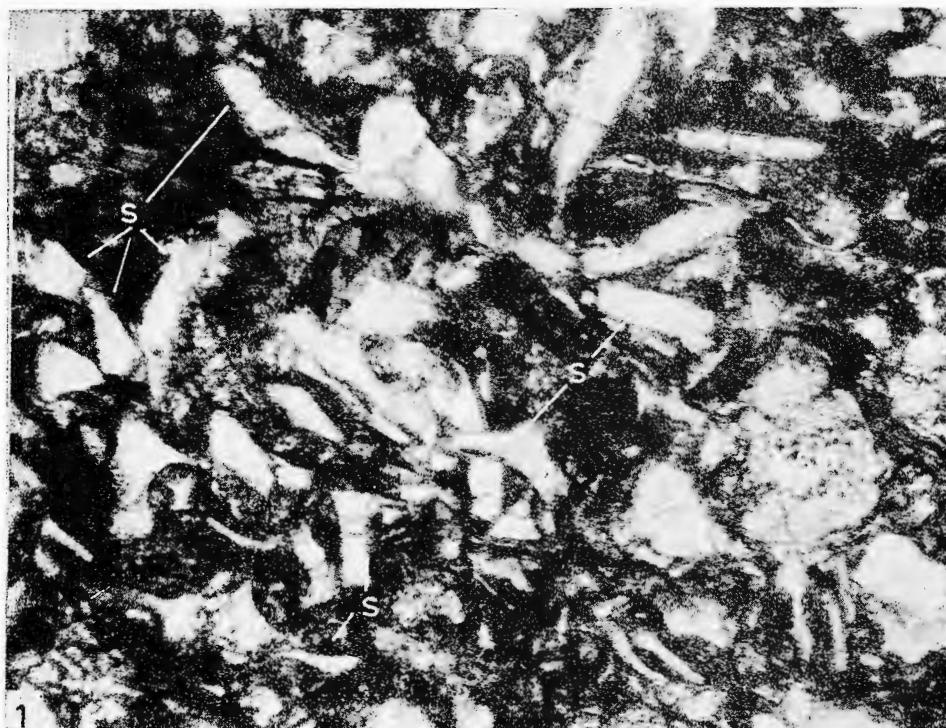
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVIII/4.



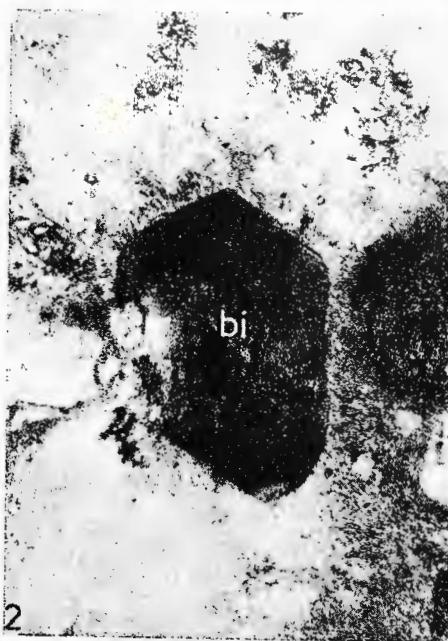
Institutul Geologic al României



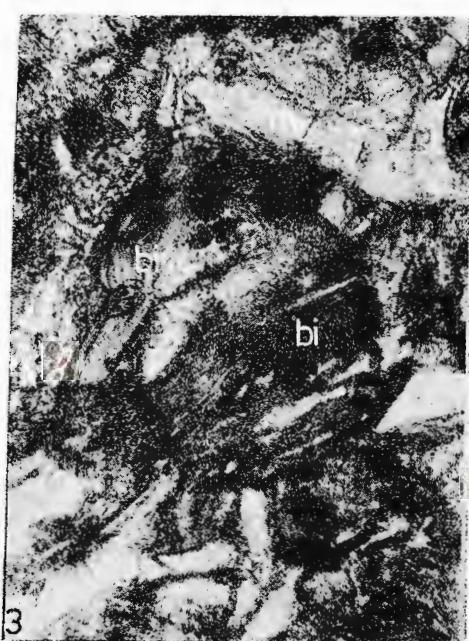
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale secțiilor 11, LXVIII/4.



1



2



3

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol LXVIII/4.



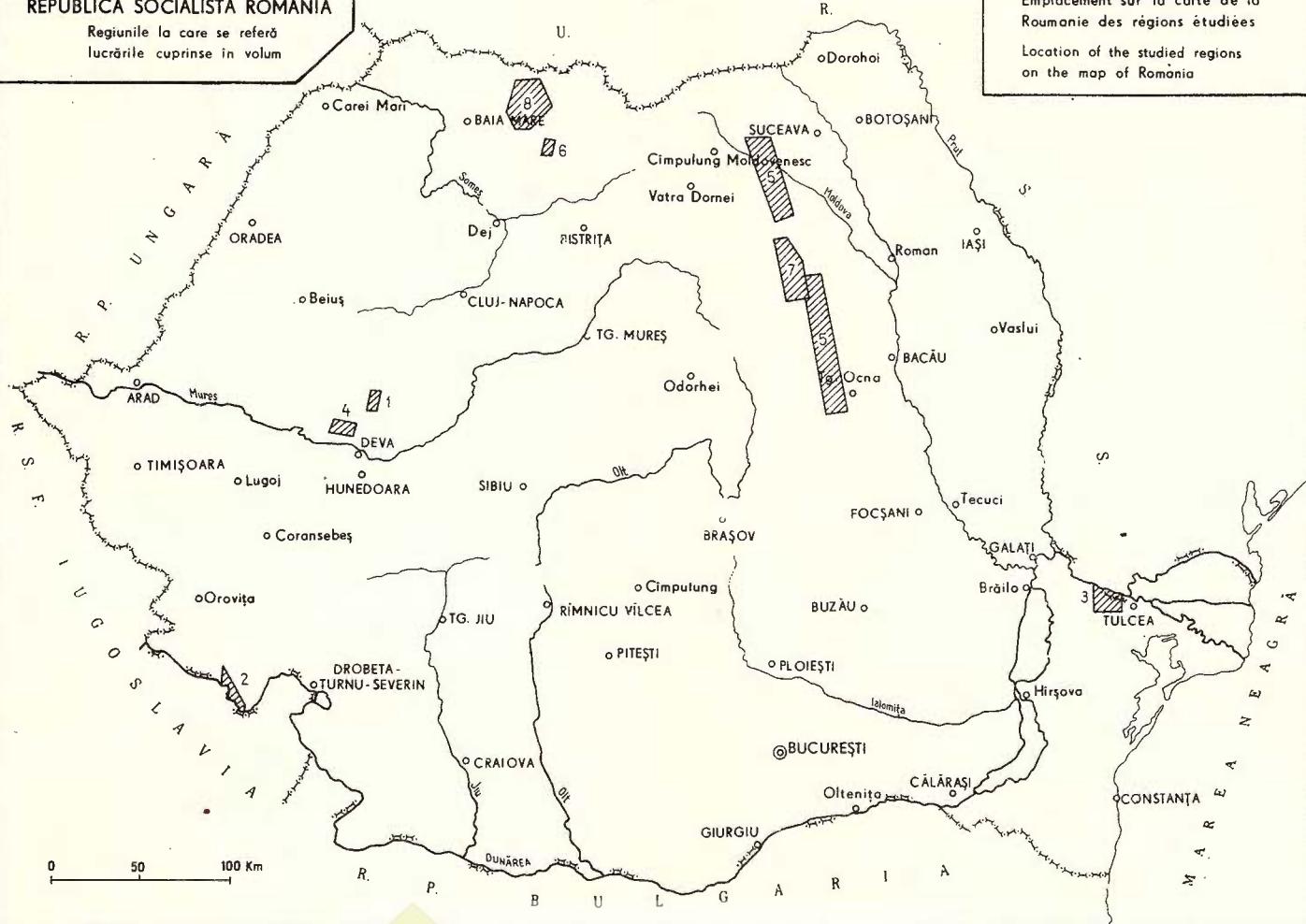
Institutul Geologic al României

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Regiunile la care se referă lucrările cuprinse în volum

Emplacement sur la carte de la Roumanie des régions étudiées

Location of the studied regions on the map of Romania



Comptes rendus des séances (Dari de seama ale ședințelor) ont été publiés le long des années dans le cadre des suivantes institutions :

- Institutul Geologic al României t. I-XXXVI (1910-1952)
- Comitetul Geologic t. XXXVII-LII/1 (1953-1966)
- Comitetul de Stat al Geologiei t. LII/2-LV/1 (1967-1969)
- Institutul Geologic t. LV/2-LX (1970-1974)
- Institutul de Geologie și Geofizica - à partir du tome LXI (1975)



MINISTÈRE DE LA GÉOLOGIE
INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GEOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXVIII
1981

4. STRATIGRAPHIE



Institutul Geologic al României