

B.I.G

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

126979

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINȚELOR

VOL. LXIV

1976 - 1977

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

126979

BUCHURESTI

1978



Institutul Geologic al României

**Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor**



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

A L E
Ş E D I N T E L O R
VOL. LXIV
(1976—1977)

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



BUCUREŞTI
1978



Institutul Geologic al României

CONTENU

	<u>Page.</u>
1. Balintoni I., Gheuca I. Les gneiss porphyroïdes de Pietrosu Bistriței et l'unité tectonique de Bârnărel entre les ruisseaux Barnar et Neagra Broștenilor (Carpates Orientales)	15
2. Dragastan O., Bucur I., Demeter I. Nouvelles données sur la biostratigraphie des dépôts barrémien-albiens de la partie central-orientale de la zone de Reșița-Moldova Nouă (Banat), acquises par le forage de référence de Șopotul Nou	30
3. Iliescu O., Pavnotescu Viorica, Paraschivescu C., Nedelcu C. Contributions concernant la stratigraphie des dépôts pliocènes situés entre la Vallée de la Ialomița et la Vallée de la Dimbovița.	49
4. Kalmár I., Angelescu I., Angelescu Doina. Nouvelles données sur la structure géologique des gorges Cheile Babei (nord-ouest de la Transylvanie)	61
5. Manea Z. Al., Chivu Maria. Nouvelles données sur les formations crétacées de la partie nord-ouest du Massif Bihor	69
6. Morariu D. Le macroséisme du 4 Mars 1977. Observations dans la ville de Bucarest	73
7. Năstaseanu S. Considérations préliminaires sur l'existence d'un système de nappes alpines dans la zone de Reșița, à Lupac	89
8. Nedelcu I. Aspects tectoniques nouveaux dans le cristallin de la zone de Cîrlibabă-Tilbău (Carpates Orientales)	120
9. Popovici L. I. Contributions à l'horizontation lithostratigraphique et à la détermination de l'âge des métamorphites des monts Izzer-Păpușa et Leaota	135
10. Sandulescu M., Tomescu Camelia. Contributions à la connaissance du Trias des séries transylvaines du synclinal de Rarău (Carpates Orientales)	148
11. Sandulescu M., Visarion M. Considérations sur la structure tectonique du soubassement de la Dépression de Transylvanie	153
12. Stănoiu I. Considérations préliminaires sur les dépôts crétacé-supérieurs situés au sud de la localité de Ponoarele (plateau Mehedinți)	182





CUPRINS

	<u>Pag.</u>
1. Balintoni I., Gheuca I. Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței și unitatea tectonică de Bărărel, între riurile Barnar și Neagra Broștenilor (Carpații Orientali)	5
2. Dragastan O., Bucur I., Demeter I. Date noi privind biostratigrafia depozitelor barremian-albiene din partea central-estică a zonei Reșița-Moldova Nouă (Banat) obținute prin forajul de referință de la Șopotul Nou	17
3. Iliescu O., Pavnotescu Viorica, Paraschivescu C., Nedelcu C. Contribuții privind stratigrafia depozitelor pliocene dintre valea Ialomiței și valea Dimboviței.	37
4. Kalmár I., Angelescu I., Angelescu Doina. Date noi asupra structurii geologice a Cheilor Babei (nord-vestul Transilvaniei)	53
5. Manea Z. Al., Chivu Maria. Date noi asupra formațiunilor cretacice din partea de NV a masivului Bihor	63
6. Morariu D. Le macroséisme du 4 Mars 1977. Observations dans la ville de Bucarest	73
7. Năstaseanu S. Considérations préliminaires sur l'existence d'un système de nappes alpines dans la zone de Reșița a Lupac	89
8. Nedelcu L. Aspecte tectonice noi în cristalinul zonei Cîrlibaba-Țibău (Carpații Orientali)	107
9. Popovici L. I. Contribuții la orizontarea lithostratigrafică și stabilirea vîrstei metamorfiteelor din munții Iezer-Păpușa și Leaota	123
10. Sandulescu M., Tomescu Cămelea. Noi contribuții la cunoașterea Triasicului serilor transilvane din sinclinalul Rarău (sectorul Botuș-Tătarca)	141
11. Sandulescu M., Visarion M. Considérations sur la structure tectonique du soubasement de la Dépression de Transylvanie	153
12. Stănoiu I. Considerații preliminare asupra depozitelor cretacic-superioare de la sud de localitatea Ponoarele (Podișul Mehedinți)	175
Recenzii	187





Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 5—16.

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

GNAISELE PORFIROIDE DE PIETROSU BISTRITÉEI ȘI UNITATEA TECTONICĂ DE BĂRNĂREL, ÎNTRE RÂURILE BARNAR ȘI NEAGRA BROŞTENILOR (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

ION BALINTONI, ION GHEUCA²

Abstract

The Pietrosu Bistriței Porphyroid Gneisses and Bărnărel Tectonic Unit between the Barnar and Neagra Broștenilor Rivers (the Eastern Carpathians). The zone discussed in the paper is made up of more Mesocretaceous tectonic units, denominated as follows: Iacobeni (=Rodna?), Pietrosu Bistriței and Mestecăniș Units. The first one is made up of rocks belonging to the Rebra series (Upper Precambrian); the second one is made up of rocks, which are similar, from the metamorphic and structural point of view, to the Rebra rocks, but they cannot be compared stratigraphically with the last ones. That is why they have been denominated the Pietrosu Bistriței Formation. The last unit is made up of rocks belonging to the Tulgheș series (Cambrian). The Pietrosu Bistriței porphyroid gneisses (upper horizon of the Pietrosu Bistriței Formation) seem to be dacitic metatuffs deposited in subaerial conditions. In the Bistrița Valley zone, the packet made up of Pietrosu Bistriței, Mestecăniș and Bucovinian Mesocretaceous tectonic units (namely the upper part of the basement nappe system, which forms the crystalline-Mesozoic zone of the Eastern Carpathians) is doubled by a subsequent overlap which advanced from west to east, denominated the Bărnărel Unit.

Râurile Barnar și Neagra Broștenilor sunt doi dintre afluenții mari de dreapta ai Bistriței, care străbat de la vest spre est o bună parte a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. Teritoriul dintre aceste râuri, spre est pînă în valea Bistriței, iar spre vest pînă la o linie N—S care întreține pîrîul Negrișoara, principalul afluent de stînga al Negrei

¹ Predată la 25 aprilie 1977, acceptată pentru publicare la 1 iunie 1977, comunicată în ședința din 20 mai 1977.

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



Broștenilor, la vest de satul Dirmoxa, se înscrie în foaia 1 :50.000 Broșteni. Cartarea unei părți din acest teritoriu, a fost întreprinsă de noi în vara anului 1976. Deoarece problemele stratigrafice, petrografice și de metamorfism, pe care le ridică formațiunile constitutive ale unităților tectonice mezocretacice prezente în regiune, au fost discutate într-un articol anterior (Balintoni, Gheluca, 1977) în cele ce urmează vom face o descriere fugitivă a acestor unități, și vom insista asupra unor probleme tratate anterior mai sumar, sau pe baza unui număr mai redus de informații.

1. Unitățile tectonice mezocretacice

Dintre unitățile tectonice mezocretacice separate la nord de rîul Barnar (Balintoni, Gheluca, 1977) între Barnar și Neagra, se recunosc, de jos în sus, următoarele: unitatea de Iacobeni (= Rodna?); unitatea de Pietrosu Bistriței; unitatea de Mestecăniș.

1.1. Unitatea de Iacobeni (= Rodna?). Unitatea de Iacobeni (= Rodna) ocupă poziția cea mai de jos în perimetru cartat și este formată din roci ale seriei de Rebra. Aflorează într-o fereastră tectonică de mică întindere la izvoarele pârâului Capra, într-o altă fereastră de extindere mai mare în versantul stâng al rîului Neagra, aval de confluența cu pârâul Negrișoara, precum și în imprejurimile satului Dîrmoxa, în bazinul pârâului Brad, afluent de stînga al pârâului Negrișoara. În fereastra Capra apare ceva din partea superioară a orizontului amfibolitelor, peste care urmează cîțiva zeci de metri de micașisturi. În fereastra Neagra orizontul amfibolitelor este bine deschis, și suportă la partea superioară nivelul paragnaiselor cu magnetit. Orizontul micașisturilor lipsește aproape total. În imprejurimile satului Dîrmoxa în schimb, este vizibilă o secvență mult mai groasă din seria de Rebra, începînd cu partea superioară a orizontului calcarelor cu silicati, peste care urmează orizontul amfibolitelor, alcătuind promontoriul de la confluența pîraielor Toplișoara și Brad. Nivelul paragnaiselor cu magnetit face și în acest perimetru trecerea la orizontul micașisturilor, care constituie versantul drept al pârâului Brad în întregime. Chiar de-a lungul drumului forestier de pe acest pârâu, este accesibil nivelul micașisturilor cu staurolit-andaluzit-cordierit, aici fiind locul unde este cel mai bine reprezentat din teritorial cunoscut de noi pînă în prezent.

1.2. Unitatea de Pietrosu Bistriței. Unitatea de Pietrosu Bistriței urmează peste cea de Iacobeni (= Rodna?) și este formată din roci care au o istorie metamorfă și structurală asemănătoare cu cea a rocilor seriei de Rebra din unitatea de Iacobeni (= Rodna?). Pe această bază s-a admis că ar putea reprezenta o secvență de roci ale aceleiași serii (Balintoni, Gheluca, 1977). Deoarece însă rocile unității de Pietrosu Bistriței nu sunt paralelizabile stratigrafic cu secvențele seriei de Rebra cunoscute pînă în prezent în unitatea de Iacobeni (= Rodna?),



deducția precedentă rămîne ipotetică. Informațiile geologice de ordin general permit să presupunem că, dacă ipoteza apartenenței la seria de Rebra a rocilor ambelor unități tectonice menționate mai sus este adevărată, atunci rocile unității de Pietrosu Bistriței (pe care le vom denumi formațiunea de Pietrosu Bistriței, spre a le sublinia individualitatea) s-ar situa probabil la partea superioară a seriei de Rebra. Formațiunea de Pietrosu Bistriței este deschisă în bazinele pîraielor Pinu, Paltinu și Căprăria Mare. Orizontul paragnaiselor cuarțitice cu biotit este bine dezvoltat, în timp ce orizontul gnaiselor porfiroide de Pietrosu devine din ce în ce mai subțire spre vest și chiar fragmentar. Masa paragnaiselor cuarțitice cu biotit, în ansamblu omogenă, conține din loc în loc lentile și benzi de calcare cristaline, roci cuarțo-feldspatice și amfibolite. Fiind subțiri și discontinui, aceste intercalații se urmăresc greu.

1.3. Unitatea de Mestecăniș. Unitatea de Mestecăniș este formată din roci ale seriei de Tulgheș ce se întîlnesc ca petece pe interfluvi. Probabil că acestei unități îi aparțin și rocile seriei de Tulgheș observabile între cele două corpuri de gnais porfiroide de Pietrosu, la gura rîului Barnar și pe afluenții de dreapta ai Bistriței de la sud de rîul Barnar, pînă la pîrul Căprița inclusiv. Petecele de acoperire de pe interfluvi sunt constituite din roci ale complexelor Tg1 și Tg2, pe cînd în ferestrele amintite se observă numai complexul Tg2. Rocile complexului Tg1 sunt complet lipsite de grafit și sunt reprezentate prin șisturi cuarțoase, muscovito-cloritoase și printr-un nivel caracteristic de roci cuarțo-feldspatice (porfiogene) uneori cu biotit. Pentru complexul Tg2, nota distinctivă o dau cuarțitele negre, grafitoase, adesea în asociație cu calcare și/sau șisturi calcaroase. Această asociație poate fi văzută spre exemplu pe culmea dintre pîraiele Pinu și Paltinu, pe interfluviul dintre pîraiele Mițeria și Pinu, sau în fereastra de la gura rîului Barnar. În complexul Tg2 apar de asemenea șisturi cuarțoase, muscovito-cloritoase și roci cuarțo-feldspatice.

2. Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței

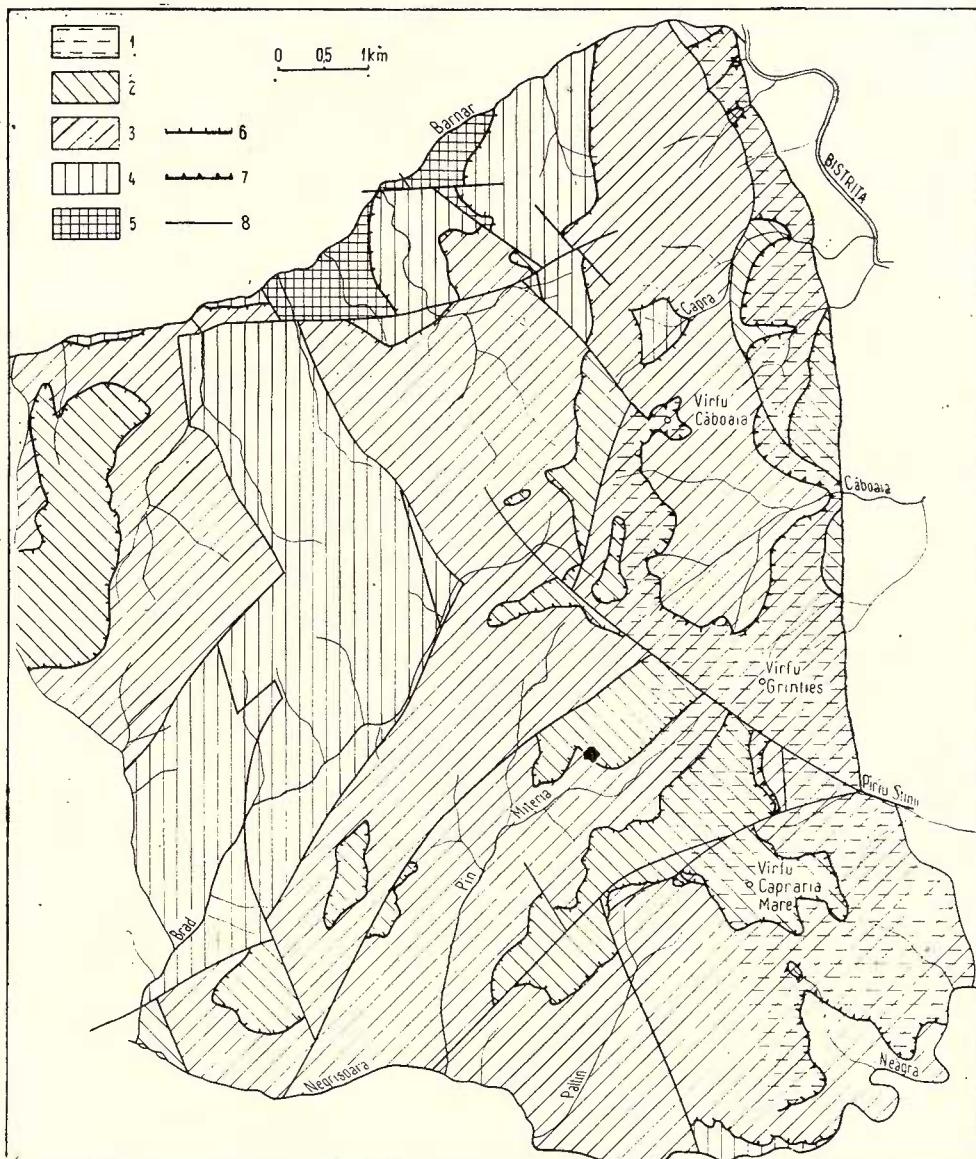
Datorită problemelor de încadrare stratigrafică, de geneză și poziție structurală pe care le ridică, gnaisele porfiroide de Pietrosu au fost și rămîn în continuare în atenția noastră. În ce privește încadrarea lor stratigrafică, părerea exprimată de noi anterior (B alintoni, G he u c a, 1977) rămîne nemodificată. Relativ la geneza gnaiselor porfiroide, întrebările care se pun sunt următoarele :

— Materialul lor constitutiv este de proveniență magmatică sau sedimentară ?

— Dacă prima parte a întrebării este adevărată, atunci care a fost forma lor inițială de zăcămînt ?

Dacă am presupune că sunt roci de origine sedimentară, atunci aspectele lor structurale și texturale ne-ar duce cu gîndul spre un meta-





Schiță tectonică a regiunii dintre rîurile Barnar și Neagra Broștenilor. Unități post-mezocretacice. 1, unitatea de Bârnărel. Unități mezocretacice. 2, unitatea de Mestecăniș; 3, unitatea de Pietrosu Bistriței; 4, unitatea de Iacobeni (=Rodna?); 5, unitatea maramureșană; 6, plan de șariaj mezocretacic; 7, plan de șariaj post-mezocretacic; 8, falie.

Esquisse tectonique de la région située entre les ruisseaux Barner et Neagra Broștenilor. Unités post-méso-crétacées. 1, l'unité de Bârnărel. Unités méso-crétacées. 2, l'unité de Mestecăniș; 3, l'unité de Pietrosu Bistriței; 4, l'unité de Iacobeni (=Rodna?); 5, l'unité de Maramureș; 6, plan de charriage méso-crétacé; 7, plan de charriage post-méso-crétacé; 8, faille.

conglomerat. Următoarele observații se opun însă ipotezei că gnaisele porfiroide de Pietrosu ar reprezenta un metaconglomerat.

a) Se încadrează în limitele de compoziție chimică a rocilor granodioritice, fără alte modificări decât cele ce se pot atribui metamorfozării lor regionale, indiferent de locul de colectare al probelor (Savu, Măstacan, 1952).

b) Nu au intercalații de metasedimente și nu prezintă îndințări cu asemenea roci, pe direcție sau înclinare, grosime, reprezentă deci o formațiune omogenă petrografic, pe toată suprafața de aflorare;

c) Nu arată nicăieri indicii de stratificație inițială sau de grano-clasare;

d) Peste tot, granulele de cuarț violaceu caracteristice gnaiselor porfiroide, care ar putea fi interpretate drept elemente de conglomerat, sunt de dimensiuni apropiate, ce nu depășesc dimensiunile cuarțului întâlnit în unele roci magmatice nemetamorfozate, cu structuri asemănătoare (spre exemplu în porfirele permiene).

Optind pentru ipoteza originii magmatische a gnaiselor porfiroide de Pietrosu, ca urmare a observațiilor de mai sus, rămîne să precizăm formator de zăcămînt. Avem de ales între următoarele posibilități : dyke, sill, curgeri de lave, tufuri. Împotriva caracterului de dyke argumentele sunt neechivoce.

a) S-a demonstrat prin cartare, că gnaisele porfiroide de Pietrosu reprezintă un corp tabular cu poziție controlată stratigrafic. Astfel, la vest de aliniamentul de vîrfuri Pietrosu-Bistriței-Căprăria Mare, unde structura nu suferă decât usoare deranjamente plicative alpine, poziția gnaiselor porfiroide de Pietrosu este aproape orizontală. În malul stîng al rîului Neagra Broștenilor, între versantul stîng al pîrîului Pinu și aval de pîrîul Căprăria Mare, corpul superior de gnaise porfiroide este deschis în afloriment continuu pe aproape 5 km. Din versantul stîng al pîrîului Pinu și pînă la izvoarele pîrîului Căprăria Mare, poziția lor este orizontală; în continuare, pînă ce intersectează rîul Neagra Broștenilor, ele au înclinări estice pronunțate, care concordă însă cu înclinările tuturor metamorfitelor și ale planelor de șariaj, determinate de tectonica alpină posterioară șariajelor.

b) Extensia lor în suprafață atinge sute de km², poziția spațială păstrîndu-se neschimbătă; cu alte cuvinte, nicăieri nu se observă că gnaisele porfiroide de Pietrosu ar întretăia prin intrudere formațiunile subiacente.

c) Stau la contactul dintre două serii metamorfe diferite, marcînd o limită stratigrafică, structurală și de metamorfism. Observațiile b și c să armonize difficil și cu noțiunea de sill, împotriva acestei ipoteze putind încă adăuga : că repauzează pe o suprafață orizontală care nu este totuși o suprafață de strat, ci mai degrabă o suprafață de eroziune (în pîrîul Pinu spre exemplu, se poate urmări o bandă de calcare cristaline intercalată în paragnaisele cuarțitice cu biotit, care are o înclinare diferită de a suprafeței inferioare a gnaiselor porfiroide); că prezintă variații



mineralogice cantitative importante pe distanțe scurte; că nu s-a putut pune în evidență vreo zonalitate mineralologică sau structurală, pe grosimea corpurielor de gnaise porfiroide de Pietrosu. Marea extensie a orizontului gnaiselor porfiroide de Pietrosu și continuitatea lui, fac de asemenea puțin probabilă ipoteza că ar proveni din curgeri de lave.

Luînd în considerare toate cele discutate, acceptăm deci că, gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței reprezintă o formațiune tufogenă subaeriană, care s-a depus pe o suprafață de eroziune premetamorfă, modelată în rocile din care au provenit paragnaisele cuarțitice cu biotit, aflate dedesubtul lor. Comunitatea structurală și de metamorfism între aceste două formațiuni a fost repetat discutată de către noi. Caracterul suprafeței superioare inițiale a gnaiselor porfiroide de Pietrosu ne este momentan necunoscut, deoarece nicăieri nu s-au pus în evidență roci care să aparțină formațiunii de Pietrosu, suprapiacente gnaiselor porfiroide. Faptul că acestea își reduc mult grosimea de la est la vest, ajungind chiar fragmentare, și că prezintă variații mari de grosime pe distanțe scurte, poate fi atribuit și modului de depunere a materialului tufaceu, dar credem că se datorează mai ales eroziunilor repetitive, ulterioare metamorfismului inițial al formațiunii de Pietrosu.

3. Unitatea tectonică post-mezocretacică de Bârnărel

Într-un alt articol (Balintoni, Gheuca, 1977) s-a descris o complicație a unității tectonice de Pietrosu Bistriței, denumită digitația Bârnărel-Izvoru Rău. Observațiile efectuate în vara anului 1976 la sud de rîul Barnar, permit deducții mai bine fondate asupra amplorii acestei complicații, a vîrstei ei relative și a rangului ei, care este superior unei digitări. Astfel, între rîurile Barnar și Neagra Broștenilor, gnaisele porfiroide de Pietrosu sunt dublate; corpul vizibil între Zugreni și sud de gura pîrului Bârnărel, ocupă între rîurile Barnar și Neagra o poziție inferioară, subîndu-se din ce în ce mai mult spre sud. În punctul unde întretaie rîul Neagra Broștenilor nu trece de cîțiva zeci de metri grosime. Corpul superior care își face apariția în zona de la gura rîului Barnar, cîstigă treptat în importanță spre sud, astfel încît între pîrul Stinii și rîul Neagra Broștenilor devine mai important decât cel inferior. Pînă în prezent cele două corpuri au fost cartate fie împreună, fie a fost recunoscut numai unul dintre ele, de regulă cel mai gros. Relativ la cauza acestei dublări, pot fi luate în considerare trei ipoteze: dublare genetică, dublare prin repetarea celui de-al doilea flanc al unei cute culcate, dublare prin încălcare. Alegerea între aceste ipoteze se poate face fără echivoc pe baza celor discutate în capitolul anterior și a observațiilor de mai jos.

a) Corpul inferior de gnaise porfiroide se întrerupe pe clina vestică a șirului de vîrfuri Pietrosu Bistriței-Câprăria Mare după o linie aproape dreaptă, efilindu-se sub formă de pană; efilarea se produce prin schimbarea bruscă a inclinării suprafeței superioare, de așa manieră, că de la o inclinare pronunțat estică, se trece la o suprafață orizontală (situația dintre pîraiele Bârnărel și Izvoru Rău spre exemplu) sau la



inclinare vestică (zona de la izvoarele pîriului Căboiaia, culmea Bogolin-Pietrosu Bistriței); aceasta în timp ce suprafața inferioară își păstrează inclinarea estică.

b) Nu există vreo relație între grosimea corpului de gnais porfiroide și distanța de efilare. Această distanță este aproximativ aceeași în valea Bărnărelului unde corpul inferior are peste 1000 m grosime, și în bazinul pîriului Căprăria Mare, unde grosimea sa scade pînă la cîțiva zeci de metri.

c) De la Zugreni și pînă în versantul stîng al văii Neagra Broștenilor, pe suprafața de efilare a corpului inferior (adică suprafața dintre linia de schimbare a inclinării suprafetei superioare și linia de terminație vestică a gnaiselor porfiroide) stau întotdeauna paragnaisele cuartitice cu biotit; ori, acestea sunt rocile care în mod normal suportă gnaisele porfiroide.

d) Paragnaisele cuartitice cu biotit de pe suprafața de efilare au căderi vestice, pe cind cele de dedesubtul corpului inferior de gnais porfiroide au căderi estice, concordante cu ale suprafetei inferioare a gnaiselor porfiroide.

e) Între rîul Barnar și pîriul Stinii, în porțiunea de schimbare a inclinării suprafetei sale superioare, corpul inferior de gnais porfiroide vine în contact cu corpul superior. Deoarece în continuare spre est căderile celor două corpuri au valori diferite, pînă la nivelul observabil, între ele se realizează un unghi diedru. În acest unghi diedru stau: la gura rîului Barnar și pe afluenții de dreapta ai Bistriței aval de Barnar, pînă la pîriul Căprița inclusiv, roci ale seriei de Tulgheș; în bazinul pîriului Căprăria Mare, paragnaisele cuartitice cu biotit. Aici cele două corpuri de gnais porfiroide nici nu mai vin în contact.

f) Corpul superior de gnais porfiroide se continuă mult spre vest, dincolo de limita vestică a celui inferior; în perimetru rîului Neagra Broștenilor, această prelungire spre vest a corpului superior poate fi urmărită cu unele intreruperi pe cca 13 km în linie dreaptă. La vest de porțiunea dublată, imediat sub corpul superior de gnais porfiroide se află întotdeauna paragnaisele cuartitice cu biotit, iar mai departe rocile seriei de Rebra din unitatea de Iacobeni (= Rodna ?). Această secvență stă de asemenea dedesubtul corpului inferior de gnais porfiroide în porțiunea dublată. Chiar și numai observația de la punctul e, exclude ipoteza dublării prin repetarea flancului unei cute culcate, căci altfel, pe de o parte cele două corpuri nu ar fi trebuit să vină în tangență, iar pe de altă parte, între ele ar fi trebuit să se afle aceleași formațiuni: ori numai roci ale seriei de Tulgheș, ori numai paragnaisele cuartitice cu biotit ale formațiunii de Pietrosu.

În ce privește ipoteza dublării genetice, ea ar putea fi luată în discuție, numai în cazul în care gnaisele porfiroide de Pietrosu, ar proveni din corpuri intruzive discordante, ipoteză respinsă deja în capitolul precedent al lucrării. De altfel, nici majoritatea observațiilor precedente nu ar putea fi explicate prin ipoteza dublării genetice. Dublarea prin încălcare fiind evidentă, vom discuta în continuare acest caz. Dublarea s-a produs



prin încălecarea porțiunii vestice a gnaiselor porfiroide peste porțiunea lor estică. Indiciile acestui curs al evenimentelor sunt următoarele :

— Dublarea are loc numai la est de aliniamentul de vîrful Pietrosu-Căprăria Mare ;

— Deoarece gnaisele porfiroide se subție de la est spre vest, cele două corpuri ar putea fi alăturate, numai retrăgînd mult spre vest corpul superior ;

— Planul de rupere al corpului inferior (cea ce am numit planul de efilare) este fie orizontal, fie cu înclinare vestică ; un asemenea sistem de rupere a corpului inferior, nu putea fi provocat decât prin impingere de la vest spre est ;

— Pe suprafața de rupere stau paragnaise cuarțitice cu biotit ce au înclinări vestice, adică înclinările ce se întâlnesc în aceste roci la vest de aliniamentul de culmi Pietrosu-Căprăria Mare. Există și observații care indică amploarea relativ mare a acestei încălecări. Astfel, în timp ce corpul inferior de gnaise porfiroide este retromorfozat și cu facies ocular numai la partea superioară, corpul superior este retromorfozat și îmbracă un facies ocular pe toată grosimea, chiar cind această grosime este comparabilă cu cea a corpului inferior și ele stau în superpoziție. Aceasta este cazul spre exemplu în aria dintre piraiele Stînii și Căprăria Mare. Or, observațiile noastre la scară regională arată creșterea grosimii zonei retromorfozate a părții superioare a formațiunii de Pietrosu Bistriței de la est spre vest. În același sens interpretăm și grosimile foarte diferite ale celor două corpuri, în general mult mai mici ale corpului superior, cind ele se află în superpoziție. În sfîrșit, un alt indicu care susține deducția că încălecarea are amploare, mare, este lungimea mare pe care s-a produs ruperea corpului inițial unitar de gnaise porfiroide și rectili-niaritatea acestei ruperi.

Prezența rocilor seriei de Tulgheș între cele două corpuri de gnaise porfiroide, în aria în care ele sunt dublate, demonstrează că nu avem de-a face cu o digitație a unității tectonice de Pietrosu Bistriței, ci că încălecarea a implicat cel puțin și unitatea tectonică de Mestecăniș, suprarecentă. Probabilitatea ca și unitatea bucovinică să fie afectată de încălecarea în discuție, ne este indicată de observația că, înrădăcinarea unității pe care o vom denumi de Bărnărel, se produce în partea centrală a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali, în timp ce toate unitățile sigur mezocretacice se înrădăcinează la vest de limitele cunoscute astăzi la zi ale zonei cristalino-mezozoice. În ipotezele acceptate actualmente pentru structura zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali, pinzele mezocretacice au migrat de la est spre vest ; deci, cu cât o unitate tectonică stă mai sus în esafodajul structural, cu atît este mai tînără și înrădăcinată mai spre interior³. Pe această bază putem deci enunța ipoteza că unitatea de Bărnărel este ulterioară și celei bucovinice, înscriindu-se probabil într-un alt moment de evoluție structurală a Carpaților Orientali. Acest

³ Convorbire I. Balintoni-M. Sandulescu, februarie 1977.

șariaj post-mezocretacic⁴ a cărui ampolare nu o cunoaștem, poate determină mari complicații în structura regiunii de la est de valea Bistriței. În esență este vorba de dublarea pachetului format din cele trei unități de deasupra unității de Iacobeni (=Rodna?): cea de Pietrosu Bistriței, cea de Mestecăniș și cea bucovinică. Este posibil ca la vest de planul de rupere care a intersectat gnaisele porfiroide de Pietrosu, alunecarea unității de Bărnarel să se fi produs prin reactivarea planului de șariaj dintre unitatea de Pietrosu Bistriței și cea de Iacobeni (= Rodna?).

4. Probleme de tectonică plicativă și disjunctivă

Anticlinalul asimetric alpin Zugreni-Barnar, se continuă și între râurile Barnar și Neagra Broștenilor; spre sud de valea Barnarului, flancul vestic al acestui anticinal se aplătizează și mai mult, astfel că planul de șariaj al unității de Mestecăniș rămîne deasupra nivelului pîrului Negrișoara, pînă în apropiere de satul Dîrmoxa. În schimb, pe înclinarea flancului estic formațiunile coboară cel puțin 2000 m, pornind de la nivelul vîrfului Căprăria Mare spre exemplu, pe care stă un petec de acoperire al unității de Mestecăniș, iar căderile formațiunilor pot ajunge la 40–50° în medie. Semnalăm că înrădăcinarea unității de Bărnarel se realizează tocmai în zona de șarnieră a acestui anticinal, ceea ce ar putea reflecta o relație genetică între cele două structuri. Flancul estic al anticinalului este afectat de asemenea de o falie direcțională inversă cu înclinare vestică și săritură mare, care complică și mai mult structura.

În ceea ce privește tectonica disjunctivă, au fost puse în evidență mai multe sisteme de falii; un sistem direcțional de falii inverse, legate de un moment tectonic compresiv; un sistem NW–SE, unul NE–SW și unul E–W, care compartimentează regiunea în blocuri mici cu joc pe verticală se pare întîmplător. Toate sistemele sunt ulterioare șariajelor, deoarece întretele planele respective. Despre relațiile reciproce dintre aceste sisteme de falii, nu putem emite deocamdată nici o afirmație sigură. Sistemele NW–SE și NE–SW este posibil să fie sincrone și ulterioare sistemului direcțional.

5. Concluzii

Principalele concluzii ce se desprind din lucrarea de față sunt:

— Unele dintre unitățile tectonice mezocretacice recunoscute între Zugreni și rîul Barnar, se continuă și spre sud pînă în rîul Neagra Broștenilor. Acestea sunt: unitatea de Iacobeni (=Rodna?); unitatea de Pietrosu Bistriței; unitatea de Mestecăniș;

— Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței reprezintă metatufuri dacitice depuse în condiții subaeriene. Ele sunt parte a formațiunii de Pietrosu Bistriței;

⁴ Folosim termenul de șariaj „post-mezocretacic” în sensul că este ulterior punerii în loc a principalelor pînze de soclu din Carpații Orientali, ceea ce nu implică totuși o distanță mare în timp, între șariajul în discuție și cele „mezocretacice” propriu zise.

— Între Zugreni și Neagra Broștenilor, pe aliniamentul vîrfurilor înalte din dreapta Bistriței se înrădăcinează o unitate tectonică post-mezocretacică, care la est de acest aliniament, dublează pachetul format din unitățile tectonice mezocretacice de Pietrosu Bistriței, și de Mestecăniș;

— Anticlinalul asimetric alpin Zugreni-Barnar, se continuă cel puțin pînă la rîul Neagra Broștenilor;

— Flancul estic al acestui anticlinal, pe care îl putem numi acum Zugreni-Neagra Broștenilor, este afectat în porțiunea sa sudică de o falie direcțională inversă cu înclinare vestică, și cu săritură și lungime mari.

BIBLIOGRAFIE

Balintoni I., Gheuca I. (1977) Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonică, în regiunea Zugreni-Barnar (Carpații Orientali) *D.S. Inst. geol. geof.*, LXIII, 5, p. 11–38, București.

Savul M., Mastacan G. (1952) Contribuții la cunoașterea gnaiseelor porfiroide din Carpații Orientali. *Acad. R.P.R., Bul. St.* IV, 2, p. 427–439, București.

ÎNTREBĂRI

H. Savu: 1. Ce părere aveți dacă am considerat porfiroidul de Pietrosu ca un ignimbrit metamorfozat?

2. În condițiile de metamorfism ale cărei serii a fost metamorfozat porfiroidul de Pietrosu?

Răspuns: 1. Nu considerăm această ipoteză ca improbabilă, însă dat fiind gradul avansat de metamorfism al acestor roci, cu greu s-ar putea obține informații care să confirme sau să excludă ipoteza respectivă.

2. Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței au fost metamorfozate inițial în condițiile de metamorfism ale seriei de Rebra.

G. Udubășa: Acceptind ideea că porfiroidele de Pietrosu ar fi metatufuri, formate într-un moment crucial al istoriei metamorfitelor din Carpații Orientali, ar fi interesant de știut dacă acest moment a fost însotit de activitate metalogenetică?

Răspuns: Pînă în prezent nu avem cunoștință de existența unei activități metalogenetice asociate gnaiseelor porfiroide de Pietrosu Bistriței.

O. Măier: 1. Care este argumentul principal care pledează împotriva ipotezei unei curgeri de roci eruptive acide, pe seama căror s-ar fi putut forma porfiroidul de Pietrosu?

2. Se observă o stratificație relictă, datorată alternării de material terigen cu tulful acid, pe seama căreia autorii presupun că s-ar fi format porfiroidul de Pietrosu?

Răspuns: 1. Suprafața foarte mare pe care se întâlnesc aceste roci.

2. Nu se observă.



DISCUȚII

O. M a i e r : Compoziția chimică relativ constantă în toate analizele efectuate și aspectele fiziografice ale cuartului (fenocristale relicte) pledează pentru formarea pe seama unei roci eruptive, probabil un dacit, a porfiroidului de Pietrosu.

G. I s t r a t e : Sunt de acord cu autorii care apreciază că punerea în loc a acestor roci a reprezentat un episod crucial în evoluția geologică a Carpaților Orientali. Dispunerea longitudinală pe distanță de aproape 200 km și 20 km dezvoltare E-V ar putea argumenta o erupție acidă fisurală, posibil de tip ignimbritic, ce a pus în loc o cantitate impresionantă de material dacitic. Elementele fiziografice prezentate, ca și relativa omogenitate chimică a acestor roci mi se pare că pledează mai mult pentru erupțiile de lave decât pentru cele de tip piroclastic, tufaceu; desigur, suprapunerea mai multor etape de metamorfism a estompat mult caracterul rocilor inițiale. Ar fi interesant de urmărit și argumentele altor cercetători pentru formațiuni similare din Alpi, Apenini.

LES GNEISS PORPHYROIDES DE PIETROSU BISTRITÉI ET L'UNITÉ TECTONIQUE DE BĂRNAREL ENTRE LES RUISSEAUX BARNAR ET NEAGRA BROŞTENILOR (CARPATHES ORIENTALES)

(Résumé)

Le territoire situé entre les ruisseaux Barnar et Neagra Broștenilor, levé par les auteurs se rattache aux unités tectoniques méso-crétacées de Iacobeni (=Rodna ?), de Pietrosu Bistriței et de Mestecăniș. L'unité de Iacobeni (=Rodna ?) est constituée de roches de la Série de Rebra (Précambrien supérieur); l'unité de Pietrosu Bistriței est formée de roches qui, bien que sans correspondant stratigraphique dans les séquences actuellement connues de la Série de Rebra de l'unité de Iacobeni (=Rodna ?), leur ressemblent du point de vue de leur historique métamorphique et structural. Afin de souligner leur individualité, elles ont été dénommées „la Formation de Pietrosu Bistriței”. L'unité de Mestecăniș est constituée des roches de la Série de Tulgheș (Cambrien). Les gneiss porphyroïdes de Pietrosu Bistriței, représentant l'horizon supérieur connu de la Formation de Pietrosu Bistriței, semblent être des métataufs dacitiques, déposés dans des conditions sous-aériennes. Ces roches s'étendent sur de grandes surfaces et ont des propriétés structurales qui les rendent non-confondables; elles constituent ainsi un excellent repère pour l'explication de la tectonique de la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales. Dans la région de la Vallée de la Bistrița, le paquet formé par les unités tectoniques méso-crétacées de Pietrosu Bistriței, de Mestecăniș et bucovinienne (citées de bas en haut) constituant la partie supérieure de l'échafaudage structural de la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales, est doublé par un chevauchement ultérieur, dénommé l'unité de Bărnarel. Ce chevauchement a avancé de l'ouest vers l'est et le plan de cassure entrecoupe les unités tectoniques mentionnées, dans la zone de charnière de l'anticlinal alpin Zugreni-Neagra Broștenilor, parallèlement à la vallée du ruisseau Bistrița.



EXPLICATION DE LA PLANCHE

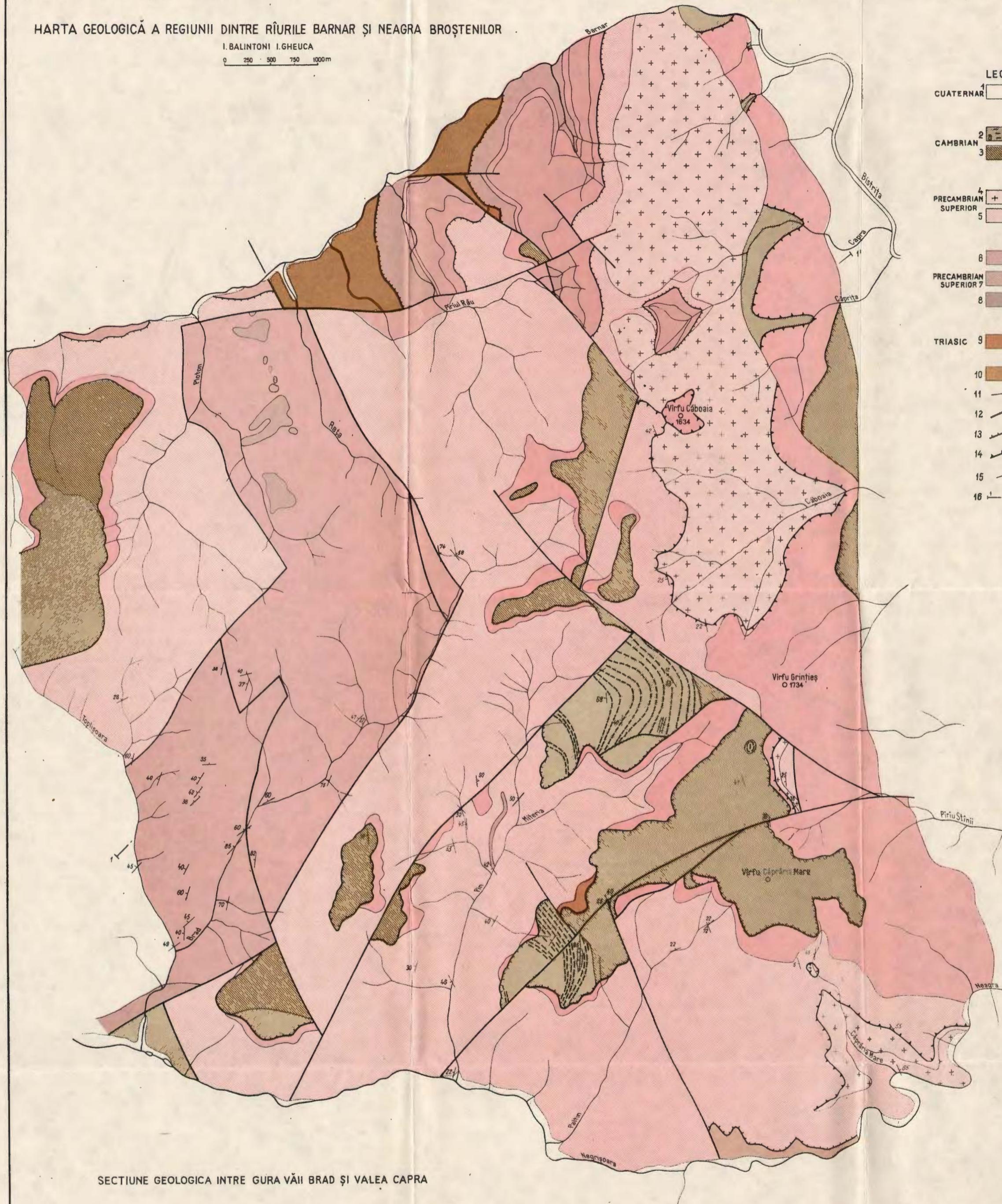
Carte géologique de la région située entre les ruisseaux Barnar et Neagra Broștenilor. 1, Quaternaire ; dépôts de terrasse. I — l'Unité de Mestecăniș ; la Série de Tulgheș ; Cambrien ; 2, le complexe Tg₂ ; 2a, schistes quartzeux séricito-chloriteux etc. ; 2b, quartzites noirs, calcaires ; le complexe Tg₁ ; 3, schistes quartzeux, muscovito-chloriteux ; roches quartzo-feldspathiques. II — l'Unité de Pietrosu Bistriței ; la formation de Pietrosu Bistriței ; Précambrien supérieur ; 4a, gneiss porphyroïdes de Pietrosu ; 4b, faciès oculaire ; 5, paragneiss quartzitiques à biotite ; c, calcaires. III — l'Unité de Iacobeni (=Rodna ?) ; la Série de Rebra ; Précambrien supérieur ; 6, l'horizon des micaschistes ; micaschistes, micaschistes à staurotide-andalousite-cordiérite ; c, calcaires : Précambrien supérieur ; 7, l'horizon des amphibolites ; amphibolites, calcaires, paragneiss à magnétite ; 8, l'horizon des calcaires à silicates. IV — l'Unité de Maramures ; Trias : 9, conglomérats, grès violacés, calcaires : Série métamorphique non-précisée ; 10, schistes quartzeux, muscovito-chloriteux, quartzites à muscovite, roches quartzo-feldspathiques ; 11, limite lithologique ; 12, failles ; 13, ligne de charriage méso-crétacée ; 14, ligne de charriage post-méso-crétacée ; 15, position des couches ; 16, position des sections géologiques.



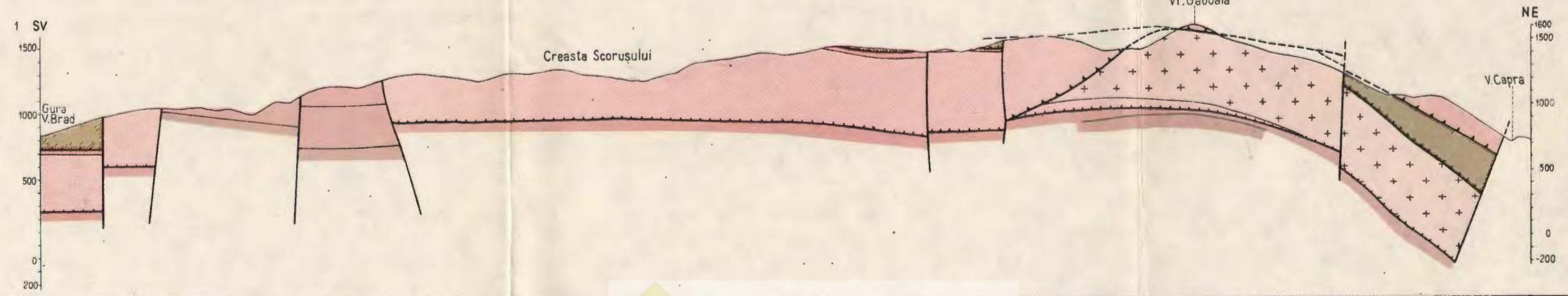
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII DINȚRE RÂURILE BARNAR ȘI NEAGRA BROȘTENILOR

I. BALINTONI I. GHEUCA

0 250 500 750 1000m



SECTIUNE GEOLOGICA INTRE GURA VĂII BRAD ȘI Valea Capra



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

DATE NOI PRIVIND BIOSTRATIGRAFIA DEPOZITELOR BARREMIAN-ALBIENE DIN PARTEA CENTRAL-ESTICĂ A ZONEI REȘIȚA-MOLDOVA NOUĂ (BANAT), OBTINUTE PRIN FORAJUL DE REFERINȚĂ DE LA ȘOPOTUL NOU¹

DE

OVIDIU DRAGASTAN², IOAN BUCUR³, IOAN DEMETER³

Abstract

New Data on the Biostratigraphy of the Barremian-Albian Deposits from the Central-Eastern Part of the Reșița-Moldova Nouă Zone (Banat), Obtained through the Șopotul Nou Drilling. The microfacial analysis of the formations pierced by the Șopotul Nou drilling allowed the separation—in the Urgonian, Upper Aptian and Lower Albian calcareous formations — of the following biozones: *Orbitolinopsis capuensis* (Lower Barremian), *Salpingoporella melitae* and *Debarina hahounerensis* (Upper Barremian-Lower Aptian), *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Upper Aptian) and *Nezzazata simplex simplex* (Lower Albian). New species of algae are also described: *Radoiciciella banatica* nov. sp., *Halicoryne nerae* nov. sp. and *Boueina globosa* nov. sp.

1. INTRODUCERE

În anul 1972 a fost executat un foraj de adâncime pe valea Nerei, având drept scop lămurirea structurii geologice a formațiunilor din zonă. Forajul este plasat în partea sud-estică a compartimentului median al zonei Reșița-Moldova Nouă, pe ogașul Melugelului, un mic affluent pe dreapta a râului Nera (fig. 1).

Prin studiul litologic și microfacial al formațiunilor străbătute de foraj, precum și prin efectuarea unor cartări de detaliu pe teren s-au

¹ Predată la 21 mai 1977, acceptată la 20 aprilie 1977, comunicată în ședință din 10 iunie 1977.

² Universitatea București, Lab. de paleontologie, B-dul N. Bălcescu nr. 1, București.

³ IPEG „Banatul”, str. 30 decembrie nr. 1, Caransebeș.



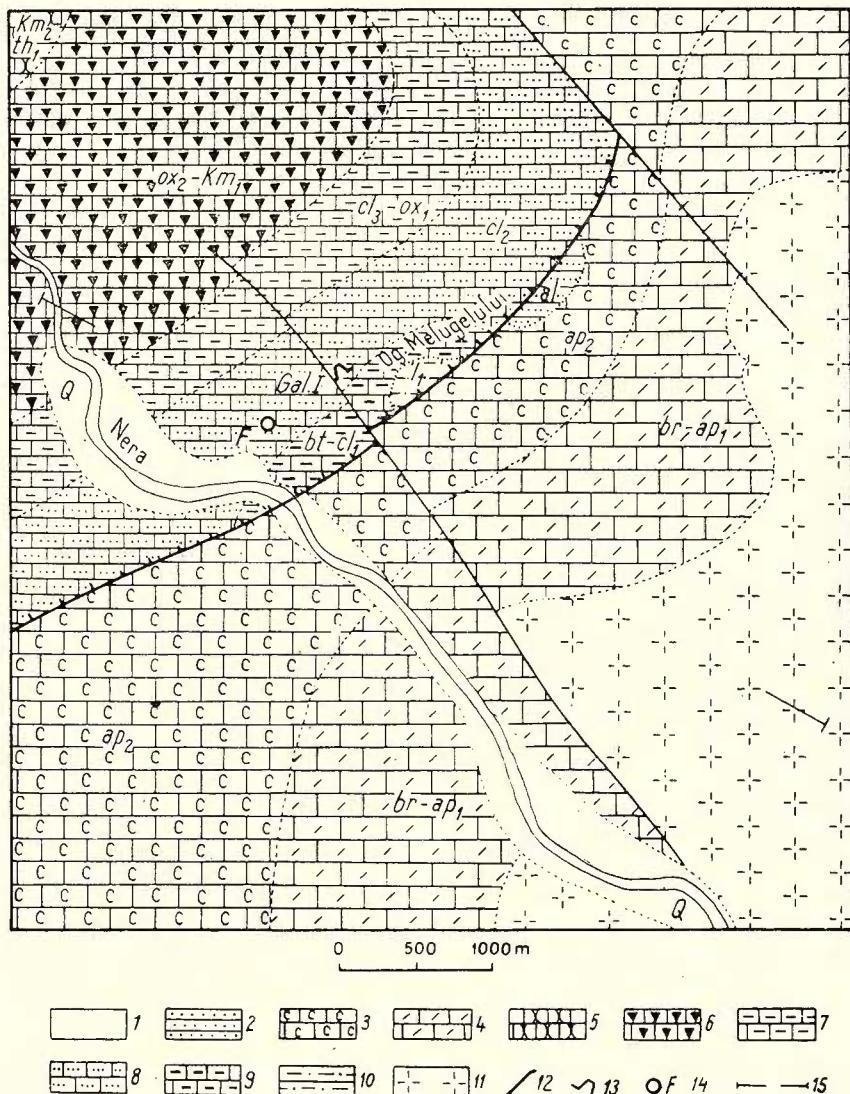


Fig. 1. — Segment din harta geologică scara 1:50.000 de Năstaseanu și Savu (1970), cu unele completări aduse pentru zonă văii Melugelului.

1, Cuaternar ; 2, Albian ; 3, Apṭian superior ; 4, Barremian-Apṭian inferior ; 5, Kimmeridgian superior-Tithonic inferior ; 6, Oxfordian superior-Kimmeridgian inferior ; 7, Callovian superior-Oxfordian inferior ; 8, Callovian mediu ; 9, Bathonian-Callovian inferior ; 10, Liasic ; 11, granite de Sichevița ; 12, fale ; 13, galerie ; 14, foraj ; 15, linie de profil.

Segment de la carte géologique échelle 1:50.000 rédigée par Năstăseanu et Savu (1970), avec quelques compléments pour la zone de la Vallée du Melugelu.

1, Quaternaire ; 2, Albien ; 3, Aptien supérieur ; 4, Barrémien-Aptien inférieur ; 5, Kimméridgien supérieur-Tithonique inférieur ; 6, Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur ; 7, Callovien supérieur-Oxfordien inférieur ; 8, Callovien moyen ; 9, Bathonien-Callovien inférieur ; 10, Lias ; 11, granites de Sichevița ; 12, failles ; 13, galerie ; 14, forage ; 15, ligne de coupe.

obținut o serie de date care completează imaginea privind alcătuirea geologică și structural-tectonică a perimetrlui.

2. GEOLOGIA FORAJULUI ȘI A PERIMETRULUI ÎN CARE A FOST AMPLASAT

2.a. Datele furnizate de foraj

Prin analiza macroscopică a carotelor obținute prin foraj s-a stabilit că acesta străbate următoarea succesiune (pl. I);

Intervalul de adâncime în metri	Tipul de rocă și vîrstă formațiunii
0 – 24, 50	Calcare alb-gălbui, silicioase, dolomitizate, cu accidente silicioase de culoare verzui-roșiatică (Callovian mediu).
24, 50 – 210	Marnocalcare la partea superioară, marne compacte și argile marnoase, fin micacee la partea inferioară (Bathonian-Callovian inferior).
210 – 220	Gresii și gresii argiloase intens micacee, friabile, parțial alterate, urmate de gresii cuartitice și microconglomerate. Pe suprafețele gresiilor argiloase se observă urme de plante (Liasic inferior-facies de Gresten).
220 – 236	Calcare cafenii-gălbui și calcare cenușii, parțial recristalizate (Aptian superior).
236 – 260,50	Gresii și calcare grezoase, glauconitice, de culoare verzuie (Albian).
260,50 – 380	Calcare și marne grezoase cu Orbitoline, calcare cenușii și calcare albe cu rare intercalări de calcare roșietice (Aptian superior).
380 – 864	Calcare albe cu numeroase nivele de brecii calcaroase mai ales în partea inferioară. În bază între 862 și 864 m s-a interceptat un nivel de brecie conglomeratică formată în mod predominant din elemente de cuarț cataclazat, cuarțite, muscovit și ciment calcaros (Barremian-Aptian inferior); în intervalul 658,50 – 660,10 m au fost interceptate bazalte olivinice (= melafire), care au provocat o ușoară scărnificare a calcarelor de deasupra.
864 – 1040	Granite de Sichevița cu o separație aplitică în intervalul 923 – 930 m și o intruziune de gnais biotitic la adâncimea de 1025 m; nivale cu piroxen diseminată.

2.b. Datele obținute prin cartarea de suprafață

Datele furnizate de foraj au fost confirmate și de cartarea la suprafață a perimetrlui din jurul acestuia. Astfel, pe oagașul Melugelului la cca. 250 m amonte de locația forajului, a fost interceptată limita dintre calcarele silicioase ale Callovianului mediu și marnocalcarele și marnele



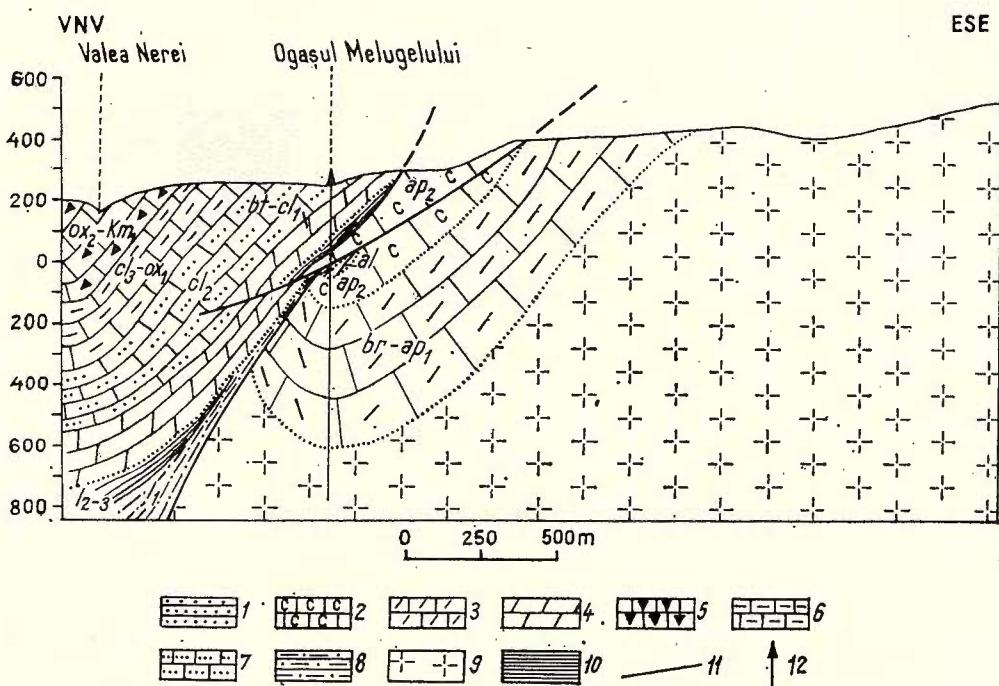


Fig. 2. — Secțiune geologică prin formațiunile străbătute de forajul de la Șopotul Nou.
1, Albian ; 2, Aptian superior ; 3, Barremian-Aptian inferior ; 4, Bathonian-Callovian inferior ;
5, Oxfordian superior-Kimmeridgian inferior ; 6, Callovian superior-Oxfordian inferior ; 7, Callovian mediu ; 8, Liasic inferior ; 9, granite de Sichevița ; 10, Liasic mediu și superior ; 11, falie ;
12, amplasarea forajului de la Șopot.

Coupe géologique dans les formations traversées par le forage de Șopotul Nou.
1, Albien ; 2, Aptien supérieur ; 3, Barrémien-Aptien inférieur ; 4, Bathonien-Callovien inférieur ;
5, Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur ; 6, Callovien supérieur-Oxfordien inférieur ;
7, Callovien moyen ; 8, Lias inférieur ; 9, granites de Sichevița ; 10, Lias moyen et supérieur ;
11, faille ; 12, emplacement du forage de Șopot.

Bathonian-Callovianului inferior, prin intermediul unei falii care se continuă spre SE pînă în valea Nerei.

La 480 m de foraj apar, pe o distanță de aproximativ 100 m, formațiunile Liasicului inferior dezvoltate în facies de Gresten (alternanță ritmică de conglomerate, microconglomerate și gresii cuarțitice, gresii și gresii argiloase micacee, negricioase, cu impresiuni de plante și pelicule cărbunoase).

O falie majoră cunoscută sub numele de Pleșiva (Kudernatsech, 1875 ; Năstaseanu, 1964), pune în contact anormal gresile Liasicului inferior cu calcarale cu orbitoline ale Aptianului superior. Este de menționat faptul că la cca 400 m amonte de această falie, în firul oga-

126979

șului, aflorează gresiile albiene din sinclinalul estic (Năstaseanu, 1964).

Nu au fost întâlnite pe teren formațiunile Liasicului mediu și superior figurate pe harta la scara 1 : 50.000 foaia 139 b (Lăpușnicul Mare) (Năstaseanu, Savu, 1970). În schimb atât formațiunile Liasicului inferior cît și cele ale Albianului, precum și falia de la nord de foraj, prelungită pînă în valea Nerei, constituie noi elemente cartografice pentru această zonă (fig. 1).

Corelind datele obținute prin cartarea de suprafață cu cele furnizate de foraj, se poate alcătui o secțiune pe direcția WNW-ESE care să dea o imagine de ansamblu asupra structurii perimetrlui în care a fost amplasată sonda (fig. 2).

2.c. Date de analiză microfacială

Analiza microfacială a formațiunilor străbătute de forajul de la Șopotul Nou, permite o serie de precizări de ordin biostratigrafic, petrografic și batimetric, în special pentru formațiunea calcaroasă dezvoltată în facies urgonian (Barremian-Aptian inferior), pentru Aptianul superior ca și pentru partea inferioară a Albianului.

Urgonianul (Barremian-Aptian inferior)

Depozitele dezvoltate în facies urgonian, se dispun transgresiv și discordant pe granitele de Sichevița (Macoivei, Tanasiu, 1934). Pe baza analizelor microfaziale calcarele urgoniene pot fi repartizate la trei orizonturi principale :

- orizontul breciilor calcaroase cu intercalații de pelsparite și biomicrite fenestrate, orizont care este ecranat de bazaltele olivinice (= mafifire) la partea sa superioară (Barremian inferior);
- orizontul pelsparitelor și biomicritelor fenestrate situat deasupra bazaltelor olivinice (Barremian inferior);
- orizontul biomicritelor, biomicritelor fenestrate cu intercalații de pelsparite (Barremian superior-Aptian inferior).

a) Orizontul breciilor calcaroase cu intercalații de pelsparite și biomicrite fenestrate este situat la partea inferioară a complexului calcaros urgonian. Grosimea orizontului este de aproximativ 200 m. În bază întâlnim o brecie cu ciment calcaros urmată de pelsparite, biomicrite, apoi din nou un nivel brecios cu ciment sparitic și frecvente elemente angulare micritice. În continuare se dispun biomicrite și biomicrite fenestrate (birdseyes).

Sevența de brecii-biomicrite și biomicrite fenestrate se repetă de trei ori în cadrul succesiunii, fiind un bun indiciu al oscilațiilor repetitive ce au afectat bazinul de sedimentare. Către partea superioară a succesiunii apar pelsparite, brecii calcaroase, biomicrite fenestrate (pl. II fig. 1-3), pelsparite și biomicrite prin care se încheie orizontul inferior (pl. I).



Depozitele acestui orizont sănt reprezentate printr-un facies de mică adâncime, de bordură bazinală în care dominante rămîn miliolidele alături de algele codiacee (în special *Cayeuxia atanasiui*, specie de talie mică asociată frecvent cu miliolide și întîlnită în special în micrite). Prezența unor nivele biolitithice cu *Acervulina* și *Cayeuxia atanasiui*, demonstrează încercările de edificare a unor construcții recifale mici, de tipul pacth-reef, care de multe ori sănt avortate din cauza adâncimilor mult prea scăzute.

Asociația orizontului inferior se compune din: *Lenticulina* sp., *Acervulina* sp., *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz) (pl. II fig. 4), *Actinoporella podolica* (A l t h) (pl. IV fig. 4), *Globochaete alpina* Lombard, *G. spinosa* Dragaștan (numai în partea bazală a orizontului), *Cayeuxia atanasiui* Dragasian (pl. III fig. 4), *C. piae* Frolló, Ophthalmodiidae și detritus de echinoderme și lamelibranchiate. Fără a fi o asociație caracteristică numai Barremianului inferior prezența speciilor, *Salpingoporella muehlbergii*, *Actinoporella podolica*, *Cayeuxia atanasiui* și *C. piae* indică cu siguranță Barremianul.

b) Orizontul pelsparitelor și biomicritelor fenestrate se situează deasupra nivelului de bazalte olivinice (= melafire). Bazaltele olivinice (= melafire) (pl. IV fig. 5) au fost interceptate în intervalul 658, 50–660, 10 m, fiind caracterizate prin structuri amigdaloide în care olivina prezintă pseudomorfoze de serpentină, piroxenii sănt înlocuiți prin uralit, clorit și carbonați. Feldspații plagioclazi sănt calcitizați, pasta fundamentală fiind descompusă în clorit, hidroxizi și frecvențe goluri amigdaloide umplute cu calcit, acesta înconjurat uneori de o bordură de zeoliți⁴.

La contactul cu bazaltele olivinice a fost interceptat un nivel de calcare scarsificate (pl. I), peste care se dispun pelsparite, biomicrite, din nou pelsparite și în final biomicrite fenestrate (pl. IV fig. 2). Grosimea acestui orizont este de aproape 100 m.

Asociația micropaleontologică întîlnită în cadrul acestui orizont se compune din: *Orbitolinopsis capuensis* (De Castro) (pl. VI fig. 2), *Textularia* sp., miliolide, Ophthalmodiidae, *Cayeuxia atanasiui* Dragasian (pl. VI fig. 1,4), *Bacinella irregularis* (pl. V fig. 3), *Chaetetopsis crinita* Neumann (pl. V fig. 1), fragmente de echinoderme și briozoare. Din această asociație *Orbitolinopsis capuensis* este specia index de zonă pentru Barremianul inferior (pl. I). Menționăm că această specie a fost descrisă în Apenini din formațiuni valanginian-barremiene și apoi din Barremian în Algeria. Ulterior poziția sistematică și repartiția stratigrafică a acestei specii a fost precizată de Macoin et al., 1970 și Schröder et al., 1974. După autorii menționați *Orbitolinopsis capuensis* evoluează și este caracteristic numai pentru Barremianul inferior. În cadrul orizontului se disting biolithite formate din Chaetetide, alge incrustante și briozoare.

c) Orizontul biomicritelor, biomicritelor fenestrate cu intercalații de pelsparite se dispune în continuitate de sedimentare peste depozitele Barremianului inferior. Grosimea orizontului este de 150–175 m.

⁴ Mulțumim pe această cale colegului M. řeclamăne care a avut amabilitatea să ne furnizeze aceste prețioase informații.

Orizontul începe printr-un nivel brecios după care urmează biomicrite fenestrate și biomicrite. Către partea superioară se depun pelsparite, biomicrite și biomicrite fenestrate cu care se încheie ciclul Urgonian (pl. I). De astă dată, în cadrul acestui orizont apar, devenind dominante, biomicritele cu alge dasicladacee (probele 84–83) alături de miliolide.

Asociația de foraminifere este reprezentată prin: *Lenticulina* sp., *Debarina hahounerensis* F ourc a d e , R a ou l t , V i l a (pl. XIV fig. 1), *Pseudolituonella* cf. *gavonensis* F oury, *Valvulammina picardi* H e n s o n (pl. XIV, fig. 2), *Cuneolina scarcellai* (D e C a s t r o) (pl. XIV, fig. 4), *Neotrocholina friburgensis* G u i l l a u m e , R e i c h e l (pl. XV fig. 1), *Neotrocholina* sp. (formă de talie mică cu partea ventrală plată, probabil o nouă specie, pl. XV fig. 2, 3). Algele dasicladacee ating acum maximum de frecvență fiind reprezentate prin *Salpingoporella muehlbergii* (L o r e n z) (pl. VIII fig. 1, pl. IX fig. 1–4), *S. melitae* R a d o i c i c e (pl. VII fig. 3), *S. carpathica* D r a g a s t a n (pl. VIII fig. 2), *Actinoporella podolica* (A l t h), *Radoiciciella laskarevi* (R a d o i c i c e) (pl. X fig. 4), *R. banatica* n.sp. (pl. X fig. 5, pl. XIII fig. 1–4, 5, pl. XI fig. 5), *Likanella pejovicae* (R a d o i c i c e) (pl. XI fig. 1–2), *Neomeris cretacea* S t e i n m a n n (pl. X fig. 1–3), *Acicularia intermedia* D r a g a s t a n (pl. XIII fig. 6) și *Halicoryne neræ* n.sp. (pl. XII fig. 5–6). Se mai întâlnesc rar la partea inferioară a orizontului alge Codiacace: *Cayeuxia atanasiui* D r a g a s t a n , *C. piae* F r o l l o , *C. moldavica* F r o l l o (pl. VII fig. 1), *C. fruticulosa* J o h n s o n , K a s k a (pl. VII fig. 2) și *Lacrymorphus barremianus* D r a g a s t a n (pl. VIII fig. 3).

În ansamblu asociația de alge și foraminifere caracterizează Barremianul superior-Aptianul inferior. Speciile *Debarina hahounerensis* și *Salpingoporella melitae* reprezintă speciile index de zonă fiind întâlnite în cadrul Barremianului superior-Aptianului inferior în Jugoslavia, Franța, Spania și Algeria. Algele *Salpingoporella melitae*, *S. muehlbergii*, *S. carpathica*, *Likanella pejovicae*, *Radoiciciella laskarevi* și *Neomeris cretacea* sunt semnalate în Barremianul superior-Aptianul inferior din Jugoslavia, Franța, Italia și Algeria.

Aptianul superior

Aptianul superior dominant calcaros se dezvoltă în continuitate de sedimentare peste Urgonian. (N ă s t ă s e a n u, 1964). Având o grosime de 100–125 m corespunde orizontului biomicritic cu intercalării de intrabiopele pelsparite (pl. I).

Orizontul începe prin biomicrite, pelsparite și intrabiopele pelsparite ce conțin în masă *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* (R o e m e r) (probele 69 și 68). După acest nivel cu orbitoline, urmează brecii calcaroasse care remaniază uneori orbitoline și alge codiacace (*Boueina*). Către partea superioară distingem secvențe biomicritice apoi pelsparite coraligene, din nou biomicrite și în final intrabiopele pelsparite cu *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* (proba 62).

Asociația constituită din foraminifere, alge codiacee și rodoficee prezintă un caracter net recifal și perirecifal. Asociația se compune din *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (R o e m e r) (pl. XVII fig. 1–2) care formează două nivale distincte fiind predominante, Miliolide, *Cayeuxia atanasiui* D r a g a s t a n, *Boueina globosa* n.sp. (pl. XV fig. 6, 8), *Diversocardis undulatus* D r a g a s t a n (pl. XVI fig. 1), *Permocalculus ampullacea* E l l i o t t (pl. XVI fig. 2) și *Aeolisaccus inconstans* R a d o i c i c.

Aptianului superior îi corespunde biozona cu *Orbitolina (Mesorbitolina) texana*, specie tipică acestui interval înălțină în Croația (Jugoslavia), Franța și Algeria. După S c h r o e d e r, *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* este o specie ce apare la limita Bedoulian-Gargasian iar zona caracterizează numai Aptianul superior (Gargasian). Aceste depozite au fost atribuite același interval stratigrafic pe bază de echinide (N ā s t ā - s e a n u, 1964).

Albianul inferior

Albianul inferior se dispune transgresiv și discordant peste Aptianul superior, având o grosime de numai 30 m. În bază prezintă un nivel de pelsparite breciforme, intrabiopelsparite grezoase care remaniază *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* și *Boueina*. Peste acest nivel urmează gresii calcaroase, glauconitice ce intră în contact anormal din nou cu Aptianul superior prin intermediul unei falii (pl. I). Albianului inferior îi corespunde biozona cu *Nezzazata simplex simplex*.

Asociația înălțină mai ales în nivelele bazale este formată din : *Nezzazata simplex simplex* O m a r a (pl. XVIII fig. 3) și *Valvulammina picardi* H e n s o n (pl. XVIII fig. 1) specii ce indică pentru acest interval vîrstă Albian inferior. Speciile menționate au fost întâlnite în Albianul inferior și în Senonianul din regiunea Velika și Mala Kapela (Croația) de V e l i c (1973).

În continuare forajul a interceptat Aptianul superior reprezentat prin brecii calcaroase cu miliolide și biomicrite fenestrate ce ia contact cu seria detritică a Liasicului inferior printr-o fali. Urmează pe o grosime de 150 m, marne calcaroase de vîrstă Bathonian-Callovian inferior, cu aport detritic important în bază (cuarț detritic cu diametru de 1,5 mm) (pl. XX fig. 1) și rare protoglobigerine. Spre partea superioară aportul detritic este mai slab, cuarțul având numai 400 microni în diametru.

Coloana litologică a formațiunilor străbătute de foraj se încheie prin calcare silicioase cu spiculi de spongieri, dolomitizate de vîrstă Callovian mediu (pl. XX fig. 2).

2.d. Analiza batimetrieă

Este interesantă numai pentru intervalul Barremian-Albian inferior. Astfel, în cadrul orizontului breciilor calcaroase cu intercalații de pelsparite și biomicrite fenestrate, curba batimetrică indică faze incipiente de instalație a mediului de depunere marin peste fundamentul granitoid, bazinele



cîștigă în areal și adincime atingînd un prim maxim, prin depunerea biomicritelor ce corespunde unei secvențe negative prelungite (pl. I). Urmează brusc o secvență pozitivă.

Prima fază de emersiune mai prelungită, apare întreruptă de brecii. Ea este indicată de prezența biomicritelor fenestrate, urmată de o secvență negativă pronunțată și o nouă bisecvență de emersiune-ingresiune care încheie evoluția orizontului inferior.

În cadrul orizontului de pelsparite și biomicrite fenestrate tendință de adîncire a bazinului continuă. După acesta urmează o ridicare marcată prin biomicrite ce conțin orbitolinide și codiacee. De asemenea, aici se constată instalarea recifilor mici construiți de chetetide, briozoare și alge încrustante. Foraminiferele bentonice de tip miliolide și ophthalimalidiide nu depășesc adîncimi de 30–40 m dezvoltindu-se cu preponderență în zone litorale. Această adîncime corespunde foarte bine și cu adîncimea optimă de dezvoltare a algelor codiacee.

În intervalul Barremian superior-Aptian inferior se constată o tendință accentuată de adîncire a bazinului aproape simetrică (pl. I) cu minim în bază, maxim în partea mediană în care se înscrie și maximum de dezvoltare a biomicritelor cu alge dasycladacee, dominante (probele 84–83), urmat apoi de un minim terminal, acesta cu foraminifere bentonice, miliolide, neotrocholine, fără a fi însoțite de alge (pl. I).

Aptianul superior începe în bază printr-o secvență negativă, înregistrînd o simplă tendință de emersiune, după care adîncirea treptată a bazinului este marcată de prezența recifilor coraligeni spre partea superioară (pl. I). De o parte, și de alta a structurilor recifale se înscrie faciesul perirecifal intrabiopelssparitic cu orbitoline. Albianul inferior nu prezintă o curbă batimetrică concludentă dat fiind dezvoltarea incompletă a sa.

În concluzie scara biostratigrafică a intervalului Barremian-Albian inferior cuprinde următoarele biozone :

- *Orbitolinopsis capuensis* (Barremian inferior);
- *Salpingoporella melitae* și *Debarina hahounerensis* (Barremian superior-Aptian inferior);
- *Orbitolina (Mosorbitolina) texana* (Aptian superior);
- *Nezzazata simplex simplex* (Albian inferior).

Biozonele stabilite pentru forajul de la Șopotul Nou corespund cu cele deja conturate în Jugoslavia, Italia, Franța, Spania și Algeria, pentru faciesuri calcaroase.

Din analiza batimetrică reiese prezența bisecvențelor pozitive și negative, cele pozitive de emersiune fiind predominante mai ales spre partea inferioară a seriei urgoniene, după care adîncirea bazinului a avut loc din Barremianul superior și pînă în Aptian.

DESCRIPTION SYSTÉMATIQUE

Famille Dasycladaceae

Genre **Radoiciciella** Dragaștan 1971 emend.



Description: Thalle du type „actinoporelloïde” formé d'un axe cylindrique qui, de par sa fragilité, ne se conserve pas. Les verticiles sont constituées de rameaux primaires cylindroïdes avec le même diamètre sur toute leur longueur et de rameaux secondaires disposés en touffe de forme ellipsoïdale, qui en sections tangentielles ont l'aspect d'une rosette discoïdal-pétaloïde.

Radoiciciella banatica nov. sp.

Pl. X, fig. 5; pl. XI, fig. 5; pl. XIII, fig. 1-5

Synonimie: 1972 „Dasycladacea” sp. — *Fourcade, Jerez, Ro-driguez, Jafrézo*, p. 247, fig. 5-8, lam. 2.

Holotype: pl. XIII, fig. 5, coll. L.P.B. — V. no. 0065, Barrémien supérieur-Aptien inférieur, forage Šopotul Nou (Banat), profondeur 480—490 m.

Paratypes: pl. XIII fig. 2,—4, pl. X fig. 5, pl. XI fig. 5, coll. L.P.B.-V no. 0066, Barrémien, supérieur — Aptien inférieur, forage de Šopotul Nou (Banat), profondeur 480—490 m.

Derivatio nominis: „banatica”, d'après la province de Banat, située dans la partie sud-ouest du pays.

Description: rameaux verticilés, primaires, cylindriques du même diamètre sur toute leur longueur distale finissant par une touffe de rameaux secondaires courts ellipsoïdaux faiblement globoïdes (pl. XI, fig. 5; pl. XIII, fig. 1-3). Les rameaux primaires dans la région proximale conservent les rameaux parfois de la zone de fixation de l'axe cylindrique (pl. XIII, fig. 1). En sections tangentielles les rameaux secondaires se présentent comme des disques pétaloïdes, les rameaux ayant aspect circulaire et sous-circulaire (pl. X, fig. 5; pl. XIII, fig. 5).

Dimensions en mm: la longueur des rameaux primaires et secondaires = 1,50—1,65, la longueur des rameaux primaires (l_1) = 0,90—1,0, le diamètre des rameaux primaires (d_1) = 0,37—0,42, la longueur des rameaux secondaires (l_2) = 0,45—0,60, le diamètre des rameaux secondaires (d_2) = 0,15—0,25, le diamètre de la rosette à rameaux secondaires = 0,75—1,20 en sections tangentielles : le diamètre des rameaux secondaires = 0,080, le nombre des rameaux secondaires dans la rosette pétaloïde = 6—12.

Discussions: *Radoiciciella banatica* nov. sp., par ses paramètres dimensionaux, beaucoup plus grands, diffère des espèces *R. subtilis* Dragasta (Tithonique supérieur-Valanginien) et *R. laskarevi* (Radoicic) du Barrémien à dimensions intermédiaires entre *R. banatica* nov. sp. et *R. subtilis*.

Dans la description initiale *Radoiciciella subtilis* Dragasta, 1971 comprenait dans le protologue une série de figures (pl. V, fig. 5, 8, la partie basse), qui ne correspondent pas à la description générique spécifique et bien sûr sont correctement attribuées à *Actinoporella podolica* (Alt.) par M. A. Conrado et al. (1974). Si l'on exclut ces figures du protologue de l'espèce *Radoiciciella subtilis*, le genre *Radoiciciella*



ne peut pas être inclu comme synonyme du genre *Actinoporella*, ce qui les auteurs mentionnés ont la tendance de faire. Il faut mentionner que les exemplaires figurés par F ourc a d e et al. (1972) sous le nom de „*Dasycladacea*” sp. (fig. 5—8, lam. 2), rencontrés dans le Barrémien supérieur-Aptien inférieur dans la région de Otos-Benizar ont une structure actinoporéilloïde et les verticiles formées de rameaux primaires et secondaires identiques à celles de *Radoiciciella banatica* nov. sp.

En échange, nous ne sommes pas d'accord avec J. P. M a s s e (1976) qui a inclu „*Dasycladacea*” *laskarevi* R a d o i c i c et *Radoiciciella* (?) dans le genre *Kopetdagaria* M a s l o v 1960 emend — M a s s e 1976, le dernier genre *Radoiciciella* étant invalidé dans l'interprétation de cet auteur. En considérant la description initiale du genre *Kopetdagaria* de M a s l o v, de même que l'aspect du thalle, on peut dire avec certitude que ce genre représente une unité morpho-structurale dans laquelle le thalle et les rameaux sont entièrement conservés. Ce thalle est représenté par une tige axiale cylindrique sans verticiles, qui présente à la partie finale une touffe en forme de sphère avec des rameaux verticilés petits et ellipsoïdaux.

Du matériel décrit jusqu'à présent par R a d o i c i c (1969), D r a g a s t a n (1971) et F ourc a d e et al. (1972) résulte que „*Dasycladacea*” *laskarevi*, *Radoiciciella subtilis* et „*Dasycladacea*” sp. représentent des verticiles démembrés des rameaux primaires et secondaires appartenant à une algue dont la tige ou l'axe cylindrique ne se conservent pas, fait mis en évidence d'une façon excellente dans les figures (pl. XI, fig. 1—8 ; pl. XII, fig. 1—3) présentées par R a d o i c i c (1969). La mauvaise conservation de la tige cylindrique est assez fréquente également au genre *Actinoporella* aussi.

De ce point de vue, la prudence de R a d o i c i c a été exagérée, étant donné que jusqu'à ce moment-là le matériel inclu sous le nom de „*Dasycladacea*” *laskarevi* est le plus éloquent et correspond à la description du genre *Radoiciciella* D r a g a s t a n 1971 emend.

Jusqu'à présent on connaît trois espèces appartenant au genre *Radoiciciella* D r a g a s t a n : *R. subtilis* D r a g a s t a n 1971 (Tithonique supérieur-Valanginien), *R. laskarevi* (R a d o i c i c 1969) (Barrémien) et *R. banatica* nov. sp. (Barrémien supérieur-Aptien inférieur). (tab.).

TABEL
Les dimensions des espèces de Radoiciciella

Espèces	Longueur des rameaux primaires et secondaires	Longueur des ram. primaires	Long. des ram. secondaires	Diamètre		Nombre des ram. second.
				r_1	r_2	
<i>R. subtilis</i>	0,75—1,0	0,50—0,62	0,20—0,38	0,15—0,30	0,12—0,14	6—8
<i>R. laskarevi</i>	0,64—0,84	0,48—0,64	0,16—0,19	0,16—0,20	—	14—20
<i>R. banatica</i>	1,50—1,65	0,90—1,0	0,42—0,45	0,37—0,60	0,12—0,25	12



Halicoryne nerae nov. sp.

Pl. XII fig. 5-6

Holotype: pl. XII, fig. 6, coll. L.P.B.-V. no. 0067, Barrémien supérieur-Aptien inférieur, forage de Sopotul Nou, profondeur 480 m.

Paratype: pl. XII fig. 5, coll. L.P.B.-V. no. 0068, Barrémien supérieur-Aptien inférieur, forage de Sopotul Nou, profondeur 480 m.

Derivatio nominis: „nerae” de la rivière Nera qui traverse la zone Resita-Moldova Nouă.

Description: „spicules” calcaires ovales ellipsoïdaux munis de chambres sporangiques ou de cystes de forme ovale. Le contour externe des cystes est continu, étant toujours saillant.

Dimensions en mm : la longueur des „spicules” = 0,30—0,45, largeur = 0,21—0,30, nombre de cystes = 12, diamètre des cystes = 0,045—0,080, l'épaisseur des parois des cystes = 0,015.

Discussion: Grâce à l'étude réalisée par Valet et Segonzac (1969), ont été délimitées très bien les genres *Acicularia* et *Halicoryne*, le premier à sporangiophores pleins, massifs, à cavités cystées, qui ne conservent pas le contour à l'extérieur, et le deuxième genre à sporangiophores qui conservent le contour à l'extérieur et sont creux à l'intérieur.

Halicorgne sp. est connue dès le Trias supérieur, du Bathonien et de l'Eocène supérieur, ensuite *H. morelleti* (Pokorny) du Sarmatien et *H. spicata* (Küttling) Solms-Laubach rencontrée dans le Pacifique de l'est. Il faut remarquer la taille réduite des sporangiophores de *Halicoryne* dans le Mésozoïque et le Tertiaire inférieur et les grandes dimensions atteintes par les espèces sarmatiennes, très proches de celles actuelles.

Halicoryne nerae nov. sp. se distingue par ses caractères morphologiques et ses dimensions de *Halicoryne* sp. de l'Eocène et *H. morelleti* du Sarmatien.

Famille Codiaceae

Boueina globosa nov. sp.

Pl. XV, fig. 6, 8; pl. XIX, fig. 1

Holotype: pl. XV fig. 6, coll. L.P.B.V. no. 0069, forage Sopotul Nou, Aptien supérieur, profondeur 342 m.

Paratype: pl. XV fig. 8, pl. XIX, fig. 1 coll. L.P.B.V.—no. 0070, forage Sopotul Nou, Aptien supérieur, profondeur 342 m.

Derivatio nominis: „globosa”, d'après la forme presque sphérique du thalle.

Description: Thalle de grande taille (diamètre 1,8—3,00 mm), avec la zone centrale entièrement calcifiée, perforée par de grands tubes de diamètre variable, depuis 0,15-0,30 mm. La zone corticale des filaments tubulaires étroits, disposés obliquement par rapport à l'axe du thalle, étant bifurqués sous-corticalement.



Dimensions en mm : le diamètre du thalle = 1,8–3,0, le diamètre des tubes médulaires = 0,15–0,30, le diamètre des tubes corticaux = 0,075–0,080.

Discussions : *Boueina globosa* nov. sp. ressemble à *B. hochstetteri* (Toulila) par les dimensions du thalle, en différant par la zone interne fort calcifiée et par des filaments à grands diamètres. Elle diffère de *B. pygmaea* Pia, de *B. sp. 1*, *B. sp. 2* décrites par Masse du Bédoulien et Barrémien, étant identique à *B. sp.* (pl. VIII, fig. 9–10).

BIBLIOGRAPHIE

- Bakalova D. (1973) Calcareous Algae from the Lower Cretaceous in northern Bulgaria. *Bull. Geol. Institut. – Series Paleont.*, XXII, p. 81–90, Sofia.
- Dragastan O. (1975) Upper Jurassic and Lower Cretaceous Microfacies from the Bicaz Valley Bassin – East Carpathians. *Mémoires*, XXI, *Inst. Géol. et Géophys.*, p. 87, Bucuresti.
- Elliott G. F. (1970) New and little-known Permian and Cretaceous Codiaeae (Calcareous Algae) from the Middle East. *Paleontology*, 13, 2, p. 327–333, London.
- Fourcade E., Jerez L., Rodriguez T., Jaffrezo M. (1972) El Jurásico terminal y el Cretácico inferior de la Sierra de la Muela (Provincia de Murcia). Consideraciones sobre las biozonas con foraminíferos del Albense – Aptense del Sureste de España. *Rev. espan. Micropal.*, numero extraord., p. 215–243, Madrid.
- Raoul J. F. (1973) Crétacé du Kef Hahouner et position stratigraphique de „Ovalveolina“ reicheli P. de Castro (serie septentrionale du môle nérétique du Constantinois, Algérie). *Rev. de Micropal.*, 15, no. 4, p. 227–246, Paris.
- Fourny G. (1968) Le Crétacé inférieur des Alpes. Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique. *Geobios*, 1, p. 119–164, Lyon.
- Guillaumet S. (1963) Les Trocholines du Crétacé inférieur du Jura. *Rev. de Micropal.*, 5, 4, p. 257–276, Paris.
- Gusic I. (1975) Lower Cretaceous imperforate Foraminiferida of Mt. Medvednica, Northern Croatia (Family Lituolidae, Ataxophragmidae, Orbitolinidae). *Paleont. Jugoslavica*, 14, p. 51, Zagreb.
- Jaffrezo M. (1973) Les algues calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des Corbières (première partie). *Rev. de Micropal.*, 16, 2, p. 75–88, Paris.
- Johnson J. H. (1969) A Review of the Lower Cretaceous Algae. *Prof. Contrib. of the Colo. School of Mines*, 6, p. 180, Golden.
- Macoin P., Schroeffer R., Villa J. M. (1970) Campanulella capuensis De Castro (Foram.), position systématique et répartition stratigraphique en Algérie. IV. *Colloque Africain de Micropal.*, 248–262, Abidjan.
- Maslov V. P. (1965) Kopetdagarii – novaia triba mutovciatih Sifonei (Zelenie Vodorosli). *Doklad. Akad. Nauk. SSSR*, 164, 5, p. 1154–1157, Moskva.
- Masse J. P. (1976) Les calcaires urgoniens de Provence. Valanginien-Aptien inférieur (Stratigraphie, Paléontologie. Les paleoenvironnements et leur évolution). Thèse, p. 255 Univ. Aix-Marseille II.

- Mutihac V. (1959) Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița-Moldova Nouă (Banat). Edit. Acad. R.P.R., p. 120, București.
- Năstaseanu S. (1963) Faciesurile doggerului din zona Reșița-Moldova Nouă (Banatul de vest). *Assoc. Geol. Carp.-Balk. Congress* V, 3, 2, p. 216–226, București.
- (1964) Prezentarea hărții geologice a Zonei Reșița-Moldova Nouă. *An. Com. Geol.*, XXXIII, p. 128–142, București.
 - Savu H. (1970) Harta geologică la scara 1 : 50.000 foaia 139-b (Lăpușnicul Mare). Inst. Geol. Geof. București.
- Radoicic R. (1969) Dasycladacees jurassiques et crétacés de la Serbie orientale. *Vesnik*, XXVII, p. 177–189, Beograd.
- Răileanu Gr., Năstaseanu S., Dinca Al. (1961) Geologia regiunii cuprinsă între valea Nerei și Dunăre. *St. cerc. de Geologie*, VI 1, p. 6–26, București.
- Schroeder R., Cherchia A., Guellala S., Villa J. M. (1974) Biozonation par les grands Foraminifères du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur et moyen des séries neritiques en Algérie NE. Considérations paléobiogéographiques. *VI Colloque Africain de Micropal-Tunis*, p. 1–8, Cagliari.
- Valet G., Segonzac G. (1969) Les genres Chalmasia et Halicoryne (Algues Acétabulariaces). *B.S.G.F.*, 7 (XI), p. 124–127, Paris.
- Velic L. (1973) Stratigraphy of the Cretaceous deposits in the border region of Velika and Mala Kapela Mountains (Central Croatia). *Geol. Vjesnik*, p. 93–109, Zagreb.

NOUVELLES DONNÉES SUR LA BIOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS BARRÉMIEN-ALBIENS DE LA PARTIE CENTRAL-ORIENTALE DE LA ZONE DE REȘIȚA-MOLDOVA NOUĂ (BANAT), ACQUISES PAR LE FORAGE DE RÉFÉRENCE DE ȘOPOTUL NOU

(Résumé)

Le forage de Șopotul Nou a été emplacé sur Ogașul Melugelului, un petit affluent de droite de la rivière Nera, dans la partie central-orientale du compartiment médian de la zone de Reșița-Moldova Nouă. Le forage a traversé les suivantes formations : entre 0–24,50 m — calcaires siliceux dolomitises (Callovien moyen) ; entre 24,50–210 m — marnes calcaires micacées (Bathonien-Callovien inférieur) ; entre 210–220 m — grès argileux micacés, à débris de plantes et à microconglomérats (Lias inférieur-faciès de Gresten) ; entre 220–236 m — calcaires brunjaunâtres (Aptien supérieur) ; entre 236–260,50 m — grès et calcaires gréseux, glauconitiques (Albien) ; entre 260,50–380 m — calcaires et marnes gréseuses à Orbitolines (Aptien supérieur) ; entre 380–864 m — calcaires blancs à nombreux niveaux de brèches calcaires (Barrémien-Aptien inférieur) et entre 864–1040 m — granites de Sichevița à aplites et gneiss biotitiques.

L'analyse microfaciale réalisée dans les dépôts calcaires de l'Urgonien (Barrémien-Aptien inférieur), de l'Aptien supérieur et de l'Albien inférieur a permis la séparation des biozones à : *Orbitolinopsis capuensis* (Barrémien inférieur), *Salpingoporella melitae* et *Debarina hahounerensis* (Barrémien supérieur-Aptien inférieur), *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Aptien supérieur) et *Neazzata simplex simplex* (Albien inférieur). Les biozones établies dans le forage de Șopotul



Nou correspondent à celles déjà contourées en Yougoslavie, Italie, France, Espagne et Algérie dans des faciès à dominance calcaire.

L'analyse batimétrique réalisée au niveau du Barrémien-Aptien révèle la présence des biséquences positives et négatives, celles positives d'immersion étant prédominantes, surtout à la partie inférieure de la série urgonienne, après laquelle suit l'approfondissement du bassin, à partir du Barrémien supérieur et continué pendant l'Aptien tout entier.

Outre les contributions d'ordre biostratigraphique et cartographique, on y décrit également une série de nouvelles espèces d'algues, telles que : *Radoiciciella banatica* nov. sp., *Halicoryne neræ* (*Dasycladaceae*) et *Boueina globosa* nov. sp. (*Codiaceae*).

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Colonne lithologique et microfaciale avec les dépôts traversés par le forage de référence de Șopotul Nou (la zone de Reșița-Moldova Nouă).

1, basaltes oliviniques (=mélaphyres) ; 2, séparation aplitique ; 3, granites de Sichevića ; 4, granites à pyrite disséminés ; 5, gneiss biotitique ; 6, calcaires à orbitolines ; 7, calcaires rougeâtres ; 8, calcaires blancs ; 9, calcaires faiblement skarnifiés ; 10, brèches calcaires ; 11, marnes compactes ; 12, marnocalcaires ; 13, grès micacés, microconglomérats ; 14, grès calcaires glauconitiques ; 15, calcaires gréseux à remaniements ; 16, biomicrites à fenestrae ; 17, biomicrites ; 18, pelsparites ; 19, calcaires siliceux dolomitisés ; 20, marnes argileuses ; 21, marnes à fraction fine ; 22, marnocalcaires à fraction grossière ; 23, intrabiopelsparites à remaniements ; 24, calcaires corraligènes, calcaires à orbitolines ; 25, intrabiopelsparites.

Planche II

Fig. 1. — Biomicrite breciata cu structuri fenestrate (= birdseyes), (proba 13), $\times 20$.

Biomicrites bréchifiées à structures à fenestrae (= birdseyes) (échantillon 13), $\times 20$.

Fig. 2,3. — Biomicrite cu structuri fenestrate (probale 11,8), $\times 10$.

Biomicrites à structures à fenestrae (échantillons 11,8), $\times 10$.

Fig. 4. — Biomicrite cu *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), (proba 7), $\times 20$. Barrémien inferior, forajul Șopotul Nou.

Biomicrites à *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), (échantillon 7), $\times 20$. Barrémien inférieur, forage de Șopotul Nou.

Planche III

Fig. 1,2. — Pelsparite cu *Acervulina* sp. (A), (proba 4), $\times 20$.

Pelsparites à *Acervulina* sp. (A), (échantillon 4), $\times 20$.

Fig. 3. — Brecii cu ciment sparitic și elemente micritice (proba 2), $\times 10$.

Brèches à ciment sparitiques et éléments micritiques (échantillon 2), $\times 10$.

Fig. 4. — Biomicrite fenestrate și *Cayeuxia atanasiui* Dragastan (proba 1) $\times 20$. Barrémien inferior, forajul Șopotul Nou.

Biomicrites à fenestrae et *Cayeuxia atanasiui* Dragastan (échantillon 1) $\times 20$. Barrémien inférieur, forage Șopotul Nou.



Planche IV

- Fig. 1. — Biomicrite fenestrate și *Cayeuxia piae F r o l l o* (proba 1), $\times 20$.
 Biomicrites à fenestrae et *Cayeuxia piae F r o l l o* (échantillon 1), $\times 20$.
- Fig. 2. — Biomicrite fenestrate și miliolide (proba 108), $\times 20$.
 Biomicrites à fenestrae et Miliolides (échantillon 108), $\times 20$.
- Fig. 3. — Pelsparite cu *Lenticulina* sp. (proba 104), $\times 20$.
 Pelsparites à *Lenticulina* sp. (échantillon 104), $\times 20$.
- Fig. 4. — Biomicrite cu *Actinoporella podolica* (A l t h) (proba 103), $\times 20$.
 Biomicrites à *Actinoporella podolica* (A l t h) (échantillon 103), $\times 20$.
- Fig. 5. — Bazalte olivinice (= melafire) cu structură amigdaloidă, goluri umplute cu calcit și zeoliți (proba 101 b), $\times 20$. Barremian inferior, forajul Șopotul Nou.
 Basaltes oliviniques (=mélaphyres) à structure amygdaloïde, creux remplis à calcite et zéolites (échantillon 101 b), $\times 20$. Barrémien inférieur, forage Șopotul Nou.

Planche V

- Fig. 1. — Pelsparite cu *Chaetetopsis crinita N e u m a y r* (proba 98), $\times 20$.
 Pelsparites à *Chaetetopsis crinita N e u m a y r* (échantillon 98), $\times 20$.
- Fig. 2. — Pelsparite cu *Textularia* sp. (proba 98), $\times 20$.
 Pelsparites à *Textularia* sp. (échantillon 98), $\times 20$.
- Fig. 3. — Biolithite algale cu *Bacinella irregularis R a d o i c i c* (proba 97), $\times 20$.
 Biolithites algales à *Bacinella irregularis R a d o i c i c* (échantillon 97), $\times 20$.
- Fig. 4. — Biomicrite fenestrate (proba 94), $\times 10$. Barremian inferior, forajul Șopotul Nou.
 Biomicrites à fenestrae (échantillon 94), $\times 10$. Barrémien inférieur, forage Șopotul Nou.
- Fig. 5. — Biomicrite cu structuri fenestrate și *Cayeuxia atanasiui D r a g a s t a n (C)* (proba 96), $\times 20$.
 Biomicrites à structures à fenestrae et *Cayeuxia atanasiui D r a g a s t a n (C)* (échantillon 96), $\times 20$.

Planche VI

- Fig. 1. — Biomicrite cu *Cayeuxia atanasiui D r a g a s t a n*, miliolide și fragmente de gasteropode (proba 92), $\times 10$.
 Biomicrites à *Cayeuxia atanasiui D r a g a s t a n*, Miliolides et fragments de gastéropodes (échantillon 92), $\times 10$.
- Fig. 2. — Pelmicrosparite cu *Orbitolinopsis capuensis (D e C a s t r o)* (proba 91), $\times 20$.
 Pelmicrosparites à *Orbitolinopsis capuensis (D e C a s t r o)* (échantillon 91), $\times 20$.
- Fig. 3. — Biomicrite fenestrate și miliolide (proba 91), $\times 20$.
 Biomicrites à fenestrae et Miliolides (échantillon 91), $\times 20$.
- Fig. 4. — Biomicrite fenestrate și *Cayeuxia atanasiui D r a g a s t a n* (proba 90), $\times 20$.
 Biomicrites à fenestrae et *Cayeuxia atanasiui D r a g a s t a n* (échantillon 91), $\times 20$.
- Fig. 5. — Biomicrite cu miliolide (proba 90), $\times 20$. Barremian inferior, forajul Șopotul Nou.
 Biomicrites à Miliolides (échantillon 90), $\times 20$. Barrémien inférieur, forage Șopotul Nou.

Fig. 6. — Biomicrite fenestrate și *Cayeuxia piae* F r o l l o (proba 89), $\times 20$. Barremian superior-Aptian inferior, forajul Șopotul Nou.

Biomicrites à fenestrae et *Cayeuxia piae* F r o l l o (échantillon 89), $\times 20$. Barrémien supérieur-Aptien inférieur, forage Șopotul Nou.

Planche VII

Fig. 1. — Biomicrite fenestrate și *Cayeuxia moldavica* F r o l l o (proba 89), $\times 20$.
Biomicrites à fenestrae et *Cayeuxia moldavica* F r o l l o (échantillon 89), $\times 20$.

Fig. 2. — Biomicrite cu *Cayeuxia fruticulosa* J o h n s o n, K a s k a (proba 87), $\times 20$.
Biomicrites à *Cayeuxia fruticulosa* J o h n s o n, K a s k a (échantillon 87), $\times 20$.

Fig. 3. — Biomicrite cu *Salpingoporella melitae* R a d o i c i c (proba 84), $\times 25$. Barremian superior-Aptian inferior, forajul Șopotul Nou.
Biomicrites à *Salpingoporella melitae* R a d o i c i c (échantillon 84), $\times 25$. Barrémien supérieur-Aptien inférieur, forage Șopotul Nou.

Planche VIII

Fig. 1. — Biomicrite cu *Salpingoporella muehlbergii* (L o r e n z), (proba 84), $\times 25$.
Biomicrites à *Salpingoporella muehlbergii* (L o r e n z), (échantillon 84), $\times 25$.

Fig. 2. — Biomicrite cu *Salpingoporella carpatica* D r a g a s t a n (S), *Lenticulina* sp. și fragmente de gasteropode (proba 84), $\times 25$.
Biomicrites à *Salpingoporella carpatica* D r a g a s t a n (S), *Lenticulina* sp. et fragments de gastéropodes (échantillon 84), $\times 25$.

Fig. 3. — Biomicrite cu *Lacrymorphus barremianus* D r a g a s t a n (proba 84), $\times 25$. Barremian superior-Aptian inferior, forajul Șopotul Nou.
Biomicrites à *Lacrymorphus barremianus* D r a g a s t a n (échantillon 84), $\times 25$. Barrémien supérieur-Aptien inférieur, forage Șopotul Nou.

Planche IX

Fig. 1—4. Biomicrite cu *Salpingoporella muehlbergii* (L o r e n z), (proba 84), $\times 25$. Barremian superior-Aptian inferior, forajul Șopotul Nou.
Biomicrites à *Salpingoporella muehlbergii* (L o r e n z) (échantillon 84), $\times 25$. Barrémien supérieur-Aptien inférieur, forajul Șopotul Nou.

Planche X

Fig. 1—3. — Biomicrite cu *Neomeris pfendræ* K o n i s h i, E p i s (proba 84), $\times 25$.
Biomicrites à *Neomeris pfendræ* K o n i s h i, E p i s (échantillon 84), $\times 25$.

Fig. 4. — Biomicrite cu *Radoiciella laskarevi* (R a d o i c i c), secțiune tangențială în rozeta ramurilor secundare (proba 84), $\times 25$.
Biomicrites à *Radoiciella laskarevi* (R a d o i c i c), section tangentiel dans la rosette des rameaux secondaires (échantillon 84), $\times 25$.

Fig. 5. — *Radoiciella banatica* nov. sp., holotip Col. L.P.B.—V, nr. 0065, secțiune tangențială în rozeta ramurilor secundare (proba 84), $\times 25$. Barremian superior-Aptian inferior, forajul Șopotul Nou.



Radoiciciella banatica nov. sp., holotype Coll. L.P.B.—V, no. 0065, section tangentiale dans la rosette des rameaux secondaires (échantillon 84), $\times 25$. Barrémien supérieur-Aptien inférieur, forage Șopotul Nou.

Planche XI

- Fig. 1,2. — Biomicrite cu *Likanella pejovicæ* (Radoicici) (proba 84), $\times 25$.
 Biomicrites à *Likanella pejovicæ* (Radoicici) (échantillon 84), $\times 25$.
- Fig. 3,4. — Biomicrite cu *Actinoporella podolica* (Alt h) și *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz) (proba 84), $\times 25$.
 Biomicrites à *Actinoporella podolica* (Alt h) et *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz) (échantillon 84), $\times 25$.
- Fig. 5. — Biomicrite cu *Radoiciciella banatica* nov. sp. (secțiune longitudinală în ramuri primare și secundare), (proba 84) holotip, col. L.P.B.—V, nr. 0065, $\times 25$. Barremian superior-Aptien inferior, forajul Șopotul Nou.
 Biomicrites à *Radoiciciella banatica* nov. sp. (section longitudinale dans les rameaux primaires et secondaires), (échantillon 84), holotype, Coll. L.P.B.—V, no. 0065, $\times 25$. Barrémien supérieur-Aptien inférieur, forage Șopotul Nou.

Planche XII

- Fig. 1,2. — Biomicrite cu *Salpingoporella melitae* (Radoicici) (proba 84), $\times 25$.
 Biomicrites à *Salpingoporella melitae* (Radoicici) (échantillon 84), $\times 25$.
- Fig. 3,4. — Biomicrite cu *Likanella pejovicæ* (Radoicici) (proba 84), $\times 25$.
 Biomicrites à *Likanella pejovicæ* (Radoicici) (échantillon 84), $\times 25$.
- Fig. 5,6. — Biomicrite cu *Halicoryne nerae* nov. sp. (H) fig. 6, holotip, Col. L.P.B.—V, nr. 0067 ; fig. 5 paratip, Col. L.P.B.—V, nr. 0068 (proba 84), $\times 25$. Barremian superior-Aptien inferior, forajul Șopotul Nou.
 Biomicrites à *Halicoryne nerae* nov. sp. (H) fig. 6 holotype, Coll. L.P.B.—V, no. 0067 ; fig. 5 paratype, Coll. L.P.B.—V, no. 0068 (échantillon 84), $\times 25$. Barrémien supérieur-Aptien inférieur, forage Șopotul Nou.

Planche XIII

- Fig. 1—4, 5. — Biomicrite cu *Radoiciciella banatica* nov. sp., fig. 1,5, holotip, Col. L.P.B.—V, nr. 0065, fig. 2,3,4, paratip, Col. L.P.B.—V, nr. 0066, (proba 84), $\times 25$.
 Biomicrites à *Radoiciciella banatica* nov. sp., fig. 1,5, holotype, Coll. L.P.B.—V, nr. 0065, fig. 2,3,4, paratype, Coll. L.P.B.—V, nr. 0066, (échantillon 84), $\times 25$.
- Fig. 6. — Biomicrite cu *Acicularia intermedia* Dragastan (proba 84), $\times 25$. Barremian superior-Aptien inferior, forajul Șopotul Nou.
 Biomicrites à *Acicularia intermedia* Dragastan (échantillon 84), $\times 25$. Barrémien supérieur-Aptien inférieur, forage Șopotul Nou.

Planche XIV

- Fig. 1. — Biomicrite cu *Debarina hahounerensis* Fourcade, Raoulst (proba 84), $\times 10$.
 Biomicrites à *Debarina hahounerensis* Fourcade, Raoulst (échantillon 84), $\times 10$.
- Fig. 2. — Biopelsparite cu *Valvulammina picardi* Henson și *Pseudolituonella cf. gavonensis* Fourcy (proba 80), $\times 25$.



Biopelsparites à *Valvulammina picardi* Henson et *Pseudolituonella* cf. *gavonensis* Fourier (échantillon 80), × 25.

Fig. 3. — Biomicrite cu *Salpingoporella melitae* Radocic (proba 77), × 25.

Barremian superior-Aptian inferior, forajul Șopotul Nou.

Biomicrites à *Salpingoporella melitae* Radocic, (échantillon 77), × 25. Barrémien supérieur-Aptien inférieur, forage Șopotul Nou.

Fig. 4. — Biopelsparite cu *Cuneolina scarcellai* (De Castro) (proba 79), × 25.

Biopelsparites à *Cuneolina scarcellai* (De Castro), (échantillon 79), × 25.

Planche XV

Fig. 1. — Biomicrite cu *Neotrocholina friburgensis* Guillaume, Reichel, (proba 77), × 25. Biomicrites à *Neotrocholina friburgensis* Guillaume, Reichel, (échantillon 77), × 25.

Fig. 2,3. — Biomicrite cu *Neotrocholina* sp. (proba 77), × 25.

Biomicrites à *Neotrocholina* sp. (échantillon 77), × 25.

Fig. 4. — Biomicrite cu *Valvulammina* sp. (proba 75), × 25. Barremian superior-Aptian inferior, forajul Șopotul Nou.

Biomicrites à *Valvulammina* sp. (échantillon 75), × 25. Barrémien supérieur-Aptien inférieur, forage Șopotul Nou.

Fig. 5. — Biomicrite fenestrate cu *Cayeuxia atanasiui* Dragastan (proba 72), × 25.

Biomicrites à *Cayeuxia atanasiui* Dragastan (échantillon 72), × 25.

Fig. 6,8. — Biopelsparite cu *Boueina globosa* nov. sp., fig. 6 holotype Col. L.P.B.—V, nr. 0069; fig. 8 paratip Col. L.P.B.—V nr. 0070 (proba 68), × 25.

Biopelsparites à *Boueina globosa* nov. sp. fig. 6 holotype Coll. L.P.B.—V no. 0069; fig. 8 paratype Coll. L.P.B.—V, no. 0070 (échantillon 68), × 25.

Fig. 7. — Biopelsparite cu *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Roemer) (proba 68), × 10. Aptian superior, forajul Șopotul Nou.

Biopelsparites à *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Roemer), (échantillon 68), × 10. Aptien supérieur, forage Șopotul Nou.

Planche XVI

Fig. 1. — Biomicrite cu *Diversocallis undulatus* Dragastan (proba 66), × 25. Biomicrites à *Diversocallis undulatus* Dragastan (échantillon 66), × 25.

Fig. 2. — Biomicrite cu *Permocalculus ampullacea* Elliott (proba 62), × 25.

Biomicrites à *Permocalculus ampullacea* Elliott (échantillon 62), × 25.

Fig. 3. — Intrabiopelsparite cu *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Roemer), secțiune axială (proba 62), × 25. Aptian superior, forajul Șopotul Nou.

Intrabiopelsparites à *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Roemer), section axiale (échantillon 62), × 25. Aptien supérieur, forage Șopotul Nou.

Planche XVII

Fig. 1,2. — Intrabiopelsparite cu *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Roemer) și Glomospire, (proba 62) × 30. Aptian superior, forajul Șopotul Nou.

Intrabiopelsparites à *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Roemer) et Glomospires (échantillon 62), × 30. Aptien supérieur, forage Șopotul Nou.



Planche XVIII

- Fig. 1. — Biopelsparite cu *Valvulammina picardi* Henson (proba 61), $\times 25$.
 Biopelsparites à *Valvulammina picardi* Henson (échantillon 61), $\times 25$.
- Fig. 2. — Biopelsparite cu miliolide (proba 61), $\times 25$.
 Biopelsparites à Miliolides (échantillon 61), $\times 25$.
- Fig. 3. — Biopelmicrosparite cu *Nezzazata simplex simplex* O m a r a și Ophthlmidiide (proba 61), $\times 25$. Albian inferior, forajul Șopotul Nou.
 Biopelmicrosparites à *Nezzazata simplex simplex* O m a r a et Ophthlmidiides (échantillon 61), $\times 25$. Albien inférieur, forage Șopotul Nou.

Planche XIX

- Fig. 1. — Intrabiopelsparite cu remanieri, *Boueina globosa* n. sp. paratip, Col. L. P. B. — V nr., 0070, (proba 59), $\times 25$.
 Intrabiopelsparites à remaniements, *Boueina globosa* n. sp. paratype, Coll. L.P.B. — V, nr. 0070 (échantillon 59), $\times 25$.
- Fig. 2. — Intrabiopelsparite ce remaniază *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (R o e m e r) (proba 59), $\times 25$.
 Intrabiopelsparites remaniait *Orbitolina (Mésorbitolina) texana* (R o e m e r) (échantillon 59), $\times 25$.
- Fig. 3. — Intrabiopelsparite cu miliolide (proba 59) $\times 25$. Albian inferior.
 Intrabiopelsparites à Miliolides (échantillon 59) $\times 25$. Albien inférieur.

Planche XX

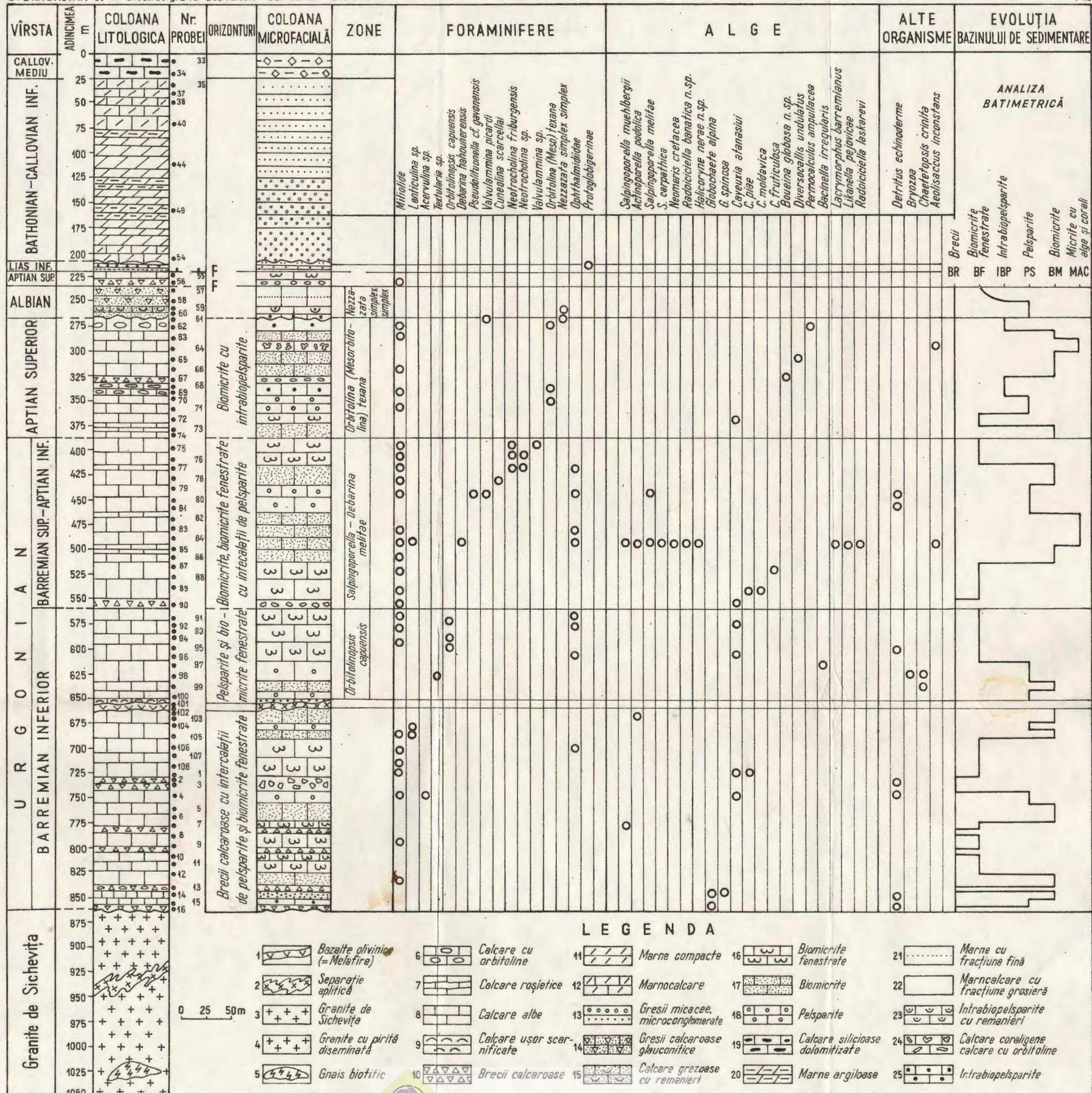
- Fig. 1. — Gresie calcaroasă cu gasteropode și fragmente de lamelibranchiate (proba 54), $\times 25$. Bathonian-Callovian inferior.
 Grès calcaire à gastéropodes et fragments de lamellibranches (échantillon 54), $\times 25$. Bathonien-Callovien inférieur.
- Fig. 2. — Calcare silicioase dolomitizate (D) (proba 33) $\times 25$. Callovian mediu.
 Calcaires siliceux dolomitisés (D) (échantillon 33) $\times 25$. Callovien moyen.



**COLOANA LITOLOGICĂ ȘI MICROFACIALĂ CU DEPOZITELE STRĂBĂTUTE DE FORAJUL DE REFERINȚĂ
DE LA ȘOPOTUL NOU (ZONA REȘIȚA - MOLDOVA NOUĂ)**

O. DRAGASTAN et al. Biostratigrafia depozitelor barremian - albiene

p.I



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONTRIBUȚII PRIVIND STRATIGRAFIA DEPOZITELOR PLIOCENE DIN TRE VALEA IALOMIȚEI ȘI VALEA DÎMBOVIȚEI

DE

OVIDIU ILIESCU², VIORICA PAVNOTESCU², CORNELIU PARASCHIVESCU²,
CONSTANTIN NEDELCU²

Abstract

Remarks on the Stratigraphy of the Pliocene Deposits between the Ialomița and Dîmbovița Valleys. In the paper, first chapter, it is presented the detailed separation of the Pliocene deposits between the Ialomița and Dîmbovița Valleys; relying on a rich paleontological material formations of Meotian, Pontian, Dacian and Romanian ages are separated. In the second chapter the authors point out that the brown coal beds occur in the Upper Dacian (Ișt and 2nd beds). On the basis of two well defined paleontological markers — the lower one with *Viviparus rumanus* Tourn., *V. desmanianus* (Brus.), *Unio* sp., in the basement of the coaly complex, and the upper one with *Viviparus bifarcinatus* *bifarcinatus* (Bielz.), the authors present the first parallelism of the brown coal beds of Upper Dacian-Lower Romanian age, between the Ialomița Valley and Danube.

Regiunea care formează obiectul discuțiilor de față este situată în extremitatea vestică a zonei subcarpatice, la contactul cu depresiunea getică.

Cercetările geologice anterioare în regiune se datorează lui O. Protescu și N. Oncescu. Contribuții deosebite în orizontarea depozitelor pliocene aparțin lui I. C. Motăș (1958, 1960). Au fost separate depozite aparținând Meotianului, Pontianului, Dacianului, Romanianului și Cuaternarului.

¹ Lucrare predată la 26 februarie 1977, acceptată pentru publicare la 25 mai 1977, comunicată la 21 decembrie 1976, în cadrul sesiunii științifice a Intreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide.

² Întreprinderea geologică de prospecții pentru substanțe minerale solide, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Meoțian

Este bine individualizat începînd din valea Ialomiței, la vest de Pucioasa, continuîndu-se pînă în bazinul văii Rîul Alb, în împrejurimile localității Gura Bărbulețului. Pe întreaga zonă este prezentă numai partea superioară a Meoțianului, cea mediană și inferioară dispărînd, probabil pe o falie, la contactul cu formațiunile miocene sau paleogene, care constituie rama depresiunii.

Meoțianul superior din sectorul Vulcană-Rîul Alb, ca și din bazinul văii Ialomița, îmbracă, în general, un facies nisipos-grezos, cu intercalării subordonate de marne și argile cenușii-verzui, nisipoase, care conțin *Potamida subrecurvus* (T e i s s.), *Congeria novorossica* S i n z ., *Congeria panticaapea panticaapea* (A n d r .), *Velutinopsis velutina* (D e s h .), *Hydrobia vitrella* S t e f ., *Hydrobia kilterboni* W e n z ., *Theodoxus* (*Calvertia*) stefănescui (F o n t .).

Grosimea depozitelor meoțiene este cuprinsă între 50—100 m.

Ponțian

În ansamblu, depozitele ponțiene pot fi atribuite la trei separații stratigrafice cu valoare de subetaj.

Pentru depozitele situate între Meoțianul superior, în bază, și orizontul cu congerii mari, din grupul *Congeria rhomboidea* M. H o e r n e s , la partea superioară, utilizăm termenul de Odessian, introdus de M i - h a i l o v s c k i (1909) pentru Ponțianul inferior și reluat cu același conținut de M a c a r o v i c i , M a r i n e s c u și M o t a ș (1965), iar apoi de A n d r e e s c u (1975).

Ponțianul mediu (Portaferrian), cuprinde depozitele în care au fost întîlnite congerii din grupul *Congeria rhomboidea* M. H o e r n e s , indiferent de faciesurile litologice pe care le prezintă.

Ponțianului superior (Bosphorian) îi revin formațiunile situate peste depozitele cu *Congeria rhomboidea* M. H o e r n e s , pînă la stratele cu *Pachydacna*.

Ponțian inferior (Odessian)

Între valea Ialomiței și valea Bărbulețului, Ponțianul inferior se dezvoltă sub forma unei benzi continui, aflorînd pe văile Ialomiței, Sticlariei, Rîul Alb și Bărbulețului.

Pe valea Ialomiței, Ponțianul inferior este constituit din marne și argile cenușii sau cenușii-verzui și argile sistoase vineții cu *Paradacna abichi* (R. H o e r n e s), *Paradacna abichi minor* (A n d r .), *Paradacna retowskii* A n d r ., *Congeria rumana* S a b b a , *Congeria zagabiensis* B r u s ., *Pontalmyra subcarinata subcarinata* (D e s h .), *Dreissena rostriformis* (D e s h .).

Din valea Ialomiței către vest (valea Sticlariei în bazinul văii Rîul Alb) se constată că Ponțianul inferior își schimbă în parte, faciesul,

marnele și argilele fiind substituite parțial prin nisipuri gălbui-cenușii, micaferi, compacte, și nivele subțiri de microconglomerate cuarțoase cu *Paradacna abichi* (R. Hoernes), *Congeria* sp., *Pseudocatillus pseudocatillus* (Barbott.), *Viviparus achatinoides* (Desh.).

În bazinul văii Râul Alb, Pontianul inferior este constituit din alternanțe de nisipuri cenușii-gălbui, compacte, microconglomerate și gresii gălbui-albicioase, friabile, grosiere. Marnele și argilele cenușii sunt cu totul subordonate, nemaifiind decât sub formă de intercalații subțiri în complexul nisipos-grezos cu *Paradacna abichi* (R. Hoernes), *Paradacna retowskii* Andr., *Congeria subcarinata subcarinata* (Desh.), *Congeria subcarinata botenica* (Andr.), alături de *Pseudocatillus pseudocatillus* (Barbott.), *Pontalmyra subcarinata arcaeformis* (Wenz.), *Viviparus achatinoides* (Desh.), *Melanopsis decollata* Stöll.

Pontian mediu (Portaferrian)

Atribuim Pontianului mediu (Portaferrianului), pachetul de depozite cu *Congeria rhomboidea* M. Hoernes.

Între valea Ialomiței și valea Dîmboviței, Portaferrianul îmbracă un facies aproape în exclusivitate marnos-argilos. Monotonia litologică de marno-argile compacte, cenușii-vineții, este întreruptă doar de intercalații subțiri, pînă la 30–40 cm grosime, de nisipuri argiloase cenușii, micaferi, mai frecvente către partea superioară a Portaferrianului, dar cu totul subordonate elementului pelitic. Faunistic, întregul pachet este dominat de prezența *Congeriei rhomboidea* M. Hoernes, care formează elementul caracteristic al acestor depozite, alături de *Limnocardium (Tauricardium) petersi* M. Hoernes, *Dreissena rostriformis rostriformis* (Desh.), *Valenciennesia elliptica* Harg., *Viviparus neumayri neumayri* (Brus.).

Pe flancul nordic al anticlinalului Pietrari, la partea superioară a Portaferrianului, peste marnele cu *Congeria rhomboidea* M. Hoernes, se întâlnește un pachet de calcare albicioase-cenușii, lumașelice, dure, în bancuri de 1–3 m grosime, cu intercalații subordonate de marne cenușii, nisipoase, menționate pentru prima dată de C. Motas (1960). În aceste calcare atrage atenția abundența de *Pseudocatillus pseudocatillus* (Barbott.) și *Prosodacna* sp., iar în intercalațiiile marnoase au fost întlnite, pe lingă formele citate, și exemplare de *Congeria rhomboidea* (M. Hoernes), fapt ce conduce la atribuirea Pontianului mediu acestui episod calcaros de la Pietrari.

Partea superioară a Portaferrianului din bazinul văii Dîmbovița și schimbă în parte faciesul, în sensul că se împănează cu intercalații de nisipuri gălbui-albicioase, cu grosimi de 2–5 m. Către partea terminală, nivelele nisipoase cresc în grosime, astfel încît ajung să reprezinte elementul dominant, marno-argilele fiind subordonate, nedepășind 0,80–1 m grosime. Schimbarea faciesului litologic nu implică însă și schimbarea conținutului faunistic. În pelitele argiloase-marnoase, sistoase, se întâlnește frecvent *Congeria rhomboidea* (M. Hoernes), asociată cu *Limno-*

cardium (Tauricardium) petersi M. Hoernes, *Valenciennesia elliptica* H. ang., iar în pachetele de nisipuri sunt frecvente *Dreissena rostriformis rostriformis* (Desh.) și *Viviparus neumayri neumayri* (Brus.).

Această situație prezintă un interes deosebit, deoarece s-ar părea că este regiunea în care se face trecerea de la faciesul nisipos al Portiferrianului din zona Boteni-Râul Tîrgului, fără congerii mari de tipul *Congeria rhomboidea* M. Hoernes, la faciesul pelitic din valea Ialomiței, unde *Congeria rhomboidea* M. Hoernes este abundantă.

Ponțian superior (Bosphorian)

Bosphorianului i-au fost atribuite depozitele situate peste stratele cu *Congeria rhomboidea* M. Hoernes și sub stratele cu *Pachydacna*, considerate ca daciene inferioare.

În bazinul văii Ialomița, profile reprezentative se întâlnesc pe ambele flancuri ale sinclinalului Brănești-Izvoarele, pe văile Sticlariei, Hotarului, Satului, Valea Mare (flancul nordic), și pe văile Pietrei, Rudei, Glodului și Râul Alb (flancul sudic).

În zonele citate, peste marnele cu *Congeria rhomboidea* M. Hoernes, se dispun marne cenușii-gălbui, compacte, argile cenușii-negricioase, care conțin forme de *Caladacna steindachneri* (Brus.), *Cartoconcha bayerni* (R. Hoernes), *Prosodacna semisulcata* (Rouss.), *Limnocardium (Tauricardium) petersi* M. Hoernes, *Viviparus neumayri neumayri* (Brus.), *Melanopsis decollata* Stöll., *Valenciennesia elliptica* H. ang., precum și primele exemplare de *Phyllocardium planum planum* (Desh.).

Partea superioară a Bosphorianului este constituită din aceleasi marne și argile cenușii-gălbui, pînă la negricioase, care conțin și intercalătii de nisipuri cenușii, cimentate, micaferi și chiar nivele subțiri de gresii gălbui, grosiere. Aceste intercalătii grezoase-nisipoase sunt mai frecvente către partea superioară a Bosphorianului, unde ating o grosime de cca 7 m. Conținutul faunistic este reprezentat de *Phyllocardium planum planum* (Desh.), *Valenciennius annulatus* Rouss., *Caladacna steindachneri* (Brus.), *Limnocardium (Tauricardium) olteniae* Arg., *Prosodacna longiuscula obliqua* Ebers., *Lunadacna lunae* (Voitești), *Dreissena rostriformis rostriformis* (Desh.), *Viviparus neumayri neumayri* (Brus.), *Melanopsis decollata* (Stöll.).

Grosimea Ponțianului superior scade treptat de la est către vest, avînd 450–500 m în bazinul văii Ialomița și cca 200 m în bazinul văii Dîmbovița.

Dacian

În cuprinsul Dacianului, ca urmare a cercetărilor efectuate, au fost separate pe criterii biostratigrafice, Dacianul inferior — echivalentul Getianului (Macaroviči et al., 1965), caracterizat prin dezvoltarea pachydaclelor, și Dacianul superior, care ar putea fi paralelizat cu Parscovianul (Andreeescu, 1971).

Limita inferioară a Dacianului o considerăm marcată de apariția primelor exemplare ale genului *Pachydacna* cu diverse specii, iar limita superioară sub nivelul lumașelic cu *Viviparus bifarinatus bifarinatus* (Bielz.). Pentru zona cuprinsă între valea Ialomiței și valea Dîmboviței, atașăm la Dacian și depozitele cu unionide netede de la partea sa superioară, deoarece acestea sunt asociate cu forme daciene, ca *Stylocardina heberti* (Cob.), *Pachyprionopleura munieri* (Stef.), *Viviparus rumanus* Tourn., *Viviparus turgidus turgidus* (Bielz.), *Viviparus rudis rudis* (Nem.).

Dacian inferior (Gețian)

A fost definit de Macaroviči et al. (1965) ca reprezentând stratele cu *Phyllocardium* și stratele cu *Pachydacna*, iar Eberzin et al. (1966) restrâng conținutul Dacianului inferior la stratele cu *Pachydacna*, idee pe care o adoptă și Andreescu (1972), la care ne raliem și noi.

Între valea Ialomiței și valea Dîmboviței, Dacianul inferior apare pe văile Pietrei, Rudei, Vulcanei etc., unde trasarea limitei Ponțian superior-Dacian inferior este dată, în afară de conținutul faunistic și de contrastul litologic existent, Bosphorianul fiind în general marnos, iar Gețianul predominant nisipos.

Astfel, peste marnele și argilele cenușii cu *Caladacna*, *Tauricardium* și.a., atribuite Bosphorianului, urmează un pachet de nisipuri cenușii-gălbui, compacțe sau friabile, cu intercalații subțiri de gresii limonitice cu aspect concreționar și argile nisipoase cenușii. În acest pachet nisipos, associația faunistică este reprezentată de *Stylocardina heberti* (Cob.), *Pseudocatillus pseudocatillus* (Barbott.), *Chartococoncha bayerni* (Wenz.), *Limnocardium* (*Tauricardium*) *olteniae* Arg., *Pachydacna serena* (Sabbata), *Pachydacna mirabilis* (Teiss.), *Pachydacna cobălcescui* (Font.), *Congeria subcarinata* botanica Andr., *Prosodacna sturi sabbae* Andreescu, *Prosodacna semisulcata semisulcata* (Rouss.), *Pachyprionopleura munieri* Stef., *Romanunio rumanus* (Tourn.), *Dreissena rimosensis* (Font.), *Hyriopsis krejci* Wenz., *Melanopsis decollata* Stöll., *Bulinus spoliatus* Stef., *Bulinus speciosus* (Cob.), *Viviparus argesiensis* (Stef.), *Helix krejci* Wenz., *Hydrobia grandis* Cob., *Gyraulus rumanus* Wenz.

Pe valea Pietrei, la cca 20 m sub limita cu Dacianul superior, atrage în mod special atenția, prezența a două bancuri nisipoase-argiloase lumașelice, primul cu *Dreissenomya aperta* (Desh.), al doilea cu *Phyllocardium planum* planum (Desh.). De reținut este faptul că lumașelele menționate se situează deasupra associației faunistice de tip Dacian inferior.

În bazinul văii Dîmbovița, Dacianul inferior este bine deschis pe valea Strîmba și valea Cîmpuri, afluenți dreapta ai văii Rîul Alb și a fost amplu descris de I. C. Motas (1958–1960).

În general, în această zonă Gețianul îmbracă un facies asemănător, fiind predominant nisipos, cu intercalații subordonate de marne și argile



cenușii cu *Styloceras heberti* (Cob.), *Pachydacna serena* (Sabbat), *Proso-dacna sturi sabbae* Andreescu *Rumanus rumanus* (Tourn.), *Dreissena rimessiensis* Font., *Phyllocardium planum planum* (Desh.), *Melanopsis (M) decollata* Stöll., *Viviparus argesiensis* (Steef.). Limita sa cu Ponțianul superior este mai dificil de stabilit, deoarece și parteă superioară a Bosphorianului prezintă, în general, faciesuri nisipoase. Totuși, separarea lor se poate face pe baza cercetării atente a biofaciesului, în Dacianul inferior, încă din baza sa, făcindu-și apariția pachydacnele.

Grosimea Gețianului dintre valea Ialomiței și valea Dîmboviței este cuprinsă între 150–200m.

Dacian superior (Parsecavian)

În zona de curbură a Carpaților Orientali, peste stratele cu pachydacne, odată cu apariția psilodonțiilor asociati cu vivipare mari din grupul *Viviparus rumanus* Tourn., Andreescu (1971) a separat subetajul Parsecavian, stabilindu-i limita superioară, cu Romanianul, la nivelul cu unionide netede și vivipare din grupul *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* (Bielz.). Aceasta ar corespunde, în mare, cu Dacianul sens strict, stabilit de Macaroviči et al. (1965).

Între valea Ialomiței și valea Dîmboviței se individualizează un pachet de depozite situat peste stratele cu pachydacne și sub argilele și marnele cărbunoase, în care *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* (Bielz.) formează adevărate lumașele, pe care îl atribuim Dacianului superior, ca un echivalent posibil al Parsecavianului. Biofaciesul acestei separații stratigrafice este caracterizat prin prezența unionidelor netede asociate cu *Viviparus rumanus* Tourn., *Viviparus dezmanianus* (Brus.), *Viviparus turgidus turgidus* (Bielz.), precum și frecvențe forme de *Styloceras heberti* Cob., *Pachypriionopleura munieri* (Sabbat) și *Congeria subcarinata botenica* Andr., associație care însoțește în zona de curbură psilodonții. Dealtfel, Andreescu (1971) menționează că psilodonții nu au o arie constantă de dezvoltare, și în acest caz Parsecavianul ar putea fi reprezentat printr-un alt facies paleontologic.

Datorită faptului că unionidele netede sunt asociate cu vivipare din grupul *Viviparus rumanus* Tourn., precum și cu numeroase forme de vîrstă daciană, ca *Styloceras heberti* (Cob.), *Pachypriionopleura munieri* (Sabbat), am trasat limita superioară a Dacianului superior sub lumașelul cu *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* (Bielz.), reper care se întâlnește constant aproape în tot bazinul dacic, începînd din zona de curbură pînă la Dunăre.

Precizarea poziției stratigrafice a acestor depozite are o deosebită importanță, deoarece aici sunt localizate și stratele cu cărbuni din regiune.

Profile reprezentative, în care se poate urmări succesiunea Dacianului superior, se întâlnesc pe văile Rudei, Pietrei, Cerbureanca, Vulcana, și Muretului, unde peste stratele cu pachydacne urmează, pe cca 8 m grosime, nisipuri gălbui, friabile, cu intercalații subțiri de argile nisipoase, gălbui-cenușii sau cenușii-deschise.

Lipsa pachydacnelor și prezența formelor de *Viviparus rumanus* Tourn., *Viviparus dezmanianus* (Brous.), ne-au determinat în atribuțiile acestei depozite Dacianului superior.

În continuare, pe cca 80 m, urmează alternanțe de marne și argile cenușii, cenușii-negricioase sau gălbui, compacte, cu nisipuri gălbui-cenușii, uneori cu concrețiuni grezoase. Către partea superioară a pachetului, intercalațiile nisipoase substituie, în parte, marnele și argilele, trećind la nisipuri groziera pînă la pietrișuri mărunte, friabile. Pe flancul sudic al sinclinalului Brănești-Izvoarele se individualizează 4—5 bancuri nisipoase, compacte, ce depășesc uneori 7—8 m grosime. Întregul pachet este fosilifer, întîlnindu-se frecvent *Stylocardina heberti* (Cob.), *Pachypriionopleura munieri* (Sabbata), *Congeria subcarinata botenica* Andr., *Romanunio rumanus* (Tourn.), *Limnocardium (Euxinicardium)* sp., *Dacocardium dacianum* (Papaiopol), *Dreissena polymorpha* (Palasz), *Viviparus rumanus* Tourn., *Viviparus dezmanianus* (Brous.), *Viviparus argesiensis* Sabbata, *Viviparus turgidus turgidus* (Bielz.), *Viviparus rudis rudis* (Nem.), *Viviparus woodwardi* Brous., *Bulinus (Tylopoma) speciosus* (Cob.), *Hydrobia grandis* Sabbata, precum și unionide netede ca *Unio (Crassunio) davilai* (Porumbaru), *Psilunio craiovensis slănicensis* (Teiss.), *Psilunio craiovensis psilodontum* (Teiss.).

Porțiunea terminală a Dacianului superior este alcătuită din marne nisipoase cenușii, compacte, argile cenușii-verzui și nisipuri cenușii, micafere. Aici sunt localizate și stratele I și II de lignit.

Grosimea Dacianului superior este cuprinsă între 150 și 300 m.

Romanian

Măcarovici et al. (1965) propune meninerea termenului de Romanian, dar cu un conținut parțial diferit de ceea ce a înțeles Kerejci-Graf (1932), în sensul că nivelul cu *Prosodacna euphrasinae* îl atribuie Dacianului superior. Asemănător delimitarea Romanianul Motas și Papaiopol (1971), între Călugăreni și Vadu Săpat (județul Prahova) și Andreescu (1971), în zona de curbură a Carpaților Orientali.

În concluzie, autorii menționați atribuie Romanianului depozitele situate peste nivelul cu *Prosodacna euphrasinae* (daciene superioare) și sub pietrișurile de Cindești, cuaternare, respectiv stratele cu unionizi netezi și sculptați, asociati cu vivipare din grupul *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* (Bielz.).

Între valea Ialomiței și valea Dîmboviței, separarea Romanianului de Dacianul superior este mai dificilă. Lipsa psilodontilor pe de o parte, ca și asociatia de unionide netede, *Unio (Crassunio) davilai*, Porumbaru, *Psilunio craiovensis psilodontum* (Teiss.), *Psilunio craiovensis slănicensis* (Teiss.), împreună cu forme daciene ca *Stylocardina heberti* (Cob.), *Pachypriionopleura munieri* Sabbata, precum și vivipare din grupul *Viviparus dezmanianus* (Brous.), pînă sub bancul lumașelic cu *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* (Bielz.), ne-au condus la a con-

sidera limita inferioară a Romanianului la acest nivel lumașelic cu bifarcinate.

În sensul celor arătate, profilele cele mai reprezentative se întâlnesc în bazinul văii Dimbovița, pe valea Muretului și pe Valea Mare (sectorul Gemenea-Brătulești), unde, atribuite Dacianului superior, se întâlnesc un pachet de nisipuri cenușii-albăstrui, grosiere, cu pietriș mărunt diseminar și argile cenușii, nisipoase, după care urmează marne și argile cărbunoase, ușor grezoase, cu o grosime de 8–10 m. Întreg pachetul conține numeroase vivipare din grupul *Viviparus bifarinatus bifarinatus* (Bielz.) care formează adevărate lumașele, alături de *Unio* sp., *Hyriopsis krejci* Wenz., *Dreissena polymorpha* (Pallas), *Melanopsis decollata* Stöll. Tot în acest pachet este localizat și un strat de lignit (III), cu o grosime de 0,20–0,60 m.

Partea superioară a depozitelor romaniene, pînă la pietrișurile de Cindești, este constituită din argile cenușii-albăstrui, nisipoase și nisipuri verzui, cimentate, cu intercalații subordonate de pietrișuri polimictice, în general cuarțoase, cu o grosime cuprinsă între 150 și 250 m.

Din cele prezentate, în cuprinsul Romanianului dintre valea Ialomiței și valea Dimboviței, se pot separa două orizonturi: un orizont inferior, predominant argilos-marnos, cu intercalații cărbunoase, fosilifer, în care *Viviparus bifarinatus bifarinatus* (Bielz.) formează adevărate lumașele și un orizont superior, predominant nisipos, în care nu au fost întâlnite forme fosile. Orizontul inferior se paralelizează, prin caracterele sale faunistice cu Romanianul inferior din zona de curbură și din alte zone din țară. Orizontul superior, cu toată lipsa fosilelor, situindu-se între Romanianul inferior cu bifarcinate și pietrișurile de Cindești, poate fi paralelizat cu Romanianul superior.

Cuaternar

Este reprezentat prin pietrișuri de vîrstă pleistocenă (pietrișurile de Cindești).

TECTONICA

Regiunea prezentată face parte integrantă din zona subcarpatică, considerată ca avantfosa Carpaților Orientali, situată în extremitatea vestică a zonei subcarpatice, în apropierea depresiunii getice, care poate fi considerată ca regiunea de legătură între cele două unități structurale majore, această legătură făcîndu-se aproximativ de-a lungul văii Dimbovița.

Raporturile dintre depozitele de ramă și formațiunile pliocene se fac de-a lungul unui accident tectonic major, pe care îl denumim fală Gemenea-Brătulești-Pucioasa, cu direcția est-vest, urmărită pe o lungime de peste 20 km. De fapt, această falie majoră, pusă pentru prima dată în evidență (după toate probabilitățile se continuă atât la est de Ialomița

cît și la vest de Dîmbovița), reprezintă un sistem de falii, cu multe complicații pe parcursul ei.

Elementul structural major al depozitelor pliocene dintre valea Ialomiței și valea Dîmboviței îl constituie sinclinalul Brănești-Izvoarele, sinclinal asimetric, cu direcția generală est-vest.

La nord de sinclinalul Brănești-Izvoarele, către zona de extindere maximă a formațiunilor pliocene din bazinul văii Dîmbovița, către nord, se întâlnește o serie de cufe, pe care le-am denumit anticinalul Voinești, sinclinalul Muret, anticinalul Pietrari și sinclinalul Gemenea.

Depozitele pliocene, atât din depresiunea getică, cât și din zona subcarpatică, prezintă o importanță deosebită, deoarece conțin numeroase acumulări de cărbuni. Având o arie de extindere mare, se impune precizarea poziției stratigrafice și paraleлизarea stratelor cu lignit cunoscute în exploataările miniere, în lucrările de prospecție geologică, precum și în aflorimentele cunoscute.

În sectorul cuprins între valea Ialomiței și valea Dîmboviței, în urma observațiilor efectuate, stratele cu lignit se găsesc localizate în depozitele Dacianului superior și în Romanian.

În regiune se cunosc trei strate mai importante de cărbuni, care în nomenclatura minieră sunt: stratul I (inferior), stratul II și stratul III (superior). Dintre acestea, stratul II este cel mai important.

Stratigrafic, stratele I și II sunt localizate la partea superioară a Dacianului superior, iar stratul III în baza Romanianului.

Stratul inferior este situat deasupra unui pachet marnos-argilos cu *Viviparus rumanus* Tourn., *Viviparus turgidus turgidus* (Bielz.), *Viviparus dezmanianus* (Brus.), *Pachyprionopleura (P.) munieri* (Sabbat), *Hyriopsis krejčii* Rous. Considerăm acest pachet fosilifer ca pe un orizont reper cu valoare regională, situat în baza complexului cărbunos de vîrstă dacian-superioară, în întreaga depresiune getică.

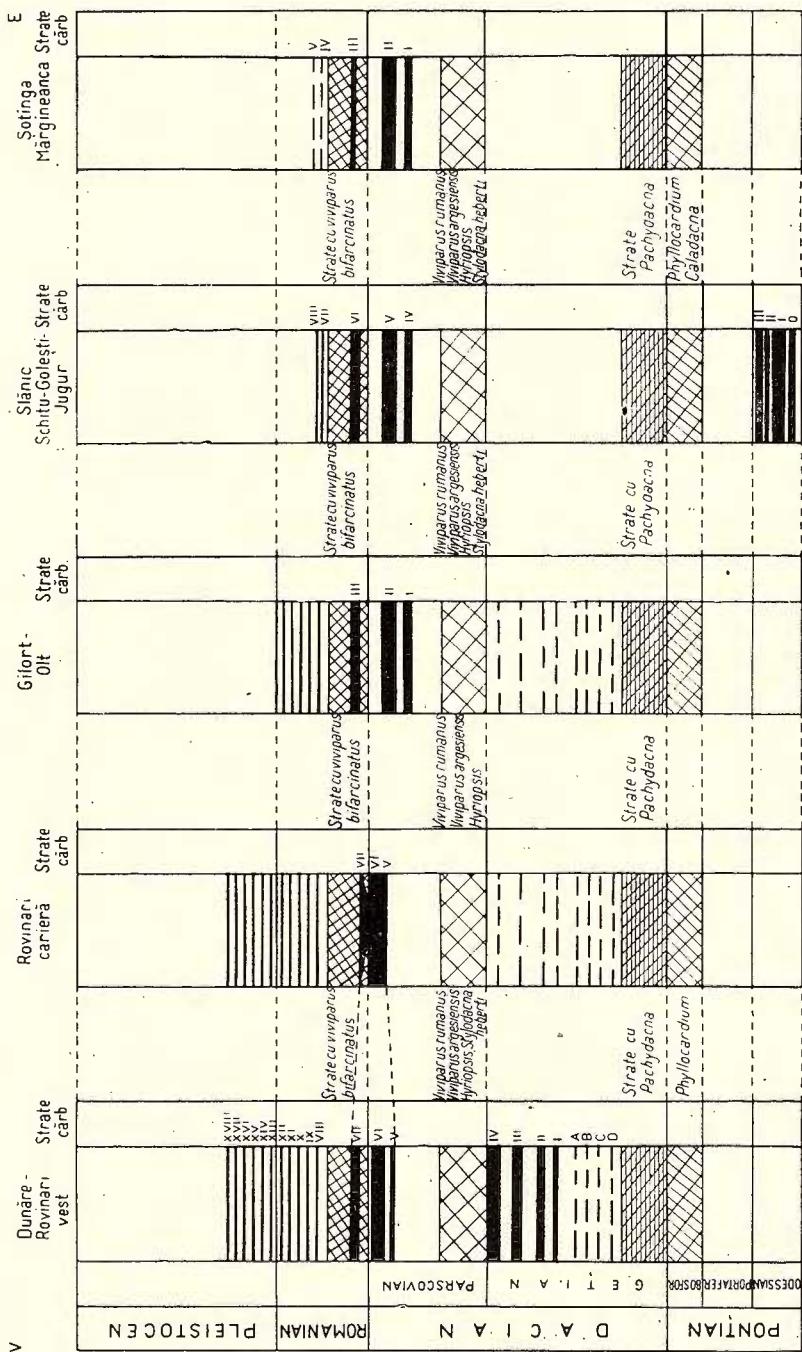
Deasupra stratului I se dezvoltă stratul II de cărbune, peste care se mai întâlnesc, cu totul izolat, forme de *Viviparus rumanus* Tourn. (valea Cerbureanca, valea Popii).

Valoarea orizontului fosilifer citat în baza stratului I este deosebit de importantă și poate servi ca reper de corelare stratigrafică a formațiunilor geologice, cît și a paraleлизării stratelor cu cărbuni, deoarece către vest este întlnit pînă la Dunăre, iar către est pînă în valea Buzăului. Astfel, la vest de Dîmbovița, pînă la valea Oltului, este întlnit în baza stratului IV.

Din valea Oltului, spre vest, pînă la Dunăre (Jiu, Rovinari, Motru), indiferent de numerotarea stratelor cu cărbuni, acest reper fosilifer ocupă aceeași poziție stratigrafică, adică în baza complexului cărbunos de vîrstă dacian-superioară (A. Zbere et al., 1970)³.

Așa cum am arătat, limita Dacian superior-Romanian, o considerăm la nivelul argilos-nisipos cu lumașele de *Viviparus bifarinatus bifarinatus* Bielz.). În acest pachet, chiar în baza sa, se întâlnește stratul III de

³ Arh. I.G.P.S.M.S., București.



Corelarea stratelor de cărbuni dacieni superiori din zona subcarpatică și depresiunea getică, între valea Ialomiței și Dunăre.

La corrélation des couches de charbons daciens supérieurs de la zone subcarpatique et de la Dépression Gétique, entre la vallée de la Ialomița et le Danube.

cărbune, cel superior, cu o grosime de 0,20–1,20 m. Apartenența sa la Romanian nu poate fi contestată, deoarece chiar în intercalațiile argiloase-cărbunoase din cuprinsul stratelor cu cărbuni se întâlnesc nivale fosilifere cu *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* (B i e l z.). Acesta este cel de-al doilea reper de corelare stratigrafică, de asemenea, cu valoare regională, putând fi întâlnit în zona subcarpatică, dintre valea Ialomiței (probabil și mai la est) și valea Argeșel, iar în depresiunea getică, din valea Argeșel pînă la Dunăre. La est de valea Ialomița, acest reper biostratigrafic este asociat totdeauna cu stratul III de lignit. Către vest, la Jugur, Boteni, Schitu Golești, Berevoești, Godeni, pînă la Cucești, în Oltenia, nivelul cu *Viviparus bifarcinatus* (B i e l z.) este asociat cu stratul VI de lignit, iar în Oltenia de vest este în baza stratului VII.

În continuare vom prezenta o încercare de corelare a stratelor de cărbuni dacieni-superiori dintre valea Ialomiței și Dunăre, pe baza unor observații proprii, conjugate cu datele din literatura de specialitate. În acest sens, vom utiliza informațiile obținute prin lucrările miniere și forajele executate pentru identificarea și conturarea formațiunilor purtătoare de cărbuni și anume: Dunăre-Rovinari, Rovinari carieră, Gilort-Olt, Slănic-Schitu Golești-Jugur și Șotînga-Mărgineanca.

Între Dunăre și Rovinari se cunosc strate cu lignit în Dacianul inferior (stratele A,B,C,D,I,II,III și IV), în Dacianul superior (stratele V și VI), în Romanian (stratele VII-considerat de antecercetători ca aparținînd Parscovianului, VIII, IX, X, XI și XII) și Pleistocen (stratele XIII–XVIII). În sectorul Rovinari carieră, stratele cu lignit din Gețian, situate sub stratul V, sunt subțiri. Stratele V și VI (Parscovian), precum și stratul VII (Romanian), se unesc într-unul singur. Se constată totuși, între stratele VI și VII, intercalații de argile negricioase și nivelul cu vivipare bifarcinate atât către est, cât și spre vest, unde stratul VII se individualizează din nou. Stratele superioare, din Romanian și Pleistocen, își reduc grosimea.

Între Gilort și Olt, stratele cu lignit din Gețian sunt subțiri, încit nu au atras atenția și nici nu au fost numerotate. În Parscovian sunt cunoscute stratele I și II, iar în Romanian stratul III, precum și încă 3–5 strate, nenumerotate. Nu sunt cunoscute strate cu lignit în Pleistocen.

Sectorul Slănic-Schitu Golești-Jugur este singura zonă unde se cunosc cărbuni exploatabili de vîrstă ponțiană (stratele O,I,II și III). În Parscovian se întâlnesc stratele IV și V, iar în Romanian stratele V–XV. Aici, numerotarea stratelor cu cărbuni, de la Romanian în continuare, nu este definitivă și nici limita Romanian-Pleistocen nu este riguros stabilită.

Între văile Ialomița și Dîmbovița sunt cunoscute strate cu cărbuni în Parscovian (stratele I și II) și în Romanian (stratul III).

În corelarea pe care o prezentăm pentru cărbunii de vîrstă parsco-viană, pornim de la două repere de corelare stratigrafică cu valoare regională, întâlnite continuu din valea Ialomiței pînă la Dunăre.

Astfel, un prim reper biostratigrafic se întâlnește în baza stratelor cu cărbuni dacieni superiori (Parscovian), unde există un pachet marnos:

argilos cu *Styloceras heberti* (C o b.), *Prosodacna munieri* S a b b a, *Romanunio rumanus* T o u r n., *Dreissenoides polymorpha* (P a l l a s), *Viviparus rumanus* T o u r n., *Viviparus dezmanianus* (B r u s.), *Viviparus argesensis* S a b b a, *Viviparus turgidus turgidus* (B i e l z.). Deasupra acestui reper stratigrafic se întâlnesc stratele V și VI cu cărbuni între Dunăre și Rovinari vest, ca și la Rovinari carieră, stratele I și II între Gilort și Olt, stratele IV și V la Slănic și Schitu Golești-Jugur și stratele I și II între valea Dimbovița și valea Ialomița.

Deasupra, se situează al doilea reper biostratigrafic cu valoare regională, cel cu *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* (B i e l z.). Acest nivel fosilifer, pe care l-am preconizat ca limită inferioară a Romanianului, invadă stratul VII între Dunăre și Rovinari, stratul III între Gilort și Olt, stratul VI la Slănic, Schitu Golești-Jugur și stratul III între valea Dimboviței și valea Ialomiței.

În această idee, stratul V. Dunăre-Rovinari vest, corespunde stratului V. Rovinari-carieră, stratului I Gilort-Olt, stratului IV Slănic-Schitu Golești-Jugur și stratului I Șotînga-Mărgineanca.

Stratul VI, dintre Dunăre-Rovinari vest, se coreleză cu stratul VI Rovinari carieră, cu stratul II Gilort-Olt, cu stratul V Slănic-Schitu Golești-Jugur și cu stratul II Șotînga-Mărgineanca.

Ambele strate aparțin Dacianului superior (Parscovian), ca poziție stratigrafică, având deasupra vivipare de talie mare din grupul *Viviparus rumanus* T o u r n.

La nivelul lumașelic cu *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* (B i e l z.), uneori coborind chiar pînă în culcușul său, se întâlnește între Dunăre și Rovinari vest, stratul VII, pe care îl corelăm cu stratul VII Rovinari carieră, cu stratul III Gilort-Olt, cu stratul VI Slănic-Schitu Golești-Jugur și cu stratul III Șotînga-Mărgineanca.

Am prezentat această corelare care vizează complexul cărbunos Dacian superior (Parscovian)-Romanian bazal. Importanța acestei corelări, pe baza reperelor biostratigrafice amintite, prezintă interes și prin faptul că se referă la stratele cu cărbuni, localizate aproximativ în mijlocul marelui complex cărbunos pliocen, ceea ce ar putea contribui la ușurarea corelării stratele inferioare și superioare reperelor biostratigrafice citate.

BIBLIOGRAFIE

- A ndreeescu I. (1972) Contribuții la stratigrafia Dacianului și Romanianului din zona de curbură a Carpaților Orientali. *D.S. Inst. Geol.*, LVIII (1971), 4, București.
 — (1975) Limitele și subdiviziunile Pontianului. *Acad. R.S.R. St. cerc. geol., geof., geogr. (Geol.)*, 20, București.
- E berzin A. G., M otaș I., Ma car o vici N., Ma rinescu F. I. (1966) Afinități pannonice și euxinice ale Neogenului superior din Bazinul Dacic. *St. cerc. geol., geof., geogr.*, 11, 2, București.

- Filipescu M. G., Hangancu Elisabeta (1966). Asupra vîrstei și orizontării stratigrafice a depozitelor neogene postsarmatiene din Subcarpați. *Acad. R.S. România. St. cerc. geol., geof., geogr.*, 11, 1, București.
- Măcarovici N. (1961) Observații stratigrafice pe structura Berca-Arbănași (cu privire specială asupra limitelor Dacianului), *Acad. R.P.R. Stud. cerc.*, VI/3, București.
- Marinescu Fl., Motas I. (1965) Asupra Neogenului superior și a Ponțianului s. str. din Bazinul Dacic. *Acad. R.S. România. Stud. cerc. geol., geof., geogr. (Geol.)*, 10/2, București.
- Marinescu Fl. (1964a) Propuneri cu privire la orizontarea Ponțianului din partea occidentală a Bazinului Getic. *St. cerc. geol., geof., geogr. (Geol.)*, 9, 1, București.
- Mihailă N. (1969) Romanianul, termen stratigrafic final al Neogenului și stratigrafia sa din sectorul Râmniciu Vlcea-Vlăsănești. *D.S. Inst. Geol. LIV/3*, București.
- Motăș I. (1960) Ponțianul din Bazinul Rîul Alb-valea Dîmboviței. *Bul. Inst. Petrol, Gaze și Geol.*, VI, București.
- Papaiuropol I. (1972) Biostratigrafia succesiunii Meotian-Pleistocen dintre Călugăreni și Vadu Săpat (jud. Prahova). *D.S. Inst. Geol.*, LVIII, 4, București.
- Papaiuropol I. (1974) Faciesurile și posibilitățile de corelare ale Ponțianului superior (Bosphorian) dintre valea Cricovului Sărăt și valea Tohăneasa, jud. Prahova. *D.S. Inst. Geol.*, LX, București.
- Pauliuc Marieta (1970) Specii ale genului *Pseudocatilus* din Pliocenul regiunii dintre valea Teleajen și valea Cricov. *Anal. Univ. Buc. (Geol.)*. București.
- Protescu O. (1929) Zăcămintele de cărbuni plioceni din regiunea de curbură a Subcarpaților răsăriteni. *Inst. Geol. St. tehn. econ.*, III/6, București.
- Weinz W. (1942) Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdölgebiete. *Senken Bd. 24*. Frankfurt a Main.

CONTRIBUTIONS CONCERNANT LA STRATIGRAPHIE DES DÉPOTS PLIOCÈNES SITUÉS ENTRE LA VALLÉE DE LA IALOMIȚA ET LA VALLÉE DE LA DÎMBOVITA

(Résumé)

Dans ce travail sont présentées autant l'horizontation lithobiostatigraphique des dépôts pliocènes situés entre les vallées de la Ialomița et de la Dîmbovița, ainsi que la première tentative de corrélation des couches à lignite d'âge Dacien supérieur — Romanian inférieur de la zone subcarpathique et de la Dépression Gétique, entre la Vallée de la Ialomița et le Danube.

Les dépôts pliocènes de cette région ont été attribués au Méotien, au Pontien, au Dacien et au Romanian.

Le Méotien y est représenté seulement par ses termes supérieurs, à savoir par les couches à *Congeria novorossica* S i n z. et *Potamida subrecurvus* (T e i s s.).

Dans leur ensemble, les dépôts pontiens ont été répartis à trois séparations stratigraphiques à valeur de sous-étage.

Le Pontien inférieur-Odessian est représenté par des alternances de marnes et d'argiles sombres et de sables jaune-grisâtres à *Paradacna abichi* (R. Hoernes), *P. abichi minor* (A n d r.), *P. retowskii* A n d r., *Congeria rumana* S a b b a etc.

Au Pontien moyen-Portaférien ont été attribués les dépôts dans lesquels ont été trouvées des congères du groupe *Congeria rhomboidea* (M. Hoernes), sans égard aux faciès qu'elles y présentent.

On a rattaché au Pontien supérieur-Bosphorien les formations géologiques situées sur les couches à *Congeria rhomboidea*, jusqu'aux couches à *Pachydacna*.

Au Dacien ont été attribués les dépôts qui débutent par les couches à *Pachydacna* et se prolongent jusqu'aux premiers niveaux à *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* (Bielz.). Au sein de celui-ci ont été distingués — en tant que sous-étages — le Dacien inférieur, équivalent du Gétien (Macarović et al., 1965), caractérisé par le développement des pachydacnes, et le Dacien supérieur, qu'on pourrait mettre en parallèle avec le Parscovien (I. Andreeescu, 1971), caractérisé par les couches à *Viviparus rumanus* Tourn., *V. desmanianus* (Brus.), *V. turgidus turgidus* (Bielz.), *Unio (Crasunto) davilai* (Porumbaru). *Psilunio craiovensis slănicensis* (Tess.), *P. craiovensis psilodontum* (Tess.) etc.

Au Romanian reviennent autant les dépôts à *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* (Bielz.), aussi que le paquet de dépôts argileux-sableux situés en-dessous, jusqu'aux Graviers de Cîndești.

Du point de vue tectonique, sont délimitées les principales structures de la région, dont de première importance sont le synclinal Brănești-Izvoarele, l'anticinal Voinești et la faille en gradins Gemenea Brătulești-Pucioasa.

Dans la deuxième partie du travail on discute sur la localisation stratigraphique des complexes charbonneux, sur la qualité des charbons et la perspective économique de la région.

A partir de deux repères stratigraphiques (le niveau à *Viviparus rumanus*, *V. dezmanianus*, *Pachyprionopleura munieri*, etc. — à la partie inférieure — et le niveau à *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* (Bielz.), à la partie supérieure), on présente le premier essai de corrélation des couches à lignite d'âge Dacien supérieur-Romanien inférieur situés entre la Vallée de la Ialomița et le Danube.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique des dépôts pliocènes situés entre les vallées de la Ialomița et de la Dâmbovița.

1, Holocène — Pléistocène supérieur : a), terrasse supérieure, b) terrasse inférieure, c) éboulements ; 2, Pléistocène inférieur ; 3, Romanian ; 4, Dacien : a) Parscovien, b) Gétien ; 5, Pontien : a) Bosphorien, b) Portafférien, c) Odessian ; 6, Méotien ; 7, Tortoniens ; 8, Helvétien ; 9, Oligocène ; 10, Eocène ; 11, limite lithologique ; 12, faille ; 13, axe d'anticinal ; 14, axe de synclinal ; 15, position des couches.

Planche II

Colonne lithostratigraphique des dépôts néogènes entre les vallées de la Ialomița et de la Dâmbovița.

1, tufs cinéritiques ; 2, gypses ; 3, charbons ; 4, graviers ; 5, ménilites ; 6, sables ; 7, marnes ; 8, argiles ; 9, grès ; 10, grès calcaires ; 11, conglomérats.



Planche III

- Fig. 1 a, 1 b. — *Unio (Crassunio) davilai* (Porumbaru). Parscovian — valea Satului.
Unio (Crassunio) davilai (Porumbaru). Parscovien — le ruisseau Valea Satului.
- Fig. 2 a, 2 b. — *Patomida craiovensis slănicensis* (Teiss). Parscovian — valea Satului.
Patomida craiovensis slănicensis (Teiss). Parscovien — le ruisseau Valea Satului.
- Fig. 3 a, 3 b. — *Patomida craiovensis psilodontum* (Teiss). Parscovian — valea Satului.
Patomida craiovensis psilodontum (Teiss). Parscovien — le ruisseau Valea Satului.
- Fig. 4 a, 4 b. — *Pachyprionopleura munieri* (Sabbat). Gețian — valea Pietrii.
Pachyprionopleura munieri (Sabbat). Gétien — le ruisseau Valea Pietrii.
- Fig. 5. — *Prosodacna (P.) fischeri* David. Gețian — valea Urîtei.
Prosodacna (P.) fischeri David. Gétien — le ruisseau Valea Urîtei.

Planche IV

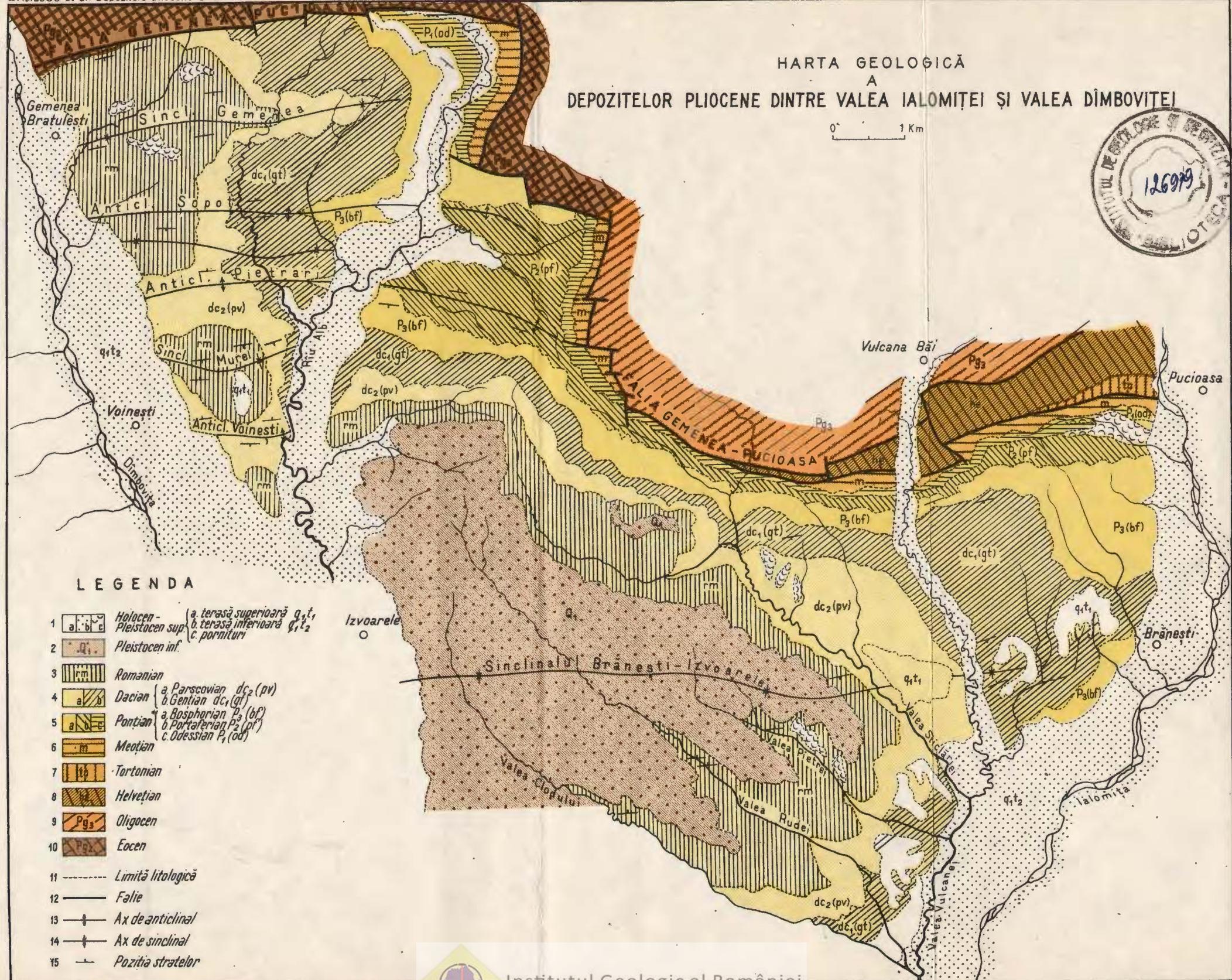
- Fig. 1 a, 1 b. — *Congeria subcarinata botenica* Andr. Gețian — valea Pietrii.
Congeria subcarinata botenica Andr. Gétien — le ruisseau Valea Pietrii.
- Fig. 2. — *Valenciannius reussi pelta* (Brus.). Gețian — valea Pietrii.
Valenciannius reussi pelta (Brus.). Gétien — le ruisseau Valea Pietrii.
- Fig. 3. — *Limnocardium (Tauricardium) olteniae* (Argetoiaia). Gețian — valea Pietrii.
Limnocardium (Tauricardium) olteniae (Argetoiaia). Gétien — le ruisseau Valea Pietrii.
- Fig. 4. — *Limnocardium (Tauricardium) petersi* var *nasyrica* Eberz. Bosphorian — valea Hotarului.
Limnocardium (Tauricardium) petersi var *nasyrica* Eberz. Bosphorian — le ruisseau Valea Hotarului.
- Fig. 5. — *Pachydacna mirabilis* (Teiss). Gețian — valea Vulcana.
Pachydacna mirabilis (Teiss). Gétien — la Vallée de Vulcana.
- Fig. 6 a, 6 b. — *Prosodacna (P.) longiuscula obliqua* Eberz. Gețian — valea Sulivestrului.
Prosodacna (P.) longiuscula obliqua Eberz. Gétien — le ruisseau Valea Sulivestrului.
- Fig. 7. — *Limnocardium (Tauricardium) squamulosum* (Desh.). Gețian — valea Pietrii.
Limnocardium (Tauricardium) squamulosum (Desh.). Gétien — le ruisseau Valea Pietrii.



Institutul Geologic al României

HARTA GEOLOGICĂ
A
DEPOZITELOR PLIOCENE DINTRE VALEA IALOMIȚEI ȘI VALEA DÂMBOVITEI

0' 1 Km



COLOANA LITOSTRATIGRAFICĂ A DEPOZITELOR NEOGENE DINTRE VALEA IALOMIȚEI ȘI VALEA DÎMBOVIȚEI

R	N	SUPERIOR	Q.ti.		m	Terasse
---	---	----------	-------	--	---	---------

1

Marne

- 4  Pietrisuri 8  Argile 0 50 100m

Imprim. /

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

DATE NOI ASUPRA STRUCTURII GEOLOGICE A CHEILOR BABEI (NORD-VESTUL TRANSILVANIEI)¹

DE

IOAN KALMÁR², IULIU ANGELESCU², DOINA ANGELESCU²

Abstract

New Data on the Geological Structure of Cheile Babei (North-West of Transylvania). Relying on the results of some detailed reserches, an attempt to age determination of the calcareous series is made and it is taken into discussion the structural image in horst and grabens of some zones previously included in a plicative structure. In the Someşan Platform assembly the Cheile Babei zone belongs to the one of the mobile elevated alignments, being delimited by a less mobile and plunged zone alignments. Along the mobile zones one may presume the existence of some intrusions having as effect the hydrothermal phenomena and some geophysical anomalies.

Cheile Babei, localizate pe cursul pîrîului Babei, affluent stîng al Someşului de la N de Gilgău, traversează una din zonele interesante ale platformei someşene din NW Transilvanie. Cunoaşterea detaliată a acestei zone a devenit posibilă graţie lucrărilor de cercetare efectuate în acest sector (I. Kalmár, I. Angelescu, Doina Angelescu)³, rezultatele fiind prezentate mai jos.

A) Istoricul cercetărilor geologice

Zona Cheilor Babei, împreună cu tot sedimentarul din partea de sud și sud-est a masivului cristalin Preluca este cunoscută din secolul trecut datorită lucrărilor lui Hoffmann (1887, 1898), amintită de Koch (1894) apoi cartată de Mazon (1950), I. Dumitrescu

¹ Predată la 15 aprilie 1976, acceptată la 23 octombrie 1976, comunicată în şedință din 25 februarie 1977.

² Intreprinderea de prospecțiuni și explorări Maramureș, str. Victoriei, nr. 146, Baia Mare.

³ Arh. I.P.E.G. Maramureș, Baia Mare.



1946, 1947⁴ (1957), V. Lăzărescu 1954, 1965⁵, O. Iliescu et al., 1962⁶. Referiri asupra stratigrafiei zonei Baba, întlnim în lucrările lui Mészáros et al. (1967), Iliescu et al. (1969), Mărgărit și Mărgărit (1972), I. Bucur, Florica Arition (1971)⁷ și Rusu⁸.

Autorii citați consideră zona Cheilor Babei ca un segment mai ridicat al unei structuri plicative, în spătă, al anticlinalului Glod – N Poiana Blenchii⁹, concepție însușită și de autorii Hărții geologice 1 : 200.000 (1967). Fundamentarea teoretică a posibilităților de producere a unor cufe de cuvertură în zona de monoclin a platformei Someșene aparține lui Lăzărescu (1959).

Lucrările de cercetare de mare detaliu (prospecțiuni, foraje, dero cări) execute de IPEG Maramureș, pe lîngă precizări privind alcătuirea succesiunii stratigrafice, conduc la o nouă posibilitate de interpretare a tectonicii sectorului cercetat, în acord cu structura întregii platforme Someșene.

B) Stratigrafia

În cuprinsul zonei Cheilor Babei apar depozite sedimentare paleogene ; eocene și oligocene.

1. **Eocenul.** La suprafață și în forajele execute săt prezente depozitele din partea superioară a Eocenului (Priabonianul).

a) *Seria vărgată superioară.* În forajul 6 din dreapta Cheilor Babei, la m 110, chiar în talpă, apare un strat decimetric de gresie calcaroasă cuarțitică grosieră, care reprezintă partea superioară a seriei vărgate superioare așa cum se cunoaște la Frâncenii de Piatră, pe bordura sudică a Prelucii și în forajele execute în zona Vima-Coroeni¹⁰.

b) *Seria calcaroasă.* Aflorează în ambii versanți ai Cheilor Babei și ai afluenților pîriului Babei, fiind cunoscută pe 100–110 m grosime.

Datele de observație efectuate pe aflorimente și pe carotele celor 7 foraje execute, permit orizontarea seriei calcaroase, orizontare ce are desigur o valoare locală dar cu posibilități de paraleлизare din aproape în aproape cu zonele limitrofe.

— Succesiunea începe cu orizontul biocalcarenitelor inferioare, cuprinzînd un nivel de biocalcarenite nodulare bogate în sfărâmături de thaluri de alge, un nivel de biocalcarenite cu mulaje de *Campanile giganteum* L a m a r c k, *Cepatia cepacea* L a m a r c k, *Gryphaea* (*Gigantos-*

⁴ Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁵ Arh. Inst. Geol. Geof. București (1954). Cercetări geologice între Someș și Lăpuș la NW de Dej. Lucrare de doctorat. Institutul de petrol gaze și geologie, București (1965).

⁶ Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁷ Arh. IPGGH, București.

⁸ A. Rusu. Stratigrafia depozitelor oligocene din regiunea Treznea-Hida-Poiana Blenchii (nord-vestul bazinului Transilvaniei). Teză de doctorat. Univ. București.

⁹ Op. cit. pct. 5.

¹⁰ Op. cit. pct. 7.

trea) *rarilamella* Melie v. s.a. suportind un ultim nivel de biocalcarene cu sfârîmături de echinide și resturi de *Echinolampas kleini* Ag., *Echinolampas escheri* Ag., *Schizaster archiaci* Cotteau, *Leiopedina* sp., *Eupatagus* sp. În partea superioară a acestuia apare un banc decimetric cu *Laganum transilvanicum* Pava y¹¹. Întregul orizont cuprinde cochilii întregi sau sfârîmate de *Vulsella legumen* d'Arch. Bancul de echinide de talie mică întîlnit de Vlaicu-Tătarim (1963) la Cluj-Mănăstur și Ciurila și de Clemens (1964) la Borcut-Tg. Lăpuș, indică prezența părții cele mai de sus a Priabonianului inferior. Grosimea orizontului biocalcarenitelor inferioare este de cca 60 m. Nivelele amintite sunt separabile datorită unor intercalații grezoase-argiloase notate de noi ca RG-1, RG-2 și RG-3.

— Orizontul cărbunos-foios reprezintă un reper pentru întreaga zonă, grosimea lui variind între 0,3–2,7 m. Este constituit din biocalcarene marno-grezoase (2–5 pachete) bogate în material cărbunos, sfârîmături de moluște și echinoderme, resturi de ostracode, impresiuni de alge s.a. Acest nivel a fost recunoscut de noi și în sudul Prelucii; Margărit și Margărit (1972) îl citează ca atare (pag. 276).

— Orizontul biocalcarenitelor superioare are grosime de 18–27 m fiind constituit din biocalcarene cu foraminifere, sfârîmături de echinoderme, de thaluri de alge, cochilii sfârîmate de pectinide de talie mică și mulaje puternic diagenizate de *Velates* sp., *Miltha* sp. și de alte moluște (nedeterminabile). Sporadic apar testuri de nummuliți de talie mică și de alveoline, calcarenite cu coralieri și mici bioherme cu hexacoralieri de 0,1...1,5 m grosime.

— Orizontul (discontinuu) calcarelor cu *Nummulites fabianii* este dezvoltat pe o grosime de 2–10 m. Cuprinde biocalcarene cu microforaminifere și testuri de *Nummulites fabianii* Perv, *N. variolarius* Lamark, *N. pulchellus* Hantken, *N. incrassatus* Delaharpée, *Alveolina* sp. indicind prezența sigură a Priabonianului superior.

— Orizontul biocalcarenitelor cu briozare măsoară 0,35–10 m. În masa unor biocalcarene cu miliolide apar fragmente de specii de briozare terminându-se cu un nivel de marne verzi glauconitice de 0,2–0,6 m. Acest orizont își găsește echivalentul în dealurile Galiser, Dumbrava Dosului și Lazuri din comuna Florești unde Vlaicu-Tătarim le descrie ca „marnele și calcarele cu briozare” în cadrul „stratelor cu briozare” separate de Koch (1894) pentru întreaga bordură de Wabazinului Transilvaniei.

În concepția lui A. Rusu stratele cu briozare încheie succesiunea Eocenului, restul seriei calcaroase apartinând Oligocenului bazal.

— Orizontul stratelor de Hoia este constituit dintr-un nivel basal de biocalcarene intens recristalizate, cu moluște, care suportă un nivel de calcilutite și biocalcarene cu miliolide și sfârîmături de echinide, cu lentile decimetrice de biocalcarene coraligene, orizontul încheindu-se

¹¹ Macrofauna determinată la I.G.P.S.M.S. București, analist Theodora Ghelu.

cu calcare și biocalcarenite grezoase cu moluște, în special ostreide, pectinide, cardiacee, turritelle și ceriți formind un adevărat lumachel. Orizontul stratelor de Hoia măsoară 3,5–16 m.

Cercetările noastre extinse pînă la bordura sudică a Prelucii în zona Românești-Vima Mică permit stabilirea continuității acestor orizonturi cu mențiunea că spre NV nivelul marnos glauconitic tinde să se efileze iar spre NE, orizontul cu *N. fabianii* se reduce la cîțiva zeci de cm (Peteritea, la Podul Hișului). Nivelul cărbunos amintit se regăsește în aceeași poziție la Răstoci, la Boiu Mare și la Vima Mică.

2. Oligocenul. Este reprezentat prin stratele de Ciocmani, stratele de Bizușa, stratele de Ileanda și stratele de Buzaș.

a) *Stratele de Ciocmani* descrise de A. Rusu ca echivalentul — pro parte — a ceea ce s-a separat de Șt. Mateteescu drept stratele de Cu-ciulat, cuprind un nivel bazal (4–9 m) silitic-grezos (gresii și silturi sideritice cu fragmente de cuart, feldspat plagioclaz și de sticlă bazică devitriată) și un nivel superior predominant marnos cu un banc de marne nisipoase bogate în concrețiuni de pirită (15–18 m). Aflorimentele tivesc conturul Cheilor Babei și sunt larg dezvoltate pe platoul din dreapta acestora.

b) *Stratele de Bizușa* (8–10 m) apar ca o succesiune de calcilutite și marnocalcare fine, slab bituminoase, cu solzi de pești, ostracode și un nivel bazal slab grezos cu mulaje de cardiacee de talie mică.

Stratele de Bizușa au o mare răspîndire sus în stînga Cheilor Babei și la obîrșia văii Pietrilor, la E de dealul Barcului.

c) *Stratele de Ileanda* măsoară cca 60 m și aflorează atît la E cît și la W de zona Cheilor Babei.

Succesiunea începe prin marne silitice cu pelicule nisipoase și plăci de gresii fine, urmînd apoi marne slab bituminoase, uneori foioase, cu un orizont de marne negre cu intercalări de silturi sideritice și rare strate de gresii albe silicioase. Ca resturi organice apar solzi și oase de pești și fragmente nedeterminabile de cochilii fine, friabile, de moluște, probabil pteropode. Stratele de Ileanda după opinia autorilor anterior cități reprezintă partea superioară a Rupelianului (Stampianul).

d) *Stratele de Buzaș* apar atît la N, E cît și la S de zona Cheilor Babei.

La N, în zona satului Baba succesiunea stratelor de Buzaș începe printr-un banc puternic de gresii mijlocii, fine (130–180 m) ce trece în sus la o alternanță de marne și gresii ca apoi să apară marne cenușii cu pelicule nisipoase și rare concrețiuni siderito-dolomitice grezoase. Printr-un nivel de marne și silturi se trece apoi la gresii silitice și gresii fine uneori sideritice, cu fragmente de microclin și de sticlă bazică devitriată urmată iar de marne (faciesul intermediar de Baba)¹².

Spre S și E întreaga secțiune stratigrafică a stratele de Buzaș este constituită din gresii fine și silturi grezoase uneori sideritice (faciesul grezos).

¹² Op. cit. pct. 5.

Grosimea stratelor de Buzaș se estimează la cca 450 m. Ele reprezintă trecerea de la Oligocen la Miocen (Egerian – Eggenburgian), poziție stratigrafică atestată de o bogată microfaună¹³.

C) Tectonica

În ansamblu, zona se prezintă cu un horst E–W complicat cu două culminări (Podul Lupei-La Față la N și Pă Rodină-valea Dracului la S care delimitizează un graben central asimetric între vîlceaua Pietrilor-Vârăștină II-nord Dîmbul Nașcului.

Spre N și spre S contactul cu zonele depresionare se realizează în lungul unor monocline puternic inclinate, intens faliate în trepte. Grabenul central vine în contact cu horstul sudic prin intermediul unei flexuri care ridică stratele de calcare grosiere în picioare („mareea flexură”).

Spre E și W plonjul structurii se realizează tot prin jocul complicat al blocurilor în lungul faliilor NE–SW și NW–SE. Zona cea mai elevată a structurii o constituie culmea Runcu localizată pe partea vestică a horstului de sud și zona La Față din estul horstului nordic. Cele două horsturi au efectuat astăzi și o mișcare de basculare în sens opus în jurul unui ax comun ce ar coincide cu traseul actual al văii Babei. Spre E, așa cum se observă pe valea Dracului și în Dosul Barcului, asistăm la o cădere destul de accentuată pe lungul unor monocline faliante. Spre V, structura se afundă brusc în lungul unei fali NE–SW (vezi planșa).

Această structură în blocuri, adesea de dimensiuni reduse (așa cum se vede pe versantul de S a Dîmbului Nașcului) se realizează grație intervenției unor fali ce se pot urmări adesea pe mai mulți km. Faliile sunt atât normale cât și inverse, cu suprafețele de falie curbe sau sinuoase. Unor fali majori cum sunt cele vizibile la km 6 al șoselei Gilgău -Tg. Lăpuș sau a celei din stînga văii Pietrilor li se asociază o sumedenie de fali de ordinul II, fracturi de sprijin, fisuri și.a.

În teren faliile apar adesea foarte clar ca zone intens zdrobite, străbătute de vine de calcit scalenoedric, pirită, silice și goethit sau cu oglinzi e fricii și.c.

Analizind depunerile de calcit observăm o structură rubanată-orbiculară, dată de pelicule de calcedonie, pirită și goethit; microconținuturile de Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Hg și temperaturile de omogenizare a incluziunilor bifazice de 252–280°C dovedesc că în lungul lor a avut loc o circulație de soluții hipogene cu o ușoară sarcină metalică.

D) Concluzii

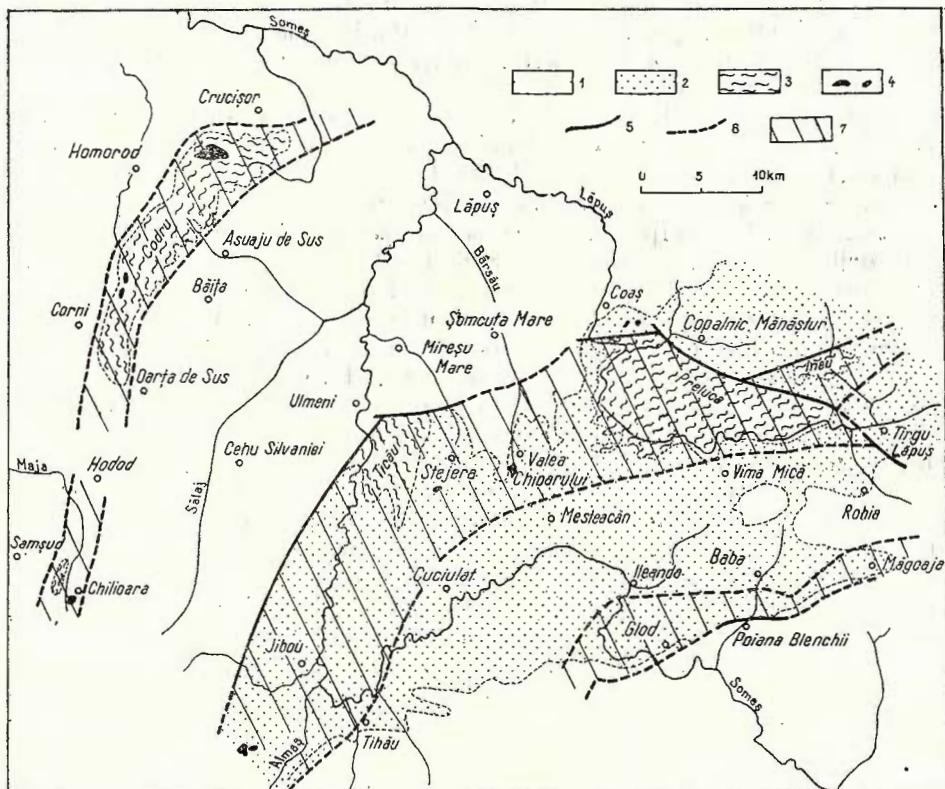
Imaginea geologică prezentată exclude existența unei structuri plicative pentru zona cercetată. Structura în blocuri delimitate de fali este rezultatul unor eforturi tectonice date de mișcarea în plan vertical a

¹³ Determinări efectuate de Viorica Cosma, lab. I.G.P.S.M.S. București. Lista microfaunistică completă e dată în raportul geologic vezi pct. 3.



unor blocuri din fundamentalul cristalin rigid, destul de apropiat¹⁴, trăsătură tectonică caracteristică întregii platforme someșene aşa cum a subliniat Pau că (1964) pentru partea sa de N și V și mai recent, O. Clichici (1973) pentru sectorul vestic al „Jugului someșan”.

Din cartările efectuate în ultima vreme, printre care și ale autorilor prezentei note, corelate cu datele de foraj și geofizice¹⁵, rezultă că întreaga



Schiță structurală a părții de NW a Transilvaniei (în parte după datele Hărții geologice a R.S.R. 1:500.000). 1, Neogen + Cuaternar; 2, Paleogen + Cretacic superior; 3, șisturi cristaline; 4, roci magmatice; 5, falii cartate; 6, zone de fractură rezultate din corelarea datelor de suprafață, foraje și geofizică; 7, zone elevate.

Esquisse structurale de la partie nord-ouest de la Transylvanie (en partie, d'après les données de la Carte géologique de la R.S.R. 1:500.000), 1, Néogène + Quaternaire ; 2, Paléogène + Crétacé supérieur ; 3, schistes cristallins ; 4, roches magmatiques ; 5, failles levées ; 6, zones de fractures obtenues par la corrélation des données de surface, de forages et géophysiques ; 7, zones élevées.

¹⁴ După I. Bucur et al. (vezi pct. 7) la N de Baba, forajul 451 a intrat la 592 m în micașisturi.

¹⁵ I. Trimbătaș. (1952) Harta Gravimetrică. Arh. MMPG, 1596. București.

regiune situată între munții Gutii, Munții Apuseni și cursul superior al Someșului este constituită dintr-o alternanță de zone elevate mai mult sau mai puțin înguste cu o tectonică în blocuri, complicată (în parte activă și azi) și de zone depresionare cu structură relativ liniștită a căror principală trăsătură caracteristică sunt mișcările de scufundare (vezi fig.). Aceste zone au o dispoziție în arcuri concentrice realizând raccordul liniilor structurale majore ale Munților Apuseni de nord (N—S) cu cele ale munților Rodnei (E—W). Zonelor ridicate le corespund aflorimentele de șisturi cristaline și / sau de depozite cretacic-inferioare, paleocene și eocene, prezența unor manifestări hidrotermale evidente iar sub raport geofizic, maxime gravimetrice regionale, unele foarte proeminente, adesea conjugate cu anomalii magnetice evidente (Codru-Sud, Ticău, Preluca centrală, Glod, Măgura). Din contră, zonelor depresionare le corespund depozite oligocene, neogene sau chiar cuaternare, relativ groase, iar sub raport geofizic, anomalii gravimetrice negative sau zone staționare conjugate cu zone de calm magnetic. „Anticinalul” Glod-Poiana Blenchii este arcul cel mai intern care sub raport gravimetric, e deosebit de bine scos în relief, pe Harta anomalialilor, Bougher (1955).

Interpretând cele de mai sus, considerăm posibil ca zonele ridicate să constituie porțiuni de slabă rezistență ale scoarței pe care putea avea loc ascensiunea unor magme litogene în diverse perioade geologice și punerea în loc a unor corpuri de roci eruptive cu tot cortegiul de fenomene hidrotermale.

Situația prezentată mai sus se încadrează în evoluția tectonică generală a bazinului Transilvaniei, aşa cum este ea prezentată de Airinei et al. (1975). După acești autori, blocul crustal (respectiv mezogeidul) al Transilvaniei ca urmare a solicitărilor din partea plăcii fenosarmatice suferă o deformare și o rotație, despărțind și încovoind solzul crustal Rodna-Preluca desprins din Carpații Orientali, creând astăzi în acesta, zone tensionare, cu oarecare mobilitate, ce se manifestă în special în post-Tortonian (p. 205). Mișcările actuale sunt explicabile dacă le considerăm ca rezultatul tendinței de realizare a echilibrului izostatic, întreaga regiune fiind supracompensată față de zonele înconjurătoare.

BIBLIOGRAFIE

- Airinei S., Socolescu M., Ciocirlă R., Popescu M. (1975) Fizica și structura scoarței terestre în România. Ed. tehn. București.
- Clement桑 Antona (1964) Prezența speciei *Laganum transylvanicum* Pávay la est de Borcut (Tg. Lăpuș). *D.S. Com. Geol.* XLIX/1 (1961–1962), p. 105–107, București.
- Dumitrescu I. (1957) Asupra facisurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului în bazinul Lăpușului (nordul Depresiunii Transilvaniei). *Lucr. Inst. Petrol., Gaze.* III, p. 19–44, București.

- H o f m a n n K. v. (1877) Bericht über die im NW siebenbürgische Grenzgebirge und Umgebung im Jahre 1881 ausgeführten geologischen Spezialaufnahmen. *Földt. Közl.* XII. p. 73—864 harta, Budapest.
- K o c h A. (1894) Die Tertiärbildungen der siebenbürgischen Landestheile. I. *Paläogene Abtheilung.* Budapest.
- Lăzărescu V. (1959) Observațiuni de tectonică analitică asupra vîrstei relative a cutării. *St. cerc. geol.* IV/1. p. 97—112. București.
- Mărghărit Gh., Mărghărit Maria (1972) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Perii Vadului — Tg. Lăpuș (nord — vestul Transilvaniei). *St. cerc. geol. geof. geogr. Seria geol.* 17.2. p. 272—280, București.
- Mészáros N., Ghilircă V. (1965) Paleogenul dintre masivele Ticău și Preluca. *St. Univ. Babeș — Bolyai (geol., geogr.).* 2. p. 29—43, Cluj.
- Paucă M. (1964) Bazinul neogen al Silvaniei. *An. Com. Geol.* X XXIV/I, București.
- Vlaicu-Tătarim N. (1963) Stratigrafia Eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj. Ed. Acad. București.
- * * * Anomalia gravimetrică Bouguer în R.P.R. Com. Geol. București (1955).
- * * * Harta geologică a R.S.R. foile 3 Baia Mare și 8 Cluj (1967). Inst. Geol. București.

ÎNTREBĂRI

G. h. M i t r e a : Ce părere are autorul despre limita sudică a fosei transcarpatice, în sensul că există dovezi că această delimitare nu mai corespunde și nu mai este dată de aliniamentul Preluca — Rodna?

Răspuns : Într-adevăr, datele geofizice actuale situează falia transcarpatică la nord de aliniamentul desenat de falia Preluca, trecind la sud de orașul Baia Mare. Paralel cu această linie majoră se localizează numeroase falii E—V și NE—SV, care scot la zi compartimentele ridicate, printre care și insulele cristaline Preluca și Ticău.

B. P o p e s c u : Cine a considerat structura cutată a formațiunilor paleogene din această zonă ca fiind datorată decolării cuverturii sedimentare? I. Dumitrescu (1957) consideră anticlinalul Glod ca o cută de îmbrocare. Ce argumente aveți să susțineți decolarea cuverturii sedimentare?

Răspuns : Zona ridicată Glod — Poiana Blenchii a fost considerată drept cută de decolare de Lăzărescu (1957, 1965).

DISCUȚII

B. P o p e s c u : Nici harta și nici secțiunile nu pledează pentru o structură de tip horst a zonei cercetate, ci dimpotrivă, reiese încă o dată caracterul de anticlinal al acestei zone. Este adevărat că anticlinalul Glod este puternic faliat, dar această structură este comună tuturor zonelor în care se dezvoltă depozitele eocene calcaroase din nord-vestul Transilvaniei, fără ca aceste accidente secundare să afecteze caracterul general al structurilor homoclinaile sau anticlinale. În ceea ce privește terminologia petrografică folosită, consider că aceasta este confuză, autorul folosind adesea pentru același tip de roci două nomenclaturi cu semnificații complet diferite.

NOUVELLES DONNÉES SUR LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DES GORGES CHEILE BABEI (NORD-OUEST DE LA TRANSYLVANIE)

(Résumé)

Les gorges Cheile Babei sont situées au nord du Someş et au sud du Lăpuş, dans la partie sud-est de la plate-forme de Someş. Les auteurs ont fait dans ce secteur des recherches qui ont offert une image de détail sur la structure géologique.

L'Eocène y est présent par la partie supérieure de la Série bigarée supérieure (rencontrée dans un forage) et par la Série calcaire, sous-divisée par les auteurs en six horizons :

- l'horizon des biocalcarénites inférieures, avec un niveau riche en débris d'algues, un niveau à ostréides et céritides de grande taille et un niveau à échinides, dont l'espèce rare *Laganum transilvanicum* P a v a y, séparés par des niveaux-repère gréseux ;
- l'horizon charbonneux-feuilleux, à débris de mollusques et d'échinodermes ;
- l'horizon des biocalcarénites supérieures à foraminifères, échinodermes, algues, pectinides et hexacoralliers brisés ;
- l'horizon à *Nummulites fabianii* P r e v e r ;
- l'horizon des biocalcarénites à bryozoaires surmontées par une couche de marnes glauconitiques, qui met fin à la succession du Priabonien ;
- l'horizon des Couches de Hoia, présentant une alternance de calcarénites et de calcilutites, à coralliers et mollusques, placé à la base de l'Oligocène.

Certains de ces horizons peuvent être reconnus autant à l'ouest aussi bien qu'au nord, sur la bordure de l'île cristalline de Preluca.

L'Oligocène est représenté ensuite par les Couches de Ciocmani, Bizuşa, Illeanda et Buzaş, les dernières constituant le passage au Miocène inférieur.

La zone de Cheile Babei apparaît comme une succession de deux horsts séparés par un grabben central, orientés E – O, compliqués par l'intervention de quelques accidents transversaux, avec des blocs décrochés et basculés. La structure plonge au nord, à l'est, au sud et à l'ouest, le long des monoclines. Les auteurs sont donc d'avis que l'interprétation antérieure, par laquelle la zone de Cheile Babei était intégrée dans une structure plicative („l'anticlinal de Glod-N Poiana Blenchii“) n'est pas justifiée. Le long des accidents tectoniques majeurs sont marqués les effets de la circulation des solutions hypogènes.

La zone de Cheile Babei se rattache à la structure d'ensemble de la plate-forme de Someş, constituée d'une alternance de zones mobiles, élevées, plus étroites, et de zones moins mobiles, plus larges, affaissées, disposées en arques concentriques avec la concavité vers le sud et le sud-est.

Vu que dans les zones élevées sont présents les effets des phénomènes hypogènes à caractère hydrothermal évident et qu'ils se dessinent également comme des maxima gravimétriques et magnétométriques, il est à supposer qu'ils aient constitué aussi le siège de l'ascension des magmas lithogènes, en abritant en profondeur des masses de roches éruptives.



EXPLICATION DE LA PLANCHE

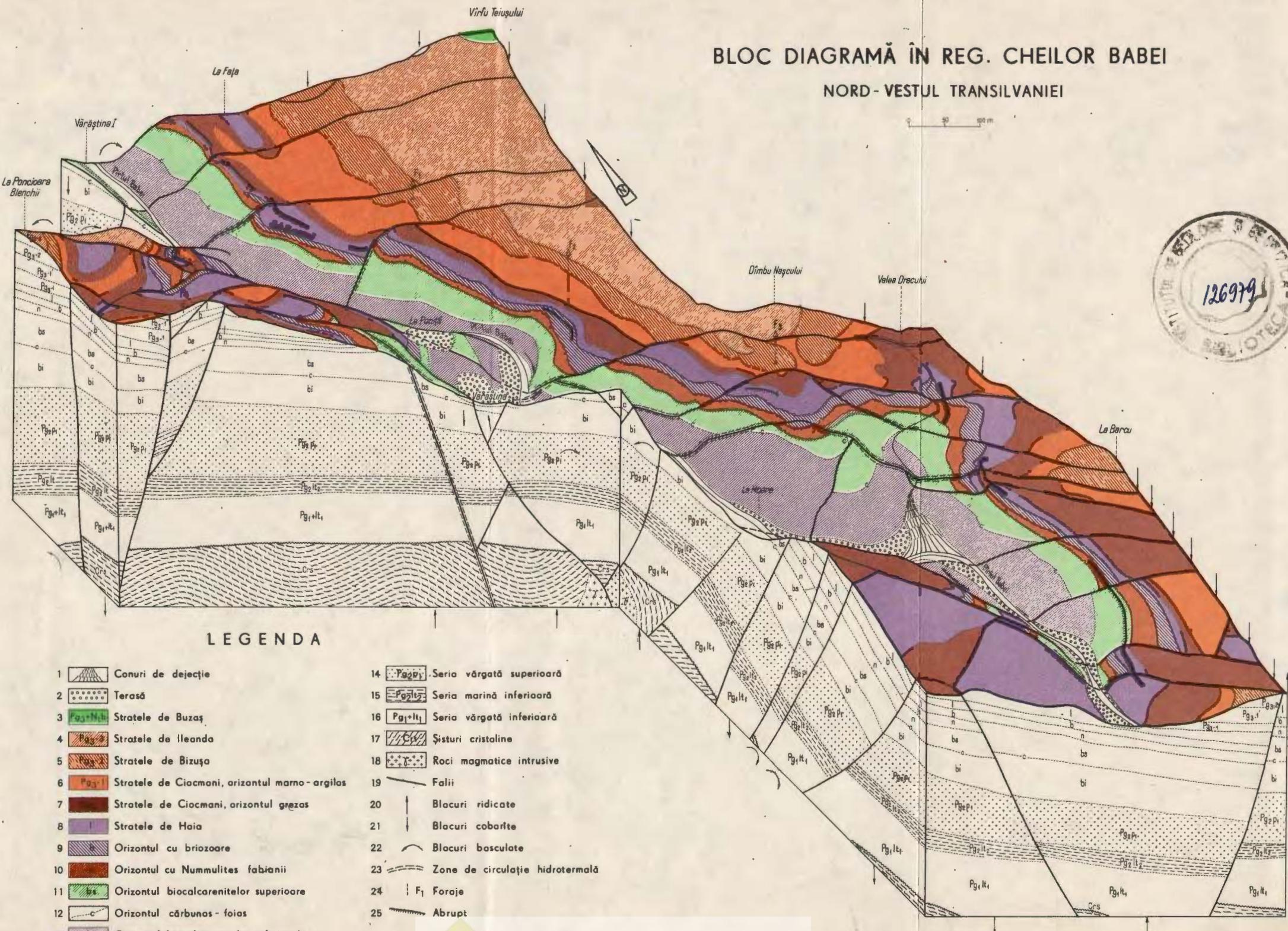
Bloc-diagramme dans la région de Cheile Babei (N O de la Transylvanie).

1, cônes de déjection ; 2, terrasse ; 3, les Couches de Buzaș ; 4, les Couches de Illeanda ; 5, les Couches de Bizușa ; 6, les Couches de Ciocmani, l'horizon marneux-argileux ; 7, idem, l'horizon gréseux ; 8, les Couches de Hoia ; 9, l'horizon à bryozoaires ; 10, l'horizon à *Nummulites fabianii* ; 11, l'horizon des biocalcarénites supérieures ; 12, l'horizon charbonneux-feuilleux ; 13, l'horizon des biocalcarénites inférieures ; 14, la série bigarée supérieure ; 15, la série marine inférieure ; 16, la série bigarée inférieure ; 17, schistes cristallins ; 18, roches magmatiques intrusives ; 19, failles ; 20, blocs exhaussés ; 21, blocs affaissés ; 22, blocs basculés ; 23, zones de circulation hydrothermale ; 24, forages ; 25, escarpement.



BLOC DIAGRAMĂ ÎN REG. CHEILOR BABEI NORD - VESTUL TRANSILVANIEI

126979
BLOC DIAGRAMĂ ÎN REG. CHEILOR BABEI
NORD - VESTUL TRANSILVANIEI



Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 63—71.

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

DATE NOI ASUPRA FORMAȚIUNILOR CRETATICE DIN PARTEA DE NV A MASIVULUI BIHOR¹

DE

ALEXANDRU Z. MANEA², MARIA CHIVU²

Abstract

New Data on the Cretaceous Formations from the North-West Part of the Bihor Massif. The geological researches carried out north-westward of the Bihor Massif pointed out the existence of the Cretaceous deposits with a rich microfauna association, due to which we have established the existence of a comprehensive series belonging to the Upper Barremian-Aptian. The mentioned age was also ascertained by the presence of *Requienia ex gr. ammonia scalaris* Matheron fossil. In the south part of the researched region it was also pointed out, within some micaceous gritty argillitic schists, the *Cheloniceras (Cheloniceras) cornuelianum* d' Orbigny fossil. The mentioned fossil allowed to ascertain the Lower Aptian (Bedoulian) age to the quoted deposits.

INTRODUCERE

Lucrările efectuate în 1975 în partea de NV a masivului Bihor au condus la identificarea de către unul din autorii notei de față, a unor puncte fosilifere nesemnalate în depozitele cretacice.

Lucrarea de față are drept scop prezentarea datelor stratigrafice obținute în urma determinărilor microfaunei din secțiuni subțiri³, precum și ale determinărilor macrofaunei recoltată din depozitele atribuite Cretacicului.

¹ Lucrare predată la 26 februarie 1977; acceptată pentru publicarea la 16 noiembrie 1977, comunicată la 23 decembrie 1976, în cadrul sesiunii științifice a Intreprinderii geologice de prospecții pentru minerale solide.

² Intreprinderea geologică de prospecții pentru substanțe minerale solide, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

³ Determinările de microfaună au fost efectuate de Floriana Georgescu căreia îi aducem mulțumiri.



Istoricul cercetărilor

Deoarece în lucrări anterioare au fost prezentate pe larg datele referitoare la istoriografia geologică asupra Apusenilor de Nord, în capitolul de față vom prezenta pe scurt doar datele referitoare la depozitele cretacice.

În cadrul masivului Bihor separarea cartografică a calcarelor jurasicice de cele ce revin Cretacicului a fost efectuată, pentru prima dată de Bleahu (1954) pe baza distribuției pachiodontelor.

Executind lucrări de prospecțiuni pentru bauxită, R. Purice et al. (1972)⁴ și R. Purice, V. Gorgescu (1975)⁵ întreprind și cercetări microfaciale, ale căror rezultate au permis precizarea ariei răspândirii calcarelor neocomiene și au separat de asemenea, unele depozite aparținând Barremian-Aptianului.

Cadrul geologic

La constituția ariei geologice cercetate, participă depozite sedimentare de vîrstă triasică, jurasică și cretacică.

Datele referitoare la depozitele sedimentare pe care le prezentăm mai jos, se referă la cele cretacice și în acest sens, menționăm că aceste depozite apar într-o situație deosebită în regiunea cercetată. Astfel, pe drumul forestier situat pe versantul sting al văii Galbena în apropierea punctului „Poiana Tomnatec” se dezvoltă un facies pelitic, cenușiu-negru, cu intercalații de calcare negre, lumașelice. Cele menționate sunt flancate la est și la vest, prin intermediul unor linii tectonice de un facies psifito-psamitic atribuit Triasicului inferior. La nord, formațiunile amintite iau contact cu faciesul carbonatic atribuit Thitonicului din autohtonul de Bihor, prin intermediul faliei Galbena, iar la sud, tot tectonic, intră în contact cu faciesul dolomitic atribuit Campilian-Anisianului.

În cadrul intercalațiilor de calcare negre lumașelice, cercetările noastre au pus în evidență o abundență macrofaună reprezentată prin *Requienia ex gr. ammonia scalaris* Matheron (pl. III, fig. 2), precum și microfaună care a fost determinată în secțiuni subțiri.

La microscop se relevă existența unui facies de biomicrit cu o abundență microfaună reprezentată prin următoarele specii :

- Schackoina cenomana* (Schacko)
- Hedbergella aff. sigali* Moullade
- Dorothia cf. oxycona* Reuss
- Hedbergella aff. aptica* Moullade
- Thalmannammina neocomiensis* Gerocch
- Recurvooides aff. contorsus* (Eraland)
- Haplophragmoides concavus* (Chapmani)
- Spiroplectammina schultzei* (Reuss)
- Plectorecurvooides cf. alternans* (Noth)

^{4,5} Arh. I.G.P.S.M.S., București.



Miliospirella aff. *sardoa* Dievi
Ammobaculoides carpathiens Ger och
Haplophragmoides cf. *chapmani* Crespin
Dorothia praeoxycona Moullade
Verneuilinoides cf. *subfiliformis* Bartenstein
Choffatella aff. *decipiens* Schumberger
Cuneolina hensonii Dahlbiez
Gaudryina sp.
Verneuilinoides sp.
Miliospirella sp.
Lithocodium aggregatum Elliot
 Miliolidae
 Fragmente de moluște
 Microgasteropode

Studiul microfacial efectuat pune în evidență existența unei serii carbonatice reprezentată prin biomicrite cu microfaună alcătuită din foraminifere aglutinante și calcaroase, precum și din resturi de organisme care aparțin gasteropodelor și lamelibranhiatelor.

Asociația determinată fiind alcătuită din următoarele specii :

Schackoina cenomana (Schacko)
Hedbergella aff. *sigali* Moullade
Hedbergella aff. *aptica* Moullade
Plectorecurvoides cf. *alternans* (Noth)
Miliospirella aff. *sardoa* Dievi
Thalmannammina neocomiana Ger och
Dorothia cf. *oxycona* Reuss
Choffatella aff. *decipiens* Schumberger
Cuneolina hensonii Dahlbiez
Lithocodium aggregatum Elliot

caracterizează intervalul Barremian superior-Aptian.

În sprijinul argumentării acestui fapt, vine determinarea genului *Schackoina cenomana* care își face apariția din Aptian și dispare la finele Maastrichtianului (Mohr, p. 658).

La sud de zona menționată, începînd de la primul afluent stîng al văii Galbena, din aval de valea Păuleasa, spre dealul Virseci și valea Seaca, se dezvoltă depozite reprezentate prin calcare cenușii-gălbui, precum și sisturi argilitice grezoase, micacee, cenușii; sisturi argilitice grezoase, micacee, cenușii-gălbui care aflorează pe creasta ce coboară din dealul Virsecilor spre confluența văii Seaca cu valea Galbena, la aproximativ 400–450 m, a fost găsit un exemplar de amonit, reprezentind genul *Cheloniceras* (*Cheloniceras cornuelianum* d'Orbigny (pl. II, fig. 1,2,3,4; pl. III, fig. 1).

Forma determinată este singurul exemplar întîlnit pînă acum în partea de NV a masivului Bihor și a permis precizarea vîrstei Aptian inferior (Bedoulian).



Acest exemplar este primul exemplar complet, găsit pe teritoriul R. S. România, iar stratele în care a fost găsit pot fi paralelizate cu partea inferioară a stratelor de Ecleja din masivul Pădurea Craiului, cu nivelul în care B o r d e a, I s t o c e s c u (1970) descriu o faună de brahio-pode și amoniți (Zonă cu *Deshayesites deshayesi*—*Bedoulian*).

Concluzii

În urma efectuării lucrărilor de sinteză referitoare la prospecțiunile geologice din partea de NV a masivului Bihor de către A l. Z. M a n e a, au fost puse în evidență puncte fosilifere cu macro- și microfaună reprezentative, a căror determinare a facilitat precizarea vîrstei depozitelor aferente.

În sensul celor arătate mai sus, cercetările macropaleontologice și micropaleontologice executate asupra depozitelor carbonatice și pelitice care aflorează în versantul stîng al văii Galbena în apropierea punctului „Poiana Tomnatec” au evidențiat prezența speciei *Requienia ex gr. ammonia scalaris* M a t h e r o n, atestând vîrsta Barremian-Aptian inferior a acestor depozite.

Asociația de microfaună din depozitele carbonatice menționate în capitolul precedent, caracterizează și ea intervalul Barremian-Aptian inferior ceea ce confirmă supoziția prezenței unei serii comprehensive, dispusă peste faciesul carbonatic al Tithonicului din unitatea autohtonă de Bihor.

Pentru șisturile argilitice grezoase, micacee care se dezvoltă în partea de sud a regiunii cercetate, în care apare specia *Cheloniceras (Cheloniceras) cornuelianum* d' O r b i g n y precizează că vîrsta este Aptian inferior (Bedoulian).

Paleontologie

Requienia ex gr. ammonia scalaris M a t h e r o n.
(Planșa III, fig. 2)

1838 *Chama ammonia* G o l d f u s s.; *Petrefacta Germaniae*, p. 205, pl. 138, fig. 3,

1903 *Requienia ammonia* G o l d.; P a q u i e r., pl. IV, fig. 2,

1934 *Requienia ammonia* G o l d.; K u t a s s y, p. 96.

Secțiune prin valva stîngă. Valva se prezintă înrulată helicoidal, răsucită în spirală. Formele sunt asemănătoare cu formele citate în literatură de specialitate, iar valva dreaptă are o dezvoltare mult mai mică.

Exemplarul a fost întlnit în calcarele cenușii-negre din apropierea punctului „Poiana Tomnatec” (Galbena).

Această specie este cunoscută în Franță, în bancul superior al Urgonianului, fiind întlnită la Orgon, în asociatie cu *Tucasia carinata*. În Elveția, R e n e v i e r o localizează în Barremianul superior.

Cheloniceras (Cheloniceras) cornuelianum d' O r b i g n y.
(Planșa II, fig. 1-4)



- 1841 *Ammonites cornuelianum*, d' Orbigny; p. 364–5, pl. 112, fig. 1–2,
 1924 a *Cheloniceras cornuelianum* (d' Orbigny); Spat. p. 79,
 1960 *Cheloniceras cornuelianum* Orbigny; Kudrev, p. 336., pl. XVIII, fig.
 1a–b; 2a–b; 3,
 1961 *Cheloniceras (Cheloniceras) cornuelianum* (d' Orbigny); Cassey, p. 198–208.
 Pl., XXXIII, fig. 7a–b; pl., XXXIV, fig. 1a–b, 2,3; text-fig. 60a–c, 61, 62, 67e–f.

Material: Exemplar în colecția I.G.G.

Cochilie aproape evolută, cu secțiunea turului de spiră poligonală cu tendință de rotunjire, ombilicul larg cu peretele abrupt și rotunjit către marginea superioară.

Ornamentația constă din coaste principale bifide care trec neîntrerupt peste regiunea ventrală, rotunjită. Aceste coaste pleacă din tuberculii periombilicali mici, ușor bulați și rămăși simpli pe flancurile cochiliei, pînă la cel de-al doilea sir de tuberculi, de unde se bifid. Cel de-al doilea sir de tuberculi, plasat pe coastele principale este constituit din tuberculi foarte proeminenti și ascuțiti, ușor înclinați către regiunea periombilicală. Între coastele principale se interpun 1–2 coaste, de intercalare simplă, care pleacă din regiunea periombilicală, fără a prezenta tuberculi, se îngroașă pe flancuri și trec neîntrerupt peste regiunea ventrală, unde atît coastele principale, cît și cele intercalate sunt de lățime sensibil egală în regiunea ventrală.

Spațiile intercostale sunt relativ largi. Linia suturală nu este vizibilă.

Dimensiuni și raporturi. Datorită faptului că exemplarul este deformat nu pot fi prezentate aceste măsurători.

Răspindire. Exemplarul, după cum s-a menționat anterior, a fost întîlnit pe creasta care coboară din dealul Vîrsecilor spre confluența văii Seaca cu valea Galbena.

Această specie este cunoscută în Apțianul inferior din Caucazul de nord, Georgia, Mangîslak, Franța, Anglia, Elveția și Europa de nord.

BIBLIOGRAFIE

- Ara bu N. (1941) La géologie des environs de Băița. *D.S. Inst. Geol.*, XXV, București.
- Bleahu M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Padeș-Cetățile Ponorului. *D. S. Com. Geol.*, XLI, București.
- Dimitrescu R. (1957) Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni. *An. Rom. Sov. Geol.*, 2, București.
 - Manea G. (1962) Le Rhetien de Monts Apuseni (Carpates Roumaines). Com. des Congr. de Mesozoïque, Luxemburg.
 - (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, III, 1, București.
 - Dimitrescu R. (1964) Harta geologică scara 1:100.000, foaia Arieșeni. Edit. Inst. Geol., București.



- Borcoș M., Savu H. (1968) Notă explicativă pentru harta geologică scara 1:200.000, foaia Brad. Edit. Inst. Geol., București.
- Patrulius D., Tomescu Camelia, Bordea Iosefină, Panin Ștefana, Rădănaș. (1970) Date noi asupra depozitelor triasice din Munții Apuseni. *D.S. Inst. Geol.*, LVI, 4, București.
- Bordea S., Istoceșeu D. (1970) Contribuții la studiul stratigrafic al Cretacicului (Neocomian-Turonian) din partea vestică a Munților Pădurea Craiului. *D. S. Inst. Geol.* LV, 4, București.
- Bordea Iosefină (1973) Date noi stratigrafice și structurale în nord-vestul munților Bihor. *D.S. Inst. Geol.*, LIX, 5, București.
- Bleahu M., Bordea Iosefină (1975) Date noi stratigrafice și structurale asupra Bihorului de vest. *D. S. Inst. geol. geof.*, LXI, 5, București.
- Bordea Iosefină (1976) Tintinnide în depozitele carbonatice recifale ale autohtonului de Bihor. *D. S. Inst. geol. geof.*, LXII, 5, București.
- Ciofliga G. (1967) Die Entwicklung des Larainischen Magmatismus in Rumänien. *Acta geol. Ac. Sc. Hungaricae*, 11, Budapest.
- Vlad S. (1967) Grănații din skarnele de la Băița Bihorului. *St. Cerc. Geol., Geof., Geogr., Ser. Geol.*, XII, 1, București.
- Vlad S. (1967) Observații asupra skarnelor de la Băița Bihorului. *Stud. cerc., geol., geof., geogr., ser. geol.*, XIII, 1, București.
- Vlad S. (1970) La nature polyascendante des métasomatites laramiques de Băița Bihorului (Monts Apuseni). *Acta geol.*, 14.
- Vlad S. (1972) Strukturnie tipi laramiiskih pirometasomatitov Ruminii. Com. a la Conf. „Metasomatizirudoobrazovanie”, Leningrad.
- Vlad S., Stoici S. (1971) Repartition de la mineralisation dans les skarns de Băița Bihorului. *Rev. Roum. Géol., Géofyz., Géogr., Ser. Géol.*, 15, 1, București.
- Vlad S. (1973) Contribution à la connaissance des types structuraux de pyrométasomatites laramien de Roumanie. *Rev. Roum. Géol., Géofyz., Géogr., Ser. Géol.*, 17, 2, București.
- Vlad S. (1973) The correlation of laramian metallogenic events belonging to the Carpatho-Balkan area. *Rev. Roum. Géol., Géofyz., Géogr., Ser. Géol.*, 17, 2, București.
- Dimetreșcu R. (1959) Kratkii ocerk gheologhii Zapadnih gor. Sov. Gheol., 5, Moskva.
— (1959) Le vulcanism permien en Roumanie. *Geologische Rundschau*, 48, Stuttgart.
- Giușcă D. (1937) Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paleozoïque des Monts du Bihor. *Bull. Lab. Miner. Univ. Buc.*, II, București.
- (1950) Le masif éruptif de Vlădeasa. *Ann. Com. Géol.*, XXVII, București.
- (1952) Contribution à la connaissance des corneennes du Bihor. *Ann. Com. Géol.*, XXVIII, București.
- Ciofliga G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Geol.*, XXXV, București.
- Istrate G., Ștefan A. (1969) Le complex volcano-plutonique de la Vlădeasa (Roumanie). *Bull. volcanologique*, XXXIII, 4, Napoli.
- Hauer F., Stache O. (1863) Geologia Siebenbürgens., Wien.
- Istrate G., Preda I. (1970) Prezența rocilor spilitice în valea Peșterii-Meziad (munții Pădurea Craiului). *Stud. cerc. geol., geof., geogr. Ser. geol.*, 15, 1, București.
- (1975) Formațiunea riolitelor ignimbritice din partea vestică a Masivului Vlădeasa (Munții Apușeni). *D.S. Inst. geol. geof.*, LXI, 1, București.

- Jelinek I. (1937) Les roches éruptives banatitiques de Monts du Bihor. *Bull. Lab. Miner. Univ. Buc.*, II, Bucureşti.
- Kräutner T h. (1941) Etudes géologiques dans Pădurea Craiului. *C.R. Inst. Geol. Roum.*, XXVI, Bucureşti.
- Manea A l. Z. (1973) Asupra prezenţei unei formaţiuni cristalofiliene în baza pînzei de Arieseni (munjii Bihor). *D.S. Inst. Geol.*, LIX, Bucureşti.
- Covacis Stan a, Samoilă I. (1975) Mineralizaţiile legate de masivul intrusiv banatitic din munjii Bihor. *D.S. Inst. geol. geof.*, LX, 2, Bucureşti.
 - (1976) Petrologia magmatitelor din regiunea valea Crişul Pietros-valea Sighiştel (munjii Bihor). *D.S. Inst. geol. geof.*, LX II, 1, Bucureşti.
- Mantea G. (1969) Geologia părăii de nord-vest a munjilor Bihor (regiunea Ferice). *Stud. cerc., geol., geof., geogr., Ser. geol.*, 14, 2, Bucureşti.
- Preda I. (1962) Studiu geologic al regiunii Roşa-Meziad (munjii Pădurea Craiului). Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti.
- Rafael et Angela (1963) Asupra rocilor de contact din regiunea Pietroasa-Budureasa (munjii Bihor). *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.*, V, 1961, II, Bucureşti.

NOUVELLES DONNÉES SUR LES FORMATIONS CRÉTACÉES DE LA PARTIE NORD-OUEST DU MASSIF BIHOR

(Résumé)

Les recherches de synthèse sur les travaux de prospections effectuées dans la partie nord ouest du Massif Bihor ont mené à la mise en évidence de nouveaux points fossilifères, avec un riche contenu micro- et macrofaunistique, dans le cadre des formations crétacées.

Par suite des déterminations des associations micropaléontologiques qui apparaissent dans les dépôts carbonatiques et pélitiques se développant dans la zone de „Poiana Tomnatec”, on a trouvé les espèces :

Schackoina cenanana
Hedbergella rigoli
Hedbergella aptica
Plectorecurvoidea alternans
Miliospirella sardoa
Thalmannanmina neocomiana
Dorothia oxycona
Choffatella decipiens
Cuneolina hensonii
Lithocodium aggregatum

L’association mentionnée, en ensemble avec l’apparition de la forme *Requienia ex gr. aminonia scalaris* M a t h e r o n, attestent l’existence d’une série comprehensive d’âge Barrémien supérieur-Aptien.



Dans la partie méridionale de la région étudiée, au sein de certains schistes argiliques gréseux, micacés, on a trouvé la forme *Cheloniceras (Cheloniceras) cornuelianum* d'Orbigny, qui a autorisé l'attribution de l'âge Aptien inférieur (Bédoulien) aux dépôts mentionnés.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région de Virful NE — Tătăraia-Dealul Vîrsecilor. Quaternaire. 1, cônes de déjection. Crétacé. Barrémien-Aptien : 2, schistes argiliques, marnes, grès noirs, calcaires gris-noirs, fossilières. Jurassique. 3, calcaires gris-blanchâtres, à lentilles de bauxite, la zone à *Clypeina jurasica*. Trias. Ladinien. 4, calcaires noirs avec accidents siliceux. Campilien-Anisien. 5, dolomies, schistes et dolomies gris-noirâtres. Séïsien. 6, grès quartzitiques blancs, schistes argiliques. 7, calcaires à brucite ; l'unité d'Arieșeni. Permien. 8, schistes argiliques, grès argiliques ; grès feldspathiques, microconglomérats, conglomérats violacés. Eruptif. 9, granodiorites ; 10, andésites à amphiboles et biotite ; 11, andésites quartzifères à amphiboles et biotite ; 12, diorite-porphyrés ; 13, magmatites basiques ; 14, rhyolites ignimbritiques ; 15, limite géologique ; 16, faille ; 17, nappe de charriage ; 18, position des couches ; 19, points à microfaune ; 20, point fossilière.

Planche II

Fig. 1—4. — *Cheloniceras (Cheloniceras) cornuelianum* d'Orbigny. × 1.

Planche III

Fig. 1. — *Cheloniceras (Cheloniceras) cornuelianum* d'Orbigny. × 1.

Fig. 2. — *Requienia ex. gr. ammonia scalaris* Matheron. × 1.

Planche IV

Fig. 1. — *Schackoina cenomana* (Schacko).

Fig. 2. — *Miliospirella* sp.

Fig. 3. — *Haplophragmoides concavus* (Schäpmann).

Fig. 4. — *Thalmannammina neocomiensis* Ger o ch.

Planche V

Fig. 1. — *Plectorecurvoidea alternans* (Nöth).

Fig. 2. — *Cuneolina hensonii* Dahlb e z.

Fig. 3. — Asociație de foraminifere. *Schackoina cenomana* (Schacko). *Haplophragmoides concavus* (Schäpmann).

Association de foraminifères. *Schackoina cenomana* (Schacko). *Haplophragmoides concavus* (Schäpmann).

Fig. 4. — Asociație de foraminifere. *Miliospirella sardoa* Dievi.

Association de foraminifères. *Miliospirella sardoa* Dievi.



Planche VI

Fig. 1. — Asociație de foraminifere. *Haplophragmoides Verneuilinoides*.

Association de foraminifères. *Haplophragmoides Verneuilinoides*.

Fig. 2. — Asociație de foraminifere. *Recurvooides contortus* E a r l a n d.

Dorothia praeoxycona M o u l l a d e .

Association de foraminifères. *Recurvooides contortus* E a r l a n d.

Dorothia praeoxycona M o u l l a d e .

Fig. 3. — Asociație de foraminifere. Miliolide și recurvoizi.

Cuneolina hensoni D a l b i e z.

Association de foraminifères. Myliolides et récurvoïdes.

Cuneolina hensoni D a l b i e z.

Fig. 4. — Microgasteropode.

Microgastéropodes.



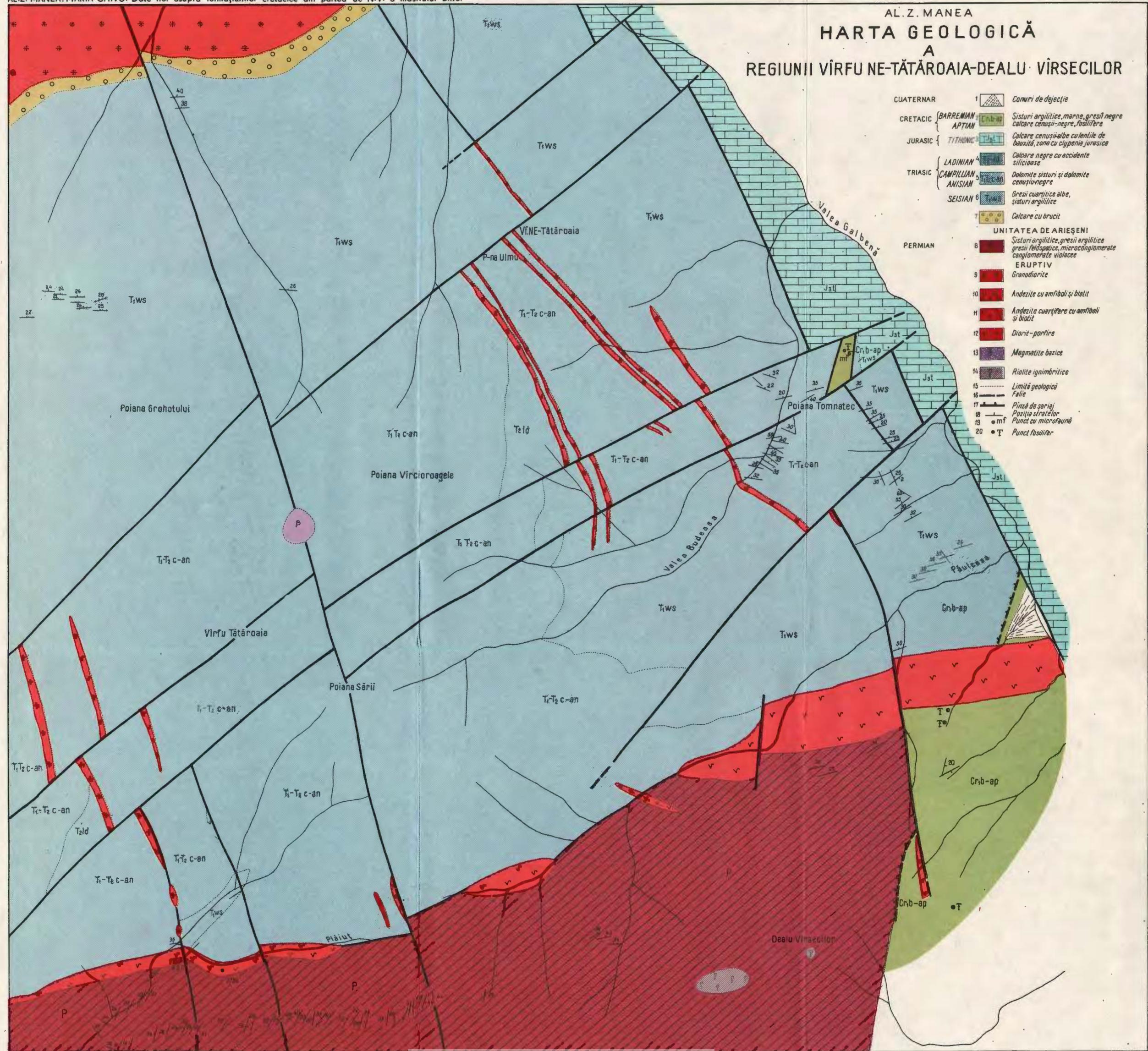


Institutul Geologic al României

AL.Z. MANEA

HARTA GEOLOGICĂ

REGIUNII VÎRFU NE-TĂTĂROAIA-DEALU · VÎRSECILOR



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

LE MACROSEISME DU 4 MARS 1977. OBSERVATIONS DANS LA VILLE DE BUCAREST¹

DE
DAN MORARIU²

Abstract

The Earthquake on March 4th 1977. Remarks within Bucharest City. The damaging of buildings, the rupture deformations of antennas, the microfaults appeared around the blocks, the way in which the monuments of the city cemeteries were torsioned, displaced or thrown during the earthquake on March 4th 1977 constituted the research material of this paper. The instrumental data together with the interpretation of a registering on tape of the sounds generated by the earthquake in the Concert Hall of the Romanian Radio System led us to the following conclusions: the first 25 seconds of seismic movements (T_1 interval) were generated by the interfered waves resulted from three focal points ($F_1 + F_2 + F_3$) to which the P waves from the fourth focal point (PF_4) added; the following interval is characterized by the S waves from the fourth focal point (SF_4) which generated the most serious damages in Bucharest; the last interval is characterized by the interfered L waves. The direction of the seismic movement during the action of SF_4 waves (T_2 interval) was N30°E (the trending of the movement towards SSW). The impact angle of the propagation direction of seismic movements with the plane of Bucharest (emergence angle) for the same T_2 interval was about 20°. The relative values of the amplitudes of the seismic movement ranged between 6–25 mm in T_1 moment during which the waves of the first focal points and P waves from the fourth focal point manifested and between 25–110 mm during T_2 moment within which the SF_4 waves manifested. The appearance probability of pure shear couples on a horizontal plane was very small, in exchange the shear couples on a subhorizontal plane were very frequent. The shear couples were either primary or generated by the compression-tension movements. The torsional couples were so oriented that they generated premises of bringing the torsioned elements on a normal direction as against the seismic direction during the T_2 moment. The maximum probability of generating these couples was during the moments following the arrival of the SF_4 waves. The buildings were also solicited at high loadings on vertical. A more accurate methods of establishing the degree of seismic intensity was suggested.

¹ Reçu le 21 Mai 1977, accepté pour publication le 31 Mai 1978, et présenté le 31 Mai 1977.

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



Le 4 Mars 1977, la Roumanie a été affectée par un très puissant macroséisme. A cause de l'intensité du phénomène, la plupart des appareils d'enregistrement des divers paramètres des mouvements sismiques (sismographes, accélérographes) emplacés en différents points du pays et de la ville de Bucarest ont été mis hors de fonction avant la fin des mouvements. Seulement des sismogrammes incomplets ont été obtenus par les stations de Bucarest, Cîmpulung, Bacău, Iași et un accélérogramme, par INCERC, à Bucarest. C'est pourquoi les données instrumentales, dont le traitement aurait permis une analyse quantitative rapide du séisme, ont été insuffisantes au moment de l'élaboration de cette étude.

Vu la pénurie en données instrumentales, malgré les imprécisions inhérentes à une étude fondée seulement sur la méthode de l'observation directe („les instruments utilisés” : la boussole géologique, l'appareil photographique, la roulette, le magnétophone), je me suis proposé comme objet de recherche les avaries subies par la ville de Bucarest.

En tant que géologue, j'ai étudié spécialement les orientations des déformations (accompagnées ou non par des dislocations) apparues dans différents éléments constructifs, en essayant de reconstituer, à partir de ceux-ci, quelques-unes des particularités de la dynamique sismique, notamment la directivité et le spectre dynamique.

L'apport de cette étude à la connaissance du macroséisme du 4 Mars 1977 réside tout d'abord dans la méthode originale, la sélection et le traitement du matériel factique. Il est évident qu'une méthode originale d'étude mène à des résultats originaux, mais qui doivent être en concordance avec ceux acquis par d'autres méthodes, déjà vérifiées. Vu le caractère inévitablement subjectif autant de l'observation directe, aussi bien que de l'interprétation dépourvue de contrôle instrumental ou expérimental, l'interprétation des faits peut mener également à d'autres solutions que celles exposées par nous.

Dans la première partie de l'étude sont présentées les données instrumentales existantes au moment de la rédaction de cette note, utilisées par la Commission pour la carte de micro-zonation sismique de Bucarest, dont l'auteur a fait partie. Ensuite, nous allons présenter les données en cours de publication du groupe sismologique roumain-allemand (Müller et al., 1968), et enfin nos propres observations, leur interprétation et les conclusions.

1. Données instrumentales primaires

Ces données sont le résultat d'un premier traitement des valeurs instrumentales sur le macroséisme du 4 Mars 1977 (L. Constantinescu, 1977).

1.1. Caractéristiques intrinsèques

„Les derniers calculs effectués au Centre Sismologique Européo-méditerranéen de Strasbourg, à partir des données enregistrées par des stations placées à des distances épcentrales entre 7 km et 1049 km



(des 361 stations qui ont envoyé des données d'enregistrement ont été utilisées les informations de 316 stations) donnent, pour le séisme du 4 Mars 1977, les suivantes valeurs pour les 5 paramètres qui caractérisent du point de vue quantitatif tout tremblement de terre :

Latitude de l'épicentre $45^{\circ}, 82' N = 45^{\circ}, 48', 6 N$

Longitude de l'épicentre $26^{\circ}, 79 E = 26^{\circ}, 47', 4 E$

Profondeur de l'hypocentre $h = 97 km$

Temps à l'origine $t_0 = 19 h 21 m 56 s, 07 GMT$

Magnitude Richter $M = 7,2$

Il s'agit donc d'un tremblement de terre sous-crustal „intermédiaire”, avec le foyer en Vrancea, dont l'épicentre coïncide pratiquement avec l'épicentre moyen de Vrancea, calculé à partir des déterminations pour 15 tremblements de terre de cette région (épicentre moyen défini par la latitude de $45^{\circ}, 82' N$ et la longitude de $26^{\circ}, 60'E$), et l'hypocentre placé à la limite supérieure de l'intervalle des foyers sismiques de Vrancea. La position relativement élevée du foyer et la valeur considérable de la magnitude expliquent les effets destructifs du tremblement de terre, tandis que l'ordre de grandeur de la profondeur explique l'aire étendue de la région affectée.

La valeur de la magnitude nous fait conclure que l'énergie délivrée par le tremblement du 4 Mars 1977 a atteint la valeur de $1,58 \cdot 10^{22}$ ergs, représentant environ vingt fois l'énergie moyenne annuelle correspondant à la région sismique no. 51 (Roumanie) de la zonation sismique Guttenberg-Richter de la Terre, la valeur moyenne calculée pour l'intervalle 1904—1952 étant de $0,80 \cdot 10^2$ ergs.

1.2. Caractéristiques du tremblement de terre à Bucarest

La première arrivée des ondes longitudinales (ondes P) a été enregistrée à Bucarest à l'heure $21^h 22^m 21^s$ temps local, donc 25,3 secondes après le déclenchement du processus dans le foyer. Les sismogrammes étant mis hors de fonction, l'arrivée des ondes transversales (ondes S) n'a pas été enregistrée, mais il est probable qu'elle ait eu lieu environ 19—20 secondes après, donc à $21^h 22^m 41^s$.

Sans repères temporels précis, la phase du tremblement qui a débuté par les ondes S et qui s'est prolongée, par les ondes de surface (ondes L) a été bien enregistrée sur l'accélérogramme d'INCERC, tant comme grandeur des accélérations à l'endroit de l'enregistrement, autant comme durée. De l'accélérogramme résulte que la valeur maximale de ces accélérations a été de 20 % de l'accélération de la gravitation, en direction horizontale NS, de 16 % en direction horizontale EW et de 10 % sur la verticale. La valeur maximale de la composante horizontale de l'accélération—dont les effets sont particulièrement destructifs sur les bâtiments—s'approche de 25 % de la valeur de l'accélération de la gravitation, mais pas plus, vu que les valeurs maximales des composantes NS et NW ne sont pas atteintes simultanément.



De l'enregistrement effectué à INCERC résulte également la durée de la phase maximale du tremblement de terre à Bucarest, d'environ 30 secondes, qui, ajoutée à l'intervalle de 20 secondes entre l'arrivée des ondes P et celle des ondes S, donne pour la durée du tremblement de terre à Bucarest la valeur totale de 50 secondes. Il en résulte aussi que la période moyenne des ondes sismiques dans la phase maximale a été d'environ 1,3—14 secondes (Constantinescu, 1977, p. 177—178).

2. Données instrumentales secondaires

Un ouvrage pré-tirage du groupe sismologique roumain-allemand (en train de publication dans le „Journal of Geophysics” — E n e s c u, Müller, Bonjer, Stökl, 1978) présente les résultats obtenus après le traitement des données instrumentales des 65 stations du réseau international de sismographes standardisés (Worldwide Network of Standardized Seismographs — WWNSS).

„Le tremblement de terre roumain du 4 Mars 1977 a été un événement multiple, constitué d'un préchoc et d'au moins trois chocs principaux. La solution pour le plan de fracture du premier choc principal est du type chevauchement, similaire à la solution pour le tremblement de terre du 10 novembre 1940. La localisation des principaux chocs a été faite par l'emploi d'une technique de haute précision. La rupture s'est propagée principalement vers le SW. Le troisième choc principal, qui a été également le choc le plus fort du séisme, s'est produit 19 secondes après, à une distance horizontale de 62 km par rapport au préchoc, ce qui est en parfaite concordance avec la distribution des intensités et des dégâts et avec la distribution des post-chocs. La polarité des ondes pour le troisième choc principal a été opposé à la polarité du premier choc et du second”.

TABLEAU

*Les coordonnées du préchoc et des principaux chocs pour le tremblement de terre du 4 Mars 1977
(les coordonnées du préchoc d'après C.S.E.M. — Commission sismologique Européo-Méditerranéenne)*

Événement	Latitude (degrés)	Longitude (degrés)	Localité proximale *	Profondeur km	Temps d'origine (GMT)	Diff. de temps rap. au préchoc (sec)	Magnitude
Préchoc	45,78	26,78	Năruja	93	19:21:56,2	0	5,6
Choc 1	45,72	26,94	Vîrteșcoiu	79	19:22:00,9	4,7	6,5
Choc 2	45,48	26,78	Vintilă	93	19:22:07,5	12,3	6,5
Choc 3	45,34	26,30	Vodă	109	19:22:15,4	19,2	7,2
			Chiojdă				

* Données inédites, ingénieur géophysicien V. Munteanu, ISPH, Bucarest.



3. Les éléments qui déterminent les effets d'un séisme

Les effets destructifs d'un tremblement de terre dans une certaine région sont déterminés autant par des facteurs à caractère permanent, aussi que par des facteurs à caractère transitoire :

a) Facteurs à caractère permanent : la structure profonde, la tectonique locale, la lithologie du soubassement, la hydrogéologie et la géomorphologie du périmètre envisagé, le type du processus de foyer.

b) Facteurs à caractère transitoire : les cinq paramètres définissant un séisme et qui, pour le tremblement du 4 Mars 1977, ont été décrits plus haut.

Les variations des facteurs à caractère transitoire offrent nombre de possibilités de combinaisons avec les facteurs à caractère permanent, dont le résultat est l'apparition des caractères particuliers, propres à chaque séisme. De ces facteurs, il est très important de connaître l'hypocentre et la magnitude du séisme, qui ont le rôle le plus important en ce qui concerne la directivité et la distribution d'énergie dans le spectre dynamique, (propriétés déterminant directement autant le type et la gravité des avaries, aussi que la surface affectée).

Etant donné que, selon ce qu'on vient de montrer, la directivité et le spectre dynamique d'un séisme sont directement responsables du type, de la gravité et de l'aréal des avaries, nous avons essayé — par l'observation des dégâts provoqués par le séisme du 4 Mars 1977 dans la ville de Bucarest — d'estimer les valeurs des paramètres du spectre dynamique et la directivité de ce tremblement de terre.

4. Les données d'observation

4.1. *Le matériel offert par la Radiodiffusion roumaine*

Un matériel inédit, qui a été mis à notre disposition par la Radiodiffusion roumaine, nous a permis d'extraire quelques données intéressantes sur les particularités du macroséisme à Bucarest. Il s'agit d'un enregistrement sur bande magnétique des bruits captés dans la salle de concerts de la Radiodiffusion roumaine, le soir du vendredi, 4 Mars 1977.

Le commencement du tremblement de terre est marqué par des sons produits (sans l'intervention des instrumentistes) par les instruments à cordes, par le piano et quelques tubes d'orgue (qui ont réagi aux vibrations de l'air). Progressivement, les sons se sont amplifiés, à cette „symphonie du tremblement de terre“ prenant part un nombre toujours plus grand d'instruments ; l'enregistrement sonore marque un crescendo impressionnant, sur lequel se superpose, soudainement, environ 25 secondes après les premiers sons, un grondement effrayant déterminé par la multiplication extraordinaire du fond sonore, auquel s'ajoutent les bruits produits par les mouvements des différents éléments constructifs du bâtiment. La panne générale d'électricité a arrêté l'enregistrement deux ou trois secondes après ce moment-là.



L'interprétation de ce matériel inédit a été possible grâce aux données instrumentales (Constantinescu, 1977; Müller, Bonjer, Stöckl, 1978).

La première arrivée des ondes longitudinales (ondes P) a été enregistrée à Bucarest à 21 h 22 m 21 s, 4 temps local (Constantinescu, 1977). Dans le tableau (Enescu et al., 1978), se trouvent les moments du déclenchement des processus dans les quatre foyers : F_1 : Năruja ; F_2 : Vîrteșcoiu ; F_3 : Vîntilă Vodă ; F_4 Chiojdu. La distance de l'épicentre F_4 jusqu'à Bucarest est d'environ 100 km, et la distance de l'hypocentre du même foyer jusqu'à Bucarest — d'environ 148 km. En employant les valeurs moyennes des vitesses P et S calculées par Enescu et al. (1978) (pour $V_p = 8,2$ km/s et pour $V_s = 4,7$ km/s) nous avons obtenu les suivants résultats : les ondes PF_4 sont arrivées à Bucarest 18 secondes, et les ondes SF_4 31 secondes après le déclenchement du choc en F_4 (heure 21:22:14 temps local), notamment PF_4 à 21:22:33 et SF_4 à 21:22:46. Le calcul, bien qu'approximatif, ne laisse ombre de doute sur le fait que les ondes SF_4 sont arrivées à Bucarest 31 secondes après le déclenchement du choc dans ce foyer, mais 25 secondes après l'enregistrement des premiers mouvements sismiques à Bucarest (rappelons ce moment 21:22:21,4) à savoir à 21:22:46.

Nous sommes d'avis que les ondes sismiques provenant des foyers F_1 , F_2 et F_3 et pour les ondes P de F_4 sont celles dont les arrivées successives ont produit les effets sonores qui marquent le premier intervalle de 25 secondes dans l'enregistrement sonore. Le moment d'arrivée de ces trains d'ondes à Bucarest, saisi autant par les appareils de mesure aussi bien que par nombre de témoins, a eu le caractère d'un mouvement sismique d'intensité moyenne. 25 secondes après la perception des premiers mouvements à caractère macrosismique à Bucarest, à savoir à l'heure 21:22:46, arrivent les ondes S du F_4 (SF_4), moment très bien localisé dans l'enregistrement en discussion. Donc, au moins à Bucarest on peut distinguer deux intervalles de temps importants : le premier, long de 25 secondes (T_1), caractérisé par la présence des mouvements modérés, provoqués par tout un cortège d'ondes sismiques interferrées du $F_1 + F_2 + F_3 + PF_4$. Il suit une séquence d'environ 30 secondes (T_2), marquée par l'arrivée des ondes S du F_4 (SF_4). Dans le T_2 se sont produits pratiquement tous les dégâts graves de la ville de Bucarest. Dans le même intervalle de temps l'action des ondes SF_4 a été amplifiée par l'action des ondes longues. Il n'est pas possible d'effectuer leur séparation exacte dans le temps, ni même à l'aide des instruments. Nous avons pourtant tenté une séparation des avaries, en les rapportant aux deux intervalles de temps mentionnées auparavant (T_1 , T_2).

4.2. Observations sur les bâtiments (pl. I—IV)

Un premier objectif de notre étude, en ce qui concerne les bâtiments, a été d'établir la relation entre la directivité du séisme et les dégâts. Dans ce sens, on a constaté que ce sont les bâtiments de forme rectangulaire en section plane, dont l'axe principal est orienté N 60°W



$\pm 20^\circ$ (par exemple le bloc „Scala” dont l'axe était orienté N 60° W, le bloc „Lizeanu”, N 70° W), qui ont subi les dégâts les plus graves. Les bâtiments en forme de polygone irrégulier en section plane, qui ont l'un des côtés orienté N 60° W $\pm 20^\circ$, ont subi également d'importants dégâts : le bloc dont le rez-de-chaussée abritait le café Turist, le bloc „Lido”, le bloc „Podgoria”, le bloc no. 11, rue Popa Rusu, le bloc no. 135, rue Moșilor, le bloc dont le rez-de-chaussée est occupé par la librairie „V. Alecsandri”, le bloc no. 53 de Pantelimon, les blocs „Casata”, „Wilson”, „Dunărea”, le bloc du côté du magasin alimentaire „Avântul”, le bloc avec le magasin d'autoservice près de l'église „Mintuleasa”, etc.

Ces observations ont été les premiers indices sur la directivité du séisme du 4 Mars 1977 dans la ville de Bucarest : l'onde sismique a eu l'orientation N 30° E $\pm 20^\circ$ et le sens de mouvement vers le SSW (perpendiculaire sur l'azimut de l'orientation des édifices gravement avariés). Il est certain que c'est sur cette direction qu'ont été atteintes les valeurs les plus élevées de l'accélération du mouvement sismique, ce qui a fait que sur cet alignement soient enregistrés aussi les plus graves dégâts.

Chez les bâtiments en forme de polygone irrégulier en section plane, les avaries ont été provoquées par la destruction rapide des murs orientés perpendiculairement sur la direction principale de propagation du séisme, ce qui a affaibli la résistance générale du bâtiment et l'a empêché de réagir de manière élastique aux chocs sismiques suivants, mais a entraîné aussi dans l'écroulement d'autres éléments constructifs, moins avariés par le choc sismique direct.

L'étude comparative des dégâts subis par les blocs neufs (du type squelette en béton armé, avec de larges espaces au rez-de-chaussée ou avec la structure homogène sur tous les niveaux, et blocs à diaphragme) emplacés au nord-est et au sud-ouest de la capitale, ont offert des indices intéressants. Les observations qui seront présentées ont été faites sur des blocs du même type structural et à nombre identique de niveaux (rez-de-chaussée + 10).

A l'extérieur de ces édifices on observe une „ceinture” de déformations rupturales importantes, apparue comme l'effet de l'action des ondes SF₄, placée d'habitude aux niveaux 2—3—4 (chez les blocs des arrondissements situés au nord-est de la capitale—Obor, Colentina, Pantelimon) et au premier niveau ou entre le rez-de-chaussée et le premier niveau (chez les blocs du sud-ouest de la capitale — arrondissement Drumul Taberii).

La période spécifique d'oscillation des bâtiments de ce type est donnée par la relation $T = 0,1 n$ (dans laquelle n = le nombre de niveaux), le point d'oscillation étant placé à environ tiers de la hauteur de l'édifice (Normatif pour la projection des édifices civiles et industriels des régions sismiques 44, 1970). La base théorique de ce calcul est constituée par la prémise que les forces à effets destructifs sur les édifices agissent

³ Les estimations sur la directivité ont été faites seulement pour l'intervalle T₂ dans lequel se sont produits pratiquement tous les dégâts graves (par suite de l'action des ondes SF₄).



surtout en plan horizontal, en développant des forces de cisaillement pur dans le même plan (Learning from earthquakes, 1975, vol. 2,3).

Selon la formule mentionnée, les édifices étudiés devaient réagir de façon identique, fait infirmé par nos observations. Nous sommes d'avis que l'explication de cette manière différente de comportement est due tout d'abord à la valeur de l'angle d'impact du rayon sismique (angle d'émergence) avec le plan topographique de la ville de Bucarest.

Les estimations — à partir de la localisation des „ceintures” de déformations rupturales — de caractère tout à fait général indiquent une valeur d'environ 20° pour cet angle dans le nord-est de la ville et une valeur moindre de quelques degrés pour le sud-ouest. Cet élément réduit considérablement la probabilité de l'apparition des forces de cisaillement pur dans le plan horizontal, forces qui constituent la base du calcul antéssismique des édifices (McK a i g , T h o m a s , 1962; T o l o g e a , 1975).

Une série d'autres observations infirme la fréquence élevée des couples de cisaillement pur en plan horizontal : la façon de décollement des placages de bon nombre de façades, le type de déformation des armatures des piliers, qui est similaire à la morphologie des plis du type kink-folds, les graves dégâts subis par les éléments sortis en console (bowindos, balcons), le mode d'écroulement des éléments constructifs des édifices détruits ou très avariés.

Ces données reflètent autant la fréquence des grandes charges sur la verticale subies par les édifices, que la probabilité de l'apparition des couples de cisaillement, mais dérivés des efforts de compression-tension. Les plans dans lesquels se sont développés le plus probablement les couples de cisaillement ont été sous-horizontaux, conséquence de la valeur de l'angle d'impact discuté.

L'étude des avaries subies par les édifices a offert des indices également sur le spectre dynamique du séisme. Dans ce sens-là, une attention particulière a été accordée aux figures de déformation en „x”. Les discussions menées avec les spécialistes de l'INCERC ont révélé que ce type de déformation rupturale est attribué au résultat exclusif du cisaillement pur en plan horizontal, affirmation étayée par les testes faits sur des maquettes d'édifices. Néanmoins, il faut rappeler qu'on a obtenu des déformations avec la même morphologie par des expériments géotechniques et pétro-structuraux, par suite de la compression de l'échantillon dans des éprouvettes de différents types de roches et de forme variée. Donc, la même figure de déformations pourrait apparaître soit comme l'effet d'un couple de forces de cisaillement, soit d'un couple de forces de compression-tension.

Les observations de détail effectuées sur plusieurs figures de déformation en „x” apparues autant sur des murs portants aussi que sur des murs non-portants, ont mené à la conclusion que celles-ci se sont formées par suite de l'action répétée des couples de forces de compression et de tension, ayant agi sur la verticale ou près de la verticale. Le moment de rupture coïncide avec la sollicitation maximale des forces de tension,



ce qui est prouvé par le fait que, de règle, au point d'intersection de ces plans rupturaux, les briques n'ont pas été broyées.

En général, dans le cas des sollicitations de compression-tension répétées, (qui apparaissent d'habitude avec des valeurs maximales au cours de la propagation des ondes P, mais qui ne manquent pas pendant l'action des ondes S) le béton ne réagit que pendant la compression et l'armature seulement au temps de la tension (McK a i g , T h o m a s , 1962), le résultat final étant la diminution rapide de la résistance du bâtiment et l'apparition des couples dérivés de cisaillement au cours des mouvements sismiques suivants.

Etant donné l'angle d'émergence des ondes sismiques (estimé par nous à 20 degrés), les premiers mouvements de l'intervalle T_2 ont engendré des charges très grandes à la verticale, tandis que des couples de cisaillement sous-horizontaux ont été très probablement engendrés surtout dans les moments d'action des ondes SF_4 .

La probabilité de l'apparition des forces de tension au moment de l'impact des premières ondes sismiques violentes (dans notre cas SF_4) est très grande, du fait que la fondation bien encastrée des bâtiments ne permet pas que l'édifice tout entier ait le même moment d'inertie. La partie inférieure d'un bâtiment (fondement + niveaux inférieurs) a un autre moment d'inertie que la partie supérieure, ce qui provoque de grandes tensions dans le tronçon qui réunit les deux entités. Dans ce tronçon apparaissent des couples de tension qui produisent aussi des couples de cisaillement dérivés ; au moment auquel le bâtiment revient à la position initiale, apparaissent des forces de compression, accompagnées par des forces de cisaillement dérivées propres.

Le type de déformation analysé auparavant apparaît chez un grand nombre d'édifices avariés de Bucarest, suggérant le déclanchement des sollicitations intenses sur la verticale, autant pour le moment T_1 , aussi que pour le moment T_2 (surtout dans les moments tout justement après l'arrivée des ondes SF_4). Cet élément semble constituer un argument de plus en faveur de l'estimation antérieure de la valeur de l'angle d'impact des ondes sismiques avec le sol dans la ville de Bucarest. Si cette hypothèse était confirmée aussi par d'autres données, elle pourrait constituer une indication importante pour le renforcement plus efficient des édifices contre les sollicitations sismiques sur la verticale, qui pourraient atteindre des valeurs élevées au cours de la propagation des ondes S aussi.

Des données sur l'amplitude relative du mouvement sismique nous ont été offertes par les observations effectuées sur les microfailles apparues dans les trottoirs autour des maisons. Ces microfailles apparaissent d'habitude au prolongement de la diagonale des coins des blocs, en position normale ou près de la normale par rapport aux murs extérieurs de l'édifice. Le décallage sur la verticale des flancs des microfailles varie entre 5—25 mm, valeurs qui indiquent la grandeur de l'amplitude relative des mouvements du sol.

4.3. *Les observations sur le comportement des antennes collectives de télévision*

Ces antennes emplacées sur les blocs type rez-de-chaussée + 10 des arrondissements nouveaux (antennes qu'on peut assimiler à un système oscillant) ont fourni les suivants éléments : le plan d'oscillation des antennes a une orientation NE-SW ; chacun des tronçons d'un même bloc a réagi fréquemment comme une entité indépendante en ce qui concerne l'oscillation ; les tronçons des extrémités des blocs ont subi des oscillations plus amples et plus complexes ; le rapport entre l'orientation du plan d'oscillation des antennes et l'orientation du plan d'oscillation de l'édifice indique la fréquence élevée des couples de torsion ; le modèle de déformation des antennes (M_1 et M_2) est en corrélation avec les dégâts subis par le tronçon.

L'étude statistique du comportement des antennes pourrait offrir des indications intéressantes en ce qui concerne le type de déformation élastique subie par l'édifice, fait particulièrement important, vu que l'étude des dégâts des édifices après un séisme révèle seulement des éléments liés aux déformations rupturales.

4.4. *L'étude des avaries dans les cimetières* (voir pl. V—XI)

Les motifs qui nous ont poussé à choisir comme matériel d'étude les dégâts subis par les cimetières de la ville de Bucarest ont été les suivants : la simplicité des constructions funéraires (croix⁴, obélisques, différents types de stèles et de monuments) qui confèrent un degré beaucoup plus grand de confiance autant à l'observation, aussi qu'à l'interprétation, l'orientation de tous ces monuments funéraires étant pratiquement la même dans le cadre d'un échantillon d'étude, et les conditions géomorphologiques, les paramètres physico-mécaniques du sol, ainsi que les particularités hydrogéologiques et structurales — pratiquement identiques dans le même cimetière. Les observations ont été effectuées dans les cimetières : Reînvierea, Sfinta Vineri, catholique, arménien, Belu, Ghencea militar, mosaïque et mosaïque de rite espagnol (Sefard). Dans ces cimetières ont été investigués les types d'avaries, l'orientation des alignements d'avaries maxima, les directions de déplacement et les trajectoires décrites par les éléments constructifs des monuments avariés ou écroulés et le mode de rotation des monuments funéraires constitués de plusieurs tronçons.

⁴ Les indications offertes par les inclinaisons, la direction de chute ou de rejetement des croix offre un degré assez réduit de confiance (dans le sens statistique), vu que la probabilité de leur déplacement vers l'E ou l'W est très grande, tandis que le déplacement vers le N ou le S est très peu probable. C'est pourquoi nous avons essayé, dans la mesure du possible, de prendre en considération seulement les indices offerts par les déplacements des corps avec une disposition des masses la plus équilibrée possible et donc la possibilité de chute est sensiblement égale dans toutes les directions.



Dans la typologie des avaries des monuments funéraires nous avons séparé trois modes de comportement :

(1) Les éléments d'architecture se sont déplacés sur un plan horizontal ou sous-horizontal. Là où ils étaient liés en armatures métalliques, les armatures ont été tranchées par un couple de cisaillement.

(2) L'élément architectural a été projeté en avant sous des angles variables, oscillant autour de la valeur de 45 degrés (les cas les plus fréquents).

(3) L'élément architectural a été projeté sur la verticale, l'armature métallique restant intacte.

Nous avons observé que les mouvements les plus fréquents et les plus amples ont eu lieu en direction N 30° E et que les avaries les plus importantes, fréquemment suivies par des effondrements, ont été subies par les édifices funéraires orientés perpendiculairement sur cette direction. Le fait est prouvé par le cimetière mosaïque du boulevard 1 Mai, qui a subi les dégâts les plus graves et les plus nombreux (de 12.600 tombeaux, 2.900 ont été avariés) et qui a le grand axe orienté N 30° E et l'orientation des monuments funéraires de règle N 60 W ± 20 degrés.

Le cimetière Sfinta Vineri, placé près du cimetière mosaïque, dont le grand axe a la direction N 30° W et les monuments funéraires orientés NS ± 25 degrés, a subi moins de dégâts. Pour expliquer ce comportement différent on ne peut pas invoquer des facteurs de nature géomorphologique, hydrogéologique, de constitution lithologique ou structurale, mais il est corrélable à l'orientation des édifices funéraires par rapport à la directivité du séisme.

Dans tous les cimetières étudiés ont été observés des effets des couples de torsion. Un trait caractéristique général du mouvement de torsion a été la tendance des articulations tordues de se déplacer de telle manière afin que le tronçon tourne avec l'un de ses côtés en direction N 60° W ± 20°. D'habitude, après avoir été atteinte cette direction, suit l'effondrement de l'élément architectural tourné, qui souvent entraîne dans sa chute l'édifice tout entier. Mais, quelquefois, l'arrêt du mouvement oscillatoire du sol avant l'atteinte de ce point-là a permis à l'édifice de conserver sa position verticale, restant quand même dans un équilibre instable. La fréquence d'apparition de ces couples de torsion, aisément remarquables dans le cas des constructions funéraires, est une indication que le même type d'effort a sollicité avec la même fréquence les édifices édilitaires aussi.

Dans le cimetière mosaïque situé sur le boulevard 1 Mai j'ai pu examiné sur des allées latérales, couvertes de mosaïque, deux failles. La distance entre ces deux failles était entre 7—10 m, la direction du plan de faille avait la position N 30° E et le rejet vertical entre 9 et 16 mm, le compartiment élevé étant celui du SE. A remarquer que les failles montraient aussi une faible tendance de décrochement dextre (le mouvement relatif sur l'horizontale était de 3—4 mm). Ces observations sont une indication intéressante en ce qui concerne la direction générale de propagation de l'onde sismique (N 30° E), l'amplitude relative du



mouvement du sol (entre 9 et 30 mm) et le déplacement différencié des compartiments dans la direction de propagation du mouvement sismique.

Des indices sur le mouvement relatif du terrain ont été fournis aussi par l'interprétation d'un enregistrement pareil aux enregistrements des sismogrammes, réalisé par les oscillations d'un fragment de pilon d'un monument funéraire qui a incisé une trace sur le mur d'un caveau voisin. L'orientation de ce mur est N 30° E. Au moment de „l'inscription”, le monument était pratiquement détruit, l'unique élément pas encore effondré — mais toutefois rompu — étant le pilon qui a fonctionné comme style. Le temps nécessaire à la destruction du monument, auquel s'ajoute le temps nécessaire à l'inscription, en réduise considérablement la probabilité que celle-ci soit due seulement aux ondes SF₄. Nous avons donc reconstituer trois moments différents du mouvement :

(1) Oscillations en plan vertical en direction N 30° E avec des amplitudes maximales de 110 mm.

(2) Oscillations dans une direction quelconque, mais qui ont coïncidé avec un nouvel morcellement du pilon ayant fonctionné comme „style”.

(3) Oscillations dans le plan horizontal en direction N 60° W ±15°, avec amplitudes maximales de 25 mm d'amortissement. Nous sommes d'avis que les premiers deux moments de mouvement sont dûs aux ondes SF₄ et le suivant à l'interférence des ondes longues.

Un dernier élément d'observation dans les cimetières a été la recherche de la variation des avaries ayant affecté les alignements de croix ou de monuments funéraires, afin d'obtenir des données sur les longueurs d'ondes du mouvement sismique. L'intervalle dans lequel on remarque des dégâts importants varie entre 6 et 30 m, le plus souvent ils apparaissent espacés de 14 et de 16 m.

5. Considerations sur la méthodologie d'estimation du degré d'intensité sismique

Les données présentées sont destinées à illustrer la complexité du comportement des édifices au mouvement sismique et, par conséquent, les difficultés d'estimation du degré moyen d'avarie, donc y compris le degré d'intensité du séisme.

C'est pourquoi nous suggérons que, pour restreindre le facteur de subjectivité dans les opérations d'établissement de la distribution des degrés d'intensité sismique dans une région affectée par un séisme, la procédure soit la suivante :

(1) Déterminer par voie instrumentale et par des observations directes la directivité et le spectre dynamique du séisme.

(2) Établir par des études effectuées sur des sections de bâtiments type, orientés normalement par rapport à la directivité du séisme, la valeur minimale des forces ayant provoqué les déformations rupturales, autant pour les sollicitations de compression-tension, aussi bien que pour



celles de cisaillement et de torsion. Le traitement statistique de ces données est absolument nécessaire.

(3) Comparer ces valeurs numériques et leur fréquence, afin d'obtenir ainsi des tableaux de valeurs qui peuvent indiquer avec plus de rigueur l'intensité sismique pour différentes régions.

L'examen comparatif des valeurs numériques offre la possibilité d'attribuer d'une manière plus précise les degrés d'intensité sismique dans les travaux de microzonation. De sorte que, connaissant plus objectivement le mode dans lequel les édifices ont été sollicités, on pourrait obtenir des valeurs plus réelles des paramètres de calcul, afin de réaliser des bâtiments avec un degré optimal de protection contre le risque sismique dans la région respective.

Conclusions

Le macroséisme du 4 Mars 1977 a été un événement multiple, provoqué par le déclanchement successif, au cours des 19,2 secondes, des processus de foyer en quatre centres (F_1 , F_2 , F_3 , F_4). Les graves dégâts dans la ville de Bucarest ont été dûs à l'action des ondes S du dernier foyer (SF_4).

La directivité du mouvement sismique pendant l'action des ondes SF_4 (intervalle T_2) a été N 30° E (le sens du mouvement vers SSW).

L'angle d'impact de la direction de propagation du mouvement sismique avec la surface topographique de la ville de Bucarest (l'angle d'émergence) pour le même intervalle T_2 a été estimé à 20 degrés.

Les valeurs relatives de l'amplitude du mouvement sismique ont oscillé entre 6 et 25 mm au moment T_1 , dans lequel ont agi les ondes des premiers trois foyers et les ondes P du foyer 4, et entre 25 et 110 mm, au moment T_2 — quand ont agi les ondes SF_4 .

La probabilité de l'apparition des couples de cisaillement pur en plan horizontal a été très réduite, en échange on a eu de fréquents couples de cisaillement dans le plan sous-horizontal, primaires ou dérivés des mouvements de compression-tension.

Les couples de torsion ont été orientés de telle manière que les éléments tordus ont eu la tendance de s'orienter en direction normale par rapport à la directivité du séisme au moment T_2 .

La probabilité maximale de formation de ces couples a existé dans les moments tout justement après l'arrivée des ondes SF_4 . Les édifices ont été sollicités aussi par des charges à la verticale particulièrement grandes.

BIBLIOGRAPHIE

- Constantinescu L. (1977) Cîteva informații cantitative asupra seismului vrîncean din 4 martie 1977. Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr., tom 15, București.
 Craig M., Thomas M. (1962) Building failures. Case Studies in construction and design. Mc. Graw-Hill Company Inc., New York.



- Müller G., Bonjer K. P., Stöckl H., Nesicu D. (1978) The romanian earthquake of March 4, 1977 I Rupture process inferred from fault-plane Solution and multiple-event analysis. *Jour. of Geophysics*, Karlsruhe.
- Tologea S. (1975) Probleme privind patologia și terapeutica construcțiilor. Ed. Tehnică, București.
- Normativ pentru proiectarea construcțiilor civile și industriale din regiuni seismice, 44, București. 1970.
- Learning from Earthquakes, vol. 2 și 3, 1975, Earthquake Engineering Research. Institute Oakland, California.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

- Fig. 1. — Bâtiment très avarié ; effet de „bout de panneau”. L'axe long du bâtiment est orienté N 60° W ; le bloc „Lizeanu”.
- Fig. 2. — Bâtiment très avarié ; forme de polygone irrégulier, l'un des côtés fort avariés est orienté N 45° W ; le bloc „Dunărea”.

Planche II

- Fig. 1. — Bâtiment à avaries réduites ; les avaries sont différenciées en fonction de l'orientation des murs ; le Ministère des Transports et des Télécommunications.
- Fig. 2. — Bâtiment très avarié ; les liaisons entre les éléments de résistance verticaux et horizontaux ont cédé aux grandes charges verticales survenues dans l'intervalle T_2 (voir le texte) ; le Centre de calcul des Ministère du Transports et des Télécommunications.

Planche III.

- Fig. 1. — Bâtiment très avarié ; la façade écroulée est orientée N 45° W ; le bloc „Carpăti”.
- Fig. 2. — Figures de déformation rupturale en „X” — le moment ruptural semble avoir eu lieu au cours d'une sollicitation de tension (au cours des efforts répétés de compression-tension) ; bloc à squelette de béton armé et à maçonnerie non-portante, Boulevard de la République.

Planche IV

- Fig. 1. — Déformation d'une fenêtre type „hublot” (forme circulaire) — l'ellipsoïde formé prouve la présence d'un couple de compression-tension en plan vertical ou sous-verticale.
- Fig. 2. — Bâtiment de maçonnerie portante à planchers de béton, fort avarié. „Ceinture” de déformations aux niveaux 1 et 2. Figures de déformation en „X” sur les murs de maçonnerie. La manière de déformation des armatures des piliers indique une sollicitation intense sur la verticale ; bloc rue Mintuleasa, centre de la ville de Bucarest.



Planche V

Fig. 1. — Aspect général des dégâts du cimetière mosaïque, Boulevard 1 Mai.

Fig. 2. — Obélisque funéraire projeté sur direction N 30° E.

Planche VI

Fig. 1. — Stèle funéraire projetée sur direction N 30° E ; avant l'écroulement, la stèle a été tournée avec environ 30° ; le cimetière „Belu”.

Fig. 2. — Obélisque projeté sur direction N 30° E ; le grand axe du socle est orienté N 60° W ; la trajectoire curviligne et la hauteur à laquelle il a été rejeté du socle peuvent être estimées d'après la position actuelle — l'angle d'impact avec le sol est d'environ 35°.

Planche VII

Fig. 1. — Croix tournée à la position de perpendicularité sur direction N 30° E ; après avoir atteint cette position, s'est produit l'écroulement — à la base de la croix on peut estimer l'angle sous lequel elle a été tournée (environ 17°) ; le cimetière „Sf. Vineri”.

Fig. 2. — Obélisques tournés et déplacés sur le socle ; on observe les valeurs différentes du moment d'inertie ; le cimetière mosaïque de rite espagnol.

Planche VIII

Fig. 1. — Colonnes funéraires déplacées sur le socle sur direction N 30° E ; le cimetière mosaïque de rite espagnol.

Fig. 2. — Obélisque tourné à 15° (les socles libres du premier plan appartiennent à un autre obélisque tourné avec 23° et écroulé) ; le grand axe de la base de l'obélisque avant la rotation a été de N 45° W ; le cimetière mosaïque de rite espagnol.

Planche IX

Fig. 1. — Couple de torsion ; l'angle décrit par le monument tourné est de 14° ; tendance de revenir à la position normale par rapport à la direction N 30° E ; le cimetière „Belu”.

Fig. 2. — Couple de torsion ; les colonnes et les fragments des frontons écroulés appartenaient au monument funéraire dont seule la statue reste intacte ; le cimetière „Belu”.

Planche X

Fig. 1. — Monument funéraire détruit (les éléments de résistance ont cédé à l'action des couples de torsion) ; le cimetière mosaïque de rite espagnol.

Fig. 2. — Monument funéraire touché par l'effet de „bout de panneau” ; le cimetière mosaïque de rite espagnol.

Planche XI

Fig. 1. — „L'inscription” sur le mur d'un caveau orienté N 30° W, provoqué par l'un des piliers observables en premier plan ; „l'inscription” est due probablement aux ondes SF₄ et aux ondes longues ; le cimetière mosaïque.

Fig. 2. — Détail de „l'inscription” de la fig. 1.





Institutul Geologic al României

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONSIDÉRATIONS PRÉLIMINAIRES SUR L'EXISTENCE D'UN SYSTÈME DE NAPPES ALPINES DANS LA ZONE DE REȘIȚA, À LUPAC (BANAT)¹

PAR

SERGIU NĂSTĂSEANU²

Abstract

Preliminary Considerations on the Existence of the Alpine Nappe System within the Reșița Zone, at Lupac (Banat). In the paper one points out that the northern part of the Reșița zone was strongly affected by the Alpine movements, which generated an overthrusting nappe system. The author distinguishes the following units starting from the upper part towards the lower one : Dognecea Nappe, Reșița Nappe, Dealul Vremii digitation, Lupac digitation. The first unit is made up of metamorphosed units (Lower Paleozoic), the other units are made up of sedimentary deposits (Upper Paleozoic and Mesozoic).

INTRODUCTION

Les formations sédimentaires de la zone de Reșița ont été attribuées, jusqu'à présent, à un style tectonique caractérisé par des plis faillés longitudinalement et déversés vers l'est (Schreiter, 1912) ou au style „type jurassique partiellement imbriqué” (Răileanu et al., 1957). Les recherches de cette année ont révélé pourtant l'existence de quelques nappes de charriage, d'âge alpin, bien développées surtout dans le cadre des dépôts paléozoïques supérieurs de la partie nord-ouest de la zone de Reșița.

Dans ce qui suit nous ferons appel spécialement aux résultats obtenus à l'occasion de la réédition, dans une forme améliorée, de la carte géologique du gisement de charbon de Lupac.

¹ Reçu le 6 Avril 1977, accepté le 13 Avril 1977, présenté à la séance du 15 Avril 1977.

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



Le schéma stratigraphique qui est à la base de la nouvelle interprétation tectonique est fondé, pour la plupart, sur les anciennes observations faites dans la zone de Resita (Năstăseanu et al., 1973). Mais, il a été complété avec les observations récentes que nous avons faites à Lupac, autant en ouvertures naturelles aussi bien que par les travaux de forage ou miniers.

Dans cette note, nous nous sommes proposés de présenter seulement la stratigraphie et la tectonique de la région de Lupac, avec l'intention de détailler et de généraliser — dans une prochaine étude — l'image tectonique esquissée dans ce travail.

LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE LUPAC

La région de Lupac est constituée presque entièrement de dépôts carbonifères et permiens. Les dépôts d'âge mésozoïque affleurent bien rarement, en tant que lambeaux de l'ordre de quelques dizaines de mètres carrés, par conséquent, cette fois nous ne les prendrons pas en considération. La même situation est valable pour les dépôts néozoïques, qui, tout en recouvrant des surfaces étendues, n'ont pourtant pas de grandes épaisseurs (moins de 100 m). De cette façon-là, nous avons présenté une carte géologique avec une image plus claire en ce qui concerne les formations paléozoïques.

LA STRATIGRAPHIE

Le socle cristallin. Le soubassement des dépôts paléozoïques de Lupac se rattache aux formations cristallophylliennes, dans lesquelles ont été séparées deux grandes unités tectoniques alpines, la nappe gétique à l'est (Murgoci, 1905) et l'unité supra-gétique à l'ouest (Streckeisen, 1934); la dernière unité se trouve également en relations de chevauchement avec les dépôts de l'est (Cantuñari, 1930).

Le cristallin supragétique renferme l'unité des gneiss micacés et l'unité des roches vertes (Codarcea, 1931), la première à l'ouest et la deuxième à l'est de Dognecea. Le cristallin gétique est constitué de micaschistes, gneiss, amphibolites, etc.

Le Carbonifère

En discordance sur le cristallin vert (à Dognecea) ou sur le cristallin gétique (à Secu) est placée une succession (800—1000 m d'épaisseur) de dépôts détritiques grossiers en faciès de mollasse, appartenant au Carbonifère. Dans ces dépôts il a été possible de reconnaître (Năstăseanu et al., 1973) trois complexes litho-biofaciaux attribués au Westphalien (C et D) et au Stéphanien (A, B et C). Les recherches effectuées cette année à Lupac ont fourni de nouveaux éléments de connaissance, plaissant pour l'encadrement des trois complexes mentionnés dans des unités tectoniques différentes. Toutes ces données ont mené, finalement, à la



rédaction d'une colonne stratigraphique synthétique (fig. 1). Les futures études seront destinées à apporter des détails lithostratigraphiques pour chaque unité à part.

Le Westphalien inférieur

Les Couches de Doman. A la base de la succession des dépôts carbonifères il y a un complexe brécheux-conglomératique (100—300 m d'épaisseur), formé, à sa partie inférieure, seulement de brèches grossières, qui passent progressivement à des alternances de conglomérats avec des brèches dont les éléments sont de plus en plus moindres vers la partie supérieure. Toute la pile de dépôts présente un aspect massif, sans stratification évidente (fig. 1). Les éléments des brèches et des conglomérats sont formés exclusivement de schistes cristallins et atteignent parfois de très grandes dimensions, de l'ordre des mètres cubes (ceux situés à la base du complexe). La matrice de ces brèches est constituée de particules fines, provenant toujours des formations cristallines, faiblement soudées entre elles, ce qui a comme suite une faible désagrégation des roches et donc un relief effacé.

Les Couches de Doman sont bien ouvertes sur la Vallée Doman, justement en haut du confluent avec la Vallée de la Bîrzava et surtout sur le bord gauche d'un affluent principal occidental (celui avec les carrières de calcaires). Là on voit ces éléments (blocs) de cristallin, de très grande taille (plus de 1 m de diamètre) de la base de la formation carbonifère située en nappe sur les calcaires crétacés inférieurs. Les dépôts des Couches de Doman se développent au sein de la Nappe de Reșița et couvrent toutes les collines situées à l'ouest de Doman et au sud-ouest de Reșița, s'étendant dans les bassins des vallées Birzavița, Arșița, Poeninița, Lupac, Stilcovăț et Lupacu Bătrân. Dans cette dernière vallée les dépôts des Couches de Doman sont affectés par un métamorphisme progressant de l'est vers l'ouest, avec maximum d'intensité près du plan de charriage du „cristallin vert” (la Nappe de Dognecea).

Il est difficile à préciser l'âge des Couches de Doman, faute d'éléments paléontologiques. Leur position inférieure par rapport au complexe suivant, qui abrite une association paléobotanique connue dans l'étage D (inférieur), nous porte à attribuer les Couches de Doman à l'étage C et probablement les autres étages inférieurs au Westphalien. D'ailleurs, seul Constantescu (1961) a rapporté les Couches de Doman, de la Vallée de la Bîrzavița, au Permien et cela en vertu de leur position supérieure (en nappe, à notre avis) par rapport à d'autres dépôts plus jeunes (les Couches de Lupacu Bătrân).

Par conséquent, les Couches de Doman renferment l'empilement de dépôts à dominance brécheuse se développant entre le soubassement cristallin et le complexe de dépôts gréso-conglomératiques qui logent une association paléobotanique souvent rencontrée dans les dépôts du Westphalien D inférieur. L'épaisseur de ces dépôts (100—300 m) est tout à fait approximative, vu qu'elle a été calculée dans le cadre d'une nappe de charriage (la Nappe de Reșița).

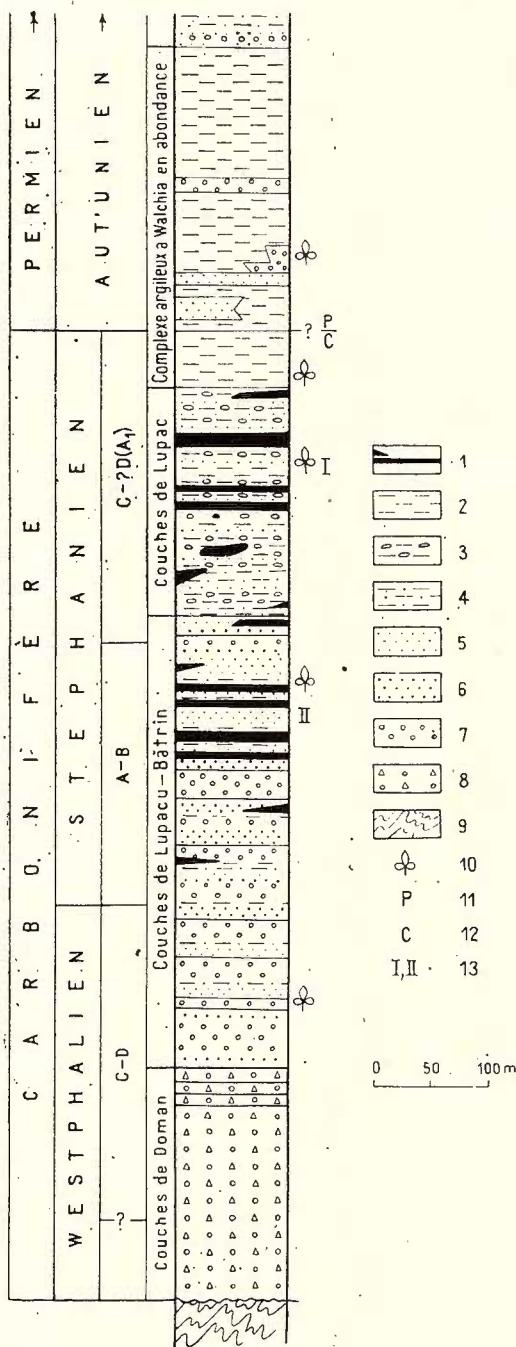


Fig. 1. — Colonne stratigraphique synthétique à travers les dépôts paléozoïque-supérieurs de Lupac.
1, charbon ; 2, argilites ; 3, argiles à sphérolithes ferrugineuses ; 4, argilites gréseuses ; 5, grès ; 6, micro-conglomérats ; 7, conglomérats ; 8, brèches et conglomérats ; 9, cristallin ; 10, associations paléobotaniques ; 11, Permien ; 12, Carbonifère ; 13, complexe à charbon.

Le Westphalien D — Stéphanien

Les Couches de Lupacu Bătrîn. Les dépôts grossiers des Couches de Doman passent progressivement à un complexe conglomératique gréseux (200—400 m d'épaisseur). Cette transition est évidente sur la route nationale Lupac-Reşiţa à l'est de la Vallée de la Bîrzaviţa, toujours dans l'unité de la Nappe de Reşiţa.

Le complexe conglomératique-gréseux est cependant mieux ouvert sur le premier grand affluent situé sur la partie droite de la Vallée Lupacu Bătrîn et a été également intercepté par nombre de forages en d'autres unités tectoniques. De même que dans le cas des Couches de Doman, on y constate une diminution du matériel grossier, à partir de la base du complexe vers sa partie supérieure. Ainsi, on observe que dans la base des Couches de Lupacu Bătrîn sont prédominants les bancs plus épais (1—5 m) de conglomérats et de brèches à éléments de dimensions moyennes, dans lesquels il y a des intercalations minces de microconglomérats, grès grossiers et argiles gréseuses ; et à la partie supérieure du complexe on rencontre surtout des grès siliceux ou calcaires en bancs métriques, avec des intercalations décimétriques de conglomérats, microconglomérats, argiles gréseuses avec débris de flore, argiles charbonneuses et couches de charbon (le complexe charbonneux II, fig. 1).

De la partie basale des Couches de Lupacu Bătrîn nous n'avons pas obtenu de flore fossile des affleurements situés dans le périmètre de la commune Lupac, ni des forages ; en échange on a fait mention, avec une autre occasion (Năstăsea et al., 1973) que dans la partie basale de ce complexe de couches (fig. 1), sur la Vallée de l'Aria (Cilnic) on a obtenu les espèces : *Neuropteris tenuifolia*, *N. linguaefolia*, *Linopteris neuropteroidea*, qui semblent indiquer l'intervalle Westphalien D.

La partie supérieure des Couches de Lupacu Bătrîn est caractérisée particulièrement par la présence de quelques couches de charbon, dépistées en forages, dont le lit et le toit abritent en abondance les espèces : *Neuropteris praedentata*, *N. ovata*, *Reticulopteris germani*, *Linopteris neuropteroidea*, *Pecpterus feminaeformis*, etc. (déterminées par Cornelie Bițoianu), indiquant l'intervalle Stéphanien B et probablement C basal.

Il faut souligner qu'il est assez difficile de préciser l'épaisseur des Couches de Lupacu Bătrîn. Tout d'abord parce que la succession des dépôts depuis le stratotype n'est pas complète, étant donné qu'elle se range sur le flanc occidental d'un plis renversé, mais fait en même temps partie du corps d'une écaille (Dealul Vremii) couverte à l'ouest par la Nappe de Reşiţa et interrompue à l'est par son propre plan de chevauchement. Outre ceci, ni les données de forage ne sont pas tout à fait concluantes. D'une part, parce que seuls deux forages 4 et 44 semblent avoir intercepté les Couches de Doman, et d'une autre part — parce que les successions interceptées en forages sont également très plissées et faillées, de sorte qu'il est difficile de reconstituer une épaisseur réelle.



Les Couches de Lupac. En continuité de sédimentation sur les Couches de Lupacu Bătrîn (de l'écaille Lupac) et supportant en concordance l'horizon des schistes à *Walchia* (de la fenêtre Tiganca) se trouve un complexe gréso-argileux (150—300 m), à fréquentes sphérolithes ferrugineuses, qu'on a dénommé les Couches de Lupac.

Sur le bord droit de la Vallée Stilcovăț, mais surtout sur le bord gauche de la Vallée Lupac, en aval du confluent avec la vallée mentionnée, à la partie supérieure des Couches de Lupac, il y a un niveau d'argiles noirâtres, faiblement gréseuses, compactes lorsqu'elles sont retirées des forages ou schisteuses quand elles sont altérées. Sur le ravin qui descend du forage no. 31 vers la Vallée du Lupac on observe que les Couches de Lupac — ayant à leur partie supérieure un niveau argileux (5—10 m) à *Annularia stricta*, *Walchia filiciformis* et de nombreuses sphérolithes ferrugineuses — passent progressivement à des argiles noires, fines, feuilletées, dans lesquelles abondent les *Walchia* et qui se rattachent aux schistes noirs à plantes (Răileanu, Năstăseanu, 1958), bien développés à Lupac (la fenêtre Tiganca). Sur le même ravin en bas, derrière les maisons de l'alignement occidental de la route nationale Lupac-Reșița, on voit une intercalation de grès (80 cm) dans le niveau à sphérolithes abondantes et justement au-dessous de celui-ci un niveau de charbon (1 m). Toute la succession des dépôts de cet affleurement décrit un micro-plis anticinal plongeant vers le NW. En continuation de la coupe, sur le ravin d'en bas, on voit aussi les argiles à sphérolithes, sur environ 20 m, ensuite le terrain est couvert jusqu'à la Vallée Lupac. Là, tout à fait au-dessous de la chaussée mentionnée, à fil d'eau, on voit des grès argileux compacts et d'argiles gréseuses noires, avec une riche flore de Pecopteridae.

Sur la Vallée Stilcovăț et sur tous ses affluents de droite, on observe que les dépôts de la partie basale des Couches de Lupac deviennent toujours plus gréseux. Les séquences argileuses sont beaucoup plus rares et s'amincissent et les grès argileux, dans lesquels les sphérolithes ferrugineuses deviennent sporadiques, passent progressivement aux Couches de Lupacu Bătrîn qui ici appartiennent à l'écaille de Lupac.

La revue de la plupart des carottes, extraites des forages effectués les dernières six années à Lupac, nous a permis de constater que, entre les Couches de Lupacu Bătrîn et le niveau des argiles à *Walchia* abondantes se développe aussi un complexe (300 m d'épaisseur) gréso-argileux à sphérolithes ferrugineuses et quelques couches de charbon (fig. 1, le complexe charbonneux I), identique avec ce que nous avons dénommé les Couches de Lupac. On a récolté des carottes et des affleurements les espèces : *Sphenophyllum costae*, *S. oblongifolium*, *Alethopteris subelegans*, *Neuropteris cordata*, *N. zeilleri*, *Sphenopteris matheti*, *Odontopteris brardi*, *O. genuina*, *O. subcrenulata*, *Pecopteris densifolia*, *P. macronervosa*, *P. unita*, *Linopteris brogniarti*, etc. (déterminées par Corneliea Bițoianu), des espèces qui montrent que les Couches de Lupac appartiennent au Stéphanien C, éventuellement à la partie basale de l'étage D (A_1) aussi, si l'on admet le schéma proposé par Doubinger (1956,

92



1974). Le reste du Stéphanien serait placé dans la partie basale du „niveau” des schistes noirs à plantes (*sensu Răileanu, Năstăseanu, 1958*).

Le Permien

Les dépôts permiens de la zone de Reșita sont constitués de deux complexes, l'un à dominance argileuse, noir, et l'autre gréseux conglomeratique, rouge, tous les deux attribués à l'Autunien (Năstăseanu et al., 1973; Antonescu, Năstăseanu, 1976).

Le complexe argileux. En continuité de sédimentation sur les Couches de Lupac suit une pile (150—300 m d'épaisseur) d'argiles noires, dont ne manquent pas les intercalations gréseuses ou même conglomératiques. L'abondance remarquable en espèces de *Walchia* et de *Callipteris*, rencontrées autant en affleurements aussi bien que dans les carottes des forages de Lupac, semble conférer à ce complexe l'âge autunien, établi d'ailleurs lorsqu'il a été séparé, pour la première fois, en tant qu'entité litho- et biofaciale (Răileanu, Năstăseanu, 1958). Mais, la présence des espèces à grande fréquence dans le Stéphanien (*Annularia stellata*, *A. stricta*) à côté des espèces largement répandues dans l'Autunien (*Walchia filiciformis*), trouvées à la base du complexe (fig. 1), autorise l'attribution de la partie basale au Stéphanien D (tone A₁). Cet encadrement stratigraphique de la partie basale du complexe argileux est étayé également par des arguments palynologiques. On connaît que dans la base du „niveau des schistes noirs à plantes” de Cîrliște (la Vallée de la Vidra) on a mis en évidence une association microfloristique dominée par des espèces du genre *Florinites*, ce qui pourrait équivaloir la zone A₁ (Doubinger, 1974) du bassin d'Autun. De cette manière, la limite Carbonifère-Permien doit être tracée à travers les dépôts basaux du complexe argileux à *Walchia*. En même temps, il est à remarquer que dans la plus grande partie du complexe (2/3 de son épaisseur) se trouvent, à côté de *Walchia* (*Lebachia*) *piniformis*, qui constituent parfois des lumachelles, les espèces : *Callipteris conferta*, *Cordaites lingulatus*, *Walchia (Ernestrodendron) filiciformis*, *Pecopteris polimorpha*, etc. (déterminées par Cornelia Bitoiianu), association qui lui confère l'âge autunien.

Le complexe gréso-conglomératique rouge. Les dépôts de ce complexe n'affleurent pas dans le rayon de la localité de Lupac, mais ont été rencontrés en forages. Pour le reste de la zone de Reșita, on connaît que les dépôts rouges peuvent atteindre des épaisseurs de 700—1000 m et qu'ils sont, au moins en partie, supérieurs au complexe argileux noir. Il faut souligner le fait que, dans l'interprétation tectonique de la région, la position stratigraphique des dépôts rouges a une grande importance, dans le sens qu'ils sont les seuls à même de donner des informations sur les axes des microplis synclinaux et sur leur position normale ou renversée dans les successions interceptées par les forages.



En accord avec les opinions plus anciennes (Năstăseanu et al., 1973) qui montraient que l'âge des dépôts rouges est partiellement plus jeune que celui des dépôts du complexe argileux, noir, on a récemment prouvé, à partir d'une association palynologique (Antonescu, Năstăseanu, 1976), que les dépôts rouges de la Vallée de Lișava se rattachent à la zone A₂ (Doubinger, 1974).

LA TECTONIQUE

La partie septentrionale de la zone de Reșița, dans laquelle se rangent les dépôts paléozoïques de Lupac, est caractérisée par un système de nappes de charriage dû aux mouvements alpins, qui ont engendré, selon ce qu'on connaît déjà, la nappe géétique (Murgoci, 1905).

Les travaux antérieurs ont montré que l'unité du „cristallin vert” (Codarcă, 1930, 1931) chevauche de l'ouest vers l'est par-dessus le sédimentaire de la zone de Reșița (Cantuniară, 1930, 1930 a), le long de la dislocation occidentale (Schreiter, 1912); et que les dépôts carbonifères de la partie nord-ouest de la zone de Reșița chevauchent aussi les dépôts du Crétacé inférieur de l'est, par l'intermédiaire de la ligne Carașova-Reșița (Năstăseanu, 1964).

Les recherches faites cette année à Lupac ont mis en évidence la présence de quelques fenêtres tectoniques, dans lesquelles affleurent les dépôts permiens situés au-dessous de ceux carbonifères (les fenêtres : Tiganca, Poenita, Esenovăt, Birzavița etc.). On a constaté également que tous les forages effectués dans le rayon de la commune Lupac ont traversé des dépôts carbonifères, en interceptant ensuite des dépôts permiens, pour entrer de nouveau plus tard dans des dépôts carbonifères. Ces observations récentes, corroborées avec celles signalées antérieurement, nous ont permis de donner une nouvelle interprétation tectonique à cette région et à la fois au gisement de charbon de Lupac.

L'interprétation préliminaire des données disponibles jusqu'à présent a mené à la conclusion que dans la région de Lupac les diverses formations géologiques participent à la constitution d'un système de nappes alpines dans lesquelles nous avons distingué, depuis la partie supérieure vers celle inférieure : la Nappe de Dognecea, la Nappe de Reșița et une série d'écaillles, dont le contour définitif réclame encore quelques études en terrain.

La Nappe de Dognecea

Cantuniară (1930, 1930 a) est le premier chercheur qui a signalé et a consigné sur la carte géologique de Lupac quelques lambeaux de recouvrement, constitués des formations du „cristallin vert” (Codarcă, 1930), qui surmontent les formations du Paléozoïque supérieur. Les chercheurs antérieurs ont assimilé cette image cartographique sans a commenter (Streckeisen, 1934; Codarcă, 1940; Răi-



le anu, 1952³; Răileanu, Năstăseanu, 1958; Năstăseanu, 1964; Stănoiu, 1969⁴.

Les forages récents de la région de Lupac ont apporté de nouveaux éléments plaidant pour la Nappe du Cristallin vert. Ainsi, un sondage (no. 51) emplacé sur l'unité des schistes verts (de Cioaca Lupac), qui fait masse commune avec les schistes cristallins de Dognecea, a traversé 145 m de schistes cristallins; ensuite il est entré dans les dépôts carbonifères appartenant aux Couches de Lupacu Bătrîn, qu'il a traversées jusqu'à la profondeur de 628 m et par la suite est entré en argiles noires à *Walchia* (permianes).

Les données du forage mentionné confirment l'opinion de Cantuari (1930 a) sur l'existence d'une Nappe du „cristallin vert” et nous offrent des éléments pour considérer que sur le plan un peu incliné de la dislocation occidentale (Schreiter, 1912) s'est produit le déplacement des lambeaux de recouvrement du bassin de la Vallée Tiganca et de ceux de Monioiu. Ces lambeaux se rattachent donc à une nappe de cisaillement sous-séquent, qu'on a dénommée la Nappe de Dognecea.

Les données complémentaires que nous avons apportées en ce qui concerne la Nappe de Dognecea ne font que souligner la conception de Cantuari (1930 a). C'est un soulignement nécessaire, de notre avis, vu que Streckeisen (1934) a séparé „l'unité supragénétique” qui n'est autre chose que la Nappe de Dognecea (Cantuari, 1930 a) intégrée dans l'ensemble structural des formations de la partie occidentale des Carpates Méridionales.

Quant aux lambeaux du „cristallin ruiniforme” (Cantuari 1930 a), il faut mentionner qu'ils ne se rattachent pas à la Nappe de Dognecea, et nous en reviendrons au cours de ce travail.

La Nappe de Reșița

Dans une étude antérieure, nous avons signalé le caractère évident de chevauchement, de l'ouest vers l'est des dépôts carbonifères de la région de Doman le long de la ligne Reșița-Carașova. En même temps, nous signalons la présence d'un lambeau de recouvrement, formé de dépôts carbonifères, sur les dépôts crétacé-inférieurs (aptien-albiens) du synclinal Doman (Năstăseanu, 1964).

Les recherches de cette année ont fourni de nouveaux éléments qui mènent à la conclusion que les Couches de Doman (Westphalien inférieur) situées entre les vallées Lupacu Bătrîn et Doman sont placées à la base d'une succession qui se trouve en nappe sur les dépôts crétacés inférieurs (donc post-albien); la ligne Reșița-Carașova représente le front de cette unité, qu'on a dénommée la Nappe de Reșița. C'est une nappe de couverture, du deuxième degré, et avec une épaisseur minimale de 10 km.

³ Arh. Inst. Geol. Geof., București.

⁴ Arh. Inst. Geol. Geof., București.

Un affleurement situé sur le bord occidental de la route nationale Reșița-Lupac, à 1125 m sud de l'intersection avec la route vers Dognecea, offre une image claire du contact tectonique entre les dépôts brécheux-conglomératiques des Couches de Doman (Nappe de Reșița) et les dépôts conglomératique-gréseux des Couches de Lupacu Bătrîn (écailler de Dealu Vremii) (fig. 2 et 3). Entre ces deux complexes, qui se rattachent donc à deux unités tectoniques différentes, on observe (sur une épaisseur de 5–10 cm) une argile fort bréchifiée (fig. 3) qui marque le plan de charriage de la Nappe de Reșița. Le sens de pendage de ce plan est vers le NNE et son pendage est de 15°. Au-dessus du plan de charriage on observe des brèches (1–2 m) à grands éléments (5–30 cm) de schistes cristallins (fig. 2 et 3) qui, en haut de la route (vers le nord) font corps commun avec le reste des Couches de Doman et continuent jusqu'à Reșița et Doman ; mais, justement au-dessous du plan de charriage, sur une épaisseur de 0,80–2 m, il y a des grès argileuses à concrétions ferrugineuses (couleur de rouille) qui rappellent la partie basale des Couches de Lupac (Stéphanien C), mais qui passent en bas, tout à coup, à l'alternance des conglomérats avec des grès, caractéristique des Couches de Lupacu Bătrîn (Stéphanien B-? C basal). La jonction de ce plan de charriage avec celui de la ligne Reșița-Carașova, par-dessous les Couches de Doman, nous offre l'image claire du corps de la Nappe de Reșița.

Par-dessus les conglomérats de Doman de la base de la Nappe de Reșița, entre les vallées Doman et Bîrzavița, suit en continuité de sédimentation un complexe conglomératique-gréseux à débris de pectoptérides et lentilles (moins de 10 cm) de charbon (type Couches de Lupacu Bătrîn), faiblement argileux à la partie terminale (? Couches de Lupac). De ce complexe a lieu le passage progressif à une succession d'argiles gréseuses et grès rouges à *Walchia* (permiens) qui constituent la zone axiale d'une faible ondulation synclinale inscrite dans le corps de la Nappe de Reșița. Le petit synclinal auquel nous faisons référence est situé à nord-est de Lupac, sur le clin nord-est de la colline qui forme la rive droite de la Vallée Bîrzavița et descend vers Bîrzava, en Reșița. Le synclinal se ferme vite, autant vers le sud qu'aussi bien vers le nord, de sorte que sur direction dans les deux extrémités apparaissent seulement les brèches grossières des Couches de Doman situées à la base de la Nappe de Reșița. Contescu (1961) a saisi la position synclinale des Couches de Doman du cours inférieur de la Vallée Bîrzavița, en observant qu'elles occupent une position inférieure aux Couches de Lupacu Bătrîn ; sur ce considèrent, il les attribue au Permien, à l'encontre de tous les arguments de ses prédecesseurs qui plaident pour leur âge carbonifère. Stănoiu (1969), se référant aux mêmes dépôts brécheux grossiers (Couches de Doman) sur la rive droite de la Vallée Bîrzavița, près de Reșița, les considère situés dans l'axe d'un anticlinal (pareillement à Cantuniasi, 1930 a), bien que, d'en-dessous de ceux-ci sur la même vallée apparaissent les dépôts plus jeunes du complexe



Fig. 2. — Le plan de charriage entre les Couches de Doman — la Nappe de Reșița (à droite, en haut) et les Couches de Lupacu Bătrîn-l'écaillle Dealu Vremii (à gauche, en bas).



Fig. 3. — Détail pour le plan de charriage de la Nappe de Reșița ; met en évidence la zone de bréchification (5—10 cm d'épaisseur) à la limite entre les Couches de Doman et les Couches de Lupacu Bătrîn.



Institutul Geologic al României

conglomératique-gréseux (type Couche de Lupacu Bătrîn) qui apparaissent dans la fenêtre Cîlnic-Moniom.

Cantuniaři (1930, 1930 a) est d'avis que sur les bords de la Vallée Bîrzavița il y a quatre lambeaux de cristallin vert „ruiniforme” qui couvrent en position tectonique : „les conglomérats grossiers basaux” (à savoir les Couche de Doman); des conglomérats qui, de l'avis du même auteur, apparaissent seulement dans les axes des anticlinaux majeurs. Les lambeaux de cristallin vert „ruiniforme” n'ont plus été mentionnés sur les cartes ultérieures de Răileanu (1952), parce qu'il les a considérés comme des blocs déposés sur voie sédimentaire pendant le Pliocène. Nous aussi, nous sommes convaincus que ces blocs ne représentent pas une nappe, mais qu'ils sont issus, très vraisemblablement, de la désagrégation sur place des Couche de Doman, après la mise en place de la Nappe de Reșița.

Les dépôts de la Nappe de Reșița, considérés dans leur ensemble, trahissent un faciès grossier, autant au niveau du Carbonifère aussi que à celui du Permien, ce qui semble indiquer leur appartenance à un faciès marginal occidental, dans lequel le matériel végétal n'a pas eu de conditions optimales de charbonisation. Cette conclusion est conforme aussi avec les données obtenues du forage no. 4 qui, traversant les dépôts rouges à dominance gréseuse du Permien, est passé par un complexe conglomératique-gréseux et a intercepté (aux profondeurs de 303, 377,5 et 451 m) seulement quelques lentilles (moins de 5 cm) de charbon. Le forage a été arrêté à la profondeur de 500 m, et les carottes extraites sur les derniers 5 mètres ont montré un conglomérat grossier brécheux, du type des conglomérats situés à la partie supérieure des Couche de Doman. Il est certain que, si le sondage avait été continué, il aurait traversé entièrement la nappe et serait entré dans le niveau des argiles noires autuniennes de la fenêtre Bîrzavița. Ensuite, il aurait traversé les Couche de Lupac et les Couche de Lupacu Bătrîn, éventuellement abritant du charbon, pareillement que celles des écailles Dealu Vremii et Lupac.

Si l'on fait référence strictement au secteur Lupac (pl. I), il faut mentionner que la Nappe de Reșița est constituée seulement de dépôts appartenant aux Couche de Doman, couches qui décrivent dans ses secteurs oriental et septentrional une série d'anticlinaux et de synclinaux différemment orientés et à flancs très peu inclinés ($5-15^\circ$), tandis que dans le secteur occidental (la source de la Vallée Lupacu Bătrîn), près du lieu d'enracinement de la nappe, on rencontre une série de plis étroits, redressés presque à la verticale et orientés à peu près nord-sud.

L'Ecaille de Dealu Vremii

A l'est de la Vallée Lupac, sur les collines Vremii, Lupac et Drenia, se développent les Couche de Lupacu Bătrîn sous la forme d'une plaque. Celle-ci couvre les termes les plus jeunes des Couche de Lupac (Stéphanien C - ? D basal) et du complexe argileux à *Walchia* (Stéphanien



D-Autunien), qui apparaissent dans une série de fenêtres ou de demi-fenêtres (Lupac, Poienița, Drenia et Esenovăț). L'écaille de Dealu Vremii est couverte à l'est et au nord par la Nappe de Reșița, et à l'est elle est raccordée avec la ligne de chevauchement des Couches de Lupacu Bătrîn des vallées Lupacu Mic, Lupacu Bătrîn, Tigana et les autres affluents petits, de droite, de la Vallée Lupac. L'érosion dans la Vallée Lupac et la Vallée Tigana a enlevé une grande partie de cette écaille, formant la fenêtre Tigana dans laquelle affleurent des dépôts plus jeunes (Stéphanien C — ? D basal).

Dans les dépôts de l'écaille de Dealu Vremii sont situées les couches de charbon exploitées auparavant. Ces couches appartiennent au complexe charbonneux II, notamment à celui situé dans les Couches de Lupacu Bătrîn. Par conséquent, les couches de charbon interceptées par la galerie no. 1 IFLGS ne peuvent pas être corrélées avec les couches signalées par le sondage no. 42 et qui se rattachent au complexe charbonneux I des Couches de Lupac de l'écaille à même nom (voir pl. II). L'apparente possibilité de correler les couches de charbons de l'unité supérieure et de celle inférieure est donnée par la faille (post-charriage) placée entre celles-ci. Le long de cette faille l'unité orientale est pendante et de cette sorte les couches de charbon, bien que se rattachant à des unités différentes, se rapprochent beaucoup les unes des autres, suggérant une liaison directe.

L'écaille de Dealu Vremii est confirmée également par les données de forage. L'analyse des carottes a permis la constatation que tous les sondages emplacés sur l'écaille de Dealu Vremii ont traversé, sur un intervalle de 100—200 m, la plaque des Couches de Lupacu Bătrîn, pour traverser ensuite des schistes argileux à *Walchia* (autuniens) et les Couches de Lupacu à charbon (complexe I); ce qui plus est — certains sondages sont entrés de nouveau en schistes autuniens (sondages no. 66).

L'écaille de Dealu Vremii est morcelée en blocs, à cause de quelques failles plus ou moins verticales, postérieures au charriage, orientées nord-sud.

L'Écaille de Lupac

L'existence de cette unité a été suggérée par l'étude minutieuse des carottes obtenues de nombreux forages effectués à Lupac, dans la fenêtre Tigana, de même qu'à partir de la réinterprétation des données offertes par l'un des forages (no. 13) effectués dans la fenêtre Sopot de Clocotici.

Dans les deux fenêtres, les sondages ont été emplacés sur des dépôts se rattachant au Stéphanien C-? D basal ou sur des dépôts qui appartiennent au Stéphanien D- Autunien. Nous avons constaté que, sauf le sondage no. 24, tous les autres ont traversé au début des dépôts plus anciens que ceux sur lesquels ils ont été emplacés et ensuite quelques-uns (no. 1, no. 4 etc) sont entrés de nouveau dans des dépôts plus jeunes (permiens); et d'autres (no. 36, no. 42 etc) n'ont pas pu réaliser le même objectif, à cause du métrage réduit qui a été projeté. Il faut retenir que dans



l'écaille de Lupac, au niveau des Couches de Lupacu Bătrîn, sont bien développées les couches principales de charbon du complexe charbonneux II (voir planche II, sondage no. 24). Ce complexe (II) a été connu par intuition il y a bien d'années (Năstăseanu, 1962)⁵, quand on supposait que les Couches de charbon de Secu appartiennent à un complexe inférieur qui doit être à Lupac aussi.

CONCLUSIONS

Les conclusions qui s'imposent de l'interprétation de nouvelles observations faites à Lupac peuvent être concrétisées en quelques idées essentielles, concernant particulièrement la tectonique de la région.

La partie septentrionale de la zone de Reșița est caractérisée par un système de nappes alpines qui ont affecté autant les formations cristallines aussi bien que celles sédimentaires.

La Nappe de Dognecea (Nappe du „cristallin vert”, Cantuari, 1930) est une nappe de cisaillement sous-séquent. Elle a été mise en place au cours des mouvements alpins, pareillement à la nappe gétique. Le déplacement de la nappe s'est réalisé par la réactivation de la dislocation occidentale, faiblement inclinée, qui a facilité l'avancement du cristallin de l'ouest sur le sédimentaire de l'est de la zone de Reșița.

La Nappe de Reșița appartient à la couverture sédimentaire westphaliene autunienne et a été mise en place probablement en même temps que la Nappe de Dognecea. Elle peut être le résultat de l'entraînement vers l'est du sédimentaire pendant l'avancement de la Nappe de Dognecea et avoir été engendrée par un phénomène de sur-plissement. Mais, il est également probable qu'elle soit l'effet du déplacement d'une unité plus interne vers l'extérieur par l'intermédiaire d'un autre plan de chevauchement, activé par les mêmes forces centripètes que dans le cas de la Nappe de Dognecea.

Les faciès des dépôts paléozoïques dans le cadre de la Nappe de Reșița semblent être bien différents (plus grossiers et sans couches de charbon) par rapport à ceux des écailles inférieures. Ces différences suggèrent l'appartenance à des aires de sédimentation différentes au début pour chaque unité tectonique à part.

L'écaille de Dealu Vremii est constituée de dépôts appartenant au Westphalien D-Stéphanien A,B et ? C basal.

L'écaille de Lupac est constituée de dépôts d'âge Westphalien D-Autunien. Dans son cadre, les dépôts charbonifères contiennent le plus grand nombre de couches de charbon de Lupac.

Ce système de nappes a été mis en place pendant le Crétacé supérieur (post-albien) et affecté ensuite par une tectonique disjonctive récente (? miocène).

⁵ Arh. Inst. Geol. Geof., București.

BIBLIOGRAPHIE

- Antonescu Em., Năstaseanu S. (1976) Contribuții palinologice la cunoașterea Permianului din Banat. *D.S. Inst. geol. geof.* LXIII/4. București.
- Cantunari Şt. (1930) Contribuții la cunoașterea geologiei Banatului. I Studii geologice în regiunea Cilnic-Lupac-Vodnic (jud. Caraș-Banat). *D.S. XVI*, p. 72–82, 1928. București.
- (1930 a) Contribuții la cunoașterea geologiei Banatului. II Studii geotectonice în regiunea Moniom-Lupac-Vodnic. *D.S. XVII*, p. 140–150, 1929, București.
- Codarcăea Al. (1930) Cercetări în valea Ferendiei și valea Moraviței din imprejurimile Ocnei de Fier (jud. Caraș-Banat). *D.S. XIII*, p. 119–125, 1925, București.
- (1931) Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier-Bocșa Montană (jud. Caraș-Banat). *An. Inst. Geol.*, XV p. 1–424, 1930, București.
- Contescu L. (1961) Contribuții la studiul litotipilor Paleozoicului superior din imprejurimile Reșiței. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol.*, VI, 2, București.
- Doublinger J. (1956) Contribution à l'étude des flores Autuno-Stephaniennes. *Mem. de la Soc. geol. France. Mauv. Ser.*, 75, p. 1–180, Paris.
- (1975) Etudes palinologiques dans l'Autunien. *Rev. of Paleobot. and Palyn.*, 17, 1/2, p. 21–38, Amsterdam.
- Murgoci G.M. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes Méridionales. *C.R. Acad. Paris*.
- Năstaseanu S. (1964) Prezentarea hărții geologice a zonei Reșița-Moldova Nouă. *An. Com. Geol.*, XXXIII, p. 291–342, 1962, București.
- Stănoiu I., Bițoianu Cornelia (1973) Corelarea formațiunilor molasei hercinice (Westphalian-Permian) din partea vestică a Carpaților Meridionali. *An. Inst. Geol.* XL, p. 71–109, 1972, București.
- Răileanu Gr. Năstaseanu S., Mutihac V. (1957) Cercetări geologice în regiunea Anina-Doman (Zona Reșița-Moldova Nouă, Banat). *Acad. R.P.R., Bul. St., geol., geogr.*, II/2, p. 281–310, 1957, București.
- Năstaseanu S. (1958) Contribuții la orizontarea Paleozoicului superior din regiunea Giudanovița-Lupac. *Anal. Univ. București*, 18, p. 135–144, București.
- Schreter Z. (1912) Beiträge zur Tektonik des sudlichen Teiles des westlichen Krassoszoren-yer Kalkgebirges. *Jahresber. d. k. ung. geol. R.A.f.*, p. 134–173, 1910, Budapest.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *An. Inst. geol. Rom.* XVI, p. 327–417, 1931, București.

QUESTIONS

H. Krautner : 1. Qu'est-ce que vous pensez sur l'âge des unités tectoniques que vous avez séparées ?

2. Est-ce qu'il y a des possibilités de corrélation des unités tectoniques séparées avec celles connues au-dessous de l'unité supragéétique du Banat du sud et au sud du Danube ?

Réponse : 1. L'âge de ces unités est certainement Crétacé supérieur (post-Albien), du fait que la Nappe de Reșița recouvre les grès albiens de Doman et les calcaires urgoniens de la rive gauche de la Vallée du Lupac ; par conséquent, il est synchrone avec celui de la Nappe gétique, selon ce que nous avons mentionné dans le texte.



2. Les unités de Lupac viennent probablement se corréler avec l'unité de Sasca-Gornjak, séparée par Sănduleșcu (1975).

G. Pitulea : 1. Sur quelle base ont été identifiées les failles verticales apparaissant sur la coupe 5-5' et quel âge les accordez-vous ?

2. Sur la coupe 5-5', pour laquelle vous avez disposé des éléments établis par nous à l'aide des forages, aux profondeurs auxquelles vous avez tracé les lignes de chevauchements, vous avez présenté des pendages petits, de 4-5° ; comment les avez-vous obtenus, vu qu'ils ne concordent pas avec ceux que nous vous avons communiqués ?

3. Vous avez affirmé que les forages se sont arrêtés au-dessus du complexe 2 d'houille, identifié par nous ; qu'est-ce que vous autorise à faire cette affirmation ? considérez-vous qu'il y a encore un complexe 2, sauf celui trouvé par nous ?

Réponse : 1. Les failles ont été observées autant dans le lever en surface, mais elles ont été déduites également de l'interprétation des données de forage, et leur âge est post-charriage (miocène ?).

2. Le plan des nappes de charriage a été tracé à partir de la limite entre les dépôts carbonifères sur-jacents et ceux permiens sous-jacents. Nous avons interprété les pendages des couches trouvés dans le matériel primaire de l'I.F.L.G.S. en les corroborant avec nos observations sur les carottes de Lupac. D'ailleurs, les pendages des dépôts des différentes unités n'ont aucune liaison avec les plans de charriage, qui sont indépendants.

3. Cette affirmation est confirmée par les forages de la coupe annexée à l'étude, et, en ce qui concerne la numérotation du complexe, il y a une grande différence, parce que dans le travail présenté nous avons numérotés les complexes charbonneux à partir de leur position stratigraphique, qui n'est pas la même que celle géométrique, établie par le collectif d'exploration.

M. Trifulescu : 1. Les failles, les écailles et les nappes mentionnées par vous sont du même âge or d'âges différents ?

2. Vous réduisez l'étude tectonique de la région de Reșița aux déformations macro-disjonctives ? Qu'est-ce que vous pouvez nous dire sur la tectonique plicative des formations de la région ?

Réponse : 1 et 2. Dans la présentation de mon travail j'ai montré qu'il y a une tectonique plicative et disjonctive hercynienne pré-charriage, ensuite une autre alpine, manifestée en diverses phases, parachevée probablement au cours de la phase laramienne et affectée plus tard par une tectonique disjonctive récente (miocène ?).

V. Mulihaç : 1. Quels sont les arguments paléontologiques en ce qui concerne la stratigraphie du Carbonifère et quelle est leur valeur chronostratigraphique ?

2. Quel est le soubassement de la Nappe de Reșița ?

3. Est-ce que les unités tectoniques ont des dépôts mésozoïques aussi ?

Réponse : 1. Les arguments paléontologiques sont de nature macrofloristique et palynologique (associations mentionnées dans le texte aussi), et leur valeur stratigraphique est celle accordée de règle dans la chronostratigraphie du Carbonifère de l'Europe de l'ouest.

2 et 3 : Le soubassement de la Nappe de Reșița est l'éaille de Dealu Vremii, au sein de laquelle se trouvent également des dépôts mésozoïques (calcaires urgoniens).

I. Stănoiu : 1. Comment encadrez-vous dans une classification les nappes de charriage annoncées ?

2. Croyez-vous que l'anticinal Iesenovăț est un synclinal ?

Réponse : 1. Il s'agit de nappes de cisaillement sous-séquent.

2. A mon avis, il n'existe pas un anticinal sur la Vallée Iesenovăț, ni en prolongement vers le nord, selon ce qui est figuré sur la carte annexe d'un travail antérieur (Stănoiu,

1969), parce que sur la Vallée Iesenovăț il y a une demi-fenêtre, ensuite le corps de la Nappe de Dealu Vremii avec sa structure tectonique et en continuité du même „anticlinal” suit la Nappe de Reșița qui décrit un synclinal même là où serait l'axe du soi-disant anticlinal.

DISCUSSIONS

I. Stănoiu : La région discutée est placée sur le bord occidental du grand synclinorium Reșița. Par conséquent, il faudrait nous attendre à trouver un style tectonique pareil à celui de la zone de Reșița, qui est compliqué par l'existence, dans son proche voisinage, de la nappe de cisaillement résultée du chevauchement des schistes cristallins sur les dépôts paléozoïques et mésozoïques, aussi bien que par le fait que les dépôts paléozoïques ont eu, quand ils ont été repris dans les plissements alpins, une tectonique propre, hercynienne. Il est probable que dans cette région pendant la phase diastrophique laramienne, se soit formée une nappe de cisaillement par le chevauchement des schistes cristallins de l'ouest, par-dessus les dépôts paléozoïques et mésozoïques. C'est pourquoi les plis des dépôts paléozoïques d'en-dessous ont été inclinés et déversés vers l'est, ont été foliés et fortement écaillés. On pourrait interpréter quelques-fois ces plis-écailles exagérés en tant que nappes de charriage, mais d'ampleur beaucoup moindre par rapport aux nappes à dépôts paléozoïques.

Réponse : Dans une étude antérieure (Năstăseanu, 1964) nous avons décrit et figuré les plis hercyniens de la zone de Reșița, en soulignant en même temps le fait qu'ils ont une orientation quelque peu différente de celle des plis alpins. Maintenant nous avons complété l'image tectonique de la région en signalant les nappes de cisaillement mentionnées dans le texte. Ces nappes agissent également sur les structures hercyniennes et alpines, pareillement à la nappe géтиque, dont on considère qu'elle a évolué au début sous l'impulsion de la phase autrichienne et qu'elle a été parachèvée au cours de la phase laramienne. Dans le cadre de chaque unité nous avons rencontré des plis à vergences orientales, parfois avec les flancs inverses laminés. Donc, la discussion menée par I. Stănoiu a été un bref passage en revue des données connues et qui n'autorise pas la conclusion finale. En réalité, cette conclusion oscillant entre nappes de petites dimensions et plis-écailles vient d'une connaissance sommaire de la région.

G. Pitulea : On y affirme que les forages ont confirmé la présence des nappes. Nous considérons que ce n'est pas exact, vu que — dans l'idée de l'existence des nappe — on ne peut pas corrélérer, à notre avis, les formations géologiques. Nous croyons qu'on y est en présence des plis-écailles, affectés par deux systèmes de fractures : l'un paléozoïque supérieur et l'autre mésozoïque supérieur.

Réponse : Le système des nappes alpines présenté dans l'étude est fondé tout d'abord sur la détermination d'une stratigraphie rigoureuse des formations interceptées par les forages de Lupac. La stratigraphie a été négligée et certains spécialistes l'ignorent toujours dans leurs explorations. Nous avons montré quels sont les repères paléontologiques et lithologiques qui sont à la base de la corrélation des formations des unités établies. Quant au système des fractures affectant la région de Lupac, il est nécessaire de consulter aussi les études antérieures (Răileanu, Năstăseanu, 1958; Năstăseanu, 1964), dans lesquelles il y a beaucoup de détails sur la tectonique hercynienne et alpine.

M. Trifulescu : Le pendage de 180° du plan figuré par vous ne nous semble guère un argument à même d'étayer l'existence d'une nappe et, surtout, il ne faut pas l'associer au charriage géтиque. Quant à celui-ci, on sait qu'il a été contesté. Nous sommes d'avis que les



phénomènes de chevauchement présentés sont du rang de l'écaille, du plis-écaille ou même d'une petite nappe, d'âge hercynien ou alpin.

Réponse : La majeure partie des chercheurs préoccupés par les problèmes tectoniques des Carpathes Méridionales ont eu des contributions plaident pour la nappe gétique (Murgoci, 1905); par conséquent, l'affirmation faite me semble une opinion subjective, manquant d'arguments.

V. Mutihac : Le fait que toutes les complications ont affecté seules les formations paléozoïques, ainsi que d'autres données, nous portent à considérer qu'il s'agit des déformations du type écailles et plis-écailles, et non de nappes.

Réponse : Nous avons montré que dans l'ensemble des nappes de Lupac se trouvent coïncés aussi des dépôts calcaires du type urgonien, c'est-à-dire le lambeau de calcaires mentionné sur l'écaille de Dealu Vremii, qui apparaît d'en-dessous de la Nappe de Reșița. Par conséquent, l'intervention faite afin de nié l'existence des nappes n'a pas de fondement.

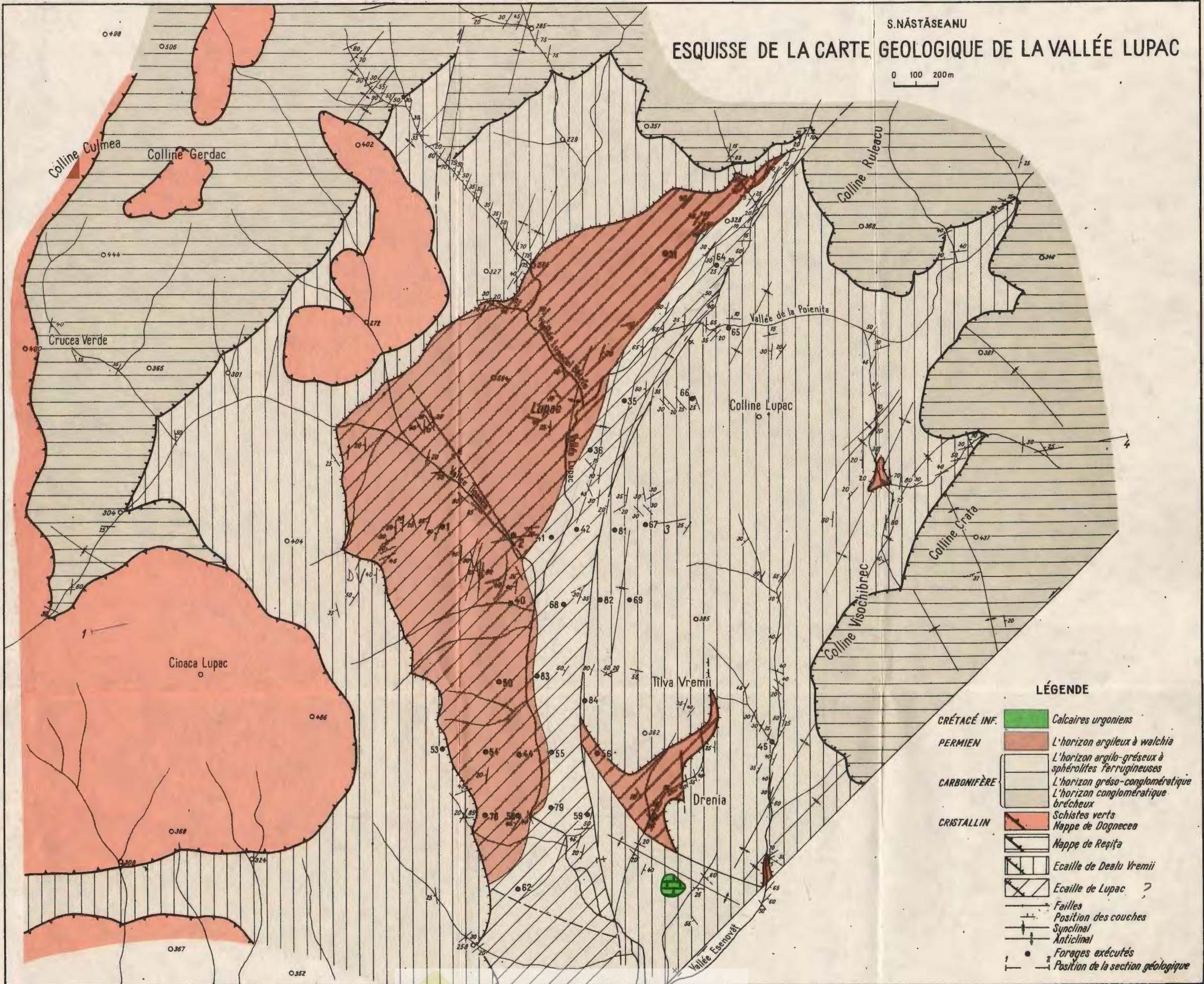
M. Sănduleșcu : L'image structurale nouvelle présentée par M. S. Năstăseanu a une importance particulière autant du point de vue de l'explication de la structure locale, aussi bien que du point de vue de l'entièvre image structurale générale de la partie interne de l'arc des Carpathes Méridionales du Banat et de la Serbie Orientale. Il est particulièrement significatif que dans la Nappe de Sasca-Gornjak les formations paléozoïques supérieures molassiques représentent la plus grande partie de l'unité. De ce point de vue, la mise en parallèle de la Nappe de Reșița (et des sous-unités connexes) avec la Nappe de Sasca-Gornjak est parfaitement justifiée. Ce qui plus est, la position des deux unités, en face de la nappe supra-gétique, et le fait qu'elles sont charriées sur le sédimentaire gétique de la zone de Reșița-Kučaj étayent la corrélation mentionnée. L'idée est confirmée ainsi que les nappes de Sasca-Gornjak et de Reșița proviennent d'une zone de sédimentation située entre l'aire de sédimentation supra-gétique et celle de la partie interne de la nappe gétique (la zone de Reșița-Kučaj), zone de sédimentation à caractères propres et spécifiques (la présence des formations triasiques de faciès alpin). L'épaisseur réduite de ces nappes suggère l'amincissement considérable de la croûte, qui a eu lieu dans la partie interne de l'arc des Carpathes Méridionales, propre aux caténaires dans lesquelles les phénomènes de charriage se sont beaucoup développés.

Réponse : L'intervention d'en haut met en évidence les implications que soulève, de règle, la présentation de la Nappe de Reșița, dans le cadre structural général de la partie interne des Carpathes Méridionales au nord et au sud du Danube.



ESQUISSE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA VALLÉE LUPAC

0 100 200m



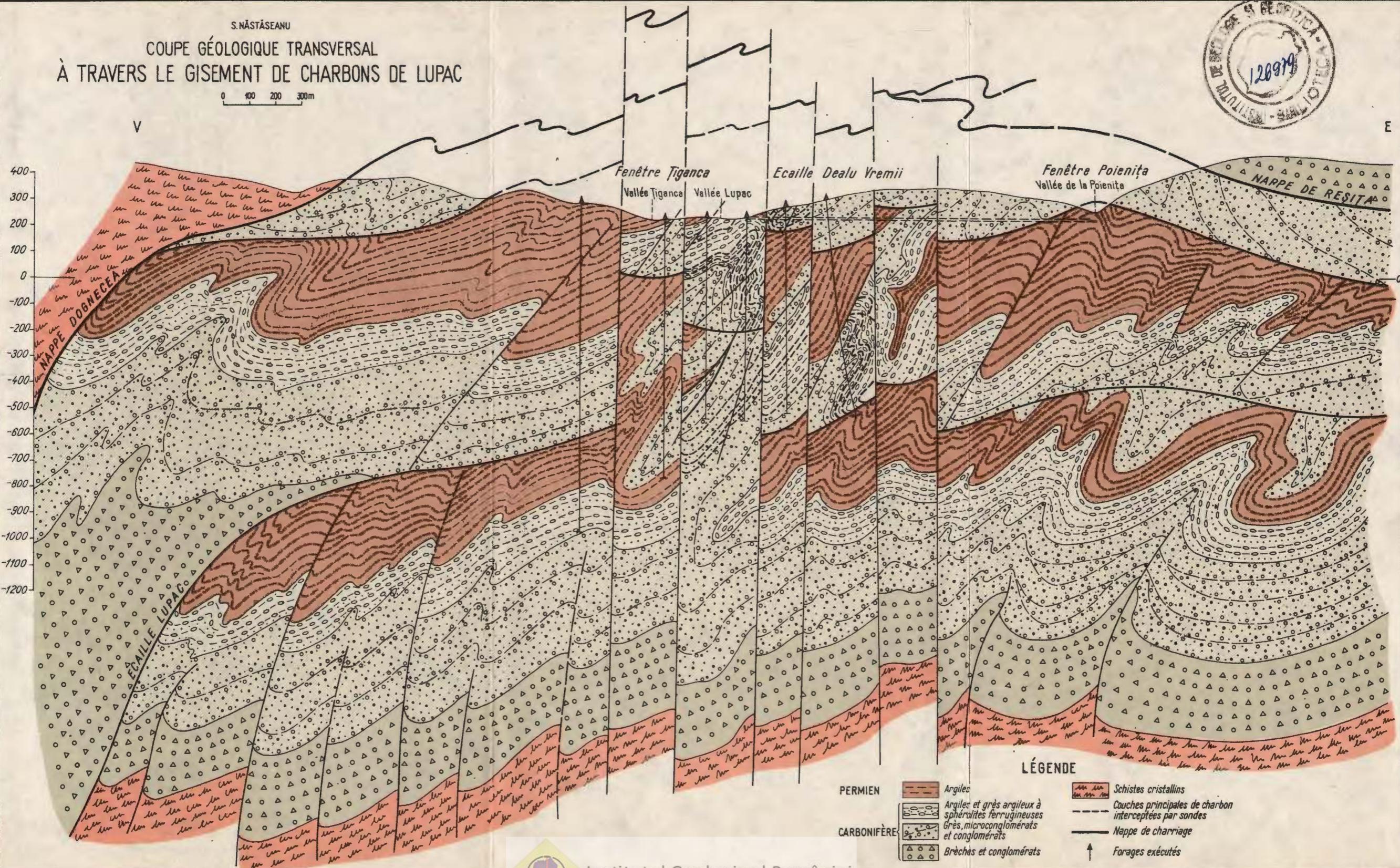
S. NĂSTĂSEANU

COUPE GÉOLOGIQUE TRANSVERSAL
À TRAVERS LE GISEMENT DE CHARBONS DE LUPAC

0 100 200 300m

V

E



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

ASPECTE TECTONICE NOI ÎN CRISTALINUL ZONEI CÎRLIBABA-ȚIBĂU (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

LIVIU NEDELCU²

Abstract

New Tectonic Aspects in the Crystalline of the Cîrlibaba-Țibău Zone (East Carpathians). The occurrences of new porphyroid rocks, similar from petrographic viewpoint to the Pietrosu Bistriței porphyroid gneisses, led to the pointing out of new tectonic relationships in the Cîrlibaba-Țibău zone. These relationships have been established relying on the discovery, at the contact between the porphyroid rocks and the Tulgheș, Țibău formations, of some breccias accompanied by laminations and phyllonitizations. Thus the thrust of the Rodna-Mestecaniș Unit over the Pietrosu porphyroids was proved. Starting from the hypothesis that the level of the Nichitaș metatuff, from the eastern part of the Rodna Mountains, could be the petrographic correspondent of the Pietrosu porphyroid gneisses, one may reach the conclusion of a possible equivalence, on a regional extension, of the Rodna Unit with the Iacobeni Unit.

1. INTRODUCERE

Cercetările de teren efectuate de autor, în cursul anului 1976, în zona Cîrlibaba-Țibău, coroborate cu datele furnizate de forajele și lucrările miniere executate anterior de I.S.E.M. și I.P.E.G. „Suceava”, au permis evidențierea unor relații tectonice noi în cadrul unităților cristalinului din această zonă.

Teritoriul care a făcut obiectul cercetărilor este cuprins între dealul Țapu, la nord, și rîul Bistrița, la sud, și delimitat de valea Cîrlibabei, la est, și valea Țibăului, la vest.

Sinteza acestor investigații geologice am consemnat-o deja într-un studiu preliminar asupra zonei (L. Nedelcu, 1977)³, astfel încit, în

¹ Predată la data de 23 mai 1977, acceptată pentru publicare la data de 1 iunie 1977 comunicată în ședința din 8 iunie 1977.

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

³ Arh. Inst. Geol. Geof., București.



lucrarea de față, vom încerca să abordăm doar acele aspecte care pot contribui la elucidarea unor situații tectonice inedite ale zonei.

Cunoașterea geologică a zonei o datorăm unei întregi pleiade de cercetători, printre care, menționăm pe Walter (1876), Kräutner (1927) și mai recent pe Tamar Bodin și C. Ionescu (1955)⁴, C. Ionescu (1956⁵, 1961⁶), I. Bercia et al. (1964)⁷, Violeta Iliescu (1965)⁸. Referiri asupra acestei zone mai sunt cuprinse și în lucrările cu caracter monografic privind cristalinul Carpaților Orientali, ale lui I. Rădulescu et al. (1965)⁹ și I. Bercia et al. (1971¹⁰ 1976).

2. CADRUL GEOLOGIC

Ansamblul geologic al zonei este caracterizat de participarea serilor de Tibău și de Tulgheș, din unitatea de Rodna-Mestecăniș, precum și de aparițiile porfiroidelor de Pietrosu din partea estică a regiunii. Aceste serii cristaline suportă, în bazinul văii Tibăului, o cuvertură post-austriacă (Bercia et al., 1976), constituită din depozite cretacic-superioare și paleogene¹¹.

Formațiunile cristaline din zonă prezintă o succesiune litostratigrafică care începe în bază prin complexele: inferior, Tg_1 și median, Tg_2 , ale seriei de Tulgheș, care suportă transgresiv seria carbonifer-inferioară de Tibău. O succesiune de detaliu pentru această zonă a fost recent dată de L. Nedelcu (1977)¹², realizându-se astfel o corelare bună cu succesiunile seriilor respective din unitatea de Rodna-Mestecăniș, stabilite de I. Bercia et al. (1971)¹³.

2.1. Seria de Tulgheș (Tg) – Vendian-Cambrian inferior (Bercia et al. 1976)

Formațiunile cristaline aparținând acestei serii se dezvoltă atât în structura anticinalului Fluturica, cât și în ridicarea tectonică importantă, situată în estul regiunii.

2.1.1. Complexul inferior (Tg_1)

Complexul Tg_1 se dezvoltă într-un facies cuarțos, reprezentat printr-o gamă variată de șisturi cuarțitice sericitoase și/sau muscovitice, cloritoase, precum și cuarțite, cuarțite feldspatice și metavulcanite acide.

Succesiunea complexului, începînd din bază, este următoarea :

- nivelul cuarțitelor albe ;
- nivelul șisturilor cuarțitice muscovito-cloritoase ; uneori nivelul cuprinde intercalații de șisturi cuarțitice sericitoase cu grafit ;

⁴⁻⁵⁻⁶⁻⁷⁻⁸⁻⁹⁻¹⁰ Arh. Inst. Geol. Geof., București.

¹¹ Studiul acestor formațiuni se află în curs de elaborare de către L. Szasz. Inst. geol. geof., București.

¹² Op. cit. pct. 3.

¹³ Op. cit. pct. 10.



- nivelul metavulcanitelor acide (riolitice);
- nivelul șisturilor cuarțitice sericito-cloritoase ± biotit, cu intercalări de cuarțite sericitoase și cuarțite feldspatiice.

Dintre acestea nivelul metavulcanitelor riolitice prezintă tendință unei dezvoltări regionale. Pe considerente de ordin petrografic și stratigrafic, l-am echivalat cu nivelul metavulcanitelor de Obcina Mestecăniș (Bercia et al., 1975; Kräutner et al., 1975).

2.1.2. Complexul median (Tg_2)

Acest complex are o dezvoltare redusă în zonă și prezintă o coloană stratigrafică incompletă. Se caracterizează printr-un facies grafitos, în care cuarțitele negre sunt subordonate, sub aspect cantitativ, șisturilor. Apariții mai continui și cu o succesiune ceva mai completă, sunt recunoscute în estul zonei, de-a lungul pîriului Cîrlibaba. În punctul denumit „La hait”, din apropierea confluencei pîriului Tonca cu pîriul Cîrlibaba, nivelul de cuarțite negre pare să conțină oxizi de mangan.

Frecvent nivelul de șisturi grafitoase și cuarțite negre conține lentile subțiri de calcare cenușii.

Spre partea superioară a complexului apare uneori un nivel discontinuu de șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit.

2.2. Seria de Tibău (Tb) — Carbonifer inferior

Caracterul carbonatic predominant al unor formațiuni situate la partea superioară a seriei de Tulgheș, a căror vîrstă, determinată palinologic este carbonifer-inferioară, a permis separarea de către I. Bercia et al. (1971)¹⁴, a unei serii epimetamorfice hercinice denumită „seria de Tibău”.

În cadrul acestei serii au fost deosebite două komplexe stratigrafice : Tb₁ — complexul calcarelor și dolomitelor de Cîrlibaba — Tibău, inferior.

Tb₂ — complexul șisturilor verzi de Tibăuș, superior.

2.2.1. Complexul inferior (Tb_1)

Complexul Tb₁ este reprezentat printr-o stivă de calcare și dolomite, cu variații mari de grosime (150—500 m) și care prin ariile importante pe care le ocupă dau zonei o notă particulară. Astfel, dacă în sudul regiunii depozitele carbonatice ocupă arii restrînse, spre nord, în zona Iedu-Țapu, acestea ocupă întregul interfluviu Tibău-Cîrlibaba.

Complexul poate începe în bază fie printr-un nivel de metamicroconglomerate cu găleți rotunjiți de cuart și ciment dolomitic, cum este cazul celor de pe pîrul Tătarca (I. Bercia et al., 1971)¹⁵, fie printr-un

¹⁴ Op. cit. pct. 10.

¹⁵ Op. cit. pct. 10.



nivel de brecii calcaroase. La partea inferioară se mai remarcă nivale frecvente de calcare grafitoase care trec spre partea superioară la calcare rubanate. Atât calcarele cit și dolomitele pot conține intercalații subțiri de șisturi sericito-cloritoase, uneori cu biotit transversal. Spre partea mediană, a complexului se individualizează un nivel de cuarțite albe de 20-40 m grosime. Acest nivel este bine reprezentat pe pîriul Iorăscu și pîriul Iedu.

Complexul se încheie printr-un nivel discontinuu de calcare albe zaharoide.

2.2.2. Complexul superior (Tb_2)

Complexul Tb_2 apare dezvoltat în partea centrală a zonei, între vîrful Iedu și vîrful Fluturica. În cadrul său am separat două orizonturi :

- orizontul șisturilor sericito-cloritoase cu biotit, la partea inferioară ;
- orizontul șisturilor sericito-cloritoase cu grafit, la partea superioară.

Primul orizont cuprinde trei nivale stratigrafice :

- nivelul șisturilor sericito-cloritoase cu magnetit ± biotit ± porfiroblaste de albît ;
- nivelul șisturilor sericito-cloritoase ± grafit ± biotit ;
- nivelul calcarelor cuarțitice superioare.

Orizontul șisturilor sericito-cloritoase cu grafit se dezvoltă sub forma unor mici sinclinală în versantul vestic al pîriului Cîrlibaba, precum și în versantul vestic al culmii Pleta-Iedu.

Orizontul cuprinde spre bază intercalații subțiri și discontinui de metavulcanite acide, iar spre partea sa superioară lentile de cuarțite negre în plăci, cu grafit pe suprafețele de separație.

2.3. Porfiroidele de Pietrosu

Porfiroidele de Pietrosu au fost semnalate pentru prima dată în zonă, sub această denumire, de C. Ionescu (1956)¹⁶. Ulterior, I. Bercea et al., (1964)¹⁷, remarcă la rîndul lor, prezența acestor roci porfiroide în regiune, iar în 1971¹⁸ le atribuie ciclului magmatic acid al seriei de Tulgheș.

În cursul cercetărilor de teren din anul 1976, am întîlnit în zonă roci porfiroide cu caractere petrografice similare celor cunoscute în Pietrosu Bistriței, fapt care ne-a făcut să le atribuim aceeași denumire. Aceste roci aflorează numai în partea estică a zonei, de-a lungul pîriului Cîrlibaba, începînd de la pîriul Tătarca pînă la pîriul Iedu.

Parageneza minerală a acestor roci : cuarț + plagioclaz + feldspat potasic + biotit (clorit) + apatit + epidot + sagenit + muscovit ± zir-

¹⁶ Op. cit. pct. 5.

¹⁷ Op. cit. pct. 7.

¹⁸ Op. cit. pct. 10.

con \pm oxizi de titan, este aproape identică cu cea descrisă de B al i n t o n i et al. (1974) pentru gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței, din regiunea Zugreni.

În general rocile porfiroide din zona Cîrlibaba-Țibău prezintă două aspecte petrografice distincte, departajate de acțiunea diferențiată a proceselor de retromorfism :

a) un porfiroid masiv, cu foliația primară puțin evidențiată, în care chiar și foliații penetrative hercinice sunt mai greu de remarcat ; biotitul și feldspății potasici apar în general proaspeți ; roca are un caracter ocular datorat porfiroblastelor mari de cuarț albăstrui și de feldspat ;

b) un porfiroid șistos, intens laminat, în care biotitul este complet cloritizat, plagioclazul sericitizat iar feldspatul potasic albitezat ; cuarțul are în general dimensiuni mai reduse decât în porfiroidul compact și este de regulă puternic sfărîmat.

Porfiroidul șistos se situează la partea superioară a porfiroidului masiv și constituie, după cum relevă și parageneza minerală, porțiunea din cadrul porfiroidelor asupra căreia a acționat retromorfismul.

Rezultă și pe această cale o identitate aproape perfectă a porfiroidelor din zonă cu porfiroidele din regiunea Zugreni (B al i n t o n i și G h e u c a , 1977).

În afara aliniamentului de roci porfiroide de Pietrosu, care este evidențiat și printr-un abrupt al reliefului, indicații asupra existenței acestor roci în subasmentul zonei au mai fost furnizate de brecia porfiroidului de Pietrosu, interceptată de forajul nr. 2, precum și de fragmentele de rocă porfiroidă găsite pe haldele din dealul Fluturica și provenind cu siguranță din vechile galerii.

3. CONSIDERAȚII TECTONICE

Formațiunile cristaline din zona Cîrlibaba-Țibău aparținând seriilor de Tulgheș și Țibău participă, alături de formațiunile seriei de Rebra-Barnar, la alcătuirea unității de Rodna-Mestecăniș (I. B e r c i a et al., 1971¹⁹, 1976). În cadrul acestei unități, seriile de Tulgheș și Rebra-Barnar suportă transgresiv formațiunile carbonatice ale seriei de Țibău.

În ansamblu, schema tectonică elaborată de B e r c i a et al. (1976) pentru această regiune a Carpaților Orientali, în care este cuprinsă și zona Cîrlibaba-Țibău, se prezintă astfel :

a) grupul pînzelor maramureșene, la partea inferioară ; în fereastra Rusăia acesta este constituit din seria de Brețila și seria paleozoică de Rusăia ;

b) grupul pînzelor bistrițene, la partea superioară, reprezentat doar prin unitatea Rodna-Mestecăniș.

În acest context aparițiile de porfiroide de Pietrosu, care prezintă similitudini petrografice și de metamorfism cu gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței, atrag implicit și unele semnificații tectonice, în con-

¹⁹ Op. cit. pct. 10.

formitate cu opinia exprimată de Balintoni și Ghinea (1977) asupra apartenenței acestor roci la unitatea de Pietrosu Bistriței.

În cadrul zonei Cîrlibaba-Tibău, porfiroidele de Pietrosu apar în cîteva puncte situate pe un aliniament estic, care urmărește în general cursul văii Cîrlibaba :

(1) pîrîul Iedu ;

(2) pîrîul Găinușa ;

(3) ivirile din versantul stîng al pîrîului Cîrlibaba, -începînd din aval de confluența cu pîrîul Pronosu pînă în pîrîul Tătarca ;

(4) primul affluent de stînga al pîrîului Tătarca.

Din analiza tuturor acestor iviri au rezultat cîteva observații ;

— porfiroidele au în general o formă tabulară, poziția lor fiind foarte apropiată de cea a formațiunilor metamorfice încunjurătoare ;

— punerea în contact a corpului de porfiroide cu nivele diferite ale seriei de Tulgheș sau cu calcarele de Tibău, evidențiază existența, la scară mai mare, a unei discordanțe importante ;

— prezența aproape constantă, la partea superioară a porfiroidelor a unor brecii polimictice ;

— apariția în baza formațiunilor care stau peste porfiroide a unor brecii oligomictice însoțite de laminări și uneori de filonitizări ;

— apariția la zi a porfiroidelor de Pietrosu este determinată de o ridicare puternică a flancului estic al structurii, de-a lungul unei direcționale majore ;

— semnalarea la contactul dintre calcarele de Tibău și porfiroidele de Pietrosu, într-un singur punct situat în vecinătatea confluenței pîrîului Cîrlibaba cu pîrîul Găinușa, a unei formațiuni silicioase cu aspect de jasp.

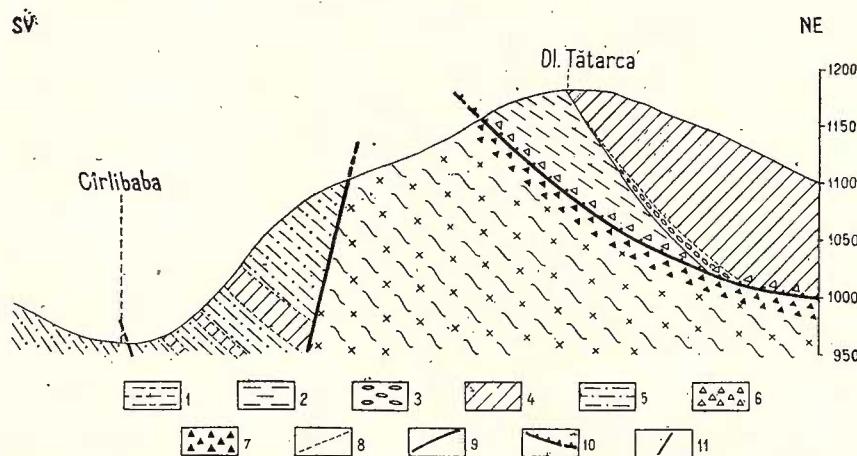
3.1. Breciile polimictice

La partea superioară a porfiroidelor de Pietrosu apare în mod frecvent o formațiune, brecioasă, care poate fi urmărită direcțional, într-o deschidere aproape continuă, pe aproximativ 300 m, în botul dealului Tătarca (vezi fig.), pînă în vecinătatea confluenței pîrîului Tătarca cu pîrîul Cîrlibaba. În rest prezența sa este trădată doar de blocuri care marchează contactul porfiroidelor cu formațiunile seriilor suprajacente.

Brecia este constituită din elemente centimetricice și uneori decimetrice, colțuroase, sau slab rotunjite, de cuart alb, sisturi cuarțitice sericit-cloritoase și roci porfiroide. Matricea, alcătuită în general din minerale filitoase : sericit, biotit și clorit, prezintă evidente fenomene de laminare în care sunt antrenate și elementele mai mici și mai puțin competente ale breciei, cum sunt cele de sisturi. Roca are în general o tentă roșcată, cu o colorație mai intensă a matricei datorită limonitzării sale avansate.

Am opinat, în cazul acestor brecii, pentru o origine tectonică pe baza următoarelor argumente :

— breciile conțin atât elemente din unitatea inferioară, reprezentată prin porfiroidele de Pietrosu, cât și din cea superioară, reprezentată prin sisturile cuarțitice sericit-cloritoase și cuarțitele seriei de Tulgheș ;



Profil geologic între pîriul Cirlibaba și dealul Tătarca.

1, porfiroide de Pietrosu ; 2, șisturi cuarțitice sericito-cloritoase laminatate, filonitizate (seria de Tulgheș) ; 3, metaconglomerate (seria de Tibău – Tb) ; 4, calcare silicioase (Tb) ; 5, șisturi sericito-cloritoase și calcaroase (Tb) ; 6, brecii oligomictice ; 7, brecii polimictice ; 8, limită geologică ; 9, limită de transgresiune ; 10, plan de șariaj ; 11, fâlie.

Coupe géologique entre le ruisseau Cirlibaba et la colline Tătarca.

1, porphyroïdes de Pietrosu ; 2, schistes quartzitiques séricito-chloriteux laminés, filonitisés (Série de Tulgheş) ; 3, métaconglomérates (Série de Tibău – Tb) ; 4, calcaires siliceux (Tb) ; 5, schistes séricito-chloriteux et calcaires (Tb) ; 6, brèches olygomictiques ; 7, brèches polymictiques ; 8, limite géologique ; 9, limite de transgression ; 10, plan de charriage ; 11, faille.

— laminarea destul de pronunțată a matricei evidențiază efectul unor procese dinamice care pot fi puse pe seama șariajelor în conformitate cu opinia exprimată recent de Balintoni și Gheluca (1977) ;

— lipsa unei sortări a elementelor și a unei stratificații primare a matricei.

3.2. Breciile oligomictice

Apar în baza formațiunilor care stau peste porfiroid, fiind bine reprezentate, în botul dealului Tătarca, unde sunt situate mai la est de limita breciilor polimictice.

Brecile se dezvoltă pe fondul unor șisturi cuarțitice sericito-cloritoase, cu nivele subțiri de cuarț, aparținând după opinia noastră seriei de Tulgheș. Elementele sunt constituite, în consecință, din șisturi și cuarț, reprezentând păturile cele mai competente ale formațiunii. Matricea, alcătuită din minerale filitice : sericit și clorit, are o culoare cenușie-verzuie, deosebindu-se și prin aceasta de cea a breciilor polimictice.

O situație mai deosebită se remarcă în apropierea contactului dintre calcarele și dolomitele seriei de Tibău și porfiroidul de Pietrosu, într-un

punct localizat în malul drept al pîrîului Tătarca, în apropierea confluenței cu pîrîul Cîrlibaba. Aici la baza calcarelor apare o formațiune conglomeratică cu elemente mici, de ordinul a 2-3 milimetri diametru, bine rotunjite, constituite din șisturi cuarțitice sericito-cloritoase și cuart alb, cu ciment calcaros, și care în accepțiunea dată de I. Bercia et al. (1971)²⁰, reprezintă dovada transgresiunii seriei de Tibău peste seria de Tulgheș. Această formațiune este afectată la rîndul său de o breciere intensă care implică și elementele metamicroconglomeratului. Se pune problema dacă în această situație brecia s-ar datora apropierii de planul de șariaj sau de o zonă de fractură. Opiniem pentru un efect conjugat al șariajului și fracturării întrucît breciile se află la distanță egală de zonele de producere a acestora.

3.3. Laminările și filonitzările

Breciile polimictice și oligomictice, sunt însoțite, în ambele unități, de laminări care conduc la o aplatisare a microcutelor și respectiv la o nouă foliație. Aceasta corespunde cu observațiile făcute de Balintoni și Gheluca (1977) în regiunea Zugreni-Barnar, care consideră că în zonele din apropierea planului de șariaj se dezvoltă o singură foliație, generată prin laminare.

Filonitzările sunt recoscibile doar în două puncte : unul pe botul dealului Tătarca, în cadrul aceluiși afloriment în care apar breciile oligomictice, iar celălalt pe primul afluent de stînga al pîrîului Tătarca, ambele dezvoltindu-se în șisturile cuarțitice sericito-cloritoase ale seriei de Tulgheș, situate în apropierea contactului cu porfiroidul de Pietrosu. Laminări, filonitzări și milonitzări au fost deja recunoscute de I. Bercia et al. (1971)²¹ în seria de Repedea (Paleozoic), în apropierea contactului tectonic (șariaj) cu seria de Bretila. Aceste efecte sunt puse în legătură directă cu șariajele alpine.

Relațiile tectonice care derivă din elementele prezentate pot fi urmărite pe un profil între pîrîul Cîrlibaba și dealul Tătarca.

3.4. Structura majoră

În ceea ce privește ansamblul structural al zonei, se constată că acesta se grefează pe cîteva elemente structurale majore : anticinalul Fluturica, la vest, cu formațiuni ale seriei de Tulgheș în ax, sinclinalul Precioloc-Pleta și sinclinalul Iedu-Tapu, în partea centrală și nordică a zonei, anticinalul Tătarca-Iedu, la est. Ultimul este evidențiat de o puternică boltire a porfiroidelor de Pietrosu din versantul nordic al pîrîului Găinușa. Ridicarea anticinală a porfiroidului se dezvoltă probabil și spre sud, ea fiind în parte dedusă și pe baza datelor furnizate de forajele executate în această parte a zonei. Axele structurilor au orientarea NNV – SSE, conformă cu direcția generală a structurii geologice majore.

²⁰ Op. cit. pct. 10.

²¹ Op. cit. pct. 10.

Se constată că formațiunile sunt antrenate într-o cutare largă, cu boltiri ample și cu flancuri în general slab inclinate ($10-40^\circ$).

De asemenea, pozițiile elementelor liniare ale cutelor, indică o afundare a structurii spre NV.

Se constată un oarecare paralelism între planul de șariaj al unității de Rodna-Mestecăniș și cutedele formațiunilor aflate în contact, fapt care s-ar putea datora unei cutări alpine post-șariaj (B a l i n t o n i și G h e u c a, 1977). Pe seama acestor cutări ar putea fi puse și variațiile mari de grosime, pe distanță mică, a calcarelor de Țibău: îngroșare în sinclinale și subțiere în boltele anticlinale, variații care nu puteau fi explicate numai pe baza condițiilor premetamorfice de sedimentare.

3.5. Tectonica disjunctivă

Tectonica disjunctivă a zonei se caracterizează prin dezvoltarea a trei sisteme principale de fracturile:

(1) Un sistem de falii direcționale, vechi, care produce o ridicare în trepte, dinspre vest spre est, a structurii. În cadrul acestui sistem se remarcă o falie direcțională majoră, care produce o ridicare puternică, de aproximativ $250-350$ metri, a compartimentului său estic, cu aducearea la zi a porfiroidelor de Pietrosu. Pentru a o putea identifica mai ușor în cadrul sistemului am denumit-o „falia Cîrlibaba”, după numele văii al cărei curs îl urmărește îndeaproape. Falia se continuă la sud, în versantul stâng al văii Bistrița, pînă la Ciocănești, limitind tectonic aliniamentul respectiv al calcarelor de Țibău, aşa după cum rezultă și din harta geologică elaborată de Bercia et al. (1976).

(2) Un sistem de falii transversale, mai noi, care produc fie decroșări, fie, mai frecvent, deplasări pe verticală ale compartimentelor tectonice. Acest sistem de falii are orientări cuprinse între NE-SV și E-V și afectează sistemul de falii direcționale. Amintim tot aici de falia Dragoș Vodă, care traversează zona pe la sud de virful Fluturica și pe la nord de confluența pîriul Tătarca-pîriul Cîrlibaba. Această falie produce ridicarea compartimentului său sudic, în care apar preponderent formațiuni ale seriei de Tulgheș.

(3) Un sistem de falii de sprijin, cu poziții variabile și cu amplitudini mai reduse ale deplasărilor.

Analizând întregul material faptic, de ordin tectonic și structural, al zonei, rezultă o seamă de considerații:

a) Formațiunile cristaline aparținând seriilor de Tulgheș și de Țibău sunt implicate într-o structură în pinze de șariaj.

b) Planul de șariaj este pus în evidență printr-o serie de brecieri, laminări și filonitzări, în ambele unități aflate în contact. În unitatea inferioară, porfiroidele de Pietrosu prezintă, la partea lor superioară, un nivel de brecii polimictice, în timp ce unitatea șariată cuprinde, în apropiere de contact, un nivel de brecii oligomictice.

c) Acest plan poate fi conturat și cartografic, datorită discordanței care se realizează prin punerea în contact a porfiroidelor de Pietrosu cu nivele diferite ale seriei de Tulgheș sau cu calcaralele seriei de Țibău.

d) În partea estică a zonei, de-a lungul pîriului Cîrlibaba, a fost pusă în evidență o falie direcțională majoră, care produce o ridicare a compartimentului estic și aduce la zi porfiroidele de Pietrosu.

e) Ridicarea porfiroidelor, rezultată din cumularea efectelor faliei cu boltirea structurii din anticlinalul Tătarca-Iedu, a condus la apariția lor în cîteva semiferestre tectonice :

- semifereastra Tătarca ;
- semifereastra Tonca-Găinușa ;
- semifereastra Iedu.

f) Schema tectonică care poate fi alcătuită cu aceste elemente se prezintă astfel :

- unitatea de Rodna-Mestecăniș, la partea superioară, constituită din seriile de Tulgheș și Tibău ;
- unitatea de Pietrosu Bistrișei, la partea inferioară, recunoscută pînă în prezent doar prin orizontul porfiroidelor de Pietrosu.

4. CONCLUZII

Grupînd multitudinea de fapte analizate pe parcursul lucrării, vom încerca în cele ce urmează să relevăm aspectele lor cele mai semnificative, precum și implicațiile de ordin tectonic care decurg din acestea.

a) Formațiunile cristaline din zonă aparțin seriilor de Tulgheș și Tibău, ambele constituind unitatea de Rodna-Mestecăniș.

b) Între formațiunile seriilor de Tulgheș și de Tibău, pe de o parte, și porfiroidele de Pietrosu, pe de altă parte, se remarcă o discordanță tectonică și una de metamorfism.

Discordanța tectonică este pusă în evidență de încălcarea unității de Rodna-Mestecăniș peste porfiroidele de Pietrosu prin intermediul unor zone de breciere, laminare și filonitzare. Discordanța de metamorfism rezidă din faptul că seriile cristaline din unitățile puse în contact, au fost metamorfozate inițial în condiții diferite ; porfiroidele de Pietrosu, assimilate de noi gnaiselor porfiroide de Pietrosu-Bistriței, considerate în faciesul amfibolitelor cu almandin pe baza relațiilor stratigrafice cu formațiuni ale seriei de Rebra-Barnar (B al i n t o n i et al., 1974) ; formațiunile seriei de Tulgheș în faciesul șisturilor verzi, izogradul biotitului, iar seria de Tibău în faciesul șisturilor verzi, izogradul cloritului. Ultimul metamorfism, hercinic, care a operat la nivelul izogradului cloritului, a acționat progresiv în cazul formațiunilor seriei de Tibău și regresiv în cazul formațiunilor seriei de Tulgheș și a porfiroidelor de Pietrosu, aducîndu-le pe toate la același grad scăzut de metamorfism.

c) Porfiroidele de Pietrosu se dezvoltă într-o structură anticlinală situată în estul zonei (anticlinalul Tătarca-Iedu). Ridicarea acestei structuri de-a lungul unei falii direcționale majore, falia Cîrlibaba, a favorizat formarea semiferestrelor Tătarca, Tonca-Găinușa și Iedu și scoaterea la zi a porfiroidelor de Pietrosu de sub planul de șariaj al unității de Rodna-Mestecăniș.



d) Planul de șariaj al unității de Rodna-Mestecăniș prezintă un oarecare paralelism cu cutele formațiunilor aflate în contact, fapt care ar implica o cutare alpină post-șariaj.

e) Tectonica disjunctivă se reflectă în trei sisteme de falii: direcționale, transversale și de sprijin. Între acestea cele mai importante sunt: falia direcțională Cîrlibaba, care produce ridicarea puternică a compartimentului estic, și falia Dragoș, transversală, care conduce la ridicarea compartimentului sudic.

În ceea ce privesc implicațiile care decurg din această situație tectonică, acestea pot fi privite atât la scară locală cât și la scară regională.

A) Implicațiile de ordin local pot fi sintetizate în două modele tectonice:

a) primul cu: — unitatea de Rodna-Mestecăniș, la partea superioară

— unitatea de Pietrosu-Bistriței, constituită din porfiroide de Pietrosu cu, sau fără, formațiuni ale seriei de Rebra-Barnar, la partea mediană;

— unitatea de Iacobeni, alcătuită din formațiuni ale seriei de Rebra-Barnar, la partea inferioară.

b) al doilea, constituind doar din unitatea superioară (Rodna-Mestecăniș) și unitatea inferioară (Iacobeni), în care intră seria de Rebra-Barnar și porfiroidele de Pietrosu.

Primul model ne-a fost sugerat de faptul că la sud, în regiunea Zugreni, gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței, identice petrografic cu porfiroidele din zona noastră, stau în relații tectonice cu unitatea de Rodna-Mestecăniș și unitatea de Iacobeni (Balintoni et al., 1974; Balintoni și Gheluca, 1977).

B) Implicațiile de ordin regional sunt cele care ar deriva din ipoteza exprimată de Balintoni și Gheluca (1977) că nivelul metatufurilor de Nichitaș din partea estică a munților Rodnei, descris de I. Bercea et al. (1971)²², pare a fi identic petrografic și situat în aceeași poziție stratigrafică ca și gnaisele porfiroide de Pietrosu. Pornind de la această presupunere, am încercat să facem o comparare a succesiunii stratigrifice dată de Bercea et al. (1971)²³ pentru unitatea de Rodna din partea de est a munților Rodnei, cu cea dată de Balintoni și Gheluca (1977) pentru regiunea Zugreni-Barnar, precum și cu cea remarcată de autor în zona Cîrlibaba-Țibău. Această încercare am sintetizat-o în tabelul următor. Privind această schemă se remarcă o bună corelare a succesiunii stratigrifice din cele două regiuni: munții Rodnei (partea estică) și zona Cîrlibaba-Țibău. Astfel, dacă metatuful de Nichitaș este echivalentul porfiroidelor de Pietrosu, rezultă că orizontul șisturilor sericitico-cloritoase cuarțoase, situat la partea sa superioară, poate fi paralelizat cu nivelul de șisturi cuarțitice sericitico-cloritoase, care, în zona Cîrlibaba-Țibău, aparține seriei de Tulgheș. Pornind de la faptul că în ambele cazuri se constată laminări și filonitizări intense ale șisturilor,

²² Op. cit. pct. 10.

²³ Op. cit. pct. 10.

TABEL
Încercare de paralelizare a formațiunilor cristaline și a unităților tectonice din regiunile: munții Rodnei (Est), Zugreni-Barnar și Cîrlibaba-Tibău

Munții Rodnei (Est) (după Bercia et al., 1971)	Regiunea Zugreni-Barnar (după Balinton și Gheuca, 1977)	Regiunea Cîrlibaba-Tibău (după Nedelcu)
Calcare și dolomite	—	Calcare și dolomite
Seria de Tibău	Seria de Tibău	Seria de Tibău
Șisturi sericito-cloritoase cuarțite, șisturi cuarțitice sericitoase (laminări și filonitizări intense)	Complexul Tg_2 ; cuarțite negre, cuarțite albe, metapelite, roci cuarto-feldspatice, calcare	Șisturi cuarțitice sericito-cloritoase (laminări și filonitizări intense) Brecii oligomicitice
Unitatea de Meseteamis	Unitatea de Rodna	Unitatea de Rodna
Seria de Tibău	Pietrosu-Bistriței	Seria de Tibău
Orizontul metatufului de Nichitaș	Unitatea de Rodna	Unitatea de Rodna
—	Gnaiele porfirioide de Pietrosu	Brecii polimictice Porfirioide de Pietrosu
—	Paragnaisele cuarțitice cu biotit	(?)
—	—	—
Unitatea de Iacobeni	Pietrosu-Bistriței	Unitatea de Iacobeni
Seria de Tibău	Unitatea de Rodna	Seria de Tibău
—	—	—
—	—	—
Unitatea de Iacobeni	Pietrosu-Bistriței	Unitatea de Iacobeni
Seria de Tibău	Unitatea de Rodna	Seria de Tibău
—	—	—
—	—	—
Pinza de Rodna	—	—
(Kratzner, 1968)	—	—

— relații tectonice (sărăje)
— relații de transresină
— relații paralelări posibile



care suportă transgresiv formațiunile carbonatice ale seriei de Tibău, se poate presupune că toate aparțin aceleiași unități tectonice, de Rodna-Mestecaniș.

Planul de șariaj s-ar situa probabil în apropierea zonelor de lamination și filonitizare.

Aparițiile metatufului de Nichitaș, citate de I. Bercia et al. (1971)²⁴, în flancul vestic al anticlinalului Bretila, deci în apropierea regiunii noastre, ar putea sugera eventual continuarea spre vest a porfiroidelor de Pietrosu întâlnite pe valea Cirlibaba. În această situație, formațiunile carbonatice ale seriei de Tibău, din flancul vestic al anticlinalului Bretila, ar sta în pînză, singure (Mureșan, 1976) sau împreună cu formațiuni ale seriei de Tulgheș, peste metatuful de Nichitaș și formațiunile seriei de Rebra-Barnar.

Acestea din urmă, ar putea apartine, în ipoteza exprimată de Balintoni și Gheluca (1977), fie unităților tectonice de Pietrosu Bistriței și Iacobeni, fie numai unității de Iacobeni.

Astfel, s-ar putea realiza o echivalare parțială, la nivel regional, a pînzei de Rodna (Kräutner, 1968) cu unitatea de Iacobeni din sud (Bercia et al., 1976), și s-ar putea completa lipsa acestei unități inferioare a pîzelor bistrițene, în munții Rodnei. Menționăm că echivalarea în totalitate a pînzei de Rodna cu unitatea de Iacobeni a fost arătată de Mureșan (1976).

BIBLIOGRAFIE

- Balintoni I., Timpău T., Isache C. (1974) Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței între Zugreni și Izvorul Rău (Carpății Orientali). *St. cerc. geol. geof., geogr., Seria geol.*, 19, p. 85–92, București.
- Gheluca I. (1977) Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonică, în regiunea Zugreni-Barnar (Carpății Orientali). *D.S. Inst. geol. geof.*, LXIII, 5, p. 11–38, București.
 - Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. (1976) Pre-Mezozoic metamorphites of the East Carpathians. *An. Inst. geol. geof.*, L, p. 37–70, București.
 - Bercia Elvira, Săndulescu M., Szasz L. (1975) Harta geologică, scara 1:50.000. Foaia 21 d, Vatra-Dornei, *Inst. geol. geof.*, București.
 - Kräutner H. G. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *St. cerc. geol., geogr., Seria geol.*, 13, 2, p. 337–355, București.
 - Kräutner Florentina, Săndulescu M., Bercia I., Bercia Elvira, Alexandrescu Gr., Ștefănescu M., Ioan Jană (1975) Harta geologică, scara 1:50.000. Foaia 21 b, Pojorita. *Inst. geol., geof.*, București.
 - Kräutner Th. (1927) Geologia regiunii cursului superior al Bistriței Aurii — valea Tibăului și valea Cirlibabei. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XV, București.
 - Mureșan M. (1976) O nouă ipoteză privind pînzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoică a Carpăților Orientali. *D.S. Inst. geol. geof.*, L XII, 5, București.
 - Walter B. (1876) Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jahrb. d.k.k. geol. R.A.*, T. III., Wien.

²⁴ Op. cit. pet. 10.



ÎNTREBĂRI

C. V. P a p i u : 1. În afară de cataclazite, se găsesc și alte tipuri decit brecile menționate ? Ce vîrstă are șariajul ?

2. În conglomeratele din baza seriei de Țibău, dispusă peste seria de Tulgheș, se găsesc fragmente din seria subjacentă ?

Răspuns : 1. În seriile cristaline suprajacente, precum și în porfiroidul de Pietrosu se recunosc laminări și filonitzări care ar atesta șariajul. Vîrsta șariajului o presupunem cretacic-medie.

2. Conglomeratele din baza seriei de Țibău conțin și elemente din seria Tulgheș, însă acestea au o formă angulară. Întrucât aflorimentul în care apar aceste roci se află în apropierea planului de șariaj, este posibil ca elementele angulare să fi fost antrenate tectonic și deci să nu reprezinte elemente ale conglomeratului bazal. Există deci o incertitudine în ceea ce privește existența unei transgresiuni a seriei de Țibău peste seria de Tulgheș.

ASPECTS TECTONIQUES NOUVEAUX DANS LE CRISTALLIN DE LA ZONE DE CÎRLIBABA-ȚIBĂU (CARPATHES ORIENTALES)

(Résumé)

Le cristallin de la zone de Cîrlibaba-Țibău (Carpathes Orientales) est caractérisé par le développement des formations appartenant aux séries épimétamorphiques de Tulgheș et de Țibău, dans l'unité tectonique de Rodna-Mestecăniș. L'apparition, dans ce cadre géologique, des roches porphyroïdes pareilles — au point de vue pétrographique — aux gneiss porphyroïdes de Pietrosu Bistriței, qui dans la région de Zugreni sont en relations tectoniques avec l'unité de Rodna-Mestecăniș et l'unité de Iacobeni, a mené à la mise en évidence d'une situation tectonique analogue dans le cas de la région de Cîrlibaba-Țibău aussi. Ainsi, fondé sur la découverte, au contact des roches porphyroïdes et des formations des Séries de Tulgheș et de Țibău, des brèches olygomictiques et polymictiques, accompagnées des laminages et des filonisations, on a démontré l'existence d'une discordance tectonique et de métamorphisme. Ces discordances-là se traduisent par le charriage de l'unité de Rodna-Mestecăniș par-dessus les porphyroïdes de Pietrosu et/ou les formations de la Série de Rebra-Barnar.

Les porphyroïdes de Pietrosu de cette zone se développent dans une structure anticlinale (l'anticlinal Tătarca-Iedu) située dans sa partie orientale. L'exhaussement de cette structure le long d'une faille directionnelle majeure (la faille Cîrlibaba) a facilité la formation des demi-fenêtres Tătarca, Tonca-Găinușa et Iedu, dans lesquelles affleurent les porphyroïdes de Pietrosu, en-dessous du plan de charriage de l'unité de Rodna-Mestecăniș. A partir de ces éléments, on suppose que, dans la zone de Cîrlibaba-Țibău, la succession des unités tectoniques est la suivante : à la base — l'unité de Iacobeni, représentée par la Série de Rebra-Barnar, par-dessus de laquelle suit l'unité de Pietrosu Bistriței (porphyroïdes ± formations de la Série de Rebra-Barnar) et à la partie supérieure l'unité de Rodna-Mestecăniș (les Séries de Tulgheș et Țibău).

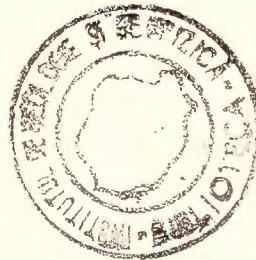
A partir de l'hypothèse que le niveau du métatuf de Nichitaș, de la partie orientale des Monts de Rodna pourrait être le correspondant pétrographique et stratigraphique des gneisses



porphyroïdes de Pietrosu, on arrive finalement à la possibilité d'équivaloir les formations et les unités tectoniques des régions : Monts de Rodna (Est), Cîrlibaba-Țibău et Zugreni-Barnar. Dans ce cas-là serait réalisable également l'équivalence, sur le plan régional, de l'unité de Rodna avec l'unité de Iacobeni.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

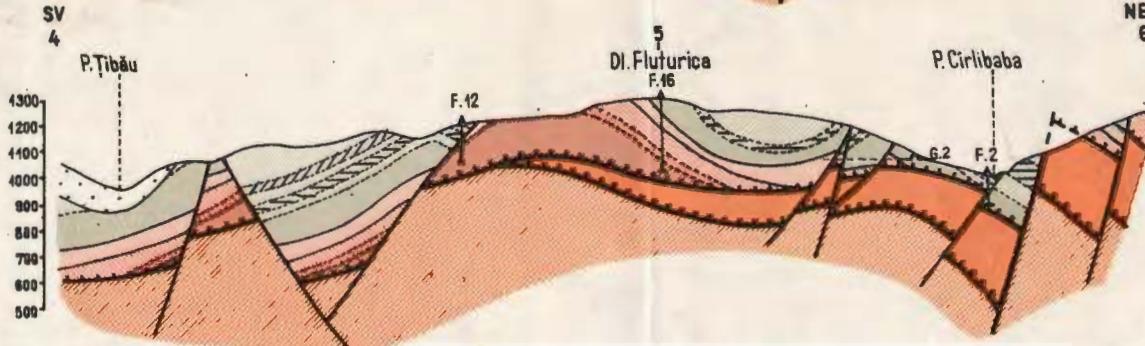
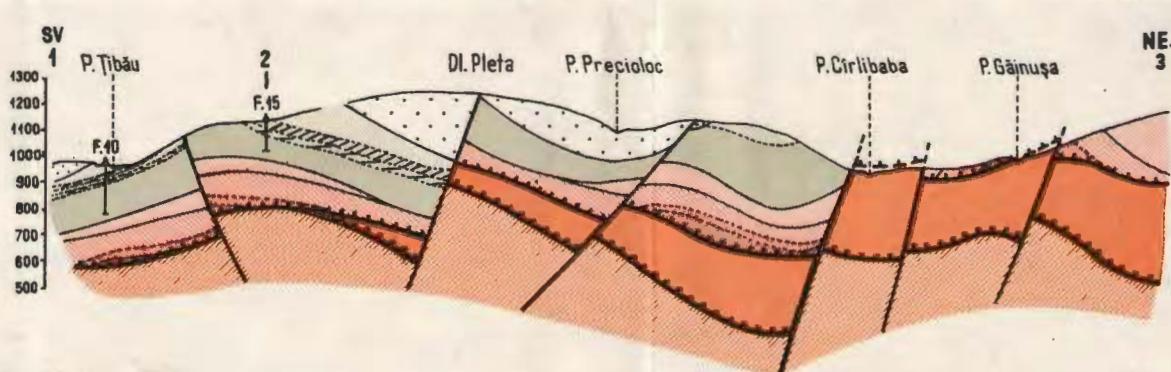
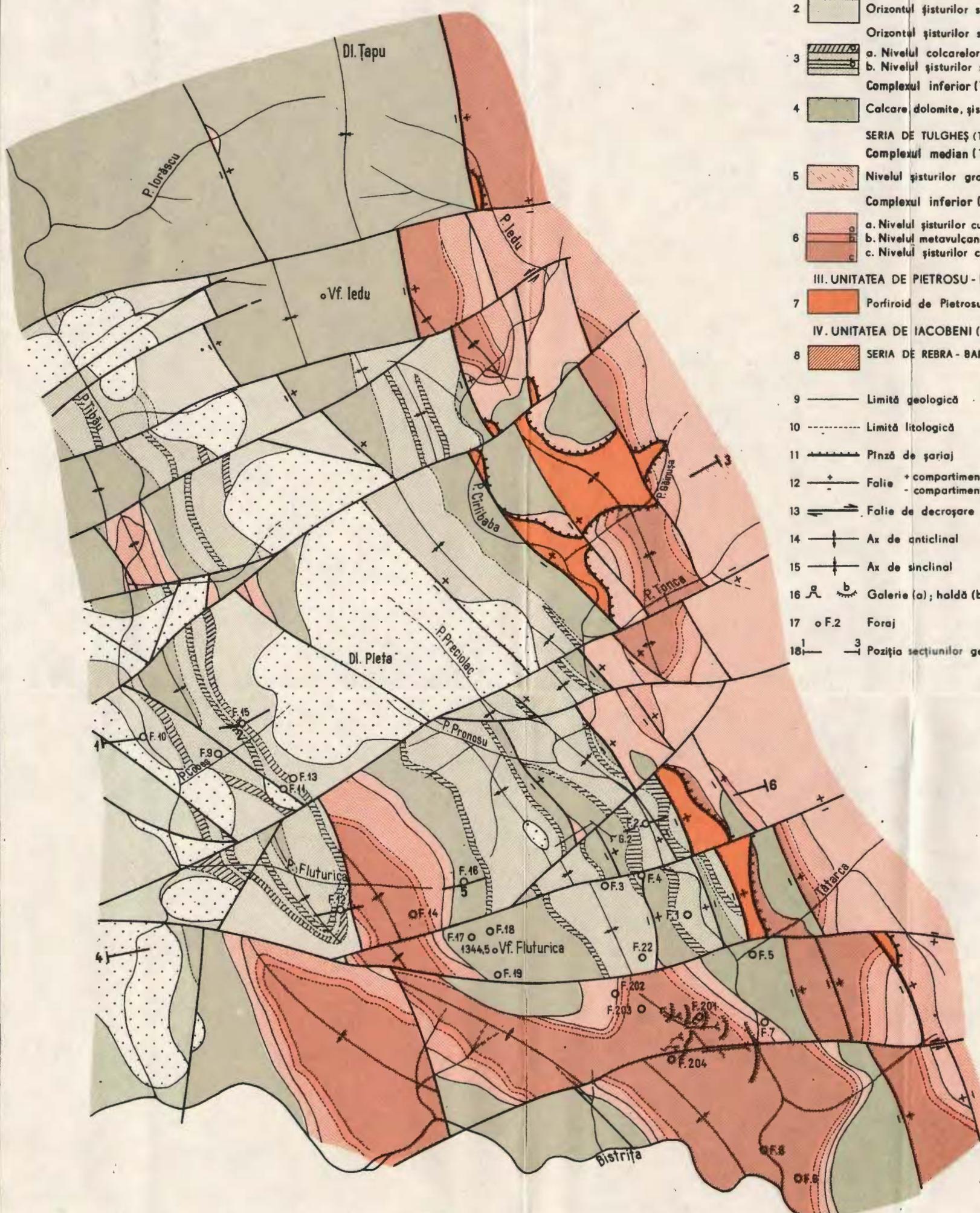
Esquisse tectonique de la zone de Cîrlibaba-Țibău. I — La couverture sédimentaire post-autrichienne. 1, Crétacé supérieur-Paléogène. II — l'unité de Rodna-Mestecăniș. La Série de Țibău (Tb). Le complexe supérieur (Tb₂). 2, l'horizon des schistes séricito-chloriteux + graphite, l'horizon des schistes séricito-chloriteux + biotite ; 3, a) le niveau des calcaires quartzitiques supérieurs ; b) le niveau des schistes séricito-chloriteux à magnétite. Le complexe inférieur (Tb₁). 4, calcaires, dolomies, schistes calcaires \pm séricite \pm biotite. La Série de Tulgheș (Tg). Le complexe médian (Tg₂) ; 5, le niveau des schistes graphiteux et des quartzites noirs. Le complexe inférieur (Tg₁). 6, a) le niveau des schistes quartzitiques séricito-chloriteux \pm biotite ; b) le niveau des métavolcanites rhyolitiques de Obcina Mestecăniș. c) le niveau des schistes quartzitiques muscovito-chloriteux. III — l'unité de Pietrosu Bistriței. 7, porphyroïde de Pietrosu. IV — l'unité de Iacobeni (?). 8, la série de Rebra-Barnar (RB). Signes conventionnels. 9, limite géologique ; 10, limite lithologique ; 11, nappe de charriage ; 12, faille + compartiment exhaussé, — compartiment affaissé ; 13, faille de décrochement ; 14 axe d'anticinal ; 15, axe de synclinal ; 16, galerie (a) ; stérile (b) ; 17, forage ; 18, position des sections géologiques.





Institutul Geologic al României

L. NEDELCU
SCHIȚA TECTONICĂ
A
ZONEI CÎRLIBABA - TIBĂU



LEGENDA

I. CUVERTURA SEDIMENTARĂ POST - AUSTRICĂ

- | | | | |
|------|---------------------------------------|--|------------------------|
| 1 | | CRETACIC SUPERIOR - PALEOGEN | |
| II. | UNITATEA DE RODNA - MESTECĂNIŞ | | |
| | SERIA DE ȚIBĂU (Tb) | | |
| | Complexul superior (Tb ₂) | | |
| 2 | | Orizontul șisturilor sericito - cloritoase + grafit | |
| | | Orizontul șisturilor sericito - cloritoase + biotit | |
| 3 | | a. Nivelul calcarelor cuarțitice superioare
b. Nivelul șisturilor sericito - cloritoase cu magnetit | |
| | | Complexul inferior (Tb ₁) | |
| 4 | | Calcare dolomite, șisturi calcaroase ± sericit ± biotit | |
| | | SERIA DE TULGHEŞ (Tg) | |
| | Complexul median (Tg ₂) | | |
| 5 | | Nivelul șisturilor grafitoase și cuarțitelor negre | |
| | | Complexul inferior (Tg ₁) | |
| 6 | | a. Nivelul șisturilor cuarțitice sericito - cloritoase ± biotit
b. Nivelul metavulcanitelor riolitice (de Obcina Mestecăniş)
c. Nivelul șisturilor cuarțitice muscovito-cloritoase | |
| III. | UNITATEA DE PIETROSU - BISTRITZI | | |
| 7 | | Porfiroid de Pietrosu | |
| IV. | UNITATEA DE IACOBENI (?) | | |
| 8 | | SERIA DE REBRA - BARNAR (RB) | |
| 9 | — | Limită geologică | |
| 10 | ----- | Limită litologică | |
| 11 | — | Pinză de șariaj | |
| 12 | — + — | Folie + compartiment ridicat
— - — | - compartiment coborât |
| 13 | — | Folie de decroșare | |
| 14 | — ↓ — | Ax de anticlinal | |
| 15 | — ↑ — | Ax de sinclinal | |
| 16 | | Galerie (a); holdă (b) | |
| 17 | ○ F.2 | Foraj | |
| 18 | — 3 — | Pozitia secțiunilor geologice | |



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONTRIBUȚII LA ORIZONTAREA LITOSTRATIGRAFICĂ ȘI STABILIREA VÎRSTEI METAMORFITELOR DIN MUNTII IEZER-PĂPUŞA ȘI LEAOȚA¹

DE

ION L. POPOVICI²

Abstract

Contributions to the Lithostratigraphy and Age Determination of Metamorphites from the Iezer-Păpușa and Leaota Mountains. New data regarding the lithology and stratigraphy of the crystalline formations have been obtained by the minute geological research of the Iezer-Păpușa and Leaota Mountains. In this paper a special attention is paid to the stratigraphy of geosyncline cycle, fact which allows the author to draw up a new scheme of formation classification, in close connection with their evolution within a mobile zone, structurally different and newer one than that in which there were generated the Dalslandian metamorphites from the axial zone of the Făgăraș Massif. New lithostratigraphic, tectonic, petrologic and palynological data are brought to supporting the new evolutive scheme. New data regarding the relative and radiometric mineralizations are also presented.

Analogia petrografică a masivului Iezer-Păpușa cu aceea a Leaoței a fost remarcată pentru prima dată, la sfîrșitul secolului XIX, de către Popovici-Hateg (1898). În lucrările sale Max Reinhard (1911 a, 1911 b) relevă importantele deosebiri între aceste masive pe de-o parte și cristalinul masivului Făgăraș, pe de altă parte, în special, în privința frecvenței nivelelor de amfibolite. Descrierea petrografică a granitelor de Albești (Reinhard, 1912) și a șisturilor cu porfiroblaste de albit (Scheckisen, 1934) precum și prima reprezentare cartografică a acestora (Onicescu, 1943), constituie etape importante în istoricul cunoașterii geologice a celor două masive.

¹ Lucrare predată la 26 februarie 1977, acceptată pentru publicare la 27 mai 1978, comunicată la 23 decembrie 1976, în cadrul sesiunii științifice a Intreprinderii geologice de prospecționi pentru substanțe minerale solide.

² Intreprinderea de foraj și lucruri geologie speciale, str. Mureș nr. 2 — 4, București, 32.



Recent, prin separarea unor zone omogene și continue, cu orizonturi reper, Gherasi, Maniliici, Dimitrescu (1966) realizează „orizontarea litologică, și după gradul de metamorfism” a șisturilor cristaline din masivul Iezer-Păpușa. Această orizontare a fost extinsă și în masivul Leaotei (Gherasi, Dimitrescu, 1970).

În munții Iezer-Păpușa, autorii citați consideră că structura majoră este reprezentată de sinclinalul Călușu, având orientare VSV-ENE. La nord de acest sinclinal apar formațiunile mai vechi ale seriei de Cumpăna reprezentate prin zonele de „Cumpăna-Holbav” și de „Ezer-Şerbota”. Aceste zone, foarte caracteristice părții axiale a anticlinoriului făgărașan, nu se regăsesc pe flancul sudic al sinclinalului Călușu. Pe ambele flancuri ale acestui sinclinal, autorii citați separă zona de Voinești-Păpușa care, ar reprezenta termenul superior al seriei de Cumpăna, având un facies de tranziție între această serie și seria de Leaota. În continuare, fără discordanță evidentă, prin intermediul „amfibolitului bazal”, se trece la seria de Leaota în care au fost cuprinse zonele superioare (de Lerești-Tămăș și Călușu-Tămășel). Metamorfitele au fost încadrate seriei de Leaota, atât pe criteriul apartenenței la faciesul de șisturi verzi, cit și pe baza importanței participării la compoziția rocilor. Cu aceeași ocazie s-a arătat (Gherasi, Maniliici, Dimitrescu, 1966) că, atât zona de Voinești-Păpușa, cit și zona de Lerești-Tămăș sint străbătute de intruziuni filoniene granitice. Aceste intruziuni nu afectează zona superioară a seriei de Leaota (zona de Călușu).

Pentru precizarea unor detalii privind stratigrafia și vîrsta metamorfitelor din masivele Iezer-Păpușa și Leaota, prezentăm unele date care, începînd din anul 1970, au fost obținute prin prospecțiuni foarte detaliate în cele două masive.

Cercetarea geologică (Șt. Cosma et al. 1970, 1971³; I. Popovici, 1973⁴; I. Popovici, O. Pîtropov, 1974⁵; I. Popovici, et. al. 1975⁶) s-a desfășurat pe o suprafață de aproximativ 300 km², având ca axă centrală valea Dimboviței, între Rucăr și Stoenești. La sud, regiunea cercetată este limitată de valea Bădeanca, de la obîrsie pînă la confluența cu valea Dimboviței. Această limită se prelungeste spre vest, pe la sud de muntele Mateiaș, pînă în valea Bughei, conturind limita extrem sudică a aparițiilor de șisturi cristaline din masivul Iezer-Păpușa. Către nord, cercetările au fost extinse pînă la obîrșia Rîului Tîrgului, vîrful Păpușa și izvoarele Rîușorului Rucărului.

Studiul metamorfiteelor din masivele Iezer-Păpușa și Leaota ne-a condus la separarea mai multor complexe cristalofiliene (tab.) în succesiunea cărora, de la vechi la nou, modificarea caracterelor litologice este însoțită de schimbări ale faciesului metamorfic. Cu aceeași ocazie a fost încă o dată verificată (Gherasi, Dimitrescu, 1970) identitatea formațiunilor cristalofiliene din masivele Iezer-Păpușa și Leaota; practic complexele litologice cartate la vest de valea Dimboviței se regăsesc în deplină continuitate în masivul Leaotei, conferind astfel gru-

^{3,4,5,6,7} Arh. M.M.P.G., București.

TABEL

Paralelizarea orizontărilor metamorfilelor din munții Iezer-Păpușa și Leaota

	Serii și zone după Gheras et al. (1966)	Nomenclatura utilizată în prezența lucrare	Compoziția litologică (în succesiune stratigrafică)
Seria de Leaota	(zona de Călușu-Tămăsel) șisturi amfibolice, zoizit-epidotice; șisturi clorito-epidotice și sericito-cloritoase albite; metaconglomerate	Seria de Călușu 3000 m	— șisturi sericitoase-grafitoase — metatufuri acide — metatufuri bazice — șisturi sericito-cloritoase, albite — metagresii, metaconglomerate
	(zona de Lerești-Tămăș) șisturi muscovito-cloritoase cu porfiroblaste de albite; gnaisse albite; șisturi clorito-albitice 3000 m	Complexul șisturilor cu porfiroblaste de albite și al metatufurilor bazice superioare de „Le- rești” 3000 m	— șisturi muscovito-cloritoase cu porfiroblaste de albite — gnaisse albite — șisturi clorito-albitice ± epidot + actinolit — șisturi muscovito-cloritoase cu porfiroblaste de albite
	(amfibolitul bazal) amfibolite cu epidot; șisturi muscovitice cu hornblendă	Complexul metatufurilor bazice inferioare 10–100 m	— șisturi actinotice cu albite și epidot — șisturi muscovitice cu biotit și clorit ± granat
Seria de Cumpăna	(zona de Voinești-Păpușa) paragnaise și micașisturi; gnaisse ocelare; paragnaise cu nodule de oligoclaz	Complexul terigen cuar- to-feldspatic de Vo- nești-Păpușa”)	— paragnaise și micașisturi — gnaisse ocelar-lenticulare — paragnaise cu porfiroblaste de oligoclaz — paragnaise cuartitice cu biotit, cuarțite biotitice
	(zona de Iezer-Șerbota)	Fundamentul cristalin al seriei de Leaota, în nordul munților Iezer-Păpușa (Seria de Cumpăna complexul superior)	— complexul micașisturilor și paragnaiselor de Iezer-Șer- bota

pului morfologic Iezer-Păpușa-Leaota și atributul de „unitate structural-evolutivă”.

Date litologice și stratigrafice

a) În partea superioară a complexului de Voinești, în mod constant, pe toată aria de extindere a acestuia, a fost evidențiat (Gheras, Maniliici, Dimitrescu, 1966) un nivel de gnaisse ocelar-lenticulare cu grosimi între 50 și 200 m. În toate zonele în care a fost întlnit, nivelul menționat, se placează la aceeași distanță stratigrafică (200–300m) față de nivelul bazal al complexului metatufurilor bazice inferioare (amfi-



bolitul bazal). Această situație este identică, atât în masivul Iezer-Păpușa, cât și în masivul Leaota.

Se poate astfel susține că, împreună cu „amfibolitul bazal”, orizontul gnaiselor ocelar-lenticulare reprezintă un foarte bun reper stratigrafic și litologic. De altfel, gnaiselor ocelare și lenticulare din zona de Voinești-Păpușa li s-a atribuit o origine sedimentară, psefitică (Gherasim, Maniliici, Dimitrescu, 1966). Autorii citați relevă de asemenea, rolul de „excelent reper stratigrafic” al amfibolitului bazal, care apare pe o arie de cca 500 kmp în masivele Leaota și Iezer-Păpușa.

Din observațiile noastre, realizate pe mai multe profile, a reieșit de asemenea că cele două nivele reper sunt întotdeauna separate de un pachet de sisturi muscovito-biotitice cu clorit și albit ± granat, având grosime relativ constantă.

Această situație exclude, credem, posibilitatea admiterii unei discordanțe stratigrafice între complexul metatufurilor bazice inferioare (amfibolitul bazal) și complexul terigen, cuarțo-feldspatic de Voinești (zona de Voinești-Păpușa).

b) În cadrul complexului metatufurilor bazice inferioare se realizează tranziția gradată, de la roci terigene, cuarțo-feldspatice, la sisturi cu porfiroblastice de albit. Astfel, primele două nivele ale „amfibolitului bazal”, reprezentate prin sisturi actinotice (pl. IV, fig. 2,3), alternează cu sisturi muscovito-biotitice cu granat și clorit în timp ce, al treilea nivel și următoarele, se asociază cu sisturi muscovito-cloritoase cu porfiroblaste de albit (pl. IV, fig. 1). Tranziția litologică descrisă este determinată de raportul cantitativ al participării biotitului, muscovitului și cloritului.

S-a arătat anterior (Gherasim, Maniliici, Dimitrescu, 1966) că amfibolul caracteristic „amfibolitului bazal” este o hornblendă verde. Această hornblendă a fost întâlnită de noi numai în aureola de contact termic a granitelor de Albești, atunci cind ele străbat amfibolitul bazal. În acest cadru a fost descrisă și prezența asociatiei „omfacit-granat” care apare în eclogitele de pe valea Bughei sau din valea lui Dăniș (Gherasim, Dimitrescu, 1970).

c) Complexul metatufurilor bazice inferioare conține produsele episoadelor vulcanismului bazic, inițial. În acest sens, interpretarea analizelor chimice efectuate asupra sistemelor actinolitice a indicat corespondența cu un tip de magmă gabbro-gabbrodioritic, punctul reprezentativ, în diagrama *al/alk/c/fm*, plasându-se clar în cimpul rocilor eruptive. Treptat, către partea superioară, se trece la sisturi clorito-albitice cu epidot ± actinot cu intercalații de sisturi muscovito-cloritoase cu porfiroblastice de albit.

Se poate astfel aprecia că, odată cu debutul erupțiilor bazice, caracterul sedimentelor se modifică. Această modificare este reflectată și de schimbarea compoziției mineralogice a metamorfitei care, deasupra „amfibolitului” bazal, sunt reprezentate prin sisturi muscovito-cloritoase cu porfiroblastice de albit.



Conform datelor existente (Gherasici, Manilici, Dimitrescu, 1966), conținutul moderat de Na_2O (1,7–2,0%) din șisturile cu porfiroblaste de albit este apropiat „de cel din grauwake, cît și de cel din tufurile spilitice”. Autorii citați nu consideră necesar „a se postula un aport de Na din exterior”.

Remarcăm de asemenea că în pachetul cuarțo-feldspatic din culcușul „amfibolitului bazal” nu am determinat niciodată un plagioclaz cu compozиție mai ridicată de 5% An. Această situație se menține pînă la nivelul gnaiselor ocelare unde încep să se manifeste ambiguități de compozиție. Sub acest nivel apare un oligoclaz cu cca 15% An. Acesta caracterizează paragnaisele cu porfiroblaste de oligoclaz.

d) Caracterul transgresiv al complexului șisturilor sericito-cloritoase (zona de Călușu-Tămașel) în raport cu complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit (zona de Lerești-Tămaș) a fost evidențiat prin separarea unor conglomerate metamorfozate la obîrșia văii lui Ecle (Gherasici, Manilici, Dimitrescu, 1966). La aceasta adăugăm elementele de metaconglomerate ce apar pe clina sudică a muntelui Dobriașul Mic, în șaua Strîmtului și la obîrșia Riușorului Rucărului.

Discordanța ar putea fi indicată și de unele aspecte cartografice. Astfel, în valea Dîmboviței, între orizontul gnaiselor albice și baza complexului de Călușu, se intercalează o stivă de șisturi cu porfiroblaste de albit, avînd grosimi de cca 600 m. Între aceleasi repere stratigrafice, pe creasta Clăbucet-Dobriașul (Argeșel), grosimea pachetului de șisturi cu porfiroblaste de albit scade la numai 200 m. Această variație de grosime, între repere stratigrafice clar exprimate, ar justifica existența unei etape de eroziune între exondarea complexului de Lerești și transgresiunea complexului de Călușu.

e) La partea inferioară a complexului de Călușu, în versantul drept al pîriului Comenzii (Argeșel) a fost separat un nivel metapsamic în care, cuartul apare ca elemente albăstrui, semiangulare, slab rotunjite. Acest cuart provine probabil, prin remaniere, din granitele de Albești, culoarea sa fiind extrem de caracteristică pentru acestea.

Sub microscop (pl. V, fig. 1, 2), granulele de cuart, cu dimensiuni cuprinse între 0,1–3 mm nu arată a fi afectate de fenomene de cataclază sau recristalizare. Ele sunt înglobate într-o masă fundamentală slab orientată, compusă din cuart, sericit, clorit, epidot și zircon, acesta din urmă avind, de asemenea caracter relict.

Credem că situația prezentată ar putea fi luată, în considerare pentru argumentarea faptului că granitele de Albești sunt anterioare sedimentării complexului de Călușu.

Vîrsta sedimentelor complexului de Călușu

Testarea palinologică (Sofia Luță) a două probe colectate din nivelul de metaconglomerate de la baza complexului de Călușu (pl. V) a condus la evidențierea unor elemente de spori aparținînd speciilor *Acanthotriletes perpusillus* Nau m. și *Archaeozonotriletes tenebrosus* Nau m.,



cunoscute în perioada Silurian-Devonian inferior. A fost de asemenea identificat și genul *Protosphaeridium* sp. care apare încă din Proterozoic, având o largă circulație și în Paleozoicul inferior (Timofeev, 1973, 1974).

Analiza unui număr de trei probe de șisturi sericitoase, grafitoase, colectate din zona axială a sinclinalului Călușu, a pus în evidență o asociație fitoplanetonică cuprinzând formele *Archaeodiscina glabra* Nau m., *Protosphaeridium leguminiforme* Tim., *Cymatiosphaera* sp. Această asociație este cunoscută din Cambrian.

Tinind seama de caracterul informativ al probelor colectate și de numărul redus al acestora, pînă în momentul în care vom deține o asociație microfloristică edificatoare, apreciem că vîrsta sedimentelor formațiunii de Călușu ar putea fi plasată între Cambrian și Devonian inferior, posibil în perioada Ordovician-Silurian.

Vîrsta granitelor de Albești

Granitele de Albești (Reinhard, 1912; Streckeisen, 1934; Gherasi 1956; Gherasi, Manilici, Dimitrescu, 1966; Pavelescu et al., 1975) au o largă răspîndire în masivele Iezer-Păpușa și Leaota, acoperind întreaga suprafață ocupată de aceste masive. Ele apar în general ca filoane concordante cu foliația șisturilor cristaline.

Pentru stabilirea vîrstei radiogene a granitelor de Albești, au fost colectate probe reprezentative din filoanele „Vîja” (Bădeanca), „Albești” (dealul Măgura, Voinești) și „Dobriașul” (Rîul Tîrgului).

Analizele prin metoda „K/Ar” au fost efectuate în Laboratorul de geologie nucleară al Institutului de geologie și geofizică de către Anca Tănăsescu și în laboratoarele Întreprinderii geologice de prospecțuni pentru substanțe minerale solide, de către M. Filipescu.

Vîrsta cea mai ridicată a fost obținută pe o probă de biotit provenind din filonul granitic „Albești” (dealul Măgura). Analiza acestei probe a fost efectuată de două ori, obținîndu-se rezultate similare (535; 545 m.a.). S-a apreciat astfel o medie de 540 m.s. Vîrsta determinată corespunde aproximativ limitei Cambrian inferior-Cambrian mediu, fapt care ar plasa intruziunea la nivelul orogenezei assyntice tîrzii. Analiza unui grup de trei probe de biotit indică vîrste cuprinse între 340–386 m.a., iar aceea a unei probe de feldspat potasic 341 m.a. Analizele au fost efectuate atît prin spectrometrie de masă (Anca Tănăsescu), cît și prin cromatografie de gaze (M. Filipescu). Grupul rezultatelor prezentate se coreleză, în aceleași limite de vîrstă, cu rezultatele unor analize efectuate prin activare cu neutroni (Pavelescu et al., 1975). Aceste date indică o „întinerire” a granitelor de Albești în orogenă hercinică (350 m.a.).

Conform celei mai mari vîrste obținute (540 m.a.) pentru granitele de Albești și avînd în vedere că aceste granite reprezintă probabil magma-tite sinorogene sau tardeorogene în raport cu metamorfitele pe care le

străpung, considerăm că metamorfismul complexului de Voineşti și al șisturilor cu porfiroblaste de albă a avut loc în ciclul assyntic, cu cca. 600—550 m.a. în urmă. În aria Carpaților sudici, metamorfitele acestui ciclu au o poziție discordantă în raport cu acelea generate în cadrul fazei tectonogenetice dalslandiene (838 m.a. — Savu, 1975), caracterizând în special domeniul autohtonului danubian (Giuşcă et al., 1969; Savu, 1975).

Date privind tipul și intensitatea proceselor de metamorfism

a) Asociațiile mineralogice care caracterizează șisturile cristaline din masivele Iezer-Păpușa și Leaota aparțin faciesului de șisturi verzi. În cadrul complexelor separate au fost deosebite următoarele parageneze:

Seria de Călușu :	— cuarț-albit-muscovit (sericit)-clorit ± grafit
	— albă-clorit-epidot-actinolit ± cuarț
Complexul de Lerești :	— cuarț-albit-muscovit-clorit
	— albă-clorit-epidot (calcit, magnetit) ± cuarț
— metatufuri bazice-	— albă-cuarț-epidot-actinolit ± granat
Complexul de Voinești—	— cuarț-albit-muscovit-biotit-clorit ± granat
Păpușa :	— cuarț-albit/oligoclaz-biotit-clorit
	— cuarț-oligoclaz-muscovit-biotit

Modificarea progresivă, în sensul metamorfismului regional, a asociațiilor prezentate, corespunde cu trecerea de la formațiuni mai vechi, la formațiuni mai noi. În acord cu aceasta, asociațiile mineralogice de facies, caracteristice complexului de Voinești, corespund treptei metamorfice superioare a faciesului de șisturi verzi, apariția granatului almandin și bazificarea feldspatului plagioclaz, către partea inferioară, a complexului „anunțind” faciesul tranzitional al șisturilor verzi către faciesul amfibolitelor (Tunner, 1968).

Analiza asociațiilor faciale și separarea lor detaliată a permis trasarea izogradelor de metamorfism. Astfel, în cadrul părții mediane a complexului metatufurilor bazice inferioare a fost trasată izograada clorit/biotit, în timp ce în zona bazală a complexului cuarț-feldspatic, în zona axială a anticinalului Măgura, se evidențiază izograada albă 0—5° An/oligoclaz 10—15° An.

b) Trasarea izogradelor de metamorfism a evidențiat faptul că suprafețele lor sunt relativ paralele cu suprafețele complexelor metamorfozate și aşa cum s-a mai observat (Savu, 1975) succesiunea lor are loc în același sens cu succesiunea stratigrafică a formațiunilor metamorfozate regional. În această ordine de idei, caracterul progresiv al metamorfismului rezultă din modificarea asociațiilor de facies în care, biotitul înlocuiește cloritul, iar compoziția plagioclazului trece, de la valori 0—5° An, în nivelele superioare (complexul de Lerești), la 10—15° An, în complexul de Voinești, unde a fost observată și prezența granatului almandin.

Toate aceste date exprimă modificări progresive ale condițiilor termodinamice în cadrul metamorfismului regional de presiune medie,

izogradele trasate corespunzind unor valori P/T ce se plasează în domeniul inferior al curbei metamorfismului de tip barrowian (Savu, 1969).

În stadiul de metamorfism progresiv, odată cu mărirea suprafețelor specifice ale planelor de transport tectonic, iau naștere elementele structurale primare ale șisturilor cristaline (liniații l_1 ; axe B_1).

c) Local, în cadrul complexelor inferioare, asociațiile mineralogice indică procese metamorfice de temperatură ridicată, cauzate de intruziunile granitice. A fost determinată astfel, îndeplinirea succesivă, la contactul granitelor, a condițiilor termodinamice caracteristice faciesurilor corneene (albit-epidotice și amfibolice). În anumite condiții, corneenele amfibolice pot conține asociația omfacit-granat, tipică faciesului eclogitic (Herasi, Manilici, Dimitrescu, 1966; Dimitrescu et al., 1971).

Între asociațiile mineralogice care definesc metanorfismul de contact termic au fost deosebite paragenezele :

almandin-hornblendă-albit-clinozoizit

almandin-hornblendă-diopsid

Deseori, la partea internă a aureolei de contact termic a granitelor de Albești, au fost remarcate faciesuri pegmatoide cu formarea silimanitului ca rezultat al creșterii importante a valorilor temperaturii și presiunii. Aceleași condiții au determinat probabil formarea granatului pe seama biotitului „în aureola de endocontact a granitelor” (Herasi, Manilici, Dimitrescu, 1966).

Se poate astfel admite că, în condițiile create de intruziune, gradientul geotermic a atins valori ce au depășit în mod sensibil valorile medii acceptate pentru metamorfismul „barrowian”. Aceasta a determinat ca în jurul filoanelor granitice, suprafața izogradă caracteristică treptei scăzute a metamorfismului de tip barrowian („biotit in”) să fie intersectată de izograde silimanitului.

Secvențe asemănătoare, de suprapunere a metamorfismului de înaltă temperatură peste metamorfismul progresiv barrowian, au fost subliniate de Turner (1968) pentru intruziunile Tono (Japonia) și Lochnagar (Scotia). Autorul citat admite cu această ocazie că pentru transformarea asociației muscovit-cuarț, în silimanit, presiunile vor fi trebuie să atingă cel puțin valori de ordinul a 2 Kb.

Tipul de metamorfism suprapus arătat, a fost recent considerat (Savu, 1975) ca definiitoriu pentru metamorfitele autohtonului danubian din Carpații Meridionali (metamorfism de contact sincinematic de înaltă temperatură, metamorfism danubian Savu, 1975).

Date tectonice

Cercetarea de detaliu a ariei centrale a munților Iezer-Păpușa și Leaota ne-a condus la evidențierea caracterului „brahial” al unor结构uri plicative. Ulterior acest model structural a fost verificat pentru întreaga regiune în care se dezvoltă șisturile cu porfiroblaste de albit și



complexul cuarțo-feldspatic de Voinești-Păpușa. Modelul arătat se evidențiază clar în tectonogramele statistice construite în diferite sectoare (pl. I) unde, se deosebesc în general, patru maxime pentru foliații și patru maxime pentru liniații, situate la 90°. Aceste elemente au orientări congruente, fiind corespondente prin suprapunere, două cîte două, și au fost interpretate a reprezenta două faze de cutare. O primă fază este reprezentată de orientarea ENE-VSV a liniaților primare și corespunde stadiului inițial de metamorfism, (stadiu sincinematic, De Sitter, 1964), controlat de componenta litostatică (P_1) a presiunii. Într-o a doua fază (faza cinematică tirzie De Sitter, 1964), în condiții de stres (P_2), are loc formarea cutelor secundare ale căror axe se orientează în general pe direcția NNV—SSE. În legătură cu această fază are loc reactivarea fracturilor direcționale majore și intruziunea granitelor. În sprijinul acestei evoluții arătăm că intruziunile străpung în general zona centrală a structurilor brahiale rezultate prin suprapunerea fazelor plicative provocind de asemenea mici aureole de migmatizare arteritică în rocile înconjurătoare. Această situație argumentează contemporaneitatea magmatismului cu orogeneza și credem că acesta este și „momentul” în care, are loc intersecția izogradelor metamorfismului de tip barowian (M_1) de către izogradele „domului termic” (M_2), determinînd apariția unui metamorfism sinorogen de contact.

În acest context ar fi util să precizăm că granitele de Albești nu apar decit în munții Iezer-Păpușa și Leaota unde, străbat complexele cristalofiliene inferioare, nefiind întâlnite la nord de linia tectonică care dublează „Spintecătura Păpușii”. Această linie reprezintă continuarea sud-vestică a liniei Holbav de-a lungul căreia, la Holbav și Codlea, migmatitele seriei de Cumpăna sunt șariate peste depozitele sedimentare mezozoice. Către SV, dincolo de Dîmbovița, în bazinul Rîului Tîrgului, șariajul se stinge treptat (Dimitrescu, 1974).

În partea nord-estică a masivului Iezer-Păpușa, în zona de stin-gere, linia Holbavului separă complexe metamorfice deosebite. Astfel, la nord și nord-est aflorează complexul paragnaiselor și micașisturilor de Iezer-Șerbotă și complexul migmatitelor de Cumpăna (Herasi, Manilici, Dimitrescu, 1966) metamorfozate la nivelul izogradelor staurolit-disten (Savu, Schuster, 1971) în timp ce, la sud, se întâlnesc complexele metamorfice tipice masivelor Iezer-Păpușa și Leaota, ce compun seria de Leaota. Acestea prezintă caractere polimetamorfice determinate de suprapunerea izogradelor metamorfismului sinorogen de contact de înaltă temperatură peste acele ale metamorfismului barrowian la nivelul faciesului de sisturi verzi.

Datele prezentate sugerează rolul major al liniei tectonice-Spintecătura Păpușii de-a lungul căreia, la sud și sud-est de unitatea metamorfitelor dalslandiene din axul masivului Făgăraș a fost generată aria geosinclinală în care au evoluat formațiunile unui nou ciclu tectonomagmatic. În legătură cu acesta, credem că este judicioasă se încadreze metamorfitele ce reprezintă acest ciclu într-o formațiune unitară, constituind seria de Leaota. În această interpretare, complexul inferior al seriei de Leaota



ar fi reprezentat prin complexul cuarțo-feldspatic de Voinești (zona de Voinești-Păpușa — Gherasi, Manilici, Dimitrescu, 1966). În valea Dîmboviței și la sud de Spintecătura Păpușii, formațiunile acestui complex sănt puternic laminate, în culcușul planului disjunctiv amintit mai sus. În continuare, spre sud-vest, odată cu stingerea fracturii inverse, laminarea complexului de Voinești încetează și acesta se aşază normal peste fundamentalul constituit de seria de Cumpăna (zona de Iezer-Șerbotă — Gherasi, Manilici, Dimitrescu, 1966). În acest sector (obîrșia Riușorului, Portăreasa) „transgresiunea normală” este sugerată de abundența niveelor de gnais ocular-lenticulare (de origine psefitică) care caracterizează, începînd din bază, complexul cuarțo-feldspatic de Voinești.

Concluzii

Existența a două etaje structurale în munții Leaota și Iezer-Păpușa poate fi argumentată pe baza datelor litologice, stratigrafice și tectonice prezentate. Acest fapt a fost de asemenea susținut de rezultatele testelor palinologice și de aceleia ale analizelor de vîrstă izotopică, K/Ar.

— *Etajul structural inferior* este reprezentat de formațiuni cristalo-filiene metamorfozate în faciesul șisturilor verzi (izogradul clorit/biotit). În succesiunea de la vechi la nou, în cadrul acestui etaj, se distinge, în bază, complexul terigen cuarțo-feldspatic, de Voinești care, se dispune transgresiv peste soclul vechi, dalsidian, al seriei de Cumpăna. În continuitate de sedimentare, urmează metatufurile bazice („amfibolitul bazal” — Gherasi, Manilici, Dimitrescu, 1966) și complexul șisturilor cu porfiroblaste de alb (metagrauwake și metatufuri bazice). Aceste complexe litologice concură la alcătuirea seriei de Leaota în sensul acceptat de noi pentru această serie.

În cadrul etajului structural inferior nu este posibilă susținerea unei discordanțe la nivelul metatufurilor bazice inferioare (amfibolitul bazal), trecerea de la complexul de Voinești, la acela al șisturilor cu porfiroblaste de alb semnificind numai o schimbare de chimism al sedimentelor geosinclinale, odată cu debutul erupțiilor bazice. Concordanța structurală între cele două complexe este susținută de participarea lor în structuri plicative comune, axele structurale și maximele statistice ale elementelor plane și liniare măsurate pentru cele două complexe, suprapunîndu-se. Împreună, cele două complexe alcătuiesc structuri brahiale afectate axial de intruziuni granitice sinorogene. Suprapunerea cutelor secundare, transversal, peste structurile plicative ale „stadiului de metamorfism sincinematic” (D. E. Sitter — 1964) este însoțită de intersecția suprafețelor izograde „barrowiene” de către izogradele discordante asociate metamorfismului sinogen de contact, de înaltă temperatură (metamorfism de tip „danubian” — Savu, 1975).

Datele de vîrstă „K/Ar” au indicat valoarea de 540 m.a. pentru granitetele de Albești. Această vîrstă corespunde orogenezei assyntice tîrzii (500—550 m.a.) și sugerează exondarea etajului structural inferior în



Cambrianul mediu. Din aceste motive credeam că formațiunile atribuite de noi etajului structural inferior din masivele Iezer-Păpușa și Leaota, constituie în ciclul tectono-magmatic assyntic, trebuie să fie încadrate seriei de Leaota.

— *Etajul structural superior*, din masivele studiate, este reprezentat de șisturi cristaline metamorfozate la nivelul facisului de șisturi verzi (subfaciesul cuarț-albit-muscovit-sericit-clorit). Aceste formațiuni constituie complexul de Călușu (zona de Călușu-Tămășel—Gherasi, Mălini, Dimitrescu, 1966). În bază, ele conțin intercalații sporadice de metagresii și metaconglomerate care remaniază elemente din seria de Leaota și elemente de cuarț din granitele de Albești.

Interpretarea testelor palinologice preliminare ne-a determinat să admitem că sedimentarea complexului de Călușu a avut loc în perioada Cambrian superior-Devonian inferior.

Metamorfismul complexului de Călușu s-a produs în cadrul ciclului hercinic. Acest fapt este susținut de vîrstele „întinerite” ale granitelor de Albești care, se grupează în perioada 340—386 m.a., corespunzătoare fazelor „Ardeni” și „Bretagne”.

Metamorfismul complexului de Călușu a conferit caractere polimetamorfice etajului structural inferior, reprezentat prin seria de Leaota.

În concluzie, pe baza datelor prezentate, este necesară promovarea complexului de Călușu la gradul de „serie” deoarece formațiunile celelalte marchează un ciclu evolutiv deosebit și mai nou decât acela în care au luat naștere metamorfitele seriei de Leaota.

Metamorfitele seriei de Călușu, cu dezvoltare tipică în partea nordică a masivului Iezer-Păpușa (sinclinalul Călușu), pot fi echivalente cu formațiuni de același grad metamorfic ce apar în sud-vestul masivului Leaota, în valea Bădeanca. Acestea, spre deosebire de primele, conțin frecvențe intercalații de roci porfiroide (metavulcanite acide) și sunt încălate de formațiunile etajului structural inferior în versantul drept al văii Bădeanca.

Atât în masivul Leaota, cât și în munții Iezer-Păpușa, metamorfitele seriilor de Leaota și Călușu sunt străbătute de fracturi ce au favorizat circulația fluidelor hidrotermale. Au fost astfel generate fenomene de metamorfism hidrotermal și mineralizații de sulfuri complexe, cobalt și nichel (Petrulan, 1934; Popovici, 1975) localizate atât în seria de Leaota cât și în seria de Călușu.

Conform datelor prezentate, mineralizațiile hidrotermale din regiunea cercetată, trebuie să fie atribuite ciclului hercinic, în ciuda faptului că, deseori, mineralizațiile și filoanele granitelor de Albești se înscriu pe același aliniament tectonic disjunctiv (Popovici, 1975). Aceste mineralizații nu pot fi afiliate provinciei magmatismului sinogen assyntic, deoarece aşa cum s-a arătat, cristale de cuarț din granitele de Albești sunt remaniate în metaconglomeratele de la baza seriei de Călușu. Din aceste motive, asocierea spațială a mineralizațiilor cu aliniamente tectonice care au favorizat și intruziunea granitelor de Albești, devine un



argument pentru presupunerea unor procese de regenerare magmatică, mai noi decât acelea care au provocat intruziunea granitelor de Albești.

Dată fiind, preferința demonstrată (Bastin, 1939) a mineralizațiilor de Ni-Co-Ag pentru intruziuni granitoide, credem că și mineralizațiile în discuție pot avea o asemenea filiație dar, în regiunea cercetată, corporile plutonice generatoare nu aflorează. În situația expusă, este de presupus că aceste corpuși au rezultat prin regenerarea vîtrelor magmatische profunde, în orogeneza hercinică.

În interpretarea prezentată să înclinați să afiliem mineralizațiile hidrotermale din masivele Leaota și Iezer-Păpușa unei „provincii metalogenetice asociate magmatismului sinorogen hercinic”. Cu această ocazie amintim că majoritatea mineralizațiilor hidrotermale de cobalt și nichel („tipul pentametalic” — Schneiderhöhn, 1962), care apar pe teritoriul Europei (Cornwall, Masivul Central Francez, Munții Pădurea Neagră, Erzgebirge, Corsica) sunt afiliate unor masive granitoide de vîrstă hercinică (Bastin, 1939; Ghîțulescu et al., 1971, p. 119).

BIBLIOGRAFIE

- Bastin E. S. (1939) The nickel-cobalt-silver ore type. *Econ. geol.* XXXIV jan-febr., 1939, nr. 1, p. 1—49.
- Brinkmann R. Abriss der geologie, vol. V (Historische geologie), Stuttgart, 1959.
- Ciocârdel R., Socolescu M. (1971) La structure crustale et subcrustale de la partie sud des Carpates Orientales. *Rev. roum. geol. géophys. géogr.*, Série de géophysique, 15, 1, p. 35—73.
- De Sitter L. V. (1964) Geologie structurală. Ed. Tehnică. București, 1969.
- Dimitrescu R. (1974) Notă preliminară asupra unor elemente structurale ale șisturilor cristaline din partea estică a munților Făgăraș. *D. S. Inst. geol. geofiz.* LX, (1972—1973).
- Gherasi N. (1956) Cercetări geologice în partea de vest a masivului cristalin al Leaotei. *D. S. Com. geol.* XL, (1952—1953), București.
- Dimitrescu R. (1964) Studiu geologic și petrografic al părții de est a masivului Iezer-Păpușa (bazinul Rîul Tîrgului). *D. S. Com. geol.* XLIX/1, București.
 - Manilici V., Dimitrescu R. (1966) Studiu geologic și petrografic al masivului Iezer-Păpușa. *An. Com. Stat. geol.* XXXV, București.
 - Dimitrescu R. (1970) Structure des schistes cristallins du massif de Leaota. *An. scient. Univ. „Al. I. Cuza”*, Tomme XIV, Iași.
 - Dimitrescu R., Kasper U., Vulpeșcu G. (1971) Contributions au problème des eclogites. „Les eclogites des monts Iezer et Leaota” (Carpathes Meridionales, Roumanie). *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 15, pp. 151—158.
- Ghîțulescu T. P. (1971) Economie geologică minieră. Ed. Tehnică. București.
- Giușcă D., Savu H., Bercea I., Krăutner H. (1969) Sequences of tectonomagmatic prealpine cycles on the territory of Romania. *Acta geol. Acad. scient. Hung.* Tomus 13, p. 221—234.
- Miyashiro A. (1972) Metamorphism and related magmatism in Plate tectonics Amer. Jour. of Science vol. 272, Summer 1972, p. 629—656.



- Onicescu N. (1943) Region de Piatra Craiului-Bucegi, étude géologique. *An. Inst. Geol. Roum.* XXII, Bucureşti.
- Pavelescu L., Pop G., Aileniei I., Enel I., Sorociu M., Popescu G., Golovici A. (1975) K-Ar dating investigation in the Leaota and Iezer-Păpuşa massifs. *Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr.-Geophysique*, 19, 81–86, Bucharest.
- Petrulian N. (1934) Les minéraux de cobalt de la vallée du Neguleş (Bădeni-Ungureni). *An. Inst. Geol. Roum.*, Tomme. 17.
- Popovici-Hateg V. (1898) Etude géologique des environs de Cimpulung et de Sinaia. Paris.
- Popovici Ion L., Urceanu T. (1975) Contribuţii la studiul proceselor hidrotermale din masivul Iezer-Păpuşa. *D. S. Inst. geol. geof.* LXII, (1974–1975), p. 253–261, Bucureşti.
- Reinhard M. (1911 a) Cercetări în partea orientală a munților Făgărașului. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. IV, Bucureşti.
- (1911 b) Cercetări în regiunile sîsturilor cristaline ale Carpaţilor Meridionali şi Occidentali. *An. Inst. Geol. Rom.*, IV, Bucureşti.
 - (1912) Die granitisch-köringen Gesteine der Transylvanischen Decke (Sud und Ostkarpaten). *An. Inst. Geol. Rom.*, V, Bukarest.
- Savu H. (1975) Particularités des types de métamorphisme régional préalpin sur le territoire de la Roumanie. *An. Inst. Géol. Géophys.* Tomme XLVI, Bucharest.
- Schneiderhöhn H. (1962) Erzlagerstätten Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung. Jena.
- Socolescu M., Ciocârdel R., Airinei Şt., Popescu M., (1975) Fizica şi structura scoarţei terestre din România. Ed. Tehnică, Bucureşti.
- Stille H. (1953) Der geotectonische Werdegang der Karpaten. *Beihste geol. Jahrb.*, 8, Hannover.
- Timofeev V. V. (1973) Proterozoic and Early Paleozoic microfossili. Ak. Nauk. SSSR, Trudi, Moskva.
- (1974) Microfossili Proterozoia i rannego Paleozoia. SSSR. Ak. Nauk. SSSR, Leningrad
- Turner F. J. (1968) Metamorphic petrology. Mc Graw Hill Book Comp. New York.

CONTRIBUTIONS À L'HORIZONTATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET À LA DÉTERMINATION DE L'ÂGE DES MÉTAMORPHITES DES MONTS IEZER-PĂPUŞA ET LEAOȚA

(Résumé)

Les recherches effectuées dans les Monts Iezer-Păpuşa et Leaota ont mis en évidence de nouvelles données lithostratigraphiques, tectoniques et géochronologiques. Quelques précisions ont été apportées également sur le type et l'intensité des processus du métamorphisme régional.

Les massifs cristallophylliens étudiés occupent un alignement méridional et parallèle à l'axe principal du Massif Făgăraş, témoignant des caractères lithologiques, structuraux et de métamorphisme particuliers. Les massifs étudiés suggèrent — autant par leur position, que par



leurs caractères géologiques — l'évolution dans une zone mobile, différente du point de vue structural et plus récente que celle où ont été engendrés les métamorphites de la Série de Cumpăna spécifique pour la zone axiale du Massif Făgărăș.

Les arguments lithostratigraphiques, tectoniques et pétrologiques présentés dans l'étude plaident pour l'existence de deux étages structuraux dans les Monts Iezer-Păpușa et Leaota. Les tests palynologiques, corroborés avec les analyses d'âge isotopique K/Ar sont autant d'arguments à la faveur du schéma évolutif présenté.

Un premier étage structural est représenté par des formations cristallophylliennes métamorphisées dans le faciès des schistes verts (l'isograde chlorite/biotite), en constituant la Série de Leaota. Dans la succession stratigraphique, cette série renferme — à partir de la base — un complexe terrigène quartzo-feldspathique (le complexe de Voinesti), qui, dans la zone nord-ouest du Massif Iezer, se dispose en transgression sur le socle ancien, dalslandien, du Massif Făgărăș. Suit, en continuité de sédimentation, un complexe volcanogène basique, connu sous le nom de „le niveau de l'amphibolite basale”. Celui-ci, malgré son épaisseur réduite, trahit une remarquable continuité sur toute la surface des massifs étudiés. Le complexe supérieur de la Série de Leaota (le complexe de Lerești) renferme la formation des schistes chlorito-muscovitiques à porphyroblastes d'albite associée à des intercalations de métataufs basiques.

La Série de Leaota montre les caractères du faciès des schistes verts dans la zone de la chlorite, à déplacements — dans la partie inférieure — vers le „faciès de transition au faciès des amphibolites”, dans la conception de Turner (1968). A l'occasion de la révision de la succession stratigraphique de la série en discussion, on a pu constater que, dans son cadre, il existe un parallélisme spatial entre les surfaces isogrades du métamorphisme régional et les surfaces des complexes lithologiques métamorphisés. Cette image correspond à la transition depuis la zone de la chlorite et du plagioclase albitique (0—5 % An), dans le complexe supérieur, à la zone de la biotite et de l'oligoclase acide (10—15 % An), dans le complexe basal.

Tous les complexes constituant la Série de Leaota participent à la formation de certaines structures plissées de type brachial, formées par la superposition des plissements, ayant des points d'application et des moments de déroulement différents. Ces structures sont transpercées par des intrusions granitiques insignifiantes (les granites d'Albești), contemporaines du plissement synorogène. Ainsi, la superposition des plis synorogènes par-dessus les structures plicatives du métamorphisme de charge est accompagnée de l'intersection des surfaces isogrades „barrovianas” par les isogrades associés au métamorphisme synorogène de contact, de haute température. Cette situation correspond au métamorphisme de type danubien communiqué par Savu (1975).

Les analyses d'âge isotopique K/Ar ont indiqué la valeur de 540 m.a. pour les granites d'Albești. Cet âge correspond à l'orogenèse assyntique tardive (500—550 m.a.) et peut nous suggérer l'évolution des métamorphites de la Série de Leaota pendant le cycle tectono-magmatique assyntique.

L'étage structural supérieur des massifs analysés est constitué de schistes cristallins métamorphisés au niveau du faciès des schistes verts (le sous-faciès quartz-albite-muscovite/séricite-chlorite). A la base de cet étage on a fait le lever des formations blasto-détritiques, représentées par des intercalations sporadiques de métagrès et de métaconglomérats remaniant la Série de Leaota, et des éléments de quartz des granites d'Albești.

Les tests palynologiques préliminaires effectués sur les formations de l'étage structural supérieur nous ont mené à admettre que l'âge de la sédimentation peut être placé dans la période Cambrien supérieur-Dévonien inférieur. Les formations cristallophylliennes résultées du métamorphisme de ces sédiments constituent la Serie de Căluşu, représentant, à notre avis, un cycle tectono-magmatique bien individualisé, d'âge hercynien. Ce fait est étayé également par les âges „rajeunis” des granites d'Albeşti, qui sont groupés dans la période 340—386 m.a., indiquant les phases tectogéniques „Ardeni” et „Bretagne”.

Les métamorphites de la Serie de Căluşu, à développement typique dans la partie septentrionale du Massif Iezer-Păpuşa (la zone axiale du synclinal Căluşu), peuvent être équivalents avec des formations du même degré métamorphique apparaissant dans la zone sud-ouest du Massif Leaota, dans la Vallée de la Bădeanca. Celles-ci renferment de nombreuses intercalations de roches porphyroïdes (métavolcanites acides), étant chevauchées par les formations de l'étage structural inférieur, le long d'une ligne orientée nord ouest-sud est, qui traverse les vallées de la Dimboviţa et de la Bădeanca, au nord de la localité Stoieneşti.

Au nord, les métamorphites des séries de Leaota et Căluşu sont séparés de ceux constituant l'extrême nord-est de la zone axiale du Massif Făgărăş par la fracture Spintecătura Păpuşii..

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Esquisse tectonique dans les Monts Iezer-Păpuşa et Leaota de nord-ouest.

I. Crétacé : 1, Wildflysch : conglomérats, grès. Jurassique supérieur : 2, calcaires récifaux. La série de Căluşu : 3, le complexe terrigène-volcanogène ; 4, le complexe métapsammite. La Serie de Leaota : 5, schistes à porphyroblastes d'albite ; 6, gneiss albitiques ; 7, métatufs basiques ; 8, paragneiss à muscovite et chlorite ; 9, gneiss oculaires ; 10, granites d'Albeşti. La Serie de Cumpăna : 11, paragneiss, micaschistes, migmatites ; 12, limite géologique normale ; 13, limite de transgression ; 14, fracture ; 15, ligne de chevauchement ; 16, nappe de charriage ; 17, axe d'anticlinal B_1 ; 18, axe de synclinal B_2 ; 19, axe d'anticlinal B_2 ; 20, le sens du pendage de la foliation métamorphique ; 21, la structure brachyale (brachyanticlinal) ; 22, emplacement des échantillons testés d.p.v. palynologique ; 23, emplacement des échantillon testés d.p.v. isotopique méthode K-Ar.

II. Colonne stratigraphique. Crétacé supérieur : Wildflysch, conglomérats, grès. Jurassique supérieur : calcaires récifaux. La Serie de Căluşu (Cambrien-Dévonien inférieur ?) : le complexe terrigène-volcanogène, schistes séricito-chloriteux, métatufs basiques, schistes graphiteux, métatufs acides ; le complexe métapsammite (métagrès, métaconglomérats). La Serie de Leaota (600—550 m.a.) : le complexe de Lereşti : a) schistes à porphyroblastes d'albite ; b), gneiss albitiques ; amphibolite basal (métatufs basiques) ; le complexe terrigène de Voineşti (paragneiss à muscovite et chlorite, gneiss oculaires). La Serie de Cumpăna (838 m.a.) : paragneiss, micaschistes ; migmatites (gneiss de Cumpăna-Holbay).

III. Diagrammes structuraux. $ml_1 - ml_1$, — maxima statistiques des linéations primaires ; $ml_2 - ml_2$, — maxima statistiques des linéations secondaires ; $mf_1 - mf_1$, — maxima statistiques des foliations des plis primaires ; $mf_2 - mf_2$, — maxima statistiques des foliations des plis secondaires.



Planche II

- Fig. 1. — Paragnaise cu porfiroblast de oligoclaz. Nic. // ; $\times 10$.
 Pîriul Măgurii-Bughea, complexul de Voinești, seria de Leaota.
 Paragneiss à porphyroblastes d'oligoclase. Nic. // ; $\times 10$.
 Le ruisseau Măgurii-Bughea, le complexe de Voinești, la Série de Leaota.
- Fig. 2. — Paragnaise cu porfiroblast de oligoclaz. Nic. \times ; $\times 10$.
 Paragneiss à porphyroblastes d'oligoclase. Nic. \times ; $\times 10$.
- Fig. 3. — Paragnaise cu porfiroblast de oligoclaz. Nic. // ; $\times 10$.
 Pîriul Măgurii-Bughea, complexul de Voinești, seria de Leaota. Parageneza cuart-oligoclaz acid — muscovit-biotit-clorit.
 Paragneiss à porphyroblastes d'oligoclase. Nic. // ; $\times 10$.
 Le ruisseau Măgurii-Bughea, le complexe de Voinești, la Série de Leaota. La paragenèse quartz-oligoclase acide — muscovite-biotite-chlorite.

Planche III

- Fig. 1. — Șisturi muscovit-clorit-biotitice cu porfiroblast de albit. Nic. \times ; $\times 10$. Valea Dimboviței, complexul „amfibolitului bazal”, seria de Leaota.
 Schistes muscovite-chlorite-biotitiques à porphyroblastes d'albite. Nic. \times ; $\times 10$. Vallée de la Dimbovița, le complexe de „l'amphibolite basale”, la Série de Leaota.
- Fig. 2. — Șisturi clorito-albitice cu epidot. Nic. \times ; $\times 10$. Baza complexului de Lerești, seria de Leaota.
 Schistes chlorito-albitiques à épidoite. Nic. \times ; $\times 10$. La base du complexe de Lerești, la Série de Leaota.
- Fig. 3. — Șisturi muscovito-cloritoase, albitice. Nic. \times ; $\times 10$. Baza complexului de Lerești, seria de Leaota.
 Schistes muscovito-chloriteux, albitiques. Nic. \times ; $\times 10$. La base du complexe de Lerești, la Série de Leaota.

Planche IV

- Fig. 1. — Șisturi muscovito-cloritoase cu porfiroblast de albit. Nic. \times ; $\times 10$. Valea Dimboviței, complexul de Lerești, seria de Leaota.
 Schistes muscovito-chloriteux à porphyroblastes d'albite. Nic. \times ; $\times 10$. Vallée de la Dimbovița, le complexe de Lerești, la Série de Leaota.
- Fig. 2. — Șisturi actinotice cu zoizit. Nic. \times ; $\times 10$. Valea Dimboviței, complexul „amfibolitului bazal”, seria de Leaota (x) actinolit.
 Schistes actinotiques à zoïsite. Nic. \times ; $\times 10$. Vallée de la Dimbovița, le complexe de „l'amphibolite basale”, la Série de Leaota (x), actinolithe.
- Fig. 3. — Șisturi actinotice cu zoizit. Nic. \times ; $\times 10$. (x) același amfibol, în extincție la 15° . Secțiune de birefrigență maximă.
 Schistes actinotiques à zoïsite. Nic. \times ; $\times 10$. (x) la même amphibole, en extinction à 15° . Section de biréfringence maximale.



Planche V

Fig. 1. — Metagresie cu elemente de cuarț magmatic remaniat din granitele de Albești. Nic. × ; × 10. Pârâul Comenzii-Argeșel. Baza seriei de Călușu.

Métagrès à éléments de quartz magmatique remanié des granites d'Albești. Nic. × ; × 10. Le ruisseau Comenzii-Argeșel. La base de la Série de Călușu.

Fig. 2. — Element semiangular de cuarț magmatic remaniant în nivelul metapsamitic din baza seriei de Călușu. Nic. × ; × 10. Pârâul Comenzii-Argeșel, seria de Călușu.

Elément semi-angulaire de quartz magmatique remanié dans le niveau métapsammitique de la base de la Série de Călușu. Nic. × ; × 10. Le ruisseau Comenzii-Argeșel, la Série de Călușu.



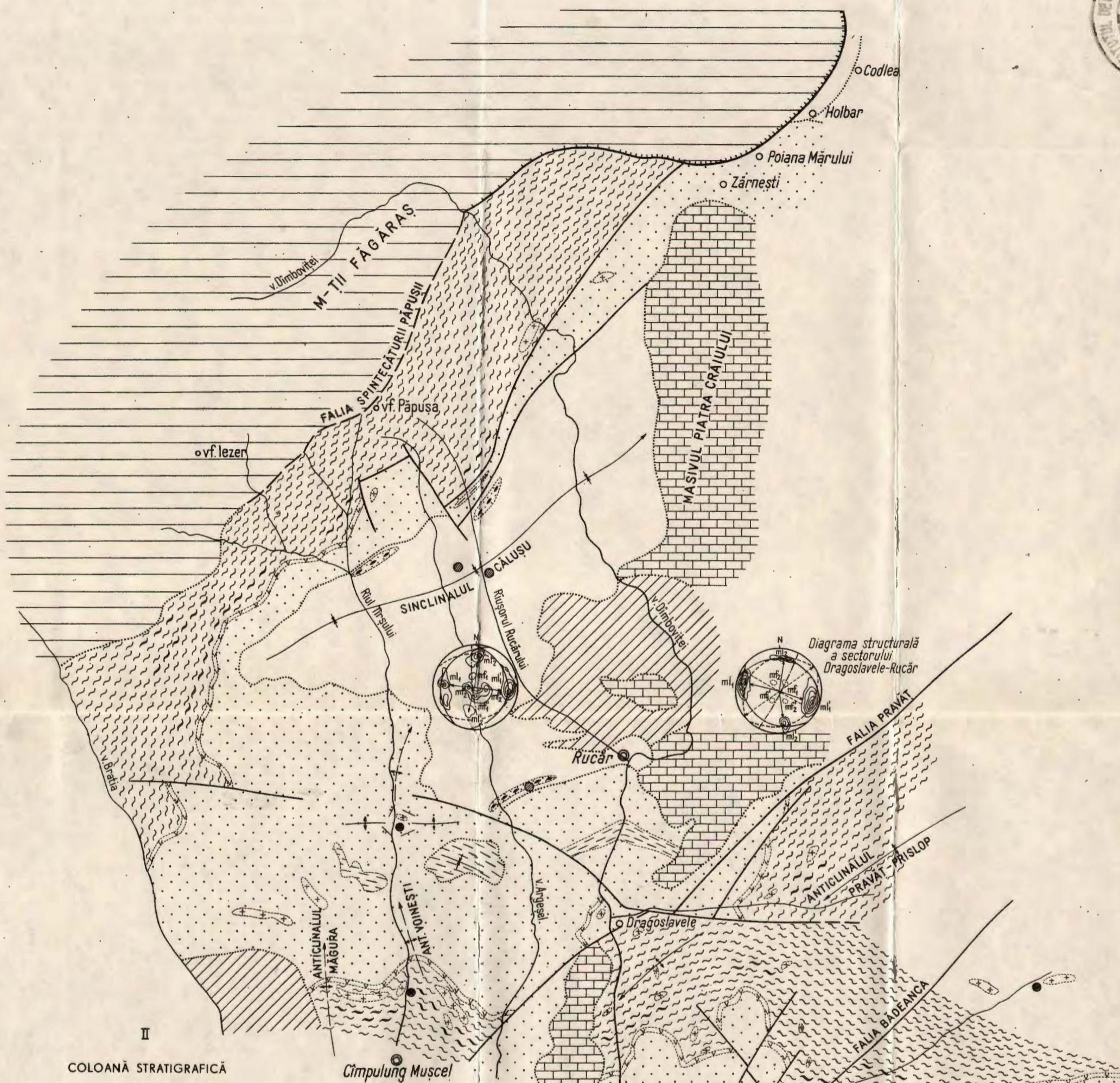


Institutul Geologic al României

ION L. POPOVICI

SCHIȚĂ TECTONICĂ ÎN MUNȚII IEZER - PĂPUȘA ȘI LEAOTA DE NORD - VEST

0 1 2 3 Km.



LEGENDA

CRETACIC 1	Wildflysch, conglomerate, gresii	12	Limită geologică normală
JURASIC-SUPERIOR 2	Calcare recifale	13	Limită de transgresiune
3	Seria de Călușu	14	Fractură
4	Complexul terigen-vulcanogen	15	Linie de incălcare
	Complexul metapsamitic	16	Pinză de șariaj
	Seria de Leaota	17	Ax de anticlinal B ₁
5	Şisturi cu porfiroblaste de albit	18	Ax de sinclinal B ₂
6	Gnaise albitice	19	Ax de anticlinal B ₂
7	Metatufuri bazice	20	Sensul inclinării foliației metamorfice
8	Paragnaise cu muscovit și clorit	21	Structura brahială (brahanticlinal)
9	Gnaise ocelare	22	Localizarea probelor testate palinologic
10	Granite de Albești	23	Localizarea probelor testate izotopic metoda K-Ar
11	Paragnaise, micașisturi, migmatite		

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



Project 4: Triassic of the Tethys Realm

NOI CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA TRIASICULUI SERIILOR TRANSILVANE DIN SINCLINALUL RARĂU (SECTORUL BOTUŞ-TĂTARCA)¹

DE

MIRCEA SĂNDULESCU², CAMELIA TOMESCU²

Abstract

New Contributions to the Knowledge of the Trias Formations of the Transylvanian Series from the Rarău Syncline (East Carpathians). New points with Anisian and Lower Ladinian algae and foraminiferous fossils are described. A new stratigraphical succession with an intermediate palaeogeographical position between the Perşani and Hâgimaş-Rarău series is demonstrated.

Cercetările întreprinse în partea central-nordică a sinclinalului Rarău, ne-au permis să aducem noi precizări asupra succesiunii, litofaciei și stratigrafiei depozitelor triasice aparținând seriilor transilvane. Observațiile noastre se referă la mai multe olistolite, de dimensiuni uneori apreciabile, înglobate în Formațiunea de Wildflysch eocretacică ce alcătuiește umplutura sinclinalului marginal. Cele mai importante rezultate s-au obținut din cariera Botuș. Au mai fost examineate klippa din versantul stînga al pîrîrului Floarea, la sud de cariera menționată și klippa din versantul stînga al pîrîrului Tătarca.

Cariera Botuș. Avansarea lucrărilor în cariera Botuș, situată în localitatea cu același nume, pe versantul stînga al văii Moldovei, a pus bine în evidență caracterul alohton al rocilor carbonatice deschise de aceasta. Pînă acum ele erau considerate de toți cercetătorii ca făcind

¹ Predată la 30 mai 1977, acceptată la 31 mai 1977, comunicată în ședință din 10 iunie 1977.

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



parte din depozitele triasice bucovinice de pe flancul extern al sinclinalului marginal.

În lungul frontului carierei este deschisă o klippă de dimensiuni apreciabile (350 m lungime) înglobată în Wildflysch, pe care o vom distinge sub numele de „klippa principală”. În marginea sudică a carierei, separată de „klippa principală”, afloreză un olistolit de dimensiuni mai reduse ce formează „klippa sudică”.

Cele mai complete observații asupra succesiunii depozitelor carbonatice din cariera Botuș sint oferite de „klippa principală”. În cadrul ei calcarele descriu un sinclinal izoclinal cu planul axial vertical sau subvertical. Cele două flancuri sunt inegal dezvoltate, din cauza luerărilor de excavare a carierei. Coroborind datele obținute în mai multe puncte din cadrul „klippei principale” ca și din studiul calcarelor din „klippa sudică” am ajuns să stabilim următoarea succesiune litostratigrafică :

1. Calcare negre sau cenușii închise, stratificate în bancuri decimetrice, de tipul biopelmicritelor sau, mai rar, a biopelsparitelor. Ele afloreză pe marginea de nord-vest a carierei și constituie baza, răsturnată, a flancului vestic al sinclinalului din „klippa principală”. Din aceste calcară am determinat următoarele resturi fosile :

- Physoporella* cf. *minutula* (Gümb.) Pia
- Physoporella pauciforata* (Gümb.), Steinm. var.
undulata Pia
- Glomospirella* aff. *irregularis* (Möller)
- Earlandia amplimuralis* (Pantic)
- Ophthalmidium* cf. *martenum* (Farinacei)
- Ophthalmidium* sp.,

Asociația poate fi încadrată în intervalul stratigrafic Pelsonian-Illyrian inferior, cu precizarea că ea tinde să se plaseze mai mult în Illyrianul inferior dacă ținem seama că *Earlandia amplimuralis* nu a fost citată pînă acum decit începînd cu Anisianul superior.

2. Calcare masive, cenușii și cenușii deschise, de tipul micritelor sau pelsparitelor, străbătute de o rețea de diaclaze relativ groase (0,5–2 mm), umplute cu calcit, ce formează cea mai mare parte a „klippei principale” constituind cele două flancuri ale sinclinalului menționat. Ele au oferit următoarea asociatie de alge și foraminifere :

- Baccanella floriformis* Pantice
- Turritellella mesotriasică* Koehn-Zannini
- Involutina mesotriasică* (Oberhauser)
- Earlandia amplimuralis* (Möller)
- Earlandia gracilis* (Pantic)
- Ophthalmidium martenum* (Farinacei)
lagenide și ostracode.

Din aceleași calcară Elena Mirăuță a putut determina conodontul *Gondolella bifurcata*.

Întreaga asociatie poate fi plasată în Anisianul superior și Ladinianul inferior, ținînd seama în special de repartiția, exclusiv în acest interval



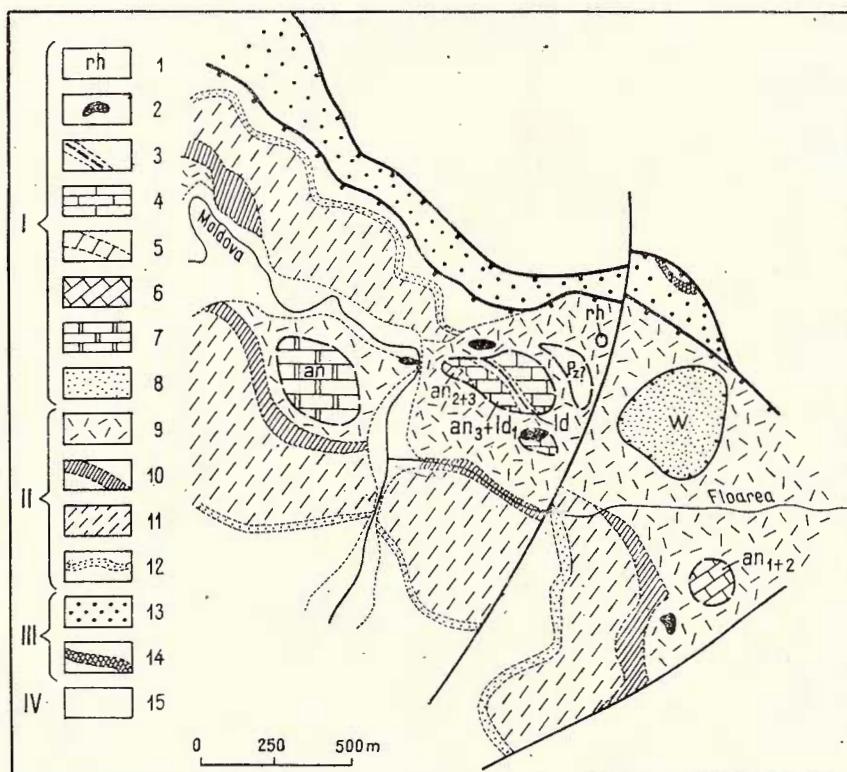


Fig. 1. — Schița geologică a regiunii Botuș

I — Seriile transilvane : 1, calcare organogene (Rhetian); 2, roci eruptive bazice ; 3, calcare fin litate negre și roșii (Ladinian); 4, calcare masive (Anisian superior-Ladinian inferior); 5, calcare negre în plăci (Anisian mediu-Ilyrian); 6, calcare marmoreene (Anisian inferior+mediu); 7, dolomite masive (Anisian); 8, gresii cuarțitice muscovitice Werfenian). II — Seria bucovinică : 9, Formațiunea de Wildflysch (Barremian superior-Albian); 10, strate cu jaspuri (Anisian?); 11, dolomite (Anisian); 12, gresii cuarțitice (Werfenian). III — Seria sub-bucovinică : 13, gresii polymictice (Neocomian); 14, gresii limonitice (Lias). IV—15, sisturi cristaline.

Esquisse géologique de la région de Botuș

I — Les séries transylvaines : 1, calcaires organogènes (Rhétien); 2, roches éruptives basiques ; 3, calcaires finement lités noirs et rouges (Ladinien); 4, calcaires massifs (Anisien supérieur-Ladinien inférieur); 5, calcaires noirs en plaques (Anisien moyen-Ilyrien); 6, calcaires marmoréens (Anisien inférieur-moyen); 7, dolomies massives (Anisien); 8, grès quartzitiques muscovitiques (Werfénien). II — la Série bucovinienne : 9, la Formation de Wildflysch (Barrémien supérieur-Albien); 10, couches à jaspes (Anisien?); 11, dolomies (Anisien); 12, grès quartzitiques (Werfénien). III — la Série sub-bucovinienne : 13, grès polymictiques (Néocomien); 14, grès limonitiques (Lias). IV — 15, schistes cristallins.

stratigrafic, a formelor *Turritellella mesotriasică* (Zanninetti, 1976; Patrullius et al., 1976) și *Gondolella bifurcata*.

3. Calcare micritice, litate, negre, cu intercalări de silturi marnoase cenușii negricioase. Calcarele conțin prodisoconce, „filamente”, *Globochaete* și spiculi de spongieri. Între ele se intercalează pachete de calcare litate roșii în care se recunosc resturi de *Globochaete alpina*, ostracode (abundent) și „filamente”. Poziția acestui pachet de calcare negre și roșii, litate, în axul sinclinalului din „klippa principală”, precum și microfaciesul lor, ne fac să le plasăm în Ladinian.

„Klippe sudică” este constituită în cea mai mare parte din calcarale masive diaclazate anisiene superioare-ladiniene inferioare, cărora li se asociază roci eruptive bazice. Aceleași roci bazice formează de altfel un olistolit izolat sub „klippa principală”, în capătul ei de nord-est.

La est de „klippa principală”, în imediata apropiere a carierei, pe poteca ce urcă spre creasta Lefele, aflorează un mic olistolit de calcare cenușii, în care cu ochiul liber se observă numeroase gasteropode de talie mică. Studiul secțiunilor subțiri tăiate în aceste calcare a permis precizarea că ele sunt de tipul micritelor și conțin o associație rhetiană de involutinide cu :

Involutina tenuis (Kirstan)

Involutina tumida (Kirstan-Tollmann)

Involutina gaschei (Koen - Zannin - Brönn.)

Involutina liassica (Jones) (sporadic).

Între klippa mică de calcare rhetiene și „klippa principală” mai aflorează o klippă de roci eruptive asociate cu silturi și gresii fine cloritice, atribuite (Sandulescu, 1973) Paleozoicului. Ea este tot un olistolit, transilvan (?), iar vîrstă ei rămîne o problemă deschisă.

Klippe valea Floarea. În versantul stînga al pîriului Floarea, affluent stînga al văii Moldovei în dreptul carierei Botuș, în marginea potecii că urcă spre muntele Bobeica, aflorează o klippă mare, semnalată prima dată de Sandulescu (1973), care atribuie cu această ocazie calcarele ce o alcătuiesc, Triasicului mediu. Din bază spre partea superioară succesiunea este următoarea :

— un pachet de 20—25 m constituit din trei nivele de calcare marmoreene masive, separate între ele de două pachete mai subțiri de calcare litate; deasupra ultimului nivel de calcare marmoreene se aşterne un alt treilea pachet de calcare litate;

— un nivel de 2 m grosime de breccie dolomită cu matrice gălbui și fragmente de dolomite colțuroase sau semirotonjite;

— un pachet de 5 m grosime de calcare cenușii, diaclazate, stratificate în bancuri de grosimi decimetrice.

Calcarele marmoreene sunt în general de tipul micritelor, cu zone de dolomicrite ce s-au dovedit a fi sărace în organisme. Din ele am putut determina ostracode, *Globochaete* și „filamente”. Singurul nivel care a oferit indicații de vîrstă este cel al calcarelor cenușii stratificate din vîrful klippei. Din ele am determinat *Meandrospira dinarica* Kochansk -

Devide et Pantic și *Glomospirella* sp., de talie foarte mică. Pe baza formei *Meandrospira dinarica* se poate atribui cel puțin nivelul din vîrful klippei Anisianului mediu (Pelsonian) și în general întreaga klippă poate fi considerată ca fiind formată din calcare de această vîrstă, eventual cu trecere, în partea ei inferioară în Anisianul inferior.

Klippa valea Tătarca. În versantul stîng al pîriului Tătarca în amont de petecul de acoperire al pinzei de Perșani constituie din roci ultrabazice, aflorează o klippă în care se poate urmări o succesiune stratigrafică mai completă. Ea începe cu gresii cuarțitice micaferne (Werfener Sandstein) eotriasicice, stratificate în bancuri metrice, ce ating o grosime totală de aproximativ 30 m. Urmează după o lacună de observație, în care presupunem că se dezvoltă șisturi de tip Campil, calcare cenușii inchise, stratificate în plăci de 5–10 cm grosime, unele bituminoase. În treimea superioară a pachetului de calcare, care are o grosime totală de 15–20 m, se intercalează dolomite breccioase. Succesiunea se încheie cu dolomite masive. Calcarele stratificate în plăci, superioare intercalățiilor de breccii dolomitice, dar inferioare dolomitelor masive conțin forme de :

Meandrospira dinarica K.-D. et Pantic

Meandrospira samueli Sălaș

Endothyra badouxi Brønn.

Trochammina sp.

Globochete alpina Lombard
ostracode.

Ultimele două forme sunt de altfel răspindite la mai toate nivelele în pachetul de calcare stratificate în plăci. Referindu-ne la întreaga succesiune atribuim întreaga masă de calcare stratificate, pe alocuri bituminoase, Anisianului inferior și mediu, dolomitele masive din acoperișul lor urmînd să se plaseze exclusiv în Anisianul superior, întrucît se găsesc deasupra nivelului cu *Meandrospira dinarica*.

Corelare și încadrare regională. Examinarea celor trei succesiuni descrise, permite să se tragă o primă concluzie asupra faptului că la nivelul Anisianului se pot stabili unele variații de facies. Ne referim în primul rînd la compararea succesiunii din klippa valea Floarea și la cea din klippa valea Tătarca : litofacies marmorean masiv în prima, față de litofaciesul stratificat bituminos al celei de a doua. Anisianul klippei de pe valea Tătarca se apropie destul de mult de caracterele litofaciale specifice seriei de Perșani ; ea trebuie în consecință legată de această serie transilvană. Klippa din valea Floarea nu se încadreză în schimb nici în seria transilvană de Perșani, nici în seria transilvană de Hăghimaș-Rarău (Sandulescu, 1974, 1976). Caracterele ei particulare permit distingerea unor litofaciesuri de tranziție între cele două serii principale transilvane, demonstrînd că alcătuirea paleogeografică a domeniului transilvan, în timpul Triasicului era mult mai complexă decât s-a imaginat. În același facies intermediar se poate încadra și succesiunea observată în cariera Botuș întrucît la nivelul Anisianului mediu-Ladinianului nici în

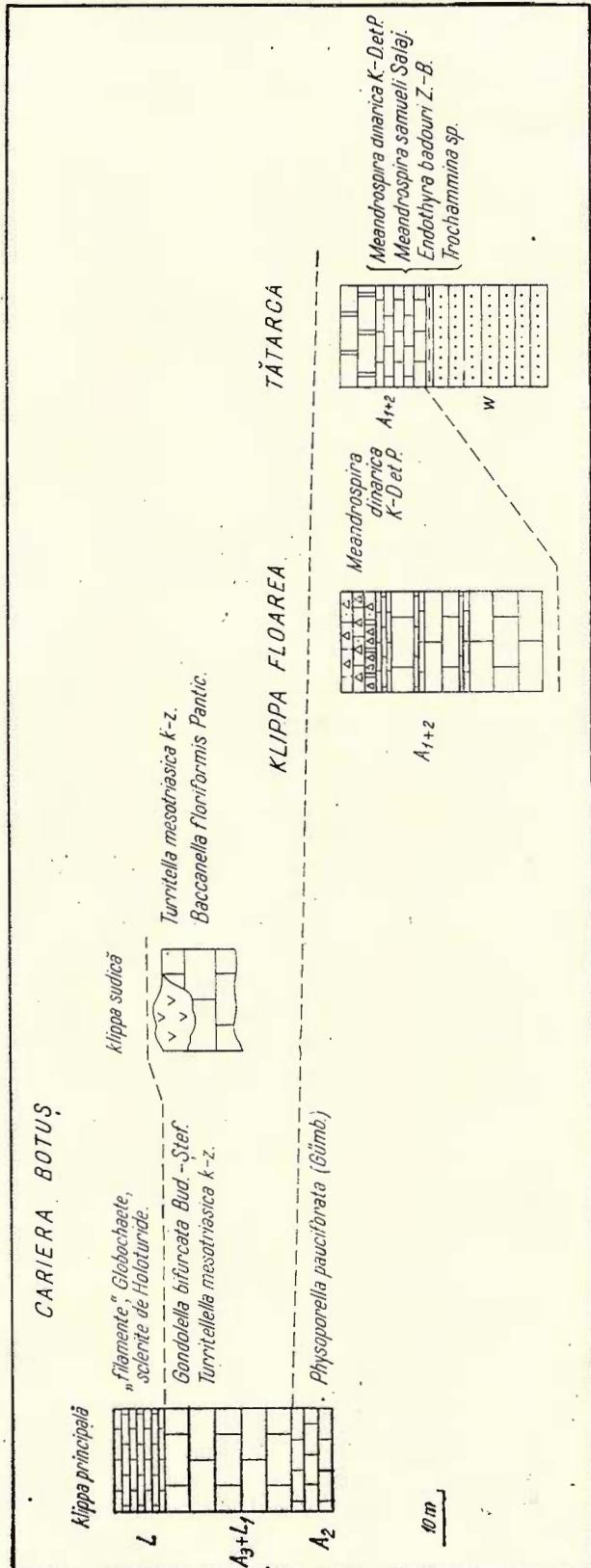


Fig. 2. — Corelarea succesiunilor stratigrafice din klippele Botuș, Floarea și Tătarca.
Corrélation des successions stratigraphiques des klippes de Botuș, Floarea et Tătarca.

seria de Persani nici în cea de Hăghimaș-Rarău nu se dezvoltă litofacie-surile specifice succesiunii de la Botuș. Aceasta din urmă ar putea fi considerată de altfel ca reprezentând o secvență mai nouă a aceleiași serii intermediare din care face parte Anisianul din klippa Floarea. S-ar închega în consecință imaginea unei succesiuni triasice transilvane în care Anisianul inferior și mediu este de tipul klippei Floarea, continuind pînă la Ladinian cu secvența deschisă în cariera Botuș.

BIBLIOGRAFIE

- Bystricky J. (1964) Slovensky Kras. *Slovenska Akad.* 203, Bratislava.
- Kristan-Tollmann E. (1964) Beiträge zur Mikrofauna des Rhät II Zwei charakteristische Foraminiferengemeinschaften aus Rhätkalken. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, vol. 14, p. 135—145, Wien.
- Patrulius D., Gheorghian Doina, Mirăuță Elena (1976) Corrélation biochronologique du calcaire de Roșia, formation triasique du système des nappes de Codru (Monts Apuseni). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, vol. LXII/4, București.
- Salař J., Biely A. & Bystricky J. (1967) Trias Foraminiferen in den Westkarpaten. *Geol. Prace.* vol. 42, pp. 119—136, Bratislava.
- Sandulescu M. (1973) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a sinclinalului Rarău (sectorul central). *D. S. Inst. geol.*, LXX/5 (1972), p. 59—92, București.
- (1974) Corelarea seriilor mezozoice din sinclinalul Rarău și Hăghimaș (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol.* LX, fasc. 5, p. 119—142, București.
 - (1976) Contribuții la cunoașterea stratigrafilor și poziției tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al văii Moldovei (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/4 stratigrafie, București.
- Zanninetti L. (1976) Les foraminifères du Trias. Essai de synthèse et correlation entre les domaines européen et asiatique. *Riv. Ital di Paleont e Stratigr.* vol. 82, no. 1, Milano.

ÎNTREBĂRI

E. Antonescu: 1. Pe ce bază s-a acordat vîrstă werfeniană gresiilor muscovitice din baza klippei din valea Tătarca?

2. Există vreun argument paleontologic pentru vîrstă anisian-inferioară în depozitele cercetate?

Răspuns: 1. Atât în klippa de pe valea Tătarca, cât și în alte puncte (de exemplu pe creasta dealului Măcieș) gresiile cuarțitice muscovitice sunt situate în patul săsturilor de tip Campil. Pe baza acestei poziții geometrice și luând în considerare litofaciesul, gresiile menționate au fost atribuite (Sandulescu, 1973) Werfenianului.

2. Sub nivelele în care am găsit *Meandrospira dinarica* nu am mai întîlnit faune care să permită o datare stratigrafică strictă. Tânărind seama de faptul că nivelul menționat se plasează



la partea terminală a succesiunii din klippa de pe valea Floarea, am admis că spre partea inferioară a acesteia, calcarale dolomitice marmoreene ar putea cobori și în Anisianul inferior. În klippa Tătarca, *Meandrospira dinarica* a fost găsită spre partea superioară a calcarelor în plăci bituminoase, ce au în patul lor șisturi de Campil. Din acest motiv am considerat că și în acest caz este posibil ca partea inferioară a calcarelor în plăci să aparțină Anisianului inferior.

NOUVELLES CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DU TRIAS DES SÉRIES TRANSYLVAINES DU SYNCLINAL DE RARĂU (CARPATHES ORIENTALES)

(Résumé)

L'analyse de plusieurs olistolithes englobés dans la Formation de Wildflysch bucovinien a apporté de nouvelles précisions concernant la stratigraphie, le lithofaciès et la succession des dépôts triasiques appartenant aux séries transylvaines.

Carrière de Botuș. Plusieurs olistolithes y affleurent. La „klippe principale” et la „klippe méridionale” ont fourni les éléments nécessaires pour préciser la succession stratigraphique générale des formations triasiques de cet endroit :

— calcaires sombres, lités en dalles de 10—15 cm, qui contiennent : *Physoporella* cf. *minutula* (G ü m b.) P i a, *Ph. pauciforata* (G ü m b.) S t e i n m. var *undulata* P i a, *Glomospirella* aff. *irregularis* (M o e l l e r), *Earlandia amplimuralis* (P a n t i c), *Ophthalmidium* cf. *Martanum* (F a r i n a c c i) et *Ophthalmidium* sp. Cet ensemble floro-faunistique peut être placé dans l'intervalle stratigraphique Pelsonien-Ilyrien inférieur, ou plutôt exclusivement dans l'Ilyrien inférieur ;

— calcaires massifs, cendrés, qui ont délivré une association d'algues et de foraminifères d'âge Anisien supérieur-Ladinien inférieur, avec : *Bacanella floriformis* P a n t i c, *Turritellella mesotriasic* K o e h n-Z a n n i n e t t i, *Involutina mesotriasic* (O b e r h a u s e r), *Earlandia amplimuralis* (M o e l l e r), *Earlandia gracilis* (P a n t i c), *Ophthalmidium martanum* (F a r i n a c c i), des lagénides et des ostracodes. Des mêmes calcaires E l e n a M i r ă u ț ă a déterminé la conodonte *Gondolella bifurcata*, qui est caractéristique du même intervalle stratigraphique ;

— calcaires sombres et rouges, lités, à prodisoconches, „filaments”, *Globochaete alpina* et ostracodes ; nous les attribuons l'âge ladinien.

À l'est de la carrière de Botuș, un petit olistolithe de calcaire à microgastéropodes a fourni une faune rhétienne à : *Involutina tenuis* (K r i s t a n), *I. tumida* (K r i s t a n-T o l l m a n n), *I. gaschei* (K o e h n-Z a n n i n . — B r o n n.) et sporadiquement *Involutina liassica* (J o n e s).

Klippe de la Vallée Floarea. Dans le versant gauche du ruisseau Floarea, à mi-pente, s'élève une klippe constituée, de bas en haut, par des :

— calcaires massifs marmoréens (20—25 m) du type micrites à zones de dolomicrites, dans lesquels on peut distinguer deux niveaux de calcaires lités ; les mêmes calcaires lités (le troisième niveau) surmontent les derniers niveaux massifs ;



- brèche dolomitique (2 m) ;
- calcaires lités (5 m) à *Meandrospira dinarica* Kochan.-Dovidé-Pantic.

Le niveau à *Meandrospira dinarica* est d'âge Anisien moyen. Nous considérons que les calcaires massifs marmoréens descendent aussi dans l'Anisien inférieur.

Klippe de la Vallée Tătarca. Dans le versant gauche du ruisseau Tătarca affleure un olistolithe dont la succession lithostratigraphique est la suivante :

- grès quartzeux micafères éotriasiques ;
- schistes de Campil ;
- calcaires, par endroits bitumineux, lités en dalles décimétriques, à intercalations, vers leur partie supérieure, de brèches dolomitiques ;
- dolomies massives.

Dans les niveaux supérieurs des calcaires lités nous avons trouvé *Meandrospira dinarica* Kochan.-Dovidé-Pantic, *Meandrospira samueli* Salaj, *Endothyra badouxi* Brönn., *Trochammina* sp., *Globochaete aplina* Lomb. et ostracodes, ensemble qui prouve l'âge Anisien moyen de ce niveau. La séquence calcaire considérée en totalité couvre sans doute l'Anisien inférieur aussi.

Corrélation régionale. L'examen des trois successions montre des variations lithofaciiales sensibles au niveau de l'Anisien. De ce point de vue on peut facilement trouver la place de la séquence de la Vallée de Tătarca : elle appartient à la Série transylvaine de Persani. La succession corroborée des klippes de Botuș et de Floarea n'a pourtant pas d'affinités ni avec la série de Persani, ni avec celle de Hâgimaș-Rarău. Elle constituerait une série intermédiaire par rapport aux deux autres, fait qui souligne, une fois de plus, la complexité paléogéographique du domaine transylvain.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Cariera Botuș — Carrière Botuș

- Fig. 1. — Biomicrit cu *Physoporella* cf. *minutula* (Güm b.) Piia, Illyrian inferior, $\times 24$.
Biomicrite à *Physoporella* cf. *minutula* (Güm b.) Piia, Illyrien inférieur, $\times 24$.
- Fig. 2. — Biosparite cu *Physoporella pauciforata* (Güm b.) Steinmann var. *undulata* Piia, Pelsonian — Illyrian inferior, $\times 24$.
Biosparite à *Physoporella pauciforata* (Güm b.) Steinmann var. *undulata* Piia, Pelsonien — Illyrien inférieur, $\times 24$.
- Fig. 3. — Biomicrit cu *Glomospirella* aff. *irregularis* (Möller), Anisian mediu — superior, $\times 80$.
Biomicrite à *Glomospirella* aff. *irregularis* (Möller), Anisien moyen — supérieur, $\times 80$.
- Fig. 4. — *Ophalmidium* sp., $\times 70$ (Biosparite).
Ophalmidium sp., $\times 70$ (Biosparites).
- Fig. 5. — Biopelmicrit cu *Earlandia amplimuralis* (Pantic), Anisian superior-Ladinian, $\times 35$.
Biopelmicrite à *Earlandia amplimuralis* (Pantic), Anisien supérieur-Ladinien, $\times 35$.



Fig. 6,7.—Biomicrite cu filamente, *Globochaeete alpina* Lombard, Lagenide, *Osteocrinus* sp., Ostracode, Ladinian, $\times 30$.

Biomicrites à filaments, *Globochaeete alpina* Lombard, Lagenides, *Osteocrinus* sp., Ostracodes, Ladinien, $\times 30$.

Fig. 8,9.—Biosparit cu lumașel de ostracode mari cu cochilii groase indeterminabile, cariera Botuș, $\times 25$.

Biosparite à lumacheille de grandes ostracodes à grosses coquilles non-déterminables, carrière Botuș, $\times 25$.

Fig. 10.—Biosparit cu *Involutina eomesosooica* (Oberhauser), Ladinian inferior, cariera Botuș, $\times 35$.

Biosparite à *Involutina eomesosooica* (Oberhauser), Ladinien inférieur, carrière Botuș, $\times 35$.

Fig. 11.—Biopelsparit cu a) *Earlandia gracilis* (Pantic), b) ostracode de talie mare. În aceeași secțiune se întâlnesc *Turritellella mesotriasica* (K.-Z.) nefigurată; Anisian superior-Ladinian inferior, cariera Botuș, $\times 30$.

Biopelsparite à a) *Earlandia gracilis* (Pantic), b) ostracodes de grande taille. Dans la même section on rencontre *Turritellella mesotriasica* (K.-Z.) non-figurée; Anisien supérieur-Ladinien inférieur, carrière Botuș, $\times 30$.

Fig. 12.—Biosparit cu lagenide. În aceeași secțiune *Turritellella mesotriasica* (K.-Z.), nefigurată, Anisian superior — Ladinian inferior, $\times 25$.

Biosparite à lagénides. Dans la même section *Turritellella mesotriasica* (K.-Z.), non-figurée, Anisien supérieur — Ladinien inférieur, $\times 25$.

Fig. 13.—Biosparit cu *Baccanella floriformis* Pantic, Ladinian inferior, cariera Botuș, $\times 25$. Biosparite à *Baccanella floriformis* Pantic, Ladinien inférieur, carrière Botuș, $\times 25$.

Fig. 14, 15.—Dolomicrit cu *Meandrospira dinarica* Kochansky-Davidé Pantic, Anisian mediu, olistolit din valea Floarea, $\times 30$.

Dolomericte à *Meandrospira dinarica* Kochansky-Davidé Pantic, Anisien moyen, l'olistolithe de la Vallée Floarea, $\times 30$.

Fig. 16.—Biomicrit cu *Endothyra badouxi* Zann.-Bronn., Anisian mediu, valea Tătarca, $\times 35$.

Biomicrite à *Endothyra badouxi* Zann.-Bronn., Anisien moyen, Vallée Tătarca, $\times 35$.

Fig. 17, 18. — Biomicrit cu *Trochammina* sp.; 17 = secțiune transversală; 18 = secțiune ecuatorială, Anisian mediu, valea Tătarca $\times 30$.

Biomicrite à *Trochammina* sp.; 17 = section transversale; 18 = section équatoriale, Anisien moyen, Vallée Tătarca, $\times 30$.

Planche II

Micrite cu Involutiide și microgasteropode; olistolit în Wildflysch, est de cariera Botuș, Rhetian.

Micrites à Involutinides et microgastéropodes; olistolithe en Wildflysch, est de la carrière Botuș, Rhétien.

Fig. 1. — a) *Involutina tenuis* (Kristan) $\times 30$

b) *Involutina gaschei* (Koechlin-Zann.-Bronn.), $\times 30$.



- Fig. 2. — a) *Involutina tumida* (K r i s t a n-T o l l m.), $\times 35$.
b) *Involutina gaschei* (K o e h n-Z a n n. B r o n n).
- Fig. 3. — *Involutina tumida* (K.-Z.), secțiune ecuatorială (section équatoriale), $\times 40$.
- Fig. 4. — *Involutina gaschei* (K o h en n-Z a n n. B r o n n), $\times 30$.
- Fig. 5. — *Involutina tumida* (K r i s t a n-T o l l m.), $\times 30$.
- Fig. 6. — Microgasteropode (microgastéropodes), $\times 23$.
- Fig. 7. — *Involutina liassica* (J o n e s), $\times 30$.
- Fig. 8. — *Involutina liassica* (J o n e s); *Involutina gaschei* (K.-Z.— B), $\times 30$.
- Fig. 9. — *Involutina tenuis* (K r i s t a n), $\times 30$.





Institutul Geologic al României

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONSIDÉRATIONS SUR LA STRUCTURE TECTONIQUE DU SOUBASSEMENT DE LA DÉPRESSION DE TRANSYLVANIE¹

PAR

MIRCEA SĂNDULESCU², MARIUS VISARION²

Abstract

Considerations about the Tectonic Structure of the Transylvanian Depression Basement. The complex correlation of the geological, geophysical and drilling data allows us to submit new conclusions concerning the presence in the folded basement of the Transylvanian Depression of an ophiolitic zone which is bilaterally overthrusted on the central East Carpathians nappes system eastwards, and on the Southern Apuseni crystalline-bearing basement units, westwards. The folded basement is overlapped by a fault-folded and faulted cover of Neocretaceous, Paleogene and Lower Miocene age. The real Transylvanian Depression is of Neogene age (Middle Miocene to Pliocene).

La corrélation et la synthèse des données géologiques, géophysiques et de celles provenant des forages sont de première importance dans l'analyse de la structure profonde et de l'évolution de l'orogène carpathique. De ce point de vue un grand intérêt présente l'aire occupée par les molasses néogènes de la Dépression de Transylvanie au-dessus desquelles se fait la jonction des éléments tectoniques appartenant aux trois tronçons majeurs — oriental, occidental et méridional — des Carpathes Roumaines. Le développement aréal, les rapports mutuels et la constitution lithologique de ces éléments représentent autant de problèmes auxquels on est inévitablement confronté dans l'analyse de la structure tectonique du soubasement de la Dépression.

L'étude directe des formations pré-néogènes du soubasement de la Dépression de Transylvanie débute avec les premiers forages ayant traversé le tuf de Dej. Les recherches géophysiques — de différents types — ont également fourni nombre d'importantes informations structurales.

¹ Recu le 1 Mai 1977, accepté le 4 Mai 1977, présenté à la séance du 6 Mai 1977.

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



Airinei (1957), Socolescu et al. (1964), Taloș et al. (1973), Gavăt et al. (1969), Botezatu et al. (1971) et Visarion et al. (1973) ont synthétisé à différents moments les données géophysiques. Vâncea (1960), Grigoras (1961), Pătruț, Paraschiv (1967), Ciupagăea, Paucă, Ichim (1970), Bucur (1969) et Paraschiv (1975) ont analysé la constitution et la structure géologique. Il est pourtant à remarquer que tous ces auteurs ont considéré, d'une manière erronée, que la Dépression de Transylvanie comprend la quasi-totalité des formations sédimentaires mésozoïques et tertiaires situées sous les molasses néogènes, de même que ces dernières.

La définition correcte de la Dépression de Transylvanie (Dumitrescu et al., 1962; Dumitrescu, Sandulescu, 1968, 1969) précise que celle-ci est un élément structural post-tectonique qui correspond à une aire subsidente homogène et jeune (néogène), qui a reçu une sédimentation molassique. Elle est superposée à deux complexes structuraux : le soubassement plissé et sa couverture post-tectonique. Les dépôts molassiques de la dépression surmontent surtout la couverture post-tectonique, mais par endroits, là où celle-ci manque par suite de l'érosion ou par non-dépôt, ils recouvrent directement le soubassement plissé.

Traits physiques caractéristiques conditionnant l'appliquabilité des méthodes géophysiques en Transylvanie

Dans l'aire de la Dépression de Transylvanie ont été exécutées de nombreuses recherches sismométriques de réflexion et de réfraction, de recherches gravimétriques, de recherches magnétiques aéro- et au sol et de recherches géo-électriques, dans le but de déchiffrer la structure géologique des formations de couverture et du soubassement cristallino-mésozoïque.

Des informations quantitatives importantes sur les formations sédimentaires de la section supérieure de la coupe géologique, comprise entre la surface topographique et le niveau du tuf de Dej, ont été fournies par les recherches sismométriques de réflexion. Par endroits, ces informations ont été complétées par les résultats acquis par suite des recherches gravimétriques et géo-électriques par la méthode des courants telluriques et la méthode des émetteurs croisés.

L'étude de la morphologie du soubassement cristallin, du champ des fractures régionales et des masses de roches éruptives cachées est fondée sur les données aéromagnétiques, gravimétriques et sismométriques, en fournissant seulement des résultats quasi-quantitatifs dans les secteurs où la structure est très compliquée.

La plupart des travaux sismométriques ont été exécutés par la méthode de la corrélation des ondes réfléchies, avec des résultats variables, conditionnés par le type d'équipement d'enregistrement, la méthodologie et la technique de travail adoptés. Des informations significatives sur la structure de profondeur ont été acquises seulement par l'emploi de l'équipement à enregistrement magnétique, le traitement des données



primaires sous forme de sections de temps et l'introduction de la méthodologie des groupements de sondages et de géophones.

Les caractéristiques structurales des formations néogènes peuvent être étudiées à partir des données sismométriques par l'élaboration des cartes à trois niveaux-repère : le tuf de Hădăreni, la surface du sel et le tuf de Dej.

Les informations sismiques obtenues des niveaux inférieurs du tuf de Dej, corroborées avec les données de forage et avec celles fournies par les autres méthodes géophysiques, ont permis d'ébaucher une esquisse structurale à la surface du soubassement cristallin, présentée dans la planche no. 2, d'après Visarion, Ali-Mehmed et Polonici (1973).

La Dépression de Transylvanie a fait l'objet de nombreuses recherches gravimétriques régionales, de détail et de grand détail, pour déterminer des traits caractéristiques structuraux des formations de couverture et de leur substratum, pour préciser la distribution des massifs de sel et délimiter des zones productives sur certains gisements gazéifères. L'étude des sources d'anomalies à divers degrés de régionalité a été réalisée par le traitement complexe des données initiales, représentées par les valeurs de l'anomalie Bouguer. On a sélectionné seules les anomalies régionales, se rapportant aux éléments structuraux profonds.

Les mesurages de densité effectués sur des échantillons de roches prélevés des forages et des affleurements ont conduit aux suivantes valeurs moyennes (Visarion et al., 1974) :

<i>Formations</i>	<i>Densité en g/cm³</i>
Pannonien	2,05
Sarmatiens	2,25
„Buglovien”	2,35
Miocène moyen	2,40
Sel	2,12
Miocène inférieur-Paléogène	2,54
Mésozoïque	2,62
Schistes cristallins	2,70
Ophiolites	2,95

Les ophiolites, mésozoïques, déterminent un excès de masse, qui se reflète en anomalies gravimétriques de maximum.

Aux contrastes de masse mentionnés s'ajoute un contraste de nature crustale, produit par l'exhaussement de la couche basaltique dans la zone central-occidentale de la Transylvanie.

Les recherches aéromagnétiques de T. Cristescu et al. (1965³, 1966⁴) ont mené à une image unitaire et expressive des variations de l'intensité du champ géomagnétique sur l'aire de la Dépression de Transylvanie.

^{3,4} Arch. I.G.P.S.M.S., Bucureşti.

Les informations sur les propriétés magnétiques des formations géologiques de cette unité structurale sont limitées. Des données actuelles résulte que les formations sédimentaires sont peu magnétisées, leur susceptibilité s'inscrivant dans le domaine $0-25.10^{-6}$ u CGS.

On remarque pourtant, exceptionnellement, certains horizons plus magnétisés (tufs pliocènes, certains types de marnes etc.), ayant engendré d'anomalies à caractère local. Quelques niveaux de conglomérats à éléments de roches éruptives des secteurs Sic ($250-500.10^{-6}$ u CGS), Alamor ($940-1300.10^{-6}$ u CGS), Zoreni ($1\ 000.10^{-6}$ u CGS) etc sont également des sources d'anomalies magnétiques.

Les schistes cristallins du soubassement de la Dépression de Transylvanie sont très faiblement magnétisés, avec des valeurs variant entre 5 et 30.10^{-6} u CGS.

La majeure partie des anomalies magnétiques levées sur l'aire de la dépression sont engendrées par les masses de roches éruptives.

Quelques forages de profondeur ont intercepté des roches du type ophiolitique, qui présentent des valeurs plus élevées pour la susceptibilité magnétique (Miheș, $x = 900.10^{-6}$ u CGS; Cenade, $x = 250.10^{-6}$ u CGS etc). Les données obtenues dans les Métallifères centrales (D. Romănescu, 1969), indiquent des propriétés magnétiques remarquables pour les différents types de roches ophiolitiques (basaltes, $x = 300-3210.10^{-6}$ u CGS; basaltes pilow-lava, $x = 705-5200.10^{-6}$ u CGS; dolérites, $x = 1240-2410.10^{-6}$ u CGS; gabbros, $x = 500-4300.10^{-6}$ u CGS). Par extrapolation, on peut considérer que les ophiolites constituent la principale source d'anomalies magnétiques dans la Dépression de Transylvanie.

Au voisinage du bord occidental et nord-occidental de la dépression, certaines anomalies magnétiques sont engendrées par la présence, dans le soubassement, des roches du type banatistique, à valeurs de susceptibilité de plus de 600.10^{-6} u CGS (Aiud, $x = 1100-1900.10^{-6}$ u CGS; Copand, $x = 160.10^{-6}$ u CGS).

Constitution géologique générale des unités structurales affleurant sur les bords de la Dépression de Transylvanie

Carpates Orientales

Au nord et à l'est de la Dépression de Transylvanie affleurent les éléments structuraux les plus internes des Carpathes Orientales correspondant à la zone cristallino-mésozoïque (Dacides Orientales) et à sa couverture post-tectonique.

La zone cristallino-mésozoïque est constituée de deux systèmes de nappes, superposés (Sandulescu, 1967, 1972, 1975): 1) le système de nappes central est-carpathique, inférieur, constitué de nappes de socle formées par le cisaillement des formations cristallines et des dépôts sédimentaires mésozoïques qui les surmontent, et 2) le système de nappes transylvain, supérieur, dont les nappes sont constituées de roches sédimen-



taires mésozoïques décollées de leur substratum de roches éruptives (basiques et ultrabasiques), des copeaux appartenant à ces dernières étant aussi entraînés dans le charriage. Toutes ces nappes sont mésocrétacées (fin-Albien), leur couverture post-tectonique (= couverture post-nappe) débutant par des couches vracono-cénomaniennes ; dans les sections les plus complètes, celle-ci comporte des formations néocrétacées, paléogènes et éomiocènes.

Les formations sédimentaires des nappes de la zone cristallino-mésozoïque appartiennent au Permien (développé sporadiquement), Trias, Jurassique et Crétacé inférieur. Il y a des différences de lithofaciès notables entre les deux systèmes de nappes et, à moindre échelle, entre les nappes du même système également.

Les „racines” des nappes centrales est-carpathiques et transylvaines doivent être cherchées, vu leur vergence orientale, du côté de l'extrême ouest de la zone cristallino-mésozoïque (pour les premières) ou encore plus à l'ouest (pour les secondes).

La couverture post-tectonique des nappes de la zone cristallino-mésozoïque a été faiblement déformée, probablement plusieurs fois, mais certainement au Miocène inférieur. Ce sont surtout des rétrochevauchements et des rétroplissements qui y ont été engendrés.

Les principaux caractères lithofaciaux des nappes de la zone cristallino-mésozoïque sont :

1. Nappes transylvaines :

- Nappe de Hăgimaș, caractérisée par le développement des dolomies et des jaspes au niveau du Trias moyen, du Jurassique supérieur et du Néocomien à faciès de type Stramberg, et des calcaires urgoniens ; sporadiquement, à cette nappe sont associées aussi des roches basiques et ultrabasiques ;

- Nappe de Persani à calcaires de type Guttenstein, de type Steinalm et de type Hallstadt au Trias, associés avec des ophiolites (roches basiques et ultrabasiques).

2. Nappes centrales est-carpathiques :

- Nappe bucovinienne, constituée de schistes cristallins épi- et mésozonaux et de formations sédimentaires caractérisées par le Trias dolomitique, par le Lias oolithique-hématithique, par le Tithonique-Néocomien pélagique (couches à *Aptychus*) ou à faciès flysch et par le Wildflysch éocrétacé ;

- Nappe sub-bucovinienne, également à schistes cristallins épi- et mésozonaux ; la série sédimentaire, mince et lacunaire, y est caractérisée par la présence du Permien, du Trias dolomitique et du Néocomien bréchique ;

- Nappes infrabucoviniennes (= unité de Bretila = nappes de Maramureș), constituées de schistes cristallins mésozonaux précamibriens et



épizonaux paléozoïques et de formations sédimentaires caractérisées par le Permien, à effusions, le Trias moyen bitumineux et par le Lias à faciès Gresten.

Monts Apuseni

A l'ouest de la Dépression de Transylvanie affleurent, au sud de Cluj, plusieurs unités structurales appartenant aux Apusénides Méridionales (zone des Monts Métallifères). Au nord de Cluj les formations sénoniennes (Gosau) et paléogènes (épicontinentales) qui affleurent à l'ouest de la dépression représentent la couverture post-tectonique des Apusénides septentrionales.

Parmi les caractères structuraux spécifiques des Monts Apuseni nous voulons souligner ceux qui intéressent l'analyse de la tectonique du soubassement plissé de la Dépression de Transylvanie, à savoir :

- la zone des Monts Métallifères (Apusénides Méridionales) se laisse divisée en deux groupes d'unités : les Métallifères du nord (Métallifères sialiques) où le socle à schistes cristallins participe à la structure des unités, et les Métallifères du sud (Métallifères simiques), dépourvus de schistes cristallins, mais à ophiolites ;

- les Apusénides septentrionales sont représentées, du côté de la Dépression de Transylvanie, surtout par leur plus profonde unité, l'autochtöne de Bihor (auquel se rattachent aussi les „îlots” cristallins de Mezes, Ticău et Preluca) ; les nappes superposées à l'autochtöne de Bihor dans la partie est du Massif de Gilău, vers la Dépression de Transylvanie, appartiennent au système des nappes de Biharie (Blea, 1976) notamment la Nappe de Muncel-Lupșa et la Nappe de Baia de Aramă ; cette dernière peut être, à la rigueur, attachée aux Métallifères du sud (Sandulescu, 1975) y constituant éventuellement le socle de l'unité de Bucium :

- les principales tectogenèses qui ont parachevé la structure des Monts Apuseni sont (Blea, 1974, 1976 ; Lupu, 1972, 1976 ; Patruliș, 1976) :

- mesocrétacée dans les Monts Métallifères,
- pré-Gosau dans les Apusénides septentrionales et dans les Monts Métallifères,

- laramienne dans les Monts Métallifères (Trascău).

Chacune a engendré des charriages, plus ou moins importants, généralement à vergence nord et nord-ouest.

Pour le cas particulier des Monts de Trascău, certains détails de structure intéressent directement l'analyse de la structure du soubassement plissé de la Dépression de Transylvanie. D'abord, on doit souligner l'allochtonie de la masse ophiolitique de la zone de Buru-Remetea et des calcaires de type Stramberg qui la surmontent. S'il s'agit de deux unités distinctes ou seulement de deux éléments d'une même unité, c'est encore difficile à préciser. Ensuite, il est à retenir que le massif de schistes cristallins de Vidoml est constitué d'au moins deux unités supépo-



sées : la Nappe de Fundoaia et l'unité de Boeriște (Russo - Sandu - Iescu, Berza, 1976), la première étant à son tour surmontée par la Nappe de Trascău (= Nappe de Bedeleu *sensu* Lupu — 1972, 1976), dépourvue de schistes cristallins, mais à ophiolites. Toutes ces unités ont une vergence nord-ouest.

Constitution géologique du soubassement plissé de la Dépression de Transylvanie

Données géologiques et géophysiques

Le thème principal que nous tenons à analyser dans ce chapitre porte sur les rapports à préciser entre les unités des Monts Apuseni et celles des Carpathes Orientales, par-dessous la dépression. Les prémisses sont les données fournies par les forages profonds et par les recherches géophysiques.

Les forages profonds⁵ ayant traversé la Dépression de Transylvanie et la couverture post-tectonique plus ou moins tabulaire ont percé des formations cristallines, sédimentaires et éruptives, de constitution assez variée.

Les formations cristallines ont été rencontrées dans plusieurs forages de la partie nord-ouest de la dépression (forages de Dîrja, de Lujerdiu, de Lunca Bradului, de Sic etc.), aussi bien que dans les forages 5 Pogăceaua (situé au centre) et 1 Stupini (situé au centre-nord). On a considéré aussi que le forage 4135 Bistrița a atteint également les schistes cristallins (sur les derniers 6 mètres), bien que les fragments de schistes cristallins y observés peuvent appartenir à une formation conglomeratique. Dans l'extrémité orientale de la dépression les formations cristallines sont connues des forages Gurghiu et Ibănești.

Les formations éruptives, rencontrées par les forages 4141 Beudiu (nord), 1 Zoreni (centre-nord), 4205 Viișoara, 4203 Copand, 4204 Ocna Mureș et 1 Aiud (tous dans la partie ouest) peuvent être groupés en trois catégories, suivant leurs caractères pétrographiques et/ou leur mode de gisement :

- la formation ophiolitique rencontrée dans les forages Zoreni et Ocna Mureș est constituée de roches basiques (basaltes, melaphyres, spilithes) auxquelles s'associent des tufs et aussi des roches détritiques riches en débris de magmatites basiques ;

- les granodiorites et les granites rencontrés par les forages Copand et Aiud appartiennent très vraisemblablement à des massifs banatitiques ;

- la formation volcano-sédimentaire traversée sur une épaisseur de 1200 m par le forage de Beudiu peut être comparée aux associations du même type développées dans les Monts Apuseni (surtout le Massif de Vlădeasa), où leur âge sénonien est assez bien précisé ; elle ne peut être,

⁵ Nous avons eu la possibilité d'analyser les données géologiques des forages par l'amabilité de nos collègues T. Borș, A. Butac et C. Georgescu.



d'aucune manière, assimilée à l'activité volcanique néogène; plus de 1000 m de dépôts oligo-miocènes et miocène-inférieurs (Couches de Buzaș, Couches de Chechiș et Couches de Hida) la surmontent; son éventuel âge paléogène est difficile à prouver, une telle activité volcanique n'étant connue nulle part sur les bords de la dépression:

— les „porphyres quartzifères” rencontrées par le forage de Viișoara peuvent être attribuées, faute de diagnoses pétrologiques plus précises, ou bien aux formations ophiolitiques (des roches semblables sont connues dans le massif ophiolitique de Buru-Remetea), ou bien aux intrusions banatiques.

Les formations sédimentaires, plus anciennes que le Crétacé supérieur, qui participent à la constitution du soubassement plissé, sont connues également dans quelques forages. Les schistes cristallins du forage de Pogăceaua sont surmontés par des dépôts triasiques dolomitiques (Pătrut, Parascriv, 1965). Dans le forage de Band, au-dessous du tuf de Dej, ont été traversés des calcaires massifs crétacés (360 m) et puis des calcaires massifs jurassiques (supérieurs) (1100 m), considérés (Parascriv, 1975) du même type que ceux qui affleurent à Cheile Turzii. Le forage d'Ibănești a traversé, au-dessus des schistes cristallins, des congolomérats polymictiques rouges (Permien?) surmontés par des dolomies triasiques.

La distribution des anomalies magnétiques est particulièrement compliquée et peut recevoir une interprétation satisfaisante seulement en admettant l'existence, dans le soubassement, d'un massif de roches éruptives, de dimensions considérables.

Les cartes magnétiques régionales, élaborées suivant des différents procédés présentent une morphologie semblable, dominée par une anomalie majeure positive, qui couvre la totalité de la zone centrale de la Dépression de Transylvanie. L'intensité et la morphologie de cette anomalie positive prouvent que la source avec le plus haut degré de régionalité est de nature profonde et présente un large développement aréal. La position plus élevée de la surface Conrad — au-dessous de la partie centrale de la Transylvanie — ne justifie que partiellement cette anomalie magnétique majeure; par conséquent, il faut accepter l'existence d'un complexe ophiolitique largement développé dans le soubassement de la dépression.

La configuration de l'anomalie aéromagnétique (Crăstescu et al., 1966) dans les parties centrale, ouest et nord de la Dépression de Transylvanie nous permet d'y distinguer trois segments à valeurs élevées, de dimensions inégales, séparés par deux zones à valeurs diminuées :

— le segment occidental, étroit et s'allongeant en direction N—S; il correspond aux masses ophiolitiques de l'extrémité est des Monts de Trascău (Buru, Remetea, etc.) et par son contour marque leur rapide disparition (moins de 5 km au nord de la Vallée de Iara) vers le nord;

— le segment Ocna Mureș-Cîmpia Turzii-Copand est limité à l'ouest et à l'est par deux anomalies de minimum aéromagnétiques, l'une (W)



étroite et s'insinuant au sud de la ville de Turda, et l'autre (E) située dans la région de Luduș ; il est superposé à une aire dans laquelle il faut admettre la présence, en profondeur, d'importantes masses ophiolitiques (confirmée par les données des forages Ocna Mureș et, éventuellement, Viișoara aussi) ;

— le segment Tîrnăveni-Zoreni-E Tg. Mureș, le plus étendu, a été attribué — lui-aussi — à un développement important des formations ophiolitiques — confirmées par le forage Zoreni.

En comparant les intensités et les morphologies des anomalies de deux derniers segments on constate que la source perturbatrice ayant engendré l'anomalie Tîrnăveni-Zoreni-E Tg. Mureș est située à une plus grande profondeur que celle liée à l'anomalie Ocna Mureș-Câmpia Turzii-Copand.

L'anomalie gravimétrique présente, dans la Dépression de Transylvanie, une configuration complexe, puisqu'elle est conditionnée par des contrastes de masses situés aussi bien dans les formations de la dépression, que dans le soubassement de celle-ci. Dans cette situation, pour mettre en évidence les anomalies gravimétriques déterminées par les sources profondes associées aux masses ophiolitiques et partiellement aux banatites, il a été nécessaire d'éliminer les effets d'attraction produits par des masses situées entre la surface topographique et le relief du soubassement plissé. On a obtenu ainsi une image de l'anomalie gravimétrique, comparable avec la carte aéromagnétique.

La carte gravimétrique transformée est dominée par une anomalie résiduelle majeure de maximum, qui occupe la totalité de la zone centrale et occidentale de la Dépression de Transylvanie. Elle est déterminée par l'excès de masse réalisé par la présence des formations ophiolitiques largement développées dans le soubassement. Il faut remarquer l'extension de cette anomalie vers l'est, jusqu'en-dessous de la Dépression de Tîrnave, situation qui suppose la présence des ophiolites, à de grandes profondeurs, dans ce secteur aussi.

Les hétérogénéités du complexe ophiolitique sont soulignées par quelques anomalies de maximum, d'étendues limitées (Găbud, Pogacea etc.) déterminées probablement par des intrusions ultrabasiques.

La région orientale de la Dépression de Transylvanie est dominée par une anomalie régionale de minimum qui n'est que partiellement justifiée par les contrastes de masse situés dans les formations sédimentaires. Dans cette situation la seule explication possible est la disparition vers l'est du complexe ophiolitique, le soubassement plissé n'ayant dans sa constitution que des socles cristallins.

Par endroits, le déficit de masse peut être augmenté par la présence des magmatites banatitiques.

Unités structurales majeures du soubassement plissé de la Dépression de Transylvanie

Compte tenu des données géologiques et géophysiques qu'on vient d'exposer, on peut distinguer — sous la Dépression de Transylvanie et



entre les Monts Apuseni et les Carpathes Orientales — plusieurs éléments structuraux majeurs. Ils représentent en grande partie le prolongement, sous la dépression, des unités tectoniques qui affleurent sur les bords de celle-ci.

L'autochtone de Bihor présente une large extension vers l'est et le sud-est, par-dessous la couverture post-tectonique paléogène ; cette extension est marquée par l'ample développement des schistes cristallins dans le soubassement de la partie nord-ouest de la dépression. Vers le nord, il est délimité par une importante fracture — la fracture nord-transylvaine — qui en affleurement est connue sous le nom de la faille de Preluca. C'est une fracture composite, avec un important déplacement vertical, aussi bien qu'avec des translations horizontales sinistres.

Du côté sud-ouest les formations cristallophyliennes de l'autochtone de Bihor viennent en contact avec des formations ophiolitiques. Ce contact est de nature tectonique : les schistes cristallins chevauchent les ophiolites. L'importance du rejet horizontal de ce chevauchement est souligné par la possibilité de considérer que les schistes cristallins de Pogăcea (y compris les formations triasiques qui les surmontent) sont charriées vers l'est, flottant sur les ophiolites. L'allochtone est étayée par le fait que le forage de Pogăcea, dans lequel les schistes cristallins ont été rencontrés, est situé dans l'apex de l'anomalie magnétique positive Tîrnăveni-Zoreni-E Tg. Mureş, anomalie déterminée par la présence des masses ophiolitiques (voir plus haut). La superposition des formations métamorphiques au-dessus du complexe ophiolitique non-métamorphique (dans le forage de Zoreni des tufs et des brèches volcaniques sont associés aux basaltes), confirme l'allochtone des premières.

Il est difficile de préciser les contours de ce charriage. Il s'agit peut-être d'un lambeau de recouvrement isolé par l'érosion pré-paléogène de la masse principale de schistes cristallins de l'autochtone de Bihor, situé plus à l'ouest. Mais, le charriage peut avoir un contour très festonné, restant pourtant lié à la masse de l'autochtone. Le charriage des schistes cristallins de Pogăcea, donc de l'autochtone de Bihor, par-dessus la zone ophiolitique, représente un élément de première importance pour l'analyse de la structure des zones internes carpathiques.

Au sud, l'autochtone de Bihor supporte le charriage des nappes des systèmes de Codru-Arieseni et de Biharia et des nappes des Métallifères du nord. Il est, pour le moment, difficile de préciser, au-dessous de la couverture post-tectonique paléogène, au sud de la Vallée de Someşul Mic, le contour des fronts de ces charriages, surtout puisque dans ce secteur toutes les nappes sont constituées seulement de schistes cristallins.

La limite entre les unités à socle cristallin des Apusénides septentrionales et des Métallifères du nord (sialiques) et les unités à ophiolites des Métallifères du sud (simiques) semble pourtant moins difficile à préciser : les unités à ophiolites sont charriées par-dessus celles à socle cristallin. Le contour actuel du front de ce charriage sous la dépression peut être précisé en suivant le contour des anomalies magnétiques positives



entre les localités Turda et Luduș ; sa vergence est visible dans la partie nord-est des Monts de Trascău, où les unités à ophiolites qui y affleurent sont charriées vers le nord-ouest.

Les deux zones étroites (au sud de Turda et à Luduș) où l'anomalie aéromagnétique présente des valeurs minimales correspondent à des structures anticlinoriales post-nappes, le long desquelles les unités à ophiolites sont plus minces (par érosion) et même des unités plus profondes y „affleurent” (sous la couverture post-tectonique).

La zone ophiolitique qui peut être contournée dans le soubassement de la partie centrale et sud-occidentale de la Dépression de Transylvanie est située entre deux groupes d'unités à socle cristallin (croûte granitique) : à l'ouest les unités des Apusénides septentrionales et/ou celles des Métallifères septentrionales, à l'est les unités centrales est-carpathiques.

Il est très important de préciser, pour expliquer aussi certains détails de morphologie de l'anomalie aéromagnétique et gravimétrique, que le complexe ophiolitique comprend, à part les roches éruptives, des cinérites, des roches détritiques et des dépôts calcaires. L'existence de ces derniers est relevée par le forage de Band. La succession qui y a été traversée (calcaires éoerétacés-calcaires néojurassiques) est similaire à celle connue dans la Nappe de Hăgimaș du système des nappes transylvaines. C'est un fait de première importance qui confirme l'hypothèse (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Săndulescu, 1973, 1975) que les „racines” des nappes transylvaines se trouvent dans la partie orientale de la zone ophiolitique du centre de la Dépression de Transylvanie. L'hypothèse mentionnée envisage aussi la juxtaposition des unités orientales des Métallifères simiques à la zone d'origine des nappes transylvaines, fait confirmé par le développement unitaire de la zone ophiolitique dans le soubassement de la dépression.

Les considérations qu'on vient de faire nous portent à admettre que la limite orientale, arquée, de la zone ophiolitique représente le contour d'un front de charriage, à vergence est, qui recouvre les parties les plus internes (ouest) du système des nappes central est-carpathique à schistes cristallins. Les particularités de structure de la croûte (Rădulescu et al., 1976) sous la Dépression de Transylvanie soutiennent cette hypothèse : au-dessous du complexe ophiolitique la croûte a une constitution de type continental.

L'existence des nappes centrales est-carpathiques dans le soubassement de la partie orientale de la Dépression de Transylvanie est confirmée par les forages Stupini, Gurghiu et Ibănești et aussi par les caractères de l'anomalie aéromagnétique et gravimétrique. Il est très difficile de contourner en détail la distribution spatiale de chacune de ces nappes, dans le soubassement de la dépression. La présence des dépôts permiens (connus seulement dans la nappe sub-bucovinienne et les nappes infrabucoviniennes) dans le forage de Ibănești nous incite à considérer que dans le soubassement de la partie orientale externe de la Dépression de Transylvanie, recouverte actuellement par la zone volcani-



que, sont développées les unités infrabucoviniennes et peut-être aussi la Nappe sub-bucovinienne et que la Nappe bucovinienne y a été érodée (avant le dépôt de la couverture post-tectonique). Les „racines” de ces nappes se trouvent par conséquent plus à l'ouest. Une situation similaire est connue dans les Monts de Rodna, situés au nord de la zone volcanique, où n'affleurent que les unités infrabucoviniennes et la Nappe de Rodna, assimilée (Krautner, 1972) à la Nappe sub-bucovinienne ou à la Nappe de Iacobeni (Mureșan, 1976), la plus haute Nappe infrabucovinienne. On peut contourner ainsi depuis les Monts de Rodna vers le sud, par-dessous la couverture post-tectonique paléogène des Monts de Bîrăgu et puis dans le soubassement de la dépression sous la zone volcanique, un large anticlinal de nappes flanqué à l'ouest par la zone des „racines” des nappes centrales est-carpathique et à l'ouest par un étroit synclinal de nappe qui le sépare de l'anticlinal des nappes Bretila-Iacobeni-Izvorul Mureșului.

Les tectogenèses principales qui ont engendré la structure actuelle du soubassement de la Dépression de Transylvanie se sont déroulées entre le Crétacé inférieur et le Sénonien.

L'âge mésocrétacé des nappes transylvaines, démontré dans les Carpathes Orientales en affleurement, impose pour le charriage de la zone ophiolitique le même moment de tectogenèse. On peut déduire par conséquent que, à l'ouest du forage de Band, la couverture post-tectonique peut débuter par endroits avec les dépôts vracono-cénomaniens.

L'âge du charriage de "l'autochtone" de Bihor par-dessus la zone ophiolitique est moins facilement précisable. La couverture post-tectonique qui recouvre ces deux unités débute par des formations paléogènes ; le charriage peut être ainsi mésocrétacé, pré-Gosau ou laramien.

L'âge du chevauchement des unités à ophiolites situées à l'ouest de Luduș doit être corrélé avec le déroulement des tectogenèses dans les Monts Métallifères. Si l'on accepte l'âge mésocrétacé de la Nappe de Trascău (= Nappe de Bedeleu) et le synchronisme de celle-ci avec les chevauchements mentionnés on arrive à avoir sur la transversale Turda-Luduș-Tg. Mureș-Carpathes Orientales une structure bilatérale, les nappes transylvaines et le charriage oriental de la zone ophiolitique ayant une vergence contraire par rapport aux premières. Un âge plus jeune des charriages des unités à ophiolites des Monts Métallifères et de la partie ouest du soubassement de la dépression suggère un décalage dans le temps des tectogenèses qui ont déformé les deux bords de la zone ophiolitique. Ce décalage peut expliquer dans une certaine mesure le changement de la vergence le long du bord interne de la zone ophiolitique, les chevauchements vers le nord-ouest ayant un caractère subséquent par rapport aux charriages mésocrétacés. On arrive ainsi à envisager une double tectogenèse du bord ouest de la zone ophiolitique.

Dans n'importe quelle hypothèse envisagée on doit accepter comme certaine la conclusion que ce sont les tectogenèses crétacées qui sont responsables de la structure plissée du soubassement de la Dépres-



sion de Transylvanie, au sud et sud-ouest de la fracture nord-transylvaine.

Les déformations plicatives post-nappes, à large rayon de courbure, ayant affecté l'ensemble plissé étaient en partie syn-sédimentaires avec le dépôt de la couverture post-tectonique et en partie postérieures à la sédimentation de celle-ci. A la suite de ces déformations a été engendrée une large voûte dans la partie centrale de la Transylvanie — le soulèvement de Pogăceaua — allongée dans la direction N—S et qui s'étend de Tîrnăveni (S) jusqu'à Beclean (N). A l'est de cette voûte est développée une zone d'affaissement — la Dépression des Tîrnave (Visarion et al., 1973) qui se laisse divisée à son tour en deux larges synclinaux : le synclinal Tîrgu Mureş—Dumbrăveni à l'ouest, qui est le plus profond, et le synclinal Reghin-Singorzu de Pădure à l'est ; ils sont séparés par une zone élevée, étroite et allongée NNW—SSE. Toutes ces déformations plicatives post-nappes sont matérialisées dans la forme actuelle (pl. I) du relief du soubassement plissé et représentent, sous un autre aspect, des éléments structuraux de la couverture post-tectonique.

La distribution des déformations rupturales qui ont affecté le soubassement plissé et la couverture post-tectonique a été mise en évidence par les recherches géophysiques (pl. II). On remarque d'abord que les fractures qui semblent être les plus anciennes se groupent dans un système longitudinal ; celui-ci est dominé par une virgation de fractures qui s'étaient entre Turda et Luduş et dont le point de convergence est situé à l'est de Sic. La deuxième génération de fractures est orientée NW—SE et semble être contemporaine de la grande fracture nord-transylvaine. Les plus jeunes failles, orientées généralement WSW—ENE, sont développées dans le secteur nord du soubassement de la Dépression de Transylvanie et se prolongent jusqu'aux Monts de Rodna.

L'ensemble des fractures qu'on vient de mentionner se reflète faiblement au niveau du tuf de Dej. Ce fait nous conduit à considérer qu'elles se sont formées avant le Miocène moyen et que sporadiquement elles ont été reprises plus tard.

Constitution géologique de la couverture post-tectonique

Surmontant le soubassement plissé et étant surmontée par les molasses qui remplissent la Dépression de Transylvanie, la couverture post-tectonique renferme des formations néocrétacées, paléogènes et éomio-cènes d'épaisseurs variables et d'extensions inégales.

L'âge de la limite inférieure de la couverture post-tectonique peut varier, d'un secteur à l'autre, suivant le moment du début de la sédimentation post-nappes. Sa limite supérieure correspond au moment du début de la subsidence généralisée, qui a formé la Dépression de Transylvanie. La configuration et le contour de celle-ci sont clairement marqués par le vif de Dej. Il serait par conséquent indiqué de restreindre la Dépression de Transylvanie à la zone structural-paléogéographique



dont la surface de base est délimitée par le tuf de Dej. Les couches de Hida représenteraient dans ce cas-là le sommet de la couverture post-tectonique.

Les plus anciennes formations de la couverture post-tectonique de la partie nord et ouest de la Dépression sont d'âge sénonien. Ces sont des grès et des marnes relativement minces (50–150 m), qui peuvent représenter un lithofaciès latéral de la formation de Gosau, qui affleure sur les bords des Monts Apuseni (Iara, Huedin) et dans les Monts de Preluca. Nous rangeons également au Sénonien les formations volcano-sédimentaires traversées par le forage de Beudiu. Comme nous l'avons déjà mentionné, la succession constituée de cinérites et de coulées à dominance andésitique peut être comparée avec la formation volcano-sédimentaire des Monts Vlădeasa. Sa présence dans le soubassement de la partie septentrionale de la Dépression de Transylvanie élargit sensiblement l'aire de développement de l'activité effusive andésitique néocrétacée, qui a précédé les intrusions banatiques. La formation volcano-sédimentaire de Beudiu est cantonnée dans un graben allongé NE–SW, limité vers le nord-est par la fracture nord-transylvaine.

Bien qu'on ne les a pas encore trouvés dans les forages, on peut supposer que dans les zones où la couverture post-tectonique est très épaisse (la Dépression des Tîrnave par exemple), elle débute par des dépôts néocrétacés plus anciens que le Sénonien. Leur lithofaciès serait du même type que celui des formations du même âge de la couverture post-tectonique qui affleure dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales.

Les formations paléogènes ont été rencontrées dans plusieurs forages. Dans la partie ouest et nord-ouest de la dépression les dépôts paléogènes présentent des lithofaciès pareils à ceux qui affleurent sur les bords de celle-ci dans la zone du „Paléogène épicontinentale”, dont ils sont le prolongement direct. Au sud de Turda au-dessous du tuf de Dej et surmontant le soubassement plissé les forages ont traversé une séquence éocène (?) à dominance détritique, généralement de couleur rouge. Elle peut représenter l'équivalent des argiles bariolées inférieures ou de celles supérieures, ou bien des deux, marquant la généralisation des faciès détritiques rougeâtres pendant tout l'Eocène. La même situation est connue dans la région de Sic. Le développement de ce faciès détritique, généralisé dans la proximité de la voûte de Pogăceaua, nous incite à considérer que celle-ci a été l'une des sources du matériel clastique et qu'elle a subi des soulèvements syn-sédimentaires.

Le large développement des formations paléogènes est à envisager dans la Dépression de Tîrnave. Elles ont été rencontrées sur le flanc oriental de celle-ci dans le forage de Gurghiu, placé dans une position plus élevée que les synclinaux de Tg. Mureș-Dumbrăveni et Reghin-Singeorz de Pădure. Le lithofaciès de ces dépôts paléogènes devrait être semblable à celui des formations de cet âge qui affleurent dans les Monts de Bîrgău et avec lesquelles ils communiquaient par la zone affaissée de Deda et de Bistrița-Năsăud. On peut admettre également



que la sédimentation y continuait même dans le Miocène inférieur. Dans ces conditions il serait possible que dans les parties les plus profondes de la Dépression des Tîrnave la couverture post-tectonique soit constituée d'une séquence sédimentaire sans lacunes, néocrétacé-éomiocène.

Sur le bord oriental de la Dépression des Tîrnave les dépôts de la couverture post-tectonique s'effilent rapidement, les molasses médiomiocènes de la Dépression de Transylvanie arrivant à surmonter directement le soubassement plissé (forage de Ibănești).

Les deux aires dans lesquelles les formations paléogènes de la couverture post-tectonique sont développées ont des configurations et des profondeurs inégales : 1) à l'ouest de la voûte de Pogâceaua une dépression peu affaissée, asymétrique, avec le flanc est étroit et redressé et le flanc ouest étendu et à faible inclinaison, se raccordant avec la couverture épicontinentale et 2) à l'est la Dépression des Tîrnave et la Dépression de Deda-Bistrița Năsăud, à subsidence accusée.

Les éléments structuraux du soubassement de la Dépression de Transylvanie dans le cadre général des zones internes carpathiques

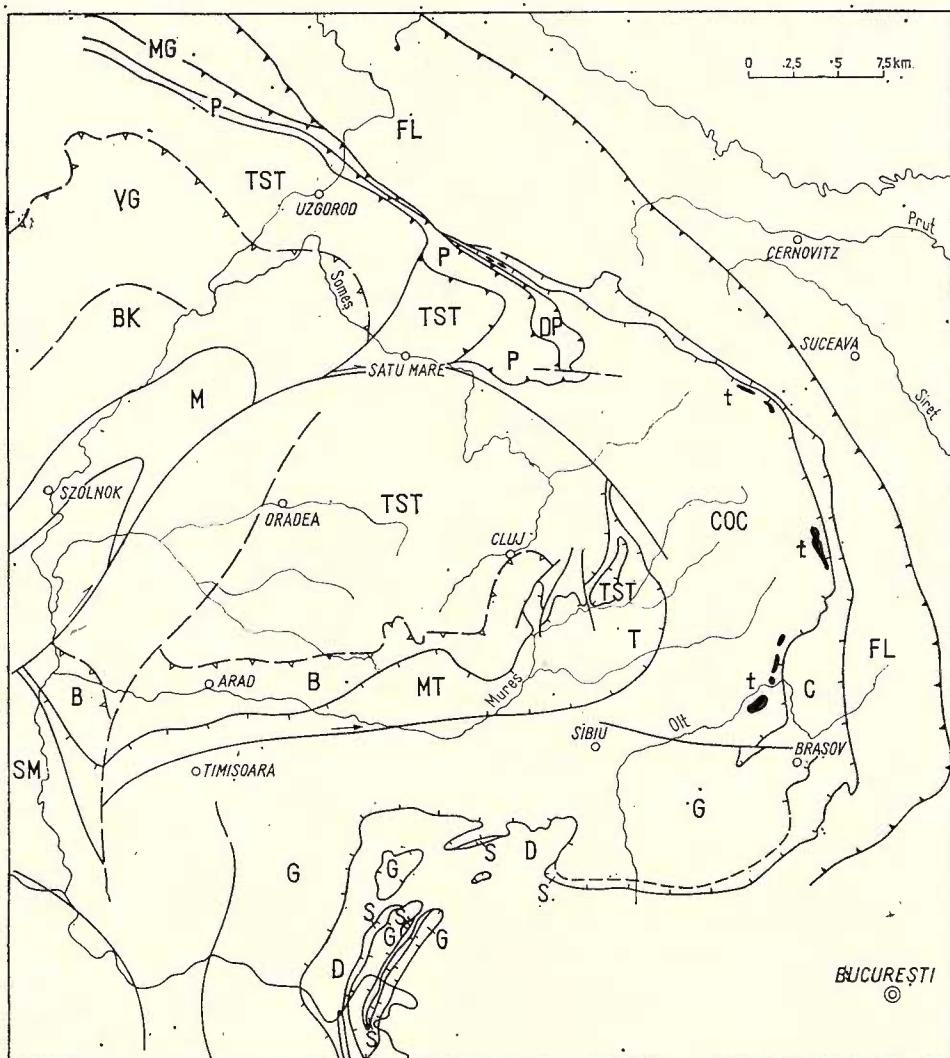
L'avancement de la connaissance sur la structure du soubassement de la Dépression de Transylvanie apporte de nouvelles données dans l'analyse des rapports entre les Dacides Orientales (zone cristallino-mésozoïque, nappes de Ceahlău, du Flysch noir etc.) et les Dacides Occidentales (Monts Apuseni et Carpathes Occidentales centrales) et aussi sur l'extension sud-est des Piénides.

Un premier élément à retenir de cette analyse concerne l'évolution tectogénique différente des unités structurales situées des deux côtés de la fracture nord-transylvaine. Au nord de cette fracture les tectogenèses crétacées (dacidiennes) ont été suivies par des tectogenèses miocènes (piénides). Au sud les tectogenèses crétacées ont achevé la structure plissée. Ces faits soulignent l'importance de la fracture nord-transylvaine, qui atteint en profondeur la base de la croûte (Rădulescu et al., 1976).

En corrélant les données sur la structure du soubassement de la Dépression pannonienne (Wein, 1969), de la Dépression de la Slovaquie orientale (Fusan, Slavicek, 1973) et de la Dépression transcarpathique (Petrashkevici, 1971) avec celles concernant le soubassement de la Dépression de Transylvanie et la structure du Maramureş, on arrive à conclure que :

- la fracture nord-transylvaine se joint vers l'ouest à une autre faille de première importance — la fracture est — pannonienne (fig.);
- les deux fractures sont des failles composites, avec d'importantes translations horizontales senestres qui accompagnent les rejets verticaux;
- elles séparent des „panneaux” dans les zones internes carpathiques déjà rigidisés par les tectogenèses crétacées, leurs rejets horizontaux permettant à ceux-ci de gagner des degrés de liberté qui facilite les déplacements mutuels;





Esquisse tectonique simplifiée des Carpates à l'est de la Tisza (d'après M. Săndulescu).

FL — Zone du Flysch (exceptant les nappes de Măgura, de Ceahlău et connexes). C — Nappe de Ceahlău, COC — système des nappes centrales est-carpathiques, t — nappes transylvaines, MG — Nappe de Măgura, DP — unité de Dragovo-Petrova, P — Piénides (zone des klippes pienines, Nappe de Botiza, unité de Kricovo et connexes), TST — ensemble des unités tatriques et sub-tatriques, VG — Volos-Gemer, BK — Bükk, B — nappes de Biharie et Muncel, Métallifères sialiques, MT — Métallifères simiques, T — aire d'origine des nappes transylvaines, SM — massif serbo-macédonien, Go-domaine géétique (y compris nappes supragéétiques), S — Nappe de Severin, D — domaine danubien.

— les déplacements horizontaux de translation ou même de rotation de ces „panneaux” seraient contemporains de la tectogenèse éomiocène des Piénides ;

— la genèse des unités charriées du Maramureş est liée à ces translations qui ont déterminé également une composante directionnelle d'étirement le long de la zone des klippes piénines (Săndulescu, 1975).

Les processus que nous venons de mentionner ont été accompagnés probablement d'un mouvement de sous-charriage du bloc constitué par l'ensemble structural des Carpathes Orientales centrales („rigidisées” par les tectogenèses crétacées) par rapport aux charriages de Maramureş (fig.). On peut ainsi expliquer la brusque interruption de la zone ophiolitique sur la faille nord-transylvaine : le prolongement de la zone située au nord de la faille a été déplacé par le sous-charriage mentionné sous les nappes éomiocènes piéniques.

L'existence des décrochements senestres le long des deux fractures majeures ci-dessus citées permet de mieux expliquer le raccordement des Carpathes Occidentales centrales avec les Apusénides septentrionales. On trouve également une meilleure corrélation de la zone de Meczek qui pourrait représenter la continuation, tordue et décalée, des Métallifères méridionales (simiques). On arrive à mieux saisir la modalité par laquelle a été engendrée la structure des Piénides sud-orientales.

Nous avons délibérément exclu de notre analyse le secteur sud du soubassement de la Dépression de Transylvanie, qui permet d'examiner les corrélations à faire avec les Carpathes Méridionales. Nous nous bornerons à constater le rôle important que des fractures d'orientation latitudinale y ont joué. Ce sont toujours des failles composites qui par endroits ont eu même le caractère de „cicatrice”.

BIBLIOGRAPHIE

- Airinei S. (1957) Asupra anomaliei magnetice din centrul Bazinului Transilvaniei. *Bul. șt. Acad. R.P.R., Secț. geol.-geogr.*, 2,2. București.
- Andrei J., Calotă C., Scutaru F. (1975) Considérations structurales sur le sillon ophiolitique des Monts Métallifères à l'aide des données géophysiques et de certains éléments quantitatifs obtenus grâce au modélage. *Rév. roum. géol., géophys. géogr. Sér. Géophys.* 19, Bucarest.
- Bleahu M. (1974) The Apuseni Mountains. In „Tectonics of the Carpathian Balkan regions”, p. 221–234. Bratislava.
- (1976) Structure géologique des Apuseni septentrionaux. *Rév. roum. géol. géoph. géogr. Géologie*, 20, 1, p. 27–39, București.
- Botezatu R., Cornea I., Visarion M., Constantinescu P. (1971) Some possibilities of deep structures delineation by geophysical methods. *Rév. Roum. géol., géophys., géogr. Sér. géophys.*, 15, 1, București.
- Ciupagă D., Paucă M., Ichim T. (1970) Geologia Depresiunii Transilvaniei. Ed. Acad. R.S.R., București.



- Cristescu Tr., Ștefanciu C. A., Georgescu Cr., Georgescu C., Lascău Gh. (1965) Prospecțiuni aeromagnetic în regiunea Munților Apuseni, Crișana, reg. Baia Mare, Depres. Transilvaniei, Cîmpia Română și Depresiunea Getică.
- Dumitrescu I., Șandulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.* XXXII, p. 5–96, Bucarest.
- Șandulescu M. (1968) Problèmes structuraux des Carpates Roumaines et de leur Avant-pays. *An. Com. Géol.* XXXVI, p. 195–218, Bucarest.
 - Șandulescu M. (1969) Considérations sur la division des systèmes orogéniques. *Rev. géogr. géoph., géol., dyn.* (2), t. XI, fasc. 5, p. 495–502.
- Gavăt I., Ciupagaea D., Airinei Șt. (1969) Rapports entre la structure profonde et la structure des complexes sédimentaires de la Dépression de Transylvanie. *Act. Geol. Acad. Sci. Hung.*, 13, pp. 183–190, IX Congr. CBGA, Budapest.
- Grigoraș N. (1961) Geologia zăcămintelor de petrol și gaze din R.P.R. Ed. tehn., 236 p. 68 fig., București.
- Kräutner H. (1972) Voralpidische Entwicklung und alpidischer Deckenbau in der Kristallinen zone der Nördlichen Ostkarpaten. (Maramurescher Massiv). *Rev. roum. géol., géoph., géogr., sér. géol.*, nr. 2, p. 81–90.
- Lupu M. (1972) Stratigrafia și structura formațiunilor mezozoice din Munții Trascău. Univ. Buc. Thèse (résumé) 56 p.
- (1976) The main tectonic features of the Southern Apuseni Mountains. *Rev. roum. géol., géoph. et géogr., géol.*, 20, 1, p. 21–25. București.
- Mureșan M. (1976) O nouă ipoteză privind pinzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. *D.S. Geol. Geof.*, LXII, p. 77–94, București.
- Paraschiv D. (1975) Geologia zăcămintelor de hidrocarburi din România. *Inst. geol. geof., St. tehn. econ., ser. A*, nr. 10, 363 p., 115 fig., București.
- Patrulius D. (1976) Les formations mésozoïques des Monts Apuseni septentrionaux : corrélation chronostratigraphique et faciale. *Rév. roum. géol. géoph. et géogr. géol.*, 20, 1, p. 49–57, Bucarest.
- Pătruț I., Paraschiv D. (1967) Contributions to the Study of the Pre-Tortonian in the Transylvanian Depression. *Assoc. Géol. Carp.-Balk.*, VIII Congr., I, p. 427–432. Belgrade.
- Petrashevici M. I. (1971) Geologiceskoe stroenie Zakarpatskovo proghiba — Stratigrafia. In „Geologiceskoe stroenie i goriucie iskopaemie Ukrainskih Karpat”. Izdat. Nedra, Moscova.
- Rădulescu D., Șandulescu M. (1973) The Plate-Tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*. 16, p. 155–161, Amsterdam.
- Cornea I., Șandulescu M., Constantinescu P., Rădulescu F.I., Pompilian A. (1976) Structure de la croûte terrestre en Roumanie. Essai d'interprétation des études sismiques profondes. *An. Inst. geol. geof.*, L, pp. 5–36, București.
- Romanescu D. (1969) Trăsăturile caracteristice ale magnetizării rocilor din Munții Apuseni și din partea de nord a masivului Poiana Rusă. *St. cerc. geol., geof., geogr., ser. geof.*, 7, 2, București.
- Russo-Sandulescu Doina, Berza T. (1976) Fereastra Boerîște de la Valea Muntelui—Coltești (Munții Trascău). *D.S. Inst. geol., geof.*, LXII, 5, p. 141–148, București.
- Șandulescu M. (1967) La nappe de Hâgimaș — une nouvelle nappe de décollement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Carp.-Balk.*, VIII, Congr., t. I, p. 179–185, Belgrad.



- (1972) Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpaților Orientali și Occidentali. *D.S. Inst. Geol.*, t. LVIII, fasc. 5, p. 125—150, București.
 - (1973) Essai de reconstruction des éléments préparoxysmaux alpins des Dacides (Internides) orientales. *Rev. Geol., géogr., géoph., ser. Géol.*, t. 17, nr. 1, p. 145—156.
 - (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *B.S.G.F.* (7), XVII, nr. 3, p. 299—358.
- S o c o l e s c u M., P o p o v i c i D., V i s a r i o n M., R o ș c a V. (1964) Structure of the earth's crust in Romania as based on the gravimetric data. *Rév. roum. géol., géophys., géogr., sér. geophys.*, 8, Bucarest.

T a l u ș D., V i s a r i o n M., C o r n e a I. (1968) Morphologie et structure du soubassement de la dépression de Transylvanie d'après les données géophysiques actuelles. *Rév. roum., géol., géophys., géogr., sér. géophys.*, 12, 2, Bucarest.

V a n c e a A. (1960) Neogenul din Depresiunea Transilvaniei. Ed. Acad. RPR., București.

V i s a r i o n M. (1959) Cercetări gravimetrice în Transilvania de NNE, cu privire specială asupra regiunii Bistrița. *D.S. Com. Geol.* XLII, București.

- A l i - M e h m e d E., P o l o n i c P. (1973) Studiu integrat al datelor geofizice privind morfologia și structura fundamentalui cristalin în Depresiunea Transilvaniei. *St. cerc. geol., geof., geogr., ser. geof.*, 11, 2, București.
- S t e f l e a V., I a n ă s M., S m a l b e r g e r V. (1973) Analiza combinată a anomalilor gravimetrice și magnetice din zona Găbud (Depresiunea Transilvaniei). *St. cerc. geol. geof., geogr., ser. geof.*, 11, 2, București.
- S a v a ř. C. (1976) Studiul anomalilor cimpului gravitației din zona centrală a Depresiunii Transilvaniei. *St. tehn. econ., Ser. D., Prosp. geofiz.*, 11, București.

W e i n G y (1969) Tectonic Review of the Neogene — Covered Areas of Hungary. *Acta Geol. Acad. Hung.*, t. 13, p. 399—436.

QUESTIONS

I. B a l i n t o n i : 1. Quelle est l'opinion des auteurs en ce qui concerne le mécanisme par lequel la nappe à ophiolites, constituée donc de roches lourdes, est avancée beaucoup par-dessus un soubassement fait de roches moins denses ?

2. Dans quel système de nappes faut-il encadrer le cristallin de Pogăceaua, vu qu'il représente une nappe de socle placée au-dessus du lieu d'origine des nappes de couverture, transylvaines ?

3. Où est-ce que se trouve la limite entre les Dacides orientales et celles occidentales dans le schéma tectonique que vous venez de présenter ?

Réponse : 1. Le charriage des unités à ophiolites par-dessus des unités de socle à schistes cristallins est bien connu, autant dans les Carpathes Orientales, aussi bien que dans les Monts Métallifères. Il faut également nous attendre au charriage de la zone ophiolitique du soubassement de la Dépression de Transylvanie par-dessus des unités de socle cristallin. La densité des formations qui participent à des charriages n'a pas un rôle important, du fait que, dans le champ des forces de compression ayant engendré les charriages, l'intervention des forces de gravitation est faible. Seulement dans la phase finale d'avancement de quelques-unes de ces nappes, notamment les nappes transylvaines, ces dernières ont eu une influence majeure ; mais, elles n'ont pas pu modifier l'échafaudage structural déjà formé dans l'aire d'origine des nappes mentionnées, c'est-à-dire de la zone ophiolitique du soubassement de la dépression.



2. Le lambeau de recouvrement de Pogăceaua marque l'existence des phénomènes de charriage sur le bord externe de „l'autochtone” de Bihor. Considéré dans un cadre plus général, le caractère allochtone de l'ensemble des Tatrides, dont fait partie cette unité aussi, devient de plus en plus évident. C'est d'ailleurs une nécessité objective d'interprétation, si l'on tient compte du fait que vers l'ouest les Tatrides correspondent, dans les Alpes Orientales, à des unités charriées sur plus de 100 km, étant difficile à imaginer leur autochtonisation brusque sur le territoire carpathique.

3. Au nord de la Dépression de Transylvanie, entre les Dacides orientales et celles occidentales, se trouvent les Piénides, à tectogenèse double, crétacée et miocène. Selon ce que nous avons montré à diverses occasions (Săndulescu, 1972, 1973 b, 1975), on pourrait considérer la zone d'origine des nappes transylvaines, du point de vue paléogéographique et paléotectonique, comme le prolongement — éventuellement en relais — de l'aire des Piénides. Dans ce sens-là, la zone ophiolitique serait coincée entre des unités des Dacides orientales à l'est et des Dacides occidentales à l'ouest. Si l'on pousse plus loin l'analyse du problème, on pourrait considérer que la partie externe de la zone ophiolitique, d'où viennent les nappes transylvaines, appartient aux Dacides orientales, et celle interne à celles occidentales, à savoir aux Métallifères méridionaux. Entre ces deux aires, dans la partie central-méridionale de la zone ophiolitique, on pourrait tracer un plan de symétrie bilatérale, correspondant donc à la limite entre les deux segments dacidiques.

P. T. Ghițulescu : Où se placent, sur les coupes présentées, les zones d'intrusion des masses banatitiques, et quel est le mécanisme imaginé par l'auteur afin d'expliquer la genèse des banatites ?

Réponse : Les massifs banatitiques intrusifs ont été figurés sur la section Remetea-Luduș-Singeorzul de Pădure à partir des résultats des forages Copand et Aiud. En ce qui concerne le mécanisme de la genèse des banatites, nous nous bornerons à rappeler que, dans ce problème, l'un des nous a collaboré à la rédaction d'une note (Rădulescu, Săndulescu, 1973) dans laquelle la source des magmas banatitiques qui traversent les masses ophiolitiques des Monts Métallifères et, par conséquent, de celles intrusives de l'aire occupée par la zone ophiolitique du centre de la Dépression de Transylvanie, est constituée par la fonte née par suite de „la consommation” du socle de type océanique du mégasillon dacique externe (la zone d'origine des nappes de Ceahlău et de Severin).

C. V. Paoliu : Comment vous imaginez-vous l'apparition de la chaîne éruptive Harghita-Călimani dans le cadre de la tectogenèse présentée ?

Réponse : La chaîne volcanique Harghita-Călimani est un élément nouveau, superposé à la partie orientale de la Dépression de Transylvanie et donc à son soubassement plissé. Son apparition n'est aucunement liée au déroulement des tectogenèses crétacées du soubassement de la dépression. Selon ce que pensent d'autres chercheurs, „la consommation” du socle des nappes du flysch, finie au cours des tectogenèses miocènes, est à la base de la genèse des magmas ayant alimenté l'activité volcanique.

DISCUSSIONS

K. Müntz : L'interprétation structurale présentée fait trop peu d'usage des informations sismiques disponibles. A partir de ces informations, l'existence d'une structure en nappe y semble peu probable et un aspect de style épilogénique correspondrait mieux aux données de prospection sismique.

Réponse : Les conclusions sur l'existence des unités charriées du soubassement plissé de la Dépression de Transylvanie sont le résultat d'une interprétation complexe des données géo-



logiques, géophysiques et de forage. Restreindre cette analyse seulement à l'interprétation des résultats de la prospection sismique, ça serait — cela va sans dire — une erreur. D'ailleurs, ces travaux n'ont offert aucun détail au-dessous de la surface du relief du soubassement plissé de la dépression (concrétisé en figures), c'est-à-dire précisément là où ils auraient été utiles dans l'examen du problème des charriages. En échange, les sondages sismiques profonds, menés jusqu'à la base de la croûte, ont montré que, sous la masse des ophiolites du centre de la Transylvanie, se trouve la croûte continentale avec une couverture granitique normalement développée, ce qui est un argument de plus pour accepter l'allochtonie de la zone ophiolitique. L'existence du système des fractures qui divisent le soubassement plissé de la dépression est un fait certain et il est clairement mis en évidence et analysé dans notre étude. Mais, il est postérieur au parachèvement des charriages, en certains cas il est ultérieur même à la dépôsitions de la couverture post-tectonique.

S. Năstăseanu : Les auteurs, employant un riche matériel informatif de nature géophysique et de forage, ont conclu que les formations du soubassement du Bassin de Transylvanie soient coincées dans un système de nappes de charriage, à la différence des anciennes interprétations qui considéraient ce soubassement comme un massif médian. A mon avis, l'interprétation en nappe est un complément, bien justifié, de la structure des Carpathes Roumaines, parce que la structure en nappe des Carpathes, évidente autant à l'est aussi bien qu'à l'ouest, ne pouvait pas être interrompue sur une surface réduite, comme est celle du Bassin de Transylvanie. Bien que les auteurs n'ont pas fait référence au soubassement du couloir Mureş-Sumadia, qui fait la liaison — au niveau du Miocène — entre le Bassin de Transylvanie et celui pannonic des Carpathes Méridionales, on peut supposer que le soubassement de ce couloir peut présenter, lui-aussi, une structure en nappe, à même de faire la liaison entre les unités des Monts Apuseni du sud et la partie interne des Carpathes Méridionales.

F. Olteanu : En ce qui concerne l'intervention de K. Müntz, je suis d'avis que la méthode sismique a des possibilités limitées, au fur et à mesure qu'on avance vers la profondeur, et qu'on ne peut pas soutenir, sur cette base, la structure tectonique en nappe, qui est observée par les auteurs à partir des réalités bien connues sur les bords du Bassin de Transylvanie.

I. Kalmár : La présence d'une nappe ophiolitique de grande extension explique l'abondance particulière en roches basiques remaniées dans les dépôts détritiques oligo-miocènes du nord-ouest de la Transylvanie, inexplicable si l'on considère seulement les roches basiques des Carpathes Orientales. Le degré de liberté relatif de l'unité tectonique qui couvre le Bassin de Transylvanie et la rotation de cette unité expliquent le mouvement de rotation dans lequel ont été entraînés les petits massifs insulaires du nord-ouest de la Transylvanie et le système de fractures de toute la plate-forme de Someş.

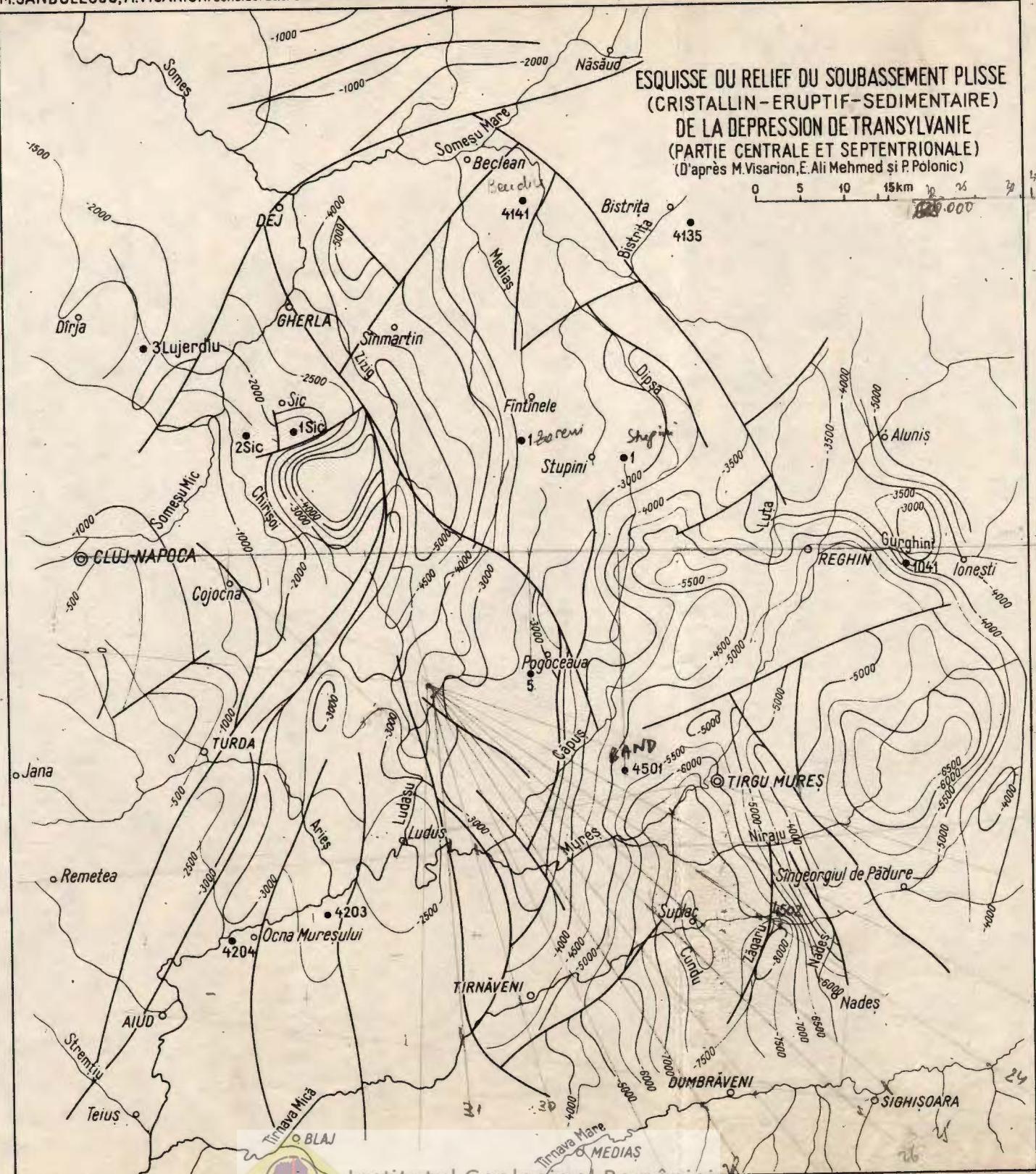




Institutul Geologic al României

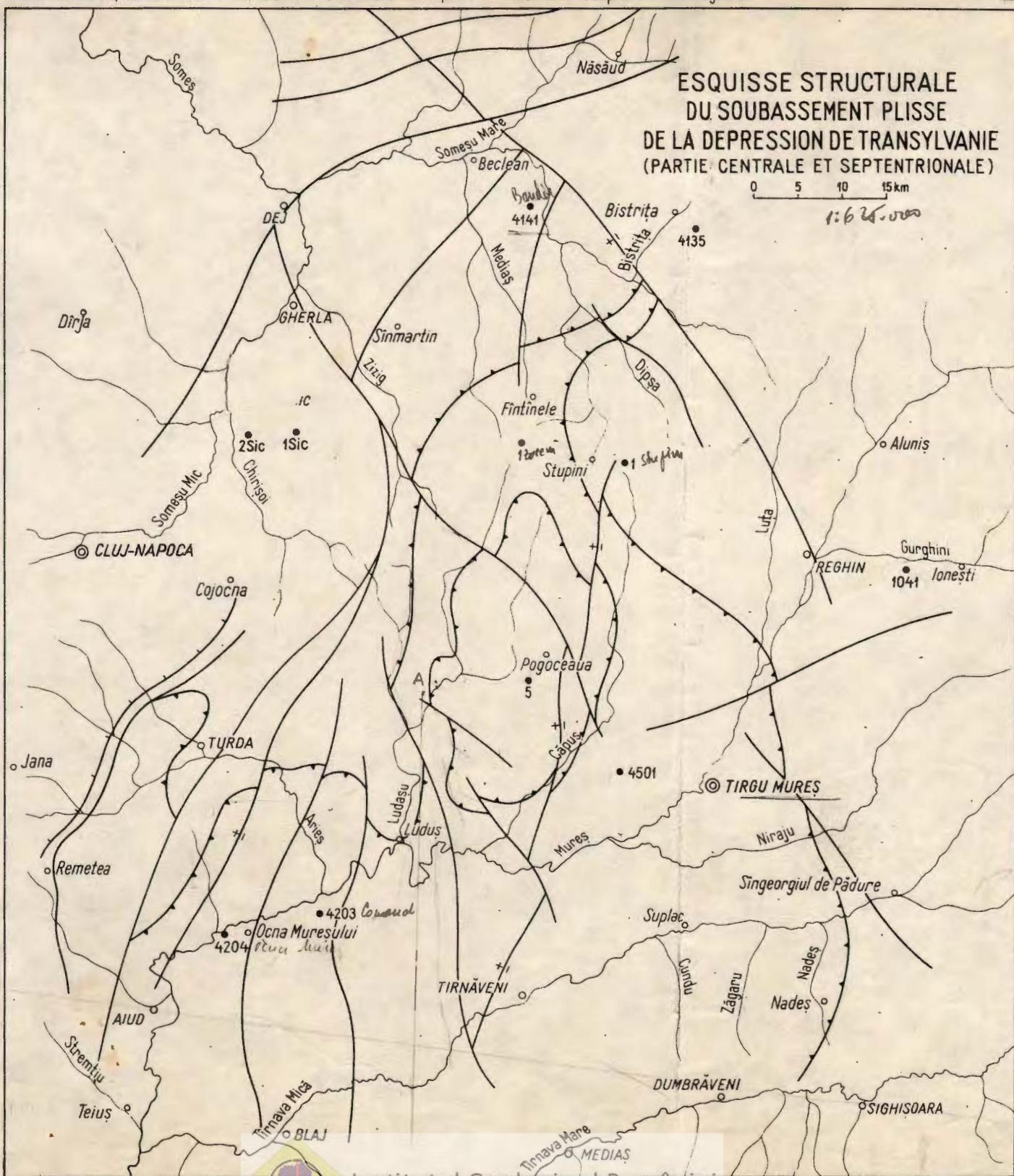
ESQUISSE DU RELIEF DU SOUBASSEMENT PLISSE
(CRISTALLIN - ERUPTIF - SEDIMENTAIRE)
DE LA DEPRESSION DE TRANSYLVANIE
(PARTIE CENTRALE ET SEPTENTRIONALE)
(D'après M. Visarion, E. Ali Mehmed și P. Polonic)

0 5 10 15 km 20 25 30
1:200.000



ESQUISSE STRUCTURALE
DU SOUBASSEMENT PLISSE
DE LA DEPRESSION DE TRANSYLVANIE
(PARTIE CENTRALE ET SEPTENTRIONALE)

0 5 10 15 km
1:625.000

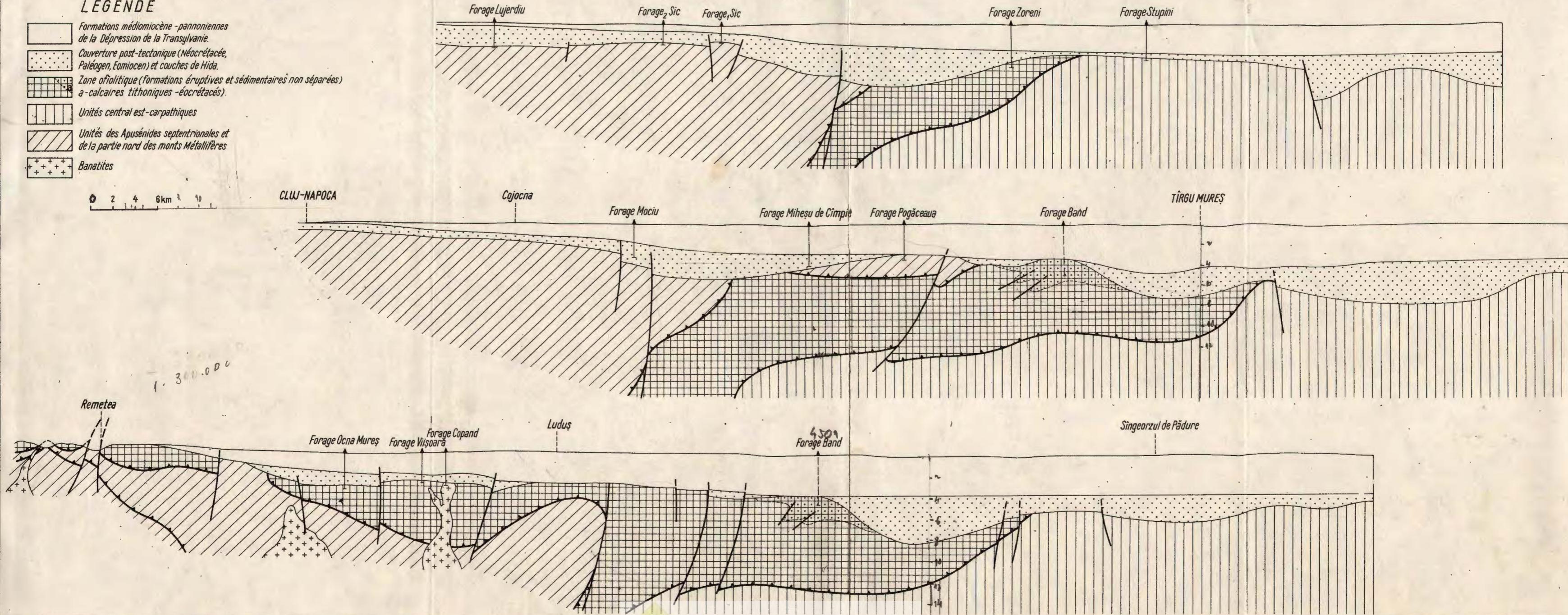


SECTIONS STRUCTURALES SCHÉMATIQUES DANS LA PARTIE CENTRALE ET SEPTENTRIONALE DE LA DÉPRESSION DE TRANSYLVANIE

LÉGENDE

- [Solid white box] Formations médiomiocène -pannoniennes de la Dépression de la Transylvanie.
- [Dotted box] Couverture post-tectonique (Néocrétaçée, Paléogen, Eomiocen) et couches de Hida.
- [Cross-hatched box] Zone orofiltique (formations éruptives et sédimentaires non séparées) à-calcaires tithoniques -éocrétacés).
- [Vertical hatched box] Unités central est-carpathiques
- [Diagonal hatched box] Unités des Apusénides septentrionales et de la partie nord des monts Métallifères
- [Plus signs box] Banatites

0 2 4 6 km



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONSIDERAȚII PRELIMINARE ASUPRA DEPOZITELOR CRETACIC-SUPERIOARE DE LA SUD DE LOCALITATEA PONOARELE (PODIȘUL MEHEDINȚI)¹

DE
ION STĀNOIU²

Abstract

Preliminary Remarks on the Upper Cretaceous Deposits, South of Ponoarele (Mehedinți Plateau). In the region located south of Ponoarele, on the south-eastern border of the outer part of the Danubian Autochthon, there have been pointed out reddish or grey-greenish discordant limestones, marly limestones and calcareous marly with Rotalipores, *Praeglobotruncana*, etc. which indicate the *Rotalipora reicheli* and *R. cushmani* zone (Middle-Upper Cenomanian). A microfaunistic association which points to the *Globotruncana stuarti* and *G. conica* zone (Middle Campanian-Maestrichtian) was gathered from the chiefly sandy deposits. These sandstones are partly replaced in the lower part by Wildflysch deposits. The geological succession including sandstones and Wildflysch deposits has also a discordant position.

În extremitatea nord-estică a platoului Mehedinți, la sud de localitatea Ponoarele, se individualizează o fișie de depozite predominant grezoase, orientată NE—SW. După Codarcea (1940), în timpul Jurasicului și Cretacicului inferior, acest teritoriu aparținea zonei Coșuștea.

Spre NW, fișia de depozite, predominant grezoase, se întinde pînă la accidentele tectonice (falii cu săritură pe direcție și inclinare; decroșeri dextre) care participă la alcătuirea importantului aliniament tectonic „Baia de Aramă-Vîrciorova-Dzevrin”. Spre SE depozitele grezoase sunt acoperite de stratele de Sinaia.

Din descrierii și harta geologică reiese că Drăghiceanu (1885) considera depozitele predominant grezoase, de la sud de Baia de Aramă, jurasice și cretacice.

¹ Predată la 26 mai 1977, acceptată pentru publicare la 27 mai 1977, comunicată în ședința din 10 iunie 1977.

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



Munteanu Murgoci (1907 etc.) și Streckeisen (1931) înglobau depozitele în discuție la strătele de Sinaia pe care le atribuiau Cretacicului inferior.

Codarcăea (1940) repartizează aceste roci „flișului cretacic superior”, arătind că strătele de Sinaia urmează peste ele în poziție tectonică. În „flișul cretacic superior” din regiunea la care ne referim, pe care-l atribuia intervalului Aptian-Senonian, autorul citează resturi de „*Rosalina linnei*”, la Busești.

După ce Codarcăea, Mercus (1959) au arătat că strătele de Nadanova aparțin intervalului Aptian superior-Cenomanian, toți cercetătorii au considerat că „flișul din podișul Mehedinți” (*sensu* Codarcăea, 1940) aparține Cretacicului superior (Turonian-Senonian).

În regiunea cercetată, din mijlocul depozitelor predominant grezoase ale Cretacicului superior, apar numeroase iviri de calcare jurasic superioare-cretacic inferioare, cu dimensiuni ce variază între cîțiva metri și 5 km. Aceste iviri de calcare au fost semnalate de Murgoci (1907, etc.) care le interpreta drept klippe, probabil tectonice, în „sisturile de Sinaia”.

Codarcăea (1940) admite că cea mai mare parte a acestor klippe reprezintă roci din fundament, scoase la zi în zonele axiale a două anticlinale.

Ansamblul condițiilor geologice în care apar majoritatea ivirilor de calcare în discuție, arată că ele nu pot fi interpretate ca marcând zonele axiale ale unor anticlinale. Majoritatea acestor apariții de calcare reprezintă, în mod evident, blocuri și klippe în sedimentate în depozitele Cretacicului superior. În sprijinul acestei afirmații pledează faptul că, aproape întotdeauna, calcarele din ivirile amintite, chiar și cele cu dimensiuni kilometrice de la Gărdăneasa și Băluța, valea Coșuștea, etc. repauzează pe depozitele Cretacicului superior.

Calcarele de Ponoare

La S de localitatea Ponoarele, pe valea Ponoare, și la NE de localitatea Gărdăneasa, pe valea Rastovet, ivirile de calcare jurasic superioare-cretacic inferioare sunt placate, discordant, de două petice cu dimensiuni foarte reduse, reprezentate prin calcare fine cu rare silicolite, marnocalcare, calcare marnoase și marne adesea siltice, cărămizii, mai rar cenușii sau verzui, ce nu depășesc 5 m grosime. Pe valea Coșuștea, aceste roci se dezvoltă pe o grosime de cca 20–30 m.

La confluența văii Mielețu cu valea Coșuștea, depozitele calcaroase roșii stau peste gresiile grosiere ale Cretacicului superior și suportă calcare jurasic superioare-cretacic inferioare. Deci și importantele iviri de calcare de pe valea Coșuștea repauzează pe rocile Cretacicului superior.

Se observă cum calcarele roșcate pătrund pe fisurile calcarelor cenușii ale Jurasicului superior-Cretacicului inferior.

Adesea, calcarele fine conțin intraclaste reprezentate prin același tip de calcar sau prin calcare de culori diferite.

Atât matricea cât și intraclastele conțin numeroase hedbergelle, rotalipore și praeglobotruncane, cărora li se asociază fragmente de cochilii

de inocerami, radiole și plăci de echinoide, radiolari, spiculi de spongieri, calcisfere și alte foraminifere.

În secțiunile subțiri executate pe eșantioane recoltate din calcarele de pe văile Ponoare și Rastovet am identificat următoarea asociatie microfaunistică: *Rotalipora gr. cushmani*, *R. reicheli* (M r n o d), *R. gr. micheli-deeckeii*, *Praeglobotruncana stephani stephani* (G a n d o l f i), *P. gr. gibba*, *Planomalina buxtorfi* (G a n d o l f i).

Asociația microfaunistică amintită cît și lipsa globotruncañelor și a heterohelicidelor etc., arată că suntem în prezență unor depozite de vîrstă cenomaniană. Prezența încă din baza succesiunii stratigrafice a exemplarelor repartizate formelor de *R. reicheli* și *R. gr. cushmani* indică zona cu *R. reicheli* și *cushmani* (V a n H i n t e, 1965), considerată a corespunde intervalului cronostratigrafic Cenomanian mediu-superior.

În anumite sectoare, stiva de calcare cu rotalipore ar putea să impieze și asupra unor termeni ai Turonianului (inferior și mediu).

Litologia depozitelor cenomaniene cît și resturile organice ce le conțin, sugerează un mediu de sedimentare marin, de apă adincă (facies depozitional bazinal propriu-zis sau facies eupelagic).

Culoarea roșie sugerează faciesul „couches rouges” al Cretacicului superior.

Pe întreg autohtonul danubian, depozite cenomaniene cu aspect litologic și microfaună identice se cunosc numai în podișul Mehedinți, în sectorul Balta-valea Coșuștea, la sud de aliniamentul tectonic Baia de Aramă-Vîrciorova-Dzevrin, pe teritoriul care, după C o d a r c e a (1940) în timpul Jurasicului și Cretacicului inferior aparținea zonei Coșuștea. După D. M e r c u s și A n a M e r c u s (1973³, 1976⁴) care au descris aceste depozite, ele ar corespunde intervalului Albian-Cenomanian, conținind resturi de *Ticinella roberti* (G a n d), *T. gaultica* (M o r o z o v a), *Globigerinelloides pustulosa* U m i c h e r, *Praeglobotruncana delrioensis* P l u m ., *Praeglobotruncana delrioensis turbinata* (R e i c h e l), *Rotalipora appeninica* (R e n z), *R. cushmani* (M o r r o w), *R. reicheli* M o r n o d și *Globotruncana imbricata* M o r n o d. Autorii consideră că de la depozitele albian-cenomaniene se trece progresiv la depozitele de fliș ale Turonian-Senonianului. În raportul din 1976 se arată că „în baza flișului, calcarele trec la calcare marnoase în plăci, cu nivele de silexuri și apoi la șisturi marnoase și marne calcaroase, la început cenușii-negricioase, apoi roșii și verzi”, ceea ce demonstrează că autorii admiteau o trecere progresivă între calcarele jurasic superioare-cretacic inferioare și rocile cenomaniene.

În scopul scoaterii în evidență a deosebirilor față de stratele de Nadanova, care caracterizează teritoriile autohtonului danubian de la NW de importantul aliniament tectonic Baia de Aramă-Vîrciorova-Dzevrin, am întrebuită pentru depozitele cenomaniene descrise în prezentă lucrare denumirea de „calcarele de Ponoare”.

Pozitia în coloana stratigrafică (peste calcarele jurasic superior-cretacic, inferioare și sub depozitele predominant detritice ale Cretacicului superior),

³ Arh. Fond. Geol. București.

⁴ Arh. I.G.P.S.M.S. București.

aspectul litologic cît și asociația faunistică vin în sprijinul ideii conform căreia calcarale de Ponoare reprezintă echivalentul cronostratigrafic al stratelor de Nadanova. Ca și stratele de Nadanova (Codarcea et al., 1965), calcarale de Ponoare pot fi considerate ca depozite de tip preflysch.

Stratele de Nadanova cît și calcarale de Ponoare reprezintă două faciesuri sincrone ale aceleiași formațiuni: formațiunea de Nadanova.

Aspectul litologic pare să demonstreze că sedimentele ce au generat calcarale de Ponoare s-au format în condiții de apă mai adincă față de stratele de Nadanova.

Gresiile de Gărdăneasa

Masa principală a depozitelor neocretacice de la sud de localitatea Ponoarele este reprezentată predominant prin gresii cenușii, grosiere, foarte micacee. Din această cauză, în prezenta lucrare am întrebuită, pentru aceste depozite, denumirea de gresie de Gărdăneasa, denumire sugerată de localitatea Gărdăneasa.

În gresiile de Gărdăneasa, micelor li se asociază cuartul, fragmente de roci, micașisturi, paragnaise, cuarțite, granite, etc. feldspații și mineralele grele (zircon, granați, rutil, titan, apatit, turmalină), toate prinse într-o matrice argiloasă-carbonatică-siltică. Gresiile de Gărdăneasa, ca de altfel aproape toate rocile Cretacicului superior din autohtonul danubian, sunt foarte bogate în remanieri de sisturi cristaline intens metamorfozate (micașisturi, paragnaise, etc.). De cele mai multe ori gresiile sunt masive, grosiere, relativ friabile. Alteori ele sunt stratificate în bancuri groase. Uneori, aceste gresii admit intercalații de siltite, argile, marne și marnocalcare cenușii care se individualizează sub forma unor secvențe flișoide.

În secțiunile subțiri executate pe eșantioane provenite din siltitele, marnele și marnocalcarele asociate gresiilor de Gărdăneasa, au fost observate numeroase resturi de organisme.

Astfel, în imediata apropiere a aliniamentului tectonic Baia de Aramă-Vîrciorova-Dzevrin, la NE de localitatea Băluța, în gresiile masive apare o lentilă de marne siltice cărămizii cu *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brötzen, G. gr. *lapparenti*, heterohelicide, alte foraminifere, radiolari și spiculi de spongieri.

Tot în apropierea aliniamentului tectonic Baia de Aramă-Vîrciorova-Dzevrin, la obârșia văii Ponoare, pe văile Răeni și Căpăținii, în gresiile de Gărdăneasa apar marnocalcare cenușii, uneori siltice, sub forma unor blocuri sau lentile interstratificate cu dimensiuni ce nu depășesc cîțiva metri. Unele dintre aceste marnocalcare conțin resturi de *Globotruncana gr. gansseri-ventricosa*, *G. gr. contusa*, *G. gr. conica-contusa-havanensis*, *G. gr. stuarti*, *G. lapparenti lapparenti* Brötzen, *G. rosetta* (Carey), heterohelicide, alte foraminifere, etc.

La W de localitatea Băluța, în gresiile de Gărdăneasa, se individualizează o secvență flișoidă în care apar resturi de *Globotruncana gr. stuarti*, *G. gr. contusa*, *G. gr. conica-contusa-havanensis*, *G. lapparenti lapparenti*

Brotzen, *G. gr. gansseri-ventricosa*, *G. elevata* (Brotzen), *Rugoglobigerina* sp., heterohelicide, radiolari, spiculi de spongieri, etc.

La E de localitatea Gărdăneasa, imediat la nord de calcarele jurasic superioare-cretacic inferioare, în cadrul ariei de răspândire a gresiilor de Gărdăneasa, apar pe sol fragmente de marnocalcare siltice, cenușii cu *G. lapparenti lapparenti* Brotzen, *G. gr. stuarti*, *G. gr. contusa-conica-havanensis*, *Rugoglobigerina* sp. heterohelicide, radiolari, spiculi de spongieri, etc.

Pe valea Busești, peste depozitele de tip Wildflysch cu blocuri de calcare, urmează o succesiune de depozite reprezentate predominant prin gresii grosiere sau masive, cu intercalări de siltite, argile, marne și marnocalcare cenușii, adesea lenticulare. Stratele au o direcție NE-SW și inclinări în jur de 35–60°, ceea ce face ca grosimea acestor depozite să poată fi apreciată la cca 800 m.

În marnocalcarele siltice, argilele și marnele ce se intercalează în baza gresiilor de Gărdăneasa de pe valea Busești, s-au observat numeroase resturi de *G. gr. stuarti*, *G. elevata* (Brotzen), *G. gr. conica-contusa*, *G. gr. contusa*, heterohelicide, radiolari, spiculi de spongieri, etc.

De la partea superioară a jumătății inferioare a gresiilor de Gărdăneasa de pe valea Busești, s-au identificat exemplare de *G. gr. contusa*, *G. gr. conica-contusa-havanensis*, *G. gr. stuarti*, *G. lapparenti lapparenti* Brotzen, *Rugoglobigerina* sp., heterohelicide, spiculi de spongieri, radiolari, etc.

Tot pe valea Busești, la partea superioară a gresiilor de Gărdăneasa, s-au semnalat exemplare de *G. gr. contusa*, *G. gr. conica-contusa-havanensis*, *G. gr. gansseri-ventricosa*, *G. lapparenti lapparenti* Brotzen, *G. gr. stuarti*, *Rugoglobigerina* sp., heterohelicide calcisfere, radiolari, spiculi de spongieri, etc.

Pe culmea din malul stîng al văii Busești, la partea superioară a gresiilor de Gărdăneasa, apar pe sol fragmente de marnocalcare siltice cenușii cu *G. gr. contusa*, *G. gr. stuarti*, *G. gr. conica-contusa-havanensis*, *G. gr. gansseri-ventricosa*, *G. lapparenti lapparenti* Brotzen, *G. gr. lapparenti*, *Rugoglobigerina* sp., heterohelicide, radiolari, spiculi de spongieri, etc.

În ansamblu, asociația de foraminifere din gresiile de Gărdăneasa indică zona cu *G. stuarti* și *G. conica* (Sigał, 1966) considerată a corespunde intervalului Campanian mediu (zona cu *Delavarella delavarensis*) — Maastrichtian (zona cu *Belemnitella lanceolata*).

În cazul că exemplarele determinate ca *G. gr. gansseri-ventricosa* ar apartine speciei *G. gansseri* atunci ar fi demonstrată prezența părții mediane a Maastrichtianului (zona cu *G. gansseri*, sensu Bölli, 1957) în cadrul gresiilor de Gărdăneasa.

Rămîne totuși ca o certitudine faptul că gresiile de Gărdăneasa corespund zonei cu *G. stuarti* și *G. conica*, considerată cantonată în intervalul chronostratigrafic Campanian mediu-Maastrichtian. Ca o consecință a acestei constatări, argilele și siltitele negrioase cu concrețiuni sferosideritice din bazinul hidrografic al văii Coșuștea, care urmează în continuitate

de sedimentare peste gresile de Dejderiu (echivalentul gresiilor de Gărdăneasa), ar putea fi atribuite Maastrichtianului, eventual și Campanianului superior.

În bazinul de recepție al văii Busești, sub gresiile de Gărdăneasa, se dezvoltă depozite de tip Wildflysch reprezentate prin gresii, argile, marne, siltite și rare marnocalcare, negricioase foarte frămîntate, cu blocuri de calcar. În secțiunile subțiri, executate pe eșantioane recoltate din marnocalcare cenușii care par să reprezinte blocuri în depozitele de tip Wildflysch de la obârșia văii Lăpușnic (sud de localitatea Busești), apar numeroase resturi de heterohelicide asociate cu *Globotruncana lapparenti* (Brotzen), *G. tricarinata* (Querean), *G. bulloides* (Vogler) etc.

Contactul dintre depozitele de tip Wildflysch și gresile de Gărdăneasa nu a putut fi observat în aflorimente. Totuși între aceste două tipuri de depozite pare să existe o trecere progresivă deoarece, pe valea Busești, gresiile de Gărdăneasa se îmbogățesc simțitor spre bază în intercalații de roci mai fine care încep să aibă culori din ce în ce mai negricioase. De asemenea, în cadrul depozitelor de tip Wildflysch apar intercalații grezoase grosiere de tipul gresiei de Gărdăneasa. Chiar și harta geologică a regiunii sugerează ideea că depozitele care alcătuiesc fișia gresiilor de Gărdăneasa, la sud de localitatea Busești, sunt înlocuite, în partea bazală, parțial prin depozite de tip Wildflysch. În concluzie, gresiile de Gărdăneasa par să reprezinte un facies mai grosier (predominant grezos) al unei părți a succesiunii geologice de tip Wildflysch din restul autohtonului danubian.

Faptul că gresiile de Gărdăneasa (Campanian mediu-Maastrichtian) se dispun direct peste calcarale de Ponoare (Cenomanian mediu-superior) care la rîndul lor plăceaază ivirile de calcare jurasic superioare – cretacic inferioare, pare să indice că și pe teritoriile zonei Coșuștea, între depunerea sedimentelor ce au generat calcarale de Ponoare și depunerea sedimentelor ce au generat gresiile de Gărdăneasa a existat o întrerupere de sedimentare, marcată în coloana stratigrafică prin poziția discordantă a succesiunii geologice de care țin gresiile de Gărdăneasa și depozitele de tip Wildflysch de la S de localitatea Ponoarele. Această concluzie este de altfel în acord cu ideea emisă de Codarcea (1940) conform căreia în cadrul autohtonului danubian „flișul cretacic superior” se dispune discordant pe diferite depozite mai vechi.

Pe întreg autohtonul danubian, singurele indicații faunistice plauzibile referitoare la existența unor termeni mai vechi decât Campanianul mediu, în cadrul succesiunii geologice ce se aşază discordant peste depozitele cenomaniene, ar fi semnalarea de către I. Stănoiu (1967⁵) în cadrul depozitelor de tip Wildflysch de la Topleț, a unei faune determinante de Maria Tocorjeșcu : *Rotalipora turonica*, *Praeglobotruncana cf. schneegansi*, *Globotruncana cf. sigali*, *Haplophragmoides collyra* și *H. gigas*, care ar putea indica, eventual, Turonianul mediu sau superior. Se pune totuși întrebarea dacă această microfaună nu este remaniată de la partea

⁵ Arh. I.G.P.S.M.S. București.

superioară a depozitelor cenomaniene. Aceasta deoarece în baza „flișului” de pe valea Satului, în apropiere de Pecinișca (Padina Largă), C o d a r c e a (1940) citează exemplare de „*Rosalina stuarti*” care indică intervalul Campanian mediu-Maastrichtian.

Cele arătate par să sugereze că depozitele de vîrstă Campanian mediu-Maastrichtian au o răspindire foarte mare în cadrul formațiunilor Cretacicului superior din autohtonul danubian.

BIBLIOGRAFIE

- B a n d y O. (1967) Cretaceous planktonic foraminiferal zonation. *Micropaleontology*, 13/1.
- B e r c i a I. (1975) Metamorfitele din partea centrală și de sud a masivului Godeanu. *Stud. tehn. econ.. Mineralogie-Petrografie, Inst. geol. geof.*, I/12, București.
- C o d a r c e a A l., M e r c u s D. (1959) Asupra vîrstei stratelor de Nadanova. *Com. Acad. R.P.R.*, IX/8, București.
- (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. geol. Rom.*, XX, București.
 - Răileanu Gr., Năstăseanu S., Boldur C., Pop Gr. (1965) Aspects de sedimentation chaotique dans le Crétacé supérieur de l'autochtone des Carpates Méridionales. *Carpatho-Balkan Geol. Assoc., VII^e Congr.* 1965, Sofia, 1/2, Sofia.
 - Pop Gr. (1965) Cenomanianul de pe versantul sudic al munților Vîlcan (Carpății Meridionali). *St. cerc. geol., geof., geogr. Ser. geol.*, 10/2, București.
- D r ă g h i e a n u M. (1885) Mehedinți. *Studii tehnice și agronomice*. București.
- D r ă g h i c i C. (1962) Structura geologică a platoului Mehedinți între Izverna — Cloșani — Padeș — Baia de Aramă — Ponoare. *D. S. Inst. geol. Rom.*, XLVII, București.
- I o n J a n a (1975) Crétacé supérieur de Rîșnov. *Micropaleontological guide the Mesozoic and Tertiary of the roumanian Carpathians*, București.
- (1976) Zones de foraminifères de l'Albian-Senonien des Carpathes Orientales. *D.S. Inst. géol., géof.*, 62/4, București.
- M a r i n e s c u F l., M a r i n e s c u J o s e f i n a (1963) Geologia bazinului Bahna — Orșova și legătura sa cu regiunile neogene din vecinătate. *Asoc. Geol.-Carp. Balc., Congr. V*, 1961, Secția, II, stratigrafie, III/1, București.
- M e r c u s D. (1961) Contribuții la cunoașterea litologiei stratelor de Nadanova. *St. cerc. geol., geof., geogr. Ser. geol.*, 14/1, București.
- M u r g o c i G. M. (1907) Terțiarul din Oltenia. *An. Inst. geol. Rom.*, I/1, București.
- (1910) Sinteză geologică a Carpăților sudici. *D.S. Inst. geol., Rom.*, I, București.
- M u t i h a c V. (1964) Stratigrafia și structura geologică a sedimentarului danubian din nordul Olteniei (între valea Motrului și valea Jiului). *D. S., Inst. geol. Rom.* L/2, București.
- N e a g u T h. (1962) Clavulinoides gaultinus (Morozova) 1948 (foraminifer) în depozitele cretacee din R.P.R. *Annal. Soc. Geol. Pologne*, XXXII/3, Krakow.
- (1969) Cenomanian planktonic Foraminifera in the southern part of the Eastern Carpathians. *Annal. Soc. Geol. Pologne*, XXXIX/1–3, Krakow.
 - (1970) Micropaleontological and stratigraphical Study of the upper cretaceous deposits between the upper valleys of the Buzău and Rîul Negru rivers (Eastern Carpathians). *Mém. Inst. geol. Roum.*, XII, București.



- Năstăseanu S. (1967) Cretacicul superior din valea Cernei și date noi privind tectonica Munților Cernei (Banat). *D.S. Inst. geol.*, LII/1, București.
- Pessa g n o E. jr. (1969) Upper Cretaceous Stratigraphy of the Western Gulf Coast Area of Mexico, Texas and Arkansas. *The Geol. Surv. America*, 111.
- P op G r. (1965) Prezența rocilor dolomitice în depozitele mezozoice din regiunea Tismana și semnificația lor (Carpații Meridionali). *St. cerc. geol. geof., geogr., Ser. geol.*, 10/1, București.
- (1966) Relații între mișările tectonice, procesele de sedimentare și magmatismul ôfio-litic în Cretacicul superior din munții Vîlcăni (Carpații Meridionali), *St. cerc. geol., geof., geogr., Ser. geol.*, 11/1, București.
 - (1967) Les faciés du Cénomanian des Carpathes Méridionales. *Assoc. Geol., Carpato-Balkanique, VIII-e Congrès, Belgrade*, 1967, II, Belgrade.
 - (1973) Depozitele mezozoice din Munții Vîlcăni. Ed. Acad. R.S.R., București.
- P orth a ult B. (1969) Foraminifères planctoniques et biostratigraphie du Cénomanien dans le sud-est de la France. *Proc. Intern., Conf. Planktonic Microfossils, Geneva*, 1967, II, Leiden.
- S ăndulescu J a n a (1969) Globotruncanidae zones in the Upper Cretaceous within the Tara Birsei area (Cristaline — Mesozoic zone, eastern Carpathians). *Rocz. Polska, Tow. Geol.*, XXXIX/1—3, Krakow.
- S tănoiu I. (1973). Zona Mehedinți — Retezat, o unitate paleogeografică și tectonică distinctă a Carpaților Meridionali. *D.S. Inst. geol.*, LIX/5, București.
- S treckeisen A. (1931) Cercetări geologice în podișul Mehedinți, *D.S. Inst. geol., Rom.*, XVIII, București.
- T oco rje scu M a r i a (1963) Studiul micropaleontologic al depozitelor succesiunii Cretacic superior — Paleogen de pe valea Mitoi — reg. Lăicăi. *Assoc. Geol. Carp. Balc., Congr. V*, 1961, III/2, București.
- Instituto Mexicano del Petroleo (1970) Estudio en sección delgada de algunas especies de genero Globotruncana Cushman del este Mexico. Subredacción de tecnología de exploracion.

CONSIDÉRATIONS PRÉLIMINAIRES SUR LES DÉPÔTS CRÉTACÉ-SUPÉRIEURS SITUÉS AU SUD DE LA LOCALITÉ DE PONOARELE (PLATEAU MEHEDINȚI)

(Résumé)

La région étudiée est située sur les territoires qui, d'après Codarcea (1940), pendant le Jurassique et le Crétacé inférieur, constituaient la zone de Coșuștea.

La masse principale des dépôts du Crétacé supérieur du sud de la localité Ponoarele est représentée par des grès grossiers, très micacés, sombres, massifs ou stratifiés en bancs épais, à quartz, micas, fragments de roches (micaschistes, paragneiss, quartzites), minéraux lourds, etc., coincés dans une matrice formée d'argile, silthe et calcite. Bien rarement apparaissent également des lentilles de marnes siltheuses rougeâtres. Parfois, dans le cadre de ces grès, sont



individualisées des séquences flyschoides constituées d'alternances de grès (généralement plus fins), silithes, marnes et marnocalcaires. Au voisinage de l'alignement tectonique Baia de Aramă-Vîrciorova-Dzevrin (important décrochement dextre, postbadénien-antésarmatien, de même que l'alignement tectonique de Cerna et la faille Rudăria) au milieu des grès grossiers apparaissent rares occurrences de marnocalcaires sombres, souvent silithites, en tant que blocs ou lentilles de dimensions réduites. Ces grès, qui dans la région de la Vallée Busești ont une épaisseur d'environ 800 m, ont été dénommés les Grès de Gărdăneasa.

A différents endroits, des marnocalcaires, marnes, argiles et silithites associés aux Grès de Gărdăneasa, ont été reconnus en sections minces des exemplaires de *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brötzen, *G. gr. lapparenti*, *G. contusa* (Cushman), *G. gr. contusa*, *G. gr. conica-contusa-havanensis*, *G. gr. stuarti*, *G. rosetta* (Carsey), *G. elevata* (Brötzen), *G. gr. gansseri-ventricosa*, *Rugoglobigerina* sp., hétérohélicides, radiolaires, spicules de spongiaires et débris d'autres foraminifères. En ensemble, cette association indique la zone à *G. stuarti* et *conica*, supposée à correspondre à l'intervalle chronostratigraphique Campanien moyen (zone à *Delavarella delavarensis*) — Maestrichtien (zone à *Belemnitella lanceolata*).

A la base de la succession géologique de la source de la Vallée Busești, les Grès de Gărdăneasa sont remplacés par des dépôts de type Wildflysch (grès, silithites, marnes et argiles noircâtres, très bien pétris avec des blocs de calcaires jurassique supérieur-crétacé inférieurs).

Du milieu des Grès de Gărdăneasa apparaissent nombre d'occurrences de dimensions variables, de calcaires jurassique supérieur-crétacé inférieurs qui, en majeure partie sinon en totalité, représentent des blocs ensédimentés. Sur la Vallée Rastovet et sur la Vallée Ponoare ces occurrences de calcaires sont plaquées en discordance par deux lambeaux minces, représentés par des calcaires fins, marnocalcaires et marnes calcaires rougeâtres, moins souvent grises ou verdâtres. Ces roches, que nous avons dénommées les Calcaires de Ponoare, ont une épaisseur d'environ 5—10 m; dans la région de la Vallée Coșuștea elles affleurent sur des épaisseurs d'environ 20—30 m.

Dans les sections minces exécutées sur les Calcaires de Ponoare des vallées Rastovet et Ponoare apparaissent *Rotalipora* gr. *cushmani*, *R. reicheli* (Mörnold), *R. gr. micheli-deeckeii*, *Praeglobotruncana stephani stephani* (Gandolfi), *P. gr. gibba*, *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi), d'autres foraminifères, radiolaires, spicules de spongiaires, fragments de coquilles d'incréments, radioles et plaques d'équinoïdes etc.

L'association de foraminifères indique la zone à *R. reicheli* et *R. cushmani*, considérée le correspondant de l'intervalle chronostratigraphique Cénomanien moyen-supérieur.

De ce qu'on vient de montrer on peut déduire que la succession géologique qui renferme le Grès de Gărdăneasa détient, également, une position discordante.

La teinte rougeâtre des Calcaires de Ponoare rappelle le faciès des Couches rouges du Crétacé supérieur.

Les Calcaires de Ponoare représentent un équivalent chronostratigraphique des Couches de Nadanova du reste de l'autochtone danubien. Les Grès de Gărdăneasa et les dépôts de type Wildflysch constituent un correspondant chronostratigraphique aussi d'une partie de la succession des dépôts du Crétacé supérieur qui, dans le reste de l'autochtone danubien reposent en discordance sur les Couches de Nadanova.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

La carte géologique de la région située au sud de la localité Ponoarele (le plateau Mehedinti).

A, la couverture post-tectonique. 1, Miocène : marnes, argiles, grès ; B, l'unité gétique. 2, Précambrien : schistes cristallophylliens. C, l'unité de Severin. 3, Néocomien : Couches de Sinaia. D, l'autochtone danubien. 4, Crétacé supérieur : a, les Grès de Gărdăneasa (Campanien moyen-Maestrichtien) ; b, dépôts de type Wildflysch ; c, les Calcaires de Ponoare (Cénomanien moyen-supérieur) ; 5, Jurassique-Crétacé inférieur : a, calcaires (Jurassique supérieur ? — Crétacé inférieur) ; b, grès (Lias) ; 6, Précambrien : schistes cristallophylliens et roches grani-toïdes ; 7, faille ; 8, ligne de chevauchement.

Planche II

Asociația calcarelor de Ponoare

L'association des calcaires de Ponoare

Fig. 1, 2. — *Planomalina buxtorfi* (G a n d o l f i) din valea Rastovet.

Planomalina buxtorfi (G a n d o l f i) de la Vallée Rastovet. $1 \times 65; 2 \times 30$.

Fig. 3, 4, 8, 9, 12. — *Rotalipora* gr. *cushmani* din valea Rastovet.

Rotalipora gr. *cushmani* de la Vallée Rastovet. $3,4,8 \times 65; 9,12 \times 100$.

Fig. 10. — *Rotalipora* gr. *cushmani* din valea Ponoare.

Rotalipora gr. *cushmani* de la Vallée Ponoare. $\times 65$.

Fig. 11. — *Rotalipora reicheli* (M o r n o d) din valea Rastovet.

Rotalipora reicheli (M o r n o d) de la Vallée Rastovet. $\times 65$.

Fig. 5, 7. — *Praeglobotruncana* gr. *giba* din valea Rastovet.

Praeglobotruncana gr. *giba* de la Vallée Rastovet. $\times 65$.

Fig. 6. — *Praeglobotruncana stephani* (G a n d o l f i) din valea Ponoare.

Praeglobotruncana stephani (G a n d o l f i) de la Vallée Ponoare. $\times 65$.

Fig. 13, 14. — *Rotalipora reicheli* (M o r n o d) din valea Rastovet.

Rotalipora reicheli (M o r n o d) de la Vallée Rastovet. $\times 65$.

Fig. 15. — *Globotruncana rosata* (C a r s e y) de la obîrșia văii Ponoare.

Globotruncana rosata (C a r s e y) de la source de la Vallée Ponoare. 65.

Planche III

Asociația calcarelor de Ponoare

L'association des calcaires de Ponoare

Fig. 1, 3. — *Rotalipora reicheli* (M o r n o d) din valea Rastovet.

Rotalipora reicheli (M o r n o d) de la Vallée Rastovet. $\times 65$.

Fig. 4. — *Rotalipora* gr. *micheli-deekei* din valea Rastovet.

Rotalipora gr. *micheli-deekei* de la Vallée Rastovet. 65.

Asociația gresiilor de Gărdăneasa

L'association des grès de Gărdăneasa $\times 65$.



Fig. 2. — *Globotruncana lapparenti lapparenti* (Brotzen) din malul stîng al văii Busești.
Globotruncana lapparenti lapparenti (Brotzen) de la rive gauche de la Vallée Busești. $\times 65$.

Fig. 5. — *Globotruncana gr. gansseri-ventricosa* de la vest de localitatea Băbuța.

Globotruncana gr. gansseri-ventricosa de l'ouest de la localité Băbuța. $\times 65$.

Fig. 6, 7. — *Globotruncana gr. contusa-conica havanensis* de la vest de localitatea Băbuța.

Globotruncana gr. contusa-conica havanensis récoltée de l'ouest de la localité Băbuța.
 $\times 80$.

Fig. 8. — *Globotruncana elevata* (Brotzen) de la vest de localitatea Băbuța.

Globotruncana elevata (Brotzen) récoltée de l'ouest de la localité Băbuța. $\times 80$.

Fig. 11, 12. — *Globotruncana gr. stuarti* de la vest de localitatea Băbuța.

Globotruncana gr. stuarti récoltée de l'ouest de la localité Băbuța. $\times 65$.

Fig. 9. — *Globotruncana gr. stuarti* de pe valea Busești.

Globotruncana gr. stuarti récoltée de la Vallée Busești. $\times 80$.

Fig. 10, 13. — *Globotruncana gr. contusa* din valea Busești (partea mediană a gresiilor de Gărdăneasa).

Globotruncana gr. contusa récoltée de la Vallée Busești (la partie médiane des grès de Gărdăneasa). $\times 80$.

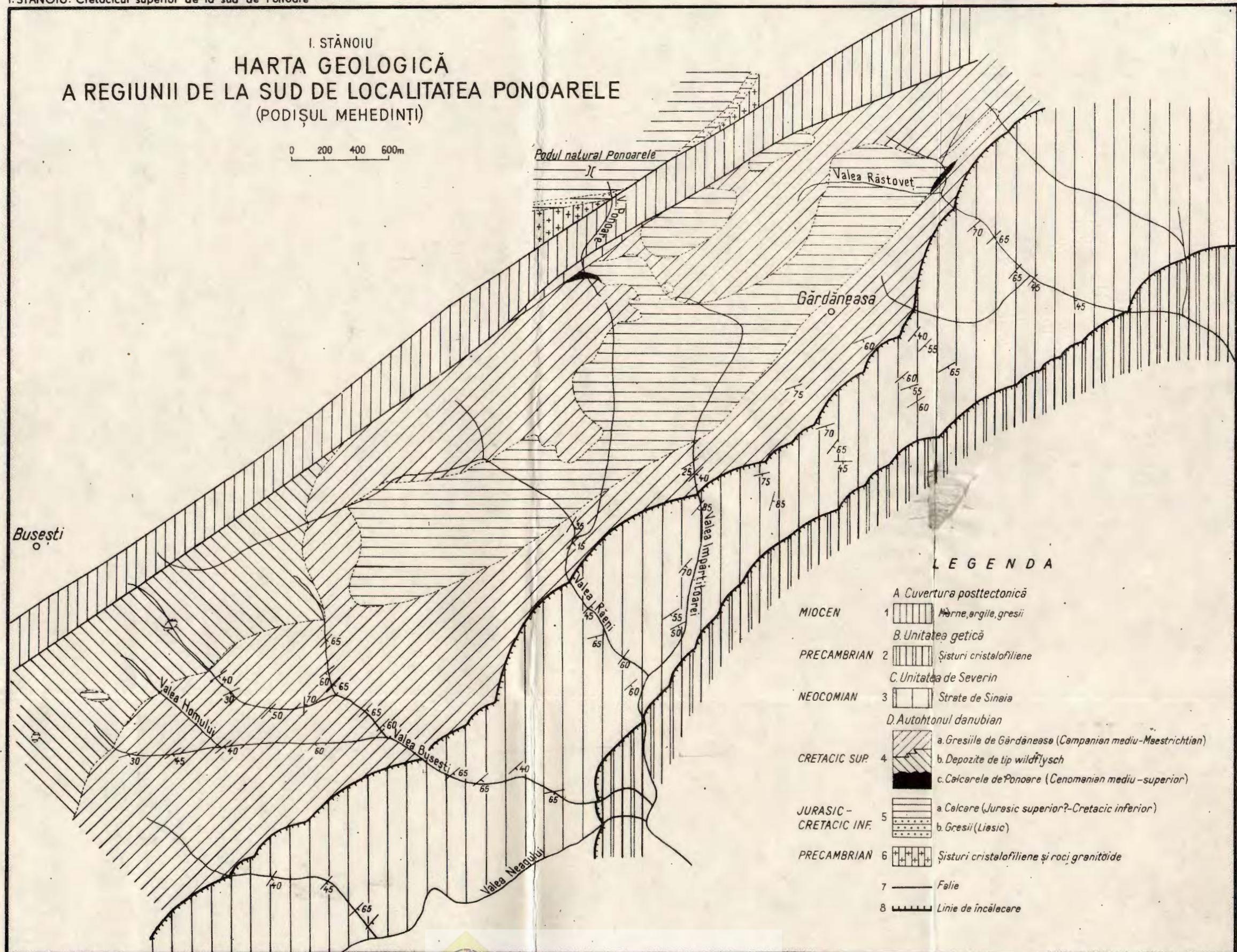




Institutul Geologic al României

I. STĂNOIU
HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII DE LA SUD DE LOCALITATEA PONOARELE
 (PODIȘUL MEHEDINȚI)

0 200 400 600m



Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 187—189.

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

RECENZII

HANS MURAWSKI : „*Geologisches Wörterbuch*” (Dicționar geologic) 1977 (280 pag. 78 figuri și numeroase tabele) ediția a 7-a. Editura „Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 1977.

Faptul că a 7-a ediție a dicționarului geologic apare după numai patru ani de la apariția ediției precedente, dovedește utilitatea cărții prof. dr. H. M u r a w s k i , directorul „Institutului de Geologie și Paleontologie” de la Universitatea din Frankfurt a.M. Totodată retipărirea cărții prezintă avantajul de a fi dat autorului posibilitatea să revizuiască termenii folosiți și să dea unor noțiuni evolute definițiile corespunzătoare. De asemenea au fost introduce noțiunile noi impuse de geodinamică și de tectonica în plăci. Prin definițiile revizuite au fost puse într-o lumină nouă unele noțiuni și fapte, care pot stimula actuala gîndire geologică.

Într-adevăr, autorul ține seama cu o deosebită rigurozitate de toate progresele realizate în domeniul geoștiințelor. În cele 280 de pagini ale dicționarului mai sunt cuprinse 78 de figuri și 8 tabele cu datele cele mai recente și de o evidentă valoare instructivă. Ultimele 9 pagini conțin 2 dicționare, latin-german și grec-german, care arată originea unor termeni folosiți în științele referitoare la Terra.

Analiza critică a cărții profesorului M u r a w s k i îndreptățește concluzia, că lucrarea sa este de un evident folos tuturor celor ce se ocupă de geoștiințe. Pentru studenții facultăților respective carteau este indispensabilă, deoarece depășește valorile unui dicționar, pentru a deveni un adevărat manual condensat datorită amplei documentări pe care o conține.

V. Patriciu

BALLARD R. D., MOORE J. G. : *Photographic Atlas of the Mid-Atlantic Ridge rift valley*, Edit. Springer, New York — Heidelberg — Berlin, 114 p., 183 fotografii și schițe.

În vara anului 1974 a avut loc una din cele mai remarcabile acțiuni de explorare geologică întreprinsă vreodată : coborîrea unui grup de geologi în riftul de pe dorsala Medio-atlantică în vederea examinării directe, „la fața locului”, a proceselor ce au loc în zona de formare a crucei oceanice. Acțiunea, cunoscută sub numele de FAMOUS (French-American Mid-Ocean Undersea Study) a fost rezultatul unei strînse colaborări între Centrul național pentru explorarea oceanelor din Franța cu Fundația Națională pentru știință și Oficiul de cercetări navales din SUA, și ea a cuprins o cercetare multilaterală de la suprafață și unui perimetru situat pe dorsala Medio-Atlantică la sud de platoul insulelor Azore (ridicări topografice de mare detaliu, ridicări geofizice variate, dragaje de eșantioane și fotografii cu teleghidaj). Această fază preliminară a fost urmată de cercetarea cu trei submersibile (Alvin din partea americană, Archimede și Cyana din partea franceză) a unui segment de rift și a celor două falii transformante



limitrofe. Materialul brut obținut (23.000 fotografii, 100 ore de înregistrare de observații pe bandă magnetică, 2 tone eșantioane colectate direct) a necesitat o îndelungată prelucrare, rezultatele incepând să fie cunoscute acum. Au apărut mai bine de 100 note și articole în diverse publicații, dintre care pot fi menționate remarcabile volume din Buletinul Societății Geologice americane (Geol. Soc. America Bul. v. 88 no. 4 și 5, 1977) care toate cuprind o bogăție de date și noutăți a căror asimilare și incorporare în teorile clasice ale geologiei va necesita încă mult timp.

Printre publicațiile rezultate din acțiunea FAMOUS se numără și volumul recenzat ai cărui autori sunt doi din geologia care au fost direct implicați în realizarea programului suboceanic : Robert Ballard, specialist în geologia marină și în scufundări cu submersibilul și James Moore, vulcanolog și petrograf, specialist în erupții submarine. Cartea se intitulează „Atlas fotografic” dar ea este de fapt mult mai mult. Baza o constituie într-adevăr 148 fotografii alb-negru, luate din submersibil dar și cu ajutorul camerei coborite de pe vas (procedeul LIBEC care oferă un foarte larg cimp vizual). La acestea se adaugă însă 35 schițe interpretative și scheme geologice, dar mai ales un text de prezentare extrem de detaliat și nou ca informație.

Lucrarea se împarte în două părți : (1) Produse vulcanice submarine și (2) Falii și alte forme tectonice. În prima se prezintă în detaliu formele sub care este pusă în loc lava bazaltică ce vine din manta și care, la contactul cu apa marină, ia aspecte tipice de pillow-lava. Acestea imbracă o mare gamă de forme, pentru care este creată o întreagă terminologie și sunt imaginante diverse mecanisme de formare. Curgerile de bazalte sunt examinate ca unități singulare și ca ansambluri ce pot ajunge pînă la edificarea unui întreg munte. Trebuie menționat că nu se face în carte nici o referire la petrologie sau mineralogie, nu se dau diagnoze sau analize chimice, autorii mulțumindu-se a face o prezentare strict morfologică megascopică a unor elemente pe care ochiul omenesc le-a văzut acum pentru prima dată dar care, ca areal și volum, ocupă primul loc în economia scoarței terestre (formele de pillow-lava reprezintă cea mai răspindită formă de rocă pe glob).

În a doua parte a cărții sunt prezentate și interpretate formele structurale, dintre care fisurile și diaclazele de extensie ocupă primul loc. Pe locul al doilea se află faliiile în lungul căror are loc ridicarea perejilor văii de rift precum și faliiile ce pot genera diverse forme de micro-horsturi și grabene.

În ansamblu cartea este mai mult decit o pledoarie, este o demonstrație a tezelor de bază ale tectonicii globale, la capitolul cel mai important, acreștiunea plăcilor. „Vizita” directă în zona de imbinare a două plăci (cea africană și cea americană) și observarea proceselor ce au loc aici confirmă mecanismele magmatice, dar mai ales pe cele tectonice, care au ca rezultat expansiunea fundurilor oceanice și formarea crustei oceanice.

Ca o observație negativă la această interesantă carte. Este regretabil că în ea nu au fost reprodate măcar cîteva fotografii color luate pe fundul oceanului, cunoscind calitatea acestora din alte publicații (de pildă cele care însoțesc articolul referitor la acțiunea FAMOUS din National Geographic vol. 145 no. 5 1975). De asemenea nu au fost fructificate unele din datele obținute de echipa franceză asupra unor fenomene care nu au fost observate în perimetruul investigat de americani, cum ar fi foliația rocilor din zonele de fractură precum și minereurile hidrotermale, asupra cărora există o bogată documentație fotografică (de exemplu în Claude Riffaud și Xavier Le Pichon : Opération FAMOUS, ed. Albin Michel Paris, 1976).

M. Bleahu



P.E. POTTER și F. J. PETTJOHN : *Paleocurrents and basin analysis*. Ediția a 2-a revăzută și actualizată. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1977.

Lucrarea lui Potter și Pettjohn ne este cunoscută de mai mult de un deceniu. Această carte tratează utilizarea proprietăților direcționale ale sedimentelor pentru analiza bazinelor. Într-o perioadă când aceste cercetări erau în fază incipientă, cartea lui Potter și Pettjohn a constituit un ghid indispensabil pentru căutătorii de direcții de paleocurenți.

Astăzi, când studiul paleocurenților reprezintă o lucrare de rutină, la 15 ani de la prima apariție, editura Springer-Verlag relansează carteasă „Paleocurenții și analiza bazinelor”. Rareori se pot vedea îmbunătățiri așa de importante la o ediție nouă. Autorii au decis să păstreze organizarea primei ediții, care s-a dovedit a fi dintre cele mai raționale. Pentru reactualizarea tratatului lor, Potter și Pettjohn au adăugat fiecărui capitol cîte un supliment substanțial, prezintind datele noi apărute de la editarea cărții pînă la reeditare (1963-1977). În acest fel a fost dublat interesul fiecărui capitol, lăsîndu-se posibilități reactualizărilor viitoare.

Printre datele noi ce ne sunt prezentate cităm pe cele privind orientarea fosilelor, semnificația hidraulică a unor structuri, noi structuri primare și deformaționale, structuri în sedimente carbonatace, tectonica plăcilor și analiza sedimentelor și prelucrarea matematică a datelor. Fiecare supliment este însoțit de o listă de referințe selecționate și comentate, ca și de o listă bibliografică completă.

Mai ales în noua ediție, volumul lui Potter și Pettjohn și al editurii Springer-Verlag tezaurizează cunoștințe ce îi asigură o poziție stabilă, de referință obligatorie în domeniul cercetării paleocurenților și al științelor geologice în general.

D. C. Jipa

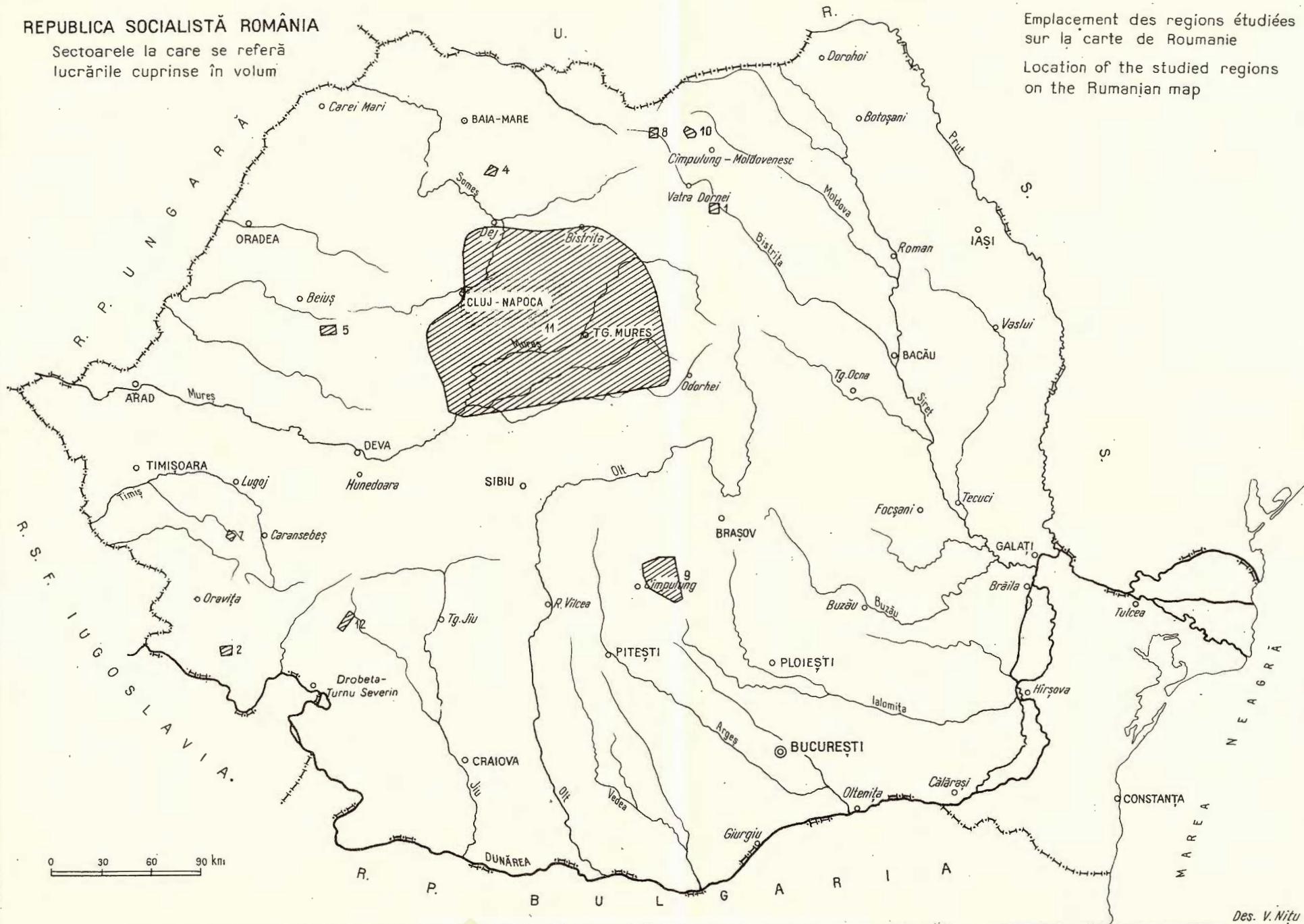




Institutul Geologic al României

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă
lucrările cuprinse în volum



Tehnoredactor și corector: ELENA BANDRABUR
Traduceri: MARIANA BORCOȘ, ANGELA FOLEA
Ilustrația: V. NIȚU

Dat la cules: august 1978. Bun de tipar: martie 1979. Tiraj: 800 ex. Hirtie
scrisă A. Format 70×100/56 g. Coli de tipar: 12. Comanda 1819. Pentru
biblioteci indicele de clasificare 55(058)



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



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

O. DRAGASTAN et al. Biostratigrafia depozitelor barremian-albienne. Pl. II.



1



2



3



4

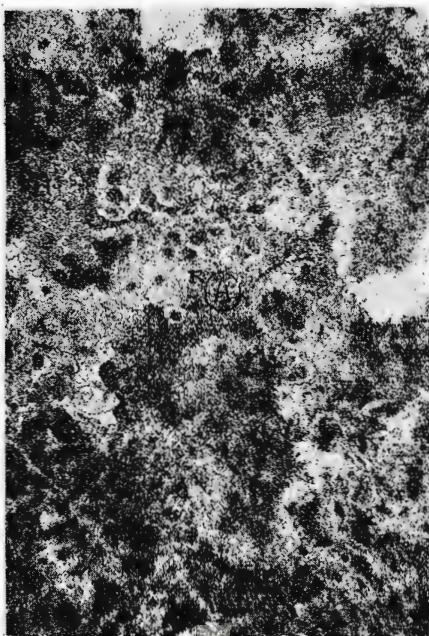
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



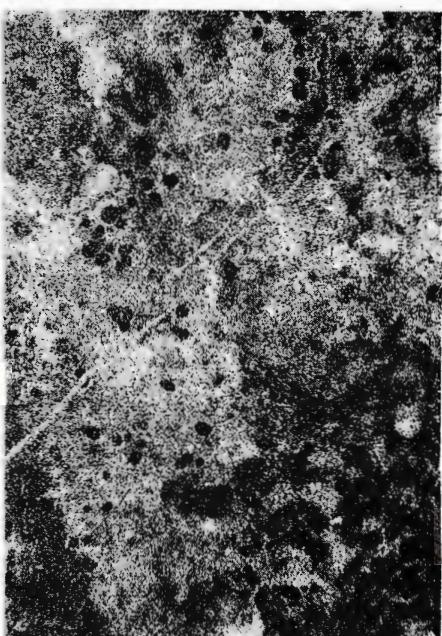
Institutul Geologic al României



O. DRAGASTAN et al. Biostratigrafia depozitelor barremian-albiene. Pl. III.



1



2



3



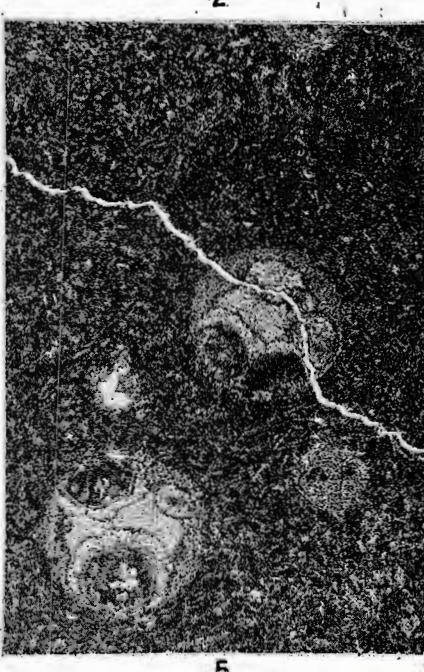
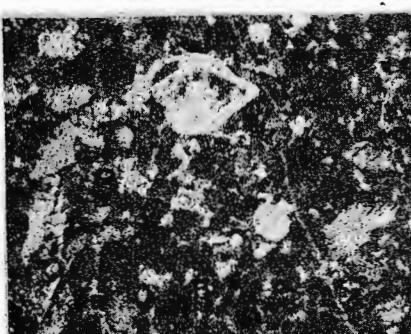
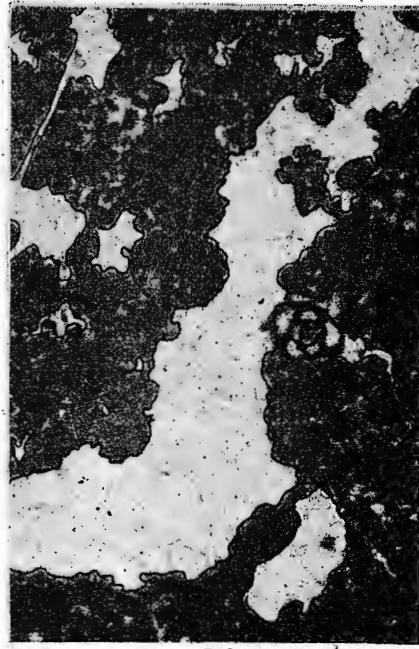
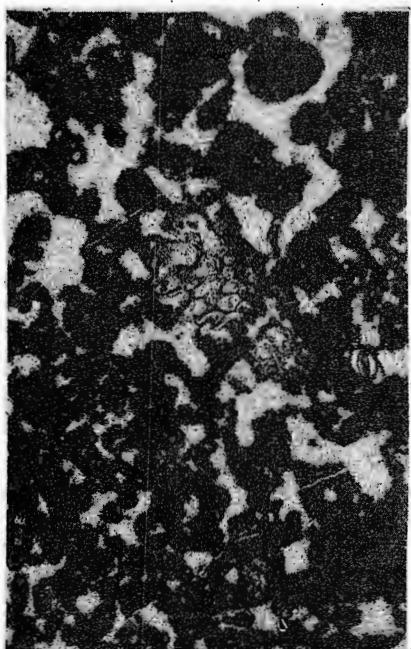
4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor; vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României

O. DRAGASTAN et al. Biostratigrafia depozitelor barremian-albiene.
Pl. IV.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României

126979



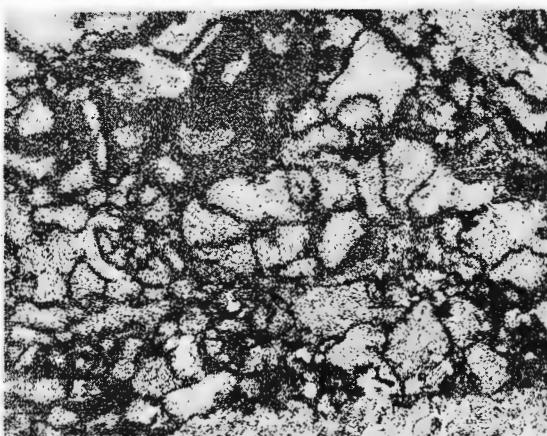
O. DRAGASTAN et al. Biostratigrafia depozitelor barremian-albiene.
Pl. V.



1



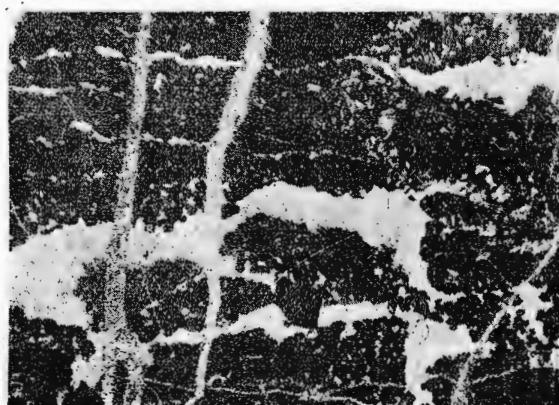
2



3



5

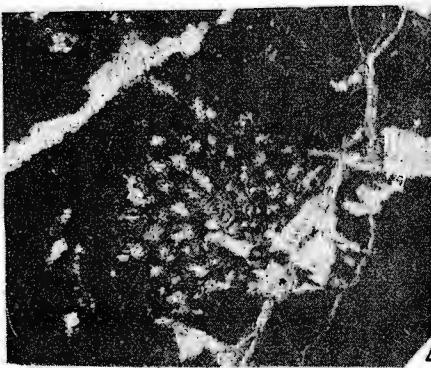
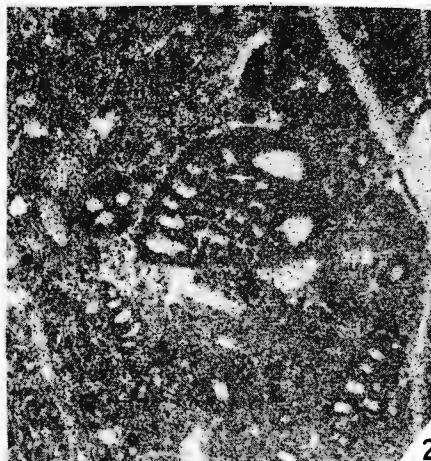
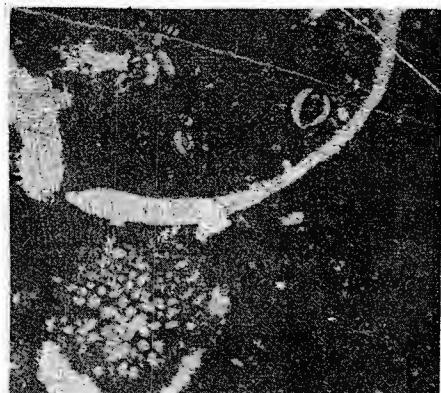


4

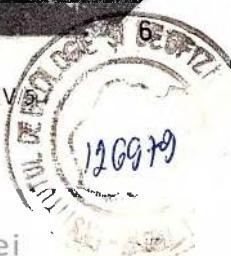
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României



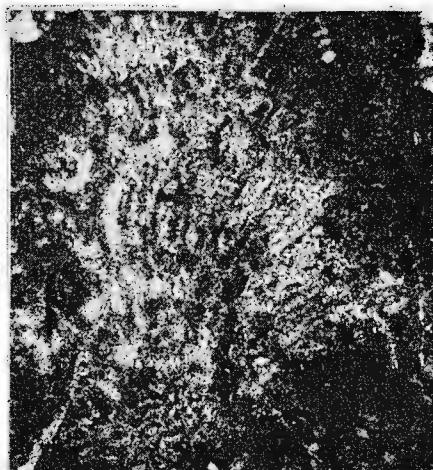
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României



1



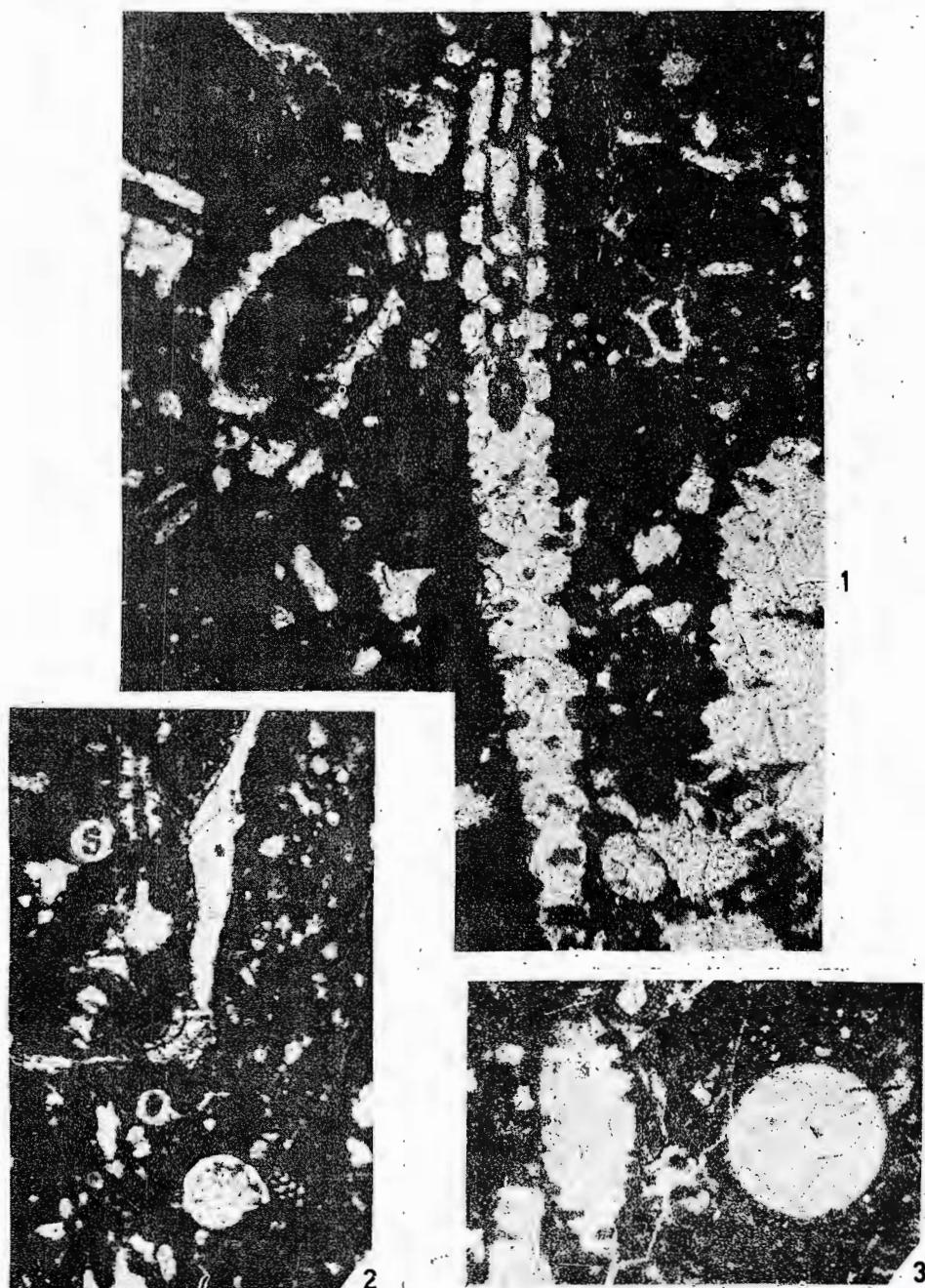
2



3

Institutul de geologie și geofizică, Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5

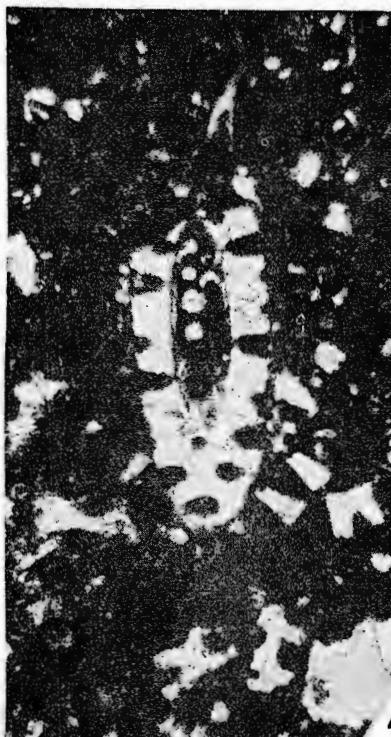
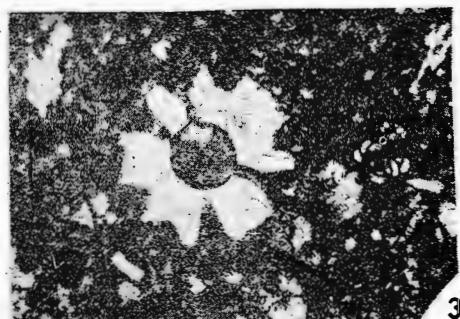
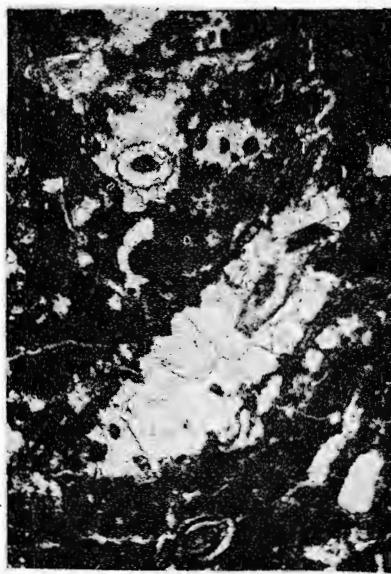
O. DRAGASTAN et al. Biostratigrafia depozitelor barremian-albiene.
Pl. VIII.



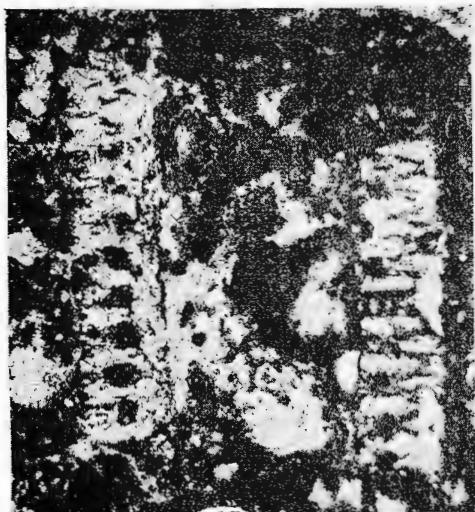
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



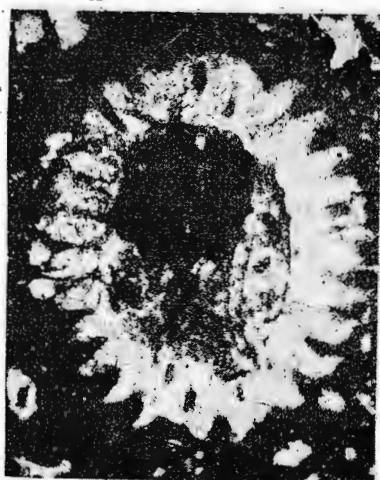
Institutul Geologic al României



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



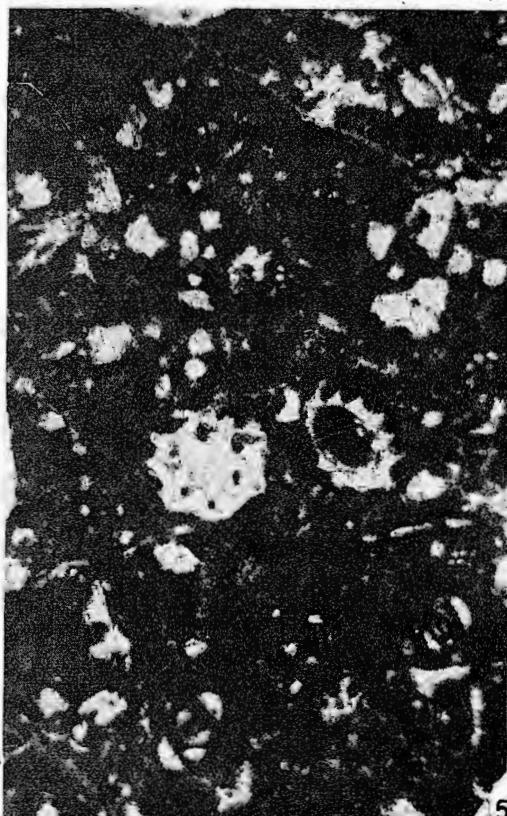
1



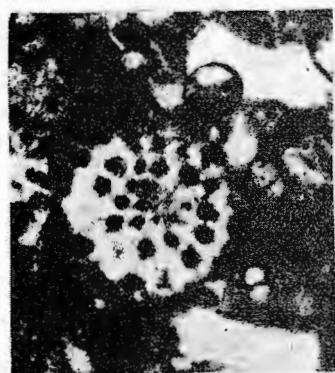
2



3



4

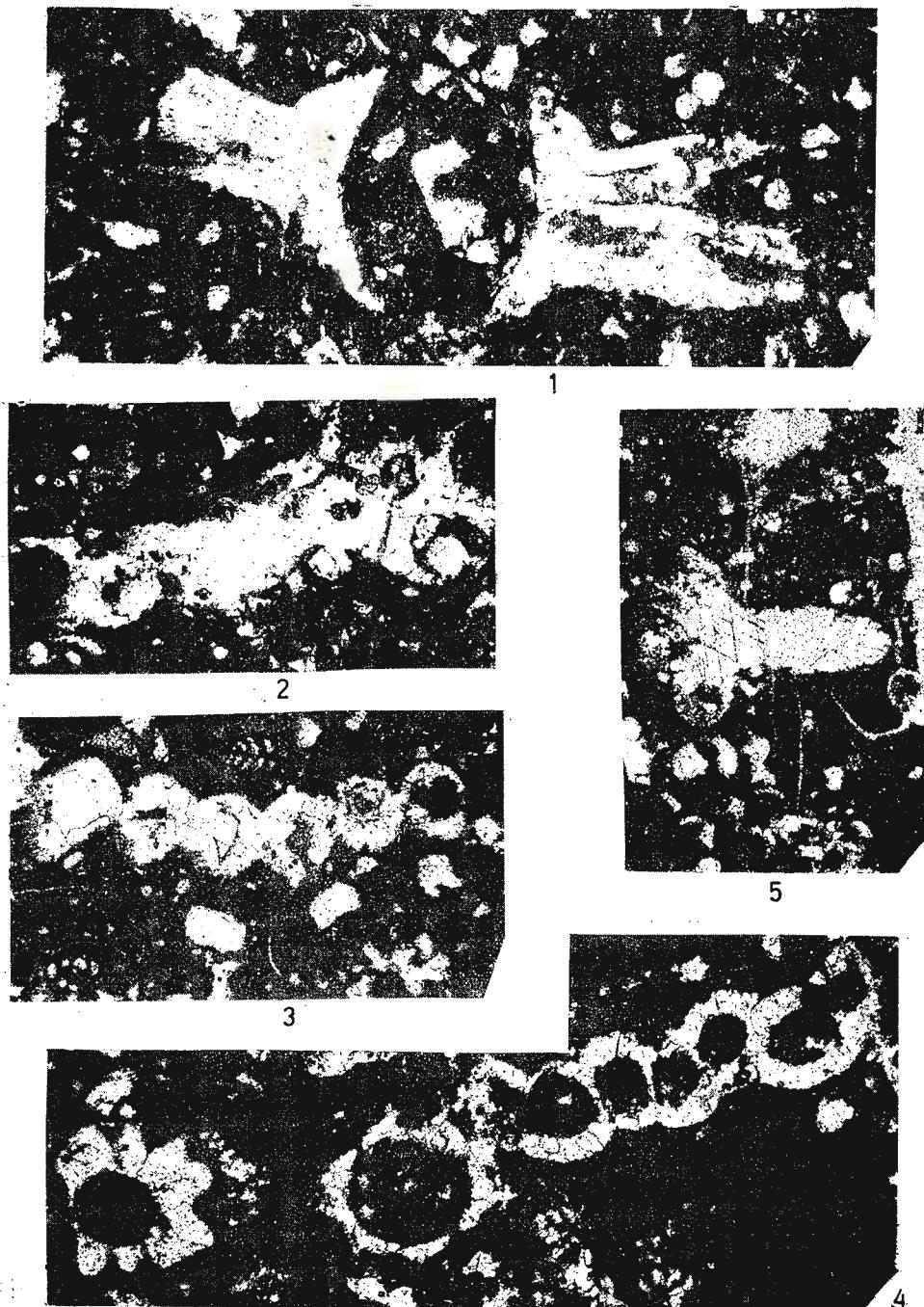


5

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/75

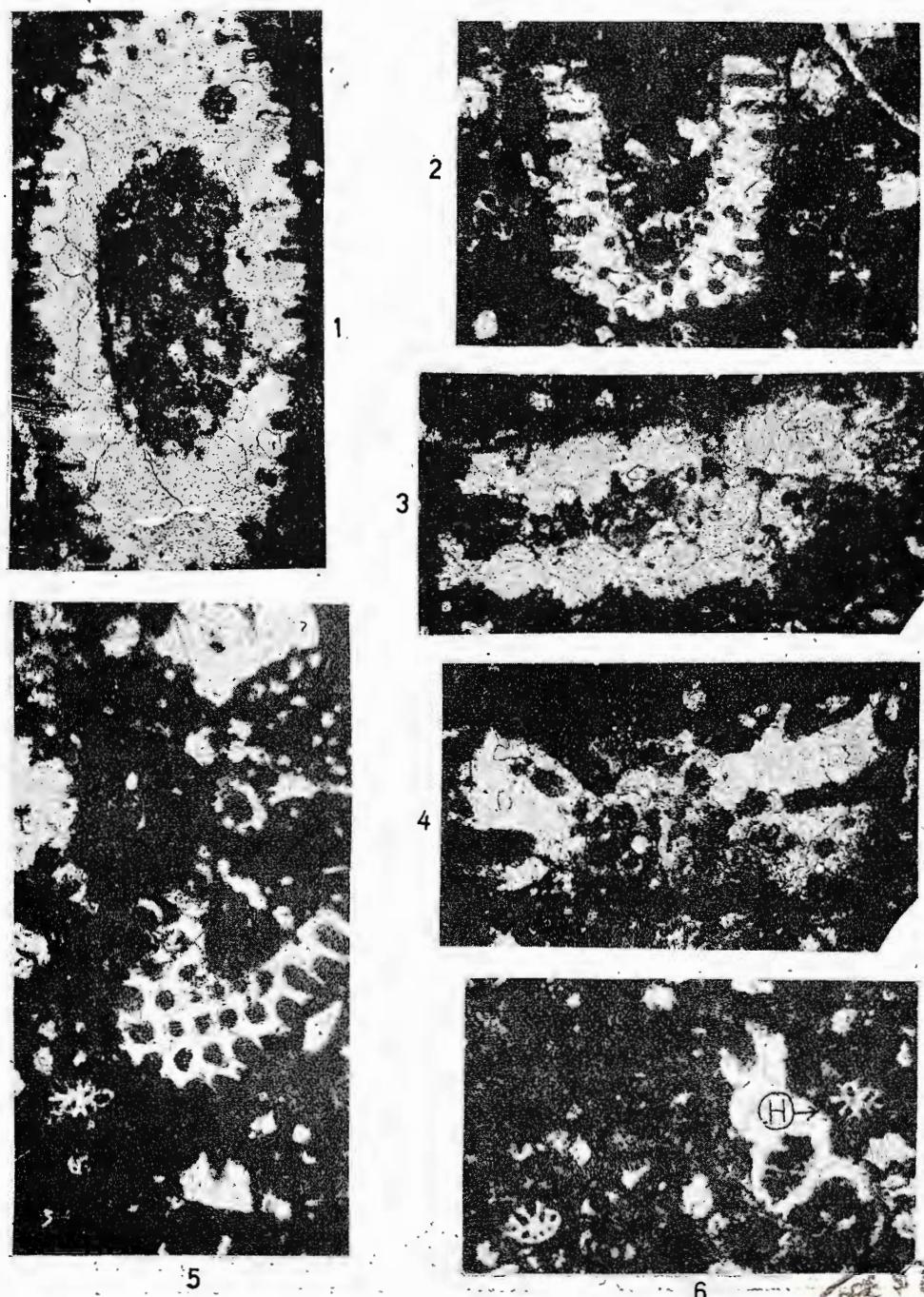


Institutul Geologic al României



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5

O. DRAGASTAN et al. Biostratigrafia depozitelor barremian-albiene.
Pl. XII.

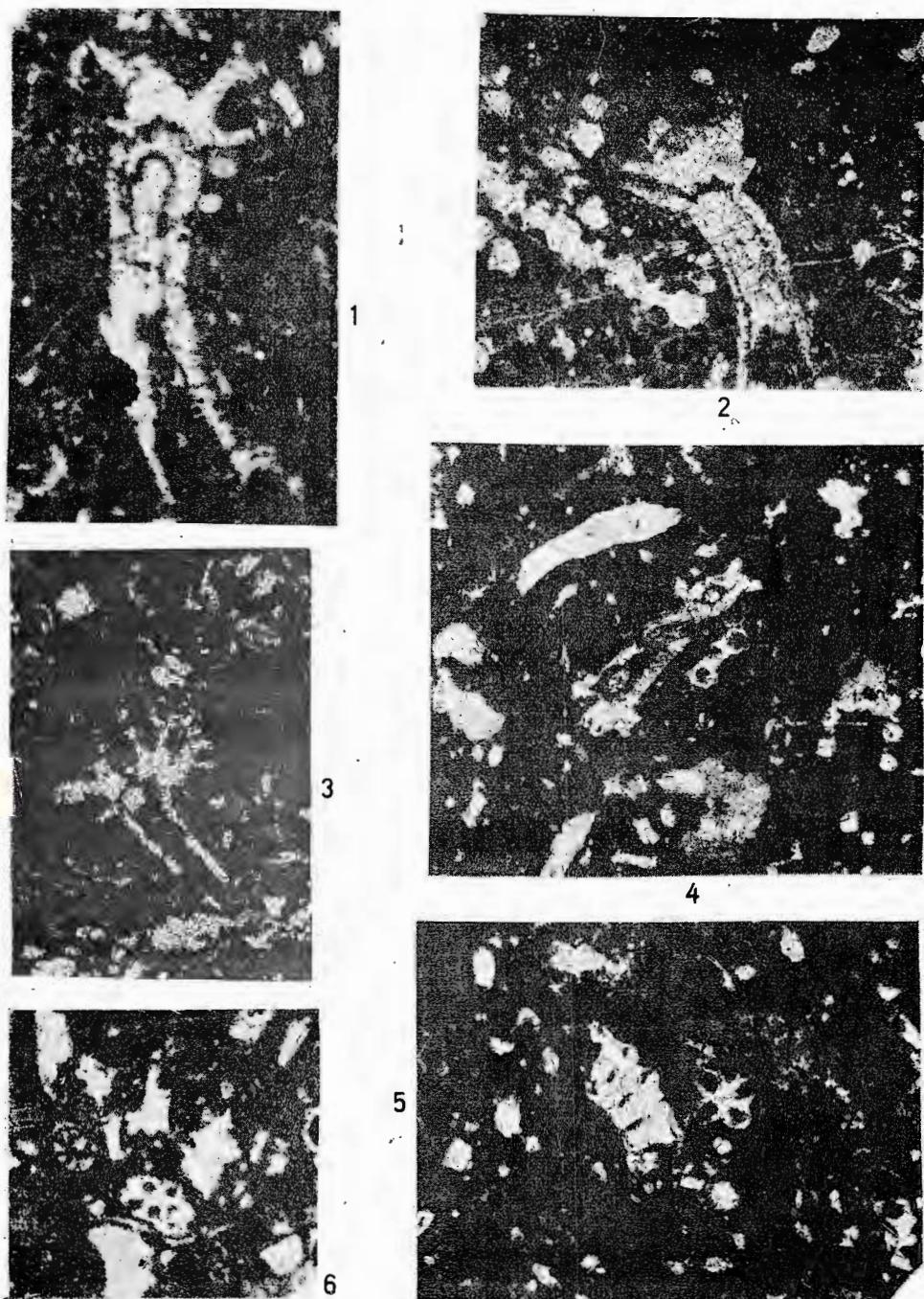


Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României

O. DRAGASTAN et al. Biostratigrafia depozitelor barremian-albienice.
Pl. XIII.

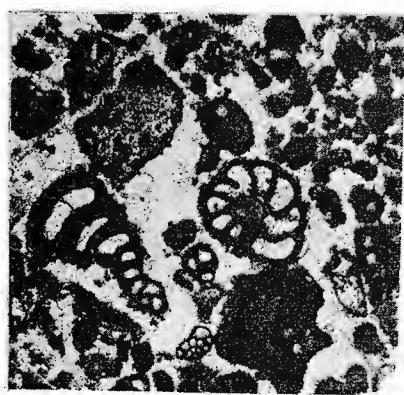
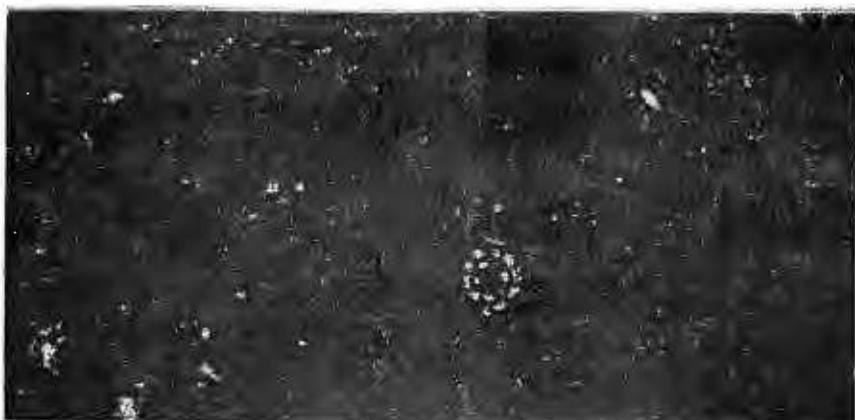


Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României

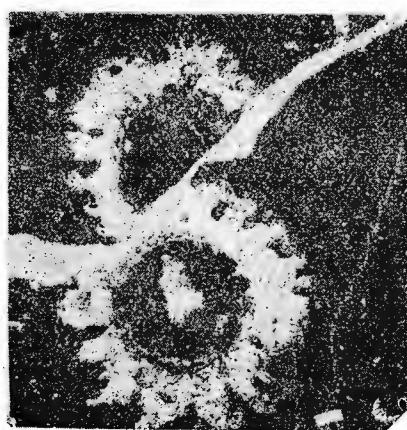
O. DRAGASTAN et al. Biostratigrafia depozitelor barremian-albiene.
Pl. XIV.



2



4



3

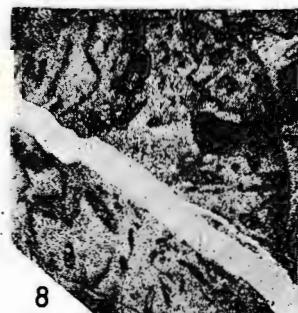
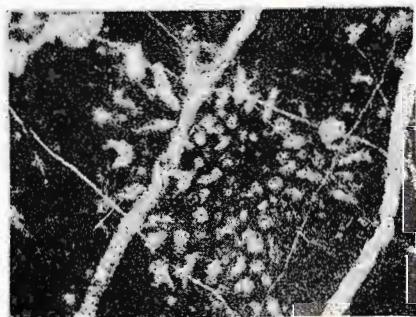
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României

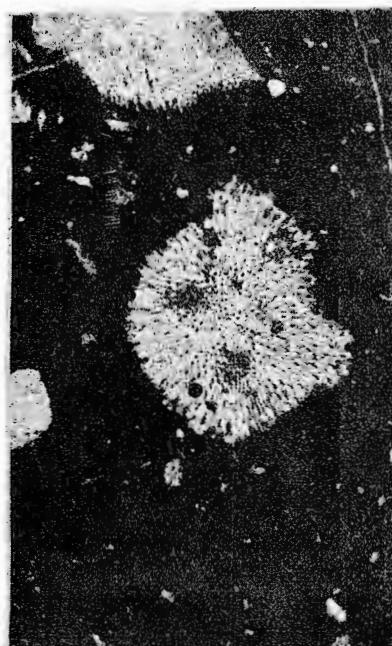


O. DRAGASTAN et al. Biostratigrafia depozitelor barremian-albiene.
Pl. XV.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5

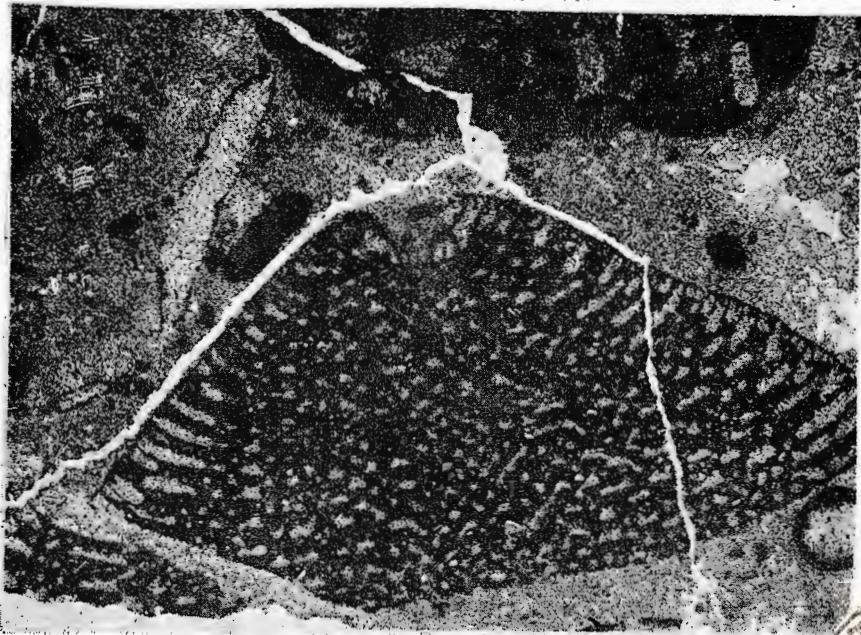
O. DRAGASTAN et al. Biostratigrafia depozitelor barremian-albiene.
Pl. XVI.



1



2



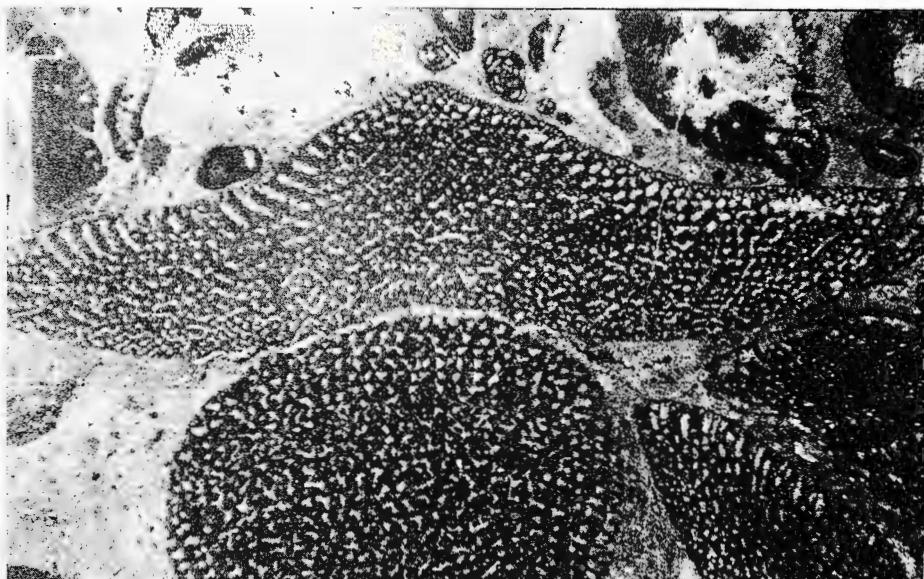
3

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5

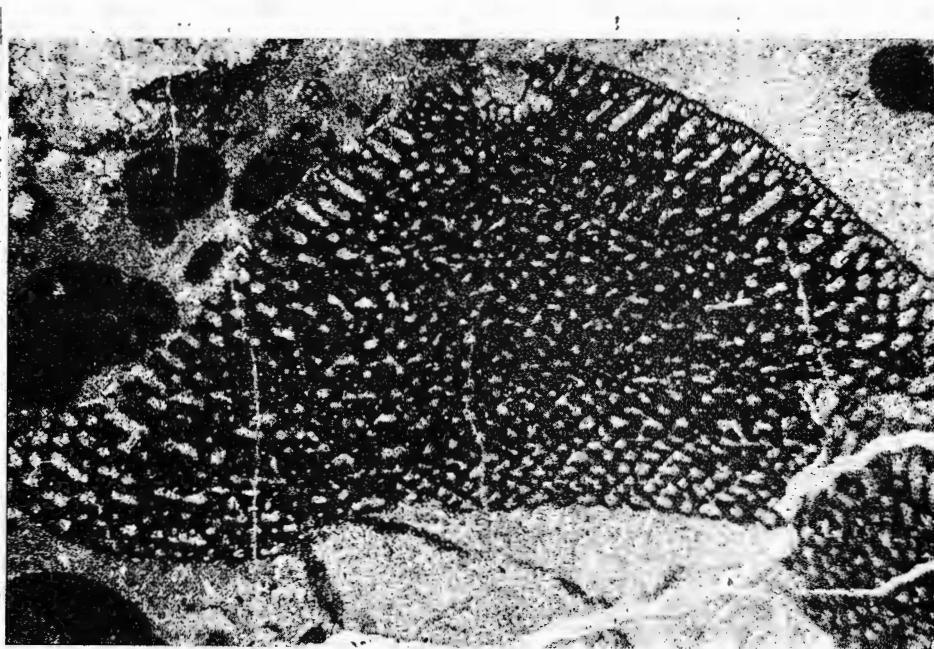


Institutul Geologic al României

O. DRAGĂSTAN et al. Biostratigrafia depozitelor barremian-albiene. . .
Pl. XVII.



1



2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României

O. DRAGASTAN et al. Biostratigrafia depozitelor barremian-albiene.
Pl. XVIII.



1



2



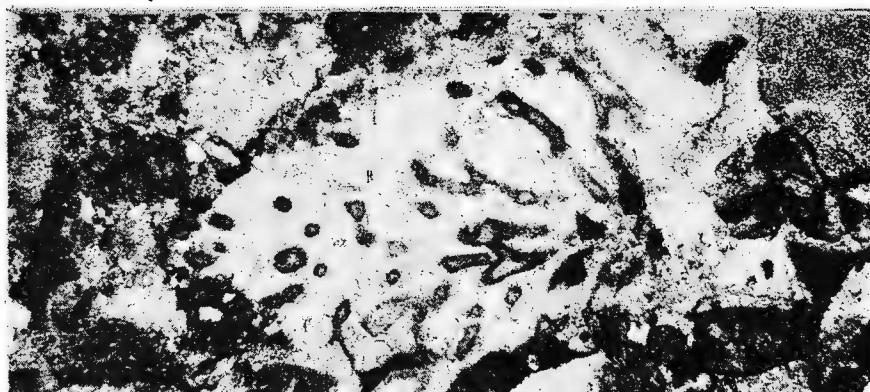
3

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României

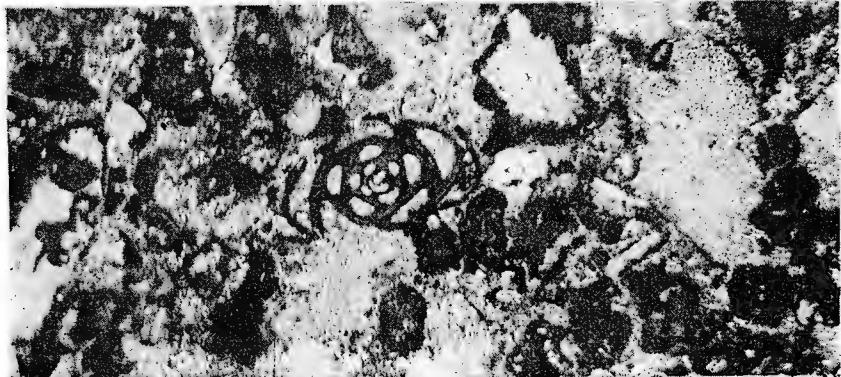
O. DRAGASTAN et al. Biostratigrafia depozitelor barremian-albiene.
Pl. XIX.



1



2



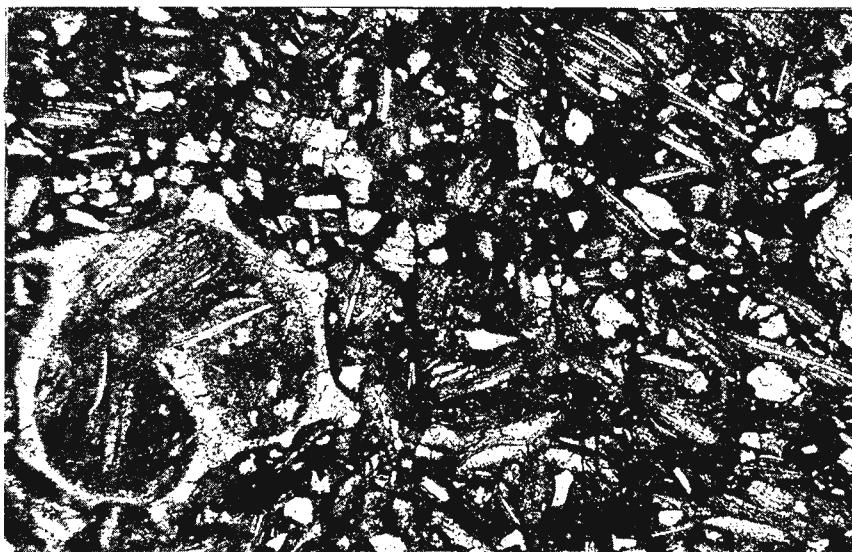
3

Institutul de geologie și geofizică Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5

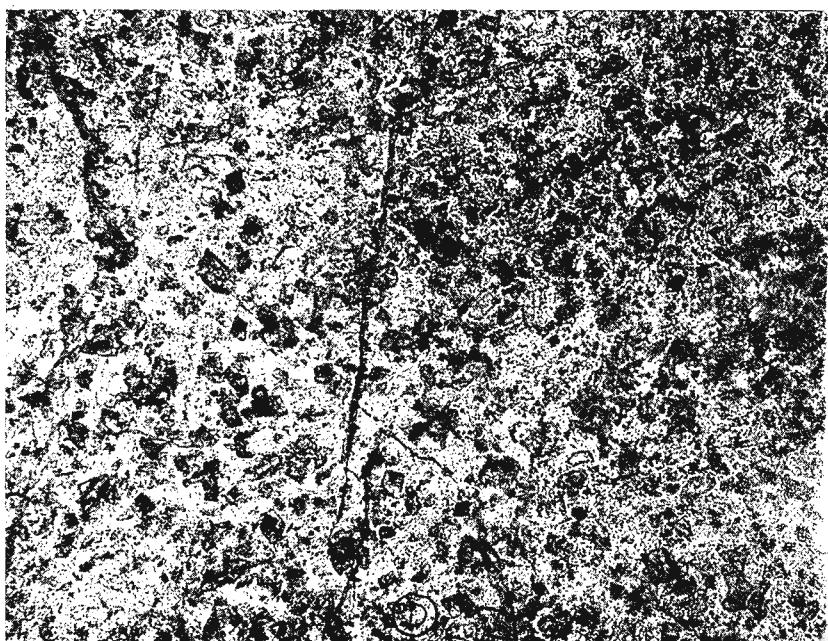


Institutul Geologic al României

O. DRAGASTAN et al. Biostratigrafia depozitelor barremian-albiene.
Pl. XX.



1



2

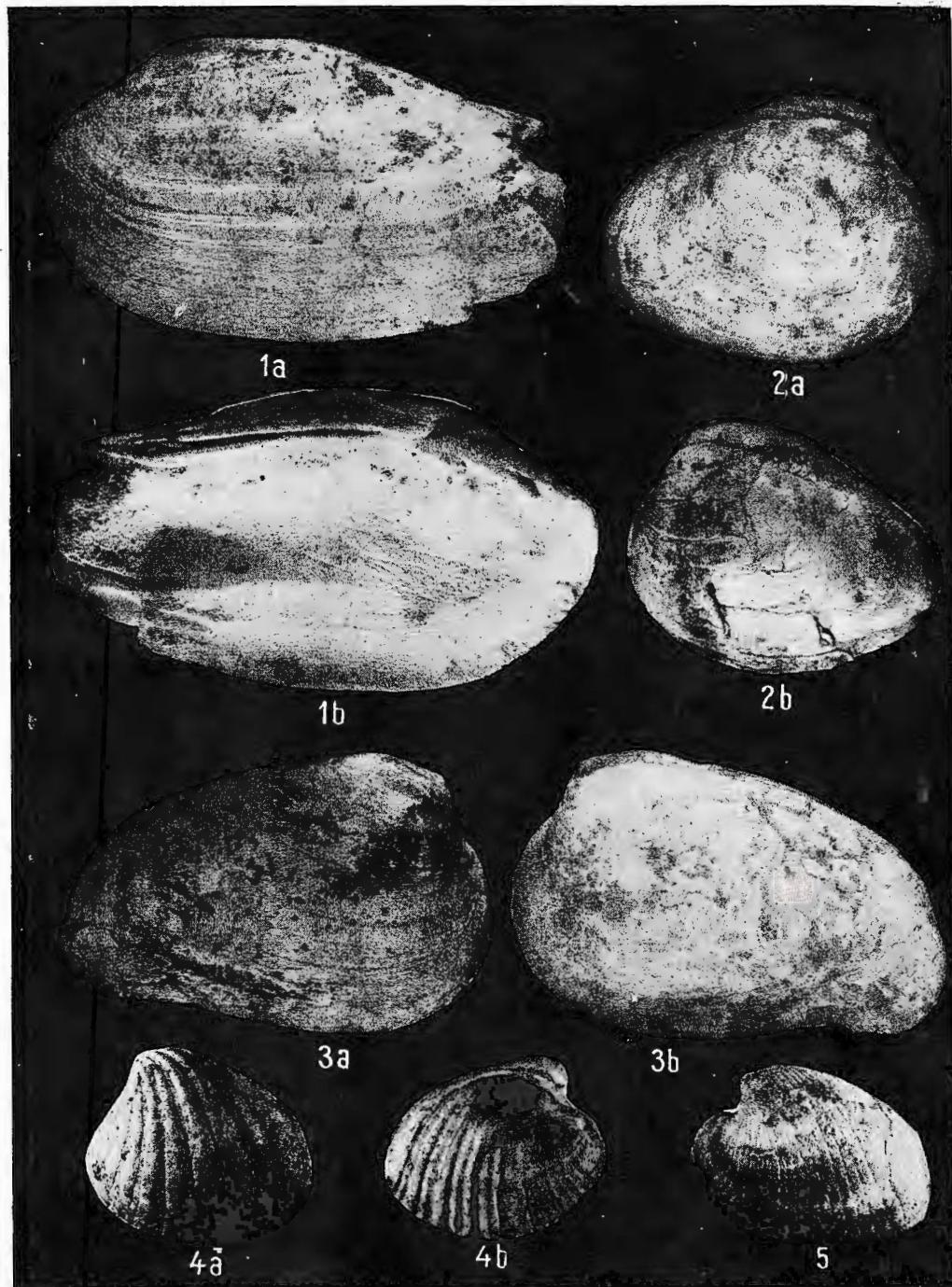
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



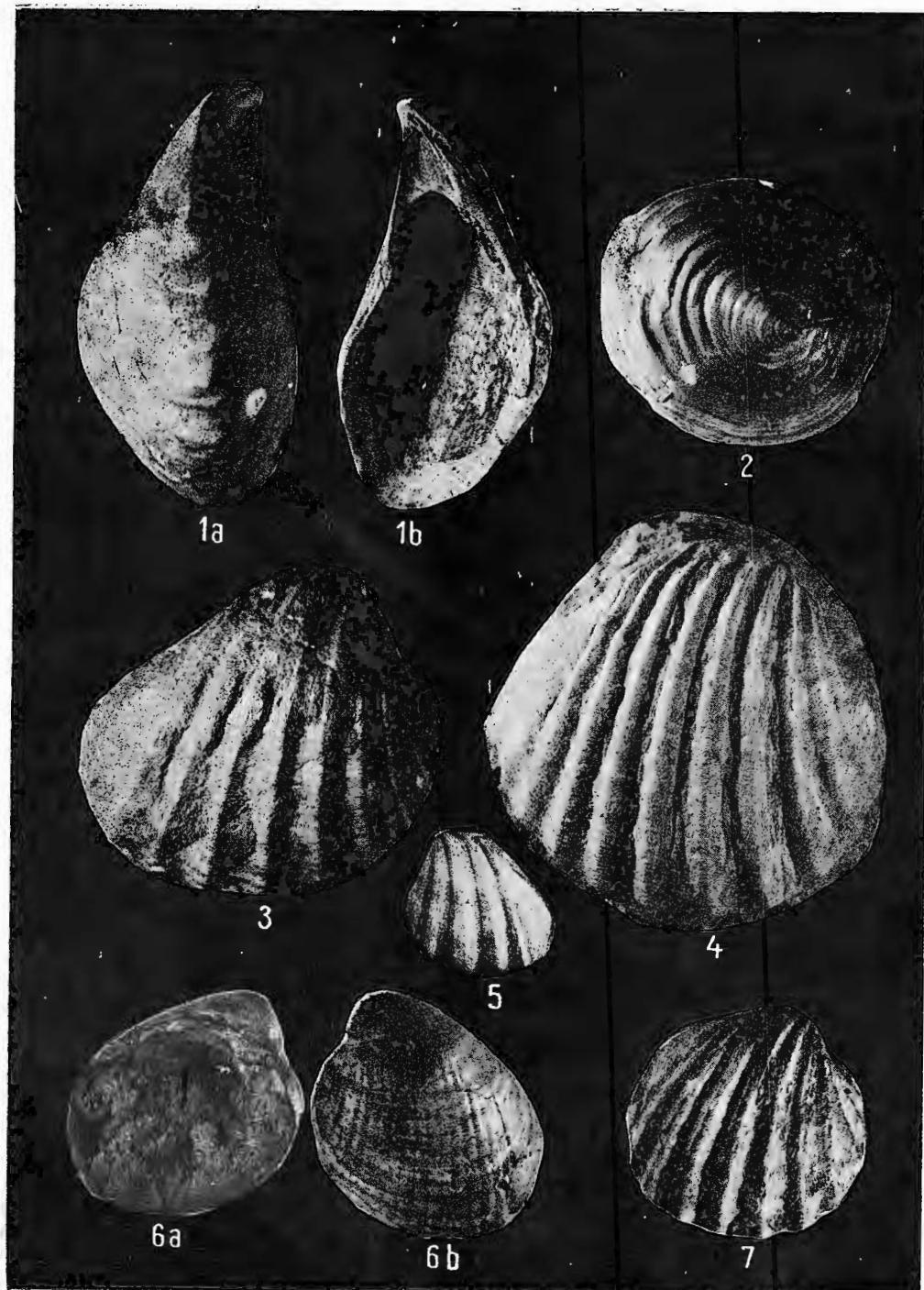
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României



O. ILIESCU et al. Depozitele pliocene dintr-o valea Ialomiței și valea
Dâmboviței. Pl. IV.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României

AL. Z. MANEA, MARIA CHIVU. Formațiunile cretacice din partea de NV
a masivului Bihor. Pl. II.

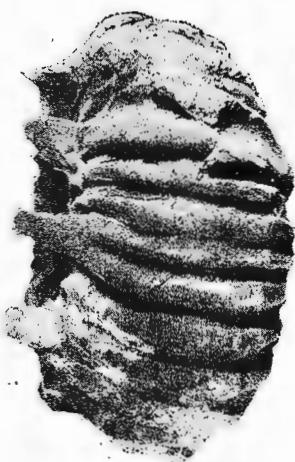


Comitetul de cercetări geologice și geofizice al Academiei Române
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5.



Institutul Geologic al României

AL. Z. MANEA, MARIA CHIVU. Formațiunile cretacice din partea de NV
a masivului Bihor. Pl. III.



1



2

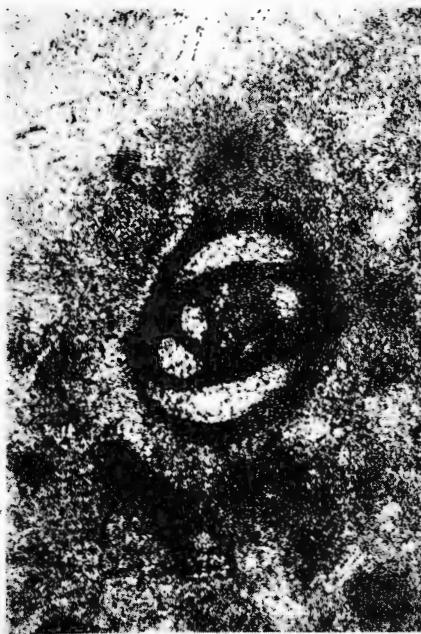
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



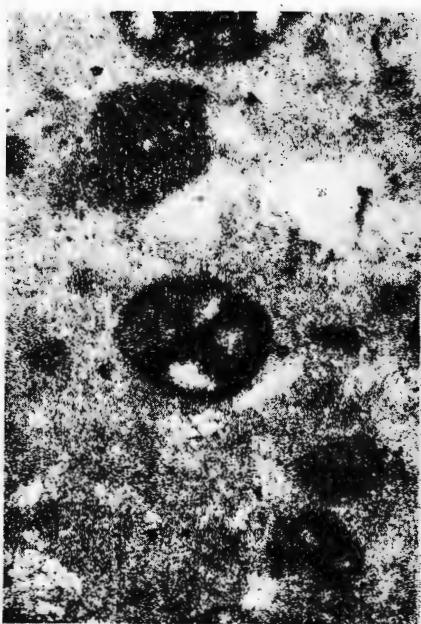
Institutul Geologic al României



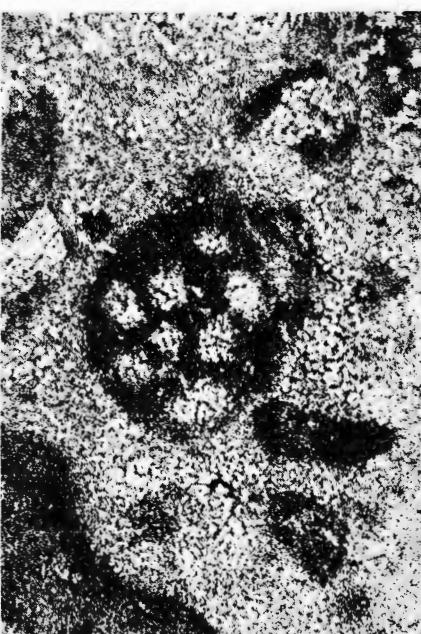
1



2



3



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale sedintelor, vol. LXIV/5

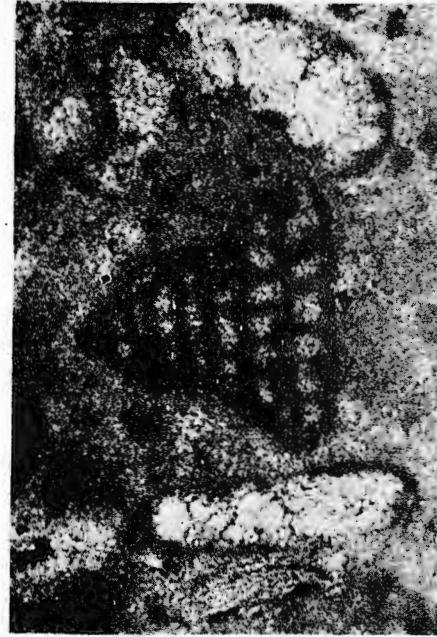


Institutul Geologic al României

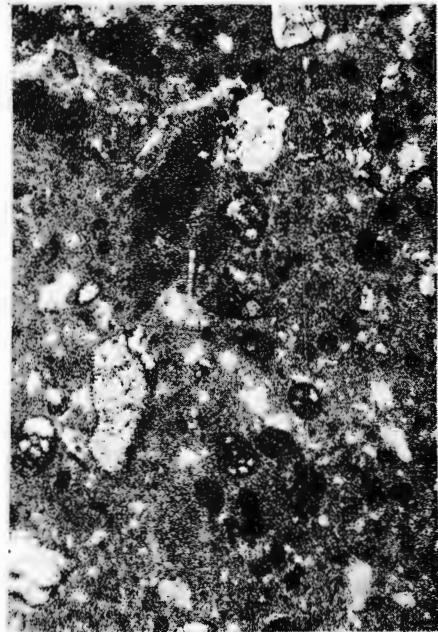
AL. Z. MANEA, MARIA CHIVU. Formațiunile cretace din partea de NV a masivului Bihor. Pl. V.



1



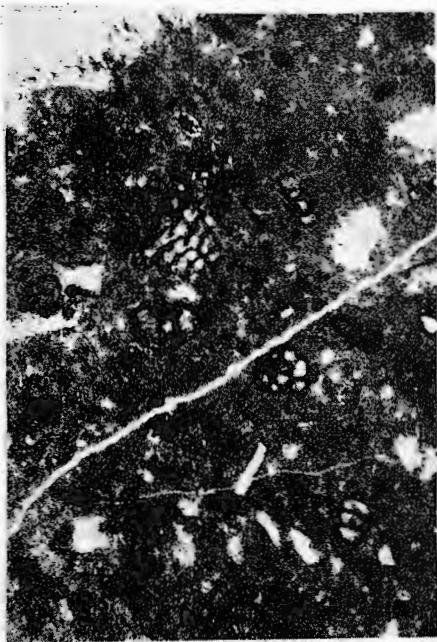
2



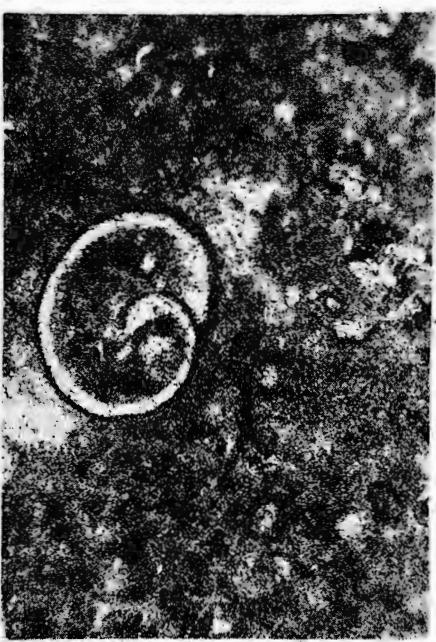
3



4



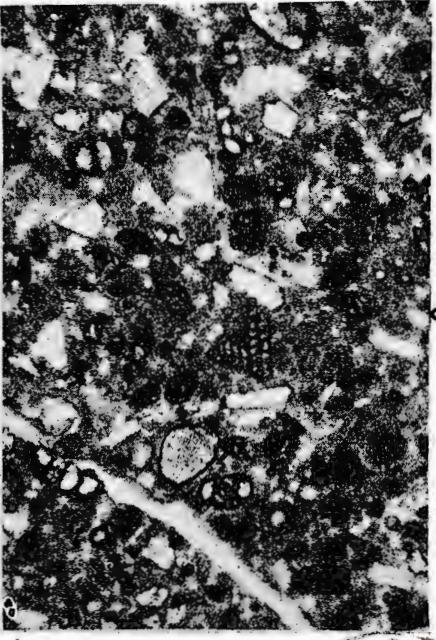
2



4



1



3

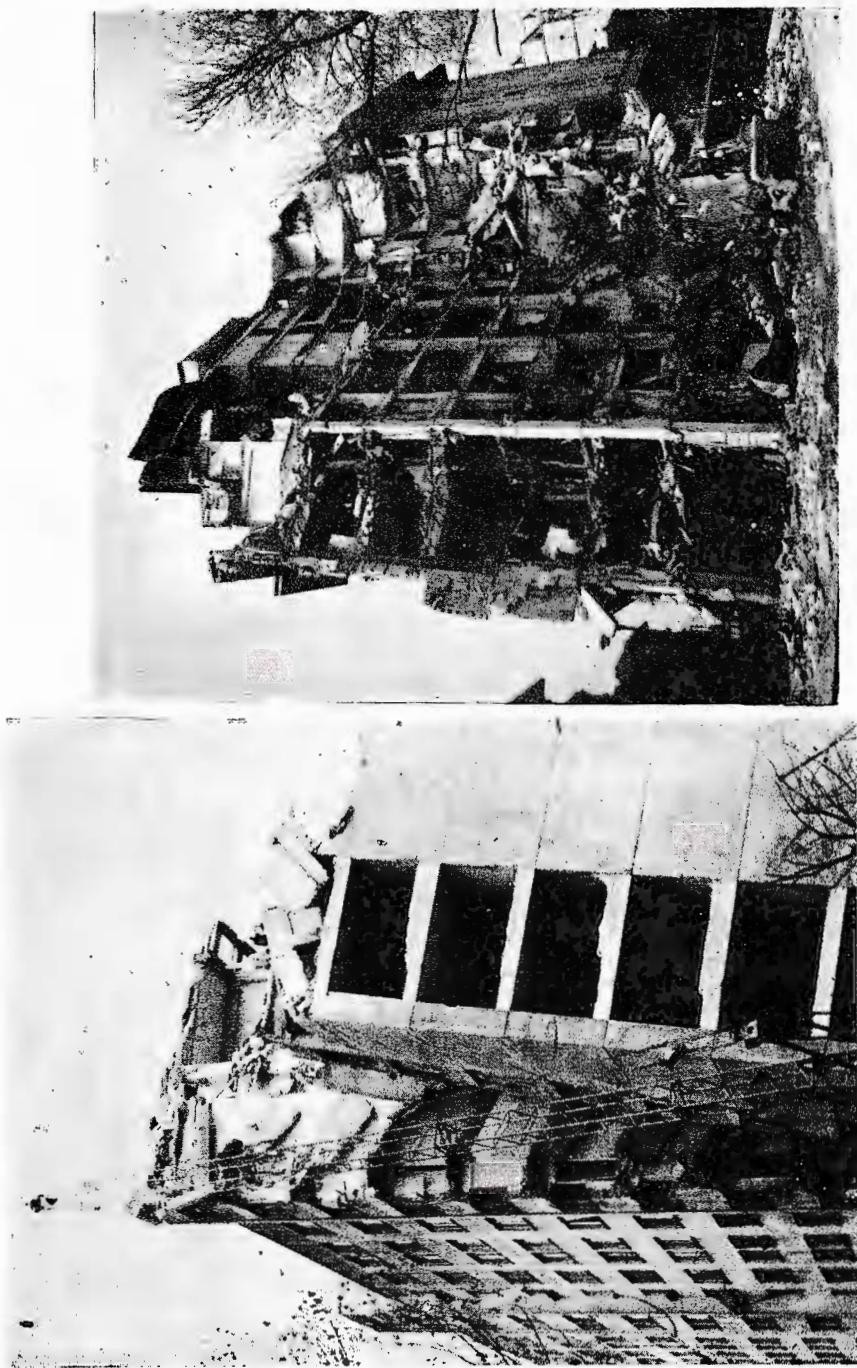




Institutul Geologic al României

D. MORARIU. Le macroérosion du 4 Mars 1977.

Pl. I.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5

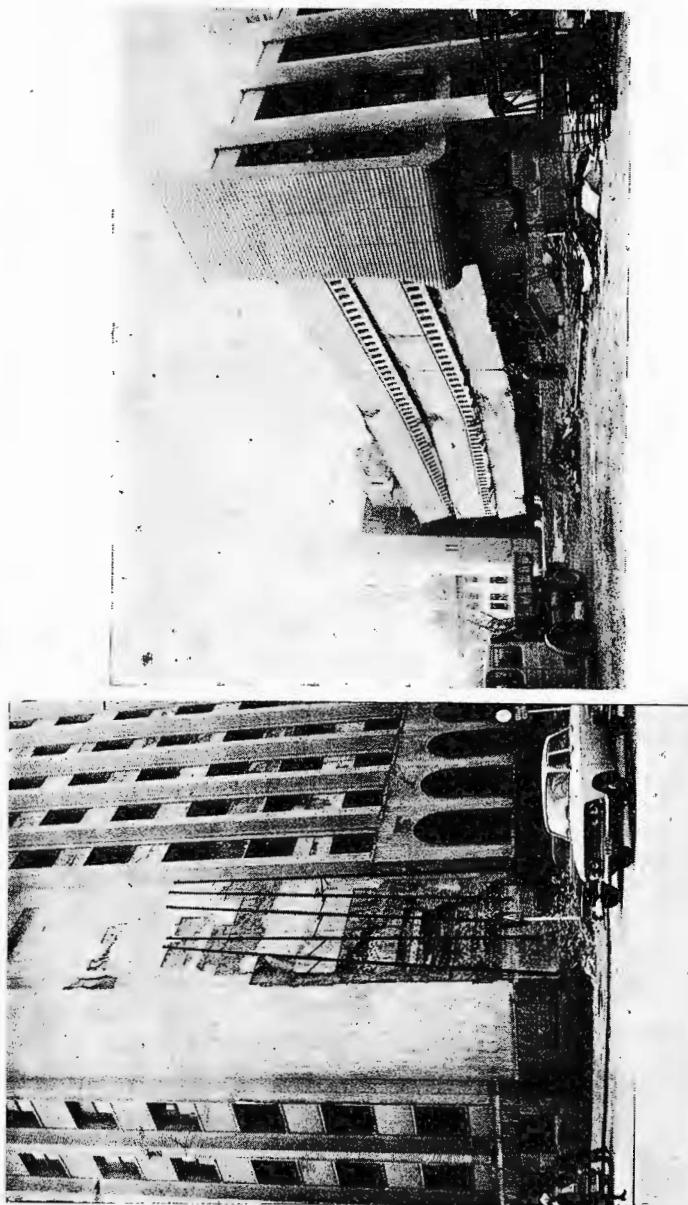


Institutul Geologic al României



D. MORARIU. Le macroséism du 4 Mars 1977.

Pl. II.



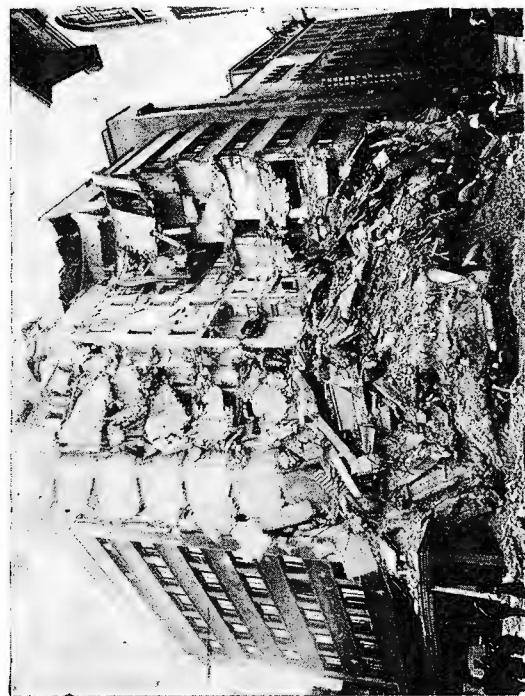
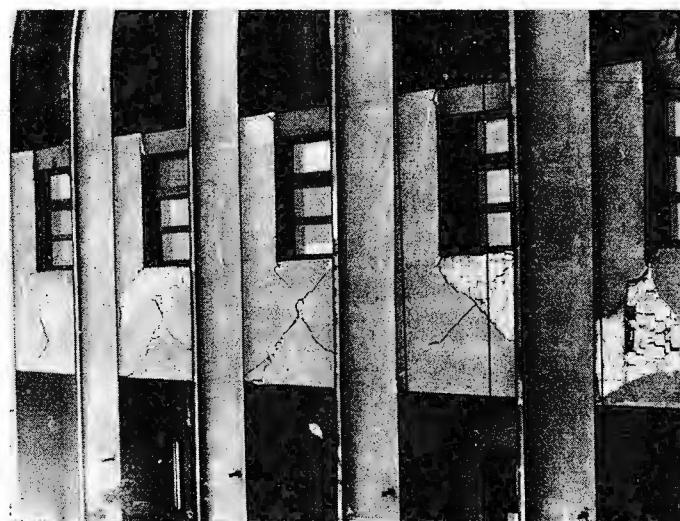
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României

D. MORARIU. Le macroseism du 4 Mars 1977.

Pl. III.



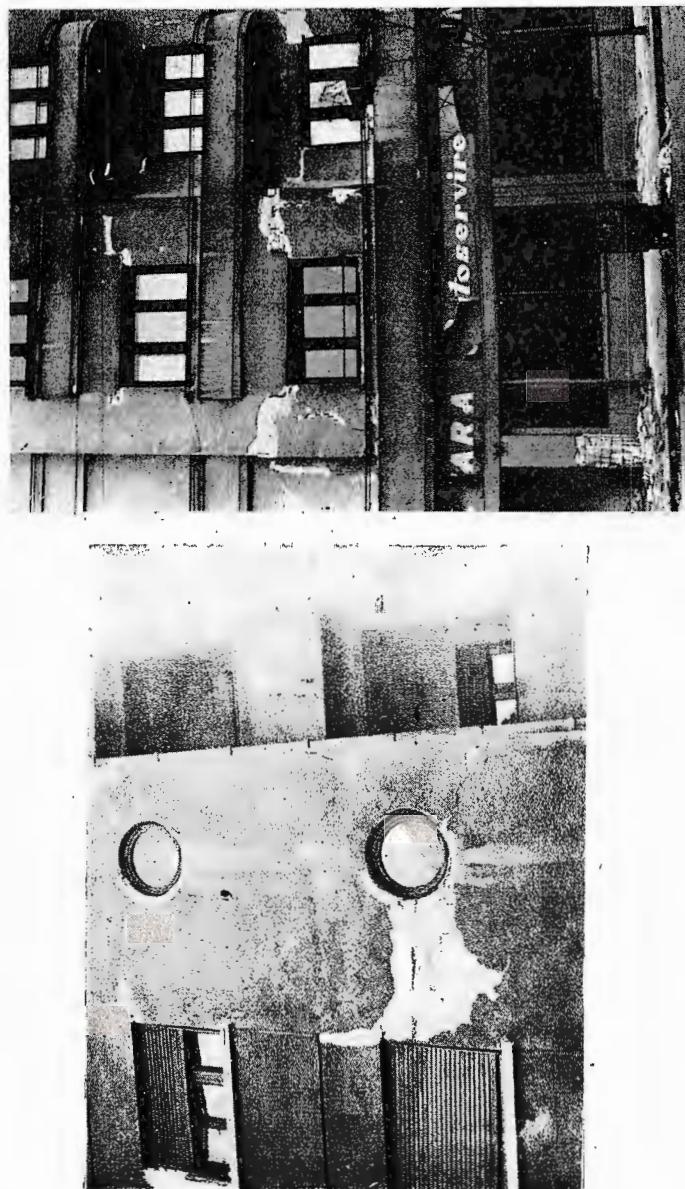
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României

D. MORARIU. Le macroséism du 4 Mars 1977.

Pl. IV.



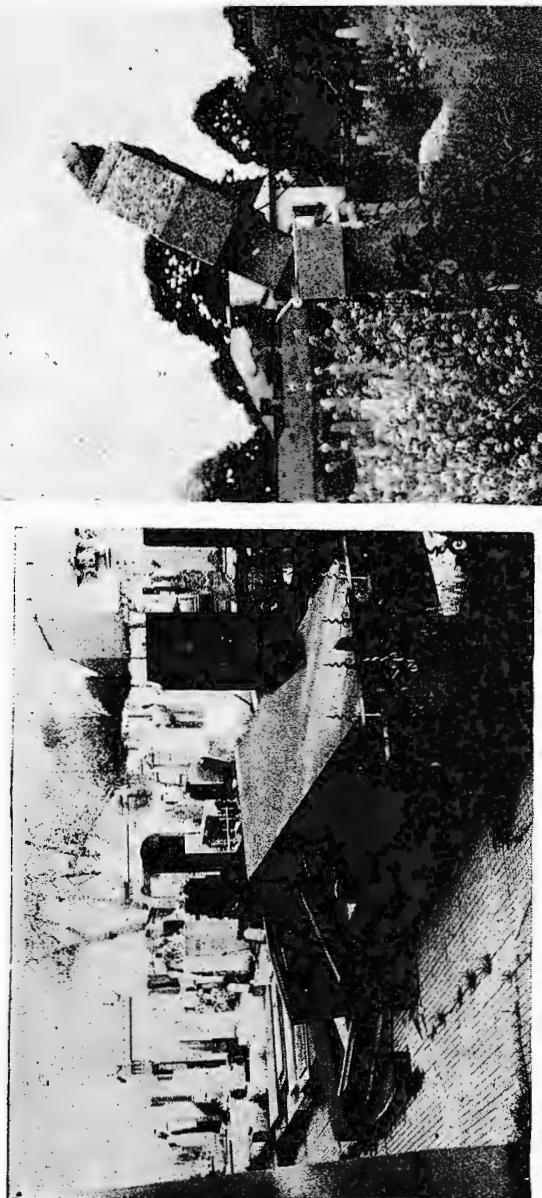
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României

D. MORARIU. Le macroséism du 4 Mars 1977.

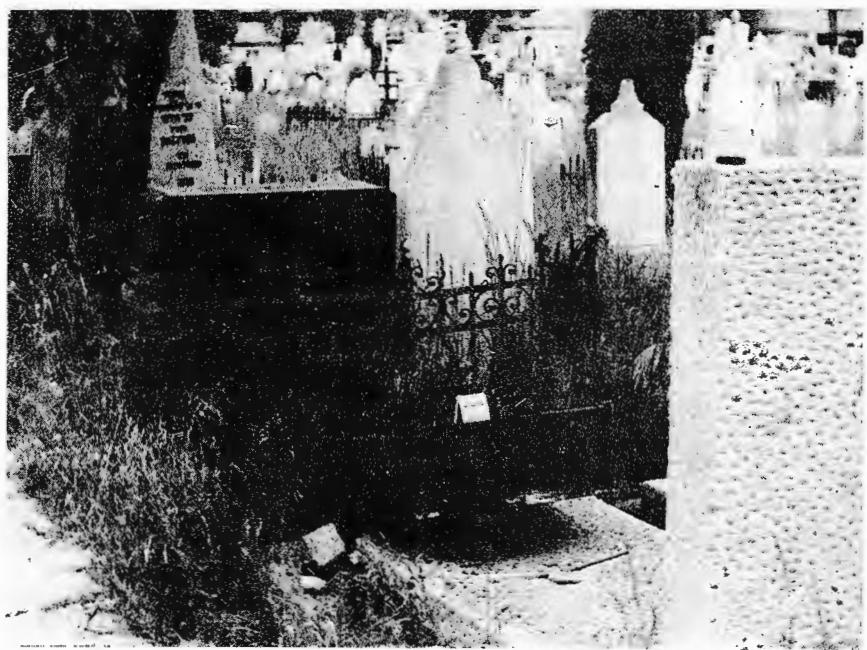
Pl. V.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale sedințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României



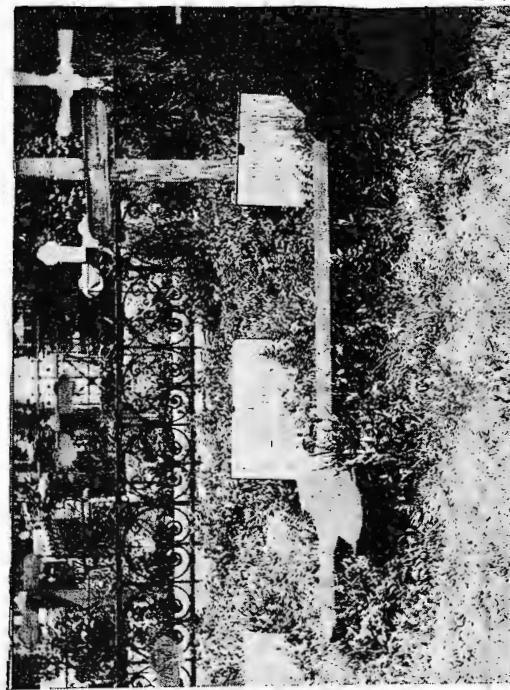
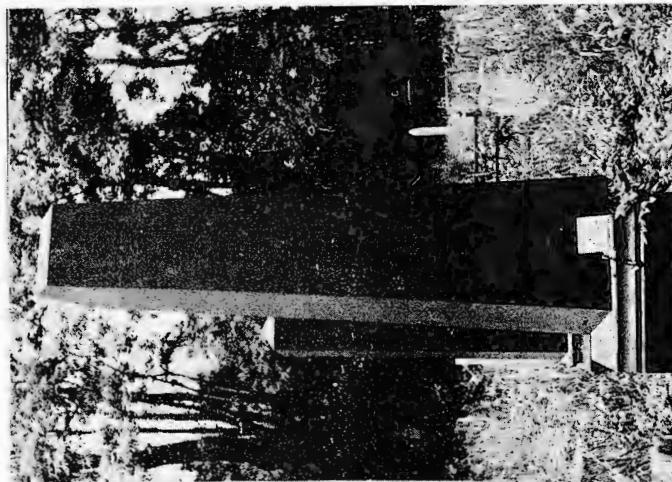
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României

D. MORARIU. Le macroréisme du 4 Mars 1977.

Pl. VII.



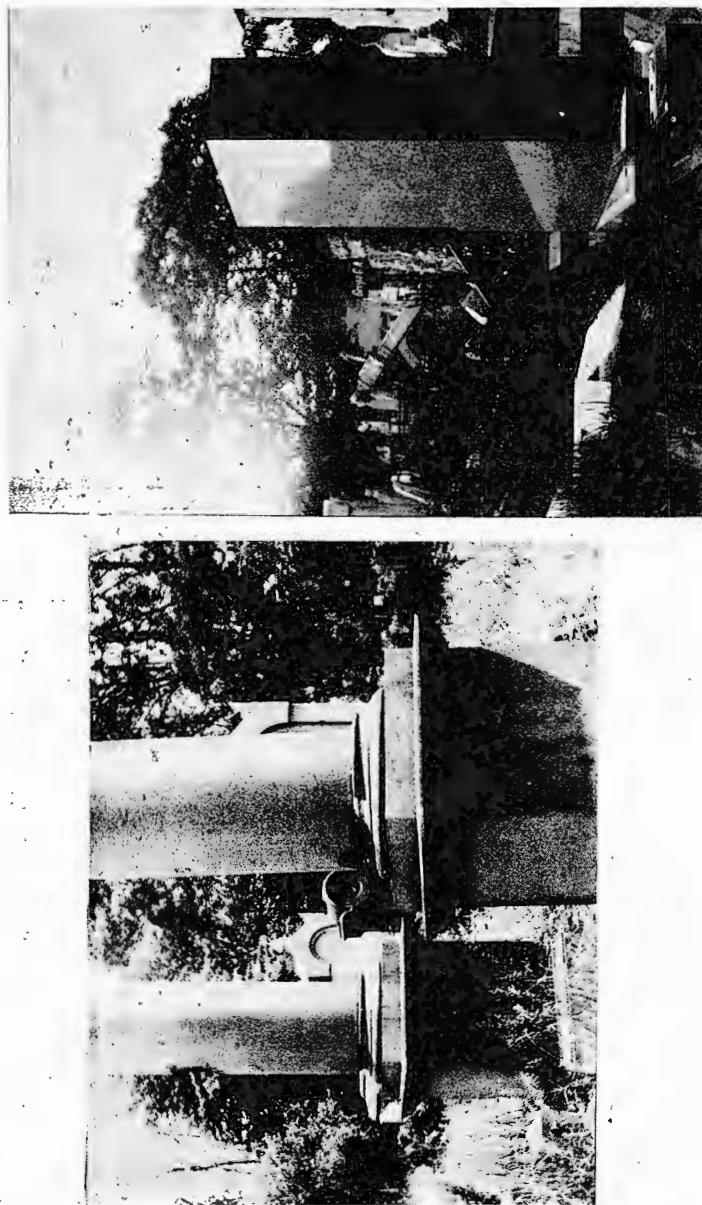
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României

D. MORARIU. Le macroseism du 4 Mars 1977.

Pl. VIII.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României



1

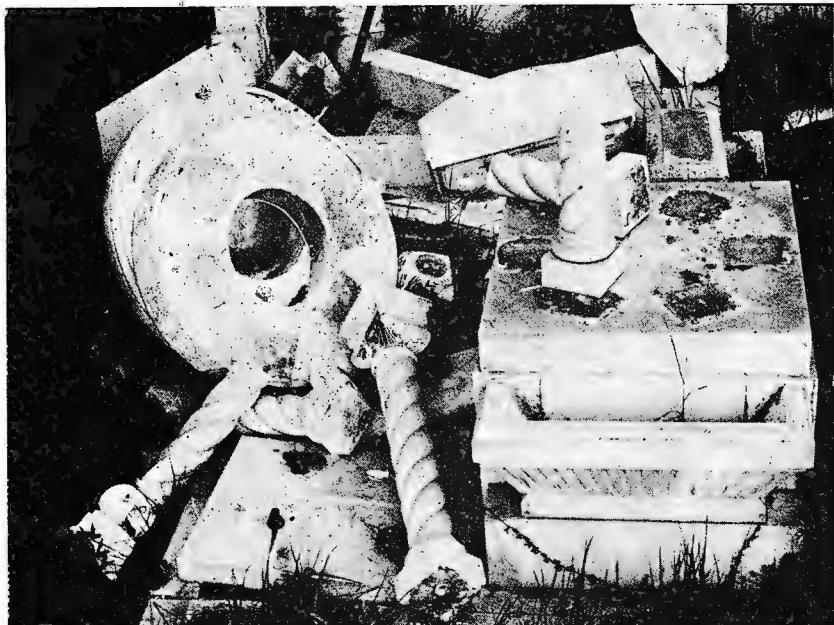


2

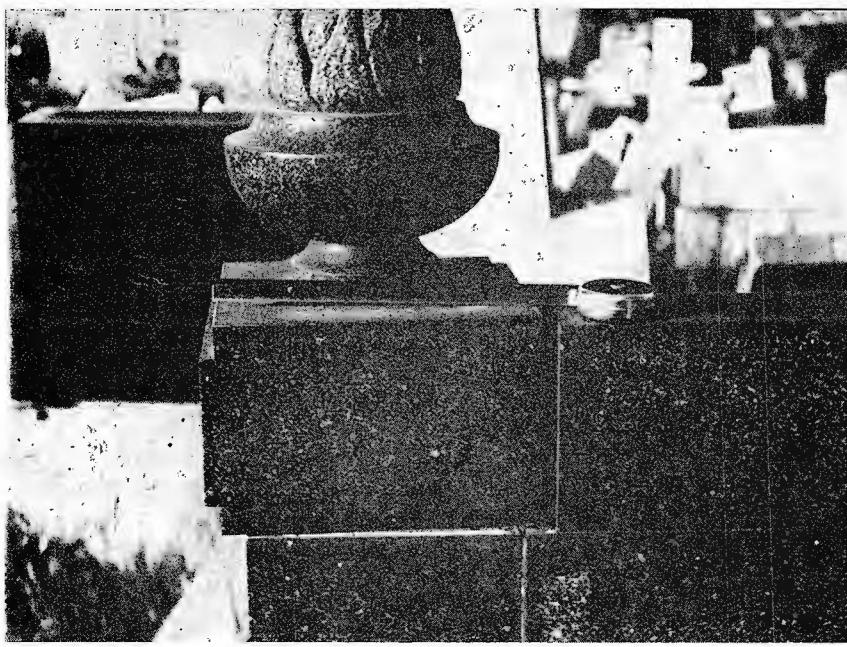
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5.



Institutul Geologic al României



1



2

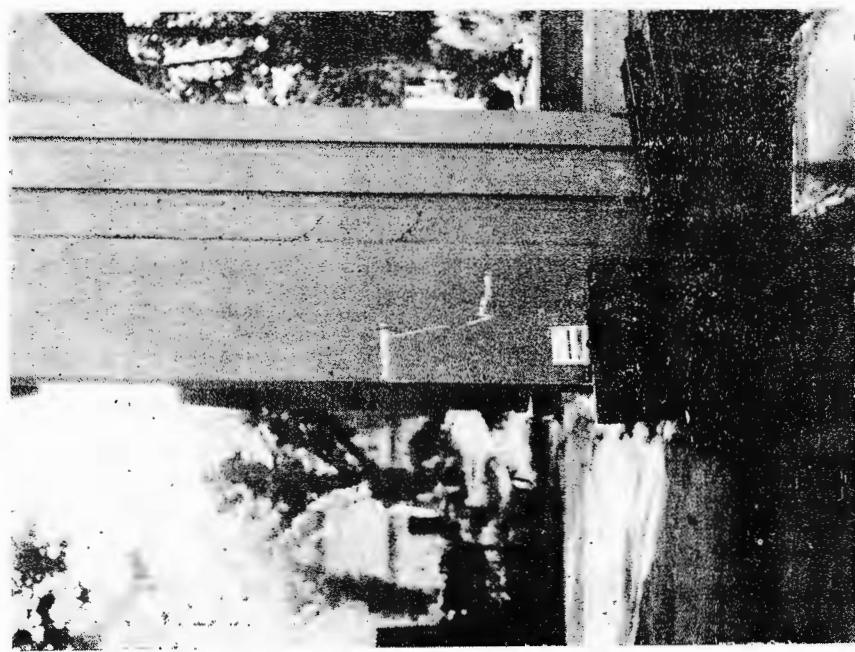
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



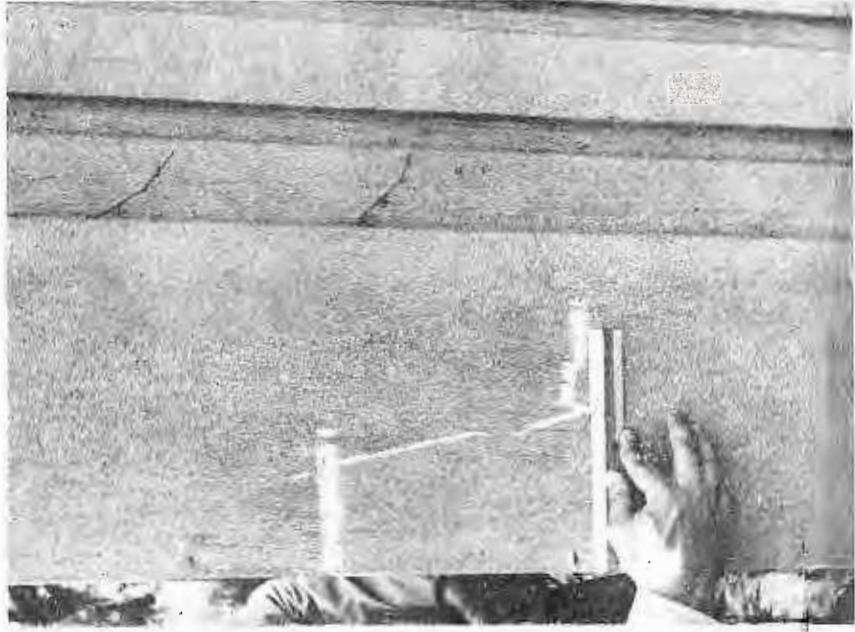
Institutul Geologic al României

D. MORARIU. Le macroséism du 4 Mars 1977.

Pl. XI.



1



2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seismă ale ședintelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României





Institutul Geologic al României

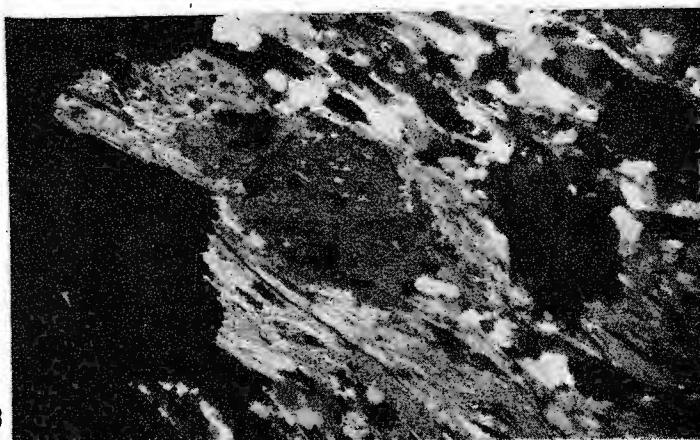
I. L. POPOVICI. Metamorfitele din masivul Iezer-Păpușa și Leaota. Pl. II.



1



2



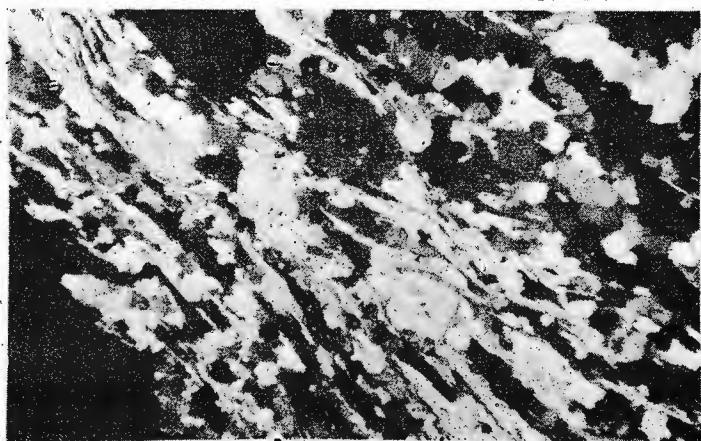
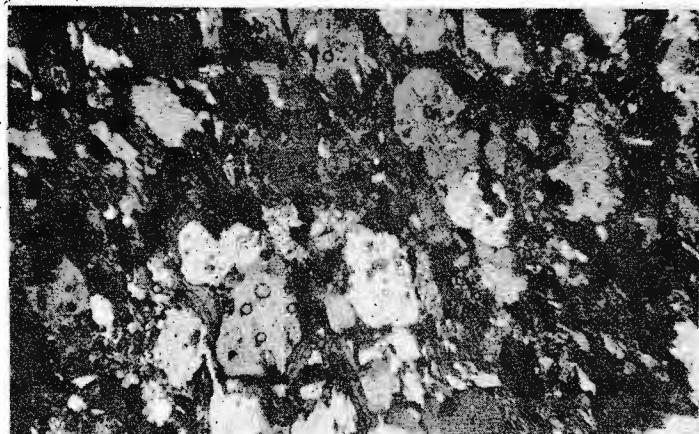
3

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5.



Institutul Geologic al României

I. L. POPOVICI. Metamorfitele din masivul Iezer-Păpușa și Leaota. Pl. III.

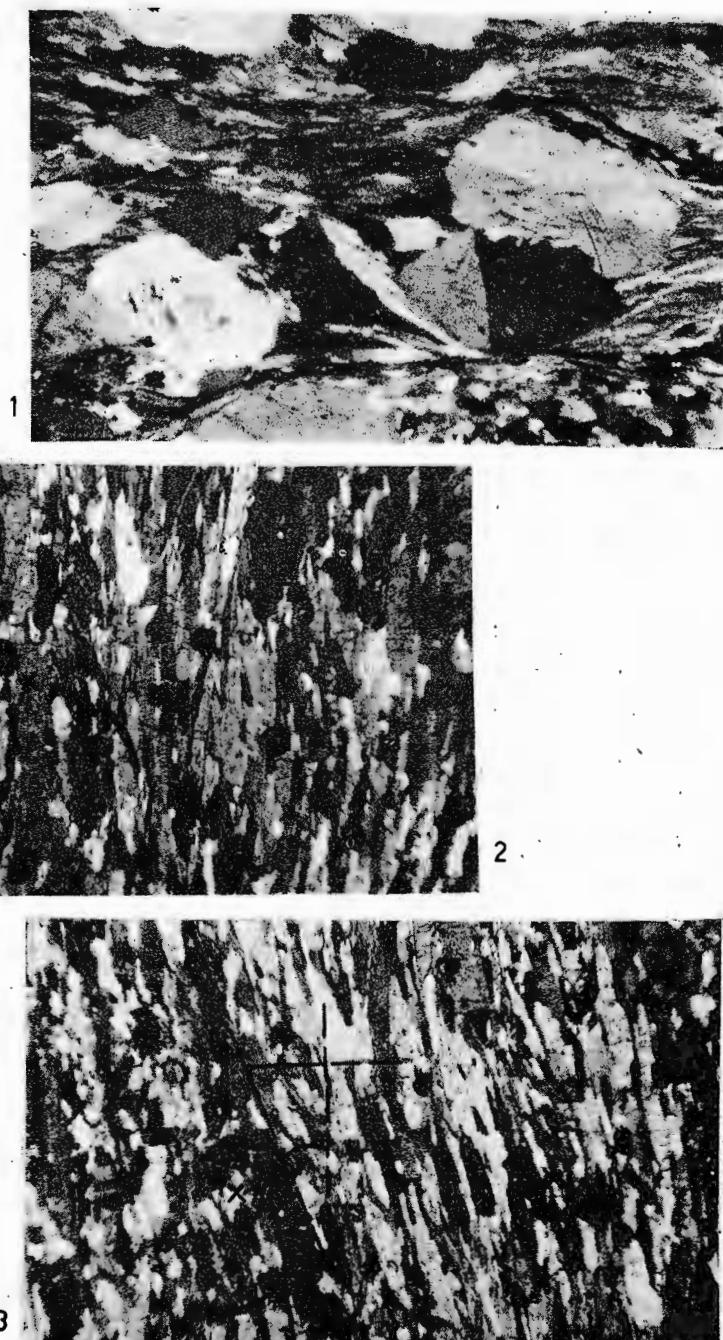


Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședintelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României

I. L. POPOVICI. Metamorfitele din masivul Iezer-Păpușa și Leaota. Pl. IV.

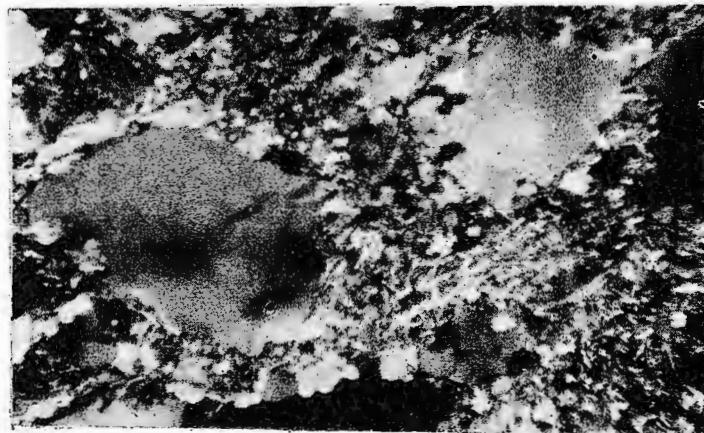


Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5

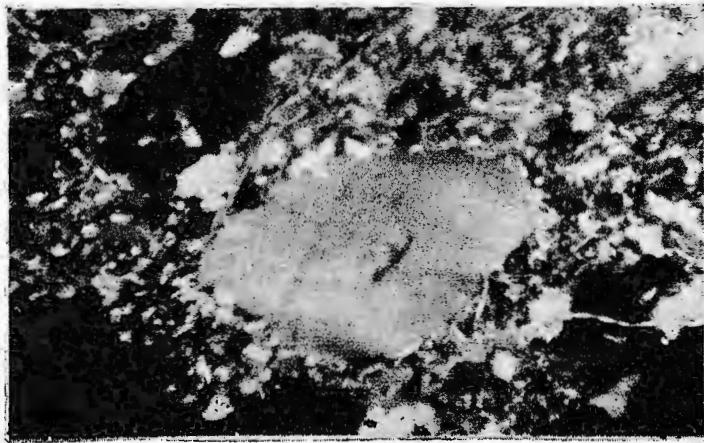


Institutul Geologic al României

I. L. POPOVICI. Metamorfitele din masivul Iezer-Păpușa și Leaota. Pl. V.



1



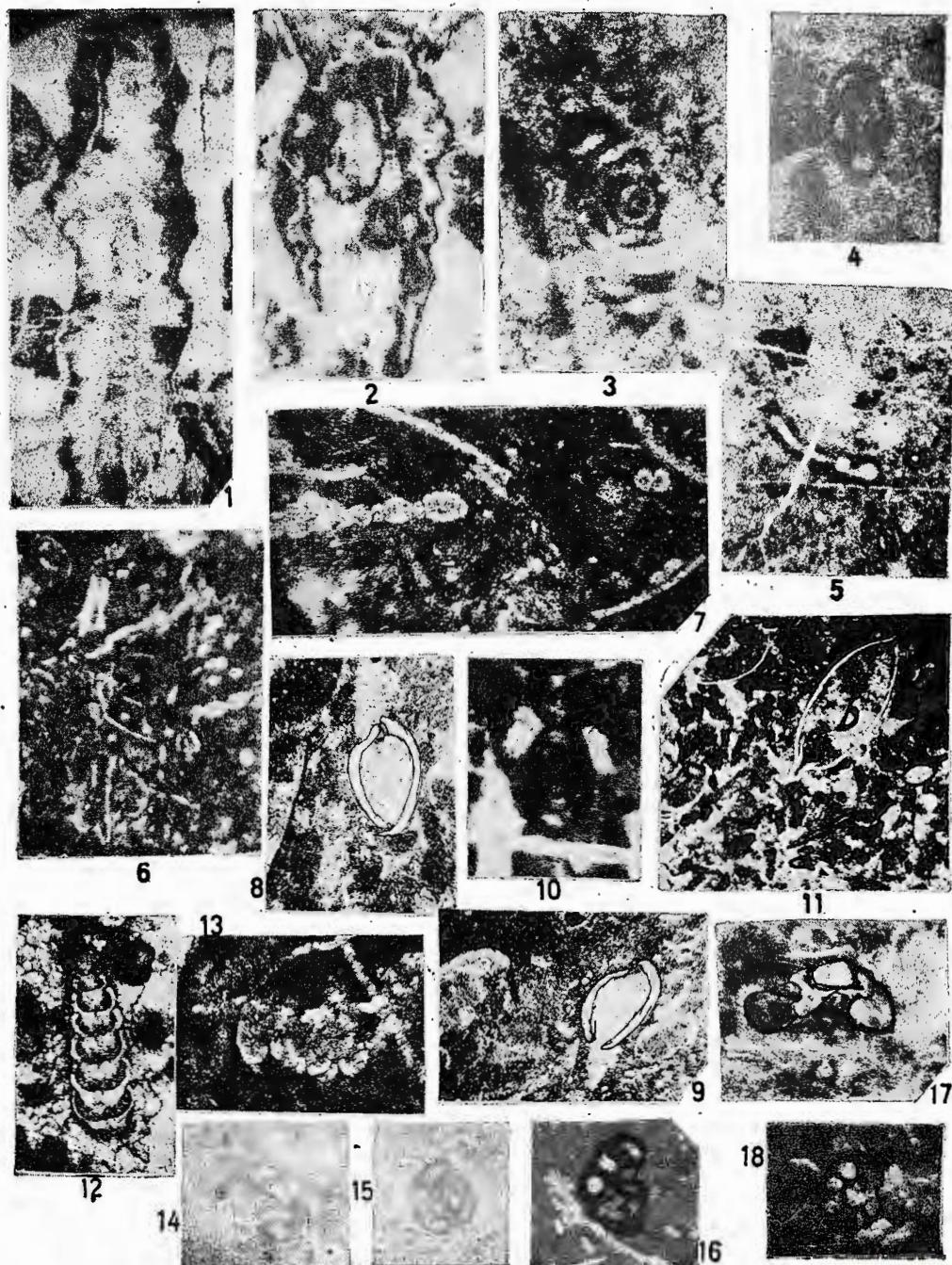
2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României

M. SĂNDULESCU, CAMELIA TOMESCU. Triasic transilvan în sinclinalul Rarău.
Pl. I.



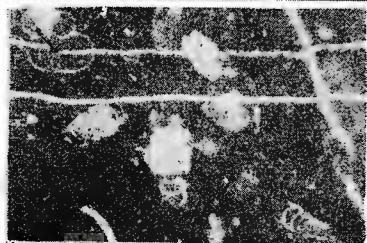
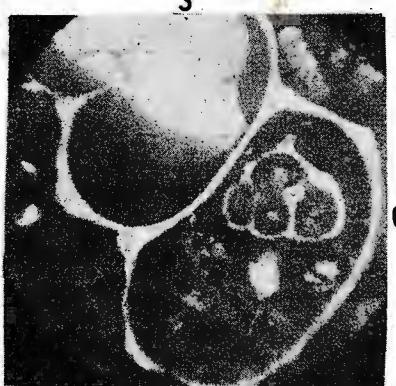
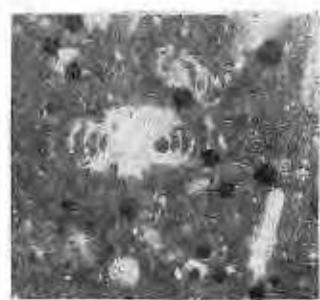
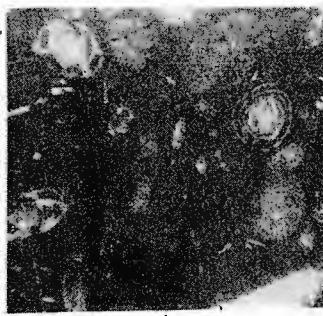
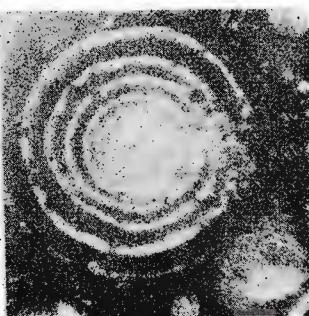
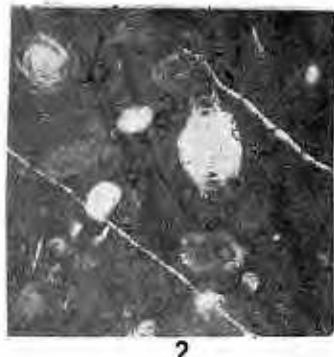
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României



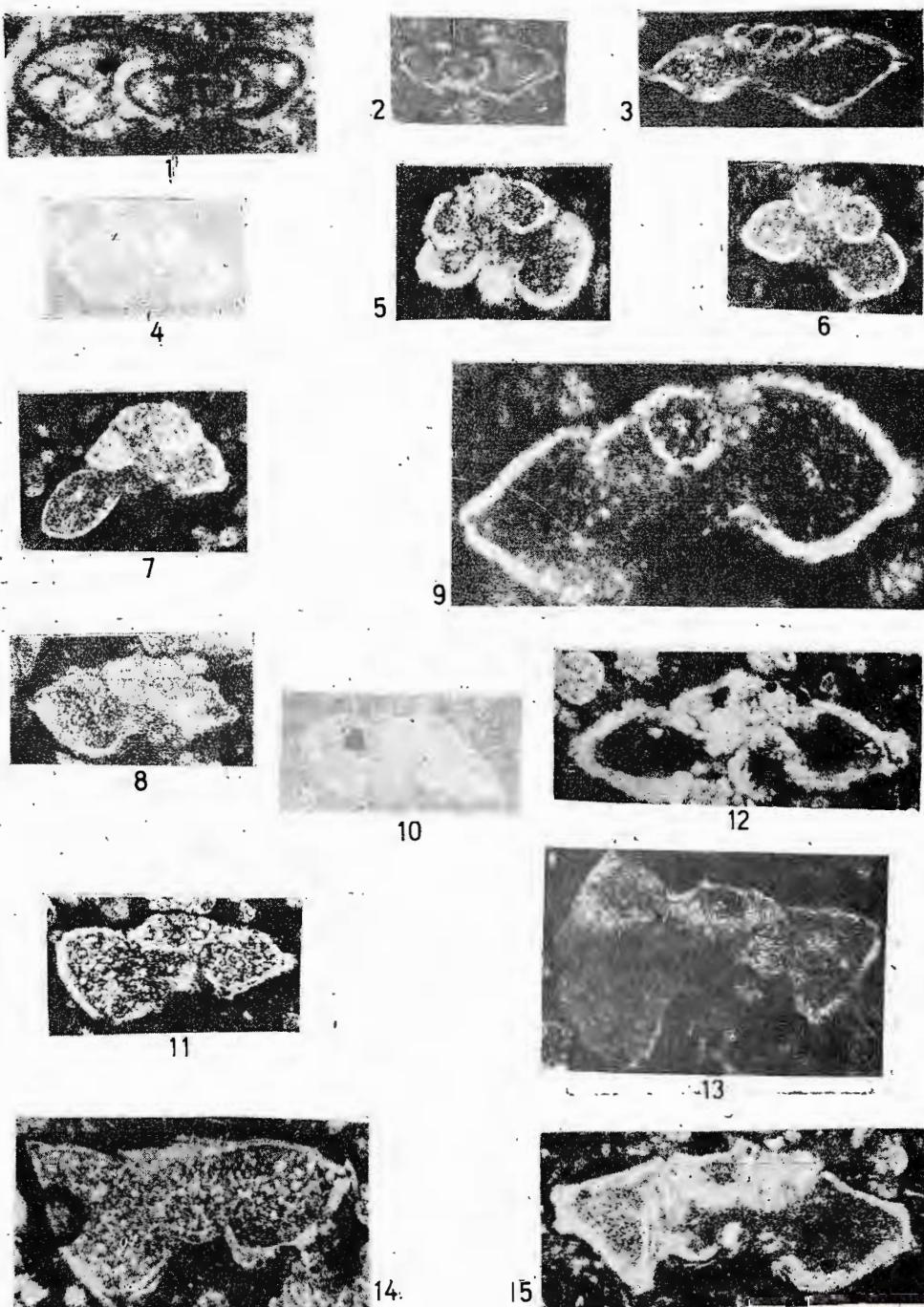
M. SĂNDULESCU, CAMELIA TOMESCU. Triasic transilvan în sinclinalul Rarău.
Pl. II.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5.



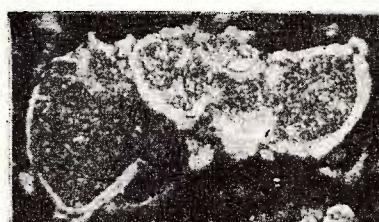
Institutul Geologic al României



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale șediințelor, vol. LXIV/5



Institutul Geologic al României



1



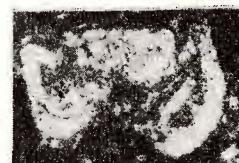
3



2



4



5



7



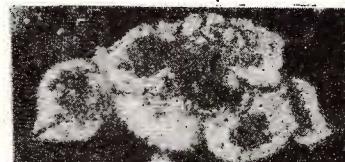
6



9



8



10



11



12



13

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/5

Comptes rendus des séances (Dări de seamă 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 Geofizică - à partir du tome LXI (1975)



Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GEOLOGIE ET DE GEOPHYSIQUE
COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXIV
1976 - 1977

5. TECTONIQUE ET GÉOLOGIE RÉGIONALE



Institutul Geologic al României