

B.I.G

134588

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

Lipă p 33-64

DĂRI DE SEAMĂ  
ALE  
ŞEDINȚELOR

VOL. LXVII  
1979 - 1980

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



BUCUREȘTI  
1982



Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor  
revine în exclusivitate autorilor



Institutul Geologic al României

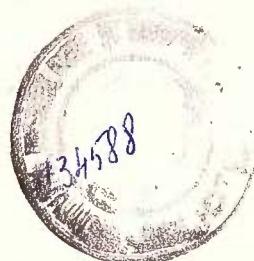
**INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ**

**DĂRI DE SEAMĂ**

A L E  
S E D I N T E L O R

**VOL. LXVII**  
(1979 — 1980)

**5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ**



**BUCUREŞTI**  
**1982**



**Institutul Geologic al României**

## CONTENU

	<u>Page</u>
1. Balintoni I. Structure de la partie nord-ouest du mont Budac et du versant droit de la rivière Negrișoara, en aval du confluent avec le ruisseau Dîrmoxa . . . . .	12
2. Balintoni I., Gheuca I. Structure et lithostratigraphie du secteur occidental du cristallin de Bistrița entre Dorna Arini et Drăgoiasa (Carpathes Orientales) . . . . .	25
3. Balintoni I., Gheuca I. Comentaire sur la carte des unités tectoniques constitutives de la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales, dans la région située entre la vallée de la Putna et le mont Budac	34
4. Bleahu M., Morariu D., Vanghelie I. Note on the metamorphism of Perinian rocks of the Moma Nappe (Codru-Moma Mountains)	37
5. Borda S., Borda Józsefina. Nouvelles données sur la géologie du secteur Valea Mică-Cib (Monts Métallifères) . . . . .	51
6. Bucur C. I., Zirnovan G. Données structurales nouvelles entre „l'alignement diapir” et les volcaniques de la vallée de Gurghiu par la sismométrie non-explosive (Vibroseis) . . . . .	59
7. Bucur C. I., Alexandrescu Madelaine. Contributions à l'étude de la tectonique de la région de Buzău-Ghergheasa-Rimnicu Sărat . . . . .	65
8. Ianu Viorela, Hărtopanu I. Relations entre les formations métamorphiques polycycliques du Plateau Mehedinți . . . . .	67
9. Morariu D. L'anticlinal Rof ou l'antiforme Rof? Débats sur le caractère de la structure Rof. (Les massifs Petreanu-Retezat – le domaine danubien des Carpathes Méridionales) . . . . .	89
10. Morariu D., Morariu Alexandrina. A New Structural Model of the Tarcu-Riul Mare Region (Tarcu, Petreanu, Godeanu Massifs) . . . . .	95
11. Panin Ștefana, Bleahu M., Tomescu Camelia, Mirăuță Elena, Ștefănescu M. Structure of the Vașcău Plateau . . . . .	109
12. Savu H., Hanan H. Les formations paléozoïques métamorphisées situées à l'ouest de Muntele Mic (Banat) . . . . .	133
13. Savu H., Udrescu Constanța, Neacsu Vasilea. Structure and Genesis of the Diabase Complex from the Lunca-Vașcău-Isaccea-Mănăstirea Cocos (North Dobrogea) . . . . .	135
14. Stănoiu I. Subdivisions lithostratigraphiques de la formation néoératique de type olistostrome de la partie nord-ouest du Plateau Mehedinți . . . . .	167

## CUPRINS

	Pag.
1. Balintoni I. Structura părții de NW a muntelui Budac și a versantului drept al râului Negrișoara, aval de confluența cu pîrul Dîrmoxa . . . . .	5
2. Balintoni I., Gheuca I. Structura și litostratigrafia sectorului vestic al cristalinului Bistriței, între Dorna Arini și Drăgoiasa (Carpații Orientali)	15
3. Balintoni I., Gheuca I. Comentariu la harta unităților tectonice constitutive ale zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali, în regiunea dintre valea Putnei și muntele Budac . . . . .	27
4. Bleahu M., Morariu D., Vanghelie I. Note on the metamorphism of Permian rocks of the Moma Nappe (Codru-Moma Mountains) . . . . .	37
5. Borda S., Borda Josefina. Date noi privind geologia sectorului Valea Mică-Cib (Munții Metaliferi). . . . .	45
6. Bucur C. I., Zirnovan G. Imagini structurale noi între linia sării și erupтивul din valea Gurghiului, obținute prin seismometria neexplosivă (Vibroseis) . . . . .	53
7. Bucur C. I., Alexandrescu Madelaine. Contribuții la cunoasterea tectoniciei regiunii Buzău-Gheorgheasa-Rimnicul Sărat . . . . .	61
8. Iancu Viorica, Hărtopanu I. Relations entre les formations métamorphiques polycycliques du Plateau Mehedinți . . . . .	67
9. Morariu D. L'anticlinal Rof ou l'antiforme Rof? Débats sur le caractère de la structure Rof. (Le massifs Petreanu-Retezat – le domaine danubien des Carpathes Méridionales) . . . . .	89
10. Morariu D., Morariu Alexandrina. A New Structural Model of the Tarcu-Rîul Mare Region (Tarcu, Petreanu, Godeanu Massifs) . . . . .	95
11. Panin Stefan, Bleahu M., Tomescu Camelia, Mirăuță Elena, Ștefănescu M. Structure of the Vașcău Plateau . . . . .	109
12. Savu H., Hanan H. Formațiunile paleozoice metamorfozate de la vest de Muntele Mic (Banat) . . . . .	125
13. Savu H., Udrescu Constanța, Neacsu Vasile. Structure and Genesis of the Diabase Complex from the Luncavița-Isaccea-Minăstirea Cocoș (North Dobrogea) . . . . .	135
14. Stănoiu I. Orizontarea formațiunii neocretaceice de tip olistostromă din partea nord-vestică a podișului Mehedinți . . . . .	155
Recenzii . . . . .	169

Redactor responsabil : T. BERZA  
Tehnoredactor : ELENA BANDRABUR  
Traducători : MARIANA BORCOŞ, ADRIANA BĂJENARU  
Ilustraţia : V. NIȚU

---

Dat la cules : martie 1982. Bun de tipar : septembrie 1982  
Tiraj 700 ex. Hirtie scris IA. Format 70×100/56 g.  
Colt de tipar : 10 3/4  
Comanda 599. Pentru biblioteci îndicile de clasificare : 55(058).

---

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



Institutul Geologic al României

## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### STRUCTURA PĂRȚII DE NW A MUNTELUI BUDAC ȘI A VERSANTULUI DREPT AL RÂULUI NEGRISOARA, AVAL DE CONFLUENȚA CU PÎRÎUL DÎRMOXA<sup>1</sup>

DE

ION BALINTONI<sup>2</sup>

*Overthrust nappe. Alpine tectonics. Lithostratigraphy. Tectogenesis. Post-paroxysmal deformations. East Carpathians. Crystalline-Mesozoic zone. Neagra Broștenilor-Budacu zone.*

#### Abstracăt

Structure of the North-Western Part of the Budac Mountain and the Right Bank of the Negrișoara River, Downstream the Confluence with the Dîrmoxa Brook. The mapped region consists of three Meso-Cretaceous overthrust nappes: the Iacobeni (=Rodna?) Nappe, the Pietrosu Bistriței Nappe and the Putna Nappe. The ensemble formed of the Pietrosu Bistriței and Putna nappes shows a frontal complication, being doubled. The lower doubled part is called the Bârnărel Unit. After the Austrian paroxysmal phase, when the above-mentioned overthrust nappes were emplaced, at least three deformation, post-paroxysmal, uncoaxial phases of decreasing intensities took place, generating most of the plicative structures which are visible today within the Crystalline-Mesozoic zone of the East Carpathians.

Lucrarea de față face cunoscute rezultatele cercetărilor întreprinse în vara anului 1979, la sud de rîul Neagra Broștenilor. Structurile majore conturate mai la nord (Balintoni, Gheuca, 1977, 1978) se continuă și în această arie, iar mărirea treptată a suprafeței cartate permite o mai bună precizare și o mai largă generalizare a unor observații. Perimetruл la care se referă harta noastră a beneficiat de preocupările puținor geologi, lucrările de referință aparținând lui Savul (1938) și Rîsa (1966).

<sup>1</sup>: Predată la 10 aprilie 1980, acceptată pentru publicare la 26 aprilie 1980, comunicată în ședință din 16 mai 1980.

<sup>2</sup>: Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



## I. Unitățile tectonice mezocretacee, ale cătuirea lor litostratigrafică

Structura acestei părți a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali se caracterizează prin aflorarea a trei pinze de șariaj din sistemul central est-carpatic, ce iau contact prin plane de forfecare care au fost atribuite tectogenezei paroxismale austrice : pînza de Iacobeni (=Rodna ?), pînza de Pietrosu Bistriței și pînza de Putna.

1. *Pînza de Iacobeni (= Rodna ?)*. Apare la zi în partea de NW a regiunii, oprindu-se spre vest într-o falie, în fereastră tectonică din aval de confluența rîului Negrișoara cu rîul Neagra Broștenilor și în bazinul pîriului Cristișor, affluent dreapta al Negrei Broștenilor. Propunem pentru prima fereastră numele de Ulm după pîriul cel mai important care o străbate, iar pentru cea de a doua, numele de fereastră Cristișor. Se observă că pe la izvoarele Cristișorului, pînza de Iacobeni (= Rodna ?) se continuă și în bazinul superior al rîului Borca.

Pînza de Iacobeni (= Rodna ?) este constituită din roci ale seriei de Rebra, deschise pe cea mai mare grosime în fereastră Cristișor. Dintre orizonturile seriei de Rebra descrise în această parte a munților Bistriției (B a l i n t o n i, G h e u c a, 1977) întlnim : calcarele cu silicati, în fereastră Cristișor și la Dirmoxa ; orizontul carbonat-amfibolic în toate trei secțoarele de aflorare a pînzei de Iacobeni (= Rodna ?) ; orizontul terigen superior, foarte subțire în fereastră Ulm, gros și ocupînd majoritatea fereestrei Cristișor. În legătură cu caracterele litostratigrafice ale celor trei orizonturi reținem : calcarele cu silicati sunt intersectate doar la partea lor superioară ; orizontul rocilor carbonat-amfibolice, față de zona nordică, arată în fereastră Cristișor schimbări importante de facies și grosime, care constau în : subțierea foarte drastică a nivelului principal și superior de amfibolite, ce poate merge pînă la efilare ; substituția rocilor amfibolice prin cuarțite negre cu filme de silicati calcici și prin gnais ; apariția frecventă de benzi și lentile de roci carbonatice în asociație cu cuarțite negre și cu gnaisele. În fereastră Cristișor, orizontul terigen superior începe cu un nivel gros de gnais slab micacee, care macroscopic se asemănă mult cu paragnaisele cuarțitice cu biotit ale seriei de Negrișoara. De aceea în versantul drept al Cristișorului, trasarea planului de șariaj dintre pînzele de Iacobeni (= Rodna ?) și de Pietrosu Bistriției s-a făcut cu dificultate. Micașisturile care urmează peste gnais sunt puternic retromorfozate, și capătă prin aceasta un aspect filitic. Ele au o foliație perfectă, granulație foarte fină, luciu argintiu pe fețe, conferit de muscovitul de neoformație foarte mărunt, o alterație ruginie specifică, și din loc în loc, în masa lor se întlnesc cristale mari de pirită idiomorfă. Micașisturile retromorfe pot fi ușor confundate cu filite slab metamorfozate. Cît de înșelător poate fi acest aspect, în raport cu gradul de intensitate al metamorfismelor prehercine prin care a trecut seria de Rebra, rezultă din faptul că, gnaisele subiacente micașisturilor retromorfe conțin sillimanit format pe seama biotitului, iar parageneza anteroiară celei cu sillimanit conține staurolit.



*2. Pinza de Pietrosu Bistriței.* Pinza de Pietrosu Bistriței este bine reprezentată în regiune și ocupă cea mai mare parte a suprafeței cartate. Ea este alcătuită din roci ale seriei de Negrișoara, riurile Negrișoara și Neagra Broștenilor deschizind cele mai complete profile prin această serie. Partea inferioară a seriei de Negrișoara include orizontul paragnaiselor cuarțitice cu biotit, o secvență monotonă de roci terigene, iar partea ei superioară are în componență și aici, gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței, ale căror particularități remarcabile au fost pe larg discutate de Bâlintoni și Vasiliu Negrișor (1978). și în rocile seriei de Negrișoara, se observă o trecere treptată de la caracter mezozonale la partea lor inferioară, întru totul asemănătoare cu cele ale seriei de Rebra, la caracter epizonale spre partea lor superioară. Acest fenomen, se datorează ca și în cazul seriei de Rebra, unui intens retromorfism hercinic. Întrărât de Negrișoara, în paragnaisele cuarțitice cu biotit se urmărește un nivel de roci carbonatice, interesant ca reper structural într-o arie atât de complicată din punct de vedere tectonic. Atragem atenția că în acest perimetru, gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței se mențin cu grosimi mari la vest de ceea ce s-a considerat a fi „marele dyke”, iar corpul superior de gnaise porfiroide îl intrece în grosime pe cel inferior; este o situație inversă celei dintre Neagra Broștenilor și Zugreni.

*3. Pinza de Putna.* Unitatea tectonică superioară pînzei de Pietrosu Bistriței are în constituție roci ale seriei de Tulgheș, a cărei litostratigrafie și structură pune în acest sector probleme speciale nerezolvate pînă în prezent. Față de gradul de detaliere a seriei de Tulgheș, la care s-a ajuns în cuprinsul sinclinoriului de pînze Rarău, cunoașterea seriei de Tulgheș în bazinul superior al rîului Neagra Broștenilor poate fi calificată drept sumară. Din acest motiv am figurat pe hartă seria de Tulgheș nedivizată.

## II. Particularități ale pîzelor de șariaj mezocretacice

Principalele particularități ale pîzelor de șariaș mezocretacice în aria descrisă sunt:

1. Grosimile mici și variațiile rapide ale acestor grosimi;
2. Absența cuverturilor sedimentare;
3. Structurile interne slab exprimate;
4. Alcătuirea fiecărei pînze din cîte o singură serie cristalină;
5. Intensul retromorfism hercinic al părților superioare ale seriilor cristaline componente.

## III. Complicații ale pîzelor de șariaj mezocretacice

După cum rezultă din hartă, pînzele de Pietrosu Bistriței și de Putna prezintă unele complicații, care constau în dublări și solzificări. Dublarea ansamblului — pînza de Pietrosu Bistriței plus pînza de Putna — a fost descrisă de noi sub numele de „unitatea de Bărnărel”. În ultimul articol care ia în discuție și problema respectivă (Bâltoni, 1981), se face supozitia că este vorba de o complicație frontală a acestui ansamblu.

produsă în timpul punerii în loc a pînzei de Pietrosu Bistriței. Trebuie să se rețină că limita vestică a planului, după care s-a produs forfecarea celor două pînze, face o curbură puternică spre vest, cam în lungul cursului Negrei Broștenilor, dublarea fiind prezenta deja în versantul stîng al pîriului Cristișor. Amploarea acestei curburi este de cel puțin cinci km, și consecința imediată constă în creșterea suprafeței unității de Bărnărel. La sud de Neagra Broștenilor corpul superior de gnais porfiroide de Pietrosu se îngroașă foarte mult, în timp ce corpul inferior se subțiază și devine fragmentar. Este posibil ca inflexiunea spre vest a limitei vestice a planului de dublare să fie în relație cu acest fenomen, deoarece și la nord de Zugreni, unde corpul inferior de gnais porfiroide se subțiază mult, limita vestică a planului de dublare pare a se curba spre vest. În versantul stîng și la izvoarele Cristișorului se conturează de asemenea doi solzi, cel nordic cu amploare mai mare. Vergența acestor solzi probabil să fie estică, dar imaginea lor cartografică incompletă face nesigură presupunerea de mai sus.

#### IV. Tectonica plicativă și disjunctivă post-paroxismală

Este posibil să decelăm actualmente structuri plicative post-paroxismale și în terenurile alcătuite exclusiv din metamorfite. Chestiunea fazelor tectogenetice pre-paroxismale, paroxismale și post-paroxismale care au deformat zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali, a fost pe larg analizată de Săndulescu (1975) în lucrarea sa asupra geologiei sinclinalului Hăgħimāš. Autorul citat demonstrează că există cel puțin două momente de deformare post-paroxismale, care ar putea să corespundă tectogenezelor laramică și respectiv savică sau stircă, și că, structurile rezultate din aceste deformări nu sunt coaxiale cu cele paroxismale.

Datele de teren obținute de noi pînă în prezent arată că, în cuprinsul părții centrale a zonei cristalino-mezozoice se pot separa trei faze deformaționale post-paroxismale, cu axe neparalele și de amplitudini diferite.

1. Cea mai veche fază tectogenetică post-paroxismală este cea care a generat în partea de est a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali sinclinoriul de pînze Rarău. Sinclinoriul de pînze Rarău, care are o structură internă complicată, se racordează spre vest, în lungul versantului drept al rîului Bistrița, cu un antielinoriu, care se întinde pînă la marginea de vest a zonei cristalino-mezozoice. În lungul boltirii anticlinale Giumentă-Valea Seacă (Bălintoni, Gheluca, 1979), care marchează acest racord, se observă clar că, planele de șariaj ale tuturor pînzelor central est-carpatică sunt cutate solidar, îmbrăcind alura structurilor majore menționate. În consecință, cea mai veche vîrstă care poate fi atribuită acestei faze tectogenetice ar fi cel mult penecontemporană fazei tectogenetice paroxismale austrice. Totodată, în axul sinclinoriului de pînze Rarău se păstrează resturi ale cuverturii sedimentare post-austrice, vracono-cenomaniene (Săndulescu, 1976). În această situație trebuie să admitem, fie o a două fază de cutare post-paroxismală, cretacic-superioră, care a reluat și accentuat structurile celei penecontemporane aus-

trice, fie că generarea sinclinoriului de pînza Rarău se datorește în întregime fazei post-paroxismale cretacic-superioare (laramice?). Amplitudinea cutelor acestei faze se situează între 1000 și 2000m, cum se poate deduce din luarea în calcul a bazei pînzei de Putna spre exemplu; în sinclinoriul de pînze Rarău baza pînzei de Putna nu a fost întlnită în unele foraje, care puse la cote de 600—800 m au mers pînă la 1100 m, în timp ce în muntele Giumentău, baza aceleiași pînze apare în jurul altitudinii de 1700 m. În calculul amplitudinii trebuie însă să ținem cont de faliile direcționale, care prin ridicarea compartimentelor vestice (cele inverse), sau prin coborârea compartimentelor estice (cele normale) o fac aparent mai mare decât este în realitate.

2. Cea de a doua fază tectogenetică post-paroxismală a generat structuri oblice în raport cu ale precedentei. În regiunea cartată ea este pusă în evidență de axul lung al ferestrei Cristișor, care este paralel cu axul sinclinalului Glodu. Sinclinalul Glodu se prelungeste spre sud-est în sectorul Hărălgia, constituit dintr-un important petec de acoperire al pînzei de Putna, iar mai departe se întlnesc petecele de acoperire ale pînzei de Rarău din stînga Bistricioarei, care reprezintă terminația spre nord-vest a sinclinalului de pînze Hăghimaș (de fapt tot un sinclinal). Aceeași direcție o au brahianticlinalul Șugău și sinclinalul muntele Ciurgău, descrise de Sănduleșcu (1975) la nord de valea Bicazului. Deoarece se admite că sinclinalul Glodu are în umplutură și depozite paleogene (Mutihac, 1959; Szász, 1974), se poate presupune pentru această fază post-paroxismală o vîrstă eventual savică. Ridicarea puternică a terminației sudice a sinclinoriului de pînze Rarău din zona Borca-Grințieș, care îl separă de sinclinalul Hăghimaș, trebuie atribuită anticlinalului ce se conturează spre nord-est de fereastra Cristișor, datorat aceleiași faze deformaționale (savice). Amplitudinea cutelor acestei deformări poate fi apreciată la cel puțin 800 m, dacă se ia în calcul partea superioară a pînzei de Iacobeni (= Rodna?) care atinge altitudinea de 1600 m sub Budac, și coboară la sub 800 m în valea Negrei Broștenilor.

3. Cea de a treia fază tectogenetică post-paroxismală a dat naștere unor cufe a căror direcție este perpendiculară pe cufele celei de a doua faze. Vîrsta ei mai nouă se deduce din flexurările șanieri boltirii anticlinale Giumentău-Valea Seacă, din plonjurile accentuate cînd spre nord cînd spre sud, ale pîzelor de șariaj inferioare, observabile în ferestrele tectonice din lungul boltirii amintite mai sus, precum și din plonjul spre nord-vest al pînzei de Iacobeni (= Rodna?) în fereastra Cristișor, coreabil cu plonjul aceleiași pînze în fereastra Ulm. Flexurările boltirii Giumentău-Valea Seacă au fost observate de noi încă din 1975 (Bălintoni, Gheluca 1977), în lungul lor curgînd principali afluenți de dreapta ai Bistriței (Bărnărel, Barnar, Neagra Broștenilor) precum și Bistrița între Dorna Arini și Zugreni. Se vede cu ușurință că această direcție este paralelă cu linia ce unește terminațiile nordice ale ferestrelor tectonice Ulm și Cristișor. Amplitudinea cutelor celei de a treia faze tectogenetice post-paroxismale se poate aprecia dacă se are în vedere faptul că baza pînzei de Putna în vîrful Căprăria Mare (imediat la nord de Neagra Broștenilor, Bălintoni

toni, Gheuca, 1978) se întâlnește la altitudinea de cca 1400 m, în timp ce în vîrful Budac, la altitudinea de 1850 m, baza pînzei de Putnă încă nu apare. Deci obținem o amplitudine de peste 450 m în acest punct. Cam la același rezultat se ajunge și în sectoarele mai nordice. În legătură cu această fază, subliniem aparenta modificare a direcției de acțiune a forțelor compresionale. I s-ar putea atribui eventual vîrstă stîrică.

Suprapunerea succesivă a deformărilor rezultate din fazele tectogenetice discutate, a generat prin interferență structuri puternic asimetrice, care conferă conture neregulate resturilor pînzelor superioare. Despre proprietățile cutelor fiecărei faze, s-ar putea spune lucruri în plus numai prin analiza unei suprafețe mult mai mari, decît cea cuprinsă în harta atașată acestui articol.

În privința faliiilor, observăm prelungirea spre sud de Neagra Broștenilor a faliei direcționale inverse care mărginește gnaisele porfiroide de Pietrosu spre est, precum și lungimea însemnată a faliei normale ce vine dinspre Negrișoara, curbîndu-se treptat spre sud-vest.

#### V. Evoluția unor denumiri

Pe măsura avansării cercetărilor, conceptele privitoare la unele entități structurale sau litostratigrafice au suferit modificări care se reflectă în schimbări ale denumirilor sau ale reprezentărilor lor pe hărțile geologice. Alte schimbări de denumiri se datorează necesității de a evita posibile confuzii în cazuri când același nume a fost întrebuită pentru obiecte geologice diferite. Pentru punerea la curent a cititorilor lucrărilor noastre, apreciem drept utilă o scurtă trecere în revistă a situațiilor respective.

1. *Unitatea de Bărnărel*: a — digităția de Bărnărel-Izvoru Rău, complicație a unității de Pietrosu Bistriței, Balintoni, Gheuca, 1977; b — unitatea post-mezocretacică de Bărnărel, dublare a pachetului format din unitățile tectonice de Pietrosu Bistriței, de Mestecăniș și bucovinică, într-o fază tectogenetică ulterioară celei paroxismale, Balintoni, Gheuca, 1978. În ambele ipoteze s-a considerat drept unitate de Bărnărel partea superioară a dublării; c — unitatea de Bărnărel, complicație frontală de tip digităție a ansamblului format din pînza de Pietrosu Bistriței și cea bucovinică, în timpul punerii în loc a primei pînze, Balintoni, 1981; este o ipoteză propusă în ideea că unitățile dacidelor central est-carpatice s-au pus în loc succesiiv de sus în jos, unitatea de Bărnărel devenind partea inferioară a ansamblului dublat. În această definire a fost figurată unitatea de Bărnărel pe harta litologică 1 : 25.000 foaia Crucea, 1980.

2. *Seria de Negrișoara*: a — seria de Rebra în unitatea de Pietrosu Bistriței, Balintoni, Gheuca, 1977; b — formațiunea de Pietrosu Bistriței, Balintoni, Gheuca, 1978; c — formațiunea de Negrișoara, Balintoni, 1981; d — seria de Negrișoara, harta litologică 1 : 25.000, foaia Crucea 1980.



3. *Pînza de Călinești* (pînza inferioară celei de Iacobeni (= Rodna ?) care nu aflorează în sectorul descris în prezentul articol); a — unitatea maramureșană, Balintoni, Gheluca, 1977; b — unitatea de Arse-neasa, Balintoni, Gheluca, 1981; c — unitatea de Călinești, Balintoni, 1981.

Mai putem menționa că „seria metamorfă neprecizată”, parte constitutivă a „unității maramureșene” (Balintoni, Gheluca, 1977), s-a dovedit a fi de fapt seria de Bretila retromorfă și alterată (Balintoni, Gheluca, 1981), iar problematica pînzei de Rodna-Mestecăniș a fost comentată de Balintoni (1981); includerea seriei de Tulgheș din dreapta Bistriței la pînza de Putna este o consecință a informațiilor expuse în această lucrare.

## VI. Concluzii

Redăm mai jos principalele concluzii care se desprind din acest articol, precum și din coroborarea unor date obținute în regiunea cartată, cu informații din sectoarele adiacente.

1. Pînzele de Iacobeni (= Rodna ?), de Pietrosu Bistriței și de Putna, se continuă cu aceleași proprietăți și la sud de rîul Neagra Broștenilor.

2. Cu tot mai multă siguranță putem afirma că unitatea de Bârnărel este o complicație frontală majoră a ansamblului format din pînze de Pietrosu Bistriței și cele superioare ei; pe direcție ea se extinde cel puțin între munții Giumalău și Budac, iar transversal, la sud de Neagra Broștenilor face o marcată inflexiune spre vest.

3. Ulterior tectogenezei paroxismele austrice, cînd s-au pus în loc dacidele central est-carpatici, au acționat probabil trei faze deformaționale post-paroxismale, necoaxiale și de intensități descrescătoare. Lor li se datorează cele mai multe și mai importante structuri plicative decelabile astăzi în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. Sinclinoriile de pînze Rărău și Hăghimas, generate în prima fază post-paroxismală, au fost separate printr-o boltire datorată celei de a două.

4. Suprapunerea cutelor din fazele a două și a treia post-paroxismale peste cele din faza întâia, a dat naștere unor structuri puternic asimetrice de ordine de mărime inferioare, grefate pe cele aparținând fazei întâia.

## BIBLIOGRAFIE

- Balintoni I. (1981) Date noi asupra poziției structurale a metamorfitele din bazinul superior al văii Putnei (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI, 5, București.
- Gheluca I. (1977) Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonică, în regiunea Zugreni-Barnar (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIII, 5, pp. 11–38, București.
  - (1978) Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței și unitatea tectonică de Bârnărel, între riurile Barnar și Neagra Broștenilor (Carpații Orientali) *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV, 5, pp. 5–16, București.

- (1981) Probleme structurale ale văii Bistriței între Dorna Arini și Zugreni (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI, 5, p. 37–49, București.
- Neacșu Vasileica (1980) Studiu petrochimic al unor gnaise porfiroide de Pietroșu Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI, 1, București.
- Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. (1976) Pre-Mesozoic Metamorphites of the East Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, pp. 37–70, București.
- Mutihac V. (1959) Observații geologice și paleontologice la Glodu (Moldova). *St. cerc. geol. geofiz., geogr., seria geol.*, 4, 2, pp. 255–272, București.
- Rișa E. (1966) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Savul M. (1938) Le cristallin de Bistrița. La region Dorna-Broșteni. *Ann. Scient. l'Univ. Iassy*, Tome XIV, Fasc. 1, Tip. „Presa bună” Iași.
- Sandulescu M. (1971) Sur le heterochronisme des phases tectogeniques alpines dans les zones internes des Carpates Roumains. *Sav. Geol. Drus. SFRJ, Tekt. Kom. KBGA*, pp. 85–94, Beograd.
- (1975) Studiu geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăgħimās (Carpații Orientali). *An. Inst. geol. geofiz.*, XLIX, București.
- (1976) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și a poziției tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al văii Moldovei (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 5, pp. 149–176, București.
- Szász L. (1974) Poziția stratigrafică a „gresiilor și conglomeratelor de Prislop” în estul bazinului Borsa și unele considerații asupra Neocretacicului din Maramureș și munții Bîrgăului. *D. S. Inst. geol.*, LX, pp. 143–164, București.

## STRUCTURE DE LA PARTIE NORD-OUEST DU MONT BUDAC ET DU VERSANT DROIT DE LA RIVIÈRE NEGRISOARA, EN AVAL DU CONFLUENT AVEC LE RUISSEAU DÎRMOXA

(Résumé)

Dans l'aire levée au sud de la rivière Neagra Brăștenilor affleurent trois des Dacides central-est-carpathiques : la nappe de Iacobeni (=Rodna ?), la nappe de Pietroșu Bistriței et la nappe de Putna. La première est constituée de roches de la série de Rebra, la deuxième de roches de la série de Negrișoara et la dernière de roches de la série de Tulgheș. Les roches de la série de Rebra contiennent de la sillimanite dans le bassin du ruisseau Cristișor. L'ensemble formé par les nappes de Pietroșu Bistriței et de Putna présente un redoublement dans sa partie frontale, généré par le mécanisme de sous-poussée pendant la mise en place de la nappe de Pietroșu Bistriței. La partie inférieure du redoublement (le lambeau de sous-poussée) a été dénommée l'unité de Bârnarel. Après la phase tectogénique paroxysmale autrichienne, lorsqu'avaient été mises en place les Dacides central est-carpathiques, la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales a subi trois phases déformationnelles post-paroxysmales, aux axes de plissement non parallèles et d'intensités décroissantes.



## EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la partie nord-ouest du mont Budac.

I. Nappe de Putna. 1, Série de Tulgheş. Série de Tulgheş non divisée. Cambrien. II. Nappe de Pietrosu Bistriței. Série de Negrișoara. Précambrien supérieur (post-dalslandien). 2, gneiss porphyroïdes de Pietrosu Bistriței ; 3, horizon des paragneiss quartzitiques à biotite c — calcaires ; a — gneiss blancs à muscovite et microclin. III. Nappe de Iacobeni (=Rodna?), Série de Rebra. Précambrien supérieur (post-dalslandien). Horizon terrigène supérieur. 4, micaschistes rétromorphes ; 5, gneiss à sillimanite ; 6, horizon carbonato-amphibolique ; a — amphibolites ; q — quartzites noires ; c — calcaires ; 7, gneiss à sillimanite. Horizon des calcaires à silicates : 8, calcaires à silicates ; 9, limite lithologique ; 10, faille ; 11, plan de charriage méso-crétacé ; 12, plan de charriage de l'unité de Bărnărel ; 13, charnière de la voussure anticlinale Giumalău-Valea Seacă ; 14, anticlinal appartenant à la deuxième phase déformationnelle post-paroxysmale ; 15, synclinal appartenant à la troisième phase déformationnelle post-paroxysmale ; 16, position de la section géologique.

Section géologique entre les cimes Crestătura Mare et Zlopăt (légende la même que celle de la carte).

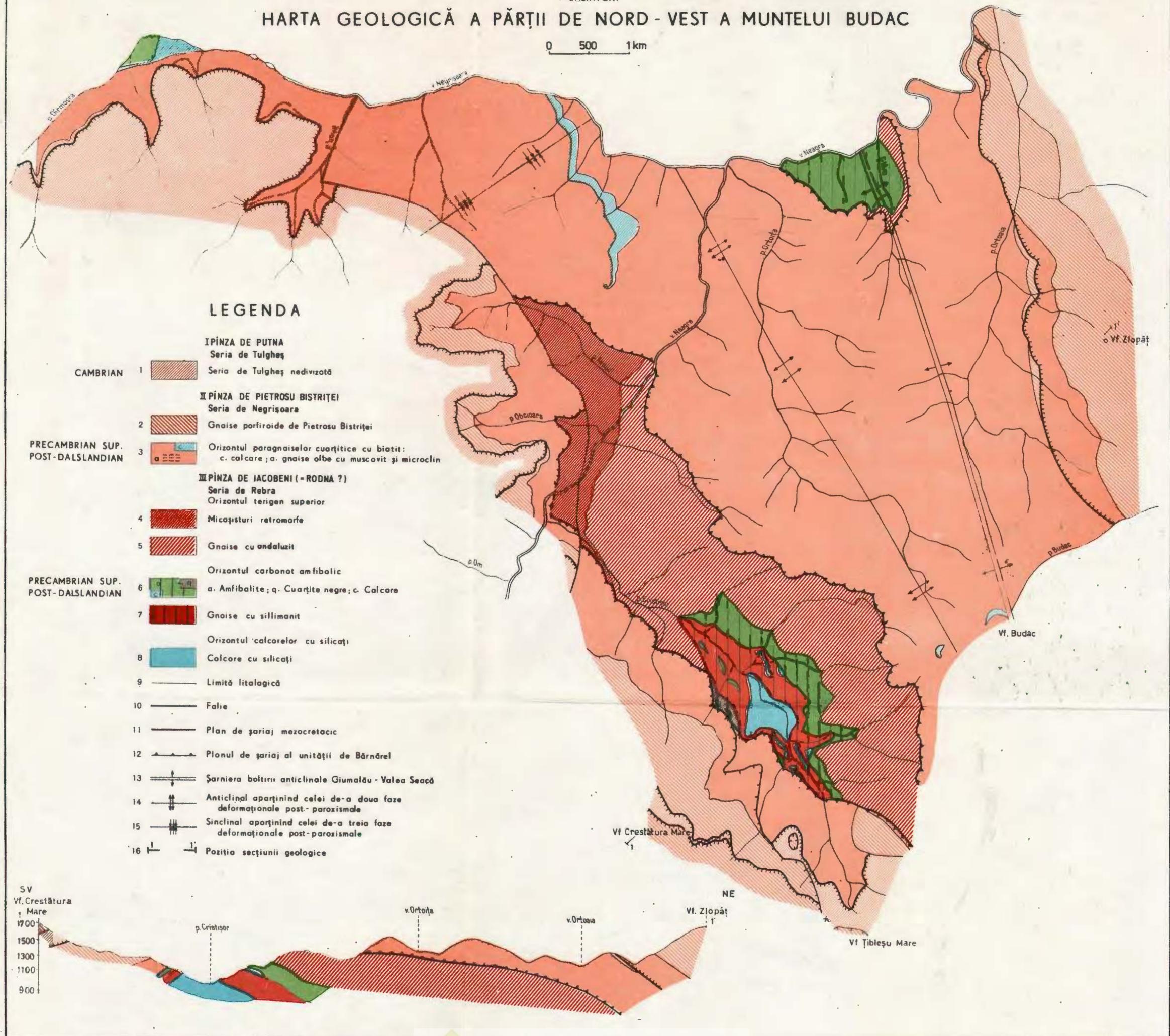




Institutul Geologic al României

## HARTA GEOLOGICĂ A PĂRȚII DE NORD-VEST A MUNTELUI BUDAC

0 500 1 km



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### STRUCTURA ȘI LITOSTRATIGRAFIA SECTORULUI VESTIC AL CRISTALINULUI BISTRITÉI, ÎNTRE DORNA ARINI ȘI DRĂGOIASA (CARPAȚII ORIENTALI)<sup>1</sup>

DE

ION BALINTONI, ION GHEUCA<sup>2</sup>

*Overthrust nappe. Tectogenesis. Alpine tectonics. Lithostratigraphy. Metamorphism. Post-paroxysmal deformations. East Carpathians. Crystalline-Mesozoic zone. Bistriței Mountains. Neagra Șarului-Drăgoiasa.*

#### Abstract

Structure and Lithostratigraphy of the Western Sector of the Bistrița Crystalline between Dorna Arini and Drăgoiasa (East Carpathians). The western sector of the Bistrița crystalline between Dorna Arini and Drăgoiasa consists, from bottom to top, of the following overthrust nappes, emplaced in the Austrian paroxysmal tectogenesis: the Călinești Nappe, formed of rocks belonging to the Bretila Series and a Permian sedimentary cover; the Iacobeni (= Rodna?) Nappe, formed of rocks belonging to the Rebra Series; the Pietrosu Bistriței Nappe, formed of rocks belonging to the Negrișoara Series; the Putna Nappe, formed of rocks belonging to the Tulgheș Series. The basement of the Meso-Cretaceous nappes is crossed by two retro-overthrusts belonging to some post-paroxysmal deformational phases: the Barnar retro-overthrust to the east and the Mihăileș retro-overthrust to the west. The strong folding of the post-Austrian cover in the Glodu syncline, which comprises sediments from the Cenomanian to the Paleogene, demonstrates the importance of the post-paroxysmal deformational phases.

#### I. Introducere

Sectorul Dorna Arini-Drăgoiasa a atras atenția multor geologi îndeosebi datorită mineralizațiilor de mangan de la Muntele Rusului. În cele ce urmează vom analiza pe scurt concepțiile cu caracter mai gene-

<sup>1</sup> Predată la 22 aprilie 1980, acceptată pentru publicare la 28 aprilie 1980, comunicată în ședința din 16 mai 1980.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



ral exprimate asupra geologiei acestor locuri, în principalele lucrări publicate.

A) *Divizarea cristalinului și metamorfismul*. Relativ la divizarea cristalinului pe baze mai mult sau mai puțin litostratigrafice și la istoria metamorfă a regiunii, primele lucrări importante sunt cele ale lui S a v u l din 1927 și 1938. Ambele excelează printr-o descriere amănunțită a rocilor și a mineralelor constitutive ale acestora. Deși S a v u l a lucrat esențialmente petrografic, continuitatea pe întinderi mari a unor tipuri de roci, face posibilă citirea litostratigrafică a hărților sale. Pentru perimetruul Șar-Coverca, S a v u l conturează un singur cristalin epizonal în 1927. În lucrarea din 1938 care include o arie mult mai largă, el deosebește un cristalin epizonal și unul mezozonal, metamorfozate în aceeași fază. Mezozona pînzei de Barnar (S a v u l, 1938) corespunde îndeaproape cu limitele seriei de Rebra din harta noastră, iar epizona în bună măsură cu seria de Tulgheș. În 1938 S a v u l emite și ipoteze care interesează polimetamorfismul și diaftoreza; el figurează pe hartă roci diaftorizate, și crede că gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței s-au intrus într-o fază tectonică mai nouă decit cea care a metamorfozat restul cristalinului Bistriței.

În 1962 C o s m a și P e l t z separă seria mezozonală diaftorizată de Șar-Coverca, seria epizonală de Muntele Rusului-Tunzăria și seria mezozonală nediaftorizată, migmatizată, de Barnar-Dealul Vinăt. Cele trei serii răspund în linii mari la ceea ce numim noi în lucrarea de față seria de Bretila, seria de Tulgheș și seria de Rebra, respectiv. Geneza acestor serii, autorii citați o văd în felul următor: într-un prim metamorfism, au luat naștere serile de Șar-Coverca și de Muntele Rusului-Tunzăria; într-o etapă ulterioară, presupusă hercinică, o mare falie de încălcare cu direcția N—S, a ridicat compartimentul estic, de-a lungul ei pătrunzind soluții magmatice care au mărit gradul de cristalinitate al rocilor preexistente, migmatizându-le în unele locuri; așa ar fi rezultat seria de Barnar-Dealul Vinăt. Drept neosom în migmatite este indicat și biotitul transversal (querbiotit).

P i t u l e a (1967) consideră procesele din care a provenit cristalinul Carpaților Orientali în două cicluri. Primul reprezentat prin: sedimentare; metamorfism de mezozonă însoțit de procese migmatice; exondare. Al doilea inclusiv: transgresiune; metamorfism de epizonă; retro-morfism (faciesul șisturilor verzi); exondare. Deci, după acest autor ar exista în Carpații Orientali două serii cristaline: una mezozonală bitemtamorfă, și una epizonală monometamorfă.

În 1968, C o s m a își schimbă întrucîtva părerea la care suscrișese în 1962, susținind că: a — cristalinul de Șar-Coverca s-a metamorfozat și exondat în Precambrian; b — tot în Precambrian s-a instalat pe cristalinul de Șar-Coverca un geosinclinal ale cărui sedimete au început cu conglomerate; într-un nou metamorfism, neprecizat în timp, a luat naștere seria de Muntele Rusului-Tunzăria; c — în fine, într-o a treia fază tectonică, pe seama șisturilor cristaline preexistente, prin acțiunea



soluțiilor de origine profundă, au rezultat rocile seriei migmatice de Barnar-Dealul Vinăt.

Rădulescu (1969) concepe evenimentele asemănător cu Pitulea: acceptă o unitate mezometamorfică în fundament, care a luat naștere printr-un metamorfism de intensitate ridicată și o unitate epimetamorfică superioară provenită dintr-o stivă de sedimente transgresive pe socul cristalin preexistent, metamorfozată ulterior. În timpul celui de-al doilea metamorfism, partea superioară a seriei mezometamorfice a fost retromorfozată pentru a se adapta la noile condiții de echilibru mineralogic. În 1976, Bercea et al. propun următoarea schemă de evoluție pentru serile care ne interesează. Seria de Bretila: metamorfism regional progresiv în Precambrian ( $850 \pm 50$  m.a) retromorfism hercinic; diaforeză alpină. Seria de Rebra: metamorfism progresiv Precambrian concomitant cu al seriei de Bretila; metamorfism de joasă presiune suprăimpus în unele puncte; retromorfism regional hercinic; metamorfism post-cinematic progresiv alpin în aria Iacobeni (biotit, granat, albit, hornblendă garben). Seria de Tulgheș: metamorfism regional progresiv la 505 m.a.

Reținem din cele prezentate impunerea treptată a ideilor polimetamorfismului, retromorfismului și complexității litostratigrafice a cristalinului Carpaților Orientali.

B) *Tectonica*. În ce privește tectonica regiunii, în 1927 Săvul cartează cristalinul de la Șaru Dornei ca pe un bloc unitar, fără deranjamente tectonice importante. În 1938 separă pînza de Barnar, observind superpoziția anormală a unor roci mai intens metamorfozate, peste altele mai slab metamorfozate. Cosma și Peltz (1962) transformă planul de șariaj al pînzei de Barnar într-o falie inversă, părere menținută de Cosma în 1968. Pitulea (1967) afirmă că pînza de Barnar reprezintă un bloc de mezozonă ridicat pe falii verticale. El admite totuși că seria de Rărău se află în pînză de șariaj. Rădulescu (1969) consideră planul pînzei de Barnar falie inversă și mai trasează o falie direcțională inversă asemănătoare mai la vest. Concepția pînzistă este reinstaurată în zonă odată cu publicarea hărții geologice 1 : 200.000 foia Toplița (Iancovici et al. 1968). Pe această hartă este figurat la vest un autohton (seria de Vatra Dornei-Iacobeni) peste care urmează în pînză seria de Tulgheș din zona Muntele Rusului-Tunzăria, și apoi încă o pînza, formată din seria de Bistrița-Barnar și seria de Tulgheș dispusă transgresiv peste prima. Această pînza are o complicație de tip digitătie, a cărei frunte corespunde cu planul pînzei de Barnar, așa cum l-a trasat Săvul în 1938, pe o bună distanță. Fruntea pînzei propriu-zise apare numai la sud de Păltiniș.

În 1976, Bercea et al. transformă din nou planul de șariaj al pînzei de Barnar într-o falie, admit cristalinul de la Șar-Păltiniș că face parte din pînza de Iacobeni (serie de Rebra) și includ seria de Tulgheș de deasupra la pînza de Rodna-Mestecaniș. Aceste fluctuații în concepțiile structurale reflectă deosebita complexitate a structurilor reale, în mari pînze de șariaj.

## II. Pînzele de șariaj mezocretaceice, aleătuirea lor litostratigrafică

### 1. Pînza de Călinești

Descoperirea fereastrelor tectonice Arșița Barnarului și Arseneasa (Balinți, Gheuca, 1977) a dovedit că în partea centrală a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali, seria de Rebra este șariată peste o unitate structurală inferioară, numită ulterior pînza de Călinești (Balinți, 1981). Pînza de Călinești, în ferestrele tectonice Arșița Barnarului și Arseneasa (Balinți, Gheuca, 1981) și în cele din bazinul superior al văii Putnei (Balinți, 1981) are în constituție roci ale seriei de Bretila, și o cuvertură sedimentară mezozoică. Considerăm că, rocile seriei de Șar-Coverca a lui Cosma și Pelitz (1962) sau ale seriei de Rebra dintre Dorna Arini și Păltiniș, figurate de Brenci et al. (1976) ca parte a pînzei de Iacobeni, aparțin seriei de Bretila și împreună cu conglomerele pe care le suportă, fac parte din pînza de Călinești.

A) *Argumente în favoarea prezenței seriei de Bretila în fereastra tectonică de la Șaru Dornei.* 1. Secvența litostratigrafică de aici, nu se regăsește în vreunul din orizonturile cunoscute ale seriei de Rebra, fie în această regiune, fie în alte părți ale Carpaților Orientali; 2. Aceeași secvență de roci se paralelizează în schimb foarte bine cu partea seriei de Bretila vizibilă în ferestrele Arseneasa și în cele din bazinul văii Putnei; 3. Retro-morfismul și scoarța de alterație fosilă sunt identice cu cele ale seriei de Bretila din locurile citate. Remarcăm îndeosebi scoarța de alterație fosilă foarte groasă, caracterizată prin oxidarea totală a fierului din silicati și păstrarea lui în masa rocii sub forma pulberii limonitice fine.

Seria de Bretila este reprezentată în fereastra tectonică de la Șaru Dornei prin: micașisturi cuarțitice grosier granulare cu almandin care predomină cantitativ; cuarțite muscovitice; gnaisice cu granulație grosieră și gnaisice albe cu muscovit, fin litate; amfibolite în corpuri de dimensiuni reduse. Amfibolitele au o structură lineară, trăsătură absentă în rocile seriei de Rebra. Din cauza retromorfismului și a alterației intense, a deschiderilor insuficiente și a structurii foarte complicate, nu a fost posibilă o cartare litostratigrafică detaliată. Pentru comportamentul de sub retroîncălcarea Mihăilești, s-au separat două unități litostratigrafice cu valoare de orizont (în sensul în care a fost utilizat acest termen de Balinti și Gheuca în 1977 spre a diviza seria de Rebra); cel superior se deosebește de cel inferior prin abundența corpurilor de amfibolite și prezența gnaiselor grosiere.

B) *Argumente pentru echivalarea unității tectonice din fereastra de la Șaru Dornei, cu pînza de Călinești.* 1. Poziția geometrică inferioară față de pînza de Iacobeni (= Rodna ?) ce pare a o ocupa în prelungirea nordică a ferestrei; 2. Participarea seriei de Bretila în constituție, serie cunoscută numai în unități tectonice inferioare celei de Iacobeni



(= Rodna ?); 3. Păstrarea unor resturi de cuvertură nemetamorfozată, asemenea roci necunoscindu-se pînă în prezent în pînza de Iacobeni (Rodna ?).

C) *Conglomeratele de pe seria de Bretila.* Conglomeratele din sectorul Sarul Dornei au fost descoperite de Sa v u l (1927) care le-a considerat drept roci metamorfozate. Co s m a și Pe l t z (1962), Co s m a (1968), Ră d u l e s c u (1969), împărtășesc aceeași părere, plasîndu-le în baza seriei epizonale (de Tulgheș), spre deosebire de Sa v u l, care figura drept epizona intregul cristalin conturat pe harta din 1927. Pe harta 1 : 200.000 foia Toplița (1968), aceste roci sunt trecute la Triasic 1 + 2, sub seria de Tulgheș; Mu r e ș a n (1976) crede despre aceleași roci că ar fi brecii permiene (breciile de Hăghimaș), iar Be r c i a et al. (1976) le figurează ca o lamă tectonică alcătuită din serie de Argestru, sub pînza de Rodna-Mestecăniș.

În ce privește poziția spațială și conturul cartografic al conglomeratelor, singura hartă care corespunde cu cartările noastre, este cea a lui Sa v u l (1927), ele fiind discontinui, și nestînd undeva sub seria de Tulgheș. Din punct de vedere petrografic, avem de-a face cu conglomerate polimictice, alcătuite din fragmente de roci ale seriei de Bretila, de diferite mărimi, rotunjite, prinse într-un ciment micaceu, provenit prin dezagregarea acelorași roci. În asociație cu conglomeratele se mai întlnesc micro-conglomerate cuarțoase, gresii și sisturi siltice roșii și violacee, fiind vorba indubitatibil de o formațiune nemetamorfozată. Fiind subțire, întreaga formațiune este laminată tectonic, iar prin caracterele de mai sus, secvența detritică descrisă se aseamănă cu rocile detritice permiene. Conglomeratele sunt situate pe seria de Bretila, în compartimentul de sub retroîncălecarea Mihăileș, și suportă tectonic fie roci ale seriei pe care stau, fie ale seriei de Negrișoara din pînza de Pietrosu Bistriței.

## 2. Pînza de Iacobeni (= Rodna ?)

O mare parte a teritoriului cartat este acoperită de roci ale seriei de Rebra din pînza de Iacobeni (= Rodna ?). Pînza de Iacobeni (= Rodna ?) este larg reprezentată în retroîncălecarea Barnar, posibil să-i aparțină lama de șariaj alcătuită din gnaise retromorfozate și milonitizate observabilă în structura retroîncălecării Mihăileș și lipsește în compartimentul de sub această încălecare. Între Negrișoara și izvoarele afluenților de stînga ai rîului Barnar se dezvoltă partea cea mai de jos cunoscută a seriei de Rebra, ce poate fi apreciată la peste 1000 m grosime stratigrafică. Aceasta este orizontul terigen inferior, constituit din paragnaise cu staurolit care au din loc în loc intercalări metrice, pînă la maximum 25 m grosime, de dolomite. Paragnaisele sunt uneori mai cuarțitice, alteori mai micacee, în ultimul caz observîndu-se staurolit și almandin cu dimensiuni centimetrice. Într-o singură secțiune din aceste paragnaise am găsit sillimanit format pe seama biotitului. Peste orizontul terigen inferior urmează orizontul calcarelor cu silicati, care la Dîrmoxa depășește și el 1000 m grosime stratigrafică fără a i se cunoaște partea superioară. Dacă la izvoarele

Barnarului și la Dîrmoxa calcarele cu silicați (în realitate o asociație de calcare și dolomite cristaline) sunt unitare, la Drăgoiasa avem o alternanță de calcare cu paragnaise. Orizontul calcarelor cu silicați începe în împrejurimile Dîrmoxei cu un nivel de calcare grafitoase foarte fin granular, iar în munțele Buza sub calcare se întâlnesc cuarțite negre. Cuarțitele negre și sisturile grafitoase uneori reprezintă o asociație caracteristică a calcarelor și pot apărea la diverse nivele sau pot substitui calcarele.

Orizontul carbonat-amfibolic aflorează la Dîrmoxa, fiind alcătuit predominant din amfibolite și gnais amfibolice, cu intercalări de roci carbonatice și gnais micacee. La partea superioară a orizontului apare un nivel gnaistic sau cuarțitic cu imbogătiri în magnetit și silicați feriferi.

Pinza de Iacobeni (= Rodna ?) arată o tectonică internă clară, reprezentată prin următoarele elemente :

- sinclinalul Sihăstria, o structură largă, în al cărei flanc vestic sunt deschise paragnaisele cu staurolit din bazinul superior al părții Siliștriei ;

- Solzul Dîrmoxa, care aduce orizontul calcarelor cu silicați peste cel carbonat-amfibolic.

### 3. Pinza de Pietrosu Bistriței

Deși suprafața de aflorare a acestei pînze este destul de redusă, din hartă se observă că ea se întinde pînă la marginea vestică a zonei cristalino-mezozoice. Pinza de Pietrosu Bistriței are în componență roci ale seriei de Negrișoara ; la partea ei inferioară întinim aceleași paragnaise cuarțitice cu biotit, monotone ca alcătuire mineralologică, iar la partea superioară gnaisele porfiroide de Pietrosu.

### 4. Pinza de Putna

Reprezintă pînza cu poziție superioară din sectorul cartat și este alcătuită din roci ale seriei de Tulgheș. Motivele pentru care adoptăm acest punct de vedere rezultă din observațiile expuse de noi în lucrări anterioare (Balintoni, Gheuca, 1981; Balintoni, 1981). Din punct de vedere litostratigrafic putem spune că, în perimetru Muntele Rusului-Tunzăria se întinde sigur complexul  $Tg_2$ , cu cuarțite negre și minereu de mangan în componență ; în aria de la vest și est de sinclinalul Glodu aflorează însă multe roci cuarțo-feldspatice imediat deasupra planului de șariaj, și deci s-ar putea ca secvența complexului  $Tg_2$  să lipsească aproape complet, în timp ce petecul dintre rîurile Barnar și Sihăstria include sisturi cuarțoase, muscovito-cloritoase, caracteristice pentru complexul  $Tg_1$ .

### 5. Lama de șariaj Chirileni

În cadrul retroîncălcării Mihăilești, între pînza de Călinești și cea de Putna, stă în poziție tectonică o bandă subțire de milonite, formate probabil pe gnais bogat feldspatice cu biotit, despre care este dificil de

spus că ar apartine seriei de Bretila, de Răbra sau de Negrișoara. Macroscopic, aceste roci au culoare verzuie, granulație extrem de fină și luciu gras în spătură; aspectul lor seamănă cu al unor roci argiloase puternic consolidate, fiind tipic pentru milonitele formate pe roci bogat feldspatic.

### III. Caracteristici ale pînzeelor de șariaj mezocretacice

1. Ca și în ariile învecinate, pînzele de șariaj mezocretacice sunt alcătuite din cîte o singură serie cristalină;
2. Pînzele sunt în general subțiri, dar prezintă mari variații de grosime;
3. Pînzele de Iacobeni (= Rodna ?) și de Pietrosu Bistriței se efilează spre vest sau devin fragmentare. Astfel: pînza de Iacobeni (= Rodna ?) lipsește atât sub retroîncălcarea Mihăilești cît și în această retroîncălcare; pînza de Pietrosu Bistriței este absentă în retroîncălcarea Mihăilești și apare ca un petec cu întindere redusă dedesubtul ei;
4. Pinza de șariaj ce nu arată discontinuități neerozionale este pînza de Putna;
5. Ca și în fereastra Arșița Barnarului și în cele din bazinul superior al văii Putnei, pînza de Călinești este singura în care se păstrează o cuvertură sedimentară.

### IV. Evoluția metamorfă a seriilor cristaline

1. *Seria de Bretila.* În secțiunile subțiri pe care le avem la dispoziție, asociațiile minerale din seria de Bretila au în componentă două parageneze succesive: una de grad metamorfic ridicat corespunzător zonei staurolitului (almandin, biotit, plagioclaz, în absență cloritului); alta de grad metamorfic scăzut, corespunzător zonei cloritului (clorit format pe biotit, muscovit de neoformație, albit, epidot). Ultima parageneză aparține cu mare probabilitate, metamorfismului hercinic, prima, metamorfismului inițial al seriei de Bretila. Între aceste două evenimente pare a se situa un altul, în timpul căruia s-au pus în loc migmatitele, caracteristice pentru această serie.

2. *Seria de Rebra.* Pentru seria de Rebra (Balinți, Hegucca, 1977) s-a observat coexistența în asociațiile minerale a trei parageneze succesive, ultima hercinică cu minerale din zona cloritului, iar cea de a doua de presiune coborită și temperatură ridicată. În perimetru Cristișor, în locul paragenezei cu andalusit+cordierit formate prin substituția staurolitului, ia naștere sillimanit prin substituția biotitului.

3. *Seria de Tulgheș.* Pe baza lucrării lui Balintoni și Chițimuș (1973), în 1977 Balintoni și Hegucca au precizat că paramorfoza de rutil după brookit pune în evidență două evenimente metamorfice: primul în care brookitul a fost transformat în rutil de generația întâia; al doilea cînd rutilul a recristalizat, eliminînd în parte fierul conținut în rețea. Ultimul eveniment este hercinic.

## V. Retroîncălecările Barnar și Mihăileț

Problematica retroîncălecării Barnar a fost analizată de noi anterior (Balintoni, Gheuca, 1981). Harta lucrării de față demonstrează marea ei intindere pe direcție și diferența importantă în ce privește grosimea și reprezentarea pînzelor de șariaj mezocretacice de cele două părți ale urmei planului de retroîncălecare. Falia Păltiniș-Dîrmoxa deplasează cu cîțiva km mai spre vest fruntea retroîncălecării Barnar, ea fiind vizibilă din nou la sud de Drăgoiasa, în imediata apropiere a eruptivului nou.

După cum se observă pe hartă, între Șaru Dornei și Păltiniș ansamblul celor patru pînze mezocretacice (facem abstracție de efilările pînzelor respective, efilări care nu sunt legate de tectonica post-paroxismală) este dublat datorită unui plan de forfecare cu vergență vestică, a cărui urmă este aproximativ paralelă cu fruntea unității de Barnar. Întrucît această complicație este asemănătoare cu retroîncălecarea Barnar, o considerăm de același tip. Retroîncălecarea Mihăileț se oprește spre sud în falia Păltiniș-Dîrmoxa.

În legătură cu vîrsta retroîncălecării Barnar, putem face următoarele precizări: deoarece sinclinalul Glodu, are în continuare, spre nord de falia Păltiniș-Dîrmoxa, o structură anticlinală post-paroxismală, dacă reconstituim situația de dinainte de faliere, obținem o suprapunere între un anticinal și un sinclinal; acest lucru poate fi explicat, numai admîind că sinclinalul Glodu a fost generat într-o altă poziție decât cea actuală; impasul este depășit acordind retroîncălecării Barnar rolul de cărăuș tectonic al sinclinalului Glodu, ceea ce însemnează că, retroîncălecarea Barnar este ulterioară momentului cutării sinclinalului Glodu. Ea este mai veche decât dacitele de Drăgoiasa, pentru că acestea acoperă falia Păltiniș-Dîrmoxa, care la rîndul ei întretaie retroîncălecarea. În ce privește retroîncălecarea Mihăileț, dacă ea este implicată în deformarea care a generat anticinalul Șaru Dornei-Păltiniș, aşa cum pare probabil, atunci ea este anterioară retroîncălecării Barnar, pentru că acest anticinal, judecind după direcția sa, aparține primei faze deformaționale post-paroxismale și nu alteia mai tîrziu ca sinclinalul Glodu.

## VI. Structuri plicative și disjunctive post-paroxismale

Aici includem în primul rînd sinclinalul Glodu și anticinalul Șar-Păltiniș menționate mai sus. Sinclinalul Glodu este puternic asimetric, cu flancul vestic redresat și scurt, pe cînd flancul estic are înclinări în jur de  $30^{\circ}$  și este foarte lung. Axul sinclinalului Glodu are o poziție oblică în raport cu axul anticinalului Șar-Păltiniș, ceea ce arată că cele două structuri aparțin la două faze post-paroxismale diferite, după cum am menționat în capitolul precedent. Imaginea structurală asimetrică a anticinalului Șar-Păltiniș se datorează suprapunerii deformărilor ulterioare. Faliile întretaie structurile plicative amintite și aparțin la două sisteme: unul direcțional și altul transversal, între ele separîndu-se blocuri cu joc pe verticală aparent întimplător. Traseul lor nu este rectiliniu, arătînd



uneori inflexiuni marcate. Ceă mai importantă falie o numim Păltiniș-Dîrmoxa ; este o falie transversală normală ce coboară compartimentul sudic, facilitând păstrarea cuverturii post-austrice din sinclinalul Glodu. Sistemul de fali figurat pe hartă a fost generat într-o fază distensională premergătoare punerii în loc a eruptivului neogen.

### VII. Cuvertura post-tectonică

Sedimentele sinclinalului Glodu aparțin cuverturii post-austrice, deoarece încep cu Cenomanianul și merg pînă în Paleogen (Szász, 1974). Importanța acestui petezi de cuvertură post-austrică rezidă în faptul că pune în evidență deformările puternice din fazele post-paroxismale. Din hartă se vede că spre nord-vest sedimentele sinclinalului Glodu acoperă planele de șariaj ale pînzelor mezocretacice, stind pe trei dintre ele : și anume peste pinzele de Putna, de Pietrosu Bistriței și de Iacobeni (= Rodna ?). Dacă facem o comparație între poziția sedimentelor de la Glodu și poziția cuverturii post-austrice din zonele Rarău și Hăghimaș (Sandulescu, 1975), putem conchide că, în partea vestică a zonei cristalino-mezozoice, s-a produs o eroziune intensă imediat după punerea în loc a pînzelor, sau, cu alte cuvinte, s-a schițat o structură anticinală.

### VIII. Eruptivul neogen

Pe hartă săt sint trecute și cîteva petezi de roci eruptive neogene, care acoperă nederanjate elementele structurale inventariate în acest articol, inclusiv faliile. Cele trei mici petezi de pe cristalin aparțin dacitelor de Drăgoiasa.

### IX. Concluzii

Dintre concluziile acestui articol reținem :

1. S-a conturat cea mai întinsă fereastră tectonică în care aflorează pînza de Călinești ;
2. S-a argumentat că și în fereastră Șaru Dornei pînza de Călinești este alcătuită din roci ale seriei de Bretila ;
3. S-a precizat poziția spațială a conglomeratelor descoperite de Savul, arătîndu-se că nu au relații cu baza seriei de Tulgheș și că nu sunt metamorfozate ;
4. S-a trasat pentru prima dată încă o retroîncălecare, numită Mihăileț, la vest de retroîncălecarea Barnar ;
5. S-a descoperit o lamă de șariaj formată din roci mezozonale retromorfozate și milonitizate ;
6. S-a observat că pînza de Iacobeni (=Rodna ?), asemenea pînzei de Pietrosu Bistriței, se efilează și spre vestul zonei cristalino-mezozoice, nu numai spre est ;
7. S-au menționat sinclinalul Sihăstria și solzul Dîrmoxa, ca structuri interne ale pînzei de Iacobeni (=Rodna ?) ;



8. S-a urmărit pînă la limita cu eruptivul falia Păltiniș-Dîrmoxa și s-a precizat importanța ei;

9. S-a reliefat din nou însemnatatea deformărilor post-paroxismale, ilstrate de sinclinalul Glodu și anticlinalul Șaru Dornei-Păltiniș. Reamintim că retroîncălecările Barnar și ihăileț de asemenea au drept cauză deformările post-paroxismale;

10. Cu acest articol, credem că s-a dovedit pe deplin faptul că gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței reprezintă resturile unui corp geologic tabular, a cărui extensie inițială a depășit suprafața actuală de afloriment a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali;

11. S-a dedus că faliile figurate pe hartă, aparțin unei faze distensionale premergătoare punerii în loc a eruptivului neogen.

## BIBLIOGRAFIE

- Balintoni I. (1981) Date noi asupra poziției structurale a metamorfitelor din bazinul văii Putnei (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI, 5, pp. 25–36, București.
- Chițim uș V. (1973) Prezența paramorfozelor de rutil după brookit în cristalinul seriei de Tulgheș (Carpații Orientali). *St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geol.*, 18, 2, pp. 329–334, București.
  - Gheuca I. (1977) Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonică, în regiunea Zugreni-Barnar (Carpații Orientali) *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIII, 5, pp. 11–38, București.
  - (1981) Probleme structurale ale văii Bistriței între Dorna Arini și Zugreni (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI, 5, pp. 37–49, București.
- Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. (1976) Pre-mesozoic metamorphites of the east Carpathians. *Ann. Inst. geol. geofiz.*, L, pp. 37–70, București.
- Cosma St. (1968) Asupra unor mineralizații de sulfuri polimetale din regiunea Covercă-Drăgoiașa (Cristalinul Bistriței) *D. S. Inst. geol.*, LIV, 4, pp. 51–64, București.
- Peltz S. (1962) Cercetări geologice în regiunea Păltiniș-Drăgoiașa (munții Bistriței). *D. S. Inst. geol.*, XLVII, pp. 33–42, București.
- Ianovici V., Rădulescu D., Alexandrescu Gr., Mureșan Georgeata, Peltz S., Sandulescu M. (1968) Harta geologică 1:200.000, foaia Toplița.
- Mureșan M. (1976) O nouă ipoteză privind pînzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 5, pp. 77–94, București.
- Pitulea G. (1967) Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales (Region Pop Ivan-Tulgheș). *Rev. Roum. geol., geoph., geogr., Serie de geol.*, 11, 2, pp. 109–141, București.
- Rădulescu I. (1969) Cristalinul Bistriței. Stratigrafia și structura masivului cristalin din partea de nord a Carpaților Orientali. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geol.*, 14, 1, pp. 21–39, București.
- Savul M. (1927) Șisturile cristaline și zăcăminte de manganez din regiunea Șaru Dornei. Distr. Câmpulung. Extras din *An. Inst. geol. Rom.*, XII, Ed. „Cultura națională”, București.



- (1938) Le cristallin de Bistrița. La region Dorna-Broșteni (districts Câmpulung et Neamț) *Ann. Scient. l'Univ. Iassy*, tome XIV, fasc. 1, Tip. „Presa bună”, Iași.
- Săndulescu M. (1975) Studiu geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăgihimăș. *An. Inst. geol. geofiz.*, XLV, București.
- Szász L. (1974) Poziția stratigrafică a „gresilor și conglomeratelor de Prislop” în estul bazinului Borșa și unele considerații asupra Neocretacicului din Maramureș și munții Bîrgăului. *D. S. Inst. geol.*, LX, 5, pp. 143–164, București.

---

## STRUCTURE ET LITHOSTRATIGRAPHIE DU SECTEUR OCCIDENTAL DU CRISTALLIN DE BISTRITA ENTRE DORNA ARINI ET DRAGOIASA (CARPATHES ORIENTALES)

(Résumé)

---

Le secteur occidental du cristallin de Bistrița entre Dorna Arini et Drăgoiasa est constitué, de bas en haut, des suivantes nappes de charriage mises en place au cours de la tectogenèse paroxysmale autrichienne : la nappe de Călinești, faite de roches de la série de Bretila et une couverture sédimentaire permienne ; la nappe de Iacobeni (= Rodna ?), formée de roches de la série de Rebra ; la nappe de Pietrosu Bistriței, constituée de roches de la série de Negrișoara ; la nappe de Putna constituée de roches de la série de Tulgheș. Il y a aussi une lame de charriage nommée Chirileni, formée de roches mésozonales rétromorphisées et mylonitisées, qui pourraient faire partie de n'importe quelle des premières trois nappes antérieurement mentionnées. Les nappes de Iacobeni (+ Rodna ?) et de Pietrosu Bistriței s'amincissent vers l'ouest jusqu'à l'effilement ou deviennent fragmentaires. Les nappes de charriage mésocrétacées sont entracrossées par les rétrochevauchements Barnar (oriental) et Mihăileș (occidental), engendrés au cours des phases déformationnelles post-paroxysmales. L'importance des tectogenèses post-paroxysmales est clairement démontrée par le fort plissement de la couverture post-autrichienne, qui constitue l'actuel synclinial de Glodu.

Dans une phase distensionnelle précurseure à la mise en place de l'éruptif néogène a pris naissance le système de failles tracé sur la carte ; la plus importante de ces failles est celle qui provoque l'affaissement du compartiment sur lequel subsiste le synclinial Glodu. Les sédiments du synclinial Glodu transgressent les contacts tectoniques entre les nappes de Putna, Pietrosu Bistriței et Iacobeni (= Rodna ?)

---

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région de Dorna Arini-Drăgoiasa-Dîrmoxa.

1, Quaternaire. Néogène. 2, roches éruptives : dacites, andésites. Crétacé supérieur-Paléogène inférieur. 3, couverture post-autrichienne : congolomérats, grès, marnocalcaires. Nappe de Putna. Série de Tulgheș. Cambrien. Complexe Tg<sub>2</sub>. 4, schistes quartzitiques séricito-chloritiques : a, quartzites noires ; b, quartzites blanches ou bariolées ; c, roches carbonatiques à

manganèse et quartzites noires. Série de Tulgheș non divisée. 5, schistes quartzitiques séricito-chloriteux, roches porphyrogènes, quartzites noires. Nappe de Pietrosu Bistriței. Précambrien supérieur post-dalslandien. Série de Negrișoara. 6, gneiss porphyroïdes de Pietrosu ; 7, horizon des paragneiss quartzitiques à biotite. Nappe de Iacobeni (=Rodna?). Série de Rebra. Précambrien supérieur post-dalslandien. Horizon carbonato-amphibolique. 8, amphibolites, gneiss amphiboliques : a. gneiss, quartzites à magnétite; b. calcaires. Horizon des calcaires à silicates. 9, calcaires et dolomies : a. quartzites noires; b. paragneiss. Horizon terrigène inférieur. 10, paragneiss à staurotide : a. dolomies. Nappe de Călinești. Permien. 11, conglomérats polymictiques, grès violacés, siltites. Série de Bretila. Précambrien supérieur post-dalslandien. Horizon supérieur. 12, paragneiss à biotite, muscovite, grenats : a. amphibolites; b. gneiss grossièrement grenus. Horizon inférieur. 13, micaschistes quartzeux à almandin, quartzites à muscovite : a. quartzites noires; b. amphibolites; c. gneiss blanches finement lités. Lame de charriage Chirileni. Précambrien supérieur post-dalslandien. 14, gneiss à biotite rétromorphes et mylonitisés; 15, plan de charriage; 16, écaille; 17, rétrochevauchement; 18, faille; 19, limite lithostratigraphique; 20, limite de discordance stratigraphique; 21, limite éruptif néogène; 22, limite quaternaire; 23, axe anticlinal appartenant à la première tectogenèse post-paroxysmale; 24, axe synclinal appartenant à la deuxième tectogenèse post-paroxysmale; 25, section géologique.

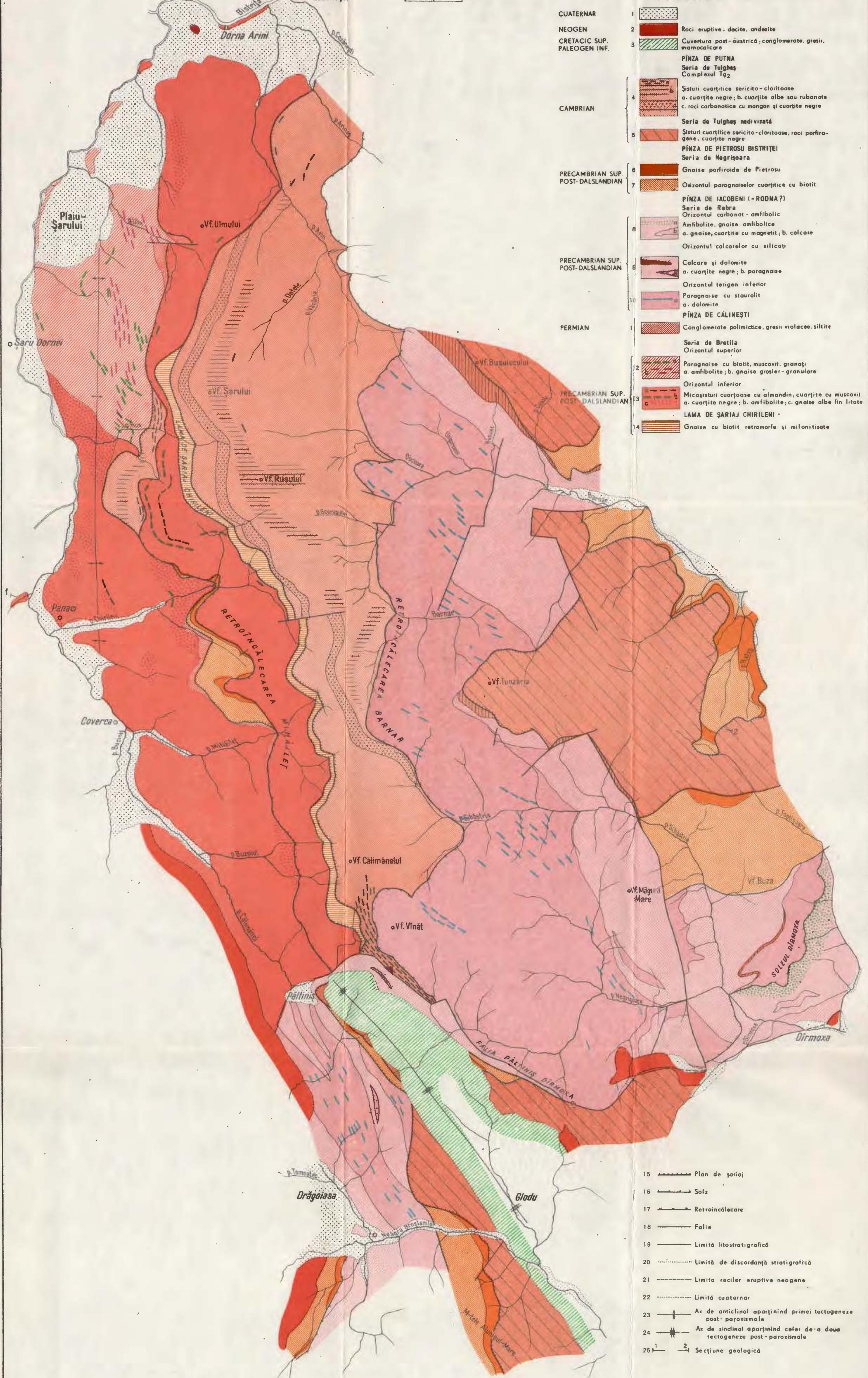


# HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII DORNA ARINI - DRĂGOIASA - DÎRMOXA

BALINTONI, I. GHEUCA. Structură și litostratigrafie - Dorna - Arini - Drăgoiasa

I. BALINTONI, I. GHEUCA

0 500 1 km



## SECTIUNE GEOLOGICĂ ÎNTRE PANACI ȘI PİRUL TOPLIȘOARA

1

VNV

1700  
1600  
1500  
1400  
1300  
1200  
1100  
1000  
900  
800  
700

PANACI

p.Chirileni

V.Călimănelul

Vf.Tunzăria

2

ESE

1700  
1600  
1500  
1400  
1300  
1200  
1100  
1000  
900  
800  
700

p.Toplișoara

## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### COMENTARIU LA HARTA UNITĂILOR TECTONICE CONSTITUTIVE ALE ZONEI CRISTALINO-MEZOZOICE A CARPAȚILOR ORIENTALI, ÎN REGIUNEA DINTRE VALEA PUTNEI ȘI MUNTELE BUDAC<sup>1</sup>

DE

ION BALINTONI, ION GHEUCA<sup>2</sup>

*Overthrust nappe. Tectogenesis. Alpine tectonics. Austrian phase. Lithostratigraphy. Post-paroxysmal deformations. East Carpathians. Crystalline-Mesozoic zone. Bistriței Mountains. Gișu-Pietroșu-Barnar-Budac-Șar zone.*

#### Abstract

Commentary on the Map of the Tectonic Units Constituting the Crystalline-Mesozoic Zone of the East Carpathians, in the Region between the Putna Valley and the Budac Mountain. The western sector of the Crystalline-Mesozoic zone of the East Carpathians, between the Putna Valley and the Budac Mountain consists, from bottom to top, of the following Austrian over-thrust nappes: the Călinești Nappe; the Iacobeni (=Rodna?) Nappe; the Pietroșu Bistriței Nappe; the Putna Nappe. After the Austrian paroxysmal tectogenesis, four more post-paroxysmal deformation phases acted, named in the decreasing order of age: Rărău, Glodu, Piatra Gruiului and Dîrmoxa. These deformation phases generated most of the plicative structures in the Crystalline-Mesozoic zone, the Mihăilești and Barnar retro-overthrusts as well as the faults system.

Harta pe care o prezentăm sintetizează aspectele structurale ale acestei părți a zonei cristalino-mezozoice, reiesește din activitatea de cartare geologică începută de noi cu mai bine de sase ani în urmă (Balintoni et al., 1974; Balintoni, Gheuca, 1977, 1978, 1979, 1981; Balintoni, 1981, 1982). Fără îndoială, harta noastră se sprijină pe

<sup>1</sup> Predată la 30 aprilie 1980, acceptată pentru publicare la 8 mai 1980, comunicată în ședința din 16 mai 1980.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



cunoștințele acumulate prin munca tuturor geologilor care ne-au precedat; cu excepția sectorului dintre valea Putnei și Giumalău însă, care păstrează limitele dintre elementele structurale aşa cum au fost trasate pe harta geologică 1 : 50.000, foaia Vatra Dornei (Bercia et al., 1975) reinterpretate ca semnificație (Balintoni, 1981) pentru restul regiunii datele ne aparțin, atât în ce privește traseul limitelor dintre elementele structurale, cît și valoarea acordată acestora. Între cercetătorii care au prezentat lucrări cu hărți de sinteză ce acoperă parțial sau în întregime și aria cartată de noi, cităm pe: Savul (1938); Rădulescu (1969); Bercia et al. (1971); Sandulescu (1976); Bercia et al. (1976). În cele ce urmează vom comenta esențialmente descriptiv elementele tectonice ale hărții, o parte a problemelor de interpretare fiind discutată de noi anterior, altele urmând să constituie subiectul unor lucrări viitoare.

### I. Pînzele de șariaj puse în loc în tectogeneza paroxismală austrică; complicațiile pre- și sin-paroxismale ale acestor pînze

Faptul că zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali reprezintă un pachet de pînze de șariaj ale căror dimensiuni depășesc aria actuală de aflorare a rocilor cristaline, a devenit în ultimii ani aproape în general acceptat. În ce privește constituția lithostratigrafică, limitele și corelarea lor, la nivelul întregii zone cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali, credeam că mai pot fi purtate discuții, asupra cărora nu vom insista.

#### A) Pînzele de șariaj austrice

În sectorul anunțat, am putut separa, de jos în sus, următoarele pînze de șariaj aparținind acestei tectogeneze: pînza de Călinești; pînza de Iacobeni (=Rodna?); pînza de Pietrosu Bistriței; pînza de Putna; lama de șariaj Chirileni.

1. *Pînza de Călinești* (Balintoni, 1981). Pînza de Călinești afloreză în ferestrele tectonice Arșița Barnarului, Arseneasa (Balintoni, Gheuca, 1977), în cele din bazinul superior al văii Putnei (Balintoni, 1981) și în aria Șaru Dornei (Balintoni, Gheuca, 1982). Are în componență metamorfite ale seriei de Brețila și roci sedimentare permian-mezozoice transgresive pe aceasta. Se coreleză cu pînzele maramureșene în sensul lui Bercia et al. (1976).

2. *Pînza de Iacobeni (=Rodna?)*. Individualizată de Bercia et al. (1971) și echivalată în 1976 de Mureșan cu pînza de Rodna. Notarea noastră reflectă starea încă ipotetică a acestei echivalări, pînă ce zona de legătură dintre munții Rodnei și cei ai Bistriței va fi rezolvată cartografic. Pînza de Iacobeni (=Rodna?) este deschisă pe suprafețe considerabile, unele cu contururi complicate, ceea ce face dificilă o delimitare a ferestrelor și semiferestrelor. Pînza de Iacobeni (=Rodna?) este alcătuită pe suprafață cunoscută de noi numai din roci ale seriei de Rebra.



3. *Pînza de Pietrosu Bistriței* (Balinți, Gheluca, 1977). Teritoriul pe care este vizibilă pînza de Pietrosu Bistriței se compară ca întindere cu cel ocupat de pînza de Iacobeni (=Rodna ?), căreia îi urmează în succesiune. Este constituită din roci ale seriei de Negrișoara. Apariții ale pînzei de Pietrosu Bistriței au fost identificate de noi, spre sud pînă în valea Chindenii, la sud de Gheorgheni, iar spre nord, pînă în valea Rica la Poienile de sub Munte.

4. *Pînza de Putna*. Prin pînza de Putna înțelegem prima unitate tectonică superioară pînzei de Pietrosu Bistriței. Admitem că planul de forfecare de la baza pînzei de Putna este de vîrstă austrică și nu avem o părere proprie fundamentată asupra relației pînzei de Putna cu unitățile tectonice superioare ei. În concepția pe care o notăm aici, nu recunoaștem existența pînzei de Rodna-Mestecăniș (Berică et al., 1971, 1976) sau sub-bucovinice (Sandulescu, 1967, 1976) cel puțin în aria cartată de noi pînă în prezent. Pînza de Putna este formată din roci ale seriei de Tulgheș. Păstrăm numele de pînza de Putna pentru această unitate tectonică, deoarece în bazinul superior al văii Putnei, ceea ce atribuim noi pînzei de Putna, corespunde din punct de vedere geometric și stratigraphic cu ceea ce au figurat drept pînza de Putna Berică et al. (1971).

5. *Lama de șariaj Chirileni* (Balinți, Gheluca, 1981). Lama de șariaj Chirileni, situată spațial între pînza de Putna și pînza de Călinești, se urmărește ca o bandă subțire din Munțele Rusul și pînă la izvoarele pîrîului Călimănel. Include roci de mezozonă retromorfozate și milonitizate, fără a se putea preciza dacă aparțin seriei de Bretila, celei de Rebra sau celei de Negrișoara și deci căreia dintre pînzele care au roci de mezozonă în alcătuire.

#### B) Complicațiile pre- și sin-paroxismale ale pînzelor de șariaj austrice

1. *Încălecarea Dîrmoxa* (Balinți, Gheluca, 1982). Chiar în imprejurimile satului Dîrmoxa s-a putut contura în cadrul seriei de Rebra din pînza de Iacobeni (= Rodna ?) un contact anormal, orizontul calcarelor cu silicati fiind împins peste orizontul carbonat-amfibolic. Deoarece această încălecare nu întretaie pînzele superioare, fiind proprietatea pînzei de Iacobeni (= Rodna ?), ea poate apartine unei faze tectogenetice pre-austrice.

2. *Unitatea de Bărnărel* (Balinți, Gheluca, 1977, 1978; Balinți, 1979). Ansamblul format din pînzele de Pietrosu Bistriței și de Putna, este dublat vizibil între munțele Giupalău și muntele Budac, după un plan de forfecare cu vergență estică. Partea inferioară a acestei dublări poartă numele de Unitatea de Bărnărel. Propunând ipoteza că dublarea respectivă reprezintă o complicație frontală a ansamblului celor două pînze (Balinți, 1981), generată în timpul punerii în loc a



pînzei de Pietrosu Bistriței, (cu specificația că pînzele de șariaj austrice s-au pus în loc succesiv de sus în jos) rezultă implicit caracterul sin-paroxismal al dublării.

## II. Particularități ale pîzelor de șariaj austrice

1. Pe întregul teritoriu cartat de noi, pînzele de șariaj austrice au în constituție cîte o singură serie cristalină.
2. Suprafetele superioare ale pîzelor de șariaj sint suprafete de eroziune și nu de forfecare.
3. Pînzele au structuri interne slab exprimate, planele de forfecare de la baza lor fiind paralele pe întinderi mari cu strate ale serilor cristaline componente.
4. Unitățile șariate sint subțiri, dar prezintă mari variații de grosime.
5. Pinza de Iacobeni (= Rodna ?) și pinza de Pietrosu Bistriței sint discontinui, atît spre marginea estică a zonei cristalino-mezozoice, cit și spre cea vestică.
6. Pînzele nu se înrădăcinează în interiorul zonei de aflorare a cristalinului Carpaților Orientali.
7. Cu excepția pînzei de Călinești, celorlalte pînze austrice figurate pe hartă le lipsește cuvertura sedimentară.

Caracteristicile mai sus citate ale pîzelor de șariaj austrice, credem că sint în relație cu mecanismul lor de formare și punere în loc ; tratarea acestei chestiuni depășește însă cadrul prezentului articol.

## III. Elemente structurale post-paroximale

Toate elementele structurale în care planele de șariaj ale pîzelor menționate anterior apar cu proprietățile geometrice inițiale modificate, trebuie considerate că aparțin unor faze tectogenetice post-paroxismale. Pe baza relațiilor mutuale dintre elementele structurale care implică planele de șariaj, am distins în sectorul cartat trei asemenea faze compresive și una distensională (B a l i n t o n i , 1982 ; B a l i n t o n i , G h e u c a , 1982), ale căror vîrste pot fi apreciate doar aproximativ. Din acest motiv, propunem utilizarea temporară a unor denumiri locale pentru ele, pînă ce vor putea fi paraleлизate cu tectogenezele post-austrice bine precizate temporal. De la faza cea mai veche spre faza cea mai nouă, aceste denumiri ar putea fi : faza Rarău ; faza Glodu ; faza Piatra Gruiului ; faza Dîrmoxa. Denumirile de mai sus au fost alese după locurile în care structurile generate de ele sint clar exprimate.

1. *Faza Rarău.* Probabil că nu urcă mai sus decît Cretacicul superior și este responsabilă pentru : sinclinalul de pînze Rarău ; anticlinorul de pînze de la vest de acesta. Posibil să-i aparțină : retroîncălecarea Mihăilești ; falia direcțională inversă din lungul boltirii Giumentău-Valea Seacă, ce marchează jonctiunea celor două cuti complexe majore. Cutile acestei faze au cea mai mare lungime și amplitudine, iar direcția lor este de fapt direcția catenei.

2. *Faza Glodu.* Este cea care a cutat cuvertura post-austrică din sinclinalul Glodu și ar putea fi miocenă. Tot atunci s-a produs retroîncălec-



carea Barnar care a transportat tectonic spre vest sinclinalul Glodu. Direcția sinclinalului Glodu face un unghi de cca  $20^{\circ}$  cu direcția boltirii Giumalău-Valea Seacă, și deci cu direcția cristalinului Carpaților Orientali.

**3. Faza Piatra Gruiului.** Este deformarea care a flexurat larg boltirea Giumalău-Valea Seacă, direcțiile acestor flexuri fiind relativ perpendiculare pe direcțiile cutelor anterioare (SV—NE). Partea cea mai cloborită a unei asemenea flexuri este vizibilă în muntele Piatra Gruiului, aflat între râurile Bărănel și Izvoru Rău. Posibil ca și deformarea Piatra Gruiului să fie de vîrstă miocenă.

**4. Faza Dîrmoxa.** Este o fază distensională, premergătoare punerii în loc a rocilor eruptive neogene, care a generat sistemul de falii conjugate, evidențiat în apropierea zonei eruptive. Cea mai importantă falie din acest sistem este falia Păltiniș-Dîrmoxa, care pune cap în cap sinclinalul Glodu cu anticlinalul de pînze Șaru Dornei-Păltiniș (anterior suprapuse), prin cloborirea compartimentului sudic. Cutile fazelor Glodu și Piatra Gruiului, avînd amplitudini mult mai reduse decît cele ale fazei Rarău, se grefează de fapt pe cele ale acestei faze, generînd prin interferență forme pozitive și negative puternic asimetrice și cu proprietăți geometrice variabile. De altfel și cutile simple ale fiecărei faze deformaționale pot fi asimetrice, după cum se observă clar în cazul sinclinalului Glodu.

#### IV. Concluzii

Contribuțiiile mai importante care ni se dătoresc în descifrarea structurii și stratigrafiei zonei cristalino-mezozoice din această parte a Carpaților Orientali, le menționăm ca parte finală a acestui articol.

În domeniul stratigrafic : s-a descoperit seria de Bretila în partea centrală a zonei cristalino-mezozoice, s-a individualizat seria de Negrișoara și s-au observat rocile mezozoice din fereastra Arșița Barnarului.

În domeniul structural : s-au conturat pînzele de Călinești, de Pietrosu Bistriței, lama de șariaj Chirileni, unitatea de Bărănel, retroîncălecările Barnar și Mihăilești, încălecarea Dîrmoxa, și s-a arătat că gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței reprezintă un corp geologic tabular și nu un dyke ; s-a pus la îndoială existența pînzei de Rodna-Mestecăniș sau sub-bucovinice, indicîndu-se și o rezolvare posibilă a impasului ; s-a analizat posibilitatea decelării de elemente structurale aparținînd la patru faze deformaționale post-paroxismale, denumite în ordinea descrescătoare a vîrstei : Rarău, Glodu, Piatra Gruiului și Dîrmoxa. Majoritatea cutelor și falilor ce participă la arhitectonica zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali, aparțin acestor deformări.



## BIBLIOGRAFIE

- Balintoni I. (1981) Date noi asupra poziției structurale a metamorfitelor din bazinul văii Putnei. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI/5, pp. 25–36, București.
- (1982) Structura părții de NW a muntelui Budac și a versantului drept al râului Negrișoara, aval de confluența cu pîrul Dirmoxa (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVII/5, București.
  - Gheuca I. (1977) Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonică, în regiunea Zugreni-Barnar (Carpații Orientali) *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIII, 5, pp. 11–38, București.
  - (1978) Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței și unitatea tectonică de Bărnărel, între riurile Barnar și Neagra Broștenilor (Carpații Orientali) *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV/5, pp. 5–16, București.
  - (1981) Probleme structurale ale văii Bistriței între Dorna Arini și Zugreni (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI/5, pp. 37–49, București.
  - (1982) Structura și lithostratigrafia sectorului vestic al cristalinului Bistriței, între Dorna Arini și Drăgoiasa (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVII/5, București.
  - Timăru T., Isac C. (1974) Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței, între Zugreni și Izvoru Rău (Carpații Orientali). *St. cerc. geofiz., geol., geogr., seria geol.*, 19, pp. 85–92, București.
- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M., Iliescu Violeta (1971) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Bercia Elvira, Sandulescu M., Szász L. (1975) Harta geologică scara 1:50.000, foala Vatra Dornei. I.G.G., București.
  - Kräutner H., Mureșan M. (1976) Pre-mesozoic metamorphites of the east Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, pp. 37–70, București.
- Mureșan M. (1976). O nouă ipoteză privind pînzelile bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol., geofiz.*, LXII/5, pp. 77–94, București.
- Rădulescu I. (1969) Cristalinul Bistriței. Stratigrafia și structura masivului cristalin din partea de nord a Carpaților Orientali. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geol.*, 14, 1, pp. 21–39, București.
- Savul M. (1938) Le cristallin de Bistrița. La region Dorna-Broșteni. (Districts Cîmpulung et Neamț) *Ann. Scient. l'Univ. Jassy*, Tome XIV, Fasc. 1, Tip. „Presa bună”, Iași.
- Sandulescu M. (1967) La nappe de Hăgimăș—une nouvelle nappe de decollement dans le Carpates Orientales. *Assoc. Geol. Carp.-Balc.*, VIII-eme Congr., Belgrade, Rapp. Geotect., pp. 179–185, Belgrad.
- (1976) La correlation structurale du tronçon oriental, avec celui meridional des Carpathes Roumaines. *D. S. Inst. geol., geofiz.*, LXII/5, pp. 177–194, București.

## DISCUȚII

M. Sandulescu: Lucrarea, sintetizind observațiile făcute de autori pe o arie întinsă, oferă fără îndoială posibilitatea de a aborda probleme multiple referitoare la structura pînzelor din zona cristalino-mezozoică. Printre acestea am dori să subliniem :



În sfîrșit, merită a fi reținut faptul că un profil seismic experimental, executat în 1978 în vederea obținerii de informații de la foarte mare adâncime evidențiază înregistrări în timp pînă la 10 secunde, ultimul nivel de energie (de ampliere redusă), plasîndu-se chiar la 12 secunde. În aceste cazuri, din lipsa unor date de viteză mai exacte, s-a luat în calcul o viteză medie de 3000 m/secunde (limitele extreme fiind 1800 m/secunde la Pliocen și 5000 m/secunde la pachetele de strate cele mai adînci), obținîndu-se astfel o grosime a sedimentarului în jur de 15000 m.

## BIBLIOGRAFIE

- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Editura științifică, București.  
 Bucur I. (1978) Tectonica și implicațiile sale în seismicitatea curburii Carpaților Orientali și a regiunilor limitrofe. Com. Ses. Șt. IPGGH, Rev. știință și tehnică nr. 6 București.  
 Dumitrescu I., Sandulescu M. (1971) Harta tectonică a RSR, scara 1:1000000, IGG, București.  
 Paraschiv D. (1975) Geologia zăcămintelor de hidrocarburi din România. Inst. geol. geofiz., Stud. tehn. econ. serie A, nr. 10, București.

## ÎNTREBĂRI

C. Barbu : 1. Care a fost aportul prospecțiunilor seismice anterioare?

2. Acceptați pentru Mezozoic și Paleozoic o tectonică mai avansată decit cea redată de secțiunile prezентate?

Răspuns : 1. Prospecțiunile seismice anterioare au investigat numai o parte din succesiunile neogene și deloc pe cele mezopaleozoice.

2. Este de presupus o tectonică mai avansată. Interpretatorul datelor seismice este obligat să elaboreze imagini structurale în acord cu evoluția orizonturilor redate de aceleasi secțiuni seismice.

I. Lăzăr : 1. Anomaliiile de tip bright spot îndreptătesc amplasarea unor foraje pentru gaze? Care este opțiunea dvs.?

Răspuns: Dacă anomaliiile amintite se plasau pînă la 2000 m adâncime credeam că ar fi utilă investigarea lor. Detectarea acestor anomalii în jurul adâncimii de 3000 m impune unele rezerve deși nu exclude eventualul lor potențial gazeifer.

## CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DE LA TECTONIQUE DE LA RÉGION DE BUZĂU-GHERGHEASA-RÎMNICU SÂRAT

### (Résumé)

La région investiguée appartient au secteur nord-est de la plate-forme moesienne, étant emplacée au sud-ouest de l'unité (le promontoire) de la Dobrogea septentrionale, au sud de l'unité (la molasse très épaisse — plus de 10.000 m) péricarpathique et au nord-ouest de l'unité



de la Dobrogea centrale (schistes verts), la dernière renvoyant sur l'alignement de Bordeiul Verde-Boldu, un important plonge structural.

L'étude sismique dans cette région met en évidence une couverture sédimentaire sarmato-pliocène, épaisse de presque 6000 m, quasi-horizontale ou peu ondulée, qui surmonte des dépôts plus anciens (badéniens et peut-être d'autres termes plus anciens du Miocène inférieur ou du Paléogène) couvrant à leur tour un important relief d'érosion (Paléozoïque, Jurassique, Crétacé) avec dénivellations morphologiques importantes et une tectonique distincte par rapport à la structure néogène.

Les données actuelles relèvent que le domaine pré-tertiaire consiste en formations crétacées, jurassiques (pérmo-triasiques?) et paléozoïques (Dévonien, Silurien, Ordovicien) dont le soubassement englobe les schistes verts, qu'on ne peut pas séparer sur les sections sismiques des formations qui les surmontent.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Sections sismiques dans la région de Buzău-Ghergheasa-Rimnicu Sărat.

1, 0 – 12, enregistrement des horizons sismiques dans le temps (secondes); 2, 0 – 18000 mètres, profondeur des horizons sismiques; 3, D – Dacien; 4, P – Pontien; 5, M – Méotien; 6, Sm – Sarmatien; 7, Bn – Badénien; 8, K – Crétacé non-divisé; 9, J – Jurassique; 10, Pz – Paléozoïque; 11, Λ, le domaine des formations contenues entre le Sarmatien et le relief pré-tertiaire; 12, B, le domaine des formations mésozoïques, paléozoïques, pré-paléozoïques; 13, horizons sismiques corrélables; 14, corrélations intraformationnelles; 15, paléorelief; 16, intersection des profiles; 17, failles; 18, limite relative du relief pré-tertiaire; 19, zone de faille; 20, changement de polarité de la trace sismique engendré par les changements de faciès, contenu en hydrocarbures gazeux (fluides?); 21, forage exécuté.

### Planche II

La carte des isochrones à la limite Tertiaire-pré-Tertiaire. La région de Buzău-Ghergheasa-Rimnicu Sărat.

1, isochrones; 2, faille; 3, forage; 4, forage exécuté par sismocarotage; 5, aire des formations crétacées; 6, la limite Dacien-Pontien, rencontrée dans le forage.



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



Project 22 : Precambrian in younger fold belts

### RELATIONS ENTRE LES FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES POLYCYCLIQUES DU PLATEAU MEHEDINTI<sup>1</sup>

DE

VIORICA IANCU, ION HÂRTOPOANU<sup>2</sup>

*Polymetamorphism. Metamorphic rocks. Lithostratigraphy. Deformations. Regional metamorphism. Blastomylonites. South Carpathians, Crystalline Gotic Domain. Mehedinți Plateau. Profile de Fier oulier.*

#### Abstract

Relationships between Polyyclic Metamorphic Formations in the Mehedinți Plateau. The authors supply metamorphic and deformational arguments for the differentiation of two series of metamorphic rocks : the Sebeș-Lotru Series (with polymetamorphic, polydeformational, polymigmatic character) and the Jidoștița Series. "The contact zone" between the two series is marked by an alternation of metamorphosed rocks, at the level of the biotite zone (the Jidoștița Series), and "blastomylonites", consisting of a fine-grained mesostasis with neoformation minerals and relict porphyroclasts (the Sebeș-Lotru Series). This contact might be considered of angular unconformity and metamorphism with regard to the first major metamorphic events that affected the Sebeș-Lotru Series, being modified during the later events common to both series.

#### 1. Introducere

Dans le cadre du lambeau des Portes de Fer de la nappe gétique, on a remarqué l'existence de quelques formations métamorphiques à granulation fine, localisées spécialement dans la partie orientale du lambeau et affleurant à des côtes minima : au fil des vallées et à la base des versants.

Ces formations ont été observées par Codarcea (1940), qui les mentionnait sous le nom de „zone de Luchița”.

<sup>1</sup> Reçue le 30 Avril 1980, acceptée pour publication le 13 Mai 1980, communiquée dans la séance du 16 Mai 1980.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



Les levers effectués dans la période 1974–1978 ont autorisé deux interprétations sur ces formations. La première les considère appartenant à un „complexe microblastique” de la série de Sebeş-Lotru, avec un passage graduel au complexe supérieur, phanéroblastique (Andrei et al., 1974, 1975, 1976). Une autre interprétation (Conovici et Conovici, 1978) sépare ces formations sous le nom de „série de Jidoştia-Luchița”, qui supporte en relations de charriage la série de Sebeş-Lotru. L'âge du chevauchement n'est pas précisé.

En 1979 nous avons fait une série de coupes dans les bassins des vallées : Jidoştia, Luchița, Topolnița, Gîrdanu, Coșuștea et Șovarna (pl. I). Dans l'intervalle 1976–1978 nous avons fait des levers détaillés dans le lambeau de Bahna pour la carte géologique échelle 1 : 50.000 (feuille Nadanova) ; puisque nous n'avons pas pu effectuer un lever systématique sur une aire plus grande dans le lambeau des Portes de Fer, la présente étude a un caractère préliminaire.

Les relations bien complexes entre les formations métamorphiques qui se rangent certainement dans la série de Sebeş-Lotru, avec un évident caractère polymétamorphe, polycyclique, et les formations microblastiques qui trahissent des aspects structuraux, microstructuraux et lithologiques différents, visibles à l'échelle mésoscopique, demandent aussi une étude comparative complexe : minéralogique, microstructurale, géochimique etc.

Les données d'observation disponibles confirment l'existence des relations anormales (de chevauchement) mises en évidence par des déformations entre la série de Sebeş-Lotru et les formations microblastiques représentées par des quartzites et roches quartzofeldspathiques à biotite, parfois rétromorphisées au niveau de la zone à chlorite, seulement dans les zones orientales des bassins des vallées Topolnița, Gîrdanu, Coșuștea et Șovarna etc.

La série de Jidoştia semble affleurer dans une série de fenêtres tectoniques au-dessous de l'unité géétique, avec un développement insulaire et constitue un alignement orienté NE–SO, près du contact oriental avec les dépôts néogènes de la Dépression géétique ; vers le nord, ces fenêtres se déplacent vers la limite occidentale du lambeau des Portes de Fer et ont une extension aréale toujours plus réduite.

Une série d'arguments qui seront exposés plus loin nous portent à considérer ce type de contact d'âge alpin, ce qui mène à la nécessité d'individualiser une subunité ou une complication dans le cadre du lambeau des Portes de Fer.

La présence des formations microblastiques dans la subunité sub-jacente, ainsi que la présence des formations rétromorphisées de la série de Sebeş-Lotru dans la subunité inférieure étaient l'hypothèse d'une complication dans le cadre de la nappe géétique, le plan de chevauchement d'âge alpin intersectant un contact plus ancien entre les deux séries.

Dans la partie occidentale du lambeau des Portes de Fer, dans les bassins des vallées Luchița et Coșuștea, on remarque l'existence des relations directes (sans l'intermédiaire des contacts tectoniques récents)

entre les deux types de formations : phanéroblastiques (appartenant avec certitude à la série de Sebeș-Lotru) et microblastiques (appartenant à la série de Jidoștița).

Dans un chapitre à suivre nous allons préciser la nature de ce contact. Afin d'expliquer la nature différente de ces types de formations, leur appartenance à une seule série ou à deux séries métamorphiques, d'âge différent, nous présenterons une série d'arguments à même de permettre leur différenciation, en vertu des caractères spécifiques ; une série de traits reconnaissables chez les deux séries met en évidence leur évolution commune pendant les derniers événements métamorphiques et déformationnels, ce qui rend bien difficile la séparation des roches des deux séries dans la zone de contact, à l'échelle mésoscopique ainsi qu'à celle microscopique.

Nous disposons ainsi d'une série de nouveaux arguments pour mettre en évidence le caractère polycyclique de la série de Sebeș-Lotru, qui découle de la superposition de certains événements métamorphiques et déformationnels séparés dans le temps (Iancu, Hărtopanu, 1979).

## 2. Données lithostratigraphiques sur les séries de Sebeș-Lotru et Jidoștița

2.1. La série de Sebeș-Lotru présente une lithologie variée, parce que les types pétrographiques actuels sont le résultat de la réorganisation et de la différenciation métamorphique des roches initiales, en plusieurs étapes de métamorphisme, accompagnées parfois de migmatisation.

Dans le cadre de cette série, on a distingué dans les Carpates Méridionales plusieurs entités lithostratigraphiques, sur le principe de base de conserver les séparations lithologiques initiales, pré-métamorphiques, au cours du métamorphisme régional résultant une foliation métamorphique parallèle à la foliation de stratification (Bercia, 1975 ; Savu et al., 1976).

A la partie nord du lambeau de Bahna, Hărtopanu et Iancu (carte géologique 1 : 50.000, feuille Nadanova — sous presse) séparent : la formation des plagiogneiss (à la partie inférieure), la formation des amphibolites, la formation des gneiss et la formation des micaschistes. Dans le cadre de ces entités sont présentes des roches avec une individualité pétrographique marquée : quartzites  $\pm$  pyroxènes, calcaires et skarns métamorphiques, métapéridotites serpentinisées, roches éclogitoïdes, gneiss quartzitiques à cordiérite etc.

L'aspect pétrographique des roches métamorphiques est compliqué par la superposition des processus de migmatisation, la réponse différente des roches aux événements déformationnels successifs, ainsi que par l'extension spatiale différente des paragenèses minérales (y compris minéraux index) appartenant à des épisodes métamorphiques avec des gradients géothermiques différents. Une série de données d'observation révèlent l'importance particulière de la réorganisation des minéraux métamor-

phiques d'après une direction structurale secondaire ( $S_2$ ), qui représente la schistosité et le rubanement régional, résultats de la transposition des limites lithologiques initiales ( $S_0$  et  $S_1$ ). L'extension régionale, l'intensité des recristallisations le long des plans  $S_2$ , ainsi que le nombre réduit d'affleurements qui conservent des foliations réliques,  $S_1$ , prouvent le caractère avancé de ces transpositions. Les limites  $S_0$  impliquent le tracé — en base de corrélation régionale — des formations à lithologie pré-métamorphique unitaire. Concrètement, les limites lithologiques fréquemment visibles et mesurables à l'échelle mésoscopique sont des limites modifiées par transposition. Les corps de roches résultés, actuellement visibles en affleurements, sont souvent des corps formés par réorganisation dans le plan  $S_2$ , souvent à formes géométriques compliquées à cause des déformations ultérieures.

Dans la zone orientale du lambeau des Portes de Fer (où sont fréquentes des formations microblastiques aussi), la série de Sebeș-Lotru est représentée par la formation inférieure, des plagiogneiss, caractérisée par la fréquente association des plagiogneiss et des micaschistes avec des amphibolites, gneiss amphiboliques, gneiss quartzo-feldspathiques  $\pm$  biotite, quartzites et calcaires cristallins. Pour souligner la lithologie diverse de cette série il faut mentionner : l'abondance en migmatites, appartenant à plusieurs étapes de migmatisation, et la grande fréquence des corps de

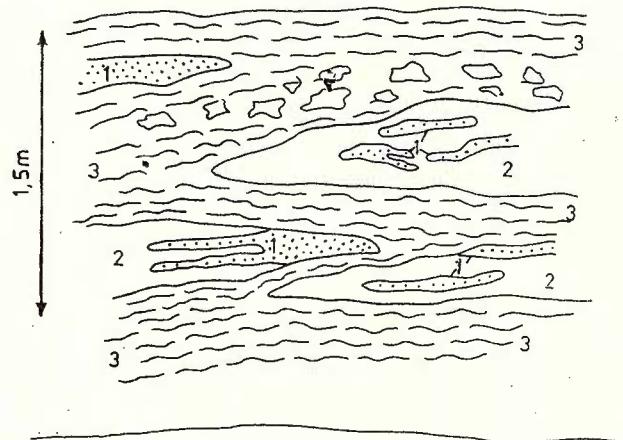


Fig. 1. — Lentilles de quartz minéralisé — Valea Roșie (esquisse d'affleurement). 1, lentille de mincrai ; 2, lentilles de quartz à mincrai ; 3, plagiogneiss et micaschistes laminés.

roches éclogitoïdes, roches métamorphiques avec une association minérale complexe, résultées de l'adaptation de la paragenèse initiale aux conditions des phases métamorphiques plus nouvelles.

Dans la série de Sebeș-Lotru sont bien fréquents les corps de roches pegmatitiques (concordants ou discordants par rapport à la foliation  $S_2$ ) et dans le lambeau des Portes de Fer sont présents aussi des corps lenticulaires de quartz, parfois accompagnés de concentrations de sulfures complexes aurifères disposées en concordance ou en pseudo-concordance sur les foliations  $S_2$ , mais certainement déformés par les mouvements alpins (fig. 1).

2.2. La série de Jidoștița, séparée par Conovici (1978) sous le nom de série de Jidoștița-Luchița, a été individualisée sur la base de la limite de chevauchement de la série de Sebeș-Lotru. Nous avons employé la dénomination simplifiée de série de Jidoștița, parce que Luchița est un affluent de la vallée de la Jidoștița. C'est une série monotone du point de vue lithologique, constituée spécialement de quartzites et roches quartzo-feldspathiques, biotitiques, à granulation menue, ce qui a fait qu'au début cette série soit séparée sous le nom de „complexe microblastique” (Andrei et al., 1974–1976). Nous n'avons pas remarqué de niveaux ou formations à valeur de repère stratigraphique, et l'épaisseur de la série est difficile à estimer du fait des relations compliquées avec la série de Sebeș-Lotru et des ouvertures défavorables, sur de petites différences de niveau.

La série de Jidoștița est bien ouverte dans le bassin des vallées de Jidoștița et Luchița, s'étendant discontinulement dans les „fenêtres tectoniques” des bassins des vallées Topolnița, Coșuștea et Sovarna, au nord.

Afin de compléter l'image lithologique générale sur la série de Jidoștița, nous allons souligner que, outre la granulation constamment réduite (mais qu'on peut rencontrer également en quelques „niveaux” ou roches de la série de Sebeș-Lotru) et la simplicité des associations minérales, on remarque l'absence des intercalations de roches carbonatiques, des gneiss quartzo-feldspathiques, des quartzites à pyroxènes ou cordierite, des roches métá-péridotitiques, ainsi que l'absence des éclogites et des corps de quartz minéralisé. C'est évidente aussi l'absence des effets d'une migmatisation métatectique.

### 3. Métamorphisme et déformation

Puisque le problème du métamorphisme implique une série d'études complexes, nous allons mentionner seulement les arguments à caractère général, qui aident à la différenciation des principaux événements métamorphiques ayant affecté chaque série.

3.1. *La série de Sebeș-Lotru* est constituée de formations avec un visible caractère polycyclique (polymétamorphe, polydéformationnel, polymigmatique), qui résulte de :

- la non concordance entre les directions structurales mésoscopiques prédominantes (schistosité régionale,  $S_2$ ) et les limites lithologiques ( $S_{0-1}$ ) à déduire par interprétation ou lever régional ;

- la coexistence — à l'échelle mégascopique et microscopique — de moins deux générations de plans ( $S_1$ ,  $S_2$ ) à développement (statistique) régional et des plans ( $S_3$ ) d'extension locale, accompagnés de paragenèses minérales distinctes, se succédant dans le temps, et qui donnent



des linéations minérales ( $Lm_1$ ,  $Lm_2$ , fig. 2, 3, 4a) à position spatiale différente.

Les linéations minérales les plus anciennes  $Lm_1$  ont une orientation générale O—E, en différant des linéations minérales  $Lm_2$  (Iancu, Hartopanu, 1979) et ne sont pas cozonales avec les axes des plis plus nouveaux ( $B_2$ ,  $B_3$ ), ni avec les directions des foliations  $S_2$  (fig. 4b, 4c).

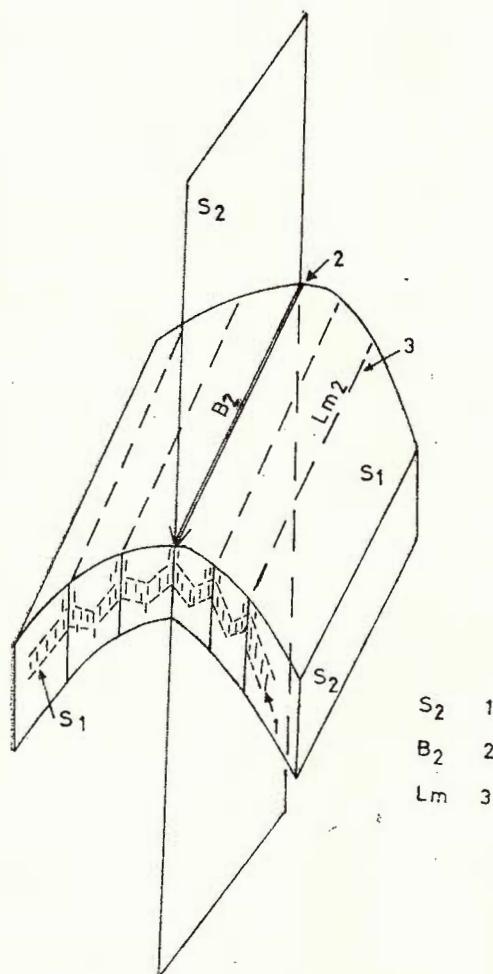


Fig. 2. — Pli  $B_2$  et rubanement relictique ( $S_1$ ) dans la série de Sebeș-Lotru. Affleurement sur la vallée du Danube. 1, micas réorganisés dans le plan  $S_2$ ; 2,  $B_2$  — axe de pli mésoscopique; 3,  $Lm$  linéation minérale.

— La coexistence de trois générations de plis mésoscopiques ( $B_1$ ,  $B_2$ ,  $B_3$ ) et de plis régionaux  $B_4$ , qui se sont succédés dans le temps, les derniers systèmes affectant de façon évidente les plis des premiers moments de déformation. L'orientation de la schistosité régionale,  $S_2$  (fig. 4d), et des systèmes de plis plus récents (NNE—SSO) est visiblement différente

Fig. 3. — Pli  $B_3$  intersecté par des plans  $S_3$  dans la série de Sebeș-Lotru, affleurement sur la vallée du Danube. 1,  $Lm$  — linéation minérale; 2,  $B_3$  linéation de charnière (axe du plis); 3,  $Pa$  — plan axial.

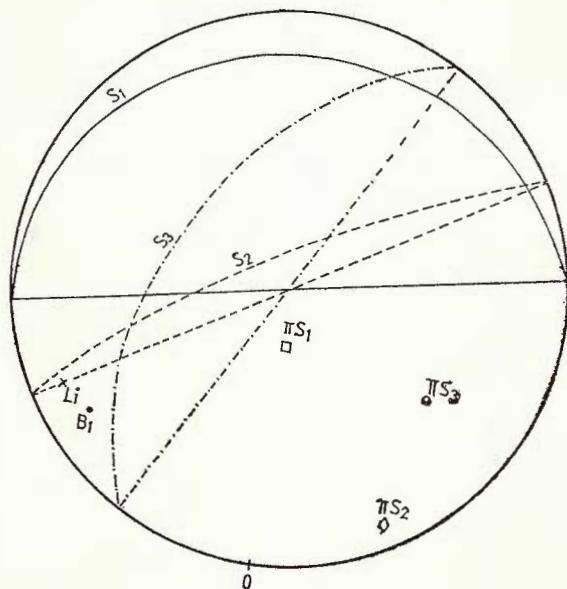
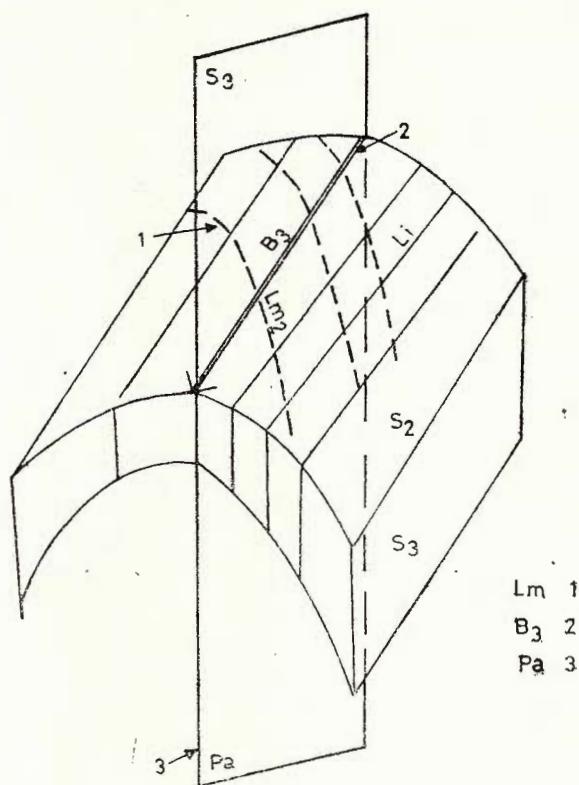


Fig. 4a. — Diagramme des éléments structuraux — affleurement sur la vallée de Jidoștița (quartzites biotitiques, série de Jidoștița). Eléments planaires ( $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ ), linéation axiale ( $B_1$ ) et linéation d'intersection ( $Li$ ).

de celle des linéations minérales réliques ( $O-E$ ) et des plis  $B_4$  ( $NO-SE$ ), en attestant le changement des directions de stress dans le temps. Le dernier set de plis pré-alpins  $B_4$  provoque des affaissements axiaux importants (pl. IV, fig. 1) des anciens plis, en engendrant une réduction (com-

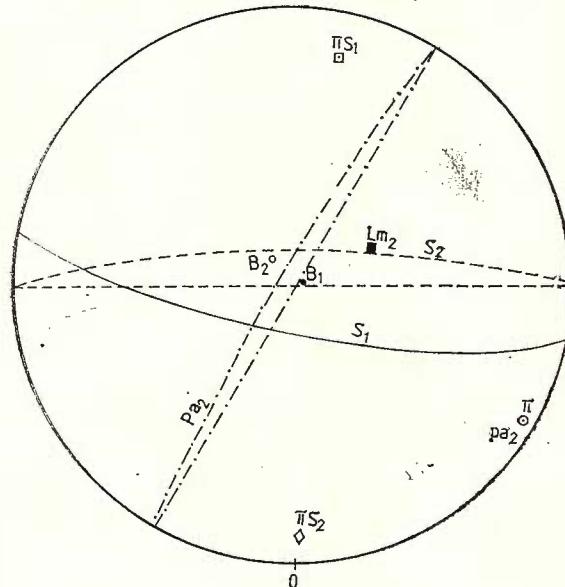


Fig. 4b. — Diagramme des éléments structuraux — affleurement sur la vallée du Danube (amphibolites — série de Sebeş-Lotru). Plans  $S_1$ ,  $S_2$ , plan axial ( $P_{a_2}$ ), linéations axiales ( $B_1$ ,  $B_2$ ) et minérales ( $Lm$ ).

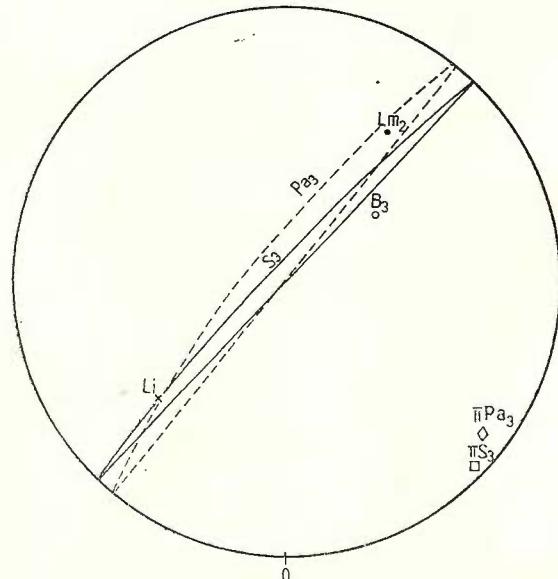


Fig. 4c. — Diagramme des éléments structuraux :  $S_3$ ,  $Lm_2$ ,  $B_3$ ,  $Li$ , blastomylonites (série de Sebeş-Lotru); affleurement vallée du Danube.

pression) des formations métamorphiques sur une direction NNE—SSO. Il est possible que les pendages axiaux fussent renforcés par des mouvements alpins, puisque nous avons observé aussi des plongeons de 10—15°

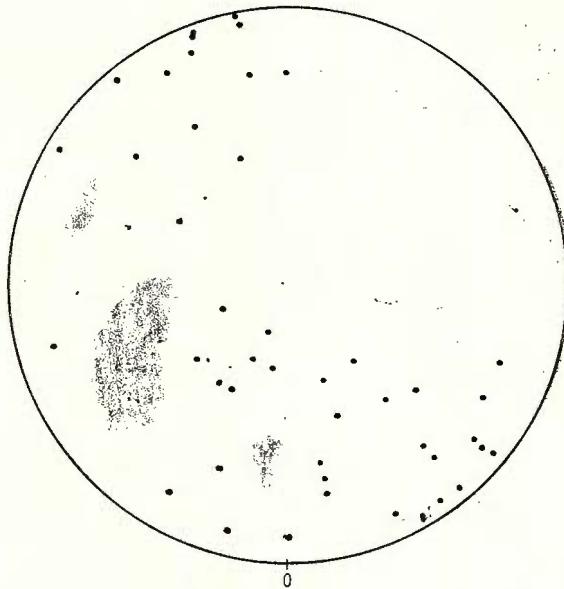


Fig. 4d. — Diagramme des foliations  $S_2$  (de rubanement et schistosité) dans la série de Sebeș-Lotru (secteur Jidoștița-Luchița).

de quelques plis d' entraînement au-dessous du plan de la nappe gétique dans des formations du para-Autochtone de Severin (fig. 5).

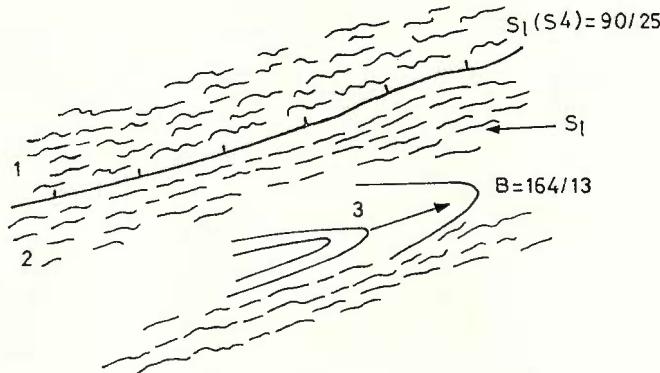


Fig. 5. — Eléments déformationnels au contact entre la nappe gé- tique et l'unité de Severin : 1, cristallin laminé, cataclasé — série de Sebeș-Lotru ; 2, marnocalcaires laminés (paraautochtone de Se- verin) ; 3, pli métrique à plonge axial (B) de 13° SW.

— L'existence des associations minérales complexes, dans lesquelles coexistent plusieurs paragenèses successives, représentées par des miné-

raux réliques, à minéraux de néoformation ou réorganisés d'après des directions structurales nouvelles. On a remarqué également de nombreuses relations structurales indiquant des réactions entre différents minéraux (muscovite-plagioclase, muscovite-feldspath potassique, biotite-cordierite etc.) ou le remplacement des minéraux plus anciens par d'autres plus nouveaux. Dans les roches à textures mylonitiques recristallisées (pour lesquelles on employera le nom de „blastomylonites”), on peut distinguer d'une part des minéraux „résiduels” *sensu* A nth on i o z (1970), soit des réliques métamorphiques, soit des phénoclastes réliques et une mésostase complètement recristallisée, d'autre part.

— A partir des rapports de succession et d'intersection entre les plans  $S_1$ , accompagnés de recristallisations, et les plans axiaux des plis et microplis, dans le cadre de cette série, on peut distinguer deux moments de transposition : une transposition bien avancée d'après les plans  $S_2$ , à développement régional, et une autre post- $S_2$ , d'après des plans  $S_3$ , d'extension locale. Les derniers sont accompagnés de recristallisations dans les zones des blastomylonites profondes au contact des deux séries (sur lesquelles nous reviendrons).

— L'existence d'au moins deux phases de migmatisation métatectique, en corrélation avec les zones de métamorphisme de haut degré, avec différents degrés de déformations. Sont présents aussi des mobilisés quartzo-feldspathiques discordants et des pegmatites, parfois laminés.

— La présence des corps lenticulaires de quartz minéralisé, dans les zones de rétromorphisme pré-alpin.

Dans la série de Sebeș-Lotru, on peut distinguer des paragenèses minérales appartenant aux suivants types de métamorphisme :

**3.1.1. Métamorphisme régional progressif de pression moyenne (type barrovien) —  $M_1$ .** Cet épisode représente l'événement métamorphique le plus ancien qui a agi sur les formations de la série de Sebeș-Lotru. Les minéraux de cette génération (disthène staurotide, pyroxènes, hornblende I etc.) se conservent en réliques, quelquefois inclus dans les minéraux de néoformation, orientés dans le plan de la schistosité régionale  $S_2$ , en conservant souvent (surtout la hornblende) l'ancienne linéation. En affleurement, les plans réliques ( $S_1$ ) sont rarement conservés, on peut les définir soit en vertu de leur composition lithologique, avec une orientation différente par rapport aux  $S_2$  (fig. 2), soit d'après les relations d'intersection avec  $S_2$ . Les surfaces  $S_1$  se présentent d'habitude comme des plis pareils, centimétriques jusqu'à décimétriques, dont les flancs sont intersectés par les plans  $S_2$  (plis intrafoliaux). Les foliations minérales réliques ( $Lm_1$ ) font un grand angle avec les axes des plis plus récents et avec les directions des plans  $S_2$ .

**3.1.2. Métamorphisme régional isofacial avec le premier métamorphisme  $M_2$ .** La possibilité que cet épisode de cristallisation représente un événement métamorphique majeur a été suggérée par H â r t o p a n u (1978). Ce métamorphisme s'est déroulé dans un contexte de gradients géothermiques rapprochés, mais dans des conditions de stress différentes, ayant

comme effet la réorientation ou la réorganisation avancée des minéraux (qui constituent des paragenèses pareilles) conformément à  $S_2$ , d'après des directions NNE—SSO (fig. 4d). Les surfaces planaires ainsi résultées, dans lesquelles les minéraux et les agrégats minéraux se disposent d'après des linéations ( $Lm_2$ ) orientées NE—SO, ont un développement régional, ce qui plaide pour l'existence d'une transposition avancée.

Les plis formés à ce moment de déformation —  $B_2$  — sont des plis concentriques (surtout dans les roches compétentes) ou similaires, avec une ampleur dépassant de règle l'échelle des affleurements, ce qui rend la transposition difficile à saisir. Les linéations minérales et d'agrégat ( $Lm_2$ ) sont cozonales avec les charnières (axes) de ces plis (fig. 4 b).

Dans la zone de Jidoștița, la biotite orientée dans le plan  $S_2$  est fréquemment associée à la sillimanite (le deux déformées et microplissées), ce qui semble suggérer leur croissance simultanée dans les conditions de la zone à sillimanite.

Dans le lambeau de Bahna, ainsi que dans celui des Portes de Fer sont bien fréquentes les roches migmatiques, à textures oftalmitiques ou stromatiques, concordantes avec les surfaces  $S_2$ , et dont l'aire de répartition correspond aux zones à métamorphisme de haut degré (disthène, sillimanite + feldspath potassique). Ces observations, ainsi que leur développement sur des longueurs kilométriques, attestent l'existence d'un épisode important de migmatisation métatectiques (métamorpho-anatectique) lié à ce métamorphisme. La présence de certains corps (filons apophyses) de mobilisés quartzo-feldspathiques discordants atteste que l'isograde d'anatexie a été atteint.

Une série de plis —  $B_2$  — a été générée à la fois que le deuxième moment de métamorphisme, plis bien représentés dans les formations compétentes, ou les minéraux micacés orientés dans les nouveaux plans  $S_2$  conservent quand même des textures bariolées réliques. Les axes de ces plis sont généralement cozonaux avec les directions des foliations  $S_2$  et avec les nouvelles linéations minérales  $Lm_2$  (fig. 2 et 4b).

**3.1.3. Métamorphisme régional de basse pression —  $M_3$ .** Dans le lambeau de Bahna, Hârtopanu (1975) a mis en évidence l'existence des minéraux index (andalousite, cordierite), en général développés dans des conditions statiques, attestant l'effet d'une métamorphisme de basse pression, qu'il explique par l'influence d'un dôme thermique. Dans le lambeau des Portes de Fer, l'andalousite apparaît dans le bassin supérieur des vallées de Nevaț et Gradsca ; sont présents aussi des nodules de sillimanite aplatis, mais bordés d'aiguilles de fibrolithe, qui traversent les limites des grains de quartz. Il est difficile à préciser si ces nodules avaient été générés dans une phase post-cinématique par rapport à  $S_2$  ou en même temps que le métamorphisme de basse pression du lambeau de Bahna.

**3.1.4. Métamorphisme régional, au niveau de la zone à biotite —  $M_4$ .** Les dernières observations (Iancu, données inédites) sur les formations de la série de Sebeș-Lotru mettent en évidence la recristallisation ou la néocristallisation de quelques minéraux (quartz, biotite, oligoclase, tour-



maline), dans un épisode ultérieur à la formation de l'andalousite, qui présente souvent les traces d'une déformation mécanique. L'existence de cette paragenèse (biotite II, tourmaline, quartz, oligoclase), en général de granulation très fine, est évidente autant dans la série de Sebeș-Lotru (ou elle représente la plus récente paragenèse dans le cadre de l'association minérale), ainsi que dans la série de Jidoștița, où elle constitue une paragenèse unique, prograde, dans laquelle les minéraux coexistent dans des conditions d'équilibre.

La granulation fine des minéraux des blastomylonites de la série de Sebeș-Lotru est due à la recristallisation ou à la réorganisation des anciens minéraux qui ont été fragmentés, rompus ou fasciculés, en subissant un évident phénomène de subgranulation. Tandis que les minéraux réliques (y compris l'andalousite) sont fréquemment affectés de déformations, les nouveaux minéraux, finement granulaires, présentent des formes idiomorphes, sont frais, et l'oligoclase et le quartz avec extinction nette se constituent en agrégats polygonaux, en attestant la cristallisation statique, dans des conditions d'équilibre.

A cet épisode métamorphique est due la recristallisation des mylonites (rétromorphites) de la série de Sebeș-Lotru (pl. II, fig. 3), dont ont résulté des blastomylonites à porphyroclastes réliques de biotite, muscovite, sillimanite etc. et dans laquelle la mésostase est complètement recristallisée. La biotite de cette génération (bi II) se présente en cristaux fins, orientés d'après les nouveaux plans  $S_3$ . Les anciens agrégats de biotite + sillimanite sont déformés, microplissés et partiellement transposés d'après ces nouvelles directions (pl. III, fig. 1). En terrain, les blastomylonites à transposition incipiente d'après  $S_3$  (post  $S_2$ ) s'exfolient au choc du marteau d'après ces plans, dans lesquels sont visibles les anciens agrégats de biotite + sillimanite sous forme de „taches” de couleur foncée.

Ce métamorphisme, à caractère rétrograde pour la série de Sebeș-Lotru et prograde pour celle de Jidoștița, au niveau de la zone à biotite, peut représenter : soit un événement majeur, soit un épisode (final rétrograde) du métamorphisme de basse pression. Dans ce dernier cas on peut supposer que le métamorphisme a eu un caractère diachrone, en subissant un déplacement dans le temps vers les parties marginal-supérieures de la pile de formations affectées par le dôme thermique, ce qui concorde avec l'augmentation des températures vers la partie septentrionale du lambeau de Bahna (Hărtoanu, 1978). On remarque que les principales phases de cristallisation à l'échelle régionale des métamorphismes  $M_3$  et  $M_4$  (de basse pression) ont un caractère à dominance statique et donc n'ont pas coincidé avec les moments de déformation maximale.

Les éléments structuraux plus jeunes que la schistosité régionale ( $S_2$ ) sont représentés par une série de plans  $S_3$ , à développement local, qui semblent être en corrélation directe avec un système de plis majeurs dans lesquels sont encadrés les plis mésoscopiques  $B_3$ . Les plans  $S_3$  apparaissent comme clivages dans les roches mylonitiques, microplissées, du lambeau de Bahna (pl. VI, fig. 2), étant accompagnés de recristallisations près du contact avec la série de Jidoștița (pl. III, fig. 1).

Les plis  $B_3$  agissent autant sur les plans  $S_2$ , ainsi que sur les plans axiaux des plis  $B_2$ , qu'ils recourbent. Sont des plis de dimensions métriques jusqu'à décamétriques, à symétrie inférieure, par suite des déversements et des plongeons axiaux provoqués par le plissement le plus récent  $B_4$ . On a remarqué un alignement de plis couchés dans le lambeau des Portes de Fer et un autre alignement le long de la vallée de la Bahna, avec des longueurs d'environ 10–15 km (pl. V, fig. 1, 2). Le sens de déversement des plis mésoscopiques, ainsi que la présence des plis couchés seulement dans le paquet de l'ouest suggèrent une forte compression bilatérale O–E, d'extension régionale, pendant laquelle le paquet situé à l'ouest de chaque alignement a été poussé sur le paquet oriental.

Une illustration intéressante de l'adaptation à différentes conditions de métamorphisme est observable dans les roches éclogitoïdes, roches polymétamorphes, rétromorphosées, à structures blastomylonitiques, dans lesquelles la pyroxène et le grenat de la paragenèse primaire sont remplacés partiellement ou totalement par des agrégats microgranulaires de hornblende + plagioclase et notamment biotite ; ensuite, en mésostase, cristallisent la biotite en paillettes fines, l'oligoclase et le quartz, en grains isométriques, non déformés.

**3.1.5. Métamorphisme régressif, au niveau de la zone à chlorite ( $M_5$ ).** Ce métamorphisme, à caractère régional, n'a pas affecté un grand volume de minéraux pré-existants, ceux-ci étant partiellement remplacés par : chlorite, actinote, albite, probablement en fonction de la quantité d'eau qui a pénétré dans la pile de roches avec un degré élevé de métamorphisme.

Dans certaines zones, à savoir dans les fenêtres tectoniques dans lesquelles apparaissent des rétromorphites autant de la série de Sebeș-Lotru ainsi que de celle de Jidoștița, les roches sont complètement rétromorphisées, transformées en schistes à chlorite et muscovite fine, avec des reliques de biotite de petites dimensions. Cet aspect soutient l'affirmation que dans l'extrémité orientale du lambeau des Portes de Fer les formations (microblastiques) ont été métamorphisées dans des conditions plus superficielles ; d'ailleurs, toujours dans ces roches sont très fréquents les effets d'une altération supergène ultérieure, qu'on ne retrouve pas dans l'unité sur-jacente.

**3.1.6. Métamorphisme dynamique.** Ce métamorphisme, de type cassant ou ductile, n'est pas accompagné de recristallisations et il est évidemment corrélé avec les plans de charriage alpin.

**3.2. La série de Jidoștița.** La séparation des formations de cette série implique une sélection très attentive (et sur la base des observations microscopiques) par rapport aux roches microblastiques provenant du rétromorphisme de la série de Sebeș-Lotru. Les rétromorphites sont en réalité des blastomylonites profondes, avec des minéraux de néoformation au niveau de la zone à biotite et à fréquents minéraux réliques. En quelques roches la néo-cristallisation est tellement avancée, qu'à un agrandissement microscopique usuel les textures réliques ne sont plus observables,



la roche étant entièrement reconstituée de minéraux de dimensions comparables et ayant l'aspect d'une roche métamorphisée au niveau de la zone à biotite. Mais, une observation attentive met en évidence la substitution complète des anciens „oeils” de feldspath (par exemple) par des agrégats de quartz non déformé et de feldspath plagioclase (oligoclase acide); on saisit parfois également des lanières étroitement microplissées de quartz ou de minéraux micacés ± sillimanite.

Si l'on exclut donc, des formations „microblastiques”, les blastomylonites de la série de Sebeș-Lotru, les roches appartenant à la série de Jidoștița, à métamorphisme prograde au niveau de la zone à biotite seraient représentées presque exclusivement par des quartzites et plagiogneiss à biotite et tourmaline (ou roches quartzo-feldspathiques à biotite).

Au microscope, la biotite est très fraîche, brun rougeâtre, en lamelles fines, orientées d'après des surfaces planaires  $S_1$ , souvent microplissées ou largement plissées (pl. III, fig. 2). Le quartz, présent en grains de dimensions submilimétriques, trahit une granulation très uniforme. Il est d'habitude faiblement aplati d'après une seule direction; dans la plupart des sections apparaît en grains isométriques, à contours cellulaires, non déformés ou très faiblement déformés. Le feldspath potassique apparaît en cristaux granulaires, faiblement allongés, frais et sans aucune sorte de relation de réaction avec les autres minéraux.

Dans la série de Sebeș-Lotru le feldspath potassique apparaît dans les zones à métamorphisme de haut degré et présente fréquemment des zones de réaction au contact avec la muscovite et la plagioclase, qu'il substitue ou dans lesquelles il s'insinue.

La présence des grains à contours trahissant des énergies libres minimales, l'absence des déformations ductiles, de type métamorphe, prouvent la continuation de la cristallisation dans un épisode tardif cinématique ou post-cinématique, par rapport aux déformations qui ont eu comme effet le plissement commun des deux séries.

Dans les blastomylonites de la zone de contact sont fréquentes les migmatites artéritiques à textures de type ptygmatische, en évidente corrélation avec les plans  $S_3$  (pl. VIII, fig. 1). Au microscope, ces mobilisés constitués de plagioclase, quartz, feldspath potassique, présentent des textures granulaires, non orientées et dépourvues de déformations pénétratives. Puisque le degré du dernier métamorphisme avec lequel viennent se corrélérer ces corps de mobilisés ne permet pas d'atteindre l'anatexie, nous considérons que ces migmatites ont été générées par injection de matériel des formations sous-jacentes. Il est possible que l'augmentation locale de la température au cours de cet épisode ait mené à la cristallisation statique de la fibrolithe.

#### 4. Le contact entre la série de Sebeș-Lotru et la série de Jidoștița

Selon ce que nous avons mentionné, entre les deux séries on peut distinguer deux types de contacts, qu'on peut définir ainsi:

— contact marqué par une discordance stratigraphique et métamorphique, mais avec une apparente concordance structurale, due aux



effets communs subis pendant les derniers événements métamorphiques et déformationnels ;

— contact tectonique de chevauchement, qui ne se superpose pas au contact normal entre les deux séries.

Nous allons faire — pour continuer — une description de détail des deux types de contacts :

**4.1. Contact (normal ou renversé), pré-alpin.** Le contact majeur entre les deux séries est marqué par une importante discordance stratigraphique, la formation sur-jacente, de Jidoștița, venant en contact direct avec les roches appartenant à la formation des plagiogneiss de la partie inférieure de la série de Sebeș-Lotru. Il faut mentionner que la séparation des formations microblastiques à biotite dans une série indépendante soulève des difficultés à cause de l'existence de telles roches au sein même de la série de Sebeș-Lotru. Les arguments d'ordre minéralogique et microstructural exposés, les différences marquées par rapport aux roches quartzitiques de composition minéralogique et chimique pareille, qui apparaissent intercalées dans la formation des plagiogneiss nous autorisent à accorder à ces formations une individualité — avec valeur de série.

En terrain, les formations des deux séries, séparées à partir des observations mésoscopiques (confirmées et complétées ensuite par des études microscopiques) sont en rapports directs dans une „zone de contact”, affleurant en alternances métriques jusqu'à décimétriques de roches rétromorphisées (blastomylonites) de la formation inférieure de la série de Sebeș-Lotru et des roches de la série de Jidoștița, avec granulation menue, qui s'exfolient en plaques fines. Toute cette zone présente des éléments planaires à position constante dans les deux séries : 150—160°/70—80° et une grande densité des plans de clivage.

Ce type de contact présente l'apparence d'une transition graduelle et d'une concordance stratigraphique.

La pseudoconcordance à l'échelle mésoscopique des lanières de roches appartenant aux deux séries est due à l'effet de leur plissement dans un épisode commun (ultérieur au parachèvement de la foliation  $S_2$ , dans la série de Sebeș-Lotru) et donc au changement (transposition) du plan de contact d'après les nouvelles directions structurales résultées. En même temps a eu lieu aussi une transposition partielle des formations rétromorphisées de Sebeș-Lotru d'après ces nouveaux plans  $S_3$ .

La différenciation des formations des deux séries — dans la zone de contact — est difficile autant en terrain qu'au microscope aussi, du fait de la recristallisation des rétromorphites de la série de Sebeș-Lotru dans le plan de la foliation  $S_3$  (dont ont résulté des blastomylonites à biotite  $\pm$  muscovite, à reliques de grenat, muscovite I, biotite I, sillimanite, disthène etc) au cours du métamorphisme progressif de la série de Jidoștița, au niveau de la zone à biotite.

Dans cette zone, bien que les formations de la série de Sebeș-Lotru présentent un aspect général de „rétromorphites”, elles ne montrent pas de transformations minérales (rétrogrades) au niveau de la zone à chlorite,

non plus de déformations mécaniques des minéraux de néoformation. Ces déformations sont évidentes seulement chez les minéraux „résiduels” (porphyroclastes réliques), tandis que la mésostase est bien cristallisée le long des plans  $S_3$ . Ces caractéristiques nous portent à considérer les roches déformées et recristallisées (au niveau de la zone à biotite) de la série de Sebeș-Lotru, des blastomylonites (mylonites profondes, recristallisées), ou des rétromorphites à biotite.

Les relations entre les deux types de formations sont particulièrement complexes et très difficiles à préciser, à cause des déformations ultérieures à leur plissement commun. On remarque ainsi le déversement constant des plans de clivage, des zones de blastomylonites, vers l'est. Une série d'autres arguments, tels que : la présence des plis décamétriques couchées, avec le même sens de déversement, la position diverse des quartzites et des plagiogneiss microblastiques en certains points, soit à de grandes cotes, sur les cimes (au-dessus d'un paquet de roches de la série de Sebeș-Lotru), soit au niveau des vallées, sans que celles-ci présentent de fortes déformations de type alpin (fig. 6) nous fait croire que, dans le cadre de l'unité supérieure, il y a une série de complications générées par des phénomènes de surplissement pré-alpin.

Dans ce cas-là, en certains points la série de Jidoștița — qui présente d'ailleurs aussi un rétromorphisme régional intense pré-alpin au niveau de la zone à chlorite — peut se trouver en position renversée probablement sur le flanc inférieur des plis majeurs, pré-alpins.

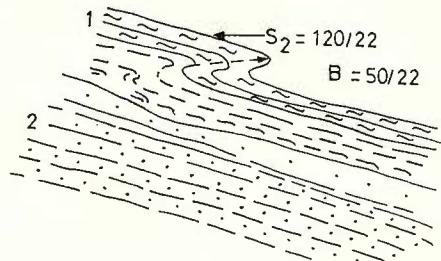


Fig. 6. — Contact normal renversé entre la série de Sebeș-Lotru et la série de Jidoștița rétromorphe (ruisseau Glaceul Mic).

1, micaschistes rétromorphes — série de Sebeș-Lotru; 2, plagiogneiss microblastique rétromorphisé (série de Jidoștița).

**4.2. Contact tectonique.** Près de la limite orientale du lambeau des Portes de Fer (contourée dans les dépôts néogènes de la Dépression géétique), dans les bassins des vallées Jidoștița, Topolnița, Gîrdanu, Șovarna, on constate l'existence des relations de chevauchement entre la série de Sebeș-Lotru et des formations de la série de Jidoștița, qui présentent aussi des intercalations de rétromorphites (blastomylonites profondes) de la série de Sebeș-Lotru.

Ces contacts sont caractérisés par le développement local des déformations de type cassant ou ductile, non accompagnées de recristallisations importantes (fig. 7, 8).

Les zones de cataclasites et de brèches sont associées à des mylonites non cristallisées, à fréquents cisaillements ou glissements sur les anciens plans de schistosité. Le développement des plans de lamination  $S_4$  à petits

pendages et relativement constant est strictement lié aux plans de charriage alpin, et leur densité décroît avec l'éloignement de ceux-ci. Dans les zones plus éloignées, les roches sont plus cassantes et l'on rencontre surtout

Fig. 7. — Déformations alpines dans la série de Sebeş-Lotru (vallée de Sovarna). 1, lentille de roche compétente (plagiogneiss); 2, lentilles de quartz déformées; 3, micaschistes laminés; 4, foliation de laminage alpin ( $S_4$ ) en micaschistes; 5, faille récente.

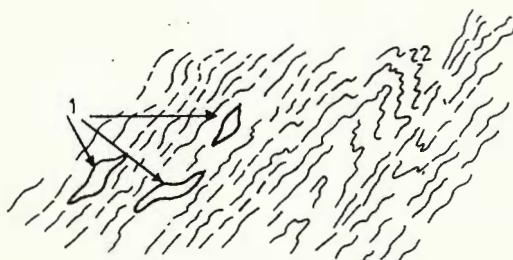
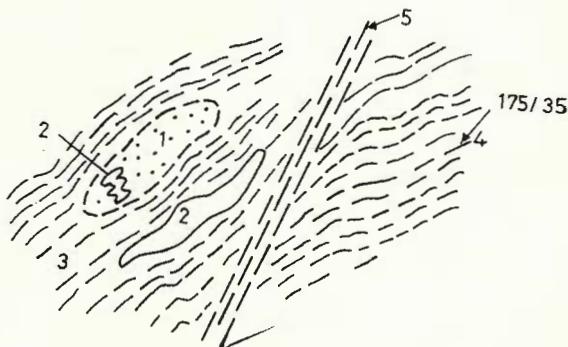
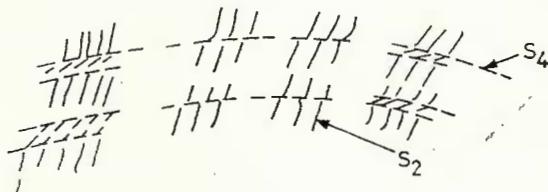


Fig. 8. — Déformations ductiles — alpines — dans la série de Sebeş-Lotru. 1, lentilles de quartz déformées; 2, micaschistes fort laminés et microplissés.

des clivages subhorizontaux facilités par une série de déformations de type Kink-bands (fig. 9).

Fig. 9. — Microplis et lanières de déformation (Kink) dans la série de Sebeş-Lotru, 1,  $S_2$  — foliation de schistosité; 2,  $S_4$  clivages subhorizontaux plus récents.



### Conclusions

Dans le lambeau des Portes de Fer (qui se rattache à la nappe gétique), on peut distinguer deux séries cristallines, en vertu de leurs caractères lithostratigraphiques, de métamorphisme et déformationnels. Les effets des derniers événements de métamorphisme et de déformation

attestent leur évolution commune et la modification de leur contact, au début discordant.

1. Du point de vue lithostratigraphique, la série de Sebeş-Lotru est une série compréhensive, dans laquelle on a séparé (au sein du lambeau de Bahna) les suivantes formations, de bas en haut : plagiogneiss, amphibolites, gneiss et micaschistes. L'aspect lithologique de cette série est compliqué par les processus de migmatisation et par les recristallisations successives au cours des différents moments de métamorphisme.

La série de Jidoştia, plus récente et en général plus faiblement métamorphisée, est caractérisée par une lithologie uniforme, étant constituée de quartzites et roches quartzo-feldspathiques à biotite, de granulation menue.

2. Du point de vue du métamorphisme, on peut caractériser la série de Sebeş-Lotru comme une série polymétamorphe, constituée de roches aux associations minérales complexes, dans lesquelles coexistent des minéraux ou paragenèses réliques avec des minéraux réorganisés ou formés pendant les événements métamorphiques plus récents. On reconnaît des paragenèses appartenant à deux métamorphismes de type barro-vien ( $M_1$ ,  $M_2$ ), deux événements métamorphiques de basse pression ( $M_3$ ,  $M_4$ ), suivis par un rétromorphisme régional au niveau de la zone à chlorite ( $M_5$ ) et un métamorphisme dynamique, produit des déformations alpines.

La série de Jidoştia présente les effets d'un seul métamorphisme régional, à caractère progressif, au niveau de la zone à biotite, suivi de rétromorphisme au niveau de la zone à chlorite et métamorphisme dynamique.

3. Les éléments déformationnels (plans  $S$ , linéations minérales, plis) mettent en évidence le caractère polycyclique de la série de Sebeş-Lotru. On distingue deux sets de plans ( $S_1$ ,  $S_2$ ), accompagnés de minéraux et paragenèses caractéristiques, à orientations différentes des minéraux ( $Lm_1$ ,  $Lm_2$ ), une série de plans  $S_3$ , à développement local et de plans  $S_4$  d'âge alpin.

On observe de : plis  $B_1$  (intrafoliaux par rapport aux  $S_2$ ), plis  $B_2$  synchrones avec les plans  $S_2$  et une série de plis mésoscopiques  $B_3$  (de dimensions métriques jusqu'à décامتériques, qui ont modifié les positions spatiales des éléments plus anciens). Un autre set de plis pré-alpins,  $B_4$ , est déduit à partir des plongeons axiaux grands des plis plus anciens mentionnés.

Le plissement  $B_2$  a provoqué une forte transposition avec cristallisation d'après les plans  $S_2$  et pendant le plissement  $B_3$  a eu lieu une transposition d'après les plans  $S_3$ , autant au contact entre les deux séries, ainsi qu'à celui des blastomylonites de la série de Sebeş-Lotru.

Dans le cadre de la série de Jidoştia on peut séparer : plans  $S_1$ , accompagnés de minéraux micacés, orientés, faiblement plissés et microplissés, affectés (intersectés) par des clivages plan-axiaux ( $S_2$ ), non accompagnés de recristallisation (fig. 10).

4. Le contact entre les deux séries, modifié par les derniers événements déformationnels communs, est caractérisé par une importante discor-

dance stratigraphique (la série de Jidoștița venant de contact direct avec une formation inférieure de la série de Sebeș-Lotru) et une discordance de métamorphisme par rapport aux premiers événements majeurs ( $M_1$ ,  $M_2$ ). On reconnaît un épisode commun de métamorphisme, présenté par la paragenèse biotite II, oligoclase quartz, paragenèse unique dans la série de Jidoștița.

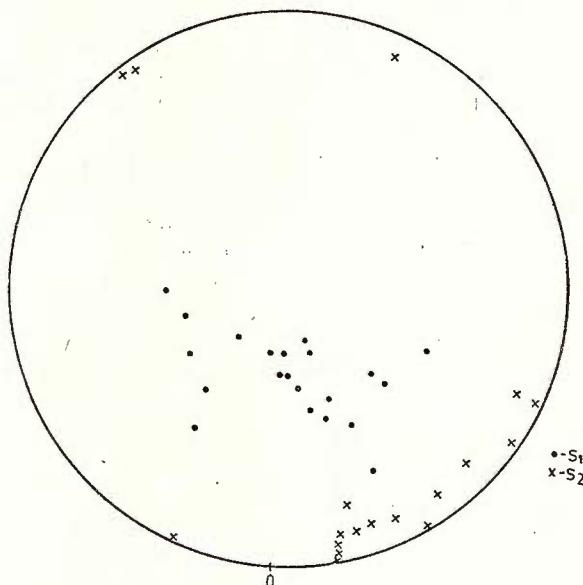


Fig. 10. — Diagramme sélectif — éléments planaires dans la série de Jidoștița :  $S_1$ ,  $S_2$ .

Du point de vue structural, les deux séries présentent une concordance apparente, du fait de leur plissement commun, qui a eu pour effet le changement du contact, du début discordant, et la formation de nouveaux plans  $S_3$ , rencontrés dans les deux séries.

Remerciements aux collègues Mihai et Natalia Conovici pour nous avoir introduit dans les problèmes géologiques du lambeau des Portes de Fer.

#### BIBLIOGRAFIE

- Andrei A., Conovici M., Arsenescu V., Sfeteiu I. (1974) Rapport, les archives de l'Institut de géologie et géophysique, l'Entreprise géologique pour la prospection des substances minérales solides, Bucarest.
- Conovici Natalia, Conovici M. (1975) Rapport, les archives l'Entreprise géologique pour la prospection des substances minérales solides, Bucarest.
  - Conovici M., Conovici Natalia (1976) Rapport, les archives l'Entreprise géologique pour la prospection des substances minérales solides, Bucarest.

- A nthonioz P. M.** (1970) Etude de complexes polymétamorphique précambriens de Morais et Braganca (HE de Portugal). *Sciences de la Terre*, Tome XV, nr. 2.
- B ercia I., B ercia Elvira** (1975) Formațiunile cristaline din sectorul românesc al Dunării (Banat - Carpații Meridionali). *An. Inst. geol. geofiz.*, XLIII, București.
- (1975) Metamorfitele din partea centrală și de sud a masivului Godeanu (Carpații Meridionali). *St. tehn. econ. Inst. geol., geofiz., seria I*, 12, București.
- C onovici M., Conovici Natalia** (1978) Contribuții la studiul tectonicii metamorfotelor din partea centrală și sudică a zonei Portile de Fier, munții Mehedinți. *Comunic. Ses. V Com. Tehn. și Ing. IGPSMS*. București.
- F ocsa I., Hurduzeu C.** (1967) Contribuții la cunoașterea geologică cristalinului din Platoul Mehedinți. *D. S. Com. Stat Geol.* LII, 3, București.
- H arwood D. et al.** (1976) Tectonic studies of the Berkshire Massif, Western Massachusetts, Connecticut, and Vermont. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 888.
- H ârtopanu I.** (1975) Metamorfismul de presiune coborât din Munții Mehedinți (peticul de Bahna) *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXI (1973 - 1974), București.
- (1978) Cristalinul getic: metamorfism polilazic sau polimetamorfism? *St. cerc. geol., geofiz. geogr. seria geologie*. 23, nr. 2, p. 185 - 193, București.
- I ancu Vi orica, H ârtopanu I.** (1979) Successive deformations and superposed structures in the crystalline rocks of the Mehedinți Mountains. *Rev. Roum. Géol., Géophys. Géogr., Serie Géologie*, Tom. 23, No. 1, p. 45 - 51, București.
- S avu H., Maier O., Bercia I., H ârtopanu I.** (1978) Dalslandian Metamorphosed Formations in the Southern Carpathians. *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Serie Géologie*, 22, București.
- T urner J. F., Weiss L. E.** (1963) Structural analysis of metamorphic tectonites, Mc. Graw Hill Co, New York.
- V ernon R. M.** (1974) Controls of mylonitic compositional layering during non-cataclastic ductile deformation. *Geol. Mag.*, 111 (2).
- W hitten E.N.T.** (1966) Structural geology of folded rocks, Rand Mc. Nally Co, Chicago.

#### QUESTIONS

**H. Hann:** Quelle est la forme des éclogites ? Quelle structure ont-elles ? Les déformations se réflètent-elles dans le cadre des éclogites ?

**Réponse :** Les roches éclogitiques se présentent sous forme de lentilles qui reflètent parfois les déformations subies par les autres roches métamorphiques. De règle, les zones centrales des lentilles ont des textures massives, tandis que les zones marginales ont des textures orientées, illustrées par la croissance des minéraux des paragenèses plus récentes (hornblende-plagioclase ou biotite-quartz), conformément à la foliation  $S_2$  des roches avoisinantes.

#### EXPLICATION DES PLANCHES

##### Planche II

Fig. 1. - Echantillon G III - vallée de Coșuștea. Plagiogneiss de la série de Sebeș-Lotru, affecté par des déformations post- $S_2$ ; muscovite (mu) à „Kink-bands” et minéraux opaques sur les plans de clivages; biotite (bi), quartz (q).



Fig. 2. — Echantillon 5183 ; N //, ob. 3,5. Plagiogneiss — série de Sebeș-Lotru, à foliation  $S_3$  ; g — grenat ; si — sillimanite fibrolitique.

Fig. 3. — Echantillon 40 (vallée du Danube) ; N //, ob. 3,5. Blastomylonite — série de Sebeș-Lotru. Contient reliques de muscovite, sillimanite, grenat.

### Planche III

Fig. 1. — Echantillon 38 (vallée de Luchița) ; N //, ob. 3,5. Blastomylonite — série de Sebeș-Lotru, à transposition d'après  $S_2$  et  $S_3$ . Bi — agrégat constitué de biotite II et reliques de sillimanite I, fragmenté.

Fig. 2. — Echantillon 14 (vallée de Jidoștița) ; N //, ob. 3,5. Quartzite biotitique — série de Jidoștița, à surfaces  $S_1$  microplissées. Biotite (bi) partiellement orientée parallèlement au plan axial du microplis. Quartz (q) — grains isométriques, non déformés.

Fig. 3. — Echantillon 5175. N //, ob. 9. Blastomylonite à muscovite et chlorite — série de Jidoștița. Muscovite II (mu), palettes fines de chlorite (cl) orientées, formées sur la biotite I (bi) relictique. Q — quartz dans les grains isométriques non déformés.

Photographies d'affleurement et échantillons

### Planche IV

Fig. 1. — Plis métriques  $B_3$ , à plonges axiaux d'environ 55° NE. Amphibolites bariolées, versant gauche de la vallée de Bahna.

Fig. 2. — Plans  $S_1$  et  $S_2$  dans la série de Sebeș-Lotru.  
a. amphibolites bariolées ; b. calcaires cristallins.  $B_1$  — plis intrafolial, à flancs intersectés par  $S_2$ . Affleurement, vallée de Bahna.

### Planche V

Fig. 1. — Plissement (post  $S_2$ ) à chevauchement (zone „d'enracinement” d'un pli couché,  $B_3$ ) en gneiss bariolés. Vallée de Buziana.

Fig. 2. — Zone axiale d'un pli couché (système  $B_3$ ). Vallée de Buziana.

### Planche VI

Fig. 1. — Détail à microplis (drag-folds) de la zone axiale du pli couché.

Fig. 2. — Plagiogneiss lenticulaire (migmatique) mylonitisé, microplissé, à clivages plan-axiaux ( $S_2$ ). Vallée de Camuna.

### Planche VII

Fig. 1. — Plans  $S_2$  couchés dans le système  $B_3$  et clivages  $S_3$  en amphibolites bariolées.  $Pa_3$  — plan axial d'un pli parasite (drag fold) du système  $B_3$ . Affleurement, vallée de Balina.

Fig. 2. —  $S_2$  déformé et microplis à clivages  $S_3$  en amphibolite à biotite, bariolée, du même affleurement.



### Planche VIII

- Fig. 1. — Blastomylonite (série de Sebeş-Lotru) à mésostase biotitique orientée d'après  $S_3$  et migmatisation artéritique (de type ptygmatisque). Ruisseau Glaceul Mic (Lambeau Portes de Fer).
- Fig. 2. — Migmatite à mélanosome amphibolique, avec texture parallèle (d'après  $S_2$ ), microplissé. Série de Sebeş-Lotru.

### Planche IX

- Fig. 1. — Migmatite à texture complexe : 1, migmatite à texture parallèle, microplissée ; 2, mobilisé quartzo-feldspathique, non déformé.
- Fig. 2. — Affleurement dans la série de Jidoştiţa.  $S_2$ , dans le plan de la photographie, à linéations d'intersection (Li), données par les plans  $S_1$ .

### Planche X

- Fig. 1. — Blastomylonite à transposition de début (série de Sebeş-Lotru), vallée de Jidoştiţa.
- Fig. 2. — Blastomylonite à migmatisation artéritique, synchrone avec  $S_3$ .



## 5. TECTONICA ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

L'ANTICLINAL ROF OU L'ANTIFORME ROF? DÉBATS SUR LE CARACTÈRE DE LA STRUCTURE ROF. (LES MASSIFS PETREANU-RETEZAT — LE DOMAINE DANUBIEN DES CARPATHES MÉRIDIONALES)<sup>1</sup>

PAR

DAN MORARIU<sup>2</sup>

*Antiform. Retrograde metamorphism. Folded structure. Structural petrology. Foliations. Schistosity. Southern Carpathians. Crystalline Danubian Domain. Retezat Mountains. Petreanu Mountains. Muntele Mic.*

### Abstract

The Rof Anticline or the Rof Antiform? Debates on the Character of the Rof Structure (the Petreanu-Retezat Massifs from the Danubian Domain of the Southern Carpathians). The structural transformations that affected the Rof Series led to the almost complete disappearance of the  $S_0$  stratification. The major deformation which created the Rof structure brought about the arching of the  $S_1$  lithons; from the structural point of view, the latter represent an antiform and not an anticline.

### Considérations historiques

A.I. Codarcea et N. Gherasi (1944—1945), réalisant la sous division moderne des métamorphites de la partie nord du domaine danubien, ont décrit en 1945 pour la première fois l'anticlinal Rof.

Gherasi et Dimitrescu (1968), en présentant une conception plus ample sur la structure du cristallin danubien au nord des massifs Petreanu et Retezat, décrivent un profil de détail sur le Riu Mare dans lequel, du nord au sud, la succession des complexes métamorphiques est la suivante : la série de Zeicani, la série de Riușorul, les gneiss granitiques de Furcătura, la série de Rof, le complexe granitique de Petreanu et la

<sup>1</sup> Reçu le 17 Juin 1980, accepté pour publication le 26 Janvier 1981, présenté à la séance du 28 Mai 1980.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



série de Rîul Mare. Ces unités lithologiques forment un grand anticlinal dont l'axe, en passant par la série de Rof, a une orientation ENE—VSV. La série de Rof, qui affleure sur le Rîul Mare entre les confluents Șipote et Bălanul, est constituée par une alternance de niveaux quartzo-feldspathiques, de schistes chlorito-biotitiques et de micaschistes à épidoite et albite (Gherasici, Dimitrescu, 1968).

Des données plus récentes sur la composition pétrographique de la série de Rof sont présentées par Gherasici et al. (1974).

Du point de vue de l'évolution métamorphique, la série de Rof a un caractère polymétamorphique, étant métamorphisée dans le faciès des amphibolites à almandin et rétromorphisée dans le faciès des schistes verts (Gherasici, Dimitrescu, 1968; Gherasici et al., 1974).

Dans la série de Rof, Gherasici et Dimitrescu (1968) signalent la présence de deux éléments structuraux planaires : la stratification initiale  $S_s$ , mise en évidence par l'alternance de bandes à composition minéralogique différente (amphibolique, micacée et quartzeuse) et la foliation du plan axial  $S_1$ , qui tend à se confondre avec  $S_s$  (exception faisant seulement les zones de charnière des microplis). A l'échelle microscopique les auteurs ont observé aussi un autre élément structural —  $S_2$  — marqué par l'orientation des muscovites et des biotites.

Dans une note de 1970, ayant comme sujet l'anticlinal Rof et son rôle dans la structure de la partie nord des monts Retezat et Petreanu, Gherasici et Dimitrescu estiment que l'anticlinal Rof constitue „la structure maîtresse” (Leitstruktur de W. Schwan) de cette région. En aval de „l'anticlinal” Rof apparaît une autre structure „anticlinale” ayant la même orientation que la structure majeure Rof, mais de dimensions plus réduites.

Dans l'opinion des auteurs cités, les seuls d'ailleurs qui ont étudié en détail la structure Rof, les deux structures (anticlinales n.n.) ont aussi la fonction d'antiformes pour les foliations axiales de la région, fait remarquable, car, d'habitude sur les anticlinaux de la stratification se greffent des synformes de la schistosité (mais ceci dans les domaines de la tectonique phyllitique, situés à des profondeurs plus réduites dans l'écorce terrestre).

En conclusion, Gherasici et Dimitrescu (1970) estiment que la transposition de la foliation représente un phénomène général dans les séries étudiées et considèrent que l'anticlinal Rof a l'aspect d'une voûte large vue seulement dans l'ensemble, car en détail il est compliqué par une série d'ondulations.

Kräutner et al. (1978) intègrent la série de Rof dans l'unité tectonique de Petreanu et considèrent la structure Rof comme un grand anticlinal coupé obliquement à l'est par la zone tectonique de Rîul Mare.

### Observations de terrain et leur interprétation

Nous soulignons dès le commencement que nos observations sont surtout de nature qualitative et que nous avons essayé seulement à déchiffrer l'histoire déformationnelle de la série de Rof, histoire qui s'avère



tellement compliquée que à aborder ce sujet d'une manière quantitative, serait extrêmement difficile dans l'étape actuelle de connaissance. La plupart des observations structurales ont été effectuées dans la zone d'affleurement de la série de Rof sur le Rîul Mare, entre les confluents Sipote, Bălanul, mais surtout dans le périmètre de la dynamitière Rof.

Dans l'étude des déformations planaires et plicatives qui apparaissent dans la structure Rof, nous sommes partis de la prémissse que l'alternance des bandes à composition minéralogique différente marque la stratification initiale  $S_0$ , comme l'ont supposé Gherasi et Dimitrescu dès 1968. Mais si cette alternance représente en réalité „déjà” une foliation de type „gneissic layering” qui peut „mouler” une surface  $S_0$ , elle peut aussi représenter du point de vue pétrogénétique, une foliation de type „differentiated layering”. Dans ce cas, dans l'histoire déformationnelle de la série de Rof, que nous allons présenter, manque une étape, c'est à dire le début de l'étape métamorphique.

Une première observation qui s'est imposée a été celle que la surface  $S_0$  (considérée comme stratification relique, avec les réserves montrées antérieurement) est entraînée dans des déformations plicatives, accompagnées aussi par des déformations rupturales, à déplacement sur des surfaces planaires ou courbiplanes. Les microplis centimétriques jusqu'aux decimétriques, à caractère isoclinal, créés dans une première phase de déformation qui a accompagné les processus métamorphiques progrades, qui ont affecté les dépôts pré-métamorphiques de la série de Rof, sont affecté dans une phase de déformation immédiatement ultérieure par une déformation planaire génératrice de foliations plan axiales (pl. I., fig. 1, 2).

La foliation  $S_1$ , fortement pénétrante, a été transposée sur  $S_0$ , moment où l'on a passé d'une foliation plan axiale à la foliation de crénulation, respectivement à la foliation de déformation par glissement (strain slip cleavage-transposition cleavage).

Ce type de déformation a été déduit de la présence dans le flanc nord de la structure Rof de quelques stades incipiens de transposition de la foliation  $S_1$  sur  $S_2$  (pl. II, fig. 2), respectivement de la présence dans le même flanc des reliques de plis  $S_0$  du type „rootless intrafolial folds”, indice certain de la transposition structurale.

Dans le même flanc, on a observé que  $S_0$  est entraînée en plis mineurs du type Z, qui indiquent la présence d'une déformation superposée (pl. II, fig. 1). L'affleurement dans lequel on a effectué l'observation est emplacé sur un flanc renversé d'un anticlinal de la structure  $S_0$ .

Les déformations subies par les terrains de la série de Rof jusqu'au moment de l'apparition de la transposition de la foliation  $S_1$  sur  $S_0$ , y compris, caractérisées par l'apparition de quelques plis de type similaire formés par aplatissement et accompagnée par la formation d'une foliation de déformation par glissement, sont typiques pour la manière de déformation des roches dans le niveau structural inférieur. Cette évolution structurale de la série de Rof a accompagné les processus métamorphiques progrades qui ont mené celle-ci dans le faciès des amphibolites à almandin.

Quand cette étape d'évolution minéralogique et structurale a été accomplie, les métamorphites de la série de Rof représentaient probablement une „pile” peu inclinée de lithons, délimités par la surface  $S_1$ , dans laquelle on trouvait encore des reliques de microplis  $S_0$ , la plupart probablement du type „rootless infrafolial folds”. Si à cause des déplacements de type „Gleitbrett”, inhérents aux transpositions structurales, le mouvement des lithons qui contenaient des reliques de  $S_0$ , sur les surfaces  $S_1$  a été de type nonafin, les réconstitutions lithostratigraphique sont déjà dans cette étape très difficiles.

Ultérieurement, les métamorphites de la série Rof ont été affectés par un métamorphisme rétrograde qui les a transformé au niveau du faciès des schistes verts. Nous avons supposé que ce moment a été accompagné du point de vue structural par la „translation” des métamorphites de Rof du niveau structural inférieur (Matauer, 1973) au niveau structural moyen. A ce niveau les structures de compression engendrent des plis par flexion et non par aplatissement, des plis concentriques et non des plis similaires, comme dans le niveau structural inférieur. Les métamorphites de la série de Rof ont été déformés dans ce contexte structural, en même temps ou peu après leur adaptation au niveau du faciès des schistes verts.

De cette manière a résulté à la fin, la structure Rof, qui pourrait représenter un „anticlinal”, mais de la foliation  $S_1$  (au cas que celle-ci ne représente pas un  $S_2$ , comme il a été suggéré au début de la note. Parce que les lithons  $S_1$  (qui en fait contourent cette voûture) ne permettent pas de démontrer l'existence des dépôts anciens dans le noyau de la structure et d'autres plus récents sur les flancs, la structure Rof représente en réalité une antiforme.

Puisque l'antiforme ne représente qu'une simple voûte sans contenu stratigraphique adéquat, antiforme qui dans ce cas remplace l'anticlinal Rof, le rôle de „Leitstruktur” de celui-ci disparaît. Il n'est pas impossible que l'antiforme Rof soit une structure produite par les déformations alpines dans un moment où la série de Rof a subi un métamorphisme rétrograde.

## BIBLIOGRAPHIE

- Gherasi N., Dimitrescu R. (1968) Contribuționi petrotectonice cu privire la structura cristalinului danubian în partea nordică a munților Retezat și Petreanu. *An. șt. Univ. Iași*, Secț. II b, t. XIV, Iași.
- Dimitrescu R. (1970) Anticlinalul Rof și rolul lui în structura părții nordice a munților Retezat și Petreanu. *An. șt. Univ. Iași*, Secț. II, b, t. XVI, Iași.
  - Zimmerman P., Zimmerman Voichita (1974) Rapport, les archives de l'Entreprise géologique pour la prospection des substances minérales solides, Bucarest.



Kräutner H. G., Maier O., Stan N., Berza T., Măruntiu M., Hărtopanu I., Hann N., Gheuca I., Minzatu Silvia, Lemne Maria, Vijdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Romanescu Olivia, Ionescu F., Popescu-Brădet L. (1978) Rapport, les archives de l'Institut de géologie et géophysique, Bucarest.

Mattauer M. (1973) Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Ed. Herman, Paris.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Fig. 1. — Le flanc sud de l'antiforme Rof ; alternance selon  $S_s$  des niveaux quartz-feldspartiques avec les niveaux chlorito-biotitiques, affectés par les plans de la foliation de déformation par glissement ( $S_1$ ). Dans la partie en bas de l'image on remarque le développement ample des lithons à caractère de pseudocouche.

Fig. 2. — Le flanc nord de l'antiforme Rof ; domaine de transition de la foliation plan-axiale à la foliation de déformation par glissement. On remarque des microplis du type „cleavage” formées à cause du glissement différentiel des lithons délimités par les plans de la foliation de déformation par glissement ( $S_1$ ).

Fig. 3. — Le flanc sud de l'antiforme Rof ; reliques de microplis isoclinaux, puissamment aplatis de la surface  $S_1$ , dont les plans axiaux sont parallèles ou quasi-parallèles avec l'orientation générale des lithons délimités par  $S_1$ . A gauche de l'image on observe des microplis reliques  $S_s$  dont le plan axial est parallèle avec l'orientation des lithons  $S_1$  (le marteau repose sur la surface d'un lithon délimité par deux surfaces  $S_1$ ).

### Planche II

Fig. 1. — Le flanc nord de l'antiforme Rof ; on observe  $S_2$  entraîné dans des plis mincurs de type Z, reliques. L'affleurement est donc emplacé sur le flanc renversé d'un anticlinal de la structure  $S_s$ .

Fig. 2. — Le flanc nord de l'antiforme Rof ; le début de la transposition de la foliation  $S_1$  sur la foliation  $S_s$ . Le procès de transition de la foliation plan axiale à la foliation par glissement marque le début de la transposition de la foliation  $S_1$  sur  $S_2$ .

Fig. 3. — Le flanc nord de l'antiforme Rof ; dièdre des faces ac et cb de la structure majeure Rof. Des reliques de plis  $S_s$  du type „rootless intrafolial folds” dans les lithons délimités par la foliation transposée  $S_1$ .

### Planche III

Fig. 1. — Vue sur le flanc nord de l'antiforme Rof. La foliation  $S_1$  décrit un pli concentrique majeur ; la déformation plicative caractéristique au niveau structural supérieur.

Fig. 2. — Vue sur le noyau de l'antiforme Rof. A gauche de l'image on observe, avec difficulté, des mesoplis  $S_s$  presque verticaux, la foliation  $S_1$  quasi-horizontale conférant le faciès structural des affleurements.

Fig. 3. — Vue d'ensemble sur le noyau et le flanc nord-ouest de la structure Rof. La surface déformée plicativement — pli concentrique — est  $S_1$ , la structure représentant l'antiforme de la foliation  $S_1$ .





Institutul Geologic al României

## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### A NEW STRUCTURAL MODEL OF THE ȚARCU-RÎUL MARE REGION (ȚARCU, PETREANU, GODEANU MASSIFS)<sup>1</sup>

BY

DAN MORARIU, ALEXANDRINA MORARIU<sup>2</sup>

*Structural model. Tectonic units. Căleanu duplicature. Schei-Pleșovăț half-window. Poiana Mărului-Riu Șes Nappe. Lithostratigraphy. Wildflysch. Laramian diastrophism. Southern Carpathians. Țarcu. Petreanu. Godeanu.*

#### Sommaire

Un nouveau modèle structural de la région de Țarcu-Rîul Mare (les massifs de Țarcu, Petreanu, Godeanu). Cette note offre des arguments sur la présence de la nappe d'Arjana dans l'est et sud-est du massif de Țarcu (le domaine Danubien des Carpates Méridionales). On donne une image structurale complète d'un aréal plus large, les massifs de Țarcu, Godeanu et Petreanu (*pro parte*) y compris, par la présentation des relations réciproques entre les unités tectoniques Vilcan, la nappe d'Arjana (unité d'Almaj?), l'unité de Poiana Mărului-Riu Șes et l'unité de Petreanu.

The present structural model of the Southern Carpathians represents a sequence of tectonic conceptions that started in 1904, when M r a z e c suggested the existence of a tectonic contact between the two groups of crystalline rocks he separated within this area (group I, intensely metamorphosed and group II, more slightly metamorphosed).

M u r g o c i (1905) demonstrated the existence of an important fold nappe (the Getic Nappe), confirmed by S t r e c k e i s e n in 1934. C o d a r c e a (1935, 1940) separates in the western part of the Southern Carpathians, namely within the Autochthonous, which he calls the Danubian Autochthonous, two duplicatures—the Arjana and Cerna duplicatures. The Danubian Autochthonous is overlain by a paraautochthonous (the-

<sup>1</sup> Received 17 June 1980, accepted for publication 26 January 1981, presented at the Meeting of 28 May 1981.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, Str. Caransebeș 1, 78344 București, 32.



Severin Nappe) consisting of a flysch type succession, represented by the Azuga, Sinaia and Comarnic Beds.

Most geologists that made studies on Southern East Carpathians afterwards accepted, on the whole, the tectonic model proposed by Codarcea (1940). The latter assigns the Mesozoic deposits in the Cerna Mountains to the Cerna and Arjana zones. The Presacina zone covers the upper and middle basin of the Bela Reca Valley, extending south-eastwards through the Mehadia and Băile Herculane regions to the vicinity of Orșova. The sedimentary cover of the Presacina zone (Codarcea, 1940) consists of Upper Paleozoic, Jurassic and Cretaceous deposits. The deposits ending the stratigraphic succession of the Presacina zone are overlain by an "ensemble of Mesozoic beds, well developed in the Arjana-Topla-Cozla region, at Bogiltin and Cornereva"; these beds are attributed to the Arjana zone (Codarcea, 1940). From the stratigraphic point of view this "ensemble" is represented by Lower Liassic deposits (laminated conglomerates), Middle and Upper Liassic deposits (black tuffaceous clay schists, which, in the upper part, are sometimes completely replaced by basic-porphyritic effusive rocks and diabases, accompanied by tuffs, this petrogenetic element lending an unique peculiarity to this zone in comparison with the Liassic deposits from the Presacina zone, which do not include effusive rocks). The volcano-sedimentary facies probably develops also in the base of the Dogger succession. The Middle Jurassic of the Arjana zone is represented by reef limestone lenses and klippen, while the Upper Jurassic is represented by red and green nodular limestones and radiolarite limestones. Codarcea (1940) points out also the existence within this succession of some limestones which he attributes to the Neocomian. The stratigraphic succession of the Arjana zone ends with the Arjana Flysch (Codarcea, 1940), which is well developed between the Feneș and Rusca localities, in the Hideg Mountains, the Cozia Mountain and the mountains lying between Arjana and the Iuți Peak; it is represented by quartz, micaceous sandstones, conglomerates with crystalline schists and Mesozoic limestones with intercalations of gritty, micaceous, red schists (Codarcea, 1940).

From the tectonic point of view the Arjana zone would form a duplication of the Autochthonous, originating in the extension of the Cozla-Cirsa Ielovei syncline. This duplication separated from the Getic Nappe during its slipping, passing over the Presacina zone to the Cerna Valley (Codarcea, 1940).

Concerning the lithostratigraphic aspects of the Upper Cretaceous areas within the South Carpathians Autochthonous Codarcea et al. (1965) considers that during this time interval there formed deposits with pre-flysch and flysch characteristics which can be attributed to two complexes. The lower complex is represented by pre-flysch type deposits, marked by the abundance of the pelitic material with which ophiolitic rocks are sporadically associated. This rock complex would correspond to the upper horizon of the Nadanova Beds, to the Cenomanian respectively. The upper complex consists of psammites and psephites

În sfîrșit, merită a fi reținut faptul că un profil seismic experimental, executat în 1978 în vederea obținerii de informații de la foarte mare adâncime evidențiază înregistrări în timp pînă la 10 secunde, ultimul nivel de energie (de ampoloare redusă), plasîndu-se chiar la 12 secunde. În aceste cazuri, din lipsa unor date de viteză mai exacte, s-a luat în calcul o viteză medie de 3000 m/secunde (limitele extreme fiind 1800 m/secunde la Pliocene și 5000 m/secunde la pachetele de strate cele mai adînci), obținîndu-se astfel o grosime a sedimentarului în jur de 15000 m.

## BIBLIOGRAFIE

- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Editura științifică, București.  
 Bucur I. (1978) Tectonica și implicațiile sale în seismicitatea curburii Carpaților Orientali și a regiunilor limitrofe. Com. Ses. Șt. IPGGH, Rev. știință și tehnică nr. 6 București.  
 Dumitrescu I., Sandulescu M. (1971) Harta tectonică a RSR, scara 1 : 1000000, IGG, București.  
 Paraschiv D. (1975) Geologia zăcămintelor de hidrocarburi din România. Inst. geol. geofiz., Stud. tehn. econ. seria A, nr. 10, București.

## ÎNTREBĂRI

- C. Barbu : 1. Care a fost aportul prospecțiunilor seismice anterioare?  
 2. Aceptați pentru Mezozoic și Paleozoic o tectonică mai avansată decit cea redată de secțiunile prezентate?

Răspuns : 1. Prospecțiunile seismice anterioare au investigat numai o parte din succesiunile neogene și deloc pe cele mezopaleozoice.  
 2. Este de presupus o tectonică mai avansată. Interpretatorul datelor seismice este obligat să elaboreze imagini structurale în acord cu evoluția orizonturilor redată de aceleasi secțiuni seismice.

I. Lazăr : 1. Anomaliiile de tip bright spot îndreptățesc amplasarea unor foraje pentru gaze? Care este opțiunea dvs.?

Răspuns: Dacă anomaliiile amintite se plasau pînă la 2000 m adâncime credem că ar fi utilă investigarea lor. Detectarea acestor anomalii în jurul adâncimii de 3000 m impune unele rezerve deși nu exclude eventualul lor potențial gazeifer.

## CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DE LA TECTONIQUE DE LA RÉGION DE BUZĂU-GHERGHEASA-RÎMNICU SÂRAT

(Résumé)

La région investiguée appartient au secteur nord-est de la plate-forme moesienne, étant emplacée au sud-ouest de l'unité (le promontoire) de la Dobrogea septentrionale, au sud de l'unité (la molasse très épaisse — plus de 10.000 m) péricarpathique et au nord-ouest de l'unité

de la Dobrogea centrale (schistes verts), la dernière renvoyant sur l'alignement de Bordeiu Verde-Boldu, un important plonge structural.

L'étude sismique dans cette région met en évidence une couverture sédimentaire sarmato-pliocène, épaisse de presque 6000 m, quasi-horizontale ou peu ondulée, qui surmonte des dépôts plus anciens (badéniens et peut-être d'autres termes plus anciens du Miocène inférieur ou du Paléogène) couvrant à leur tour un important relief d'érosion (Paléozoïque, Jurassique, Crétacé) avec dénivellations morphologiques importantes et une tectonique distincte par rapport à la structure néogène.

Les données actuelles relèvent que le domaine pré-tertiaire consiste en formations crétacées, jurassiques (pérmo-triasiques?) et paléozoïques (Dévonien, Silurien, Ordovicien) dont le soubassement englobe les schistes verts, qu'on ne peut pas séparer sur les sections sismiques des formations qui les surmontent.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Sections sismiques dans la région de Buzău-Ghergheasa-Rimnicu Sărat.

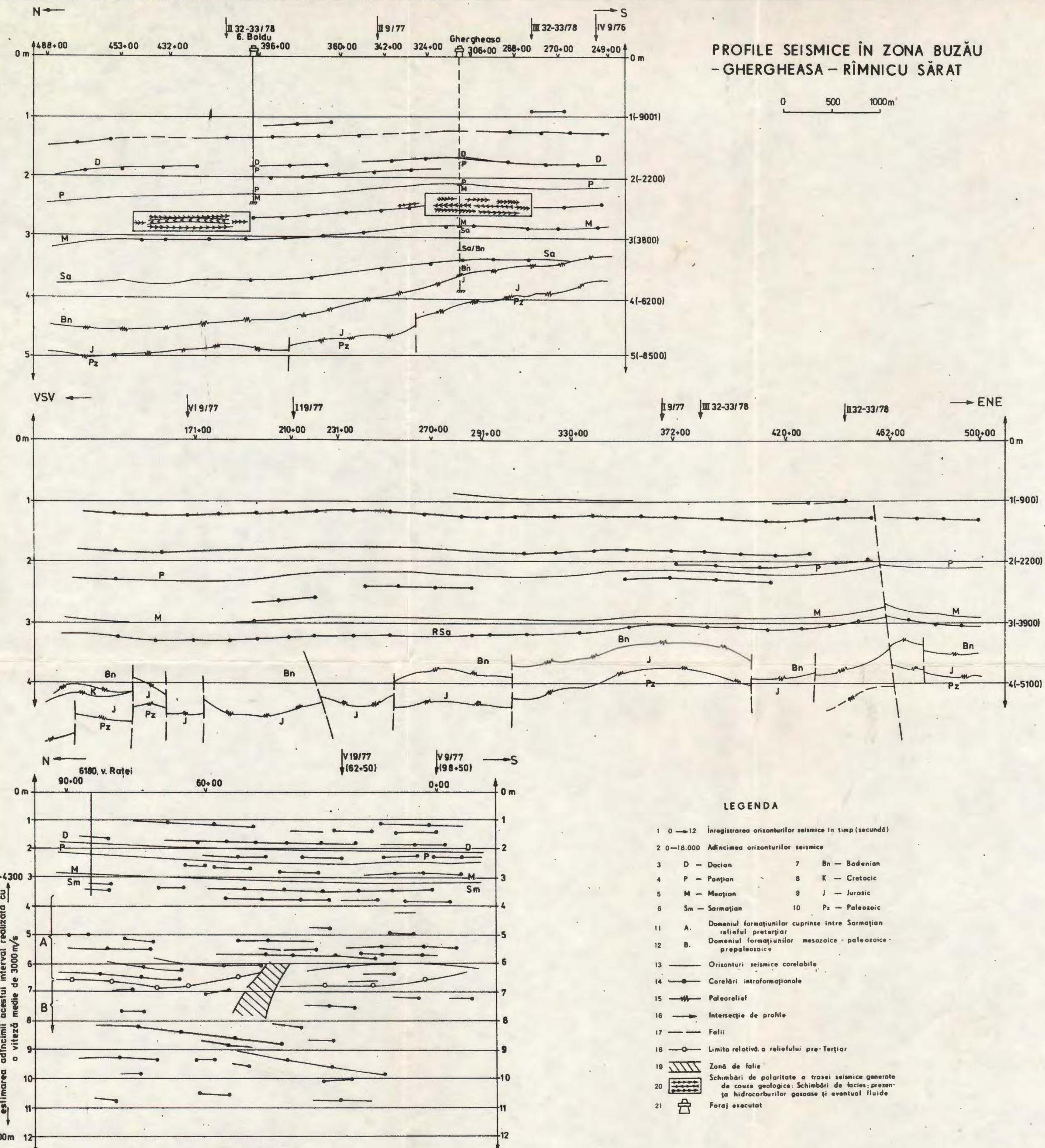
1, 0—12, enregistrement des horizons sismiques dans le temps (secondes); 2, 0—18000 mètres, profondeur des horizons sismiques; 3, D — Dacien; 4, P — Pontien; 5, M — Méotien; 6, Sm — Sarmatien; 7, Bn — Badénien; 8, K — Crétacé non-divisé; 9, J — Jurassique; 10, Pz — Paléozoïque; 11, A, le domaine des formations contenues entre le Sarmatien et le relief pré-tertiaire; 12, B, le domaine des formations mésozoïques, paléozoïques, pré-paléozoïques; 13, horizons sismiques corrélables; 14, corrélations intraformationnelles; 15, paléorelief; 16, intersection des profiles; 17, failles; 18, limite relative du relief pré-tertiaire; 19, zone de faille; 20, changement de polarité de la trace sismique engendré par les changements de faciès, contenu en hydrocarbures gazeux (fluides?); 21, forage exécuté.

### Planche II

La carte des isochrones à la limite Tertiaire-pré-Tertiaire. La région de Buzău-Ghergheasa-Rimnicu Sărat.

1, isochrones; 2, faille; 3, forage; 4, forage exécuté par sismocarotage; 5, aire des formations crétacées; 6, la limite Dacien-Pontien, rencontrée dans le forage.





I.C. BUCUR, M. ALEXANDRESCU

# HARTA CU IZOCRONE LA LIMITA „TERȚIAR-PRE-TERȚIAR REGIUNE A BUZĂU - GHERGHEASA - RÎMNICU SărAT

0 2 4 6 km



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



Project 22 : Precambrian in younger fold belts

### RELATIONS ENTRE LES FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES POLYCYCLIQUES DU PLATEAU MEHEDINȚI<sup>1</sup>

DE

VIORICA IANCU, ION HÂRTOPANU<sup>2</sup>

*Polymetamorphism. Metamorphic rocks. Lithostratigraphy. Deformations. Regional metamorphism. Blastomylonites. South Carpathians. Crystalline Getic Domain. Mehedinți Plateau. Porțile de Fier outlier.*

#### Abstract

Relationships between Polyyclic Metamorphic Formations in the Mehedinți Plateau. The authors supply metamorphic and deformational arguments for the differentiation of two series of metamorphic rocks : the Sebeș-Lotru Series (with polymetamorphic, polydeformational, polymigmatic character) and the Jidoștița Series. "The contact zone" between the two series is marked by an alternation of metamorphosed rocks, at the level of the biotite zone (the Jidoștița Series), and "blastomylonites", consisting of a fine-grained mesostasis with neoformation minerals and relict porphyroclasts (the Sebeș-Lotru Series). This contact might be considered of angular unconformity and metamorphism with regard to the first major metamorphic events that affected the Sebeș-Lotru Series, being modified during the later events common to both series.

#### 1. Introducere

Dans le cadre du lambeau des Portes de Fer de la nappe gétique, on a remarqué l'existence de quelques formations métamorphiques à granulation fine, localisées spécialement dans la partie orientale du lambeau et affleurant à des côtes minima : au fil des vallées et à la base des versants.

Ces formations ont été observées par Codarcea (1940), qui les mentionnait sous le nom de „zone de Luchița”.

<sup>1</sup> Recue le 30 Avril 1980, acceptée pour publication le 13 Mai 1980, communiquée dans la séance du 16 Mai 1980.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



Les levers effectués dans la période 1974—1978 ont autorisé deux interprétations sur ces formations. La première les considère appartenant à un „complexe microblastique” de la série de Sebeş-Lotru, avec un passage graduel au complexe supérieur, phanéroblastique (Andrei et al., 1974, 1975, 1976). Une autre interprétation (Conovici et Conovici, 1978) sépare ces formations sous le nom de „série de Jidoştiţa-Luchiţa”, qui supporte en relations de charriage la série de Sebeş-Lotru. L'âge du chevauchement n'est pas précisé.

En 1979 nous avons fait une série de coupes dans les bassins des vallées : Jidoştiţa, Luchiţa, Topolniţa, Gîrdanu, Coşuştea et Sovarna (pl. I). Dans l'intervalle 1976—1978 nous avons fait des levers détaillés dans le lambeau de Bahna pour la carte géologique échelle 1 : 50.000 (feuille Nadanova); puisque nous n'avons pas pu effectuer un lever systématique sur une aire plus grande dans le lambeau des Portes de Fer, la présente étude a un caractère préliminaire.

Les relations bien complexes entre les formations métamorphiques qui se rangent certainement dans la série de Sebeş-Lotru, avec un évident caractère polymétamorphe, polycyclique, et les formations microblastiques qui trahissent des aspects structuraux, microstructuraux et lithologiques différents, visibles à l'échelle mésoscopique, demandent aussi une étude comparative complexe : minéralogique, microstructurale, géochimique etc.

Les données d'observation disponibles confirment l'existence des relations anormales (de chevauchement) mises en évidence par des déformations entre la série de Sebeş-Lotru et les formations microblastiques représentées par des quartzites et roches quartzofeldspathiques à biotite, parfois rétromorphisées au niveau de la zone à chlorite, seulement dans les zones orientales des bassins des vallées Topolniţa, Gîrdanu, Coşuştea et Sovarna etc.

La série de Jidoştiţa semble affleurer dans une série de fenêtres tectoniques au-dessous de l'unité géétique, avec un développement insulaire et constitue un alignement orienté NE—SO, près du contact oriental avec les dépôts néogènes de la Dépression géétique; vers le nord, ces fenêtres se déplacent vers la limite occidentale du lambeau des Portes de Fer et ont une extension aréale toujours plus réduite.

Une série d'arguments qui seront exposés plus loin nous portent à considérer ce type de contact d'âge alpin, ce qui mène à la nécessité d'individualiser une subunité ou une complication dans le cadre du lambeau des Portes de Fer.

La présence des formations microblastiques dans la subunité sub-jacente, ainsi que la présence des formations rétromorphisées de la série de Sebeş-Lotru dans la subunité inférieure étaient l'hypothèse d'une complication dans le cadre de la nappe géétique, le plan de chevauchement d'âge alpin intersectant un contact plus ancien entre les deux séries.

Dans la partie occidentale du lambeau des Portes de Fer, dans les bassins des vallées Luchiţa et Coşuştea, on remarque l'existence des relations directes (sans l'intermédiaire des contacts tectoniques récents)

entre les deux types de formations : phanéroblastiques (appartenant avec certitude à la série de Sebeş-Lotru) et microblastiques (appartenant à la série de Jidoştiţa).

Dans un chapitre à suivre nous allons préciser la nature de ce contact. Afin d'expliquer la nature différente de ces types de formations, leur appartenance à une seule série ou à deux séries métamorphiques, d'âge différent, nous présenterons une série d'arguments à même de permettre leur différenciation, en vertu des caractères spécifiques ; une série de traits reconnaissables chez les deux séries met en évidence leur évolution commune pendant les derniers événements métamorphiques et déformationnels, ce qui rend bien difficile la séparation des roches des deux séries dans la zone de contact, à l'échelle mésoscopique ainsi qu'à celle microscopique.

Nous disposons ainsi d'une série de nouveaux arguments pour mettre en évidence le caractère polycyclique de la série de Sebeş-Lotru, qui découle de la superposition de certains événements métamorphiques et déformationnels séparés dans le temps (Iancu, Hărtopanu, 1979).

## 2. Données lithostratigraphiques sur les séries de Sebeş-Lotru et Jidoştiţa

2.1. La série de Sebeş-Lotru présente une lithologie variée, parce que les types pétrographiques actuels sont le résultat de la réorganisation et de la différenciation métamorphique des roches initiales, en plusieurs étapes de métamorphisme, accompagnées parfois de migmatisation.

Dans le cadre de cette série, on a distingué dans les Carpates Méridionales plusieurs entités lithostratigraphiques, sur le principe de base de conserver les séparations lithologiques initiales, pré-métamorphiques, au cours du métamorphisme régional résultant une foliation métamorphique parallèle à la foliation de stratification (Bercia, 1975 ; Savu et al., 1976).

A la partie nord du lambeau de Bahna, Hărtopanu et Iancu (carte géologique 1 : 50.000, feuille Nadanova — sous presse) séparent : la formation des plagiogneiss (à la partie inférieure), la formation des amphibolites, la formation des gneiss et la formation des micaschistes. Dans le cadre de ces entités sont présentes des roches avec une individualité pétrographique marquée : quartzites  $\pm$  pyroxènes, calcaires et skarns métamorphiques, métapéridotites serpentiniisées, roches éclogitoïdes, gneiss quartzitiques à cordiérite etc.

L'aspect pétrographique des roches métamorphiques est compliqué par la superposition des processus de migmatisation, la réponse différente des roches aux événements déformationnels successifs, ainsi que par l'extension spatiale différente des paragenèses minérales (y compris minéraux index) appartenant à des épisodes métamorphiques avec des gradients géothermiques différents. Une série de données d'observation révèlent l'importance particulière de la réorganisation des minéraux métamor-



phiques d'après une direction structurale secondaire ( $S_2$ ), qui représente la schistosité et le rubanement régional, résultés de la transposition des limites lithologiques initiales ( $S_0$  et  $S_1$ ). L'extension régionale, l'intensité des recristallisations le long des plans  $S_2$ , ainsi que le nombre réduit d'affleurements qui conservent des foliations réliques,  $S_1$ , prouvent le caractère avancé de ces transpositions. Les limites  $S_0$  impliquent le tracé — en base de corrélation régionale — des formations à lithologie pré-métamorphique unitaire. Concrètement, les limites lithologiques fréquemment visibles et mesurables à l'échelle mésoscopique sont des limites modifiées par transposition. Les corps de roches résultés, actuellement visibles en affleurements, sont souvent des corps formés par réorganisation dans le plan  $S_2$ , souvent à formes géométriques compliquées à cause des déformations ultérieures.

Dans la zone orientale du lambeau des Portes de Fer (où sont fréquentes des formations microblastiques aussi), la série de Sebeș-Lotru est représentée par la formation inférieure, des plagiogneiss, caractérisée par la fréquente association des plagiogneiss et des micaschistes avec des amphibolites, gneiss amphiboliques, gneiss quartzo-feldspathiques  $\pm$  biotite, quartzites et calcaires cristallins. Pour souligner la lithologie diverse de cette série il faut mentionner : l'abondance en migmatites, appartenant à plusieurs étapes de migmatisation, et la grande fréquence des corps de

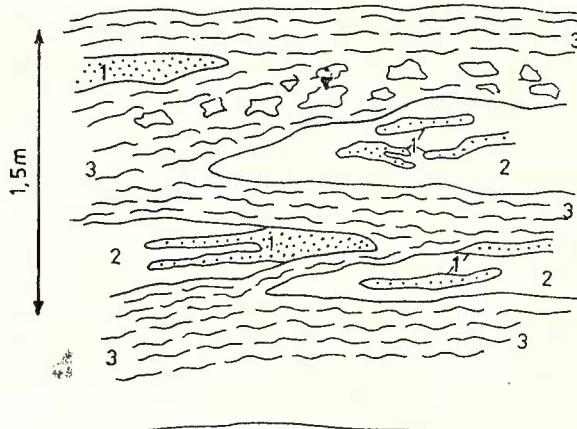


Fig. 1. — Lentilles de quartz minéralisé — Valea Roșie (esquisse d'affleurement). 1, lentille de mineraï; 2, lentilles de quartz à mineraï; 3, plagiogneiss et micaschistes laminés.

roches éclogitoïdes, roches métamorphiques avec une association minérale complexe, résultées de l'adaptation de la paragenèse initiale aux conditions des phases métamorphiques plus nouvelles.

Dans la série de Sebeș-Lotru sont bien fréquents les corps de roches pegmatitiques (concordants ou discordants par rapport à la foliation  $S_2$ ) et dans le lambeau des Portes de Fer sont présents aussi des corps lenticulaires de quartz, parfois accompagnés de concentrations de sulfures complexes aurifères disposées en concordance ou en pseudo-concordance sur les foliations  $S_2$ , mais certainement déformés par les mouvements alpins (fig. 1).

2.2. La série de Jidoștița, séparée par Conovici (1978) sous le nom de série de Jidoștița-Luchița, a été individualisée sur la base de la limite de chevauchement de la série de Sebeș-Lotru. Nous avons employé la dénomination simplifiée de série de Jidoștița, parce que Luchița est un affluent de la vallée de la Jidoștița. C'est une série monotone du point de vue lithologique, constituée spécialement de quartzites et roches quartzo-feldspathiques, biotitiques, à granulation menue, ce qui a fait qu'au début cette série soit séparée sous le nom de „complexe microblastique” (Andrei et al., 1974–1976). Nous n'avons pas remarqué de niveaux ou formations à valeur de repère stratigraphique, et l'épaisseur de la série est difficile à estimer du fait des relations compliquées avec la série de Sebeș-Lotru et des ouvertures défavorables, sur de petites différences de niveau.

La série de Jidoștița est bien ouverte dans le bassin des vallées de Jidoștița et Luchița, s'étendant discontinuellement dans les „fenêtres tectoniques” des bassins des vallées Topolnița, Coșuștea et Sovarna, au nord.

Afin de compléter l'image lithologique générale sur la série de Jidoștița, nous allons souligner que, outre la granulation constamment réduite (mais qu'on peut rencontrer également en quelques „niveaux” ou roches de la série de Sebeș-Lotru) et la simplicité des associations minérales, on remarque l'absence des intercalations de roches carbonatiques, des gneiss quartzo-feldspathiques, des quartzites à pyroxènes ou cordiérite, des roches méta-péridotitiques, ainsi que l'absence des éclogites et des corps de quartz minéralisé. C'est évidente aussi l'absence des effets d'une migmatisation métatectique.

### 3. Métamorphisme et déformation

Puisque le problème du métamorphisme implique une série d'études complexes, nous allons mentionner seulement les arguments à caractère général, qui aident à la différenciation des principaux événements métamorphiques ayant affecté chaque série.

3.1. La série de Sebeș-Lotru est constituée de formations avec un visible caractère polycyclique (polymétamorphe, polydéformationnel, polymigmatique), qui résulte de :

- la non concordance entre les directions structurales mésoscopiques prédominantes (schistosité régionale,  $S_2$ ) et les limites lithologiques ( $S_{0-1}$ ) à déduire par interprétation ou lever régional ;

- la coexistence — à l'échelle mégascopique et microscopique — de moins deux générations de plans ( $S_1$ ,  $S_2$ ) à développement (statistique) régional et des plans ( $S_3$ ) d'extension locale, accompagnés de paragenèses minérales distinctes, se succédant dans le temps, et qui donnent



des linéations minérales ( $Lm_1$ ,  $Lm_2$ , fig. 2, 3, 4a) à position spatiale différente.

Les linéations minérales les plus anciennes  $Lm_1$  ont une orientation générale O—E, en différant des linéations minérales  $Lm_2$  (Iancu, Hartopanu, 1979) et ne sont pas cozonales avec les axes des plis plus nouveaux ( $B_2$ ,  $B_3$ ), ni avec les directions des foliations  $S_2$  (fig. 4b, 4c).

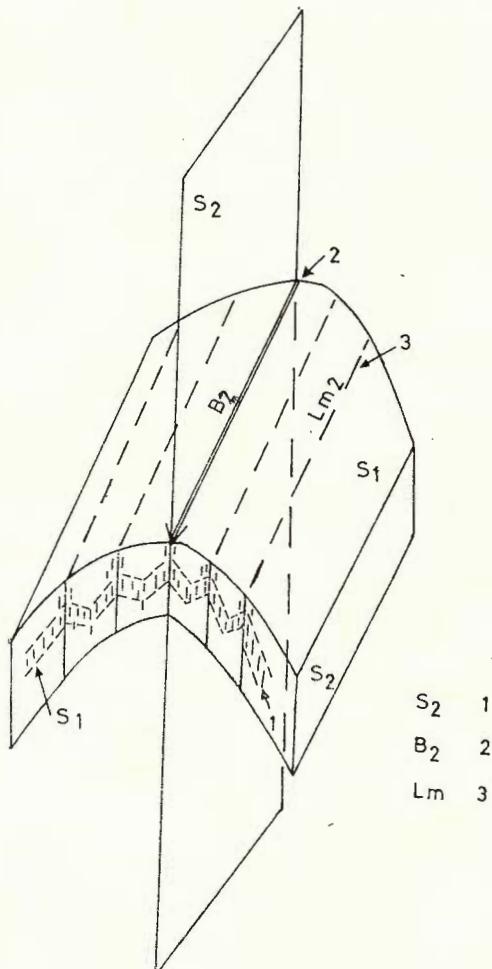


Fig. 2. — Pli  $B_2$  et rubanement relictique ( $S_1$ ) dans la série de Sebeș-Loiru. Affleurement sur la vallée du Danube. 1, micas réorganisés dans le plan  $S_2$ ; 2,  $B_2$  — axe de pli mésoscopique; 3,  $Lm$  linéation minérale.

— La coexistence de trois générations de plis mésoscopiques ( $B_1$ ,  $B_2$ ,  $B_3$ ) et de plis régionaux  $B_4$ , qui se sont succédés dans le temps, les derniers systèmes affectant de façon évidente les plis des premiers moments de déformation. L'orientation de la schistosité régionale,  $S_2$  (fig. 4d), et des systèmes de plis plus récents (NNE—SSO) est visiblement différente

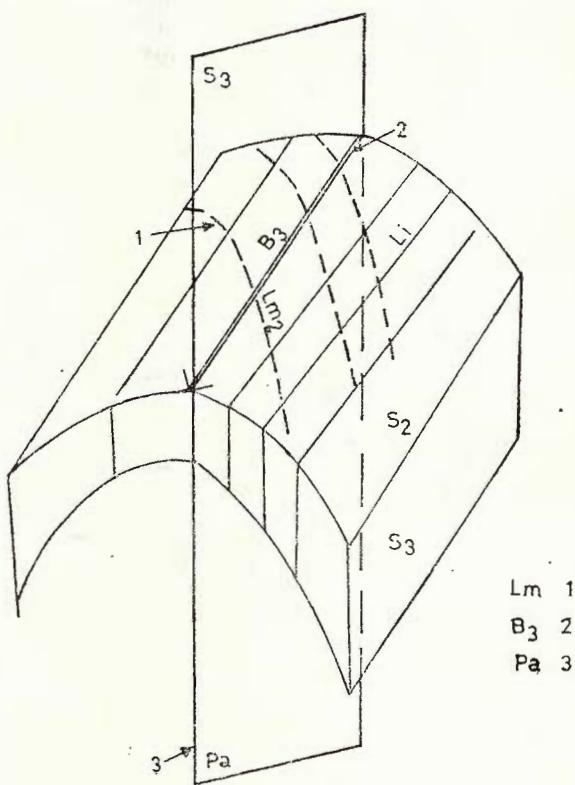


Fig. 3. — Pli  $B_3$  intersecté par des plans  $S_3$  dans la série de Sebeş-Lotru, affleurement sur la vallée du Danube. 1,  $Lm$  — linéation minérale; 2,  $B_3$  linéation de charnière (axe du plis); 3,  $Pa$  — plan axial.

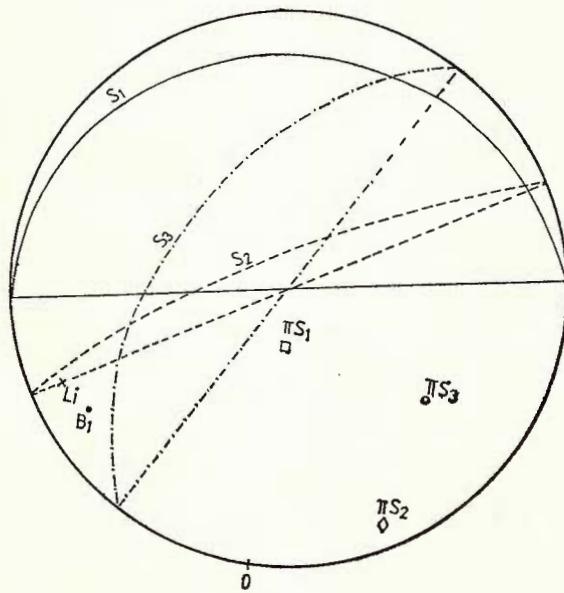


Fig. 4a. — Diagramme des éléments structuraux — affleurement sur la vallée de Jidoştiţa (quartzites biotitiques, série de Jidoştiţa). Eléments planaires ( $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ ), linéation axiale ( $B_1$ ) et linéation d'intersection ( $L_i$ ).

de celle des linéations minérales réliques (O—E) et des plis  $B_4$  (NO—SE), en attestant le changement des directions de stress dans le temps. Le dernier set de plis pré-alpins  $B_4$  provoque des affaissements axiaux importants (pl. IV, fig. 1) des anciens plis, en engendrant une réduction (com-

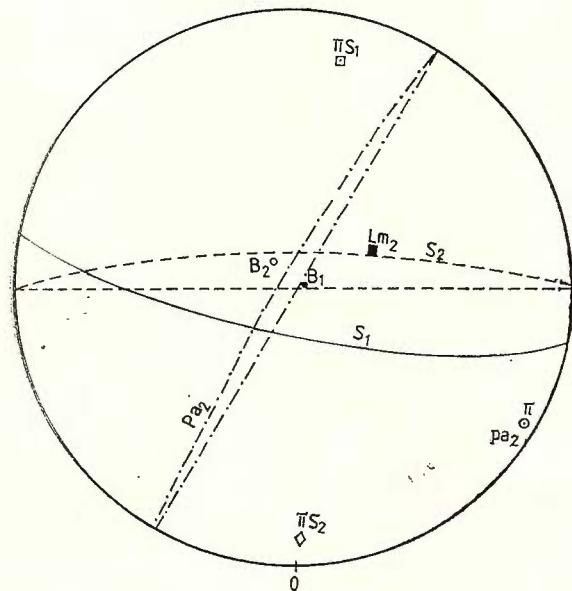


Fig. 4b. — Diagramme des éléments structuraux — affleurement sur la vallée du Danube (amphibolites — série de Sebeș-Lotru). Plans  $S_1$ ,  $S_2$ , plan axial ( $Pa_2$ ), linéations axiales ( $B_1$ ,  $B_2$ ) et minérales ( $Lm$ ).

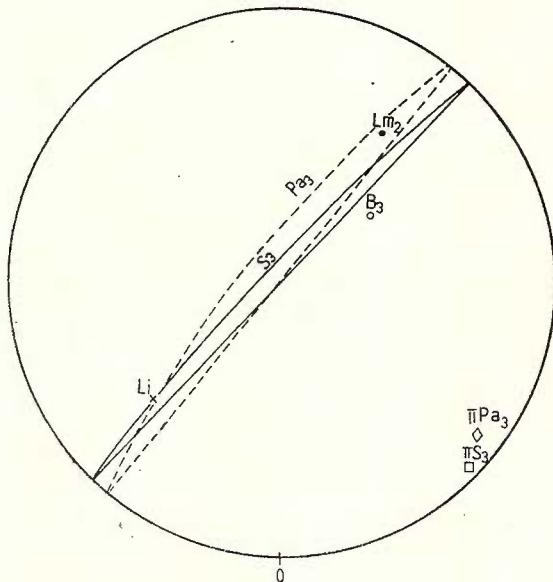


Fig. 4c. — Diagramme des éléments structuraux :  $S_3$ ,  $Lm_2$ ,  $B_3$ ,  $Li$ , blastomylonites (série de Sebeș-Lotru); affleurement vallée du Danube.

pression) des formations métamorphiques sur une direction NNE—SSO. Il est possible que les pendages axiaux fussent renforcés par des mouvements alpins, puisque nous avons observé aussi des plongeons de 10—15°.

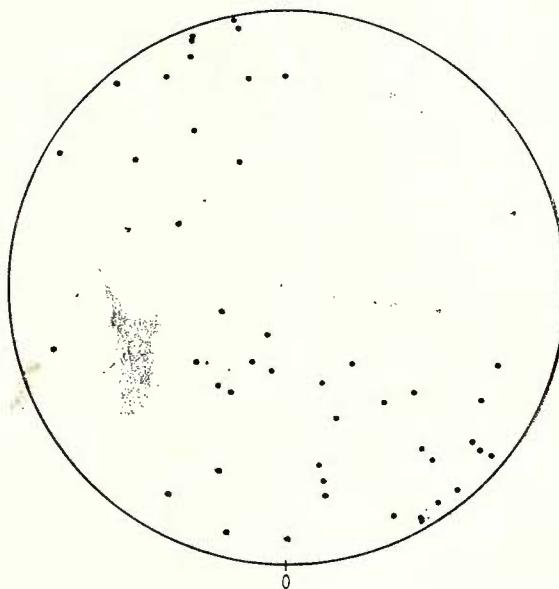


Fig. 4d. — Diagramme des foliations  $S_2$  (de rubanement et schistosité) dans la série de Sebeș-Lotru (secteur Jiduștița-Luchița).

de quelques plis d'entrainement au-dessous du plan de la nappe géétique dans des formations du para-Autochtone de Severin (fig. 5).

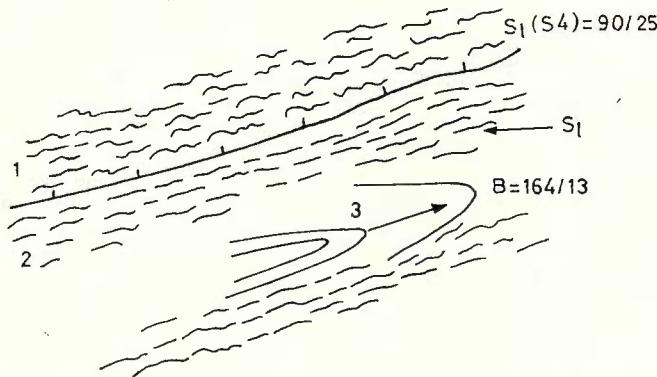


Fig. 5. — Eléments déformationnels au contact entre la nappe géétique et l'unité de Severin : 1, cristallin laminé, cataclasé — série de Sebeș-Lotru ; 2, marnocalcaires laminés (paraautochtone de Severin) ; 3, pli métrique à plongée axial ( $B$ ) de 13° SW.

— L'existence des associations minérales complexes, dans lesquelles coexistent plusieurs paragenèses successives, représentées par des miné-

raux réliques, à minéraux de néoformation ou réorganisés d'après des directions structurales nouvelles. On a remarqué également de nombreuses relations structurales indiquant des réactions entre différents minéraux (muscovite-plagioclase, muscovite-feldspath potassique, biotite-cordiérite etc.) ou le remplacement des minéraux plus anciens par d'autres plus nouveaux. Dans les roches à textures mylonitiques recristallisées (pour lesquelles on employera le nom de „blastomylonites”), on peut distinguer d'une part des minéraux „résiduels” *sensu Antioz* (1970), soit des réliques métamorphiques, soit des phénoclastes réliques et une mésostase complètement recristallisée, d'autre part.

— A partir des rapports de succession et d'intersection entre les plans  $S$ , accompagnés de recristallisations, et les plans axiaux des plis et microplis, dans le cadre de cette série, on peut distinguer deux moments de transposition : une transposition bien avancée d'après les plans  $S_2$ , à développement régional, et une autre post- $S_2$ , d'après des plans  $S_3$ , d'extension locale. Les derniers sont accompagnés de recristallisations dans les zones des blastomylonites profondes au contact des deux séries (sur lesquelles nous reviendrons).

— L'existence d'au moins deux phases de migmatisation métatectique, en corrélation avec les zones de métamorphisme de haut degré, avec différents degrés de déformations. Sont présents aussi des mobilisés quartzo-feldspathiques discordants et des pegmatites, parfois laminés.

— La présence des corps lenticulaires de quartz minéralisé, dans les zones de rétromorphisme pré-alpin.

Dans la série de Sebeș-Lotru, on peut distinguer des paragenèses minérales appartenant aux suivants types de métamorphisme :

**3.1.1. Métamorphisme régional progressif de pression moyenne (type barrovien) —  $M_1$ .** Cet épisode représente l'événement métamorphique le plus ancien qui a agi sur les formations de la série de Sebeș-Lotru. Les minéraux de cette génération (disthène staurotide, pyroxènes, hornblende I etc.) se conservent en réliques, quelquefois inclus dans les minéraux de néoformation, orientés dans le plan de la schistosité régionale  $S_2$ , en conservant souvent (surtout la hornblende) l'ancienne linéation. En affleurement, les plans réliques ( $S_1$ ) sont rarement conservés, on peut les définir soit en vertu de leur composition lithologique, avec une orientation différente par rapport aux  $S_2$  (fig. 2), soit d'après les relations d'intersection avec  $S_2$ . Les surfaces  $S_1$  se présentent d'habitude comme des plis pareils, centimétriques jusqu'à décimétriques, dont les flancs sont intersectés par les plans  $S_2$  (plis intrafoliaux). Les foliations minérales réliques ( $Lm_1$ ) font un grand angle avec les axes des plis plus récents et avec les directions des plans  $S_2$ .

**3.1.2. Métamorphisme régional isofacial avec le premier métamorphisme  $M_2$ .** La possibilité que cet épisode de cristallisation représente un événement métamorphique majeur a été suggérée par Härtopanu (1978). Ce métamorphisme s'est déroulé dans un contexte de gradients géothermiques rapprochés, mais dans des conditions de stress différentes, ayant



comme effet la réorientation ou la réorganisation avancée des minéraux (qui constituent des paragenèses pareilles) conformément à  $S_2$ , d'après des directions NNE—SSO (fig. 4d). Les surfaces planaires ainsi résultées, dans lesquelles les minéraux et les agrégats minéraux se disposent d'après des linéations ( $Lm_2$ ) orientées NE—SO, ont un développement régional, ce qui plaide pour l'existence d'une transposition avancée.

Les plis formés à ce moment de déformation —  $B_2$  — sont des plis concentriques (surtout dans les roches compétentes) ou similaires, avec une ampleur dépassant de règle l'échelle des affleurements, ce qui rend la transposition difficile à saisir. Les linéations minérales et d'agrégat ( $Lm_2$ ) sont cozonales avec les charnières (axes) de ces plis (fig. 4 b).

Dans la zone de Jidoştīta, la biotite orientée dans le plan  $S_2$  est fréquemment associée à la sillimanite (le deux déformées et microplissées), ce qui semble suggérer leur croissance simultanée dans les conditions de la zone à sillimanite.

Dans le lambeau de Bahna, ainsi que dans celui des Portes de Fer sont bien fréquentes les roches migmatiques, à textures oftalmitiques ou stromatiques, concordantes avec les surfaces  $S_2$ , et dont l'aire de répartition correspond aux zones à métamorphisme de haut degré (disthène, sillimanite + feldspath potassique). Ces observations, ainsi que leur développement sur des longueurs kilométriques, attestent l'existence d'un épisode important de migmatisation métatactiques (métamorpho-anatectique) lié à ce métamorphisme. La présence de certains corps (filons apophyses) de mobilisés quartzo-feldspathiques discordants atteste que l'isograde d'anatexie a été atteint.

Une série de plis —  $B_2$  — a été générée à la fois que le deuxième moment de métamorphisme, plis bien représentés dans les formations compétentes, ou les minéraux micacés orientés dans les nouveaux plans  $S_2$  conservent quand même des textures bariolées réliques. Les axes de ces plis sont généralement cozonaux avec les directions des foliations  $S_2$  et avec les nouvelles linéations minérales  $Lm_2$  (fig. 2 et 4b).

**3.1.3. Métamorphisme régional de basse pression —  $M_3$ .** Dans le lambeau de Bahna, Hârtopanu (1975) a mis en évidence l'existence des minéraux index (andalousite, cordiérite), en général développés dans des conditions statiques, attestant l'effet d'une métamorphisme de basse pression, qu'il explique par l'influence d'un dôme thermique. Dans le lambeau des Portes de Fer, l'andalousite apparaît dans le bassin supérieur des vallées de Nevăț et Gradsca ; sont présents aussi des nodules de sillimanite aplatis, mais bordés d'aiguilles de fibrolithe, qui traversent les limites des grains de quartz. Il est difficile à préciser si ces nodules avaient été générés dans une phase post-cinématique par rapport à  $S_2$  ou en même temps que le métamorphisme de basse pression du lambeau de Bahna.

**3.1.4. Métamorphisme régional, au niveau de la zone à biotite —  $M_4$ .** Les dernières observations (Iancu, données inédites) sur les formations de la série de Sebeș-Lotru mettent en évidence la recristallisation ou la néocristallisation de quelques minéraux (quartz, biotite, oligoclase, tour-

maline), dans un épisode ultérieur à la formation de l'andalousite, qui présente souvent les traces d'une déformation mécanique. L'existence de cette paragenèse (biotite II, tourmaline, quartz, oligoclase), en général de granulation très fine, est évidente autant dans la série de Sebeș-Lotru (ou elle représente la plus récente paragenèse dans le cadre de l'association minérale), ainsi que dans la série de Jidoștița, où elle constitue une paragenèse unique, prograde, dans laquelle les minéraux coexistent dans des conditions d'équilibre.

La granulation fine des minéraux des blastomylonites de la série de Sebeș-Lotru est due à la recristallisation ou à la réorganisation des anciens minéraux qui ont été fragmentés, rompus ou fasciculés, en subissant un évident phénomène de subgranulation. Tandis que les minéraux réliques (y compris l'andalousite) sont fréquemment affectés de déformations, les nouveaux minéraux, finement granulaires, présentent des formes idiomorphes, sont frais, et l'oligoclase et le quartz avec extinction nette se constituent en agrégats polygonaux, en attestant la cristallisation statique, dans des conditions d'équilibre.

A cet épisode métamorphique est due la recristallisation des mylonites (rétromorphites) de la série de Sebeș-Lotru (pl. II, fig. 3), dont ont résulté des blastomylonites à porphyroclastes réliques de biotite, muscovite, sillimanite etc. et dans laquelle la mésostase est complètement recristallisée. La biotite de cette génération (bi II) se présente en cristaux fins, orientés d'après les nouveaux plans  $S_3$ . Les anciens agrégats de biotite + sillimanite sont déformés, microplissés et partiellement transposés d'après ces nouvelles directions (pl. III, fig. 1). En terrain, les blastomylonites à transposition incipiente d'après  $S_3$  (post  $S_2$ ) s'exfolient au choc du marteau d'après ces plans, dans lesquels sont visibles les anciens agrégats de biotite + sillimanite sous forme de „taches” de couleur foncée.

Ce métamorphisme, à caractère rétrograde pour la série de Sebeș-Lotru et prograde pour celle de Jidoștița, au niveau de la zone à biotite, peut représenter : soit un événement majeur, soit un épisode (final rétrograde) du métamorphisme de basse pression. Dans ce dernier cas on peut supposer que le métamorphisme a eu un caractère diachrone, en subissant un déplacement dans le temps vers les parties marginal-supérieures de la pile de formations affectées par le dôme thermique, ce qui concorde avec l'augmentation des températures vers la partie septentrionale du lambeau de Bahna (Hărtopeanu, 1978). On remarque que les principales phases de cristallisation à l'échelle régionale des métamorphismes  $M_3$  et  $M_4$  (de basse pression) ont un caractère à dominance statique et donc n'ont pas coincidé avec les moments de déformation maximale.

Les éléments structuraux plus jeunes que la schistosité régionale ( $S_2$ ) sont représentés par une série de plans  $S_3$ , à développement local, qui semblent être en corrélation directe avec un système de plis majeurs dans lesquels sont encadrés les plis mésoscopiques  $B_3$ . Les plans  $S_3$  apparaissent comme clivages dans les roches mylonitiques, microplissées, du lambeau de Bahna (pl. VI, fig. 2), étant accompagnés de recristallisations près du contact avec la série de Jidoștița (pl. III, fig. 1).

Les plis  $B_3$  agissent autant sur les plans  $S_2$ , ainsi que sur les plans axiaux des plis  $B_2$ , qu'ils recouvrent. Sont des plis de dimensions métriques jusqu'à décamétriques, à symétrie inférieure, par suite des déversements et des plongeons axiaux provoqués par le plissement le plus récent  $B_4$ . On a remarqué un alignement de plis couchés dans le lambeau des Portes de Fer et un autre alignement le long de la vallée de la Bahna, avec des longueurs d'environ 10–15 km (pl. V, fig. 1, 2). Le sens de déversement des plis mésoscopiques, ainsi que la présence des plis couchés seulement dans le paquet de l'ouest suggèrent une forte compression bilatérale O–E, d'extension régionale, pendant laquelle le paquet situé à l'ouest de chaque alignement a été poussé sur le paquet oriental.

Une illustration intéressante de l'adaptation à différentes conditions de métamorphisme est observable dans les roches éclogitoïdes, roches polymétamorphes, rétromorphosées, à structures blastomylonitiques, dans lesquelles la pyroxène et le grenat de la paragenèse primaire sont remplacés partiellement ou totalement par des agrégats microgranulaires de hornblende + plagioclase et notamment biotite ; ensuite, en mésostase, cristallisent la biotite en paillettes fines, l'oligoclase et le quartz, en grains isométriques, non déformés.

**3.1.5. Métamorphisme régressif, au niveau de la zone à chlorite ( $M_5$ ).** Ce métamorphisme, à caractère régional, n'a pas affecté un grand volume de minéraux pré-existants, ceux-ci étant partiellement remplacés par : chlorite, actinote, albite, probablement en fonction de la quantité d'eau qui a pénétré dans la pile de roches avec un degré élevé de métamorphisme.

Dans certaines zones, à savoir dans les fenêtres tectoniques dans lesquelles apparaissent des rétromorphites autant de la série de Sebeş-Lotru ainsi que de celle de Jidoştia, les roches sont complètement rétromorphisées, transformées en schistes à chlorite et muscovite fine, avec des reliques de biotite de petites dimensions. Cet aspect soutient l'affirmation que dans l'extrême orientale du lambeau des Portes de Fer les formations (microblastiques) ont été métamorphisées dans des conditions plus superficielles ; d'ailleurs, toujours dans ces roches sont très fréquents les effets d'une altération supergène ultérieure, qu'on ne retrouve pas dans l'unité sur-jacente.

**3.1.6. Métamorphisme dynamique.** Ce métamorphisme, de type cassant ou ductile, n'est pas accompagné de recristallisations et il est évidemment corrélé avec les plans de charriage alpin.

**3.2. La série de Jidoştia.** La séparation des formations de cette série implique une sélection très attentive (et sur la base des observations microscopiques) par rapport aux roches microblastiques provenant du rétromorphisme de la série de Sebeş-Lotru. Les rétromorphites sont en réalité des blastomylonites profondes, avec des minéraux de néoformation au niveau de la zone à biotite et à fréquents minéraux reliques. En quelques roches la néo-cristallisation est tellement avancée, qu'à un agrandissement microscopique usuel les textures reliques ne sont plus observables,

la roche étant entièrement reconstituée de minéraux de dimensions comparables et ayant l'aspect d'une roche métamorphisée au niveau de la zone à biotite. Mais, une observation attentive met en évidence la substitution complète des anciens „oeils” de feldspath (par exemple) par des agrégats de quartz non déformé et de feldspath plagioclase (oligoclase acide); on sait parfois également des lanières étroitement microplissées de quartz ou de minéraux micacés  $\pm$  sillimanite.

Si l'on exclut donc, des formations „microblastiques”, les blastomylonites de la série de Sebeș-Lotru, les roches appartenant à la série de Jidoștița, à métamorphisme prograde au niveau de la zone à biotite seraient représentées presque exclusivement par des quartzites et plagiogneiss à biotite et tourmaline (ou roches quartzo-feldspathiques à biotite).

Au microscope, la biotite est très fraîche, brun rougeâtre, en lamelles fines, orientées d'après des surfaces planaires  $S_1$ , souvent microplissées ou largement plissées (pl. III, fig. 2). Le quartz, présent en grains de dimensions submillimétriques, trahit une granulation très uniforme. Il est d'habitude faiblement aplati d'après une seule direction; dans la plupart des sections apparaît en grains isométriques, à contours cellulaires, non déformés ou très faiblement déformés. Le feldspath potassique apparaît en cristaux granulaires, faiblement allongés, frais et sans aucune sorte de relation de réaction avec les autres minéraux.

Dans la série de Sebeș-Lotru le feldspath potassique apparaît dans les zones à métamorphisme de haut degré et présente fréquemment des zones de réaction au contact avec la muscovite et la plagioclase, qu'il substitue ou dans lesquelles il s'insinue.

La présence des grains à contours trahissant des énergies libres minimales, l'absence des déformations ductiles, de type métamorphe, prouvent la continuation de la cristallisation dans un épisode tardif cinématique ou post-cinématique, par rapport aux déformations qui ont eu comme effet le plissement commun des deux séries.

Dans les blastomylonites de la zone de contact sont fréquentes les migmatites artéritiques à textures de type ptygmatische, en évidente corrélation avec les plans  $S_3$  (pl. VIII, fig. 1). Au microscope, ces mobilisés constitués de plagioclase, quartz, feldspath potassique, présentent des textures granulaires, non orientées et dépourvues de déformations pénétratives. Puisque le degré du dernier métamorphisme avec lequel viennent se corrélérer ces corps de mobilisés ne permet pas d'atteindre l'anatexie, nous considérons que ces migmatites ont été générées par injection de matériel des formations sous-jacentes. Il est possible que l'augmentation locale de la température au cours de cet épisode ait mené à la cristallisation statique de la fibrolithe.

#### 4. Le contact entre la série de Sebeș-Lotru et la série de Jidoștița

Selon ce que nous avons mentionné, entre les deux séries on peut distinguer deux types de contacts, qu'on peut définir ainsi:

— contact marqué par une discordance stratigraphique et métamorphique, mais avec une apparente concordance structurale, due aux



effets communs subis pendant les derniers événements métamorphiques et déformationnels ;

— contact tectonique de chevauchement, qui ne se superpose pas au contact normal entre les deux séries.

Nous allons faire — pour continuer — une description de détail des deux types de contacts :

4.1. *Contact (normal ou renversé), pré-alpin.* Le contact majeur entre les deux séries est marqué par une importante discordance stratigraphique, la formation sur-jacente, de Jidoștița, venant en contact direct avec les roches appartenant à la formation des plagiogneiss de la partie inférieure de la série de Sebeș-Lotru. Il faut mentionner que la séparation des formations microblastiques à biotite dans une série indépendante soulève des difficultés à cause de l'existence de telles roches au sein même de la série de Sebeș-Lotru. Les arguments d'ordre minéralogique et microstructural exposés, les différences marquées par rapport aux roches quartzitiques de composition minéralogique et chimique pareille, qui apparaissent intercalées dans la formation des plagiogneiss nous autorisent à accorder à ces formations une individualité — avec valeur de série.

En terrain, les formations des deux séries, séparées à partir des observations mésoscopiques (confirmées et complétées ensuite par des études microscopiques) sont en rapports directs dans une „zone de contact”, affleurant en alternances métriques jusqu'à décamétriques de roches rétromorphisées (blastomylonites) de la formation inférieure de la série de Sebeș-Lotru et des roches de la série de Jidoștița, avec granulation menue, qui s'exfolient en plaques fines. Toute cette zone présente des éléments planaires à position constante dans les deux séries : 150—160°/70—80° et une grande densité des plans de clivage.

Ce type de contact présente l'apparence d'une transition graduelle et d'une concordance stratigraphique.

La pseudoconcordance à l'échelle mésoscopique des lanières de roches appartenant aux deux séries est due à l'effet de leur plissement dans un épisode commun (ultérieur au parachèvement de la foliation  $S_2$  dans la série de Sebeș-Lotru) et donc au changement (transposition) du plan de contact d'après les nouvelles directions structurales résultées. En même temps a eu lieu aussi une transposition partielle des formations rétromorphisées de Sebeș-Lotru d'après ces nouveaux plans  $S_3$ .

La différenciation des formations des deux séries — dans la zone de contact — est difficile autant en terrain qu'au microscope aussi, du fait de la recristallisation des rétromorphites de la série de Sebeș-Lotru dans le plan de la foliation  $S_3$  (dont ont résulté des blastomylonites à biotite ± muscovite, à répliques de grenat, muscovite I, biotite I, sillimanite, disthène etc) au cours du métamorphisme progressif de la série de Jidoștița, au niveau de la zone à biotite.

Dans cette zone, bien que les formations de la série de Sebeș-Lotru présentent un aspect général de „rétromorphites”, elles ne montrent pas de transformations minérales (rétrogrades) au niveau de la zone à chlorite,



non plus de déformations mécaniques des minéraux de néoformation. Ces déformations sont évidentes seulement chez les minéraux „résiduels” (porphyroclastes réliques), tandis que la mésostase est bien cristallisée le long des plans  $S_3$ . Ces caractéristiques nous portent à considérer les roches déformées et recristallisées (au niveau de la zone à biotite) de la série de Sebeș-Lotru, des blastomylonites (mylonites profondes, recristallisées), ou des rétromorphites à biotite.

Les relations entre les deux types de formations sont particulièrement complexes et très difficiles à préciser, à cause des déformations ultérieures à leur plissement commun. On remarque ainsi le déversement constant des plans de clivage, des zones de blastomylonites, vers l'est. Une série d'autres arguments, tels que : la présence des plis décamétriques couchées, avec le même sens de déversement, la position diverse des quartzites et des plagiogneiss microblastiques en certains points, soit à de grandes cotes, sur les cimes (au-dessus d'un paquet de roches de la série de Sebeș-Lotru), soit au niveau des vallées, sans que celles-ci présentent de fortes déformations de type alpin (fig. 6) nous fait croire que, dans le cadre de l'unité supérieure, il y a une série de complications générées par des phénomènes de surplissement pré-alpin.

Dans ce cas-là, en certains points la série de Jidoștița — qui présente d'ailleurs aussi un rétromorphisme régional intense pré-alpin au niveau de la zone à chlorite — peut se trouver en position renversée probablement sur le flanc inférieur des plis majeurs, pré-alpins.

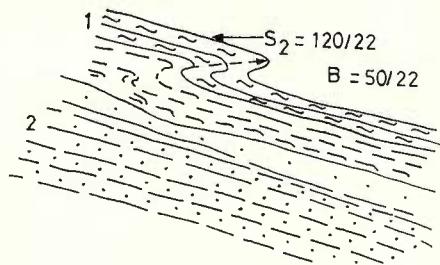


Fig. 6. — Contact normal renversé entre la série de Sebeș-Lotru et la série de Jidoștița rétromorphe (ruisseau Glaceul Mic).  
1, micaschistes rétromorphes — série de Sebeș-Lotru ; 2, plagiogneiss microblastique rétromorphisé (série de Jidoștița).

**4.2. Contact tectonique.** Près de la limite orientale du lambeau des Portes de Fer (contourée dans les dépôts néogènes de la Dépression géétique), dans les bassins des vallées Jidoștița, Topolnița, Gîrdanu, Sovarna, on constate l'existence des relations de chevauchement entre la série de Sebeș-Lotru et des formations de la série de Jidoștița, qui présentent aussi des intercalations de rétromorphites (blastomylonites profondes) de la série de Sebeș-Lotru.

Ces contacts sont caractérisés par le développement local des déformations de type cassant ou ductile, non accompagnées de recristallisations importantes (fig. 7, 8).

Les zones de cataclasites et de brèches sont associées à des mylonites non cristallisées, à fréquents cisaillements ou glissements sur les anciens plans de schistosité. Le développement des plans de lamination  $S_4$  à petits

pendages et relativement constant est strictement lié aux plans de charriage alpin, et leur densité décroît avec l'éloignement de ceux-ci. Dans les zones plus éloignées, les roches sont plus cassantes et l'on rencontre surtout

Fig. 7. — Déformations alpines dans la série de Sebeș-Lotru (vallée de Sovarna). 1, lentille de roche compétente (plagiogneiss) ; 2, lentilles de quartz déformées ; 3, micaschistes laminés ; 4, foliation de laminage alpin ( $S_4$ ) en micaschistes ; 5, faille récente.

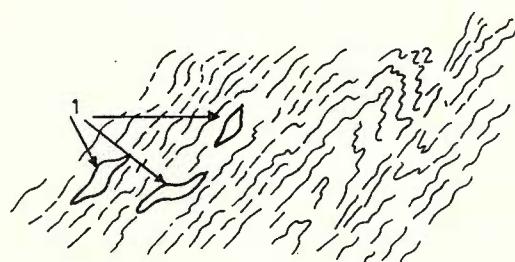
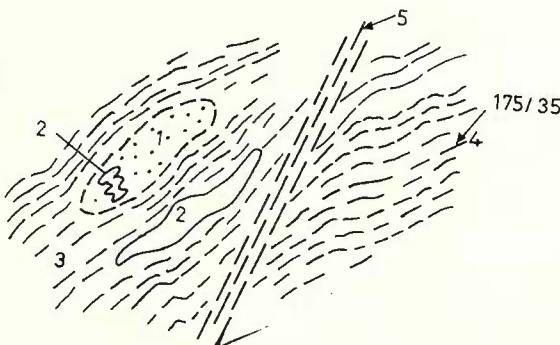
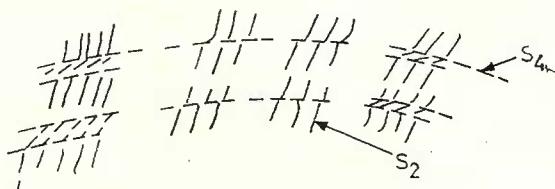


Fig. 8. — Déformations ductiles — alpines — dans la série de Sebeș-Lotru. 1, lentilles de quartz déformées ; 2, micaschistes fort laminés et microplissés.

des clivages subhorizontaux facilités par une série de déformations de type Kink-bands (fig. 9).

Fig. 9. — Microplis et lanières d e déformation (Kink) dans la série de Sebeș-Lotru, 1,  $S_2$  — foliation de schistosité ; 2,  $S_4$  clivages subhorizontaux plus récents.



### Conclusions

Dans le lambeau des Portes de Fer (qui se rattache à la nappe géétique), on peut distinguer deux séries cristallines, en vertu de leurs caractères lithostratigraphiques, de métamorphisme et déformationnels. Les effets des derniers événements de métamorphisme et de déformation

attestent leur évolution commune et la modification de leur contact, au début discordant.

1. Du point de vue lithostratigraphique, la série de Sebeș-Lotru est une série comprehensive, dans laquelle on a séparé (au sein du lambeau de Bahna) les suivantes formations, de bas en haut : plagiogneiss, amphibolites, gneiss et micaschistes. L'aspect lithologique de cette série est compliqué par les processus de migmatisation et par les recristallisations successives au cours des différents moments de métamorphisme.

La série de Jidoștița, plus récente et en général plus faiblement métamorphisée, est caractérisée par une lithologie uniforme, étant constituée de quartzites et roches quartzo-feldspathiques à biotite, de granulation menue.

2. Du point de vue du métamorphisme, on peut caractériser la série de Sebeș-Lotru comme une série polymétamorphe, constituée de roches aux associations minérales complexes, dans lesquelles coexistent des minéraux ou paragenèses réliques avec des minéraux réorganisés ou formés pendant les événements métamorphiques plus récents. On reconnaît des paragenèses appartenant à deux métamorphismes de type barrovien ( $M_1$ ,  $M_2$ ), deux événements métamorphiques de basse pression ( $M_3$ ,  $M_4$ ), suivis par un rétromorphisme régional au niveau de la zone à chlorite ( $M_5$ ) et un métamorphisme dynamique, produit des déformations alpines.

La série de Jidoștița présente les effets d'un seul métamorphisme régional, à caractère progressif, au niveau de la zone à biotite, suivi de rétromorphisme au niveau de la zone à chlorite et métamorphisme dynamique.

3. Les éléments déformationnels (plans  $S$ , linéations minérales, plis) mettent en évidence le caractère polycyclique de la série de Sebeș-Lotru. On distingue deux sets de plans ( $S_1$ ,  $S_2$ ), accompagnés de minéraux et paragenèses caractéristiques, à orientations différentes des minéraux ( $Lm_1$ ,  $Lm_2$ ), une série de plans  $S_3$ , à développement local et de plans  $S_4$  d'âge alpin.

On observe de : plis  $B_1$  (intrafoliaux par rapport aux  $S_2$ ), plis  $B_2$  synchrones avec les plans  $S_2$  et une série de plis mésoscopiques  $B_3$  (de dimensions métriques jusqu'à décامتériques, qui ont modifié les positions spatiales des éléments plus anciens). Un autre set de plis pré-alpins,  $B_4$ , est déduit à partir des plongeons axiaux grands des plis plus anciens mentionnés.

Le plissement  $B_2$  a provoqué une forte transposition avec cristallisation d'après les plans  $S_2$  et pendant le plissement  $B_3$  a eu lieu une transposition d'après les plans  $S_3$ , autant au contact entre les deux séries, ainsi qu'à celui des blastomylonites de la série de Sebeș-Lotru.

Dans le cadre de la série de Jidoștița on peut séparer : plans  $S_1$ , accompagnés de minéraux micacés, orientés, faiblement plissés et micro-plissés, affectés (intersectés) par des clivages plan-axiaux ( $S_2$ ), non accompagnés de recristallisation (fig. 10).

4. Le contact entre les deux séries, modifié par les derniers événements déformationnels communs, est caractérisé par une importante discor-

dance stratigraphique (la série de Jidoștița venant de contact direct avec une formation inférieure de la série de Sebeș-Lotru) et une discordance de métamorphisme par rapport aux premiers événements majeurs ( $M_1$ ,  $M_2$ ). On reconnaît un épisode commun de métamorphisme, présenté par la paragenèse biotite II, oligoclase quartz, paragenèse unique dans la série de Jidoștița.

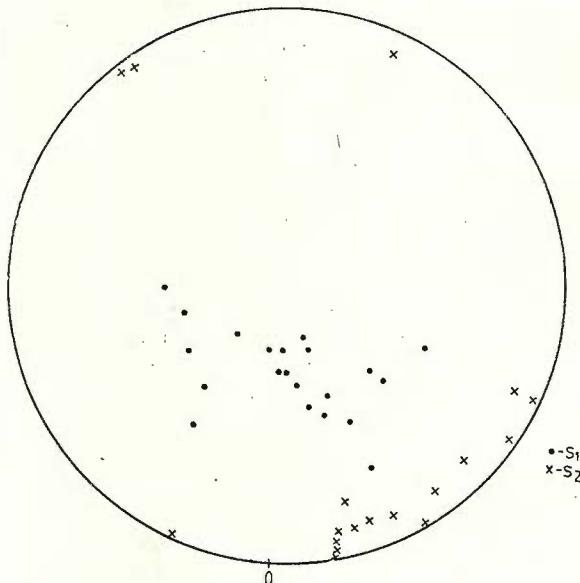


Fig. 10. — Diagramme sélectif — éléments planaires dans la série de Jidoștița :  $S_1$ ,  $S_2$ .

Du point de vue structural, les deux séries présentent une concordance apparente, du fait de leur plissement commun, qui a eu pour effet le changement du contact, du début discordant, et la formation de nouveaux plans  $S_3$ , rencontrés dans les deux séries.

Remerciements aux collègues Mihai et Natalia Conovici pour nous avoir introduit dans les problèmes géologiques du lambeau des Portes de Fer.

#### BIBLIOGRAFIE

- Andrei A., Conovici M., Arsenescu V., Sfeteclu I. (1974) Rapport, les archives de l'Institut de géologie et géophysique, l'Entreprise géologique pour la prospection des substances minérales solides, Bucarest.
- Conovici Natalia, Conovici M. (1975) Rapport, les archives l'Entreprise géologique pour la prospection des substances minérales solides, Bucarest.
- Conovici M., Conovici Natalia (1976) Rapport, les archives l'Entreprise géologique pour la prospection des substances minérales solides, Bucarest.



- Antonioz P. M. (1970) Etude de complexes polymétamorphique précambriens de Morais et Braganca (HE de Portugal). *Sciences de la Terre*, Tome XV, nr. 2.
- Bercia I., Bercia Elvira (1975) Formațiunile cristaline din sectorul românesc al Dunării (Banat – Carpații Meridionali). *An. Inst. geol. geofiz.*, XLIII, București.
- (1975) Metamorfitele din partea centrală și de sud a masivului Godeanu (Carpații Meridionali). *St. tehn. econ. Inst. geol., geofiz., seria I*, 12, București.
- Conovici M., Conovici Natalia (1978) Contribuții la studiul tectonicii metamorfiteelor din partea centrală și sudică a zonei Portile de Fier, munții Mehedinți. Comunic. Ses. V Com. Tehn. și Ing. IGPSMS. București.
- Focșa I., Hurduzeu C. (1967) Contribuții la cunoașterea geologiei cristalinului din Platoul Mehedinți. *D. S. Com. Stat. Geol.* LII, 3, București.
- Hawood D. et al. (1976) Tectonic studies of the Berkshire Massif, Western Massachusetts, Connecticut, and Vermont. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 888.
- Hărtopanu I. (1975) Metamorfismul de presiune cobarită din Munții Mehedinți (peticul de Bahna) *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXI (1973–1974), București.
- (1978) Cristalinul getic: metamorfism polifazic sau polimetamorfism? *St. cerc. geol., geofiz., geogr. seria geologie*. 23, nr. 2, p. 185–193, București.
- Iancu Viorica, Hărtopanu I. (1979) Successive deformations and superposed structures in the crystalline rocks of the Mehedinți Mountains. *Rev. Roum. Géol., Géophys. Géogr., Serie Géologie*, Tom. 23, No. 1, p. 45–51, București.
- Savu H., Maier O., Bercia I., Hărtopanu I. (1978) Dalslandian Metamorphosed Formations in the Southern Carpathians. *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Serie Géologie*, 22, București.
- Turner J. F., Weiss L. E. (1963) Structural analysis of metamorphic tectonites, Mc. Graw Hill Co, New York.
- Vernon R. M. (1974) Controls of mylonitic compositional layering during non-cataclastic ductile deformation. *Geol. Mag.*, 111 (2).
- Whitten E.N.T. (1966) Structural geology of folded rocks, Rand Mc. Nally Co, Chicago.

#### QUESTIONS

H. Hann : Quelle est la forme des éclogites ? Quelle structure ont-elles ? Les déformations se réflètent-elles dans le cadre des éclogites ?

Réponse : Les roches éclogitiques se présentent sous forme de lentilles qui reflètent parfois les déformations subies par les autres roches métamorphiques. De règle, les zones centrales des lentilles ont des textures massives, tandis que les zones marginales ont des textures orientées, illustrées par la croissance des minéraux des paragenèses plus récentes (hornblende-plagioclase ou biotite-quartz), conformément à la foliation  $S_2$  des roches avoisinantes.

#### EXPLICATION DES PLANCHES

##### Planche II

Fig. 1. – Echantillon G III – vallée de Coșuștea. Plagiogneiss de la série de Sebeș-Lotru, affecté par des déformations post- $S_2$ ; muscovite (mu) à „Kink-bands” et minéraux opaques sur les plans de clivages; biotite (bi), quartz (q).

Fig. 2. — Echantillon 5183; N//, ob 3,5. Plagiogneiss — série de Sebeș-Lotru, à foliation  $S_3$ ; g — grenat; si — sillimanite fibrolitique.

Fig. 3. — Echantillon 40 (vallée du Danube); N //, ob. 3,5. Blastomylonite — série de Sebeș-Lotru. Contient reliques de muscovite, sillimanite, grenat.

### Planche III

Fig. 1. — Echantillon 38 (vallée de Luchița); N//, ob. 3,5. Blastomylonite — série de Sebeș-Lotru, à transposition d'après  $S_2$  et  $S_3$ . Bi — agrégat constitué de biotite II et reliques de sillimanite I, fragmenté.

Fig. 2. — Echantillon 14 (vallée de Jidoștița); N //, ob. 3,5. Quartzite biotitique — séric de Jidoștița, à surfaces  $S_1$  microplissées. Biotite (bi) partiellement orientée parallèlement au plan axial du microplis. Quartz (q) — grains isométriques, non déformés.

Fig. 3. — Echantillon 5175. N //, ob. 9. Blastomylonite à muscovite et chlorite — série de Jidoștița. Muscovite II (mu), palettes fines de chlorite (cl) orientées, formées sur la biotite I (bi) relicte. Q — quartz dans les grains isométriques non déformés.

Photographies d'affleurement et échantillons

### Planche IV

Fig. 1. — Plis métriques  $B_3$ , à plonges axiaux d'environ 55° NE. Amphibolites bariolées, versant gauche de la vallée de Bahna.

Fig. 2. — Plans  $S_1$  et  $S_2$  dans la série de Sebeș-Lotru.  
a. amphibolites bariolées; b. calcaires cristallins.  $B_1$  — plis intrafolial, à flancs intersectés par  $S_2$ . Affleurement, vallée de Bahna.

### Planche V

Fig. 1. — Plissement (post  $S_2$ ) à chevauchement (zone „d'enracinement” d'un pli couché,  $B_3$ ) en gneiss bariolés. Vallée de Buziana.

Fig. 2. — Zone axiale d'un pli couché (système  $B_3$ ). Vallée de Buziana.

### Planche VI

Fig. 1. — Détail à microplis (drag-folds) de la zone axiale du pli couché.

Fig. 2. — Plagiogneiss lenticulaire (migmatique) mylonitisé, microplissé, à clivages plan-axiaux ( $S_2$ ). Vallée de Camuna.

### Planche VII

Fig. 1. — Plans  $S_2$  couchés dans le système  $B_3$  et clivages  $S_3$  en amphibolites bariolées. Pa<sub>3</sub> — plan axial d'un pli parasite (drag fold) du système  $B_3$ . Affleurement, vallée de Balina.

Fig. 2. —  $S_2$  déformé et microplis à clivages  $S_3$  en amphibolite à biotite, bariolée, du même affleurement.



### Planche VIII

- Fig. 1. — Blastomylonite (série de Sebeş-Lotru) à mésostase biotitique orientée d'après  $S_3$  et migmatisation artéritique (de type ptygmatisque). Ruisseau Glaceul Mic (Lambeau Portes de Fer).
- Fig. 2. — Migmatite à mélanosome amphibolique, avec texture parallèle (d'après  $S_2$ ), microplissé. Série de Sebeş-Lotru.

### Planche IX

- Fig. 1. — Migmatite à texture complexe : 1, migmatite à texture parallèle, microplissée ; 2, mobilisé quartzo-feldspatique, non déformé.
- Fig. 2. — Affleurement dans la série de Jidoştia.  $S_2$ , dans le plan de la photographie, à linéations d'intersection (Li), données par les plans  $S_1$ .

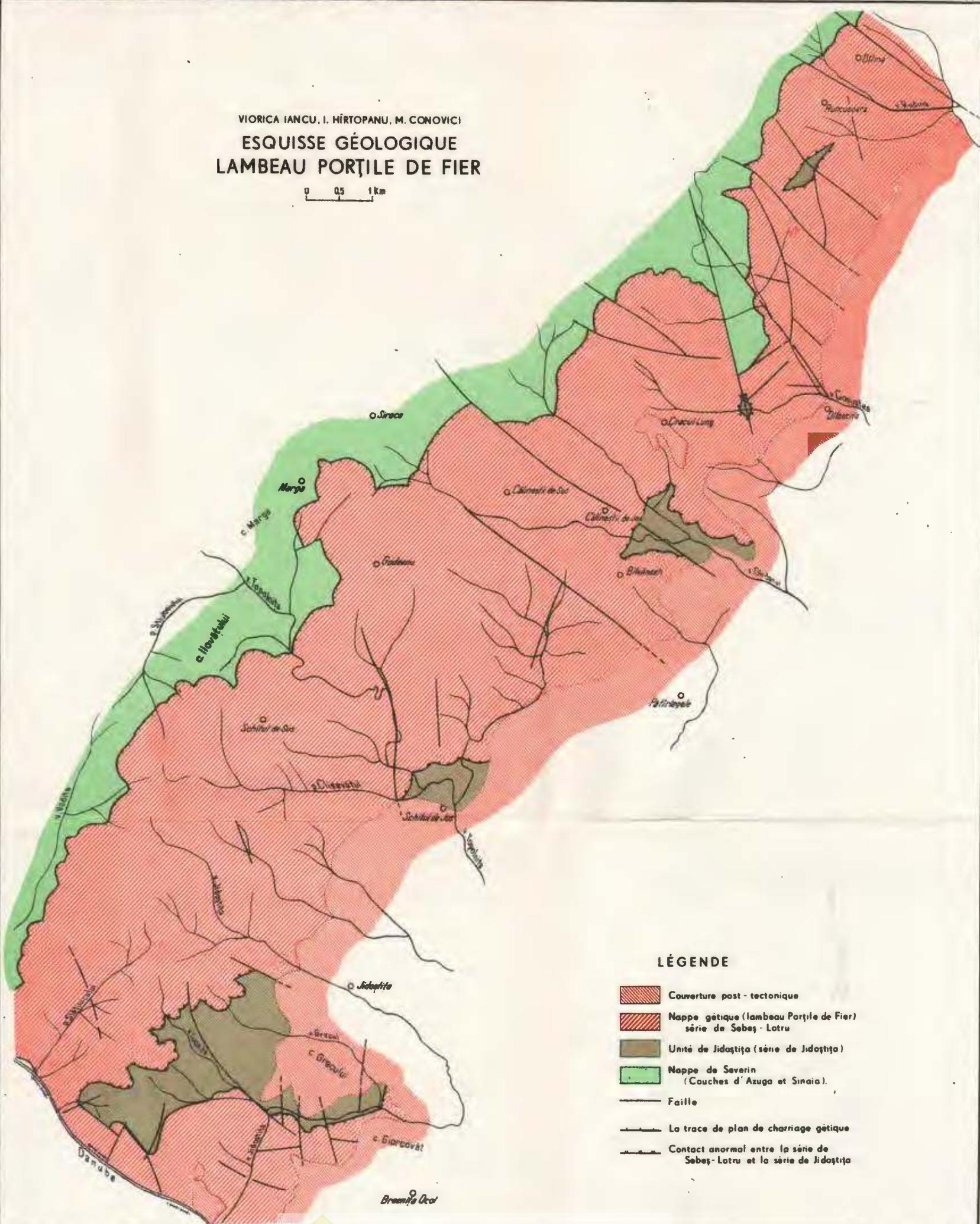
### Planche X

- Fig. 1. — Blastomylonite à transposition de début (série de Sebeş-Lotru), vallée de Jidoştia.
- Fig. 2. — Blastomylonite à migmatisation artéritique, synchrone avec  $S_3$ .



VIORICA IANCU, I. HÎRTOANU, M. CONOVICI  
ESQUISSE GÉOLOGIQUE  
LAMBEAU PORTILE DE FIER

0 0.5 1 km



## LÉGENDE

- |  |  |
|--|--|
|  | Couverture post-tectonique   |
|  | Nappe gétique (lambeau Portile de Fier) série de Sebeş - Lotru           |
|  | Unité de Jidoştiţa (série de Jidoştiţa)                                  |
|  | Nappe de Severin<br>(Couches d'Azuga et Sinaia).                         |
|  | Faillle  |
|  | La trace de plan de charriage gétique                                    |
|  | Contact anormal entre la série de Sebeş - Lotru et la série de Jidoştiţa |

## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

L'ANTICLINAL ROF OU L'ANTIFORME ROF? DÉBATS SUR LE CARACTÈRE DE LA STRUCTURE ROF. (LES MASSIFS PETREANU-RETEZAT — LE DOMAINE DANUBIEN DES CARPATHES MÉRIDIONALES)<sup>1</sup>

PAR

DAN MORARIU<sup>2</sup>

*Antiform. Retrograde metamorphism. Folded structure. Structural petrology. Foliations. Schistosity. Southern Carpathians. Crystalline Danubian Domain. Retezat Mountains. Petreanu Mountains. Muntele Mic.*

### Abstract

The Rof Anticline or the Rof Antiform? Debates on the Character of the Rof Structure (the Petreanu-Retezat Massifs from the Danubian Domain of the Southern Carpathians). The structural transformations that affected the Rof Series led to the almost complete disappearance of the  $S_0$  stratification. The major deformation which created the Rof structure brought about the arching of the  $S_1$  lithons; from the structural point of view, the latter represent an antiform and not an anticline.

### Considérations historiques

A.I. Codarcea et N. Gherasim (1944—1945), réalisant la sous division moderne des métamorphites de la partie nord du domaine danubien, ont décrit en 1945 pour la première fois l'anticinal Rof.

Gherasim et Dimitrescu (1968), en présentant une conception plus ample sur la structure du cristallin danubien au nord des massifs Petreanu et Retezat, décrivent un profil de détail sur le Rîul Mare dans lequel, du nord au sud, la succession des complexes métamorphiques est la suivante : la série de Zeicanî, la série de Rîușorul, les gneiss granitiques de Furcătura, la série de Rof, le complexe granitique de Petreanu et la

<sup>1</sup> Reçu le 17 Juin 1980, accepté pour publication le 26 Janvier 1981, présenté à la séance du 28 Mai 1980.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



série de Rîul Mare. Ces unités lithologiques forment un grand anticinal dont l'axe, en passant par la série de Rof, a une orientation ENE—VSV. La série de Rof, qui affleure sur le Rîul Mare entre les confluents Șipote et Bălanul, est constituée par une alternance de niveaux quartzo-feldspathiques, de schistes chlorito-biotitiques et de micaschistes à epidote et albite (Gherasici, Dimitrescu, 1968).

Des données plus récentes sur la composition pétrographique de la série de Rof sont présentées par Gherasici et al. (1974).

Du point de vue de l'évolution métamorphique, la série de Rof a un caractère polymétamorphique, étant métamorphisée dans le faciès des amphibolites à almandin et rétromorphisée dans le faciès des schistes verts (Gherasici, Dimitrescu, 1968; Gherasici et al., 1974).

Dans la série de Rof, Gherasici et Dimitrescu (1968) signalent la présence de deux éléments structuraux planaires : la stratification initiale  $S_s$ , mise en évidence par l'alternance de bandes à composition minéralogique différente (amphibolique, micacée et quartzeuse) et la foliation du plan axial  $S_1$ , qui tend à se confondre avec  $S_s$  (exception faisant seulement les zones de charnière des microplis). A l'échelle microscopique les auteurs ont observé aussi un autre élément structural —  $S_2$  — marqué par l'orientation des muscovites et des biotites.

Dans une note de 1970, ayant comme sujet l'anticinal Rof et son rôle dans la structure de la partie nord des monts Retezat et Petreanu, Gherasici et Dimitrescu estiment que l'anticinal Rof constitue „la structure maîtresse” (Leitstruktur de W. Schwan) de cette région. En aval de „l'anticinal” Rof apparaît une autre structure „anticinale” ayant la même orientation que la structure majeure Rof, mais de dimensions plus réduites.

Dans l'opinion des auteurs cités, les seuls d'ailleurs qui ont étudié en détail la structure Rof, les deux structures (anticinales n.n.) ont aussi la fonction d'antiformes pour les foliations axiales de la région, fait remarquable, car, d'habitude sur les anticinaux de la stratification se greffent des synformes de la schistosité (mais ceci dans les domaines de la tectonique phyllitique, situés à des profondeurs plus réduites dans l'écorce terrestre).

En conclusion, Gherasici et Dimitrescu (1970) estiment que la transposition de la foliation représente un phénomène général dans les séries étudiées et considèrent que l'anticinal Rof a l'aspect d'une voûte large vue seulement dans l'ensemble, car en détail il est compliqué par une série d'ondulations.

Kräutner et al. (1978) intègrent la série de Rof dans l'unité tectonique de Petreanu et considèrent la structure Rof comme un grand anticinal coupé obliquement à l'est par la zone tectonique de Rîul Mare.

### Observations de terrain et leur interprétation

Nous soulignons dès le commencement que nos observations sont surtout de nature qualitative et que nous avons essayé seulement à déchiffrer l'histoire déformationnelle de la série de Rof, histoire qui s'avère

tellement compliquée que à aborder ce sujet d'une manière quantitative, serait extrêmement difficile dans l'étape actuelle de connaissance. La plupart des observations structurales ont été effectuées dans la zone d'affleurement de la série de Rof sur le Rîul Mare, entre les confluents Sipote, Bălanul, mais surtout dans le périmètre de la dynamitière Rof.

Dans l'étude des déformations planaires et plicatives qui apparaissent dans la structure Rof, nous sommes partis de la prémissse que l'alternance des bandes à composition minéralogique différente marque la stratification initiale  $S_0$ , comme l'ont supposé Gherasi et Dimitrescu dès 1968. Mais si cette alternance représente en réalité „déjà” une foliation de type „gneissic layering” qui peut „mouler” une surface  $S_0$ , elle peut aussi représenter du point de vue pétrogénétique, une foliation de type „differentiated layering”. Dans ce cas, dans l'histoire déformationnelle de la série de Rof, que nous allons présenter, manque une étape, c'est à dire le début de l'étape métamorphique.

Une première observation qui s'est imposée a été celle que la surface  $S_0$  (considérée comme stratification relique, avec les réserves montrées antérieurement) est entraînée dans des déformations plicatives, accompagnées aussi par des déformations rupturales, à déplacement sur des surfaces planaires ou courbiplanes. Les microplis centimétriques jusqu'aux décimétriques, à caractère isoclinal, créés dans une première phase de déformation qui a accompagné les processus métamorphiques progrades, qui ont affecté les dépôts pré-métamorphiques de la série de Rof, sont affecté dans une phase de déformation immédiatement ultérieure par une déformation planaire génératrice de foliations plan axiales (pl. I., fig. 1, 2).

La foliation  $S_1$ , fortement pénétrante, a été transposée sur  $S_0$ , moment où l'on a passé d'une foliation plan axiale à la foliation de crénulation, respectivement à la foliation de déformation par glissement (strain slip cleavage-transposition cleavage).

Ce type de déformation a été déduit de la présence dans le flanc nord de la structure Rof de quelques stades incipients de transposition de la foliation  $S_1$  sur  $S_2$  (pl. II, fig. 2), respectivement de la présence dans le même flanc des reliques de plis  $S_0$  du type „rootless intrafolial folds”, indice certain de la transposition structurale.

Dans le même flanc, on a observé que  $S_0$  est entraînée en plis mineurs du type Z, qui indiquent la présence d'une déformation superposée (pl. II, fig. 1). L'affleurement dans lequel on a effectué l'observation est placé sur un flanc renversé d'un anticlinal de la structure  $S_0$ .

Les déformations subies par les terrains de la série de Rof jusqu'au moment de l'apparition de la transposition de la foliation  $S_1$  sur  $S_0$  y compris, caractérisées par l'apparition de quelques plis de type similaire formés par aplatissement et accompagnée par la formation d'une foliation de déformation par glissement, sont typiques pour la manière de déformation des roches dans le niveau structural inférieur. Cette évolution structurale de la série de Rof a accompagné les processus métamorphiques progrades qui ont mené celle-ci dans le faciès des amphibolites à almandin.



Quand cette étape d'évolution minéralogique et structurale a été accomplie, les métamorphites de la série de Rof représentaient probablement une „pile” peu inclinée de lithons, délimités par la surface  $S_1$ , dans laquelle on trouvait encore des reliques de microplis  $S_0$ , la plupart probablement du type „rootless infrafolial folds”. Si à cause des déplacements de type „Gleitbrett”, inhérents aux transpositions structurales, le mouvement des lithons qui contenaient des reliques de  $S_0$ , sur les surfaces  $S_1$  a été de type nonafin, les réconstitutions lithostratigraphique sont déjà dans cette étape très difficiles.

Ultérieurement, les métamorphites de la série Rof ont été affectés par un métamorphisme rétrograde qui les a transformé au niveau du faciès des schistes verts. Nous avons supposé que ce moment a été accompagné du point de vue structural par la „translation” des métamorphites de Rof du niveau structural inférieur (Mattaue, 1973) au niveau structural moyen. A ce niveau les structures de compression engendrent des plis par flexion et non par aplatissement, des plis concentriques et non des plis similaires, comme dans le niveau structural inférieur. Les métamorphites de la série de Rof ont été déformés dans ce contexte structural, en même temps ou peu après leur adaptation au niveau du faciès des schistes verts.

De cette manière a résulté à la fin, la structure Rof, qui pourrait représenter un „anticlinal”, mais de la foliation  $S_1$  (au cas que celle-ci ne représente pas un  $S_2$ , comme il a été suggéré au début de la note. Parce que les lithons  $S_1$  (qui en fait contourent cette voûture) ne permettent pas de démontrer l'existence des dépôts anciens dans le noyau de la structure et d'autres plus récents sur les flancs, la structure Rof représente en réalité une antiforme.

Puisque l'antiforme ne représente qu'une simple voûte sans contenu stratigraphique adéquat, antiforme qui dans ce cas remplace l'anticlinal Rof, le rôle de „Leitstruktur” de celui-ci disparaît. Il n'est pas impossible que l'antiforme Rof soit une structure produite par les déformations alpines dans un moment où la série de Rof a subi un métamorphisme rétrograde.

## BIBLIOGRAPHIE

- Gherasim., Dimitrescu R. (1968) Contribuționi petrotectonice cu privire la structura cristalinului danubian în partea nordică a munților Retezat și Petreanu. *An. șt. Univ. Iași*, Secț. II b, t. XIV, Iași.
- Dimitrescu R. (1970) Anticlininalul Rof și rolul lui în structura părții nordice a munților Retezat și Petreanu. *An. șt. Univ. Iași*, Secț. II, b, t. XVI, Iași.
  - Zimmerman P., Zimmerman Voichita (1974) Rapport, les archives de l'Entreprise géologique pour la prospection des substances minérales solides, Bucarest.



Kräutner H. G., Maier O., Stan N., Berza T., Măruntu M., Hârtopanu I., Hann N., Gheuca I., Minzatu Silvia, Lemne Maria, Vijdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Romanescu Olivia, Ionescu F., Popescu-Brădet L. (1978) Rapport, les archives de l'Institut de géologie et géophysique, Bucarest.

Mattauer M. (1973) Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Ed. Herman, Paris.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Fig. 1. — Le flanc sud de l'antiforme Rof ; alternance selon  $S_s$  des niveaux quartz-feldspartiques avec les niveaux chlorito-biotitiques, affectés par les plans de la foliation de déformation par glissement ( $S_1$ ). Dans la partie en bas de l'image on remarque le développement ample des lithons à caractère de pseudocouche.

Fig. 2. — Le flanc nord de l'antiforme Rof ; domaine de transition de la foliation plan-axiale à la foliation de déformation par glissement. On remarque des microplis du type „cleavage” formées à cause du glissement différentiel des lithons délimités par les plans de la foliation de déformation par glissement ( $S_1$ ).

Fig. 3. — Le flanc sud de l'antiforme Rof ; reliques de microplis isolinaux, puissamment aplatis de la surface  $S_1$ , dont les plans axiaux sont parallèles ou quasi-parallèles avec l'orientation générale des lithons délimités par  $S_1$ . A gauche de l'image on observe des microplis reliques  $S_s$  dont le plan axial est parallèle avec l'orientation des lithons  $S_1$  (le marteau repose sur la surface d'un lithon délimité par deux surfaces  $S_1$ ).

### Planche II

Fig. 1. — Le flanc nord de l'antiforme Rof ; on observe  $S_2$  entraîné dans des plis mincurs de type Z, reliques. L'affleurement est donc emplacé sur le flanc renversé d'un anticinal de la structure  $S_s$ .

Fig. 2. — Le flanc nord de l'antiforme Rof ; le début de la transposition de la foliation  $S_1$  sur la foliation  $S_s$ . Le procès de transition de la foliation plan axiale à la foliation par glissement marque le début de la transposition de la foliation  $S_1$  sur  $S_2$ .

Fig. 3. — Le flanc nord de l'antiforme Rof ; dièdre des faces ac et cb de la structure majeure Rof. Des reliques de plis  $S_s$  du type „rootless intrafolial folds” dans les lithons délimités par la foliation transposée  $S_1$ .

### Planche III

Fig. 1. — Vue sur le flanc nord de l'antiforme Rof. La foliation  $S_1$  décrit un pli concentrique majeur ; la déformation plicative caractéristique au niveau structural supérieur.

Fig. 2. — Vue sur le noyau de l'antiforme Rof. A gauche de l'image on observe, avec difficulté, des mesoplis  $S_s$  presque verticaux, la foliation  $S_1$  quasi-horizontale conférant le faciès structural des affleurements.

Fig. 3. — Vue d'ensemble sur le noyau et le flanc nord-ouest de la structure Rof. La surface déformée plicativement — pli concentrique — est  $S_1$ , la structure représentant l'antiforme de la foliation  $S_1$ .





Institutul Geologic al României

A NEW STRUCTURAL MODEL OF THE TARCU-RÂUL MARE  
REGION (TARCU, PETREANU, GODEANU MASSIFS)<sup>1</sup>

BY

DAN MORARIU, ALEXANDRINA MORARIU<sup>2</sup>

*Structural model. Tectonic units. Căleanu duplicature. Schei-Pleșovăf half-window. Poiana Mărului-Riu Șes Nappe. Lithostratigraphy. Wildflysch. Laramian diastrophism. Southern Carpathians. Tarcu. Petreanu. Godeanu.*

Sommaire

Un nouveau modèle structural de la région de Tarcu-Riul Mare (les massifs de Tarcu, Petreanu, Godeanu). Cette note offre des arguments sur la présence de la nappe d'Arjana dans l'est et sud-est du massif de Tarcu (le domaine Danubien des Carpates Méridionales). On donne une image structurale complète d'un aréal plus large, les massifs de Tarcu, Godeanu et Petreanu (*pro parte*) y compris, par la présentation des relations réciproques entre les unités tectoniques Vilcan, la nappe d'Arjana (unité d'Almaj?), l'unité de Poiana Mărului-Riu Șes et l'unité de Petreanu.

The present structural model of the Southern Carpathians represents a sequence of tectonic conceptions that started in 1904, when Mrazec suggested the existence of a tectonic contact between the two groups of crystalline rocks he separated within this area (group I, intensely metamorphosed and group II, more slightly metamorphosed).

Murgoci (1905) demonstrated the existence of an important fold nappe (the Getic Nappe), confirmed by Streckeisen in 1934. Codarccea (1935, 1940) separates in the western part of the Southern Carpathians, namely within the Autochthonous, which he calls the Danubian Autochthonous, two duplicatures—the Arjana and Cerna duplicatures. The Danubian Autochthonous is overlain by a paraautochthonous (the

<sup>1</sup> Received 17 June 1980, accepted for publication 26 January 1981, presented at the Meeting of 28 May 1981.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, Str. Caransebeș 1, 78344 București, 32.



Severin Nappe) consisting of a flysch type succession, represented by the Azuga, Sinaia and Comarnic Beds.

Most geologists that made studies on Southern East Carpathians afterwards accepted, on the whole, the tectonic model proposed by Codarcea (1940). The latter assigns the Mesozoic deposits in the Cerna Mountains to the Cerna and Arjana zones. The Presacina zone covers the upper and middle basin of the Bela Reca Valley, extending south-eastwards through the Mehadia and Băile Herculane regions to the vicinity of Orșova. The sedimentary cover of the Presacina zone (Codarcea, 1940) consists of Upper Paleozoic, Jurassic and Cretaceous deposits. The deposits ending the stratigraphic succession of the Presacina zone are overlain by an "ensemble of Mesozoic beds, well developed in the Arjana-Topla-Cozla region, at Bogătin and Cornereva"; these beds are attributed to the Arjana zone (Codarcea, 1940). From the stratigraphic point of view this "ensemble" is represented by Lower Liassic deposits (laminated conglomerates), Middle and Upper Liassic deposits (black tuffaceous clay schists, which, in the upper part, are sometimes completely replaced by basic-porphyritic effusive rocks and diabases, accompanied by tuffs, this petrogenetic element lending an unique peculiarity to this zone in comparison with the Liassic deposits from the Presacina zone, which do not include effusive rocks). The volcano-sedimentary facies probably develops also in the base of the Dogger succession. The Middle Jurassic of the Arjana zone is represented by reef limestone lenses and klippen, while the Upper Jurassic is represented by red and green nodular limestones and radiolarite limestones. Codarcea (1940) points out also the existence within this succession of some limestones which he attributes to the Neocomian. The stratigraphic succession of the Arjana zone ends with the Arjana Flysch (Codarcea, 1940), which is well developed between the Feneș and Rusca localities, in the Hideg Mountains, the Cozia Mountain and the mountains lying between Arjana and the Iuți Peak; it is represented by quartz, micaceous sandstones, conglomerates with crystalline schists and Mesozoic limestones with intercalations of gritty, micaceous, red schists (Codarcea, 1940).

From the tectonic point of view the Arjana zone would form a duplicature of the Autochthonous, originating in the extension of the Cozla-Cîrșa Ielovei syncline. This duplicature separated from the Getic Nappe during its slipping, passing over the Presacina zone to the Cerna Valley (Codarcea, 1940).

Concerning the lithostratigraphic aspects of the Upper Cretaceous areas within the South Carpathians Autochthonous Codarcea et al. (1965) considers that during this time interval there formed deposits with pre-flysch and flysch characteristics which can be attributed to two complexes. The lower complex is represented by pre-flysch type deposits, marked by the abundance of the pelitic material with which ophiolitic rocks are sporadically associated. This rock complex would correspond to the upper horizon of the Nadanova Beds, to the Cenomanian respectively. The upper complex consists of psammites and psephites



with which numerous flysch sequences are often associated. In the external part of the Danubian Domain (the Cerna and Coșuștea zones), this complex differs from the lower one by the frequency of the gritty rocks and the scarcity of marly limestone intercalations ; it comprises also ophiolitic rocks.

Concerning the Upper Cretaceous on the Cerna Valley and the tectonics of the Cerna Mountains, Năstăseanu (1967) considers that "the stratonomic and petrographic features of the Upper Cretaceous deposits indicate the existence of three evolution phases : the pre-flysch phase, the Wildflysch phase and the flysch phase. The deposits of the pre-flysch phase are attributed to the Vraconian and are correlated with the Nadanova Beds in the Mehedinți Plateau. The Vraconian marly limestones on the Cerna and Iuta Valleys and the deposits on the Bedina Valley respectively are overlain transgressively by a complex of deposits which are 1,000–1,500 m in thickness ; in Năstăseanu's opinion (1967) these deposits show Wildflysch characteristics, belonging to the Cenomanian-Turonian-Senonian ? stratigraphic interval and consisting of the following stratigraphic terms : basal breccious conglomerate, black feldspathic sandstones, limy breccia level, a series comprising numerous limestone blocks from the Presacina zone facies, ophiolitic series and series with limestone blocks from the Svinia zone facies (Năstăseanu, 1967, explained in Figure 2 — geological profile between the Bedina Valley and Culmea Scănnel). According to the same author, the profile on the Bedina-Scănnel Valley ends with a sequence of gritty conglomeratic deposits showing the rhythmicity characteristic of the flysch deposits. Everywhere they overlie the lower Wildflysch deposits, the ophiolitic series deposits or those replacing the ophiolitic series north-eastwards. This is why Năstăseanu (1967) considers the flysch deposits as being transgressive in the Arjana region.

The Wildflysch and flysch deposits were considered by Codarcea (1940) as representing the succession of an identical sedimentation zone, called the Arjana zone.

Taking into account the observations on the Iuta Valley profile and the profile between the Bedina Valley and Culmea Scănnel, Năstăseanu (1967) considers that there are sufficient data indicating the sedimentation continuity within the Presacina zone ; he points out that the Lower Cretaceous limestones are overlain by a "series of black clay-gritty shales with feldspar and insedimented limestone blocks underlying a limy breccia level which is overlain by the ophiolitic series". The author underlines "the fact that the deposits of the Arjana duplicature (Liassic-Dogger, after Codarcea, 1940), might represent the continuation of the Presacina zone Cretaceous", the Arjana region being interpreted as a syncline — the Arjana syncline — partly covered by the Getic Nappe.

In conclusion, the data presented in 1967 allow the above-mentioned author to state the following : „the basal Wildflysch belongs to the Cenomanian, as it overlies the Vraconian deposits on the Cerna Valley ; the ophiolitic series and the Wildflysch overlying it might belong to the

Turonian or even to the terminal Cretaceous (Senonian ?); the Arjana Flysch is very difficult to be assigned to any stratigraphic interval; it might belong to the Paleogene (?).

Alexandra Boldur and C. Boldur (in Răileanu et al., 1958, fide Năstăseanu, 1979) think that some of the Jurassic deposits in the region situated north of the Rîul Rece River (which had been considered by Codarcea as a sequence of an independent sedimentation zone — the Arjana zone) belong to a well defined sedimentation zone — the Feneş zone.

This idea was also expressed by Năstăseanu in 1979. Thus the author considers that the Presacina and Arjana zones, interpreted by Codarcea (1940) as two tectonically superposed units, represent in fact two adjoining sedimentation zones — Presacina and Feneş. The author accepts that the deposits which are characteristic of the Feneş sedimentation area from the lithologic viewpoint (as compared to the Presacina zone) belong to the Lower Jurassic-Middle Jurassic-Upper Jurassic (pro parte) stratigraphic interval.

Among the deposits attributed to the Jurassic in Feneş facies (for the region lying south of the Hideg Valley), Năstăseanu (1979) separates conglomerates, sandstones (Hettangian-Sinemurian), clay sandstones and clays (Pliensbachian-Toarcian) and a volcano-sedimentary complex „*in situ*”, a volcano-sedimentary complex of the olistoliths respectively. On the whole the volcano-sedimentary complex is considered to cover the Middle Jurassic-Upper Jurassic (pro parte) stratigraphic interval. The sublithographic limestones (Upper Tithonian-Berriasian) constitute the transition to the Valanginian-Hauterivian carbonatic deposits that pass to a complex of marly limestones with marls and gritty clays sequences towards the upper part (Barremian-Aptian). The Upper Cretaceous deposits, which overlie transgressively the subjacent terrains, are represented by two lithological complexes — a lower, clay one including blocks (the Wildflysch Formation) and a gritty conglomeratic upper one (the Arjana Beds). Several subspecies were separated within the Wildflysch Formation: the psephitic subspecies, the clay olistoliths subspecies and the ophiolitic subspecies. The Wildflysch Formation in the Cerna Mountains is of post-Turonian (Senonian) age. The Arjana Beds represent an association of psephite-psammite deposits whose age may be “Upper Cretaceous or Paleogene” (Năstăseanu, 1979).

We think that the details on the evolution of the ideas connected with the existence or non-existence of the Arjana zone as a paleogeographic unit, of the Arjana duplicature respectively (*sensu* Codarcea, 1940), were absolutely necessary both because of the importance of this problem for solving many uncertainties regarding the structure and stratigraphy of the Cerna Mountains and the consequences of the solving of the dilemma in question on the adjacent regions (Tarcu-Godeanu), on the Danubian Domain as a whole (the terranes belonging to the Southern Carpathians, tectonically overlain by the metamorphites of the Sebeş-Lotru Series) respectively.



Although this paper attempts to present some structural aspects connected with the formations cropping out in the eastern and south-eastern parts of the Țarcu massif, we thought this presentation very useful as the main purpose of the paper is to provide some data which suggest the presence of a tectonic unit whose lithostratigraphy is similar to that of the Arjana duplicature (*sensu* Codarcea, 1940).

Gherasici (1937) separates several sedimentation zones within the Mesozoic deposits previously attributed to the Infragetic from the Tarcu and Godeanu massifs: Lăpușnic-Poiana Mărului, Căleanu and Soarbele. In the Căleanu zone, which covers the upper basins of the Olteana, Suculeț, Schei, Pleșovăț, Hideg, Rîul Alb and Rîul Lung Valleys, the same author separates deposits attributed to the following stratigraphic levels: Liassic-Dogger-arkoses, white quartz, sometimes, microconglomerate sandstones, in which there appear intercalations of thick packets of clay black shales and grayish schistose sandstones; the stratigraphic succession continues with coarse diabasic tuffs, whose sedimentation starts in the Middle Liassic. Red clay schists (Malm?) intercalate between these two petrographic entities. The Lower Cretaceous is represented by an association of grayish or black clay and marly schists with thin levels of gritty limestones and marly limestones attributed to the Neocomian (Gherasici, 1937). Năstaseanu, Bercea (1968) attribute these deposits to the Turoanian-Senonian.

Gherasici et al. (1974) think that the Mesozoic deposits extending from the Rîul Lung Valley to the Muntele Mic Mountain and reaching the Căleanu Mountain eastwards, north of the Țarcu Peak and the springs of the Suculeț River represent in fact the northern part of the Arjana Mesozoic (Codarcea, 1940).

### Lithostratigraphic Remarks and Dating of the Formations

The region whose investigation led to the drawing up of this paper comprises the lower and middle basins of the Rîul Șes River (left tributary of the Rîul Mare River), the springs of the Hideg River, the source zones of the Olteana and Suculeț Rivers.

A sedimentation domain with peculiar features — the Căleanu zone (Gherasici, 1937) — extends north of the Țarcu Peak, in the spring region of the Rîul Lung and Olteana Rivers, passing through the Hideg source zone, the Căleanu Mountain and Sălătruc source zone up to Șaua Scheiului. We maintain this denomination in connection with a sedimentation zone showing peculiar features, which, in our opinion, represents also a tectonic unit. In the lower part of the pile of deposits from this zone there crop out arenites (arkoses and subarkoses) and quartzitic sandstones, within which rudite sequences occur sometimes. Black argillites and lithic sandstones intercalate between the feldspathic arenites and the quartz sandstones, sometimes grading to polymictic conglomerates. The presence of some lamprophyre dykes affecting this sequence of deposits east and north-east of the Căleanu Peak was pointed out by



Gherasici (1937). It is worth mentioning the petrogenetic contribution of the pyroclastic material to the composition of the black argillites and the suprajacent arenitic and/or ruditic deposits. These terms, which are well developed on the Căleanu Mountain, extend westwards beyond Cunt, and eastwards, to the vicinity of Șaua Scheiului. By comparison with the sequence of Eojurassic deposits in Feneș facies (Năstăseanu, 1969), we think that the lithologic sequence from the Căleanu zone previously described might belong to the Hettangian-Toarcian stratigraphic interval.

The Liassic deposits of the Căleanu Unit underlie a rock sequence which is peculiar from the petrogenetic point of view and represents a volcano-sedimentary association. The latter consists of a succession of effusive-diabasic ophiolitic products, agglomerates, pyroclastics and diabasic tuffs which are very well developed and associated with tuffites. The tuff sequences contain rare banks of grayish-greenish or reddish calcarenites and calcirudites, more or less affected by thermal metamorphism, which are more abundant towards the upper part of the volcano-sedimentary sequence. We think that the obvious similarity between the volcano-sedimentary association in the eastern part of the Țarcu massif and the deposits making up the volcano-sedimentary complex of Feneș type, separated by Năstăseanu (1969) and which is of Middle Jurassic-Upper Jurassic age (*pro parte*), allows us to attribute this age also to the deposits which are similar from the lithofacial viewpoint in the area investigated by us. As Codarcea (1940) considers that Neocomian limestones occur also at the upper part of the volcano-sedimentary deposits, we think that the age of the volcano-sedimentary formation in the Căleanu Unit would be Middle Jurassic-Neocomian.

The transition from the deposits attributed to the Liassic to those representing the volcano-sedimentary association (Middle Jurassic-Neocomian) takes place gradually, by the increase of the petrogenetic contribution of the various ophiolitic products; this depositional aspect is evident on all the investigated profiles.

In the Bodia Mountain zone as well as in the upper part of the Țarcu glacial circus, the areas covered by the volcano-sedimentary association underlie transgressively deposits representing a lithological association of polymictic conglomerates, microconglomerates, lithic arenites, graywackes with gradings to grayish-blackish argillites which are well developed in the upper part of the before-mentioned glacial circus. We call these deposits the Bodia Flysch. We consider that the described association represents an isotopic equivalent of the Arjana Flysch, which is of Upper Cretaceous or Paleogene age (Codarcea, 1940), of the Arjana Beds respectively, which are of Upper Cretaceous age (Năstăseanu, 1979); this lithological succession probably belongs to the Upper Senonian.

The stratigraphic succession of the zone, namely of the Căleanu Unit, is therefore the following: Liassic, Middle Jurassic-Neocomian (the volcano-sedimentary formation) transgressively overlain by the



Bodia Flysch (Upper Senonian). The similarity as regards the lithofacies and the lithographic succession between the deposits of the Căleanu Unit and those of the Arjana zone (Codarcea, 1940) is very obvious.

The deposits of the Upper Cretaceous-Turonian-Senonian (Bericia, Năstăseanu, 1968) crop out in the upper basin of the Scheiul Valley, being represented by a lithologic association of arenitic-lutitic type, within which the peculiarities of the component lithologic types vary frequently and influence to a great extent their stratonomic features.

Most of the Upper Cretaceous deposits are represented by grayish-greenish or blackish siltites, silky siltic lutites that show frequently deformation effects from certain curviplane surfaces to microfolds of crenel-like type, lutites showing "shale" or "slate" characteristics and grayish-blackish marly limestones with various amounts of arenitic detritus. Polymictic rudites and microconglomerates, lithic (quartz and subquartz) arenites, lithic graywackes and, subordinately, blackish marly limestones occur within this Wildflysch matrix at different levels and varying in extension. A predominance of the detrital material towards the upper part of the succession of the described deposits is observed both on the Scheiul Valley profile and on the Pleșovăț and Obîrșia Hidegului profiles.

The stratonomic as well as the lithological, structural and textural features of the deposits clearly indicate their delapsional characteristics, namely the fact that the described lithological association belongs to a lithostratonomic association characteristic of the Wildflysch facies.

We point out that ophiolitic products represented by diabases, tuffs and diabasic tuffites also occur in the Wildflysch deposits from the upper basin of the Pleșovăț and Obîrșia Hidegului Rivers, being affected also by anchimetamorphism.

Since we lack paleontological evidence, we try to establish the age of the deposits in flysch facies from the investigated region by taking into account the stratigraphic determinations supported by biostratigraphic arguments of some deposits lying in other regions of the Danubian Autochthonous and which are similar from the petrogenetic point of view.

Pop (1973) attributes the arenitic-lutitic deposits developed in Wildflysch facies from the Vilcan Mountains to the Upper Turonian(?) — Senonian stratigraphic interval. Stănoiu (1978) places the deposits in Wildflysch facies from the Mehedinți Plateau between the Ponoare limestones (Middle-Upper Cenomanian) and the Grădiștea sandstones (Middle Campanian-Maastrichtian) with respect to stratigraphy. It follows that the Wildflysch type deposits can be attributed to the Turonian-Middle Campanian stratigraphic interval (as, with respect to the facies, the Grădiștea sandstones interfinger the Wildflysch type deposits towards the basal part). Năstăseanu (1979) considers that the Wildflysch formation is of post-Turonian (Senonian) age.

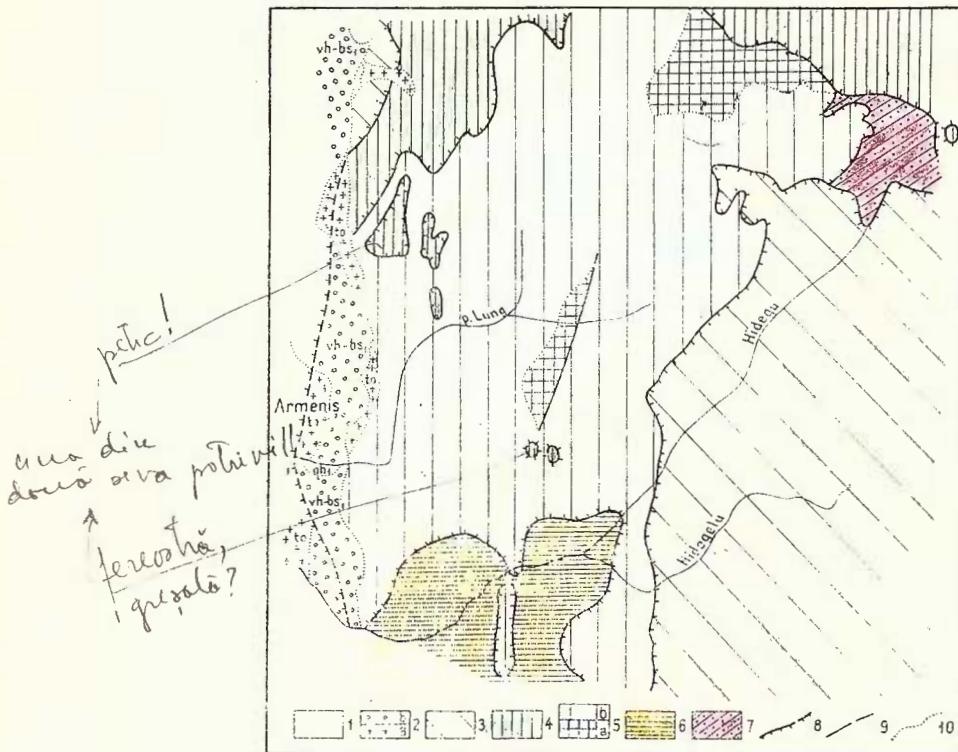
Having in view the fact that the age of the deposits developed in Wildflysch facies is more precisely established and the appearance of the tectonic and depositional regime propitious to the development of this



facies is probably simultaneous in the various sedimentation zones of the Danubian Domain, we assign the above described deposits from the eastern part of the Tarcu massif to the Turonian-Middle Campanian.

### Structural Remarks

As the personal data in the paper have been represented by new elements, especially structural ones, we shall insist on them.



Structural Interpretation of the Southern Region of the Tarcu Massif according to the Structural Model Presented in the Paper (after the Geological Map, Scale : 1:200,000, Baia de Arieș Sheet, modified).

- 1, Quaternary-Lower Holocene (qh); 2, Neogene deposits : a, b : Volhynian-Bessarabian (vh-bs); Tortonian (to); 3, Getic Nappe; 4, Poiana Mărului-Râul Ses Nappe; 5, Căleanu duplicature; b) Lower Jurassic-Lower Cretaceous deposits; a) Brustur Formation; 6, Presacina zone; 7, Retezat-Păring Unit; 8, nappe; 9, fault; 10, discontinuity.

The most eloquent observations that allowed us to treat the terrains in the eastern and south-eastern parts of the Tarcu massif within a new structural model, were made in the basins of the Schie and Pleşovăț

Valleys (Sălătruc), both of them being left tributaries of the Rîul Șes River.

The reference as well as the mapping of the investigated region indicate that the deposits described as belonging to the Wildflysch facies overlie transgressively the volcano-sedimentary formation.

Our investigations in the upper basin of the Schei, Pleșovăț and Obîrșia Hidegului Valleys show that the structural relations between the volcano-sedimentary formation (Bercia, Năstăseanu, 1968) which we call the volcano-sedimentary association and the Turonian-Middle Campanian deposits are essentially different (Pl. I, Fig. 1). The most obvious spatial relations between these lithostratigraphic units occur on the Schei Valley; Upper Cretaceous deposits crop out along the upper and middle courses of the Schei Valley, while deposits assigned to the volcano-sedimentary formation (*sensu* Năstăseanu, Bercia, 1968) occur in the south-western part of the saddle, up to the Capul Scheiului Peak. The same spatial relations are found in the upper basins of the Pleșovăț and Obîrșia Hidegului Rivers and on the upper course of the Suculeț River respectively.

In conclusion, the lithostratigraphic entities from the examined area are the following (presented in geometrical succession): deposits in Wildflysch facies of Turonian-Middle Campanian age, which are overlain by the terrains of the Căleanu Unit, Liassic deposits or Middle Jurassic-Neocomian deposits of the volcano-sedimentary formation respectively, which is transgressively overlain by Upper Senonian deposits.

Within the studied region, the Căleanu Unit (which represents a paleogeographic and tectonic equivalent, or even the continuation of the Arjana zone — Codarcea, 1940) overthrusts the Wildflysch deposits of Turonian-Middle Campanian age, representing a duplicature from the structural point of view. The overthrust line of the Căleanu duplicature was followed from Șaua Scheiului to the Hideg Valley, north-east of the Vulturul Hill. In the upper basin of the Suculeț River, the Wildflysch facies deposits occur in a tectonic window from under the Arjana Nappe.

#### Assignment of the Căleanu Duplicature to the Domain of the Țareu and Godeanu Massifs

In order to specify the structural edifice of the Tarcu-Petreanu and Godeanu massifs respectively, we resume the remarks on the upper basin of the Schei Brook, on the Șaua Scheiului respectively; within the saddle itself and then beginning with the north-eastern part of it, the deposits in Wildflysch facies (which are tectonically overlain by the Căleanu duplicature in the north-western part) underlie geometrically the Baicu meta-conglomerates. In the upper basin of the Frincu and Dalciu Valleys (north of the area presented in this paper) the latter overlie transgressively the Frincu horizon (Morariu, 1976), which probably represents a lithostratigraphic equivalent of the Coarnele Formation of Ordovician? —



Silurian age (S tănoiu, 1976) from the Vilcan massif. In this geological context, the Baicu metaconglomerates represent a heteropic facies of the Capul Plaiului conglomerates (S tănoiu, 1976), being probably of Devonian age.

On the north-eastern banks of the Schei Brook, the Baicu metaconglomerates overlie transgressively the metamorphites assigned to the Zeicani Series (Gherasici, 1952, 1958), to the Rîul Șes Series respectively (Krăutner, 1978) or to the Branu-Izvorul Gugului Formation (Morariu, 1980) which is probably of Vendian-Lower Cambrian age.

Regarding the relationships between these metamorphites and the terrains adjacent to the Branu Mountains (Godeanu massif), Morariu (1980) states the following: "northwards and eastwards the metamorphites of the Zeicani Series overlie tectonically the Paleozoic and Mesozoic terrains from the basins of the Lăpușnicul Mare and Rîul Șes Rivers". The mentioned Paleozoic terrains represent the Lăpușnic Series which is of pre-Devonian age (Morariu, 1977, while the Mesozoic terrains are represented by deposits in Wildflysch facies of Turonian-Middle Campanian age, which have been described above; they crop out on a small area within the Rîul Șes Valley, but develop on a larger area northwards and westwards on the Schei, Pleșovăț and Obârșia Hidegului Valleys.

The data presented by Morariu (1980) demonstrated the presence of a tectonic unit consisting at least of the Branu-Izvorul Gugului metamorphites (Morariu, 1980, the Frincu horizon and the Baicu metaconglomerates which overthrust the Lăpușnic Series (in the lower basin of the Rîul Șes River and in the Branu River basin), that is the Turonian-Middle Campanian deposits, developed in Wildflysch facies and showing nappe characteristics. In the western part of the Tarcu massif, the metamorphites in the base of this unit overthrust the terrains of the Brusturu Series (Gherasici et al., 1974) which are of Ordovician-Silurian age, and are transgressively overlain by the volcano-sedimentary formation from the Căleanu duplicate.

Năstăseanu (in press), on the basis of personal observations and new data provided by the authors of this paper, describes the Petreanu-Muntele Mic tectonic unit that shows a tectonic character and whose front can be followed in the Rîul Șes River basin; in the basin of the Bistra Mărului River, the same author describes the Vidra tectonic window and the Olteana half window.

Kräutner et al. (1978) describes under the name of Poiana Mărului Unit a tectonic unit which includes the metamorphic formations situated between the overthrust plane on the Vidra Series and the overthrust plane of the Muntele Mic and Almăj Units in the upper part.

The unit thus delimited can be followed from the Rîul Mare River, in the vicinity of the Petreanu-Muntele Mic half window to the Tarcu massif, under the Godeanu outlier. From the lithological point of view it consists of the Baicu-Sucu metaconglomerates, the Frincu phyllites, the Scorillo Formation, the Rîul Șes Series, the Barnița Series and the Sucu granitoids.



It is obvious that the metamorphites that overthrust the deposits in Wildflysch facies from the basin of the Schei and Rîul Ses Valleys belong to the Petreanu-Muntele Mic Unit (Năstăseanu, in press), to the Poiana Mărului Unit respectively (Krăutner et al., 1978). The frontal line of this nappe as well as the two tectonic windows and a half window, which will be described below, are situated in the Rîul Ses River basin, a reason why we propose the denomination of the Poiana Mărului-Rîul Ses Unit for this tectonic unit.

The deposits of the Wildflysch facies (Turonian-Middle Campanian) occur in the Schei-Pleșovăț half window from under the Branu-Izvorul Gugului metamorphites or the Baicu metaconglomerates from the Poiana Mărului-Rîul Ses Unit. In the vicinity of the Mătania sheepfolds (Pl. I, Figs. 2, 3) and on the Izvorul Gugului Valley there occur two small windows, where the deposits of the volcano-sedimentary formation of the Căleanu duplicature crop out from under the metamorphites of the Poiana Mărului-Rîul Ses Unit. The observations made in these two places allowed a better understanding of the mutual spatial relationship existing between the Căleanu duplicature and the Poiana Mărului-Rîul Ses Unit, namely the fact that the latter represents an upper tectonic unit.

The terrains outcropping in the basins of the Lăpușnicul Mare and Branu Rivers as well as in the lower basin of the Rîul Ses River, which are overthrust by metamorphites of the Poiana Mărului-Rîul Ses Unit, were assigned to a major tectonic unit (the Retezat-Păring Unit), the tectonic compartment-the Petreanu Unit respectively, separated eastwards from the Retezat Unit by the Rîul Mare tectonic line (Krăutner et al., 1978), which, in our opinion, represents a zone affected by cataclastic metamorphism. Only two terms of the Petreanu Unit, the Petreanu gneiss and the Lăpușnic Formation respectively (Morariu, 1977) occur in the zone presented by us.

### Conclusions

The Căleanu zone was redefined in the northern and eastern parts of the Tarcu massif, consisting of the following stratigraphic elements: predominantly terrigenous deposits crossed by lamprophyre dykes with a reduced petrogenetic contribution including pyroclastic material towards the upper part (Hettangian-Toarcian), the volcano-sedimentary formation (Middle Jurassic-Neocomian) and deposits in flysch facies (Upper Senonian) — the Bodia Flysch.

The deposits of the Căleanu zone overthrust the deposits in Wildflysch facies (of Turonian-Middle Campanian age) from the upper basins of the Schei, Pleșovăț and Hideg Valleys which belong to the Retezat-Păring Unit. Thus, the redefined Căleanu zone acquires also a tectonic content, representing at least a duplicature.



The Căleanu duplication overthrust the Upper Cretaceous deposits of the Paring Unit during the post-Middle Campanian.

In the spring zone of the Suculet River there occurs a half window of the Căleanu duplication, in which deposits in Wildflysch facies of the Paring Unit crop out.

The lithostratigraphic content of the deposits making up the Căleanu zone is almost identical with that of the deposits from the Arjana zone (Codareea, 1940). Therefore the Căleanu duplication would represent a tectonic unit equivalent to the Arjana duplication in the north-eastern part of the Tarcu massif, or even a prolongation of the latter duplication in this region.

The Căleanu zone represents the sedimentary cover of a tectonic compartment of the Almăj Unit (*sensu* Kräutner et al., 1978) probably of the Urda Mare scale.

The deposits in Wildflysch facies of the Paring Unit, which crop out in the basins of the Riuł Ses, Schei and Pleșovăț Valleys and in the eastern source zone of the Hideg Valley are affected by anchimetamorphism, unlike the deposits of the Bodia Flysch, where this phenomenon was not noticed. This different dynamothermal evolution (of the Wildflysch of the Retezat-Paring Unit in comparison with the Bodia Flysch from the Căleanu duplication) can be explained by the different position, at a structural level, held by the two formations within the basement of the Tarcu massif tectonic units. As a matter of fact, the data available indicate that a lot of deposits in Wildflysch facies of the Retezat-Paring Unit are affected by metamorphism.

The Poiana Mărului-Riuł Ses Unit overthrusts west-eastwards (on the territory mapped by us) both the deposits of the Căleanu duplication and those in Wildflysch facies of the Paring Unit, the Lăpușnic Formation respectively (Morariu, 1977), which belong to the Petreanu Unit; these elements illustrate the nappe characteristics of the Poiana Mărului Unit.

Two windows of the Poiana Mărului-Riuł Ses nappes occur in the vicinity of the Mătania and Izvorul Gugului sheepfolds; within them one can notice deposits of the volcano-sedimentary formation from the Căleanu duplication.

Outside the territory presented in this paper, namely between the Muntele Mic Mountain and the Sucu Valley, within the Poiana Mărului-Riuł Ses Unit, there occur also two windows comprising deposits of the Scorillo Formation (Gherasici, Zimmeman, 1968).

In the Lăpușnicul Mare Valley basin, upstream the Rotunda glade, the areas belonging to the Lăpușnic Series (Morariu, 1977) underlie metamorphites that might belong to the Poiana Mărului-Riuł Ses Nappe; this remark suggests that the frontal line of this nappe might be situated further east.

Within the structural edifice of the Tarcu-Riuł Mare zone, the hypothetical geometric succession of the described tectonic units is the follow-

ing (from bottom to top): the Retezat-Paring Unit, the Căleanu duplication, the Poiana Mărului-Riul Ses Nappe, the Getic Nappe.

The relations between the Retezat-Paring Unit and the Petreanu Unit could not be directly observed, but if the Soarbele zone (Gherasici, 1937) would belong to the Paring Unit, the latter would overthrust the Petreanu Unit.

The compression movement that determined the emplacement of the Poiana Mărului-Riul Ses Nappe took place at the end of the Senonian, representing one of the last major ruptural events of the Laramian diastrophic stage. The rise at this moment of the Branu-Izvorul Gugului metamorphites to an upper structural level determined also their retro-morphism. The major structural facies of this level as well as of other metamorphites within the Danubian Domain crystalline, represents a consequence of the Alpine (probably Laramian) diastrophism.

It was only by the appearance of numerous ruptural deformation lines as a result of the Meso-Cretaceous and Laramian compressions, which brought about the emplacement and shifting of the Getic Nappe, that the stress forces determined by the advance of this nappe could dissipate.

Extrapolating the structural model proposed for the territories in the northern and eastern parts of the Tarciu massif to the areas in the western and southern parts of this massif, up to the confluence of the Hideg and Hidegel Rivers, we find that some of the described tectonic units are also found in these areas. Thus one can distinguish (Pl. II) the Poiana Mărului-Riul Ses Nappe (represented here by the Muntele Mic granitoid together with the Middle Jurassic deposits overlying it transgressively and the metamorphites in which it is intruded) overthrusting the terrains of the Căleanu Unit (represented by the Brusturu Formation of Ordovician-Lower Silurian age making up the crystalline basement of the Căleanu zone, transgressively overlain by Lower Jurassic-Lower Cretaceous deposits) that overlie tectonically the deposits of the Presacina zone (*sensu Codarcea*, 1940).

## REFERENCES

- Codarcea A.I. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți, *An. Inst. Geol.*, XX, București.
- Răileanu Gr., Năstaseanu S., Boldur C., Popgr. (1965) Aspects de sédimentation chaotique dans le Crétacé supérieur de l'autochtone de Carpates Méridionales. *Carpath.-Balkan. Assoc.*, VII, Sofia.
- Gherasici N. (1937) Études géologiques dans les monts Godeanu et Tarciu. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, București.
- (1952) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- (1959) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.



- Zimmermann P., Zimmermann Voichita (1968) Structura și petrografia șisturilor cristaline din partea de nord a munților Tarcu (Banatul de est). *D. S. Inst. geol.*, LIV/1 (1966–1967), București.
- Kräutner H. G., Mayer O., Stan N., Măruntu M., Hărtopanu I., Hann H., Gheuca I., Minzatu Silvia, Lemne Maria, Vijdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Romanescu Olivia, Ionescu F., Popescu-Brădet L. (1978) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Morariu D. (1976) Asupra prezenței unor filoane de granitoide gnaisice în seria de Lăpușnic (Masivul Tarcu-domeniul autohton al Carpaților Meridionali). *D. S., Inst. geol. geofiz.*, LXIII București.
- (1980) Notă preliminară asupra mineralizației de fier din muntele Branu (masivul Go-deanu-domeniul autohton al Carpaților Meridionali). *D. S., Inst. geol. geofiz.* LXIV, București.
- (1980) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Mrazec L. (1904) Sur les schistes cristallins des Carpates Méridionales. *C. R. IX-e Congr. Geol. Intern.*, Vienne.
- Murgoci M. G. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de récouvrement dans les Carpates Méridionales. *C. R. Acad.*, VII, Paris.
- Năstaseanu S. (1987) Cretacicul superior din valea Cernei și date noi privind tectonica munților Cernei. *D. S. Com. Geol.*, LIII/1, București.
- Bercia I. (1968) Harta geologică, sc. 1 : 200000, foaia nr. 32, Baia de Aramă. Notă explicativă. Com. Geol. București.
- (1979) Geologia munților Cerna. Teză de doctorat. *An. Inst. geol. geofiz.*, LIV, București.
- (1979) Imagini noi în cadrul șariajelor alpine din Carpații Meridionali. *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXV/5, București.
- Pop Gr. (1973) Depozitele mezozoice din munții Vilcan. Ed. Acad. R. S. R., București.
- Stănoiu I. (1976) Contribuții la stratigrafia formațiunilor paleozoice din versantul nordic al munților Vilcan (Carpații Meridionali), cu implicații asupra părții externe a autohtonului danubian. *D. S., Inst. geol. geofiz.* LXII București.
- (1978) Considerații preliminare asupra depozitelor cretacic-superioare de la sud de localitatea Ponoare (podișul Mehedinți). *D. S., Inst. geol. geofiz.* LXIV, București.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *Ann. Inst. Geol. Rom.*, XVI, București.

#### EXPLANATION OF PLATE

- Fig. 1. — Structural relations within the Șaua Scheiului zone. 1, deposits in Wildflysch facies (Turonian-Middle Campanian) of the Paring Unit; 2, volcano-sedimentary formation (Middle Jurassic-Neocomian) within the Căleanu duplicature; 3, Baicu metaconglomerates and metamorphites from the Branu-Izvorul Gugului Formation (Poiana Mărului-Riul Șes Unit).
- Fig. 2. — Mătania tectonic window; structural relations between 2 — volcano-sedimentary formation within the Căleanu duplicature — and 3 — metamorphites of the Branu-Izvorul Gugului Formation (Poiana Mărului-Riul Șes Unit).

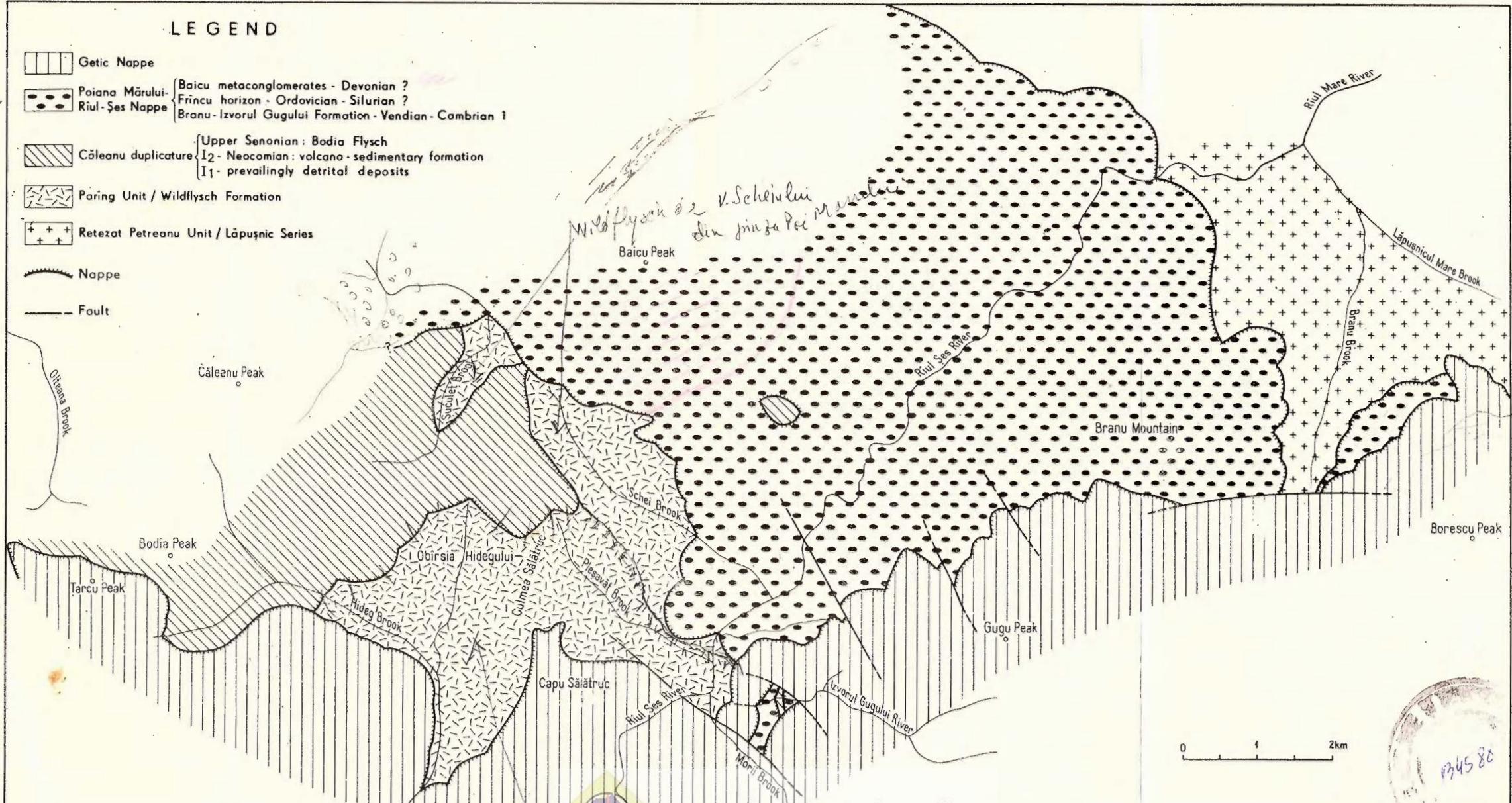


# TECTONIC SKETCH OF THE TARCU - RÂUL SES REGION

D. MORARIU, ALEXANDRINA MORARIU. New Structural Model of the Tarcu - Râul Mare Region

## LEGEND

	Getic Nappe
	Poiana Mărului- Riul-Şes Nappe
Baicu metaconglomerates - Devonian ? Frincu horizon - Ordovician - Silurian ? Brănu-Izvorul Gugului Formation - Vendian - Cambrian 1	
	Căleanu duplicate
I2 - Upper Senonian: Bodia Flysch I1 - Neocomian: volcano-sedimentary formation I1 - prevailingly detrital deposits	
	Paring Unit / Wildflysch Formation
	Retezat Petreanu Unit / Lăpuşnic Series
	Nappe
	Fault



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### STRUCTURE OF THE VAȘCĂU PLATEAU<sup>1</sup>

BY

ȘTEFANA PANIN, MARCIAN BLEAHU, CAMELIA TOMESCU, ELENA MIRĂUȚĂ,  
MIHAI ȘTEFĂNESCU<sup>2</sup>

*Overthrust nappe. Tectonic unit. Paleozoic. Triassic. Jurassic. Lithostratigraphy. Biostratigraphy. Apuseni Mountains. Codru Nappes System. Codru Moma-Mountains.*

#### Sommaire

La structure du Plateau de Vașcău. Dans le Plateau de Vașcău, unité morphologique qui fait partie des Monts Codru Moma et qui appartient du point de vue structural au système des nappes de Codru, les prédecesseurs ont séparé deux unités tectoniques : la nappe de Moma et la nappe de Vașcău. Maintenant, à partir des études paléontologiques de détail, on distingue trois unités tectoniques : la nappe de Moma, la nappe de Vașcău et la nappe de Colești, la première constituée de formations paléozoïques et triasiques, les deux dernières – de formations triasiques et jurassiques. Cet ouvrage se propose d'expliquer la solution stratigraphique et structurale adoptée pour le Plateau de Vașcău sur la carte à l'échelle 1 : 50.000, feuille Vașcău, publiée par l'Institut de géologie et de géophysique, en 1980.

The Vașcău karst Plateau, complex and characteristic morphological unit ending southwards the limestone zone of the Codru-Moma Mountains, arose the interest of geologists since the first decades of this century, by its rich fossiliferous Triassic limestone formations showing great facial variations that can be followed along relatively long sections. Among the first interesting data, those provided by Kutasz (1928 a, b) are worth mentioning. Starting from these data and opposing the "Codru facies" to the Hallstatt one, P. Rozloznik distinguished in 1936 three structural units in the Codru-Moma Mountains, of which the upper one, the Moma Nappe, comprised the whole Vașcău

<sup>1</sup> Received 26 May 1980, accepted for publication 26 May 1980, presented at Meeting of 27 May 1980.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



Plateau. The same situation is presented by M. Paucă (1941) in the first detailed map of the Codru-Moma Mountains, the Vașcău Plateau appearing as a homogeneous structural unit with various stratigraphic separations: Werfenian in detrital facies, Middle and Upper Triassic in limy facies (the last one in Hallstatt facies) and a Cretaceous detrital formation with basic magmatites.

On the whole, the idea that the Mesozoic formations of the Vașcău Plateau belong to a single tectonic unit, which is overthrust together with its Paleozoic basement on the other units of the Codru-Moma Mountains (which will be called the Finiș Nappe and the Dieva Nappe), persisted in several later works: Geological map 1 : 100,000, Moneasa sheet (Bleahu, 1965), Geological map 1 : 200,000 Brad sheet (explanatory text by Bleahu et al., 1968), Muthihac (1970). But in 1970, by considering some characteristic profiles (Bleahu et al., 1968), two structural units are separated within the Vașcău Plateau on the basis of the coexistence of several synchronous and heteropic Triassic series: the Moma Unit (with Paleozoic basement), to which some of the limy Middle and Upper Triassic formations are attributed, and the Vașcău Unit, which comprises the so-called "Hallstatt facies", mentioned by the above-quoted predecessors; within it the Steinalm, Schreyeralm and Dachstein facies are separated. This idea is expressed in the Guide to Excursions of the Second Triassic Colloquium of the Carpatho-Balkan Geological Association (Patrulius et al., 1971), but the detailed paleontological evidence was provided for the Vașcău Nappe in 1972 (Bleahu, Panin, Tomescu) and, for the Moma Nappe, in 1974 (Stefana Panin, Camelia Tomescu). These data are taken over without any modifications also by Diaconu et al. (1976) and appear in the Guide to Excursions of the Third Triassic Colloquium of the Carpatho-Balkan Geological Association (Patrulius et al., 1979); two sequences of the Triassic formations of the Vașcău Nappe, an eastern one and a western one, are mentioned there.

The detailed researches carried out by Stefana Panin and Camelia Tomescu (Panin et al., 1974) complete the stratigraphic picture of the Vașcău Plateau by the identification of two categories of Jurassic deposits: red limestones constituting neptunian dykes in the Triassic limestones and the detrital and limy rocks considered by predecessors as being of Cretaceous age. In addition, the authors assume that some limestones which, in the northern part of the Vașcău Plateau, overlie the Lower Jurassic detrital deposits and sometimes underlie bauxites, are of Upper Jurassic age. On this occasion a hypothesis is put forward, namely the idea of a possible allochthonous position of the Jurassic detrital formations and of the limestones overlying them on the Ciurci Hill.

The idea that there are two tectonic units within the Vașcău Nappe was clearly expressed by Stefana Panin and Camelia Tomescu in the provisional edition of the Geological map 1 : 50,000 Vașcău sheet (1975) and was taken over by M. Bleahu (in the chapter on

tectonics in I a n o v i c i et al., 1977) who separates an upper unit, under the name of Coleşti Nappe, including some of the Triassic formations of the Vaşcău Nappe as well as the Jurassic detrital formations. Finally, after some detailed investigations, the delimitation of the Vaşcău and Coleşti Units and their stratigraphic content were revised, the new conception being expressed in the Geological map 1 : 50,000, Vaşcău sheet that appeared in 1980.

The present paper tries to explain this map as far as the structure of the Vaşcău Plateau is concerned.

### Stratigraphy

#### Moma Nappe

##### Paleozoic

This unit is the only one of those belonging to the Vaşcău Plateau which comprises also Paleozoic formations but developing outside the morphologic unit called the Vaşcău Plateau. The sequence of the Paleozoic formations includes the following lithostratigraphic terms: 1) the formation of the laminated conglomerates consisting of conglomerates alternating with violaceous phyllites, attributed to the Upper Carboniferous-Lower Permian due to the resemblance to similar palynologically dated formations in the Bihor and Hîgliş Mountains; 2) the formation of vermicular sandstones consisting of violaceous sandstones with vermiculations, micaceous sandstones and violaceous argillitic shales; 3) the formation of the lower rhyolites comprising rhyolitic flows and, subordinately, cinerites; 4) the basic formation, with basalt lava flows, anamesites, spilitic dolerites and basaltic cinerites associated with argillitic shales and fine violaceous sandstones; 5) the feldspathic (volcano-sedimentary) and upper rhyolites formation, consisting of rhyolitic lava flows interbedded with cinerites, its prevailing rocks being detrital (feldspathic conglomerates and sandstones, violaceous and yellowish argillitic shales). Terms 2—5 are attributed to the Permian without paleontological evidence.

##### Triassic

The sequence of Triassic deposits within the Moma Nappe comprises the following terms: 1) Werfen Beds; 2) grey dolomite formation; 3) Izbuc Formation; 4) Dachstein limestones.

##### 1. Werfen Beds (*Lower Triassic-Lower Anisian*)

The Werfen Beds consist of quartz sandstones, micaceous sandstones and siltites in the lower part. The quartz sandstones are red-violaceous and greenish-grey, sometimes yellowish thick to thin bedded. Gradually,



the red-violaceous and green intercalations replace the quartz sandstones so that they prevail in the upper part of the formation. This first formation of the Triassic sequence is 570 m in thickness.

## 2. The grey dolomite formation (Lower and Middle Anisian)

Thin bedded dolomites intercalate at the upper part of the Werfen Beds and, by the thickening of beds and the disappearance of the detrital elements, pass to the dolomite formation. The latter consists of black grey dolomites, stratified in centimetric and decimetric beds, among which black limestones are intercalated. *Costatoria costata* occurs both in the thin bedded dolomites in the base and in the black limestones. The upper part of the formation consists of black massive dolomites and black limestones containing *Dadocrinus*. The formation is 250 m in thickness.

## 3. Izbuc Formation (Upper Anisian-Upper Carnian)

The average stratigraphic thickness is of 350 m.

As this formation was already denominated and described in a previous paper (Panin, Tomescu, 1974) we shall only insist on the new elements that allowed some age specifications. The Izbuc Formation comprises two major members : A) Wetterstein type white limestones, pseudo-sparitic dolomitic limestones with filaments, ostracods, crinoids (*Isocrinus tyrolensis*) and conodonts (*Gondolella cornuta*) ; B) the second member begins with : a) Roșia type limestones, that are well bedded with yellowish clay coatings, very frequent lentiform cherts can be seen, foraminifera (*Ophthalmidium* sp., *Lenticulina* sp., *Austrocolomia* sp.), ostracods and filaments are observed in thin sections, a conodont assemblage with *Gondolella longa*, *G. excelsa*, *G. tethydis* was identified in the lower part of the Roșia type limestone level, which point out a) Ladinian age ; b) there follows a level of nodular cherty stones, the nodules being coated with red-violaceous or greenish clay films ; c) pink micritic limestones with juvenile posidoniids and a conodont assemblage with *Gondolella* cf. *polygnathiformis*, *Metapolygnathus mungoensis*, *M. mostleri*, *Gladigondolella malayensis*, characteristic of the uppermost Ladinian-Lower Carnian interval ; d) white and red breccia limestones with greenish and violaceous shale intercalations from which *Simonyceras simonyi*, *Sphingites* sp., *Ioannites* sp. and *Daonella cassiana* were collected, pointing out a Lower Carnian age ; e) a second level of Roșia type limestones within which a great number of well preserved specimens of *Gondolella polygnathiformis* were identified, this species being characteristic of the Carnian ; f) light-grey, white and pink pelmicritic limestones develop further. Within them lenticular limestones with a lumachelle consisting of well preserved specimens of *Daonella imperialis*, a form showing identical morphological features with those figured by Kittl from the Norian limestones in Hallstatt facies, found at Siriuskogel, are noticed. The *Daonella imperialis* lumachelle



in the Chicera Hill contains also the species *Gondolella polygnathiformis*, in identical specimens with those figured by Krystyn in 1973 in the Upper Carnian at Feuerkogel.

#### 4. Dachstein limestones (Upper Carnian-Norian)

The upper part of the Triassic sequence from the Moma Nappe comprises bioconstructed, sometimes dolomitic, light-coloured massive-limestones in the Dachstein limestone facies.

In the mass of these limestones, red-pink, micritic, fine lenses of Hallstatt type limestones with frequent halobiids occur, such as *Halobia austriaca*, *H. superba*, association pleading for the presence of the Upper Carnian; this age is also confirmed by the conodont assemblage with *Gondolella polygnathiformis*, *Metapolygnathus abneptis*, *Enantiognathus ziegleri*, *Prioniodella ctenoides*.

At a higher level within the reef limestones, in addition to corals, sponges, crinoids, lumachelles with well preserved specimens of *Halobia styriaca*, *H. cf. beyrichi*, *Monotis* sp. ex gr. *haueri* and *Juvavites (Anatomites) ducetii* were collected, this association indicating the Norian. The following conodonts were identified together with the above-mentioned forms: *Metapolygnathus nodosus*, *M. cf. permicus*, *Metapolygnathus* sp.

#### Văşcau Nappe

The Văşcau Nappe includes limy and detrital formations belonging to the Middle Triassic-Lower Jurassic interval.

1. *Steinalm limestones (Pelsonian-Lower Illyrian)*, described in detail in 1972 (Bleahu, Tomescu, Panin). We briefly remind that these are algal, white-greyish, partly dolomitized limestones. The algal association consisting of species of *Oligoporella*, *Physoporella* and *Teutloporella* is characteristic of the Pelsonian-Lower Illyrian interval. In addition to the already described forms, one should also mention: *Teutloporella peniculiformis*, *Endothyranella wirzi*, *Meandrospira dinarica*. Their stratigraphic thickness is of 550 m.

2. *Schreyeralm limestones (Ladinian)*. Pink or cherry-coloured thick bedded, sometimes subnodular, micritic limestones with subordinate intercalations of cherry-coloured clays. Ammonites were collected from the Schreyeralm limestones (Kutasz, 1928; Bleahu et al., 1970; Bleahu, Tomescu, Panin, 1972; Patrulius et al., 1979). The species *Gondolella excelsa*, *G. longa*, *G. constricta*, *Gladigondolella tethydis*, belonging to the Fassanian were identified in the lower part of the sequence, while an assemblage with *Gondolella auriformis*, *Gladigondolella arcuata*, typical of the Langobardian, was identified in the upper part. The Schreyeralm limestones are 100 m in thickness.

3. *Roșia limestones* (?Upper Ladinian-Carnian-Norian) are represented by a formation about 150 m in thickness consisting of black and dark grey micritic limestones, well bedded, with yellow clay coatings. Frequent irregular and stratiform cherts are present. The microfacies of these limestones is varied and very rich in fossils. Thus, biopelmicrites with filaments, juvenile posidoniids, Globochaete, calcitized radiolaria, ostracods are found in the lower part. One can notice biomicrites with dasycladacean algae *Macroporella* sp., *Acicularia* sp. crinoid plates, sponges *Cryptocoelia zitteli*, foraminifera *Trocholina* sp.. *Involutina communis*, *I. gaschei*, *Tetrataxis humilis* were identified in the biomicrites from the upper part of the sequence. It is also at this level that ammonites, such as *Placites* cf. *perauctum* and ? *Megaphylites* sp. were found.

A conodont assemblage with *Gondolella polygnathiformis* and *G. auriformis* was identified in the lowermost part of the Roșia limestones, pointing to an uppermost Ladinian age. Towards the upper part of the sequence the following conodonts were identified : *Metapolygnathus abnepatitis*, *M. spatulatus*, *Prioniodina muelleri*, *Gondolella navicula steinbergensis*, an assemblage characteristic of the Lower Norian-Middle Norian interval.

4. *Wand limestones* (Upper Norian-Rhaetian). They include white, grey and pink limestones with bryozoans, sponges and algae. The microfacies is a biosparite with dasycladacean algae (*Macroporella* sp., *Placklesia* sp.), foraminifera (*Agathammina austroalpina*, *Trocholina laevis*), crinoids, echinoids, hydrozoans, sponges. The foraminifera assemblage is of Norian-Rhaetian age. The above described limestones show a variable thickness of about 100 m. They have recently been considered as equivalent to the Wand limestones (P a t r u l i u s et al., 1979).

5. *Black limestones with involutinae* (Rhaetian). They are represented by micritic black and grey limestones, in decimetric beds. Cherts are frequently noticed. Their biomicrofacial characteristic is determined by the presence of involutinids, such as *Involutina communis*, *I. gaschei*, *I. sinuosa sinuosa*, *Glomospirella friedli*, *Trocholina permodiscoides*. Several other forms have been pointed out : *Ophthalmidium carinatum*, *Oph. martanum*, *Galeanella* sp. Numerous fragments of *Macroporella* are also found. The described foraminifera assemblage is known from the Upper Rhaetian. The thickness of the limestones with involutinae is of 80—100 m.

#### *Lower Jurassic*

6. *Pink and greenish limestones* (Sinemurian). Within a thickness of about 60 m there occur pink, beige and greenish crinoidal micritic limestones, greenish marly limestones and limy sandstones. The marly limestones lying in the lower part of the interval contain cone-shaped belemnites (? *Nannobelus*) and fragments of evolute ammonites resembling those found in the Sinemurian (P a n i n et al., 1974).

7. *Detrital formation (Toarcian)*. An ensemble of detrital limestones overlies transgressively the described deposits ; it consists of limy sandstones, black clays, encrinitic black limestones with lenticular developments and stratiform intercalations of silexites and green cinerites. Small size bivalves were found in the black shales : *Steinmannia* sp. and *Chlamys textoris*, fragments of belemnites ; this fauna pleads for a Toarcian age (Panin et al., 1974).

### Coleşti Nappe

The deposits making up the Coleşti Nappe are represented by Dachstein limestones showing a loferitic facies in their upper part and neptunian dykes.

1. *Dachstein limestones (Carnian-Rhaetian)*. They are very thick (about 600 m) and develop on a relatively extended area, representing the characteristic facial element of the Vaşcău Plateau. These are bioconstructed, sometimes dolomitized, recrystallized grey limestones with open spaces.

A lumachelle with *Halobia styriaca* is quoted from the lowermost part of these limestones (Bleahu et al., 1972). On the Merișor Hill, lumachelles of *Halobia austriaca* were identified, overlying the *Halobia styriaca* limestones. Both forms indicate the Upper Carnian-Lower Norian interval. At the same level, on the Porțeasa Hill (where Kutassey quotes a fauna of Carnian ammonites, 1928) a conodont assemblage with *Gondolella polygnathiformis* and *Metapolygnathus nodosus* was identified ; it is characteristic of the Upper Tuvalian.

The bioconstructed limestones are very rich in fossils. Bivalves, gastropods, brachiopods, ammonites, sponges, echinoids, crinoids, isolated or colonial corals (Kutassey, 1928 ; Bleahu et al., 1972) were listed and figured. The assemblages point to an Upper Carnian-Norian age.

The biomicrofacies of these limestones is represented by bioclastic limestones with *Alpinophragmium perforatum*, *Tolypamina gregaria*, recrystallized micritic limestones with *Involutina communis*, *I. gaschei*, *I. sinuosa sinuosa*, *Ophthalmidium* and duostominids.

In the upper part of the sequence occurs the loferitic lagoonal facies which is outercapping in the Cimp quarry. The characteristic element is the presence of the large size megalodonts comparable to *Conchodus cor* which points to a Rhaetian age.

2. "Neptunian dyke" deposits (Lower and Middle Jurassic). The Jurassic neptunian dyke deposits in the Vaşcău Plateau were mentioned in a previous paper (Panin et al., 1974). They are represented by red cherry-coloured micrites with *Involutina liassica*, cherry-coloured and green micrites with small and thin belemnites resembling those from the Pliensbachian, brachiopods, pentacrinites, red and greenish limy marls with Aalenian belemnites (*Brachybelus breviformis* and *Belemnopsis* sp.). The described deposits are chaotically lying in crevices.



## Tectonics

The grouping of the Triassic formations from the Vaşcău Plateau into three tectonic units was done mostly because of the presence of several heteropic synchronous formations, that cannot be explained by facial variations within a single unit, and less for geometric reasons (overthrusts that are visible and can be directly mapped). That is why four various hypotheses regarding the tectonic units of the Vaşcău Plateau have been put forward so far : (1) all the formations belong to a single nappe, the Moma Nappe (P a u c ă, 1941) sheet 1 : 100,000 Moneasa, 1965 ; (2) beside the Moma Nappe, there exists another superposed unit, the Vaşcău Nappe (B l e a h u et al., 1971) ; (3) two units, the Vaşcău Nappe and the Coleşti Nappe in variant I, are superposed over the Moma Nappe (in B l e a h u, 1977) ; (4) the two upper nappes have another distribution of the formations ; the Vaşcău and Coleşti Nappes in variant II. We shall further present the arguments which determined us to draw out and adopt the last hypothesis.

The arguments pleading for the separation of the Vaşcău Nappe from the Moma Nappe are the following : (1) in the western part of the Vaşcău Plateau, the Anisian dolomites of the Moma Nappe are overlain by the Anisian limestones in Steinalm facies of the Vaşcău Nappe, which points to an abnormal superposition in this area ; (2) the anomalous superposition is more evident eastwards, in the area of the Ponoarele Valley, where the Dachstein limestones of the Moma Nappe are overlain by the Steinalm limestones of the Vaşcău Nappe. Between the two mentioned sectors, the Vaşcău Nappe disappears along a fault system, the contact being made between the Moma Nappe and the Coleşti Nappe.

The need of distributing the formations, which, according to the old interpretation, belonged to the Vaşcău Nappe, to two different units, namely Vaşcău and Coleşti, arises from the following facts : (1) the existence of two different facies at the Carnian-Lower Rhaetian level (Roşia limestones + Wand limestones on the one hand and Dachstein limestones on the other hand) ; (2) the existence of two facies at the Upper Rhaetian level (black limestones with involutines and loferitic limestones) ; (3) the existence of two occurrences of the Jurassic formations (micritic limestones and red argillites in neptunian dykes and the detrital formation with black argillites with encritic limestone intercalations and limy sandstones. Taking into account these data, two hypotheses regarding the distribution of the above-mentioned formations to different tectonic units have been suggested.

### *Hypothesis I*

According to the first interpretation, the formations belonging to the Vaşcău Nappe were distributed as follows :

*Vaşcău Nappe* : Steinalm limestones, Schreyeralm limestones, Dachstein limestones (loferitic limestones inclusively) and rocks filling the neptunian dykes within the Dachstein limestones.



*Coleşti Nappe*: Roşia limestones, Rhaetian white limestones (the present Wand limestones), the Jurassic detrital formation with Triassic and Jurassic limestone olistoliths, bauxite, Neojurassic limestones.

The resulting map (Fig. 1) indicates a reduced extension of the Coleşti Nappe, delimited from the Vaşcău Nappe by overthrust lines

### HYPOTHESIS I (1974)

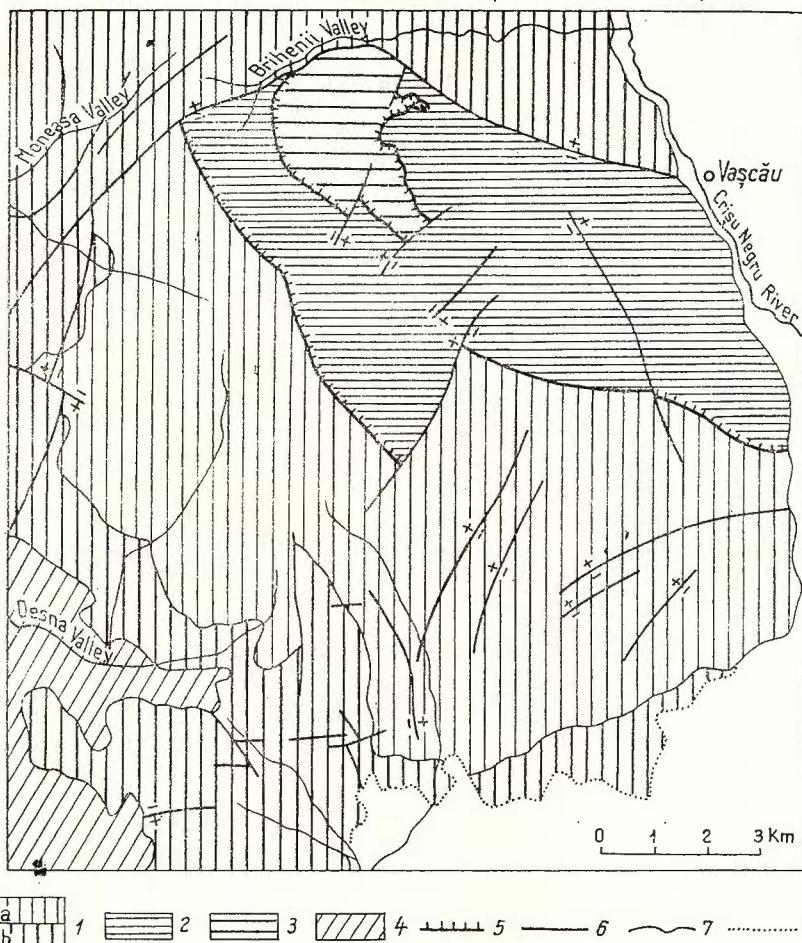


Fig. 1. — Tectonic sketch of the Vaşcău Plateau. Hypothesis I (1974).  
 1, Moma Nappe ; 2, Mesozoic ; 3, Paleozoic ; 4, Vaşcău Nappe ; 5, Coleşti Nappe ;  
 6, Neogene magmatites, sedimentary and volcano-sedimentary formations ; 7, nappe ;  
 8, fault ; 9, normal geological limit ; 10, unconformity.

drawn in the base of the Roşia limestones and of the Wand limestones as well as in the base of the Jurassic detrital formation. Within the latter formation, interpreted as a Wildflysch formation of the Coleşti Nappe,

Triassic limestone olistoliths (Steinalm limestones and megalodont Dachstein limestones) were separated, elements belonging to the lower unit, as well as Sinemurian limestones. According to this conception, the basic eruptive rocks occurring as veins in the Steinalm and Schreyerlalm limestones as well as in the whole zone covered by the Jurassic detrital formation, were not characteristic of one of the units, being present in both.

### *Hypothesis II*

The recent detailed researches provided new elements that required the modification of the above interpretation. Thus : (1) within the Schreyerlalm limestones, Ladinian conodonts were identified, while Carnian-Middle Norian conodonts were identified within the overlying Roșia limestone; this fact points to a continuity of sedimentation and the impossibility of separating these two formations by an overthrust plane; (2) paleontological evidence was found in the lower part of the Dachstein limestones, indicating an Upper Carnian age, which shows that they cannot be in continuity of sedimentation with the Roșia limestones, with which they are partially synchronous (3) within the black limestones overlying normally the Wand limestones, Upper Rhaetian involutines were identified, which are synchronous with the upper part of the Dachstein limestones, so that these two formations should be distributed to different units. These elements made us establish the following successions for the two tectonic units :

*Vașcău Nappe* : Steinalm limestones, Schreyerlalm limestones, Roșia limestones, Wand limestones, *Involutina* limestones, overlain transgressively by the Jurassic with Sinemurian limestones and the Toarcian detrital formation.

*Colești Nappe* : Dachstein limestones, ending by the loferitic limestones and the Jurassic rocks within the neptunian dykes.

This new interpretation is also supported by the following arguments : 1) the disappearance of the Roșia limestones south and east of the Fetii Hill, where the Dachstein limestones contact tectonically the Schreyerlalm limestones or various terms of the Moma Nappe, is explained ; (2) the white limestones on the Ciurcii Hill, which had been previously attributed to the Neojurassic, because they overlie the Eojurassic detrital formation and underlie several bauxite lenses, have been recently interpreted as belonging to the Dachstein limestones overlying tectonically the Eojurassic formation ; thus, a term completely alien to the system of Codru Nappes and characteristic only of the Bihor Autochthon, namely the Tithonian Neojurassic limestones, disappears ; (3) the rocks previously regarded as olistoliths in the Jurassic detrital formation of the Colești Nappe were reinterpreted as follows : the Dachstein limestones as nappe outliers of the Colești Nappe over the Vașcău Nappe ; the Wand limestones as well as the Sinemurian limestones as normal terms in the succession of the Vașcău Nappe, affected either by overlap faults or by vertical faults ; 4) according to the new conception, all the occurrences of basic eruptive

rocks belong to the Vaşcău Nappe, lacking in the Coleşti Nappe; the three occurrences of detrital rocks, associated with basic eruptive rocks from Fintina lui Oache, from the eastern end of the Fetii Hill and from the Porcoasa Hill, although appearing under insufficiently clear outcropping conditions, were considered as belonging to the Vaşcău Nappe and occurring in tectonic windows under the Dachstein limestones, on the basis of their petrographic characteristics. The presence of permanent water in two of these places, amidst a karst zone completely devoid of water, pleads for the underground extension of an impervious formation and against the interpretation of these rocks as crevasse fillings.

The new interpretation is represented on the Geological map 1 : 50,000, Vaşcău sheet, from which we are presenting here only the tectonic sketch (Fig. 2). It points out that the Coleşti Nappe has a larger area than in the first variant, its margins being partly overthrust lines and partly vertical faults. In the northern part, the nappe contacts the Permian formations of the Moma Nappe along a strong fault which makes the whole Vaşcău Plateau to be much lowered. In the Merişor Hill-Izbuc village area, the Coleşti Nappe contacts the Moma Nappe by a system of faults which determine a direct contact between the Dachstein limestones of the two units. In spite of this lithological identity, it is found that, within the Dachstein limestones representing the highest term of the Moma Nappe succession, lie (in the upper levels) both monotide and halobiid associations (*Monotis haueri* and *Halobia beyrichii*) as well as ammonites indicating the Norian, while the first limestone levels of the Coleşti Nappe point out an Upper Carnian association *Halobia austriaca*, *Gondolella polygnathiformis*), which allows the drawing of a tectonic accident here. Finally, east of the Izbuc Valley, the margin of the Coleşti Nappe is also faulted, the contact being achieved between the Schreyeralm limestones of the Vaşcău Nappe and the Norian level of the Dachstein limestones from the Coleşti Nappe.

It is worth mentioning the fact that the presence of some vertical tectonic accidents, subsequent to the overthrusts that affect the whole pile of the superposed units makes difficult the interpretation of the facial relations and, implicitly, of the major structural ones.

We consider that the above presented structural model is better suited to the present state of stratigraphic and structural knowledge of the Vaşcău Plateau. But, taking into account the difficulties arisen in the examination of the contacts, due to the soil cover and the deluvial deposits, it is possible that the future detailed researches should provide new elements for completing this image. It can be improved both by the discovery of new paleontological elements and especially by a detailed interpretation of the facial relations existing between the limy formations.

The solution graphically represented on the Vaşcău sheet and discussed in this paper is the result of constant efforts aiming at a better know-

### HYPOTHESIS II (1980)

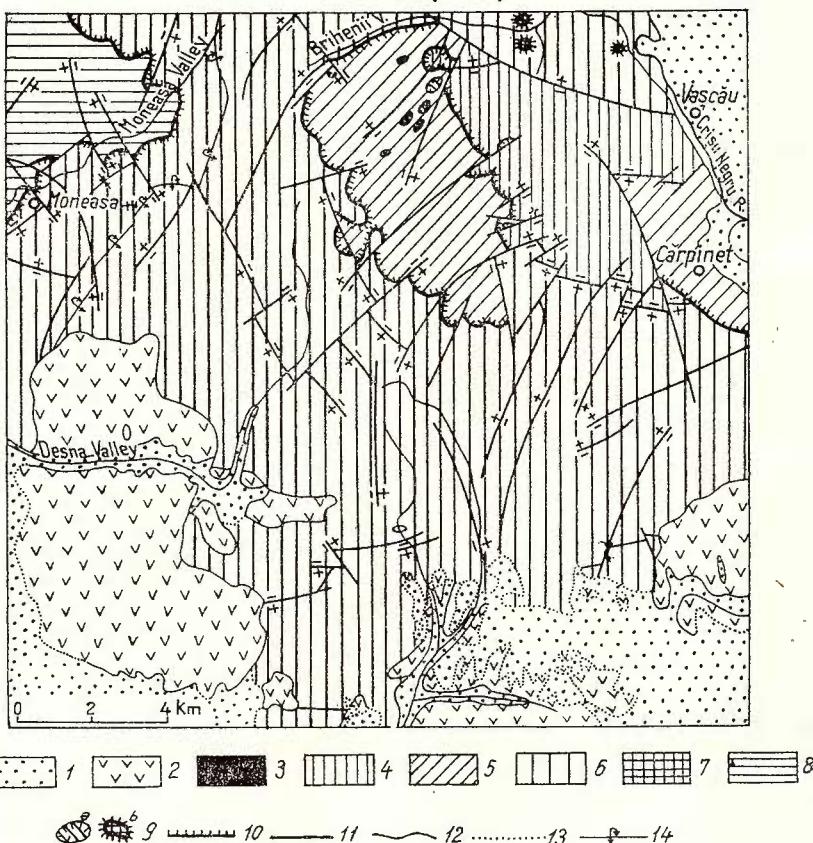


Fig. 2. — Tectonic sketch of the Vașcău Plateau. Hypothesis II (1980).

1, Neogene: sedimentary and volcano-sedimentary formations (Badenian + Sarmatian + Pannonian + Quaternary); 2, Neogene volcanics; 3, Mesozoic magmatites; 4, Colesti Nappe: sedimentary formations (Upper Triassic-Middle Jurassic); 5, Vașcău Nappe: sedimentary formations (Middle Triassic-Lower Jurassic); 6, Moma Nappe: sedimentary and magmatic formations (Upper Carboniferous-Upper Triassic); 7, Dieva Nappe: sedimentary formations (Upper Triassic-Upper Jurassic-Neocomian); 8, Finiș Nappe: sedimentary formations (Lower Triassic-Neocomian); 9, a, nappe outlier; b, window; 10, nappe; 11, fault; 12, normal geological limit; 13, unconformity; 14, inclined anticline.

ledge of one of the most complicated regions in the Apuseni Mountains. Being aware of the inherent difficulties that arose during the interpretation phase as well as of the importance of any new discovery, we think that the adopted solution can be further improved.

## REFERENCES

- Bleahu M. (1965) Harta geologică 1 : 100 000 Foaia Moneasa. Com. Stat Geol., Bucureşti.
- Borcoş M., Savu H. (1968) Harta geologică 1 : 200 000 Foaia Brad. Text explicativ. Com. Stat Geol., Bucureşti.
- Patrulius D., Tomescu Camelia, Bordea Josefina, Panin Ştefana, Rădan S. (1970) Date noi asupra depozitelor triasice din Munţii Apuseni. *D. S. Inst. geol.* LVI/4, Bucureşti.
  - Tomescu Camelia, Panin Ştefana (1972) Contribuţii la biostratigrafia depozitelor triasice din Platoul Vaşcău. *D. S. Inst. geol.* LVIII/3, Bucureşti.
  - (1976) Structure géologique des Apuseni septentrionaux, *Rev. Roum. géol., géophys., géogr., géologie* T 20 No. 1, Bucureşti.
  - (1976) Tectonica Apusenilor nordici în vol. V. Ianovici et al. „Geologia Munţilor Apuseni”, Edit. Acad. RSR. Bucureşti.
  - Panin Ştefana, Tomescu Camelia, Ştefan A., Istrate Gh., Marinescu F., Popescu Agapia, Ştefănescu M. (1980) Harta geologică 1 : 50 000 Foaia Vaşcău, Edit. IGG, Bucureşti.
- Diacanu M., Mihăilescu C., Kuskov M., Mihăilescu Liliana (1976) Consideraţii asupra stratigrafiei formaţiunilor triasice şi genezei minereurilor de fier din Platoul Vaşcău. *D. S. Inst. geol.* LXII/2, Bucureşti.
- Ianovici V., Borcoş M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munţilor Apuseni. Edit. Acad. RSR, Bucureşti.
- Kutassy A. (1928) Die Ausbildung der Trias im Momagebirge. *Zbl. f. Min. Abt. B*, Wien.
- Mutihac V. (1970) Triasicul din Platoul Vaşcău. *St. cerc. geol., geof., geogr., ser. geologie* T 15 No. 2, Bucureşti.
- Panin Ştefana, Tomescu Camelia (1974) Noi contribuţii la biostratigrafia depozitelor triasice din Platoul Valcău. *D. S. Inst. geol.* LX/4, Bucureşti.
- Patrulius D., Tomescu Camelia (1974) Asupra prezenţei unor roci jurasice în Platoul Vaşcău (Munţii Apuseni). *D. S. Inst. geol.* LX/5, Bucureşti.
- Patrulius D., Bleahu M., Popescu Ileana, Bordea S. (1971) Guidebook to excursions of the IIInd Triassic Colloquium Carpatho-Balkan Association. The Triassic formation of the Apuseni Mountains and the East Carpathian Bend. Edit. Ins. geol., Bucureşti.
- (1976) Les formations mésozoïques des Monts Apuseni septentrionaux : corrélation chronostratigraphique et faciale. *Rev. Roum. géol., géophys., géogr., géologie* T. 20 no. 1, Bucureşti.
  - (1976) Formaţiuni triasice, în vol. V. Ianovici et al. „Geologia Munţilor Apuseni”. Edit. Academia RSR, Bucureşti.
  - Bleahu M., Antonescu E., Baltres A., Bordea S., Bordea Josefina, Gheorghian Doina, Iordan Magdalena, Mirăuţă Elena, Panin Ştefana, Popa Elena, Tomescu Camelia (1979) The Triassic formations of the Bihor Autochthon and Codru nappe system Apuseni Mountains). *IIIInd Triassic Colloquium of the Carpatho-Balkan geological association*. 2–7 October 1979. Edit. Inst. geol. geofiz. Bucureşti.
  - Antonescu E., Baltres A., Bleahu M., Dumitrică P., Gheorghian Doina, Iordan Magdalena, Panin Ştefana, Popa Elena, Popescu Ileana, Tomescu Camelia (1979). Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.



Paucă M. (1941) Recherches géologiques dans les Monts du Codru et de Moma. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI, Bucureşti.

Rozloznik P. (1936) Die tektonische Stellung der Bihargebirgsgruppe im Karpathensystem. *Math. Naturwiss. Berichte aus Ungarn*, LV, Budapest.

### QUESTIONS

M. Sandulescu : 1. Do you consider the Roşia limestone as heterochronous ?  
2. What are the criteria according to which there are dolerites figured on the stratigraphic columns and what is their age ?

3. In an older general paper (Bleahu, 1976) you considered the Arieşeni Nappe as the southernmost (and highest) unit of the Northern Apuseni. Taking into account the Mesozoic facies from the Vaşcău and Coleşti Nappes, do you still support this hypothesis, having in view the following facts :

- the lithofacies and biofacies of the Mesozoic series within the mentioned nappes show southern affinities (the mesogeic type), similar to those from the units of the Central Western Carpathians and the Eastern Alps, which hold the highest positions within the tectonic pile of nappes ;
- the Paleozoic of the Arieşeni Nappe does not belong to the same family as the Palaeozoic formations corresponding to the facies zones of the Mesozoic deposits ;
- the Arieşeni Nappe does nowhere cover tectonically elements that can be correlated with the Coleşti and Vaşcău Nappes.

Answer : 1. The Roşia limestone is present within the Moma Nappe, in the Izbuc Beds at two levels : in the Lower Ladinian (Fassanian) and in the Carnian. Anyway, it is post-Ladinian in the Vaşcău Nappe, because the Upper Langobardian is still found in the Schreyeralm limestones and comprises the whole Carnian-Middle Norian interval. This heterochronous character is also pointed out by the other units of the Codru-Moma Mountains as, within the Finiș Nappe, the Roşia limestone is either Upper Anisian-Ladinian (V. Şasa) or Upper Anisian-Lower Norian (Lacian) at Roşia, while, within the Dieva Nappe, it is Upper Anisian-Lower Ladinian (Fassanian).

2. The basic rocks (in fact dolerites and lamprophyres) pierce almost all the formations of the Vaşcău Nappe, from the Steinalm limestones to the Toarcian black shales. They are therefore post-Toarcian, no further specification being possible.

3. As regards the Mesozoic of the Arieşeni Nappe, only the Werfen Formation and a small outcrop of dolomites and black limestones on the Tapul Mountain are known. But in the western part of the Pădurea Craiului Mountains and in the Corbeşti drilling, a very thick Triassic limy series is known, being interpreted by D. Patrulius (in D. Patrulius et al., 1979) as belonging to the Arieşeni Nappe. It comprises the Werfen Formation, Anisian dolomites, the Roşia Formation, limestones interbedded with anhidritic dolomites (Carnian) and an extremely thick (400 m) packet of dolomites that may belong to the Upper Carnian-Rhaetian interval. This development suggests an equivalent of the Moma Nappe, but, taking into account some possible facies variations, it can also be regarded as an equivalent of the Coleşti Nappe (the upper dolomites of the Arieşeni Nappe may represent a Dachstein dolomite). On the other hand if we are to look for an equivalent of the Vaşcău and Coleşti Nappes



in the Bihor Mountains, we might consider the Vetre and Următ Nappes respectively, which are both overlain by outliers of the Arieşeni Nappe sometimes. Thus, although the situation is not yet clear, we think that there is no reason why we should give up the idea that the Arieşeni Nappe is the uppermost one of the Codru Nappes system and we maintain the emplacement mechanism shown in 1976.

In connection with the development of Gemeride type of the Paleozoic, we find that in the Apuseni Mountains this Paleozoic is associated with a Mesozoic which corresponds to another facies zone in the Slovakian Carpathians.

## EXPLANATION OF PLATES

### Plate II

#### Moma Nappe

Limestone plate with ammonites from the Izbuc Formation, level with *Sphingites*, *Ioannites*, *Arcestes*. Saddle between the Sarsaurul and Chicera Hills.  $\times 1$ .

### Plate III

#### Izbuc Formation — Moma Nappe

Figs. 1,2,3 — *Halobia styriaca* Mojs. from the assemblage with *H. beyerichi* and *Juvavites*. Chicera Hill  $\times 1$ .

Fig. 4. — *Juvavites* sp. ex. gr. *J. duacetii* Gemm. Chicera Hill.  $\times 1$ .

Fig. 5. — Greyish-pink breccious limestone with ammonites. Saddle between the Sarsaurul and Chicera Hills.  $\times 1.5$ .

Fig. 6. — *Isocrinus tyrolensis major* Bather. from the white limestones with crinoids in the lower part of the Izbuc Formation. Frăsinei.  $\times 5$ .

### Plate IV

#### Moma Nappe

Figs. 1—6. — *Daonella imperialis* Kittl in the upper part of the Izbuc Formation. Chicera saddle.  $\times 1$ .

### Plate V

Figs. 1—12. — *Halobia austriaca* Mojs.

- Moma Nappe : Figs. 1—9, 12, associated with *H. superba* Mojs., from the pink Hallstatt type limestone lenses intercalated in the Dachstein limestones. Chicera Hill.  $\times 1$ .

- Coleşti Nappe ; Fig. 10, from the Dachstein limestones. Merişor Village.  $\times 1.5$  ; Fig. 11, from the Dachstein limestones. Pororceasa Hill.  $\times 1.5$ .



## Plate VI

## Moma Nappe

Figs. 1—5. — *Halobia superba* Mojs. from the pink Hallstatt type lenses intercalated in the Dachstein limestones. On Fig. 5 — associated with *H. austriaca* Mojs. Chicera Hill.  $\times 1$ .

## Plate VII

## Moma Nappe

Figs. 1—5. — *Halobia cf. beyrichi* Mojs. within Dachstein limestones associated with *H. styriaca* and *Juvavites*. Chicera Hill.  $\times 1$ .

## Plate VIII

## Moma Nappe

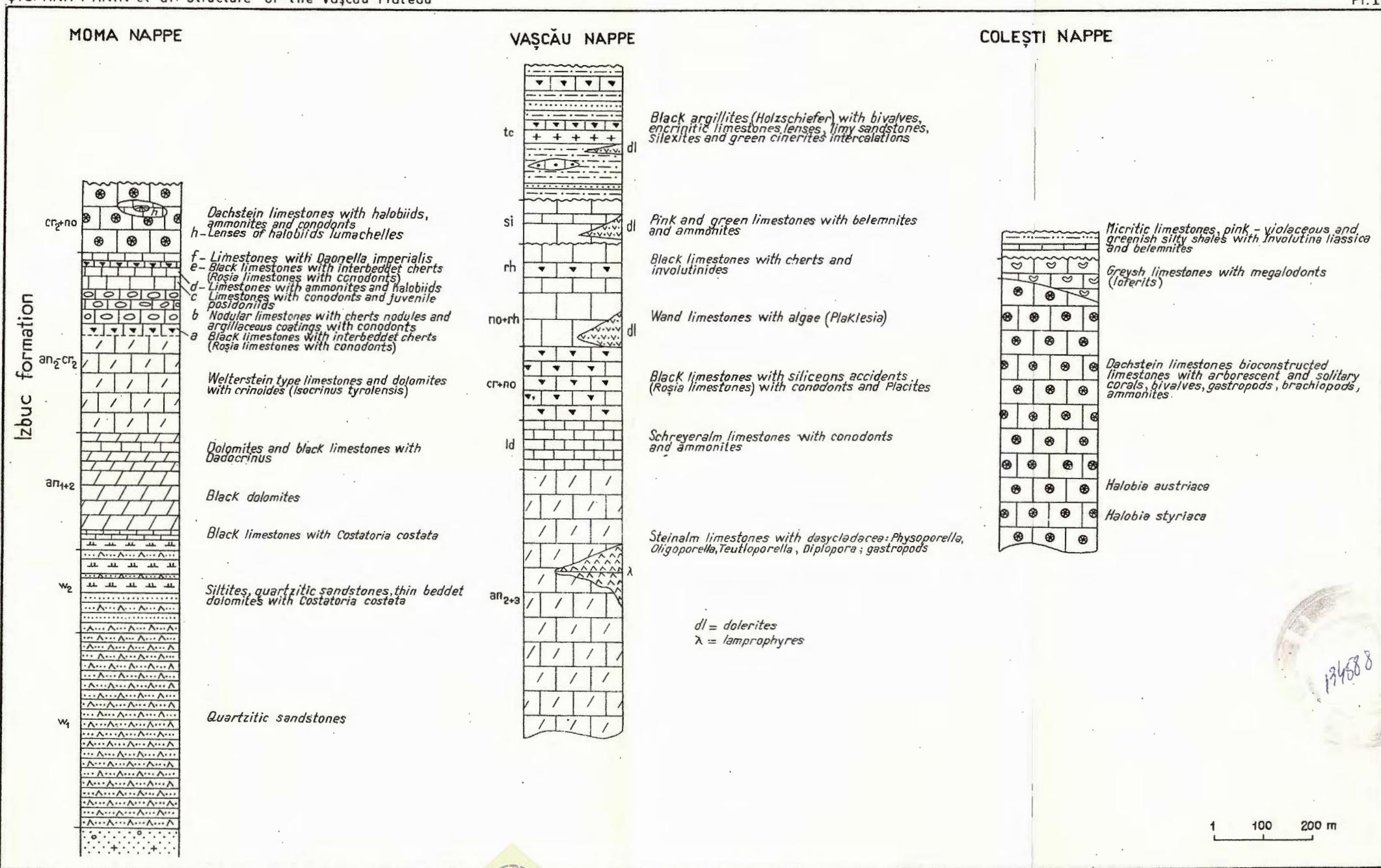
Figs. 1—3. — *Halobia cf. beyrichi* Mojs. within Dachstein limestones associated with *H. styriaca* and *Juvavites*. Chicera Hill.  $\times 1$ .



# STRATIGRAPHIC COLUMNS OF THE MESOZOIC FORMATIONS FROM THE VAŞCĂU PLATEAU

STEFANA PANIN et al. Structure of the Vaşcău Plateau

PI. I



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### FORMATIUNILE PALEOZOICE METAMORFOZATE DE LA VEST DE MUNTELE MIC (BANAT)<sup>1</sup>.

DE

HARALAMBIE SAVU<sup>2</sup>, HORST HANN<sup>2</sup>

*Metamorphic rocks. Paleozoic. Greenschists facies. Hercynian tectonics. Varistic tectonics. South Carpathians. Crystalline Getic Domain. Semenic and West Almaj Mountains. Crystalline Danubian Domain. Relezal Mountains. Petreanu. Muntele Mic.*

#### Abstract

Metamorphosed Paleozoic Formations West of Muntele Mic (Banat). The metamorphosed Paleozoic formations west of Muntele Mic are tectonically included in the amphibolites of the Măru Series, under the Borlovița-Măru scale. They consist of metaconglomerates, carbonatic and metapelitic rocks, among which there are also chloritoid schists, forming a lithostratigraphic succession, similar to that of the Vidra Series, of the Rafailă Formation and of other Paleozoic series in the Danubian Autochthon. Acid metatuffs are found within the metamorphosed Paleozoic rocks from Muntele Mic as well as within those in the eastern extremity of the Danubian Autochthon, in which the basic metatuffs prevail. The rocks are metamorphosed in the greenschist facies during the Hercynian or Varistic movements, when the overthrust of the Borlovița-Măru scale on them takes place. Paleozoic crystalline schists, containing also chloritoid, are found in several regions from the Danubian Autochthon, where there appear Paleozoic formations, which are situated along some tectonic lines as well.

#### Introducere

Formațiunile paleozoice din regiunea situată la vest de Muntele Mic nu au fost descrise pînă în prezent în lucrări publicate, cu toate că mențiuni asupra lor au fost făcute de mai mulți cercetători ai regiunii,

<sup>1</sup> Prédată la 9 mai 1980, acceptată pentru publicare la 29 mai 1980, comunicată în şedinţa din 9 mai 1980.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



ale căror date se găsesc în rapoarte din arhivele diferitelor instituții geologice.

Prima mențiune cunoscută asupra acestor roci aparține lui Răileanu (1953), care semnalează prezența unor calcare cristaline paleozoice în culmea Pietrele Albe. Urmează observațiile făcute de Rădulescu și Rădulescu (1958) asupra acelorași calcare, în care ei menționează și prezența unor intercalații de calcare cenușii grafitoase. Mai târziu, Popescu și Stefan (1964) descriu calcarele negre, șistoașe din culmea Pietrele Albe ca fiind rezultatul metamorfozării unor depozite calcaroase de origine pelagică, depuse în condiții reducătoare.

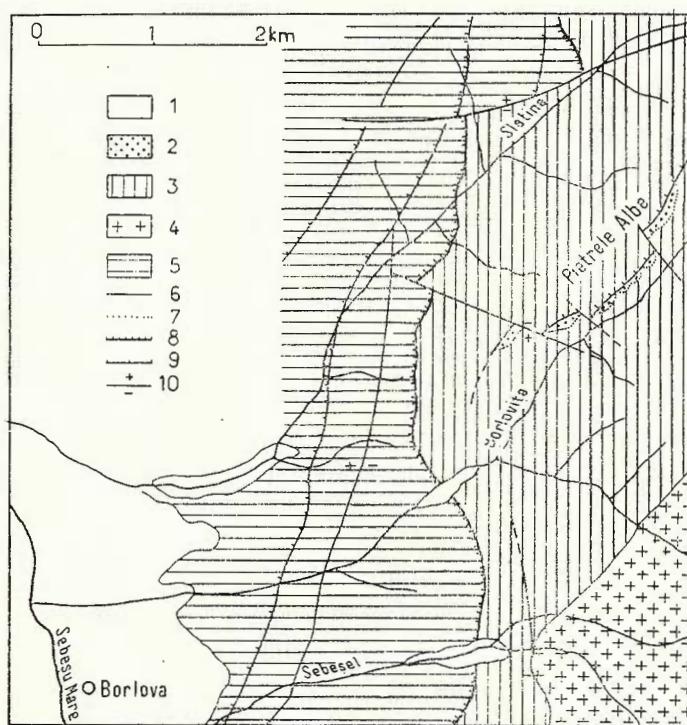
În 1969 Gherasi et al. arată că aceste calcare se asociază cu sisturi grafitoase cu cloritoid și conglomerate cuarțoase, asemănătoare cu cele din seria de Vidra, descrisă anterior de Codărcea și Gherasi (1944), observații care sunt reluate ulterior într-un raport de sinteză elaborat de Gherasi et al. în 1974. În acest raport autorii cități includ între calcarele paleozoice și calcarele cristaline intercalate în amfibolitele assyntice de pe valea Sebeșu Mare, în care Visona a determinat în 1975 spori de vîrstă precambrian-superioară B.

Cu ocazia unor lucrări de prospecțiune întreprinse de Hann în 1969 și a cercetărilor efectuate de autorii prezentei lucrări în 1977–1978 în vederea elaborării hărții geologice la scara 1 : 50.000, foaia Muntele Mic (1979), s-a urmărit în mod sistematic dezvoltarea formațiunilor paleozoice. Rezultatele acestor cercetări au fost menționate de noi într-o lucrare anterioară (H. Savu, H. Hann, 1982) și vor face obiectul notei de față.

### *Date geologice*

Regiunea din autohtonul danubian cuprinsă între linia de încălecare a pînzei getice și creasta Muntele Mic este alcătuită din ortoamfibolitele seriei de Măru, formate în ciclul assyntic. Formațiunile paleozoice s-au depus discordant peste fundament assyntic metamorfozat. Ele se extind din creasta Pietrele Albe – unde au fost menționate prima dată – pe versantul drept al văii Borlovița, de-a lungul unui aliniament orientat NE–SW, pe aproximativ 2,5 km. Zona de apariție a acestor formațiuni se situează astfel, în partea de vest a autohtonului danubian. Ele sunt prinse tectonic în ortoamfibolitele seriei de Măru, de-a lungul unei falii inverse sau solz, decroșată de falii transversale (fig.).

Formațiunile paleozoice se prezintă sub formă de lentile, cu grosimi ce variază între cîțiva metri și cîțiva zeci de metri. După Gherasi et al. (1969) rezultă că ele formază un sinclinal pensat de-a lungul faliei ce separă cele două unități tectonice. Ivirile de roci paleozoice apar discontinuu de-a lungul aliniamentului menționat, situație determinată de două cauze: pe de-o parte datorită faptului că ele se prezintă ca lentile ce se efilează pe direcție în planul faliei de încălecare și pe de alta, datorită faptului că falia inversă este decroșată de fracturi transversale (fig.), cum s-a menționat.



Schiță geologică a regiunii situată la vest de Muntele Mic (Banat). După harta 1 : 50.000 a I.G.G.

1, Holocen. Aluviumi actuale și subactuale ; 2, formațiuni paleozoice metamorfozate (Devonian-Carbonifer) ; 3, autohtonul danubian – seria amfibolitelor de Măru ; 4, masivul granitoid de Muntele Mic ; 5, pinza getică – serie de Sebeș-Lotru ; 6, limită geologică în general ; 7, limită de discordanță ; 8, pînză de șariaj ; 9, falie inversă ; 10, falie verticală și subverticală.

Esquisse géologique de la région située à l'ouest de Muntele Mic (Banat).

D'après la carte 1 :50.000 de l'I.G.G.

1, Holocène. Alluvions actuelles et subactuelles ; 2, formations paléozoïques métamorphisées (Dévonien-Carbonifère) ; 3, autochtone danubien – série des amphibolites de Măru ; 4, massif granitoïde de Muntele Mic ; 5, nappe gétique – série de Sebeș-Lotru ; 6, limite géologique en général ; 7, limite de discordance ; 8, nappe de charriage ; 9, faille inverse ; 10, faille verticale et subverticale.

### *Petrografie și metamorfism*

Seria de formațiuni paleozoice este alcătuită din calcare cristaline, care se asociază cu sisturi grafitoase, sisturi cu cloritoid, roci metapsamitice și metapsefite precum și metatufuri acide.

Dacă considerăm că în baza seriei se situează rocile metapsefite, urmate de calcare și sisturi cu cloritoid sau sisturi grafitoase, obținem o

succesiune stratigrafică ce amintește succesiunea descrisă de Gherasim et al. (1975) pentru seria de Vidra, ce se găsește la nord-est de regiunea cercetată de noi.

1. Calcarele cristaline sunt roci fin cristalizate, de obicei granoblastice, rar granoporofiroblastice (pl. I, fig. 1), cu textură rubanată. Ele constau din benzi alternante submilimetrice pînă la centimetrice, formate fie din calcare albe și calcare grafitoase, fie, în cadrul aceluiași tip de rocă, din benzi paralele cu granulații diferite, de la foarte fină la o granulație de 0,5 mm. În cadrul acestor benzi cristaloblastele de calcit maclate polisintetic sunt adesea aplatizate și alungite în planul benzilor.

În calcarele cenușii cu grafit se constată că, acest mineral este prezent de regulă în benzile cu granulație foarte fină și lipsește în benzile de calcar cu granulație mai mare. În unele calcar se observă mici benzi sericitoase sau formate din cuart și sericit; apar de asemenea calcar cu granule de cuart răspîndite uniform în masa lor.

2. Șisturile grafitoase au structură lepidogranoblastică, ele fiind formate din granule fine de cuart, cimentate cu un material sericitos-grafitos-hematitic, cu textură șistoasă. Pe alocuri apar aglomerări în cuiburi sau în benzi de cuart și sericit.

3. Șisturile cu cloritoid se pot separa în două categorii: (a) șisturi cu cloritoid sericitoase; (b) șisturi cu cloritoid sericito-grafitoase.

a) Șisturile cu cloritoid sericitoase sunt roci lepidogranoblastice, de obicei porfiroblastice, care constau din o masă fundamentală șistoasă, formată în principal din sericit și granule fine de cuart, în care apar din loc în loc granule mai mari sau asociații glomerulare formate din mai multe granule de cuart cu caracter cumuloblastic și cuiburi, rozete sau cristale individuale mai mari de cloritoid, care conferă rocii caracterul porfiroblastic (pl. I, fig. 2). Cloritoidul are următorul pleocroism: Ng = slab gălbui; Nm = cenușiu-albăstrui; Np = cenușiu-verzui. În aceste roci grafitul apare sporadic; uneori se observă cristale de pirită.

b) Șisturile grafitoase cu cloritoid sunt asemănătoare ca structură și textură cu cele de la punctul anterior, dar în ele abundă materialul grafitos, care formează masa de bază microcutată a rocii și în care se observă porfiroblaste sau cumuloblaste de cloritoid și granule mai mari de cuart. Cristalele de cloritoid din aceste roci, ca și din cele anterioare, sunt de obicei idiomorfe și se prezintă adesea maclate după 001.

4. Șisturile grafitoase au structură lepidogranoblastică și sunt formate din granule de cuart, cimentate cu un material sericitos-grafitos-hematitic, cu textură șistoasă. Pe alocuri apar acumulări în cuiburi sau benzi de cuart și sericit.

5. Metapsamitele constituie roci cu granulație fină și textură șistoasă, rezultate din metamorfismul slab al unor gresii. Ele constau din granule fine de cuart, cimentate cu sericit, ceea ce arată că rocile au rezultat din gresii argiloase.

6. Metapsefitele reprezintă conglomerate metamorfozate, cuarțoase de obicei de culoare neagră și cu structură metapsefitică și textură slab

orientată. Ele constau în principal dintr-o masă fundamentală cu granulație mai fină, constituită preponderent din cuarț sau din cuarț asociat cu sericit, mineral care formează cuiburi între granulele de cuarț. În această masă se observă elemente de cuarț mai mari de 0,5 cm, rulate, aplatizate și în parte recristalizate (pl. I, fig. 3), care conferă rocilor structura caracteristică de metaconglomerat.

7. Metaturfurile acide au culoare albă, sunt foarte fin cristalizate și prezintă o textură slab șistoasă. Ele se caracterizează printr-o mare uniformitate în ceea ce privește compoziția mineralogică și aspectele structurale și texturale. Aceste roci constau din granule fine de cuarț și lamele de sericit, uniform distribuite în masa slab șistoasă. Din loc în loc se întâlnesc granule ceva mai mari de cuarț, care par a reprezenta fenocristale relicte, slab deformate, cu toate că ele nu prezintă fenomene de coroziune magmatică (pl. I, fig. 4).

Analizând asociațiile mineralogice din rocile paleozoice metamorfozate constatăm că parageneza este următoarea:

cuarț — sericit (muscovit) — cloritoid — clorit — grafit.

Această asociație de minerale este caracteristică pentru faciesul de sisturi verzi al metamorfismului, de tip barrovian. Cloritoidul a fost întâlnit însă și în rocile afectate de metamorfismul de presiune intermediară de tip Bosost, ca și în sisturile cu glaucofan din Alpi, dar lipsește din metamorfitele seriei de Abukuma, probabil din cauză că nu au existat roci cu o compoziție adecvată formării lui (Winkler, 1967). Mineralul fiind posibil să apară în toate seriile de facies standard, rezultă că formarea lui depinde de compoziția chimică a rocii inițiale, care după Helfer (1961) trebuie să prezinte un conținut ridicat de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  în raport cu componentii mafitici și un conținut scăzut de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  și  $\text{CaO}$ , la o cantitate variabilă de  $\text{SiO}_2$ .

Cloritoidul are un domeniu larg de stabilitate în cadrul faciesului de sisturi verzi. El apare încă din rocile foarte slab metamorfozate, cum sunt cele din formațiunea de Schela (Savu, 1970) și se menține pînă la punctul de trecere la faciesul amfibolitelor cu almandin, care după Hoschek (1967) are loc la  $545^\circ \pm 15^\circ\text{C}$  și presiunea de  $\text{H}_2\text{O}$  de 4000—7000 bari.

Tinind seama de cele de mai sus și de prezența în paragenezele cu cloritoid a cloritului și sericitului, considerăm că rocile paleozoice au fost metamorfozate în condițiile faciesului de sisturi verzi de tip barrovian, la nivelul paragenezei muscovit — clorit — cloritoid — cuarț — hematit (Tunner, 1968).

Concomitent cu metamorfismul hercnic și încălcarea infrastructurii assyntice peste formațiunile paleozoice, amfibolitele seriei de Măru din infrastructură sunt puternic retromorfozate. Aceste roci au trecut în sisturi clorito-sericitoase cu structură granolepidoblastică. Masa amfibolitelor, care au fost metamorfozate inițial în condițiile faciesului amfibolitelor cu epidot sau al amfibolitelor cu almandin, a recristalizat complet sub acțiunea deformărilor și metamorfismului hercnic. Prin acest proces vechile structuri și texturi s-au sters, rezultând roci formate din granule

de cuart prinse într-o masă de bază sericito-cloritoasă. În această masă cloritul se concentrează în anumite porțiuni, formînd aglomerări ce amintesc, în mod fantomatic, cristalele inițiale de amfiboli din rocile amfibolitice. În aceste concentrații cloritoase apar frecvent cristale de epidot și titanit, minerale formate pe seama ionilor de Ca, Fe și Ti eliberați din rețeaua amfibolului. Din cauză că aceste elemente sunt destul de mobile în timpul metamorfismului, cele două minerale se întâlnesc și în restul rocii, dar evident, în cantitate mai mică. Se observă de asemenea granule de magnetit sau hematit, separate sau asociate cu granule de epidot.

#### *Pozitia tectonica și corelarea cu alte serii metamorfice paleozoice*

După cum am menționat, formațiunile paleozoice de la vest de Muntele Mic sunt prinse tectonic de-a lungul unui solz format din amfibolitele seriei de Măru, care le încalcă de la NW spre SE. Această poziție tectonică a formațiunilor rezultă și din aspectul lor cartografic, ele fiind situate în cea mai mare parte în versantul drept al văii Borlovița, și din fenomenele intense de milonitzare și retromorfism ce se dezvoltă în amfibolitele seriei de Măru, de-a lungul acestei linii tectonice.

Solzul menționat marchează probabil o linie tectonică mult mai importantă, în raport cu amploarea dezvoltării formațiunilor paleozoice. După elementele structurale ale autohtonului danubian și direcția solzului, este posibil ca el să se continue spre NNE, cel puțin pînă la gura văii Hodinț, la nord de Măru, unde reapar formațiuni paleozoice, reprezentate prin șisturi calcaroase și grafitoase, care sunt prinse tectonic în seria de Măru și sunt acoperite parțial de pînza getică. De aceea, propunem pentru acest solz denumirea de solzul Borlovița-Măru.

Tinînd seamă de faptul că sub solzul Borlovița-Măru nu apar decît formațiuni paleozoice, suntem tentați să admitem că această linie tectonică s-a format în timpul mișcărilor hercinice sau varistice, cînd au fost metamorfozate și formațiunile paleozoice, în același timp cu cele din seria de Vidra, considerată de vîrstă devoniană de Gherasim et al. (1975). Această serie apare mai la est, tot de-a lungul unei linii tectonice, a cărei încălcare se face de asemenea din direcția NW spre SE.

Mai la sud, în bazinul văii Sebeșu Mare, la Cuntu, șisturile cristaline assyntice ale seriei de Măgura încalcă peste formațiuni mezozoice (Gherasim, Savu, 1969), cu serpentinite și paleotrahite jurasice. Pornind de la această situație tectonică s-ar putea crede, dar este mai puțin probabil, că și formarea solzului Borlovița-Măru și încălcarea peste seria de Vidra, ce apare înjurul masivului granitoid de vîrful Pietrii să fi avut loc tot în timpul orogenezei alpine.

Din aceste observații rezultă că tectonica autohtonului danubian este polifazică și mult mai complicată decît se admite în general, în această unitate tectonică găsindu-se structuri post-assyntice atît hercinice, cît și alpine sau structuri hercinice reluate în mișcările alpine, cum ar putea eventual să fie și unele din structurile menționate.

În afară de seria de Vidra, situată în apropiere de zona de dezvoltare a formațiunilor paleozoice de la Muntele Mic și la care am văzut că există

unele asemănări litostratigrafice cu acestea din urmă, menționăm că șisturi cristaline paleozoice cu cloritoid au mai fost descrise la nord-est de masivul granitoid de Buta, unde se dezvoltă seria de Tulișa *s. lato* (Savu et al., 1977), în formațiunea de Rafailă de pe valea Jiului (Mrazec, 1899), în șisturile cristaline slab metamorfozate din baza formațiunii de Schela (Savu, 1970), precum și în șisturile cristaline carbonifer-inferioare ale seriei de Oslea situate pe Valea cu Pești (Stan et al., 1971).

Menționăm că formațiunile acestor serii, oriunde apar ele, au aceeași succesiune litostratigrafică. Ele prezintă în bază un orizont detritogen, discontinuu, urmat de un orizont carbonatic și un orizont preponderent metapelitic (Năstaseanu, 1979), indiferent dacă între orizontul bazal și restul formațiunilor există sau nu o discordanță stratigrafică, ori dacă cele trei orizonturi sunt considerate ca aparținând la o singură serie — Tulișa — sau sunt repartizate la două sau trei serii independente.

Majoritatea acestor formațiuni și serii sunt prinse tectonic sub falii de încălcare sau solzi de formațiuni metamorfice și granitoide assyntice, a căror vergență este orientată spre SSE, spre placa moesică, ce era subdusă sub zona mobilă a Carpațiilor Meridionali.

### Concluzii

Concluziile generale ce rezultă din această lucrare sunt următoarele :

1. Formațiunile paleozoice metamorfozate de la vest de Muntele Mic sunt prinse tectonic în amfibolitele seriei de Măru, sub solzul Borlovița-Măru.

2. Ele constau din metaconglomerate, roci carbonatice și roci metapelitice, între care și șisturi cu cloritoid, succesiune litostratigrafică asemănătoare cu cea a seriei de Vidra, a formațiunii de Rafailă și a altor serii paleozoice din autohtonul danubian.

3. În rocile paleozoice metamorfozate de la Muntele Mic se întâlnesc metatufuri acide, ca și în cele din extremitatea estică a autohtonului danubian, în care însă, predomină metatufurile bazice.

4. Rocile sunt metamorfozate în condițiile faciesului de șisturi verzi, în timpul mișcărilor hercinice sau varistice, cind are loc și încălcarea solzului Borlovița-Măru peste ele.

5. Șisturi cristaline paleozoice, având și cloritoid în compoziția lor se întâlnesc în mai multe regiuni din autohtonul danubian, unde apar formațiuni paleozoice care sunt de asemenea situate de-a lungul unor linii tectonice.

### BIBLIOGRAFIE

- Gherasi N. (1944) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.  
 — Zimmermann P., Matsch Erik a, Hann H. (1969) Raport, arhiva Intreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.  
 — Savu H. (1969) Structura masivului granitoid de la Muntele Mic (Banatul de est).  
 D. S. Inst. geol. LIV/3, p. 55—81, București.



- Zăimbermann P., Zăimbermann-Voechita (1974) Raport, arhiva Intreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
- Visarion Adina, Zăimbermann P., Jordaan Magdalena (1975) Asupra vîrstei paleozoice (Devonian), a formațiunii de Vidra, din partea de nord a munților Tarcu (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. geol.* LXI, p. 3-9, București.
- Halford-L.B. (1961) Chloritoid: Its composition, x-ray and optical properties, stability and occurrence. *Jour. Petrology* 2, 1., Oxford.
- Hann A. (1969) Raport, arhiva Intreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
- Hoschek G. (1967) Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Beitr. Miner. und Petrogr.* 14. 2, p. 123-162, Berlin.
- Mrazec L. (1899) Contribution à l'histoire de la vallée du Jiu. *Bul. Soc. St. VIII*, București.
- Năstaseanu S. (1979) Les formations sedimentaires paléozoïques supérieures et Mésozoïques du Banat. *Rev. Roum. Géol., Géophys. Géogr., Géologie*. Tome 23, nr. 2, p. 159-166, București.
- Popeșcu A., Ștefan R. (1964) Raport, arhiva Intreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
- Rădulescu I., Rădulescu L. și alții (1958) Raport, arhiva Intreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
- Răileanu Gr. (1953) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Șușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. geol.* LVII, p. 123-153, București.
- Schuster A. C., Celicia Vasiliu, Constanța Udrăescu (1977) Petrologia și geochemia masivului granitoid de Bata (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. geol.* LXIII, p. 131-157, București.
- Hann H. (1982) Mineralizațiile de sulfuri de la Turnu Rueni-Borlova (Banat). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, p. 127-138 LXVI/2, București.
- Stănu N., Stănu I., Năstaseanu S., Moiseescu V., Antoaneta Seghedi, Pop Gr. (1979) Harta geologică sc. 1:50.000 Câmpului Neag. Ed. Inst. geol. geofiz., București.
- Turner F. J. (1968) Metamorphic Petrology, 403 p. McGraw-Hill Book Company. New York.
- Visarion Adina (1975) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Winkler H.G.F. (1967) Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 237N. New York.

## ÎNTREBĂRI

N. Stan: Există o legătură genetică între apariția cloritoidului și zonele de încălcare în care se află implicate formațiunile paleozoice?

Răspuns: Deoarece cloritoidul apare în toate tipurile de metamorfism (Winkler, 1967) considerăm că nu se poate vorbi de o astfel de legătură. O relație genetică există însă între compoziția chimică a rocii cu cloritoid și condițiile de PT în care a fost metamorfozată.



I. Stănuțiu: 1. Cum explicați faptul că, aproape niciodată, cristalele de chloritoide nu apar orientate, ele sfidind foliația?

2. Ce vîrstă considerați că au noile paleozoice discutate?

Răspuns: 1. Probabil că acest mineral cristalizează în stadiul tîrziu al fazelor metamorfice și puterea lui de cristalizare este foarte mare.

2. Probabil devoniană, ea și vîrstă seriei de Vidra.

#### DISCUȚII

I. Stănuțiu: Aspectul litologic, că mai ales prezența metatufurilor acide sugerează o paralelizare cu formațiunea de Tusu din partea extemă a autohtonului danubian, formațiune de vîrstă devoniană.

### LES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES MÉTAMORPHISÉES SITUÉES À L'OUEST DE MUNTELE MIC (BANAT)

(Résumé)

Les formations paléozoïques métamorphisées situées à l'ouest de Muntele Mic s'étendent depuis la crête Pietrele Albe du versant droit de la vallée de Borlovița le long d'un alignement orienté NE-SO, sur environ 2,5 km. Elles sont placées dans la partie occidentale de l'autochtone danubien, où elles sont coincées tectoniquement dans les ortho-amphibolites de Măru, le long d'une faille inverse ou écaille décrochée par des failles transversales. Au point de vue pétrographique, elles sont constituées de calcaires cristallins, associés à des schistes graphiteux, schistes à chloritoïde, roches métapsammiques et métapsphitiques et métatufs acides. Les calcaires cristallins sont des roches à structure granoblastique, moins souvent porphyroblastique, à texture bariolée.

Dans les calcaires finement cristallisés est présent d'habitude le graphite aussi; en d'autres calcaires on observe de petites lanières sériciteuses ou formées du quartz et séricite. Les schistes graphiteux ont une structure lépidogranoblastique et sont formés de fins grains de quartz, cimentés par un matériel séricito-graphito-hémattite à texture schisteuse. On peut séparer les schistes à chloritoïde en deux catégories : a) schistes à chloritoïde sériciteux et b) schistes à chloritoïde séricito-graphiteux. Les métapsammites sont des roches à granulation fine et texture schisteuse, résultées du faible métamorphisme des certains grès et consistent en grains fins de quartz cimentés avec de la séricite. Les métapsphites représentent des congénérats métamorphisés, quartzueux, de règle de couleur noire. Les métatufs acides ont une couleur blanche, sont très finement cristallisés, présentent une texture faiblement schisteuse et sont faits de grains fins de quartz et lamelles de séricite régulièrement distribuées dans la masse faiblement schisteuse. On rencontre aussi des grains plus grands de quartz, qui semblent représenter des phénocristaux réliques, faiblement déformés.

La paragenèse caractéristique pour ces formations paléozoïques est : quartz-séricite (muscovite)-chloritoïde-chlorite-graphite. Cette paragenèse est typique pour le faciès des schistes verts du métamorphisme de type barrowien. En même temps que le métamorphisme hercynien



nien et le chevauchement de l'infrastructure assyntique sur les formations paléozoïques, les amphibolites de la série de Măru de l'infrastructure ont été fort rétromorphisées.

La position tectonique des formations paléozoïques placées à l'ouest de Muntele Mic découle de leur aspect cartographique, elles étant situées en majeure partie dans le versant droit de la vallée de Borlovița, et des phénomènes intenses de mylonitisation et de rétromorphisme développés dans les amphibolites de la série de Măru, le long de cette ligne tectonique. Compte tenu des éléments structuraux de l'autochtone danubien et de la direction de la ligne tectonique, il est possible que ceux-ci se prolongent vers le NNE, au moins jusqu'à l'embouchure de la vallée Hodinț, au nord de Măru, où réapparaissent des formations paléozoïques coincées dans la série de Măru et partiellement recouvertes par la nappe gétique. C'est pourquoi nous suggérons pour cette éaille le nom de „l'éaille de Borlovița-Măru”. Puisque sous cette éaille n'apparaissent que des formations paléozoïques, nous sommes tentés d'admettre que cette ligne tectonique s'est formée au cours des mouvements hercyniens ou varisques, quand ont été métamorphisées aussi les formations paléozoïques, à la fois que celles de la série de Vidra, considérée d'âge dévonien. Plus au sud, dans le bassin de la vallée de Sebeșu Mare, à Cuntu, les schistes cristallins assyntiques de la série de Măgura chevauchent les formations mésozoïques ; à partir de cette situation tectonique on pourrait croire — mais il est peu probable — que tant la formation de l'éaille Borlovița-Măru, ainsi que le chevauchement sur la série de Vidra, qui apparaît autour du massif granitoïde de Virful Pietrii, eussent lieu pendant l'orogenèse alpine. De ces observations résulte que la tectonique de l'autochtone danubien est polyphasique et beaucoup plus compliquée que l'on admet en général, vu que dans cette unité rencontre des structures post-assyntiques au tant hercyniennes bien qu'alpines ou des structures hercyniennes reprises dans les mouvements alpins.

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

- Fig. 1. — Calcar cristalin cu structură porfiroblastică. Culmea Pietrele albe, Nic. // × 40.  
Calcaire cristallin à structure porphyroblastique. Colline Pietrele albe, Nic. // × 40.
- Fig. 2. — Șist cu culburi și rozete de cristale de cloritoid. Versantul drept al văii Borlovița, Nic. // × 25. Schiste à nids et rosettes de cristaux de chloritoïde. Versant droit de la vallée de Borlovița, Nic. // × 25.
- Fig. 3. — Metaconglomerat cu un galet de cuarț parțial recristalizat. Versantul drept al văii Borlovița. Nic. + × 30. Métaconglomérat avec un galet de quartz partiellement recristallisé. Versant droit de la vallée de Borlovița. Nic. + × 30.
- Fig. 4. — Metatuf acid cu un fenocristal de cuarț relict. Versantul drept al văii Borlovița, Nic. + × 40. Métatuf acide avec un phénocristal de quartz relictique. Versant droit de la vallée de Borlovița, Nic. + × 40.



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



Project 39: Ophiolites of Continents and Comparable Oceanic Rocks

### STRUCTURE AND GENESIS OF THE DIABASE COMPLEX FROM THE LUNCAVIȚA-ISACCEA-MÎNĂSTIREA COCOS ZONE (NORTH DOBROGEA)<sup>1</sup>

BY :

HARALAMBIE SAVU<sup>2</sup>, CONSTANTĂ UDRESCU<sup>2</sup>, VASILICA NEACȘU<sup>2</sup>

*Diabases. Petrogenesis. Triassic. Rocks geochemistry. Petrographic study. Plate collision Dobrogea. North Dobrogea. Tulcea zone.*

#### Sommaire

Structure et genèse des diabases de la zone de Luncavița-Isaccea-Mînăstirea Cocos (Dobrogea du Nord). La région étudiée est constituée de formations paléozoïques et mésozoïques, couvertes de loess. Les formations mésozoïques sont représentées par des calcaires triasiques, diabases et porphyres triasiques, qui se trouvent seulement dans l'unité située au nord de la ligne tectonique Luncavița-Consul. Les roches basiques sont issues d'un magma basaltique et ont jailli dans l'océan du Trias moyen comme les produits d'un volcanisme d'îles océaniques „intra-plaque”. Par suite du mouvement des plaques moesienne et est-européenne, dans le Trias supérieur se produit une collision du type „continent-continent”, avec l'obduction des roches basiques dans la direction du continent est-européen. Les porphyres sont provenues d'un magma aplito-granitique, formé par la fonte des plaques sialiques.

#### Introduction

The region investigated in North Dobrogea (Savu, Udreescu, Neacsu 1978—1979) lies between Luncavița, Isaccea and Mînăstirea Cocos. Eroded during the Neogene, it was covered by loess during the Quaternary. The erosion revealed several intensely denuded hills, representative of an old pre-loessoid relief, whose peaks do reach moderate alti-

<sup>1</sup> Received 29 August 1979, accepted for publication 9 April 1980, presented at the Meeting of 18 April 1980.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



tudes : Gilma Mare (229 m), the Urzia Hill and the Breazu Hill in the southern part of the region, where the altitudes are higher, and the Milan Hill (40 m), situated on the Danube bank, NW of Luncavița, where the relief is generally lower. Beside these extreme altitudes there are also intermediate ones, such as the Asan Hill (202 m), the Rachelu Hill (87 m), the Drăghici Hill, the Acic Tepe Hill etc. (Pl. I).

It is noteworthy that the more important altitudes in any part of the region are frequently situated on Triassic mafic rocks. The highest altitudes in the south-western part of the region, reaching 260 m, are found in the Gilmele Inșirate zone with metamorphosed basic rocks and Paleozoic granitoids.

The investigated region is bounded on the north by the Danube meadow, in which there appear numerous lakes and channels connected among them, and with the Danube. The rivers crossing the region (Piril Morii, the Bozu River, the Turiac River, the Valea Rece etc.) flow northwards into the Danube. The Acic Tepe and Capaclia valleys in the eastern part of the region flow eastwards into the Saun Lake. The springs of the Taita and Gîrlita Valleys are found in the south.

The first geological researches on the diabases of North Dobrogea were carried out by Peters (1867), Negulau (1899), Pascanu (1904) and Mrazec (1912); they were followed by Murgoci's investigations (1915), who presents a general map of the region. A more detailed study and map of this region were made by Savul (1931). Later Ianovici et al. (1961) and Mirăuță et al. (1968) published synthetical papers accompanied by geological maps on a scale of 1 : 200,000.

The first study on the tectonic relationship between North Dobrogea and the surrounding units belongs to Mrazec (1912), who supposed that the greenschists of Central Dobrogea might form an overthrust nappe on North Dobrogea. The idea was later developed under various aspects by Preda (1964) and Mureșan (1971). Olteneanu (1958) considers that, on the contrary, the North Dobrogea orogen (the Cumana Nappe) overthrusts the greenschists nappe.

The problems connected with North Dobrogea within the context of the global tectonics evolution were discussed by Herz and Savu (1974), Airinei (1975) and other geologists.

Our recent researches on the mafic rocks in this part of Dobrogea started in 1977, when the diabases from the Nicușel-Sarica zone were investigated (Savu et al., 1980).

### Structural Units

From a structural point of view, two tectonic units are distinguished in the region, representing in fact the structural units of North Dobrogea : (1) in the north, the Triassic Dobrogea Unit with a basement of Paleozoic phyllitic schists overlain by Triassic limestones and diabases ; (2) in the south, the Paleozoic Dobrogea Unit consisting mainly of crystal-



line schists and granitoids, probably Caledonian, rocks. These two units were also called the Tulcea Unit and the Măcin Unit respectively (Mureșan, 1971; Patrulius et al., 1973).

As shown by the previous authors (Savul, 1931; Ianovici et al., 1961; Mirăuță et al., 1968), the Paleozoic Unit overthrusts northwards the Triassic diabases and limestones of the Triassic Unit with NE vergency (Savu et al., 1980), along the Luncavița-Consul or Lunca-vița-Babadag tectonic line (Mureșan, 1971), established by Savul (1931) and figured on the map appended to the before-mentioned papers, as well as on the map 1 : 200,000, Tulcea sheet. The position of this tectonic line, which may trend WNW—ESE (Pl. I) cannot be precisely established, being covered by loess at the surface. There are some observations supporting the existence of this tectonic accident which separates the two structural units of this region, such as:

a.) On the hill situated at the sources of the right branch of the Turiac Valley, whose altitude is higher than the rest of the region, the Paleozoic granitoid rocks from the southern unit and the diabase-spilitic ones from the Triassic northern unit are found at the same altitude;

b.) The granitoid rocks at the sources of the Turiac Valley are strongly mylonitized and brecciated, which indicates the presence of an important tectonic accident nearby, as results from the appended map.

East of the mylonitized granitoid zone at the sources of the Turiac Valley, the Luncavița-Consul tectonic line must be shifted by a strike-slip fault (the Tichilești-Taița fault) which is almost diagonal, trending NNW—SSE, but which is also masked by Quaternary formations.

The two mentioned units are covered by loess to a great extent.

### Distribution of Basic Rocks

The Triassic igneous rocks and the Triassic limestones with which they associate, are only found in the Triassic Dobrogea Unit, where they crop out above the loess cover. In this unit, they are distributed in two unequally developed units, with the general WNW—ESE trend of the North Dobrogea orogen and separated one from another by the Revărșareea-Isaccea-Sarica elevation of Paleozoic schists. One can distinguish a southern zone and a northern one.

a.) The southern zone, which is the most important, lies between the Milan Hill-Rachelu-Assan Hill-Minăstirea Cocos. It extends 20 km in length, while its maximum width is of over 8 km. In the southern part the Triassic formations are overthrust from the south towards the north by the Paleozoic unit. It is also in this zone that diabase-spilitic rocks occur at several places, sometimes associated with Anisian-Ladinian limestones. They make up relief forms, such as the Acic Tepe Hill, the Asan Hill and the hills from Tichilești; in other instances they crop out along the cliffs bordering the Danube, as on the Milan Hill and at Rachelu as well as on several valleys, such as the Luncavița Valley, the Bozu Valley and the Capaclia Valley etc. But the most important rock mass is the



one developing south and south-east of Minăstirea Cocos, between the Taița Valley and the Bădila Valley, representing the direct continuation of the diabase-spilites that develop to a great extent towards the south-east, in the Niculitel region (Pl. I). As a matter of fact, we mention that the basic rocks in this region are similar, as regards the type of deposit, petrography and petrographic associations, to those previously described by us in the Niculitel-Sarica zone (Savu et al., 1979).

The diabase-spilites in this zone are found as basalt flows, especially in pillow lava facies (Pl. II, Fig. 1) with which amygdaloidal basalts, pyroclastics and Triassic limestones are sometimes associated. Rocks showing gabbro-dolerite characteristics are very seldom found.

Pyroclastics appear especially as volcanic breccias or agglomerates, usually cemented by red or yellowish calcium carbonate that precipitated from the sea water during explosion and as a consequence of the latter. Such pyroclastics are found at Rachelu, on the hill north of Acic Tepe, on the Cocosul Hill, north of the Capaclia Valley and more rarely in the zone south of Minăstirea Cocos (Pl. II, Fig. 2).

The Triassic limestones are interbedded with diabase flows and pyroclastics. This situation is more obvious in the south-eastern part of the zone, in the vicinity of Minăstirea Cocos, on the Acic Tepe Valley and at Tichilești. We mention that south-east of Revârsarea two small Triassic limestone outcrops appear from under the loess, their relations with the kimmerian magmatites being not visible. Usually the Triassic limestones are greyish or black, and more rarely red or white. They consist of beds whose thickness ranges from a few meters to several tens of meters and are sometimes associated with red argillites.

b) The northern zone shows fewer outcrops, its formations appearing in the Isaccea quarry and on the limestone hills situated east of our map. In the north-eastern part of the Isaccea quarry there are Triassic limestones and red argillites that sink under porphyries along a lamination plane trending N 80°W/45°S, both porphyries and limestones being strongly laminated (Pl. I and Pl. III, Fig. 1).

The porphyries lying in the south-western part of the quarry are greyish, show feldspar phenocrysts and are crossed by pinkish quartz-feldspathic veins with chlorite clusters. Quartz veins and vugs are also present. In the overthrust zone, the porphyry is laminated and its greenish colour forms a background against which white feldspar phenocrysts can be well observed.

In the north-eastern part of the quarry red limestones with folded bands of grey limestones are exploited; they represent the reversed limb of an anticline trending N 40°W which may include the porphyries in its core (Pl. III, Fig. 2). At the eastern end of the quarry the limestones are interbedded with slightly folded carbonatic schists trending N 60°W/62°S.

Although the relations between the Silurian crystalline schists of the Revârsarea-Isaccea-Sarica elevation and the Triassic formations cannot be observed because of the loess deposits, the former might over-

thrust the latter, along a plane trending WNW—ESE, parallel to the Lunca-vița-Consul line. This plane must be the one along which the porphyries overthrust the Triassic limestones (Pl. I).

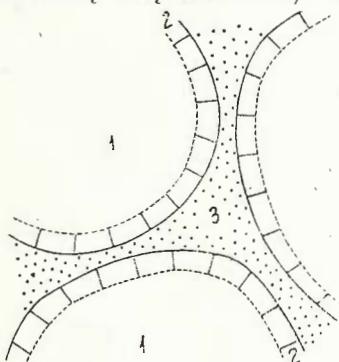
### Petrography and Mineralogy

In the presented region, as well as in the Niculițel-Sarica zone to the south-east (Savu et al., 1980), the most frequent diabasic rocks are represented by basalts (paleobasalts), with their characteristic varieties, such as amygdaloidal basalts, variolites and anamesites. The type of deposit of these rocks is that of lava flows, sometimes in pillow lava facies as at Minăstirea Cocos, Tichilești, Lunca-vița etc. They are more rarely associated with dolerites and gabbro-dolerites, in addition to the Isaccea porphyries. The mafic rocks in this region are generally altered, a process undergone especially by the plagioclase. They are found in various spilitization phases which are less developed than in the Niculițel region.

a) Basalts are black, aphanitic rocks showing the same petrographic features both in the normal basalt flows and in the pillow lava separations. For studying the various structural forms of the basaltic rocks, we investigated the pillow lavas on the road to the south-west of Minăstirea Cocos, where they are well exposed in a quarry. Thin sections were taken from the centre and margin of a pillow lava separation and from the material making up the matrix of the pillow lava separations (Fig. 1).

The central part of the pillow lava separation consolidated with the granulation and intersertal structure (Pl. IV, Fig. 1) of the normal basalt. But the rock is intensely altered, so that the plagioclase rods are dim, semi-transparent, being stuffed with secondary clay minerals, while

Fig. 1. — Pillow lava separations (1) which show a marginal variolitic zone (2) and are cemented by a glassy matrix (3).



the pyroxene and glass from the interstices of the plagioclase crystals were transformed into yellow-greenish chlorite. Small depositions of secondary quartz seldom occur. This silicate mass is impregnated with a fine powder and small grains of primary and secondary iron oxides, the latter being formed at the expense of the replaced clinopyroxene and probably of the altered glass. Small spaces filled with spherulites of chlorite and quartz also occur.

The marginal part of the pillow lava separation consists of aphanitic variolite, formed of a large amount of altered glass. The very fine plagioclase rods, that form the spherulitic structure characteristic of the variolites, are completely replaced by sericite and a small amount of albite. Glass and the possible fine clinopyroxene crystals were replaced by chlorite with separation of fine iron oxide grains, which, together with the small grains of primary opaque minerals lend a dim aspect to the rock. This groundmass includes very rare altered plagioclase phenocrysts that are isolated or grouped by 3—4, thus making up the glomeroporphyric structure.

The matrix between the pillow lava separations consists of devitrified volcanic glass, partly chloritized and stuffed with fine magnetite grains, its aspect being similar to a hyalobasalt in places. This glass contains also small, very thin and albited plagioclase rods, sometimes oriented in a certain direction. Only seldom somewhat larger sericitized plagioclase rods representing the phenocrysts, are noticed. In places, small amygdaloidal formations consisting of spherulites of chlorite are distinguished.

b) The most characteristic amygdaloidal basalts are to be found south of Tichileşti (Pl. IV, Fig. 2), but they also occur in a few other places. They consist of a black or reddish basalt mass which includes amygdales filled with calcite; the latter is usually red due to the limonite impregnating this mineral. The basalt mass consists of completely altered plagioclase rods, which are replaced by sericite and calcite, and of yellowish chlorite formed at the expense of the pyroxene and possibly the rock primary glass; opaque grains of primary and secondary iron oxides are noticed within chlorite. The rock is crossed by calcite veinlets.

c) Variolites were more frequently found on the Asan Hill (Revârsarea), but may be also found in some other places. The rock is aphanitic, shows the typical variolitic structure, represented by the altered thin plagioclase rods which are disposed in radiate or bundle structures (Pl. IV, Fig. 3). The plagioclase is replaced by sericite, more rarely by calcite, as well as by chlorite, formed at the expense of the pyroxene and of the glassy part from the interstices between the plagioclase rods. Chlorite is associated with a fine powder of opaque iron oxides. Calcite or calcite and chlorite pseudomorphoses can be observed in the variolite groundmass; the former pseudomorphosis formed on plagioclase phenocrysts, while the latter formed on melanocratic minerals. These rocks are crossed by calcite veinlets in places.

Amygdaloidal variolites were identified also on the Capaclia Valley; these rocks show a rudimentary variolitic structure, the most characteristic arrangement of the thick plagioclase rods being the sheaves or the bundles. Various amygdales are found within this groundmass of the rock: amygdales lined only with chlorite and with calcite in the centre; amygdales filled with chlorite and calcite irregularly distributed. Chlorite does not form rosettes at the periphery of the amygdales, its lamellae being disposed perpendicularly to the walls. The rock is crossed by chlorite and calcite veinlets.

*d)* Anamesites are black rocks with intergranular texture and with granulation intermediary between basalts and dolerites. They differ from the latter especially by their extremely small amount of glass, which in this case is changed into chlorite, as is also pyroxene, with separation of fine iron oxide grains. The plagioclase rods which are bigger than those in the basalts, are also dim and replaced by argillitic secondary minerals. Some small spaces contain secondary quartz and chlorite depositions, these minerals replacing also some rare phenocrysts that occur within these rocks.

*e)* Dolerites are more rarely found, being more characteristic in the south-eastern part of the region. They consist of elongated plagioclase and titanaugite crystals, whose interstices contain fine magnetite (dolerites) and magnetite + quartz (quartz doleritess) grains. Plagioclase (An 40) in the form of twinned crystals according to the albite law (twins of 2—6 members) is sometimes replaced by sericite, rarely calcite and crossed by transversal fissures, on which it is intensely altered. Pyroxene, which is a titanaugite, also forms elongated crystals, like the plagioclase, but thinner than those of the latter. In places it passes to chlorite with separation of iron oxide and titanium grains; calcite also occurs rarely. Pyroxene shows the pleochroism characteristic of the titanaugite, namely brown-reddish and violaceous (Savu et al., 1980).

*f)* Gabbrodolerites are found very seldom, being only identified in the south-eastern part of the region, where the diabase mass is larger (Pl. I). They are present as sills in the basaltic rocks. The rocks show a divergent-ophitic texture, similar to that of the dolerites, but the plagioclase crystals are somewhat thicker and shorter than those of the dolerites. They consist of plagioclase, pyroxene, magnetite and secondary minerals.

Plagioclase, which is a labrador, is the first crystallized mineral, as in all the diabasic rocks, being partially included in pyroxene. It shows hypidiomorphic crystals that are partly altered and replaced by sericite, more rarely calcite. Pyroxene shows more large developed crystals than in the other basic rocks. It is a diopside with the extension angle of 38°, exhibiting a weak brown-reddish pleochroism, uralitized in places and replaced by a chlorite displaying a green-yellowish pleochroism, with separations of fine iron oxide grains. The rock also contains serpentine pseudomorphs that probably formed at the expense of the olivine. Usually a primary magnetite is also present as xenomorphic or skeleton-like crystals that were the last to separate from the residual magma. The rocks are sometimes crossed by quartz veinlets and are impregnated with pyrite in places.

*g)* Porphyries (rhyolites) were only found in the Isaccea quarry. They are massive rocks, showing a porphyric structure and containing feldspar phenocrysts included in a crystallized groundmass (Pl. IV, Fig. 4).

The plagioclase phenocrysts ( $An_5$ ) are the most frequent. They are dim, polysynthetically twinned according to the albite, albite-Karlsbad and pericline laws and are partially corroded by magma on the margins.



Within some of them corrosion manifested irregularly, the phenocrysts being thus separated into several parts. Sometimes glomeroporphyric structures are observed. Potassium feldspar phenocrysts are rare and almost idiomorphic, twinned according to the Karlsbad law and are dim. The melanocratic minerals are represented by chlorite, which replaced a biotite.

The crystallized porphyry groundmass consists of fine crystallized quartz, feldspar and argillitic lamellae, which form sometimes agglomerations within the rock mass. The groundmass also includes long apatite crystals and magnetite grains. Silica depositions with spherulitic structure occur in places.

The laminated porphyry has a weakly schistose structure on the overthrust plane of the porphyries on the Triassic limestones from the Isaccea quarry. The primary feldspar minerals were replaced by sericite, while the quartz recrystallized into a microcrystalline mortar that forms small bands or lenses. At the expense of the melanocratic minerals there formed chlorite lamellas with hematite separation that impregnates the rock; sometimes small biotite lamellas are preserved. Larger opaque pyrite and hematite crystals also occur rarely.

*h) Quartz veins and epidosites.* The above-described rocks also contain, both in diabases and in porphyries, quartz veins that display certain particular features.

The quartz veins within the basic rocks show variable, generally reduced thicknesses. Quartz may occur single or associated with pistacite, as in the veins from the diabase quarries on the Drumul Iazului Brook at Revărsarea. Epidote clusters or veins form in places. Sometimes small vugs lined with idiomorphic quartz and yellow-greenish epidote crystals are found in these veins.

The porphyries at Isaccea contain veins formed prevailingly of quartz with which plagioclase and fragments from the surrounding rock are associated. A first plagioclase generation ( $An_{10}$ ) appears as larger, dim, plsynthetically twinned crystals that were bent. The second plagioclase generation ( $An_8$ ) appears as small and clear crystals that were not deformed and are associated with quartz in veinlets that cross the vein mass. They formed after the ceasing of the movements that determined the mylonitization of the vein filling and the deformation of the plagioclase from the first generation. Vugs with idiomorphic quartz crystals are rarely found.

### Metamorphism of Mafic Rocks

The diabasic rocks underwent a hydrothermal metamorphism process, brought about by the residual solutions of the basaltic magma, that also generated uralitization, epidotization, sericitization and carbonatization of the rocks. Such transformations were described by one of us also in connection with the alpine ophiolites from the Mureş zone in the Apuseni Mountains (Savu, 1967). These solutions affect the rocks only from



the chemical-mineralogical point of view, without any mechanical deformation processes, the rocks preserving their primary magmatic structure.

The highest temperature solutions that acted at the depth of 2—3 km, determined the uralitization of the pyroxene, followed by the formation, at its expense, of an actinolitic amphibole, and the plagioclase saussuritization. Thus there resulted rocks with epidote, actinolite, altered plagioclase and quartz, that would belong to the epidote-amphibolitic transition metamorphic facies. Taking into account the presence of the epidote (pistacite) in this paragenesis, we estimate that the formation temperature of the rocks was of about 400°—450°C (Winkler, 1970; Coleman, 1977).

At a lower temperature and a smaller depth, the transformations lead to the formation of rocks with the albite-sericite-chlorite-calcite paragenesis, sometimes with remnants of the primary mineralogical rock association, as in the above case. This paragenesis would correspond to the greenschist facies. In this region, the sericitization of the plagioclase and the chloritization of the pyroxene and interstitial glass are the most characteristic processes for the transformations at the lower temperature of the solutions.

TABLE 1  
*Chemical Composition of Triassic Eruptive Rocks*

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Sample number	145	152	88	150	188	116	121	193	95	97
Rock type	Basalt	Gabbro-dolerite	Dolerite	Dolerite	Basalt	Gabbro-dolerite	Dolerite	Dolerite	Porphyry	Porphyry
Location	Drumul Iazului Brook	Tichi-lești	Girlița Valley	Tichi-lești	Rachelu	Girlița Brook	Taița Valley	Lunca-vița	Isaccea	Isaccea
SiO <sub>2</sub>	43.81	45.20	47.45	48.00	48.00	48.40	50.00	51.20	71.80	75.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.95	15.65	16.67	15.00	16.90	16.50	16.00	14.90	13.15	13.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.39	2.99	1.88	4.60	2.35	2.11	2.60	1.63	2.60	0.64
FeO	4.24	6.92	6.36	6.55	6.27	6.51	7.06	9.19	0.78	1.35
MnO	0.166	0.170	0.149	0.186	0.134	0.155	0.156	0.206	0.025	0.028
MgO	6.59	7.37	6.99	6.87	6.47	8.40	6.30	6.14	0.97	0.46
CaO	12.15	11.49	10.48	11.06	10.62	8.32	10.21	8.45	0.77	0.82
Na <sub>2</sub> O	3.10	2.65	2.75	2.70	3.30	3.20	2.50	3.15	1.60	5.05
K <sub>2</sub> O	1.65	0.35	1.15	0.50	0.40	0.70	0.66	0.82	5.70	1.75
TiO <sub>2</sub>	1.92	2.48	1.79	2.75	1.78	1.84	2.05	2.00	0.62	0.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.35	0.46	0.35	0.50	0.46	0.35	0.34	0.35	0.18	0.16
CO <sub>2</sub>	4.06	0.44	0.75	0.23	1.05	0.10	0.09	0.10	0.30	0.22
S	0.063	0.055	0.039	0.111	0.047	0.119	0.135	0.059	0.047	0.051
Fe(S)	0.05	0.05	0.03	0.09	0.04	0.10	0.117	0.05	0.04	0.04
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.71	3.25	2.51	1.75	2.67	4.07	2.70	1.90	1.28	0.59
Total	100.20	99.53	99.35	100.89	100.49	100.87	100.92	100.14	99.86	99.74



The replacement of the plagioclase by sericite, possibly together with a little albite, differs from the spilitization process which is better known in the Niculitel zone (Savu et al., 1980). This process is characteristic of the rocks that erupted later and in which plagioclase is an albite. This is pointed out by chemical analyses of rocks from the Luncavita-Iascea-Minastirea Cocos zone, which, although are sericitized and present albite remnants, their  $\text{Na}_2\text{O}$  content is almost normal for basalts, ranging between 2.50 and 3.30% (Table 1), therefore below the lower limit of the spilitic rocks from the Niculitel zone (Savu et al., 1980). This is why we consider that the spilitization process *s. str.* is directly connected with the evolution of the tholeiitic magmas, that is the spilites crystallize from subcooled residual magmas, rich in  $\text{Na}_2\text{O}$  and volatiles, generating rocks in which the albite coexists with the clinopyroxene (Savu et al., 1980).

We note that the mafic rocks throughout North Dobrogea do not contain products of the zeolithic facies transformations, which are very frequent for instance in the Mures zone. This situation could be explained by the fact that the products of this facies were either eroded or the metamorphism manifestation under these conditions did not take place.

### Geochemistry and Petrology

In view of the petrochemical characterization of the Triassic igneous rocks in the region, 8 samples of diabasic rocks and 2 samples from the Iascea porphyries were analysed (Table 1).

The  $\text{SiO}_2$  content from the first group of rocks ranges between 43.81 and 51.20%, which shows that they belong to the category of basic rocks, a fact also proved by the high iron oxides, magnesium and calcium contents as well as by the magmatic parameters of the rocks (Table 2). The higher  $\text{CaO}$  value in the first sample is determined by the presence

TAB  
Niggli

No.	Sample number	Si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
1	145	102.89	22.08	37.75	30.65	9.52	0.25	0.61	0.81
2	152	103.96	21.19	44.12	28.27	6.42	0.07	0.57	0.64
3	88	113.63	23.54	41.41	26.83	8.22	0.22	0.60	0.65
4	150	111.72	20.56	45.02	27.57	6.85	0.10	0.53	0.61
5	188	115.66	24.04	40.30	27.41	8.25	0.07	0.57	0.68
6	116	115.90	23.27	46.92	21.33	8.48	0.12	0.63	0.45
7	121	123.44	23.29	42.75	27.05	6.91	0.14	0.54	0.63
8	193	129.60	22.23	45.77	22.97	9.03	0.14	0.50	0.50
9	95	405.08	43.56	22.74	4.55	29.15	0.69	0.36	0.20
10	97	444.16	45.52	13.79	5.12	35.57	0.18	0.28	0.37



of calcite (4.06 %  $\text{CO}_2$ ) in the altered rock, under the influence of the hydrothermal metamorphism.

The basic rocks in the region, like those from the Niculițel zone, are marked by higher  $\text{K}_2\text{O}$  values, in comparison with other mafic rocks, such as the ophiolites from the Apuseni Mountains (Savu et al., 1970). This is why all the diabases from this region, as well as those from Niculițel, are projected on the  $\text{Ti} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{K}_2\text{O}$  diagram in the continental basalt

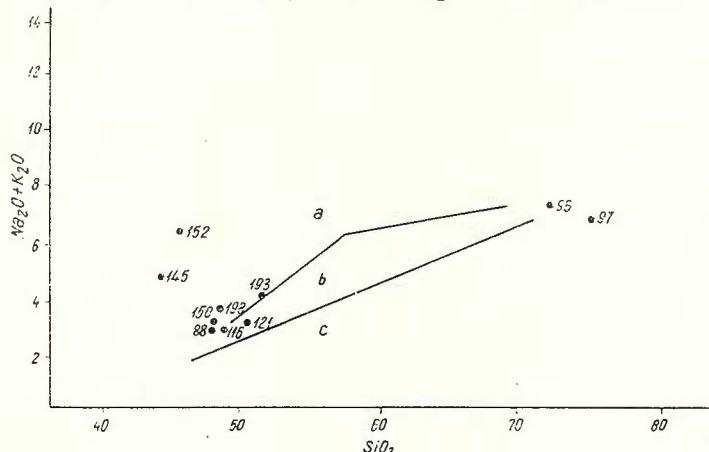


Fig. 2. —  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$  diagram. a, alkaline basalts; b, alumina basalts; c, ocean floor tholeiitic basalts.

domain, although they erupted from an oceanic zone, a fact attested by the frequent pillow lava facies and the association of these rocks with marine limestones and red argillites (Savu et al., 1980).

## LE 2

### Parameters

<i>ti</i>	<i>p</i>	<i>w</i>	<i>Qz</i>	<i>Q</i>	<i>L</i>	<i>M</i>	Magma type
3.41	0.35	0.42	-35.19	23.66	39.73	36.61	Gabbroid
4.25	0.49	0.28	-21.72	26.64	34.97	38.39	Gabbroid
3.27	0.36	0.21	-19.25	28.57	38.20	33.23	Miharaitic
4.82	0.56	0.39	-15.68	28.33	33.55	38.12	Gabbroid
3.27	0.52	0.25	-17.30	29.32	38.40	32.28	Gabbroid
3.36	0.35	0.22	-18.02	28.86	37.86	33.28	Gabbroid
3.78	0.35	0.24	-4.20	32.35	35.09	32.56	Miharaitic
3.80	0.38	0.14	-6.52	31.77	35.34	32.89	Gabbroid
2.77	0.61	0.74	+188.48	58.67	31.46	9.87	Granitic-leucogranitic
2.70	0.56	0.32	+261.88	58.75	32.23	8.92	Leucogranitic

b — c. 559



As regards the  $\text{Na}_2\text{O}$  content, it is characteristic of the basaltic rocks, being a little higher than that of the Apuseni Mountains ophiolites.

But its values are always below the lower limit of the  $\text{Na}_2\text{O}$  values of the spilitic rocks in the Niculitel zone, as shown in the previous chapter.

As results from Figure 2, the diabasic rocks in this region lie partly in the alkaline basalts field, like those from Niculitel, and partly in the high alumina basalts field.

The behaviour of the diabasic rocks on the  $\text{Ti} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{K}_2\text{O}$  diagram as well as on Figure 2 is determined, in our opinion, partly by their primary petrological features and partly by their alteration state, characterized by the plagioclase sericitization under the influence of a  $\text{K}_2\text{O}$  introduction (Savu et al., 1980) and also by its albitization under the hydrothermal metamorphism conditions.

The ambiguous character of the diabasic rocks of North Dobrogea was mentioned by us in a previous paper (Savu et al., 1980). The recent investigations point out again this peculiar feature, because, as far as the principal major elements are concerned, the rocks are tholeiites resembling the ophiolites from the Alps, Apennines and Dinarides studied by Burrini and Niggli (1945), as they are projected on the diagram on Figure 3 in the domain of the mafic rocks from the ophiolite sequence, while with respect to other elements, they are situated on diagrams in fields of totally different basalts: alkaline, continental basalts etc.

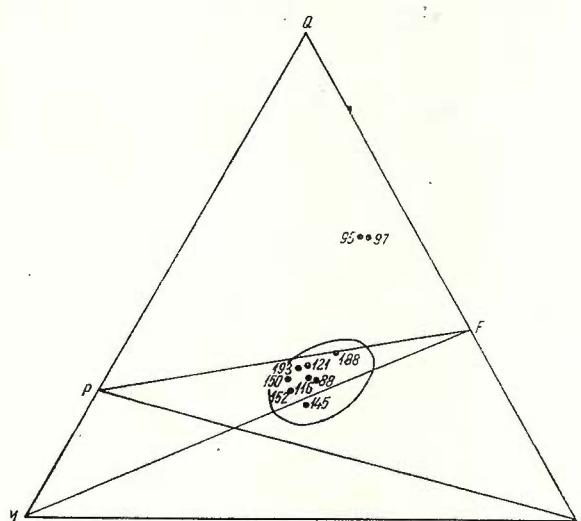
The chemical composition of the two porphyries at Isaccea is completely different from that of the diabases, corresponding to aplito-granitic magmas (Table 2). Although these rocks do not contain quartz phenocrysts, they contain over 71%  $\text{SiO}_2$  which shows that this constituent is included within the rock groundmass.

TAB

Trace Elements (ppm)

No.	Sample number	Rock type	Location	Ni	Co	Cr
1	145	Basalt	Drumul Iazului Brook	180	50	240
2	52	Gabbrodolerite	Tichilesti	90	38	200
3	88	Dolerite	Girlita Valley	120	40	220
4	150	Dolerite	Tichilesti	82	46	200
5	188	Basalt	Rachelu	110	35	265
6	116	Gabbrodolerite	Girlita Brook	200	50	340
7	121	Dolerite	Taița Valley	80	35	180
8	193	Dolerite	Luncavița	60	42	190
9	95	Porphyry	Isaccea	6	10	5
10	97	Porphyry	Isaccea	4.5	11	4.5



Fig. 3. — *QLM* diagram for Triassic rocks.

### Distribution of Trace Elements

The distribution of trace elements within the eruptive rocks in this region could be studied by the spectral analysis of 8 diabase samples and 2 porphyry samples, as shown in Table 3. Ni, Co, Cr, V and Sc within the diabases show characteristic values for the basic rocks. Excepting Ni, whose values vary within a larger domain (maximum value/minimum value ratio is 3.3), the other elements show rather uniform contents through-

#### LE 3

##### *in the Eruptive Rocks*

V	Sc	Y	Yb	Nb	Zr	Pb	Cu	Ga	Sn	Ba	Sr	Li
210	31	28	2.1	<10	175	2	60	15	<2	120	320	24
320	41	42	3.8	<10	240	4	60	18	2	54	360	8.5
235	36	30	2.6	<10	210	2.5	65	13	2	220	360	14
360	48	60	3.6	<10	340	5.5	65	22	3	70	220	8.5
220	35	27	3.2	<10	155	<2	58	16	2	66	330	6.5
290	38	38	3.5	<10	210	4	60	15	2	110	600	22
260	34	34	3.4	<10	190	<5	55	16	<2	110	350	10
320	42	42	4.7	<10	260	5	52	18	2.5	180	320	3
40	7	34	5	14	450	23	12	24	7	1400	250	20
50	7	33	5.2	22	500	23	9	21	6.5	430	150	9

out the diabase series.  $\text{Cr}/\text{Ni}$  ratio within this series increases from 1.5 to 3.

We note that the higher  $\text{TiO}_2$  values (Table 1) entail higher Zr, Y and Yb values within all the diabasic rocks. The Ti-Zr-Y diagram (Fig. 4), drawn according to Pierce and Cannon (1973) shows that the diabasic rocks are in most cases (5 samples) projected in field D, charac-

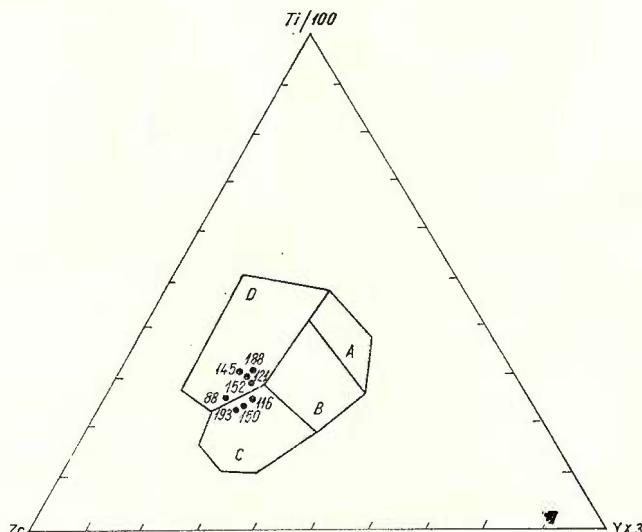


Fig. 4. — Ti-Zr-Y diagram. D, basalts from the oceanic or continental islands; B, ocean floor basalts; A+B, tholeiites with low  $\text{K}_2\text{O}$  content; C+D, calc-alkaline basalts.

teristic of the withinplate basalts from the oceanic islands and to a less extent (3 samples) in field C, specific to the calc-alkaline basalts. The latter lie very close to the separation line between fields C and D. It is noteworthy that all the analysed diabasic rocks are grouped within a unitary field. A similar situation was noticed also in connection with the diabasic rocks from the Niculițel-Sarica zone, which were previously studied by us (Savu et al., 1980).

Barium shows values directly proportional to those of  $\text{K}_2\text{O}$  (Fig. 5), namely between 54—220 ppm. Strontium shows uniform contents, most of them ranging between 320—360 ppm. An exceptionally high value was recorded within the gabbro-dolerite on the Gîrlita Brook. Lead, copper, gallium and tin show uniform values which are specific to the basic rocks. Lithium shows values ranging between 3 and 24 ppm.

The porphyries at Isaccea show trace element contents characteristic of the acid rocks. Thus, the low Ni, Cr, V and Sc values as well as the

Zr, Ba, Pb and Sn high values are characteristic. These rocks also contain Nb (14—22 ppm), an element situated below the detection line in the diabasic rocks.

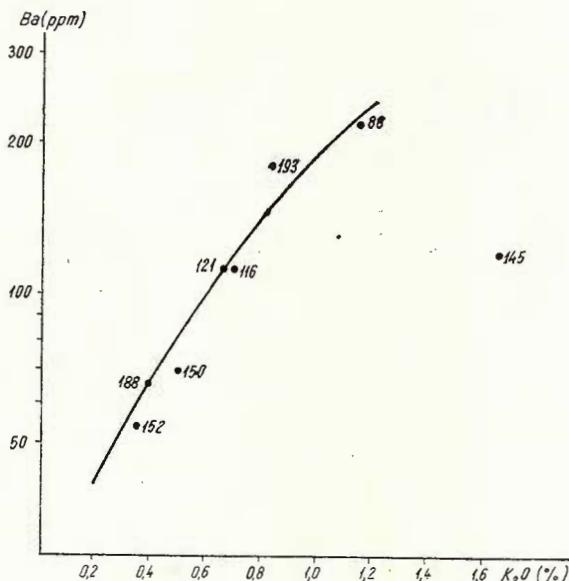


Fig. 5. — Ba —  $K_2O$  diagram.

### Origin of Basaltic Magma and Geotectonic Conditions of Formation

The primary basaltic magma from which the diabasic (ophiolitic) rocks resulted in the Luncavița-Isaccea-Minăstirea Cocoș zone as well as those in the Niculițel-Sarica zone, formed in the spreading stage of the North Dobrogea mobile zone, during the Lower and Middle Triassic when the Alpine separation of the continental plates begins.

Although this mobile zone had a geosyncline character, it represented a narrow oceanic zone (rift) formed between the two sialic plates, the East-European plate and the Moesian plate (Savu et al., 1979). The structure and evolution of the zone differed to a great extent from the Carpathian mobile zone (Savu, 1968), by the intense manifestation of the subduction process and of the old kimmerian orogenic movements during the Upper Triassic, when this zone becomes a consolidated orogen, while the evolution of the Carpathian zone continues to the end of the Alpine cycle.

Referring to the origin of the basaltic magma with tholeiitic character, we may consider that it formed in the upper mantle by the partial melting of the ultrabasic materials. During the Middle Triassic the magma erupts under submarine conditions, in the oceanic zone of North Dobrogea, which represented the continuation of the Siret ocean southwards

and south-eastwards (Savu, et al., 1980). Under the particular structural and evolution conditions of the oceanic zone in North Dobrogea, this magmatism manifests as a volcanism of oceanic islands, that gradually passes to a calc-alkaline volcanism, as shown on the diagram on Figure 4. It is obvious that the mentioned volcanism does not mean the present volcanism of oceanic islands, as this magmatism represented both the initial magmatism of the mobile zone, its activity being simultaneous with the activity of the alpine ophiolitic magmatism of the neighbouring region and, especially, the magmatism ending suddenly the geological evolution of this kimmerian mobile zone.

But we mention that it is difficult to know whether the alteration processes influenced the geochemical characteristics of the diabasic rocks. The question arises whether the metamorphism which determined the  $K_2O$  content increase could affect also the contents of some trace elements, such as Ti, Zr, Y etc. Pearce and Cann (1973) think that such a possibility is out of the question.

We showed that subduction processes took place during the Upper Triassic, after the emplacement of the diabasic rocks. The present researches led to the conclusion that, in the Dobrogea mobile zone, there took place collision processes of the "continent-continent" type namely bet-

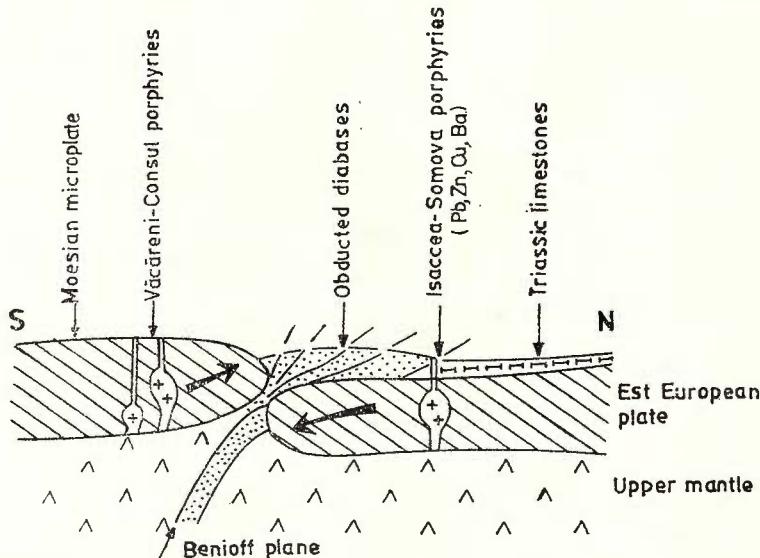


Fig. 6. — Geological sketch section through North Dobrogea and the East European Platform.

ween the Moesian plate and the East-European plate which subducts, with the obduction of the ophiolitic rocks (Fig. 6). It is thus that one can explain the loss of the ophiolites' root, the vergency of the tectonic structures towards the East-European continent and the appearance of

the lamination planes, which are parallel to the subduction zone and dipping SSW, the same direction in which the movement took place (Savu et al., 1980).

In this position, the diabasic formation would form a separate tectonic unit, namely the Luncavița-Enisala Unit, which does not include also the pre-Kimmerian basement situated north of the suture line, as Patrulius and his collaborators (1973) suppose, because it constitutes the frontal sialic plate of the East-European continent.

The suture line along which the diabase emission zone of North Dobrogea closed, is the Luncavița-Consul line that separates the two tectonic units mentioned at the beginning of the paper.

The process of movement of the plates determined the formation of some acid magmas of sialic nature, that erupt during the Upper Triassic along two alignments: one situated between Isaccea and Somova, in front of the collision zone, the other situated between Văcăreni and Consul, behind the collision zone. Thus Upper Triassic quartz porphyries are generated, with which barite and Pb, Zn and Cu sulfides mineralizations at Mineră (Somova) are associated; the mineralization has been recently investigated by Gurău and Gridan (1974).

The porphyries would probably represent a syn- or post-collision magmatism. They differ essentially from the mafic rocks, being situated in totally isolated positions on all diagrams, so that there are no transition terms between them and the mafic rocks. This is why the porphyries cannot be said to have differentiated from the tholeiitic magma.

After the emplacement of the porphyries the tectonic movements continued on the same planes or on some other new ones, as the porphyries of Isaccea are laminated, and overthrust northwards on the Triassic limestones.

There are even indications suggesting that the subduction process is still active in this zone (Savu et al., 1980).

### Conclusions

The investigated region is made up of a Paleozoic basement and Mesozoic formations overlain by loess.

The Mesozoic formations are represented by Triassic limestones, diabases and Triassic porphyries which are found only in the structural unit north of the Luncavița-Consul tectonic line.

The mafic rocks resulted from a basaltic magma and erupted in the Triassic spreading ocean as products of an "withinplate"-ophiolitic volcanism. Owing to some more complex differentiation and metamorphism processes, accompanied by  $K_2O$  introduction, the basic rocks show some ambiguous, abnormal petrochemical and geochemical characteristics. Still the rock association with the specific structures (intersertal-ophitic) is typical of the ocean floor basalts.

Due to the movement of the Moesian and East-European sialic plates, a collision of the "continent-continent" type takes place during



the Upper Triassic, with the obduction of the basic rocks in the direction of the East-European continent.

The porphyries originated in an aplite-granitic magma, formed through the melting of the sialic plates.

## REFERENCES

- Airinei Şt. (1975) Ideas concerning the integration of the Romanian territory into the plate-tectonics concept. *Rapp. comm. int. Mer. Modil.*, 23, 4a, p. 167–168.
- Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Verl. Basel u. Stuttgart.
- Niggli P. (1945) Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. *Publ. de Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender* 3, Zürich.
- Coleman R. G. (1977) Emplacement and metamorphism of ophiolites In : High Pressure – Low Temperature Metamorphism of the Oceanic and Continental Crust in the Western Alps. p. 2–32. Torino.
- Gurău A., Gridan T. (1974) Contribuții la cunoașterea microtectonicii și genezei zăcămintului de sulfuri polimetaleice și de barită de la Cortelu-Somova (Dobrogea de Nord). *D. S. Inst. geol.* LX, 2, p. 3–21, București.
- Herrmann A. G., Potts M. J., Knöke D. (1974) Geochemistry of the Rare Earth Elements in Spilites from the Oceanic and Continental Crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* 44, 1, p. 1–16 Berlin.
- Herz N., Savu H. (1974) Plate tectonics history of Romania. *Geol. Soc. Am. Bull.* 85, p. 1429–1440, Colorado.
- Ianovici V., Giuşcă D., Mutihac V., Mirăuță O., Chiriac M. (1961) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Ghidul excursiilor G. Dobrogea. Congresul V al Asoc. Carpațo-Balcaneice*, 1961, 92 pag. București.
- Mirăuță O., Mutihac V., Bandrabur T. (1968) Notă explicativă la harta geologică sc. 1:200.000, foaia Tulcea. *Inst. geol.*, 32 pag., București.
- Mrazec L. (1912) Discussions sur la géologie de la Dobrogea. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, III, p. 136 și 163, București.
- Pasca R. (1896) Note sur la structure géologique des environs du village d'Ortachioi. *Bull. Soc. Sciences*. 12, Bucarest.
- Mureșan M. (1971) Asupra unei ferestre tectonice în zona șisturilor verzi din Dobrogea centrală (regiunea Altin Tepe). *D. S. Inst. geol.* LVII, 5, p. 127–154, București.
- Murgoci G. (1915) Études géologiques dans la Dobrogea du Nord (Le tectonique de l'aire Cimmérienne). *An. Inst. Geol. Rom.* VI, p. 443–538, București.
- Neculau Th. (1899) Diabasporphyrit u. Variolit von Ortachioi. *Tschermak's min. u. petr. Mittlg.* Bd. 18, p. 477–603.
- Pasca R. (1904) Studii geologice și miniere în jud. Tulcea.
- Patrulius D., Mirăuță Elena, Mureșan M., Iordan Magdalena (1973) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Pearce J. A. and Cannon J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth a. Planetary Sci. Let.* 19, p. 290–300, Amsterdam.



- Peters F. K. (1967) Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobbrudscha. *Denkschr. der K. Akademie der Wissenschaften B.* XXVII, Wien.
- Preda D. (1964) Vorlandul orogenului carpatic și poziția lui tectonică în cadrul geologic structural al Europei. *An. Com. Geol.* XXXIII, București.
- Savu II. (1967) Die mesozoischen ophiolithe der rumänischen Karpaten. *Acta Geol. Acad. Hung.* 11 (1–3), p. 59–70, Budapest.
- (1968) Considérations concernant les relations stratigraphiques et la pétrologie des ophiolites mésozoïques de Roumanie. *An. Com. Géol. Inst. Geol.*, 36, p. 143–175, București.
  - Cecilia Vasiliu, Constanța Udrescu (1970) Geochimia și petrologia ofiolitelor din prima etapă de evoluție a magnetismului inițial alpin din masivul Drocea (Munții Apuseni). *D. S. Inst. geol.*, LVI, p. 220–252, București.
  - Udrescu Constanța, Neacsu Vasile (1979) Report the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
  - Constanța Udrescu, Vasile Neacsu (1980) Structural, petrologic, geochemical and genetic study of the ophiolites in Niculițel zone (North Dobrogea). *D. S. Inst. geol., geofiz.*, LXV/1, București.
- Savul M. (1931) Eruptiunile de diabaze din nordul Dobrogei. *D. S. Inst. Geol., Rom.* XVIII, p. 231–255, București.
- Tyrell W. G. (1926) The Principles of Petrology, London.
- Winkler H.G.F. (1970) Abolition of Metamorphic Facies. *N. Jahrbuch f. Mineralogie, Monatshefte*, H. 5, p. 189–248, Stuttgart.

#### QUESTIONS

N. Stan : How can the spilitic rocks of magmatic origin (as you specified) be distinguished from the altered basaltic rocks ?

Answer : These rocks can be distinguished by the albitic character of plagioclase, the absence or presence in extremely small amounts of calcite and epidote, and especially by the  $\text{Na}_2\text{O}$  content which ranges between 3.50–5.25 %.

#### EXPLANATION OF PLATES

##### Plate II

Fig. 1. — Basalt flows in pillow lava facies. Minăstirea Cocoș.

Fig. 2. — Basaltic volcanic breccias cemented by calcium carbonate. Turiacului Valley.

##### Plate III

Fig. 1. — Laminated limestones (left) and Triassic porphyries (right). Isaccea quarry.

Fig. 2. — Triassic limestones folded in inverted limb. Isaccea quarry.

##### Plate IV

Fig. 1. — Basalt with intergranular structure, formed of altered plagioclase and elongated crystals of fresh titanite. Minăstirea Cocoș, Nic. II,  $\times$ . 30.

Fig. 2. — Amygdaloidal basalt. Tichilești. Nic. II,  $\times$ . 30.

Fig. 3. — Variolite. Revârsarea. Nic. II,  $\times$ . 30.

Fig. 4. — Porphyry. Isaccea quarry. Nic. +,  $\times$ . 30.

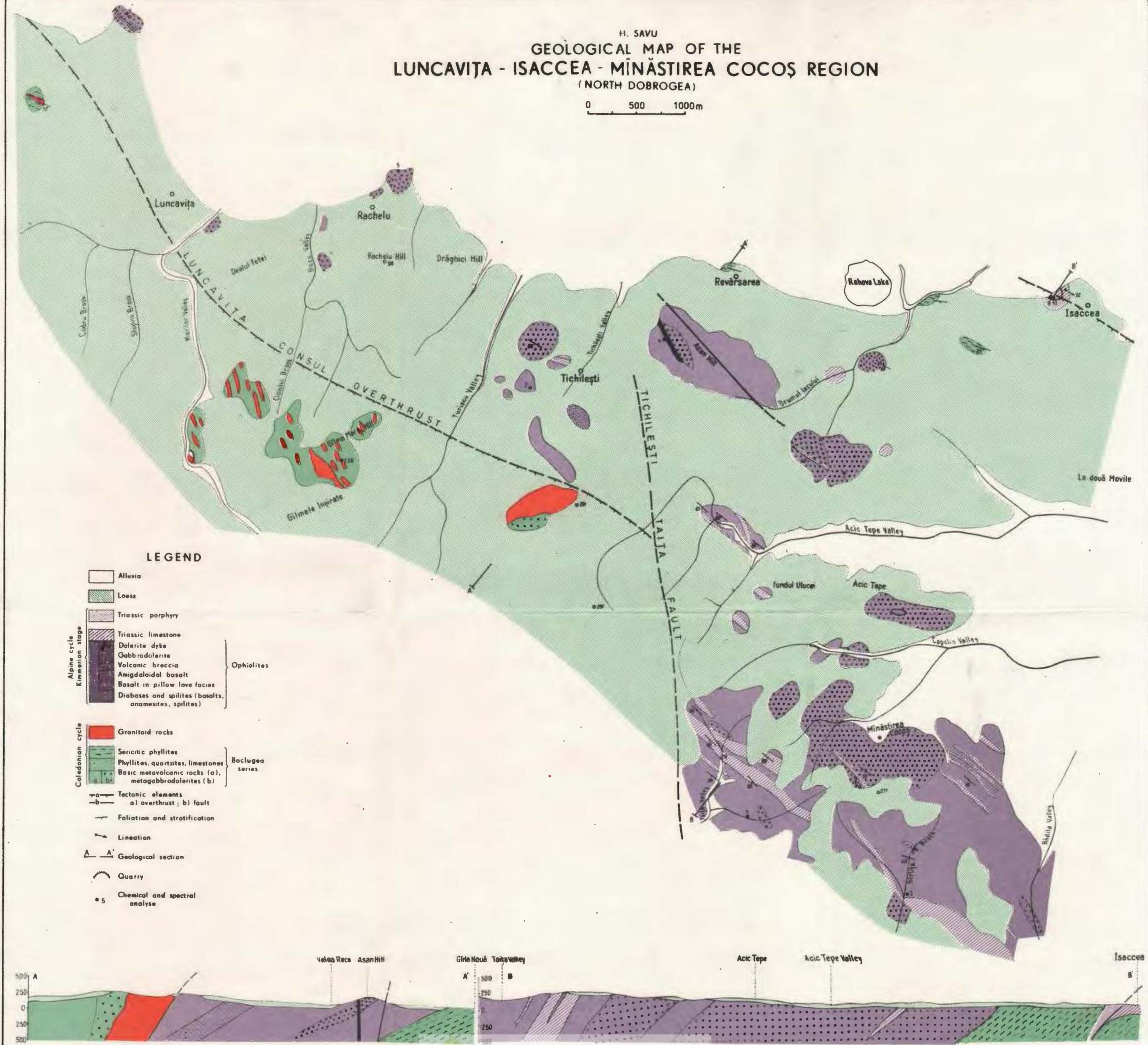




Institutul Geologic al României

H. SAVU  
GEOLOGICAL MAP OF THE  
LUNCAVITA - ISACCEA - MĂNĂSTIREA COCOŞ REGION  
(NORTH DOBROGEA)

0 500 1000m



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### ORIZONTAREA FORMATIUNII NEOCRETACICE DE TIP OLIS-TOSTROMĂ DIN PARTEA NORD-VESTICĂ A PODIȘULUI MEHEDINȚI<sup>1</sup>

DE

ION STĂNOIU<sup>2</sup>

*Olistostroma. Upper Cretaceous. Décollement nappe. South Carpathians. Sedimentary Danubian Domain. Coșuștea-Balta-Baia de Aramă zone.*

#### Abstracț

Structural Composition of the Neocretaceous Olistostroma Formation from the North-Western Part of the Mehedinți Plateau. Within the olistostroma formation three members were separated: lower, middle and upper. The middle and upper ones were assigned to the Severin Nappe in most papers. In some parts of the studied region, in the upper part of the olistostroma formation, the Severin Nappe (gravitational décollement nappe) was separated. The olistostroma formation includes, as allochthonous elements, abundant rocks of ocean lithosphere type (serpentinites, gabbros, dolerite-basalts associated with tuffogenous rocks, jaspers and radiolarites, sometimes associated with argillites and recrystallized limestones etc.) and rocks of flysch type (especially Sinaia Beds)

Exondarea corespunzătoare fazei diastrofice austrice a provoat o importantă modificare în configurația paleogeografică a Carpaților Meridionali (așa cum reiese din Codarcea, 1940; Codarcea, Pop, 1970; Pop 1973; Stănoiu, 1973 etc.), având ca efect, în primul rînd, o mai mare uniformizare a condițiilor de sedimentare.

În cadrul succesiunii geologice a Cretacicului superior din regiunea cuprinsă între aliniamentele tectonice „valea Cernei” și „Baia de Aramă” se pot separa două entități litostratigrafice cu rang de formațiune. La partea inferioară, discordant peste rocile mai vechi, se individualizează

<sup>1</sup> Predată la 17 iunie 1980, acceptată pentru publicare la 21 mai 1980, comunicată în ședința din 28 mai 1980.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



formațiunea de Nadanova (Codarcă, 1940) cu aspect de preflis (Codarcă et al., 1965), constituită predominant din marne și marnocalcare. Pe baza argumentelor paleontologice obținute de Codarcă, Pop (1965), Pop (1973), Stănoiu (1978) etc., formațiunea de Nadanova debutează cu Cenomanianul mediu-superior și se continuă pînă la Turonianul inferior-mediu. Peste formațiunea de Nadanova se individualizează o entitate litostratigrafică cu aspect de olistostromă și grosimi ce pot depăși 1000 m, care încheie succesiunea stratigrafică a autohtonului danubian din regiune.

Draghișeanu (1885) a considerat rocile acestei ultime entități litostratigrafice ca aparținind Jurasicului și Cretacicului.

Schafarzik (1891, 1893) și Voitești (1921) au considerat rocile respective, din regiunea văii Cerna și de la Cazane, ca aparținind Liasicului.

Munteanu Murgoci (1907) îngloba aceste depozite la Cretacicul inferior, arătînd (1905) că „sisturile de Sinaia trebuie considerate păturile cele mai superioare ale autohtonului și pînzei de supracutare”. Această ideea a fost adoptată și de Streckerisen (1931). Trebuie menționat că Murgoci (1907) a remarcat pentru prima dată caracterul de klippe al unor iviri de calcar asociate acestei formațiuni, așa cum ar fi calcarale de la sud de localitatea Ponoarele.

Codarcă (1940) demonstrează că sub stratele de Sinaia se află flișul cretic superior din care citează pe *Rosalina linnei*, *R. stuarti* etc. În cadrul flișului cretic-superior autorul deosebesc o serie de faciesuri mai grezoase pe care le denumește gresia de Simaru, gresia de Vîrciorova și gresia de Dejderiu.

Referindu-se la această formațiune, Draghișci (1962) întrebuiștează pentru prima dată în Carpații Meridionali, denumirile de fliș haotic, wildflisch sau olistostromă, remarcînd și prezența olistolitelor constituuite din strate de Sinaia.

Ulterior toții cercetătorii (Mutihac, 1964; Codarcă et al., 1965; Năstăseanu, 1967; Pop, 1973; Stănoiu, 1973 etc.) descriu aceste depozite ca o formațiune de tip wildflisch.

Stănoiu (1967) cartografiază pentru prima dată, rocile pînzei de Severin din partea externă a autohtonului danubian (regiunea localității Topleț), la succesiunea de wildflisch a Cretacicului superior, bazîndu-se pe faptul că succesiunea geologică atribuită pînzei de Severin în regiunea de la sud de localitatea Pecinișca este reprezentată prin argile, siltite, gresii și brecii cu blocuri însedimentate de sisturi cristaline, calcar etc.; pachetele de strate de Sinaia, cu dimensiuni variate, apărînd în mijlocul acestora. Din baza succesiunii geologice de la Valea Mare (nord de localitatea Topleț) autorul citează o asociație neconcludentă de foraminifere (*Rotalipora turonica*, *Praeglobotruncana* cf. *schnegansi*, *Globotruncana* cf. *sigali*, *Haplophragnoides colira*, *H. gigas* etc.) determinată de Maria Tocorjeșcu, și care ar putea indica un Turonian mediu-superior. Nu ar fi exclus ca această asociație microfaunistică să fie remaniată.

P o p (1973), pe schița unităților structurale majore din Carpații Meridionali și din regiunile limitrofe, figurează pînza de Severin numai pe marginea nord-vestică a peticului de cristalin getic al Portilor de Fier.

S t ā n o i u (în S t ā n o i u et al., 1980) interpretează serpentinitete și rocile dolerit-bazaltice din pînza de Severin ca olistolite în cadrul formațiunii de tip wildflisch a Cretacicului superior.

Toate celelalte lucrări care se referă la partea externă a autohtonului danubian, au admis punctul de vedere emis de C o d a r c e a (1940), referitor la existența sau inexistența pînzei de Severin.

În regiunea discutată, peste formațiunea de Nadanova urmează o formațiune de tip olistostromă, predominant argilo-grezoasă sau grezoargiloasă, care aparține Cretacicului superior.

În afara separării unor faciesuri mai grosiere (gresia de Sîmaru, gresia de Vîrciorova), pînă în prezent nu s-a putut realiza o orizontare a acestei formațiuni.

Ca rezultat al cercetărilor efectuate în ultimii zece ani am constatat că în cadrul formațiunii de tip olistostromă pot fi separate o serie de orizonturi, pe baza constituției petrografice a matricei și a elementelor exogene asociate.

Astfel, la partea inferioară, imediat peste formațiunea de Nadanova se dispune un pachet de roci cu textură haotică, foarte frâmîntate, argilo-grezoase, predominant de culoare neagră, în care exolistolitele sunt formate, aproape în exclusivitate, din calcare de tipul celor care iau parte la alcătuirea formațiunii calcaroase jurasic superioare-cretacic inferioare din partea externă a autohtonului danubian. În cadrul acestor olistolite cu dimensiuni gigantice se încadrează și pînza de decolare gravitațională subacvatică (S t ā n o i u, 1973) cunoscută sub numele de pînza de Cerna (C o d a r c e a, 1940).

Această poziție a pînzei de Cerna („intercalată” în mijlocul orizontului bazal al formațiunii de tip olistostromă), este foarte evidentă în regiunea de la nord de localitatea Izverna. Aici, în cadrul succesiunii geologice a pînzei de Cerna, peste calcarele de tip Urgonian se dispun discordant rocile formațiunii de Nadanova. Nu ar fi exclus ca, în anumite sectoare, succesiunea geologică a pînzei de Cerna să se termine cu depozite de tip olistostromă.

S-ar putea ca și masele enorme de calcare și strate de Nadanova semnalate de M a n o l e s c u (1937), M u t i h a c (1964) și P o p (1973) peste formațiunea de olistostromă ale Cretacicului superior, să reprezinte tot un corespondent al pînzei de Cerna.

În cadrul orizontului bazal al formațiunii de tip olistostromă se observă uneori și roci magmatice de tipul bazaltelor care apar sub formă de exolistolite sau în poziții nesigure.

S-ar putea ca unele dintre rocile magmatice asociate formațiunii de Mehedinți să nu fie alohtone. De asemenea, pentru unele olistolite constituite din roci magmatice, s-ar putea ca zona de aport să nu fi fost o lito-sferă oceanică.

Tot ca exolistolite în orizontul bazal mai apar șisturi cristaline (micașisturi, paragnaise etc.), gresii cuarțitice care amintesc pe cele din formațiunea liasică etc.

Endolistolitele predominante din cadrul orizontului bazal sunt reprezentate predominant prin gresii.

În regiunea cuprinsă între localitățile Brebina și Ponoare, la partea terminală a orizontului bazal se individualizează un nivel în care sunt foarte abundente exolistolitele constituite dintr-o succesiune ritmică de tip fliș, reprezentate prin gresii, argile și marnocalcare cu *Calcsphaerulidae*, care amintesc, ca aspect, de stratele de Sinaia. Uneori, acestea au aspecte de megabrecii de desmembrare în lentile a unei succesiuni consolidate sau parțial consolidate (rock falls, din H o e d e m a e k e r, 1973).

Unele dintre exolistolitele orizontului inferior sunt reprezentate prin șisturi argiloase satinate cenușii sau verziu cu intercalării de marnocalcare, care ar putea sugera stratele de Azuga?. În cadrul orizontului (membrului) inferior apar și faciesuri locale mai grosiere: la Simaru (gresia de Simaru), la Obîrșia Cloșani, la Mărășești, etc.

În regiunea cuprinsă între aliniamentele tectonice „valea Cernei” și „Baia de Aramă”, peste orizontul inferior al formațiunii de tip olistostromă se individualizează un orizont reper, foarte evident, alcătuit din megablocuri dispuse haotic, adesea cu dimensiuni gigantice (pînă la cîțiva kilometri, cu, sau cel mai adesea fără matrice fin granulară (argilitică), reprezentate prin serpentinite, gabrouri, roci dolerit-bazaltice uneori asociate cu roci tufogene bazice, șisturi cristaline, argilite cu textură omogenă, în care apar olistolite de șisturi cristaline, siltite asociate cu gresii care înglobează blocuri de șisturi cristaline, jaspuri și radiolarite, alternanțe de jaspuri, radiolarite, argilite satinate și calcare detritice recristalizate, șisturi cloritoase sau clorito-sericitoase verzi satinate, calcar fine micritice, silicolite cenușii mineralizate etc., care par a reprezenta o megabrecie sedimentară.

În corpurile gigantice de roci dolerit-bazaltice, asociate cu roci tufogene bazice, ale acestui orizont, este cantonată mineralizația de pirită și calcopirită din regiunea Baia de Aramă (Ponoarele-Mărășești-Obîrșia Cloșani).

Bazaltele prezintă adesea texturi de tip pillow-lava.

Blocurile de șisturi cristaline sunt constituite din micașisturi, paragnaise, etc.

Uneori, micașisturile sunt mineralizate cu pirită, aşa cum ar fi cele de pe Valea Verde.

Adesea, dolerit-bazaltele apar sub formă de corpuri cu dimensiuni reduse în mijlocul rocilor serpentinice.

Pe affluentii de pe partea dreaptă a văii Brebina, în împrejurimile localității Obîrșia Cloșani, apar foarte numeroase blocuri de minereu cu magnetit. La obîrșia văii Munceilor, în apropierea culmii din versantul drept, minereul cu magnetit se individualizează ca o lentilă pe o lungime de circa 3 m și o grosime de 0,25 m.



În cadrul materialului exotic asociat orizontului median al formațiunii de tip olistostromă predomină net serpentinitete, urmate de dolerit-bazalte și apoi de șisturile cristaline.

În regiunea Mărășești-Ponoarele și vîrful Ocheanu, exolistolitele de dolerit-bazalte sunt localizate predominant la partea superioară. Se pare că aceeași situație se întâlnește și în regiunea Obîrșia Cloșani. Spre sud-vest de această localitate predomină net serpentinitete, dolerit-bazaltele apărind foarte rar și numai sub formă de corpuri cu dimensiuni reduse.

Din ceea ce se cunoaște referitor la structura litosferei oceanice (Coleman, 1977), serpentinitetele au provenit probabil din mantaua superioară iar gabbrourile au provenit din stratul 3 (pătura inferioară a litosferei) al crustei oceanice. Dolerit-bazaltele asociate cu roci tufogene bazice mineralizate au provenit din stratul 2 (pătura oceanică superioară) al crustei oceanice. Jaspurile și radiolaritele roșii și verzi precum și argilitele roșii și verzi cu intercalării de jaspuri, radiolarite și calcare recristalizate au provenit din stratul 1 (sedimentele crustei oceanice), făcând parte din grupa asociațiilor litologice ale bazinelor cu fundament activ, subgrupa asociațiilor sedimentare preorogene. Succesiunea de tip fliș și-ar putea avea originea în niște zone mai marginale ale domeniului oceanic, cu posibilități de acumulare a unor sediminte turbiditice mai groase.

M. Măruștiu (în M. Măruștiu et al., 1978), care a studiat petrologia serpentinitelor, a arătat că aceste roci își au originea în mantaua superioară.

Un argument hotăritor în favoarea interpretării acestor blocuri, adesea cu dimensiuni gigantice, de serpentinite și roci dolerit-bazaltice ca olistolite în cadrul formațiunii de Mehedinți, l-a constituit obținerea de dovezi edificatoare care demonstrează că și pachetul de roci de deasupra reprezintă o olistostromă. Tot un argument în acest sens a fost și faptul că uneori, între corpurile de serpentinite, dolerit-bazalte și șisturi cristaline apar fișii, mai mult sau mai puțin continui, de argilite care ar sugera o matrice (în versantul stîng al văii Borloveanu și la nord de vîrful Ocheanu, argilitele apar între dolerit-bazalte și serpentinite; între valea Băroaia și valea Dragu, argilitele apar la contactul dintre două iviri de șisturi cristaline sau între serpentinite și șisturi cristaline etc.). De asemenea, în regiunea localității Obîrșia Cloșani se observă cum șisturile cristaline să intîlnească olistolite în argilitele asociate acestui orizont. Tot ca un argument în favoarea atribuirii originii sedimentare asociației de blocuri din orizontul median, l-a constituit și identificarea în mijlocul orizontului median (versantul sud-vestic al culmii dintre Valea Verde și valea Brebina, valea Gerului, valea Bulba), a siltitelor și argilitelor asociate cu gresii identice celor întîlnite în orizonturile inferior și superior ale formațiunii de Mehedinți. În cadrul acestor siltite negre asociate cu gresii se observă clar șisturi cristaline înglobate ca olistolite și silicolite mineralizate sub formă de lentile? (blocuri). Ca un argument foarte important în favoarea ipotezei conform căreia orizontul median ar reprezenta o îngrămadire haotică de blocuri de origine sedimentară, poate fi adus și faptul că în succesiunea



groasă de argilite, cu textură omogenă, situată imediat peste serpentinitele de la obîrșia văii Nadanova, am observat numeroase olistolite evidente de calcare fine, roci de tipul stratelor de Sinaia etc.

Trebuie remarcat faptul că de multe ori corporile de roci, care iau parte la alcătuirea orizontului median, vin în contact direct; rocile care ar putea fi interpretate ca matrice lipsesc. Nu s-au observat niciodată blocuri de roci străine în cadrul aflorimentelor cu serpentinitate masive. Întotdeauna cind apar blocuri de roci străine, serpentinitatele sunt foarte frămintate, putind sugera un amestec de blocuri cu dimensiuni diferite.

S-ar putea presupune că prin demantelarea și dezmembrarea, pînă la fărîmitare a unei (unor) pînze cu roci de tip litosferă oceanică, obduse, în care serpentinitatele aveau un rol predominant, au luat naștere numeroase blocuri de dimensiuni diferite (adevărate „pînze” de grohotișuri submarine) care s-au acumulat într-o zonă cu relief foarte depresionar. În același timp zonele de aport au putut favoriza și desprinderea unor blocuri constituite din alte tipuri de roci care, asociate celor de serpentinitate, au permis formarea, în zonele de acumulare, a unui amestec heterogen de blocuri în care predomină cele de serpentinitate.

Argilitele asociate orizontului median al formațiunii de Mehedinți au o textură omogenă, foliația observată, de cele mai multe ori paralelă cu planul de șariaj al pînzei getice, este de natură tectonică. Secțiunile subțiri arată că pietele de filosilică prezintă o aşezare haotică; numai uneori se observă o slabă orientare. Acestea ar putea sugera o curgere în stare fluidală.

Pe valea Gerului, în apropierea confluenței cu valea Brebina, în mijlocul suprafetei pe care aflorează serpentinitate, apare un bloc de calcar fin micritic, „spoît” de jur-imprejur cu serpentinit. Secțiunile subțiri executate în porțiunea superficială de culoare verzuie a acestor calcare, au pus în evidență un amestec foarte neregulat între serpentinit și calcit. Într-o secțiune executată pe un eșantion recoltat dintr-o pătură puțin mai internă, s-a observat o fisură umplută cu un mineral serpentinic pe care N i c o l a e I o n e l (informație verbală) l-a diagnosticat drept crisotil, asociat cu rare cristale aparținând unui mineral opac, care pare a fi magnetit (mineral des întîlnit în serpentinitate din regiune).

În malul drept al văii Brebina, în apropierea localității Baia de Aramă, în mijlocul orizontului inferior al formațiunii de Mehedinți apar serpentinitate asociate cu argilite cu textură masivă de tipul celor din orizontul median. Trebuie menționat că argilite cu textură masivă apar și la alte nivele stratigrafice în cadrul formațiunii de Mehedinți, însă ele sunt foarte caracteristice orizontului median.

Fenomenele de reacție dintre calcar și serpentinit, aspectul general al megabreciei ar putea sugera și un melanț ofiolitic de natură tectonică.

Dacă la cele arătate se adaugă și faptul că cele mai multe corpori de roci din cadrul orizontului median apar în mijlocul zonelor unde se observă numai serpentinitate, s-ar putea presupune că orizontul median reprezintă în parte un melanț de origine tectonică.

Totuși, balanță înclină în favoarea ipotezei conform căreia orizontul median al formațiunii de Mehedinți reprezintă o megabrecie de origine

sedimentară cu blocuri de melanj tectonic (asociație de megablocuri dispuse haotic, cu sau, de cele mai multe ori, fără matrice).

Orizontul median, ca toate celelalte orizonturi, are o grosime foarte variabilă. În plus, orizontul median se laminează adeseori pînă la dispariție, căpătind aspect lenticular.

Peste orizontul cu blocuri de serpentinite, dolerit-bazalte, sisturi cristaline etc., se individualizează ultimul orizont (orizontul superior) al formațiunii de tip olistostromă a Cretacicului superior din regiune, constituit predominant din gresii, argilite și siltite. Acest orizont se caracterizează prin prezența a foarte numeroase exolistolite reprezentate aproape în exclusivitate prin strate de Sinaia, care adesea ating dimensiuni foarte mari. Mult mai puțin frecvent, în cadrul materialului exotic, se întâlnesc roci de tipul stratelor de Azuga (argilite satinate roșii și verzi uneori asociate cu gresii și marno-calcare). Foarte rar apar exolistolite, cu dimensiuni mici, reprezentate prin serpentinite, gabbrouri, jaspuri și radiolarite roșii și verzi, sisturi cristaline (micașisturi, paragnaise etc.), calcar fine (micritice) care amintesc de cele întâlnite în stratele de Sinaia etc.

Foarte des se observă structuri convolute, dar mai ales slumpile și solzoase (scagliare).

Unele dintre exolistolitele formate din strate de Sinaia par a reprezenta mase enorme de roci consolidate care au alunecat în bloc pe pantă bazeinului de sedimentare, constituind aşa-numitele „slip sheets” (din Hoedemaek er, 1973). O altă parte dintre exolistolitele de strate de Sinaia asociate orizontului superior, se pare că reprezintă mase de roci litificate care în timpul curgerii pe pantă s-au dezmembrat în lentile ce s-au acumulat în poziții relativ variabile, alcătuind megabreciile solzoase (rock falls; din Hoedemaek er, 1973). În cadrul orizontului median se individualizează foarte des faciesuri mai grosiere (gresia de Gornenți) reprezentate prin gresii cenușii, cu granule de quart și quartite angulare sau subangulare, feldspat (și albit autigen) și mice (biotit cloritizat și mai rar muscovit), prinse într-o matrice alcătuită din argilă, silt și carbonat. Uneori la alcătuirea acestor gresii participă și fragmente de calcar. Prin creșterea procentului de matrice carbonatică se trece adesea la calcar grezoase. Gresia de Gornenți este foarte asemănătoare ca aspect petrografic cu gresia de Dejderiu și Gresia de Gărdăneasa situată la partea terminală a formațiunii de Mehedinți din regiunea de la sud-est de aliniamentul tectonic „Baia de Aramă”.

Uneori, aşa cum ar fi în regiunea localității Podeni și Gornenți, între succesiunea geologică a acestui orizont și cristalinul getic din peticul „Bohna”, se interpun pachete foarte groase (pînă la ordinul sutelor de metri) constituite din strate de Sinaia, care după dimensiuni ar putea reprezenta resturile unei pînze, probabil de decolare gravitațională (pînza de Severin).

La sud-est de aliniamentul tectonic „Baia de Aramă”, mai ales în regiunea situată spre nord-est de valea Criva, după constituția elementelor exotice se conturează clar două orizonturi în cadrul formațiunii de Mehedinți. În zona axială a unei structuri anticlinale (anticlininalul Coșu-

ștea) apare o olistostromă argilo-siltică sau grezoasă, în care predomină net exolistolitele constituite din calcare Jurasic superior-Cretacic inferior, care amintește de orizontul inferior din regiunea situată la nord-vest de aliniamentul tectonic „Baia de Aramă”. Pe flancuri și în zona periclinală a acestui anticlinal, peste nivelul cu olistolite de calcare, urmează o olistostromă grezoasă sau argilo-siltică în care sunt foarte abundente exolistolitele de roci de tip fliș (strate de Sinaia, mai rar strate de Azuga), asociate subordonat cu calcare, sisturi cristaline etc. Aici, numeroasele olistolite gigantice de strate de Sinaia sunt însotite de exolistolite, adesea de dimensiuni mari, de calcare și sisturi cristaline, ceea ce ar putea demonstra că, spre deosebire de regiunea situată mai la nord-vest, zona de aport pentru calcare a persistat pînă spre sfîrșitul Cretacicului superior. Aceste nivel, prin abundența exolistolitelor de strate de Sinaia cît și prin poziția lui (peste orizontul cu olistolite de calcare), amintește de orizontul superior al formațiunii de tip olistostromă de la nord-vest de aliniamentul tectonic „Baia de Aramă”.

În regiunea situată la sud de localitatea Balta, Mereus, Mereus (1976 etc.) au semnalat prezența unor roci magmatice a căror poziție se situează cam la limita dintre orizontul cu olistolite de calcare și orizontul cu olistolite de strate de Sinaia. Prin această poziție a lor, rocile magmatice amintite ar putea sugera orizontul median din regiunea de la nord-vest de aliniamentul tectonic „Baia de Aramă”. Aici, succesiunea de fliș (strate de Sinaia cu intercalătii de strate de Azuga în bază) și strate de Comarnic, situată peste nivelul cu olistolite de strate de Sinaia și sub cristalinul getic din peticul „Porțile de Fier”, are o grosime și o extindere cu mult mai mare față de regiunea situată la nord-vest de aliniamentul tectonic. „Baia de Aramă”.

Pînza de Severin reprezintă, probabil, tot o pînză de decolare gravitațională, așa cum a presupus Pop (1973), care încheie cortegiul elementelor exotice asociate formațiunii de tip olistostromă a Cretacicului superior din regiune. În acest caz, masele respective de roci, reprezentate prin strate de Sinaia, ar putea corespunde așa-numitelor „slip sheets”.

Datorită faptului că nu s-au găsit încă roci cretacic-superioare între pînza de Severin și cristalinul getic, nu sunt încă dovezi sigure că pînza de Severin s-a pus în loc subacvatic.

Aspectul litologic al rocilor arată că materialul exotic asociat formațiunii de tip olistostromă a luat naștere pe seama a cel puțin două zone de aport distințe: un domeniu oceanic și un domeniu continental.

Aducerea rocilor din manta și pătura inferioară a litosferei oceanice într-o poziție favorabilă pentru a putea da olistolite în formațiunea de tip olistostromă din partea externă a autohtonului danubian, trebuie pusă pe seama unor importante fenomene tectonice (probabil o zonă de subducție).

Faptul că rocile ofiolitice sunt foarte abundente în cadrul materialului exotic asociat formațiunii de Mehedinți din toată partea externă a autohtonului danubian, cît și faptul că, pînă în prezent nu sunt indicații convingătoare că aceste roci ar apărea și în formațiunea de olistostromă

sincronă din cadrul părții interne a autohtonului danubian, demonstrează că zona de aport cu ofiolite poate fi localizată numai în două poziții: imediat în fața părții externe a autohtonului danubian [G. M u r g e a n u (din P o p, 1973); N ă s t ă s e a n u, 1967; P a t r u l i u s (din R ă i l e a n u et al., 1968)] sau între partea externă și partea internă a autohtonului danubian (S t ă n o i u, 1973). Texturile formațiunii de tip olistostromă a Cretacicului superior din podișul Mehedinți par să indice direcții predominante de deplasare de la vest sau nord-vest spre est sau sud-est. De asemenea M i h ă i l e s c u, P a n i n, J i p a (1978) arată că sensul direcției paleocurenților în timpul Cretacicului superior, pe arealul părții externe a autohtonului danubian (podișul Mehedinți și extremitatea sud-vestică a munților Vilcan), a fost de la vest sau nord-vest spre est sau sud-est. Accidentele tectonice plicative din stratele de Sinaia atribuite pinzei de Severin pe rama nord-estică a cristalinului peticului Porțile de Fier, par să indice împingeri de la vest sau nord-vest spre est sau sud-est. Toate aceste fapte de observație par să sugereze că zona de aport pentru olistolitele constituite din ofiolite și strate de Sinaia etc. a fost situată undeva spre vest sau nord-vest, probabil între partea internă și partea externă a autohtonului danubian.

Referitor la vîrsta formațiunii de tip olistostromă a Cretacicului superior din partea externă a autohtonului danubian, pînă în prezent sunt date relativ puține și, adesea, neconclucente. Printre acestea se remarcă, în primul rînd, faptul că formațiunea de Nadanova, de dedesubt, după datele paleontologice oferite de P o p (1973), împieazează și asupra Turonianului mediu. S t ă n o i u (1978) a determinat de la partea terminală a formațiunii de Mehedinți de la sud de localitatea Ponoarele, o microfaună de tip Campanian mediu-Maestrichtian. Dacă ținem seama de aceste două observații, am putea presupune că, aşa cum au admis majoritatea cercetătorilor anteriori, formațiunea de tip olistostromă debutează cu Turonianul (probabil Turonianul superior) și se termină cu Senonianul (Campanian mediu-Maestrichtian).

C o d a r c e a (1940) citează pe „*Rosalina*” stuartii, specificind că a recoltat-o din baza acestei formațiuni, de la Pecinișca. În acest caz ar trebui ca toată (sau în cea mai mare parte) formațiunea de olistostromă să fie repartizată Cretacicului superior terminal (Campanian-Maestrichtianului).

Rămîn totuși anumite indicații, însă neconvincătoare, că formațiunile de tip olistostromă ale Cretacicului superior din partea externă a autohtonului danubian ar începe cu un nivel cronostratigrafic mai inferior (Turonian superior etc.).

Trebuie menționat că nivelul din care s-a recoltat (S t ă n o i u, 1978) microfauna de tip Campanian mediu-Maestrichtian, este situat la partea terminală a formațiunii cretaceice, imediat sub pinza de Severin, peste și la partea terminală a orizontului cu olistolite gigantice de calcare. De asemenea, gresiile de Gărdăneasa sunt foarte asemănătoare cu gresiile care apar în cadrul orizontului superior din regiunea situată între alinările tectonice „valea Cernei” și „Baia de Aramă”. În acest caz s-ar

părea că orizontul superior al formațiunii de tip olistostromă este cantonat în intervalul chronostratigrafic Campanian mediu-Maestrichtian.

Pentru orizonturile inferior și mediu nu sunt încă dovezi convingătoare asupra vîrstei. Conform argumentului adus de Codarcea (1940), toată (sau în cea mai mare parte) formațiunea de tip olistostromă s-ar situa în intervalul Campanian-Maestrichtian. Într-o altă variantă, orizonturile inferior și mediu ar putea fi cantonate în cadrul intervalului Turonian superior-Campanian.

## BIBLIOGRAFIE

- Alto K. R. (1976) Sedimentology of a melange. Franciscan formation from Trinidad, California. *J. Sedim. Petrology*, 46/4.
- Abbate E., Bartolotti V., Passerini P. (1970) Olistostrome and olistoliths. *Sed. geol.* 4, 3/4.
- Bencio E. (1957) Sull'olistostroma quaternario di Gela (Sicilia Meridionale). *Bol. Serv. Geol. Ital.*, 79, 1/2.
- Bleahu M. (1974) Zonele de subducție din Carpații românești. *D. S. Inst. Geol.* LX/5, București.
- Bocaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) The carpathian arc a continental arc displaying the features of an „Island arc”. *J. Geoph. Rez.*, 78.
  - Codarcea A. I. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, București.
  - Marcus D. (1959) Asupra vîrstei stratelor de Nadanova. *Com. Acad. RSR*, 8, București.
  - Pop Gr. (1965) Cenomanianul de pe versantul sudic al Munților Vilcan (Carpații Meridionali). *St. cerc. geol., geof., geogr., ser. geol.*, 10/2, Acad. RPR, București.
  - Răileanu Gr., Năstaseanu S., Boldor C., Pop Gr., (1965) Aspects de sédimentation chaotique dans le Crétacé supérieur de l'autohtone des Carpates Méridionales. *Assoc. Géol. Carpato-Balkanique, VII-e Congres*, Sofia, 1965, Rapports, II/1, Sofia.
  - Pop Gr., (1970) Elements géosinclinaux mésozoïques dans le domaine gétique des Carpates Méridionales. *Acta Geol. Acad. Hung.*, 14, Budapest.
  - Coleman G. R. (1977) Ophiolites. Springer – Yarlung Berlin Heidelberg, New York.
  - Combès D., Laudis A. C., Norris J. R., Sinton J. M., Borns D. J. (1976) The Dun Mountain ophiolite Belt, New Zealand, its tectonic setting, Constitution and Origin, with special Reference to the Southern Portion. *Am. J. Sci.*, 276.
  - Drăghici C. (1962) Structura geologică a platoului Mehedinți între Izverna-Cloșani-Padeș-Baia de Aramă-Ponoare, *D. S. Inst. Geol.*, XLVII, București.
    - (1962) Texturi de curgere și alunecare submarină în Cretacicul superior din partea de N-E a podișului Mehedinți. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. geol.*, 12/2, Acad. RPR, București.
    - Drăghici Olga (1964) Contribuții la cunoașterea formațiunilor sedimentare dintre Ponoare și Călugăreni (Podișul Mehedinți). *D. S. Inst. Geol.*, L., București.  - Drăghiceanu M. (1885) Mehedinți. *Stud. tehn. și agronom.*, București.

- H o e d e m a e k e r J. P. h. (1973) Olistostromas and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain). *Rijksmuseum van Geologie and Mineralogie*, Leiden.
- H s ü K. J. (1968) Principles of Melanges and their Bearing on the Franciscan-Knoxville Paradox. *Geol. Soc., Am. Bull.* 79.
- K a y M a r s h a l (1976) Dunage Mélange and Subduction of the Protacadic Ocean Northeast Newfoundland. *Geol. Soc., An., Spec., pap.*, 175.
- M a n o l e s c u G. (1937) Etude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan. *An. Inst. geol. Rom.*, XVIII, București.
- Mărunțiu M., Udrescu Constanța, Vanghelie I., Stănoiu I. (1980) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- M e r c i e r J., V e r g e l y P. (1972) Les melanges ophiolitiques de Macédoine (grèce) decrochement d'age ante-cretace supérieur. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 123.
- M e r c u s D., M e r c u s A n a (1976) Raport, arhiva Intreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- M i h ă l e s c u N., P a n i n N., J i p a D. (1978) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- M r a z c c L. (1898) Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara anului 1897, I. Partea de E a munților Vilcan. *Bul. Min., Agr. Dom.*, 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.* 4/2, București.
- M u r g o c i G. M. (1905) Sur l'âge de la grand nappe de chariage des Carpates Meridionales. *C. R. Acad. Bul. Soc. St.*, XVI, București.
- (1907) Terțiarul din Oltenia. *An. Inst. geol. Rom.*, I/1, București.
  - (1912) The geological synthesis of the South Carpathians. *C. R., XI-e Congr. Geol. Intern. Stockholm*, 1910, Stockholm.
- N ă s t ă s e a n u S. (1967) Cretacicul superior din valea Cernei și date noi privind tectonica munților Cernei (Banat), *D. S. Inst. geol.*, LIII/1, București.
- (1979) Geologia munților Cernei. *An. Inst. Geol. Geof.*, LIV, București.
- P o p G. r. (1966) Relații între mișcările tectonice, procesele de sedimentare și magmatismul ofiolitic în Cretacicul superior din munții Vilcan (Carpații Meridionali). *St. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. geol.* 11/1, București.
- (1973) Depozitele mezozoice din munții Vilcan. Ed. Acad. RSR., București.
- R ă d u l e s c u D. (1979) Petrologia rocilor magmatische I, curs, Facultatea de geologie și geofizică, Universitatea din București.
- S ă n d u l e s c u M. (1973) The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians, *Tectonophysics*, 19/3, Amsterdam.
  - A n a s t a s i u N. (1979) Petrologia rocilor sedimentare. Ed. didactică și pedagogică, București.
- R ă i l e a n u G. r., P a t r u l i u s D., B l e a ș u M., N ă s t ă s e a n u S. (1968) Aspects fondamentaux de la géologie du Mésozoïque de Roumanie. *An. Com. Geol.*, XXXVI, București.
- R i t t m a n n A. (1967) Vulcanii și activitatea lor. Ed. tehn. București.
- S a v u M. (1968) Consideration concernant les relations stratigraphiques de la petrologie des ophiolites mésozoïques de Roumanie. *An. Com. Geol.*, XXXVI, București.
- S t e i m a n n G. (1927) Die ophiolithischen Zonene in dem mediteranean Kettengebirgen, *C. R. 14-3 Congr. Geol. Intern.* (1926), Madrid.

- S t ā n o i u I. (1973) Zona Mehedinți-Retezat, o unitate paleogeografică și tectonică distință a Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. geol.*, LIX/5, București.
- (1967) Raport, arhiva Intreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
  - H â r t o p a n u I., B e r z a T., I a n c u V i o r i c a, H â r t o p a n u P a u l i n a (1980) Harta litologică a R.S.R., sc. 1 : 25.000, macheta foii Călugăreni.
  - (1978) Considerații preliminare asupra depozitelor cretacie-superioare de la sud de localitatea Ponoarele (podișul Mehedinți). *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXIV/5, București.
- S c h a f a r z i k F r. (1891) Daten zur Geologie des Cserna-Thales. *Jahresbr. d. k. ung. geol. A. f.*, 1889, Budapest.
- (1893) Über die geologischen Verhältnisse der Kosan-Enge an der unterer Donau. *Jahrsbr. d. k. ung. geol. A. f.*, 1891, Budapest.
- T u r n e r J., V e r h o o g e n J. (1967) Petrologia magmatică și metamorfică, Ed. tehnica, București.
- V o i t e s t i P. I. (1921) Etude géologique sur les sources minérales des Bains d'Herculané. *An. Min. din România*, IV, București.

### INTREBĂRI

M. Ș t e f ă n e s c u : 1. Considerați că blocurile de cristalin, calcar, bazic și stratele de Sinaia vin din același loc?

2. Care este imaginea sursei elementelor din olistostromă?
3. Vîrsta formațiunii haotice cu blocuri de șisturi cristaline?
4. Natura elementelor de șisturi cristaline?
5. Subducția este sincronă cu formarea olistostromei?

Răspuns : 1. Faptul că blocurile respective indică domenii diferite este exclusă posibilitatea ca ele să provină din același loc. Este puțin probabil ca unele să vină dinspre interior și altele dinspre exterior. După cum am arătat se pare că aceste blocuri au venit dinspre vest și nord-vest.

2. Olistolitele de calcar au provenit, în cea mai mare parte, din formațiunea calcaroasă jurasic superioară-cretacic inferioară a părții externe a autohtonului danubian. Serpentinitele provin din mantaua superioară, gabourile și unele dolerit-bazalte provin din stratul 3 al crustei oceanice (pătura inferioară a litosferei), bazaltele cu texturi de tip pillow lava asociate cu roci tufogene bazice provin (probabil) din stratul 2 al crustei oceanice (pătura oceanică superioară), argilitele satinate asociate adesea cu jaspuri și radiolarite, reprezentă pătura de sedimentare a litosferei oceanice (stratul 1 al crustei oceanice).

3. Blocurile de șisturi cristaline se întâlnesc în toate cele trei orizonturi ale formațiuni Cretacicului superior. Ele sunt foarte abundente și au uneori dimensiuni gigantice în cadrul orizontului median.

4. Foarte multe dintre blocurile de șisturi cristaline sunt reprezentate prin micașisturi și paragnaise (mai rar amfibolite) care amintesc de rocile cristalinului getic. M. Mărunți și a arătat că unele din aceste blocuri sunt reprezentate prin cuarțite care nu par a proveni din cristalinul getic.



5. Subducția a putut fi sincronă sau mai veche față de formațiunea de olistostromă. S-ar putea ca acest fenomen să fi început mai devreme, Cretacicul superior coincizind cu încețarea fenomenului de subducție, producindu-se coliziunea dintre cele două domenii continentale.

## SUBDIVISIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES DE LA FORMATION NÉOCRÉTACÉE DE TYPE OLISTOSTROME DE LA PARTIE NORD-OUEST DU PLATEAU MEHEDINȚI

### (Résumé)

Dans le cadre de la formation de type olistostrome (formation de Mehedinți) on a distingué trois membres : inférieur, médian et supérieur.

Le membre inférieur est représenté par une olistostrome argilo-gréseuse à nette dominance d'exolistolites de calcaires, du type de celles de la formation calcaire (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) de la partie externe de l'autochtone danubien. Dans le cadre de ces „olistolites”, de dimensions gigantesques, se range aussi la nappe de Cerna.

Le membre médian est constitué de mégablocs disposés de manière chaotique, souvent de dimensions gigantesques (jusqu'à quelques kilomètres) sans matrice finement grenue, représentés par des : serpentinites, gabbros, dolérites-basaltes associés à des roches tufogènes basiques minéralisées à pyrite et chalcopyrite, jaspes et radiolarites rouges et vertes et calcaires recristallisés, schistes cristallins, argilites à texture massive abritant des blocs de schistes cristallins, argilites, siltites et grès à blocs de schistes cristallins, calcaires etc. Cet horizon, interprété comme une mégabrèche d'origine sédimentaire.

Il ne serait pas exclu que certains de ces blocs représentent un mélange ophiolitique de nature tectonique.

À partir des roches des exolistolites, on peut reconstituer toute la succession acceptée comme typique pour la lithosphère océanique. Ceci prouve que dans la zone d'apport ont existé probablement quelques nappes de roches ophiolitiques qui, par démantellement, ont généré les exolistolites respectives, accumulées gravitationnellement dans une zone bien dépressionnaire.

Le membre supérieur représente une olistostrome argilosilteuse, argilo-gréseuse ou gréseuse à nombreuses textures convolutes, de type slump et écailleuses (scagliare), à nette dominance d'exolistolites des roches type flysch (couche de Sinaia avec couche d'Azuga), associées à de petits blocs de serpentinites, gabbros, jaspes et radiolarites, calcaires fins, schistes cristallins etc.

Parfois, à la partie terminale de la formation de type olistostrome, justement sous le cristallin géétique, se séparent de très gros paquets type flysch (couche de Sinaia avec couche d'Azuga et couche de Comarnic), représentant probablement des lambeaux d'une nappe de décollement gravitationnel (nappe de Severin).

Le sens de direction des paléocourants (de l'ouest et nord-ouest vers l'est et sud-est) au niveau du Crétacé supérieur, ainsi que le fait que dans l'olistostrome synchrone de la partie interne de l'autochtone danubien il n'y a pas de preuves convaincantes sur l'existence des couches de Sinaia et des roches ophiolitiques du type décrit dans l'horizon médian, semblent confirmer l'hypothèse selon laquelle le domaine océanique, qui a généré ce cortège de roches ophiolitiques aurait été cantonné entre les parties externe et interne de l'autochtone danubien.



Toujours ici doit être cherchée — paraît-il — l'origine des dépôts de type flysch (couches de Sinaia avec couches d'Azuga, couches de Comarnic).

Comme âge, le membre supérieur semble se situer quelque part dans l'intervalle chronostratigraphique Campanien moyen-Maestrichtien.

Les membres médian et supérieur ont été rattachés, dans la plupart des travaux, à la nappe de Severin.

### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse géologique de la région située entre les alignements tectoniques Valea Cernei et Baia de Aramă.

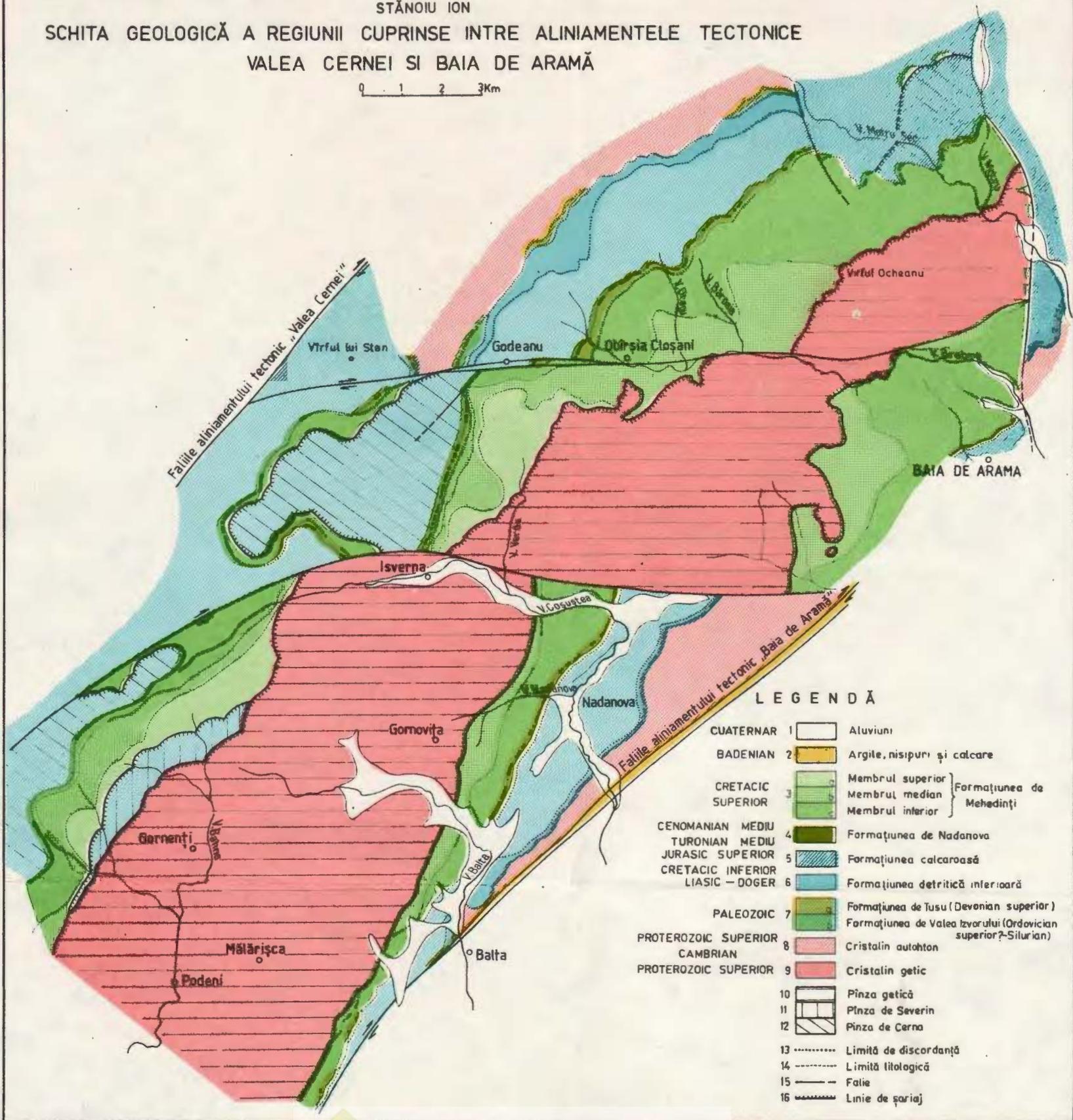
1, Quaternaire, alluvions ; 2, Badénien, argiles, sables et calcaires ; 3, Crétacé supérieur, formation de Mehedinți : a) le membre supérieur ; b) le membre médian ; c) le membre inférieur ; 4, Cénomanien moyen-Turonien moyen, formation de Nadanova ; 5, Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, formation calcaire ; 6, Lias-Dogger, formation détritique inférieure ; 7, Paléozoïque : a) formation de Tusu (Dévonien supérieur) ; b) formation de Valea Izvorului (Ordovicien supérieur ?-Silurien) ; 8, Protérozoïque supérieur-Cambrien, cristallin autochtone ; 9, Protérozoïque supérieur, cristallin gétique ; 10, nappe gétique ; 11, nappe de Severin ; 12, nappe de Cerna ; 13, limite de discordance ; 14, limite lithologique ; 15, faille ; 16, ligne de charriage.



STĀNOIU ION

SCHITA GEOLOGICĂ A REGIUNII CUPRINSE INTRE ALINIAMENTELE TECTONICE  
VALEA CERNEI SI BAIA DE ARAMĂ

0 1 2 3 Km



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### RECENZII

MARY SEARS, DANIEL MERRIMAN : *Oceanography: The Past.* Springer Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 1980, 812 p., 111 Figs.

The substantial volume devoted to the history of oceanography is a collective work summing up 69 contributions presented on the occasion of the 3rd International Congress of Oceanography History, organized in September 1980 at Woods Hole, USA. The first congress on this matter was organized in 1966 by the Oceanographic Museum in Monaco on the occasion of the centennial celebration of the oceanographic carrier of Prince Albert of Monaco, one of the great founders of oceanography. The second congress, held in Edinburgh in 1972 was also a centennial celebration, namely that one of the famous voyage of Challenger which marked the beginning of an epoch in oceanography. This third congress was meant to celebrate the semicentenary of the foundation of Woods Hole Oceanographic Institute in Massachusetts, an age which stands out by the peculiar scientific performances of this well known institution.

The communications held at the congress and published in this volume are quite heterogeneous : some are dedicated to famous personalities of oceanography (A g a s s i z, W a y - l a n d V a u g h a m, F r i e d r i c h D a h l, etc.); some recall on outstanding events (the first bathyscaphe diving of W. B e e b e, the first ocean floor drilling at depth, Meteor expedition, etc.); some represent national historical reports (oceanography in India, Peru, Poland, the Swiss contribution to oceanography, etc.); some present the historical evolution of certain investigation methods (use of radionucleids, of automatic thermometers), of certain spheres of interest (study of estuaries, of coral reefs, of tides, etc.). Finally, the history of some institutions (The Zoological Station in Napoli, The Royal Society in London and above all Woods Hole) is presented.

Out of the vast material offered for the study of the history of science, I should mention only some aspects directly related to geology, having in view the great scientific revolution brought about by global tectonics, mostly based on the oceanographic discoveries of the last two decades.

First of all, it is worth mentioning the four communications dealing with Woods Hole, whose role in the elaboration of new concepts (ocean floor spreading, continental drift and plate shifting) is rather substantial. These are followed by two communications dealing with the relationship between plate tectonics and oceanography (belonging to A. H a l l a m and to a group led by J. L. L e m k e), the former being an epistemological analysis of global tectonics which is looked upon as a scientific revolution.

Those who are interested in "paleoastronautics" will be attracted by the way Gondwana and the Himalaya Mts are described by old Indian epics, which note accurately the geological events that occurred millions of years before the apparition of man ; however, the author's conclusions are realistic, leaving no place to reveries.



Oil geologists will be pleased to find the study on the oceanological investigations of the Caspian Sea and of adjacent oil deposits, while the Romanians will be interested in the history of oceanographic studies in the Black Sea area.

Given the ever growing interest in the history of science, the present volume is valuable and offers interesting information to a wide range of readers.

It is also to mention the prompt publication of this volume. The Congress was held by the end of September 1980 and the volume was published in the same year. And it is not unimportant to say that it is a printed book, not a typed or xeroxed copy !

M. Bleahu

JOHN S. RINEHART : *Geysers and Geothermal Energy*. 206 p., Springer Verlag, New York-Heidelberg-Berlin (1980).

As its title announces, the paper treats upon the different aspects related to geysers. It consists of ten chapters, out of which eight regard the study of the inter-relation between the internal heat of the Earth, the hydrodynamics and chemistry of underground waters on the one hand and the geological structure on the other ; the association of these elements generates the background appropriate for geysers' activity.

The first chapter, entitled "Geysers in the World", points out the characteristic features of geysers, marks their areal extent all over the world and gives a brief description of some of the known geysers. The second chapter introduces the geological, thermal and hydrological background that occurs next to the earth crust and offers the physical-geological premises for the third chapter, in which the geyser mechanism is presented as a simple system, based on the interaction of three major elements : a geothermal source, the water supply and a reservoir with a certain geological structure.

If in chapter three the presence of gases and of salts dissolved in water is not mentioned, then chapters four and five, called „Role of Gases in Geysers” and „Chemistry of Thermalized Waters”, respectively, treat upon these important aspects of geyser activity.

Chapter six is devoted to complex systems, consisting of muddy volcanoes, fumaroles, hot springs and geysers.

Chapter seven treats upon the problems related to background transformations, while chapter eight is an analysis of temporary changes of geyser activity.

The influence of man on geysers is presented in chapter nine, while the practical uses of geothermal fluids are described in chapter ten.

It should be mentioned that the author treats only partly the theme he proposed in the title ; out of the 206 pages, 174 are attributed to chapters 1-9, while the geothermal energy is treated upon in chapter 10, on 29 pages only.

The style is descriptive, while the quantitative aspects of geothermic, hydrodynamic and geochemical phenomena which need a more elaborate physical-mathematic discussion are insufficiently treated upon.

S. Veliciu



H. R. LANGGUTH, R. VOIGT : *Hydrogeologische Methoden*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1980, 486 p., 156 figs., 72 tabs.

This paper appeared within a volume of "University Texts", but it is meant especially for geologists, hydrogeologists and hydrologists proper. It has a practical purpose, providing the most important theoretic data for the use of a large variety of investigation methods of the natural aquifers. This is shown by the very contents of the book which comprises eight chapters as follows : (1) Measures and units in hydrogeology ; (2) Permeability and transmissivity ; (3) Storing coefficient and the useful volume of the pores ; (4) Pumping experiments ; (5) Graphic and analytic processing of the permanent flow in an aquifer ; (6) Survey drillings and pits ; (7) Pumps and conducts ; (8) Statistic processing methods.

The various work methods, the recording and processing of data are presented for each analysed element. The theoretic presentation is largely illustrated by sketches, sections, sketch maps, while calculation elements as well as diagrams and tables are presented for the valuation of experimental data. Also the dimensions for performing the experiments are provided (e.g. the distances between the survey pits depending on the aquifer parameters, or the size of filters depending on the geological conditions etc.).

The book is very concise, practical and to the point, its only drawback being the use of the German technical terminology, so different from that of Latin origin (common to both French and Romanian) or the English one, which is simpler and more familiar. A dictionary of technical terms (German, English, French) is provided to make up for this disadvantage. The paper also comprises a list of references including about 300 titles, beside an index of authors and an index of subjects.

On the whole it is a most useful paper for specialists to be permanently consulted.

M. Bleahu

C. D. SCHÖNWIESE : *Klimaschwankungen*. Springer Verlag, New York, Heidelberg, Berlin 1979, 181 p., 34 figs. „Verständliche Wissenschaft“ collection, no. 115.

This is booklet no. 115 of the "Verständliche Wissenschaft" collection. Unlike the Romanian publication of the same name, which aims at a popularization of science, it provides a high level information for non-professional men. This fact is revealed by the thorough treatment of the subject. The paper under discussion attempts to answer some up-to-date questions, often present in publications, referring to the cooling or heating tendency of the climate; thus either a new ice age is to come or, on the contrary, the Sahara is going to extend all over the world. A bulk of contradictory and, very frequently, unfounded "news" is presented and explained either by man's baneful influence on climate, the clearing of the forests, the too intense use of artificial fertilizers or the strong atmosphere and water pollution.

In the first chapter several notions, such as climate, normal climate, climatic variations, climatic system etc. are defined. In the second chapter the sources of information used in climatology are considered : the present climate is studied by instrumental measurements, at the meteorological stations, by long term measurements; the paleoclimates are studied by the data obtained from the rock alteration, the rings of trees, the pollen analyses, the soil types, the



core-samples obtained from permanent ice massifs and the ocean floor as well as by radioisotopic measurements.

The statistic processing of these data is of outmost importance, being presented in the third chapter.

After these theoretic premises the author describes the world climatic evolution. In accordance with the methods used, the climatic variations during the last 300, 3,000, 10,000 years are analysed; then geology proper comes in by the analysis of the climate during the Quaternary, Tertiary and Mesozoic, and finally Paleozoic and Precambrian.

The climate variations of the world being established, the author attempts to find out their causes, which differ depending on the period referred to. In order to explain the former greater variations (the appearance of ice ages) the author expounds the classical theories, e.g. Milancovic's theory as well as Wilson's more recent one, thus proving that the explanation is much more complex, involving terrestrial, cosmic, solar and local factors. During the more recent periods of time (of the order of hundreds of years) these factors have diminished, being nevertheless perceived by man and having historical, if not geological, consequences.

There follows a chapter dealing with the concept of climate stability. In the last chapter of the book, perhaps the most interesting, the influences of man's actions on climate are analysed. Among the numerous instances presented we mention the further intensive use of fossil combustibles, which will lead to a double amount of CO<sub>2</sub> in the atmosphere by the year 2050; this will cause an increase of the mean temperature by 2–3°, resulting in the melting of the Antarctic ice cap and the rise by 70 m of the Earth's ocean level. Thus most of the large cities of the world and all the sea ports will be covered by water!

Based on a precise and well selected reference material, C. D. Schönwiese's book constitutes an extremely useful approach of a problem of great interest for its implications in the environment preservation and a valuable and concise description of the former geological climates, according to the latest data, for geologists.

*M. Blăcălu*

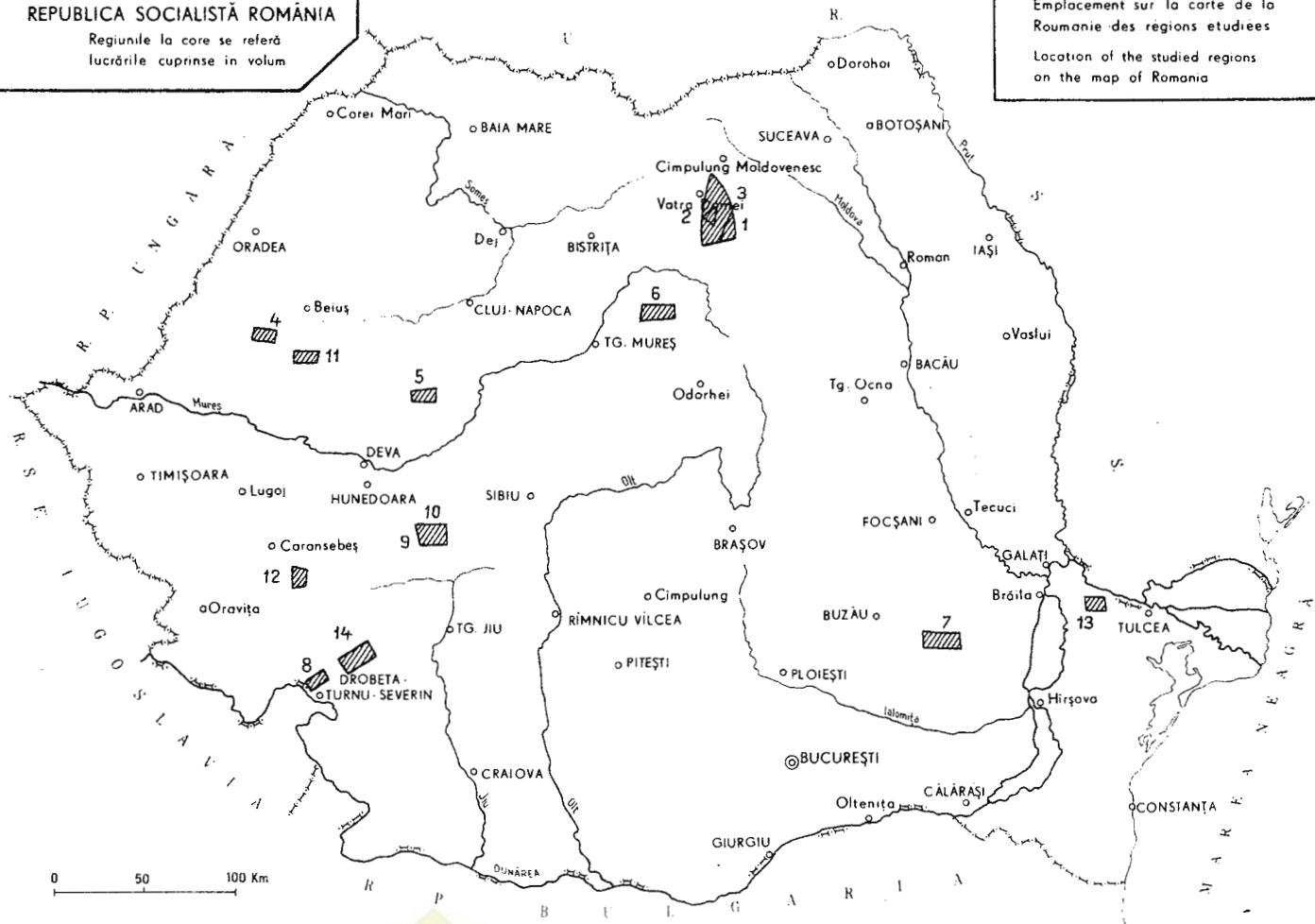


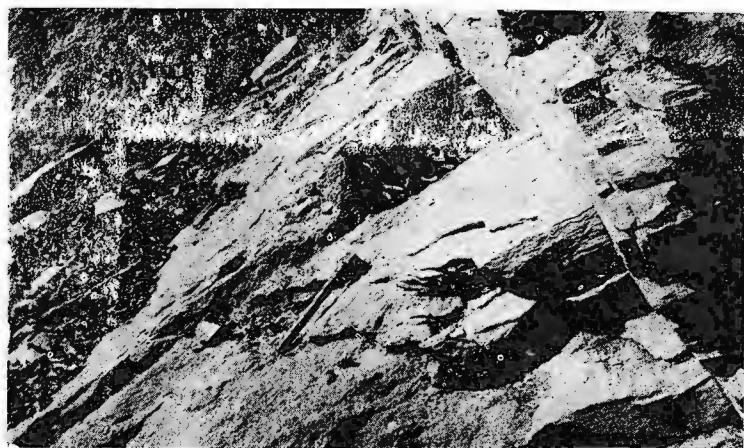
REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Regiunile la care se referă lucrările cuprinse în volum

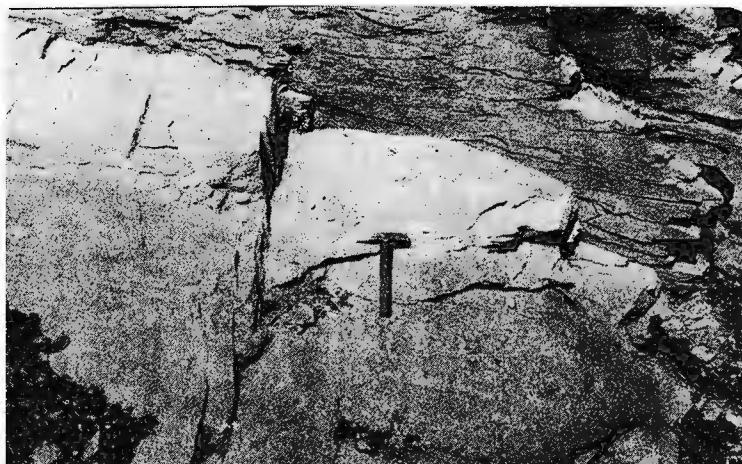
**Emplacement sur la carte de la Roumanie des régions étudiées**

#### Location of the studied regions on the map of Romania





1



2



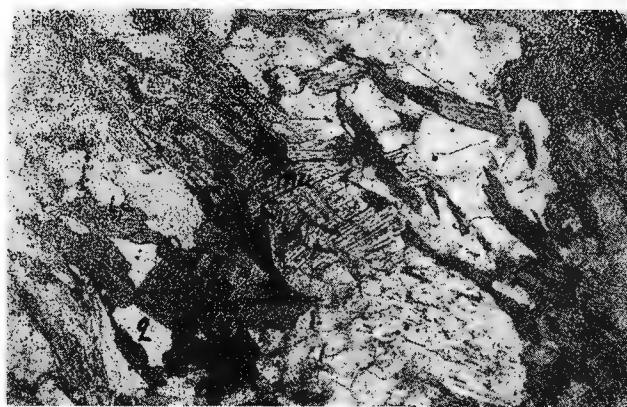
3

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale şedințelor vol. LXVII/5.

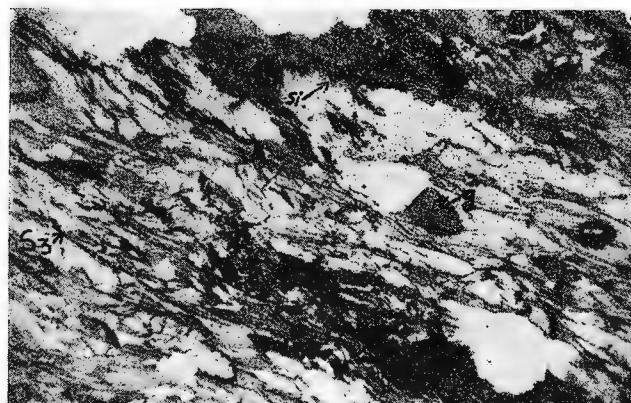


Institutul Geologic al României

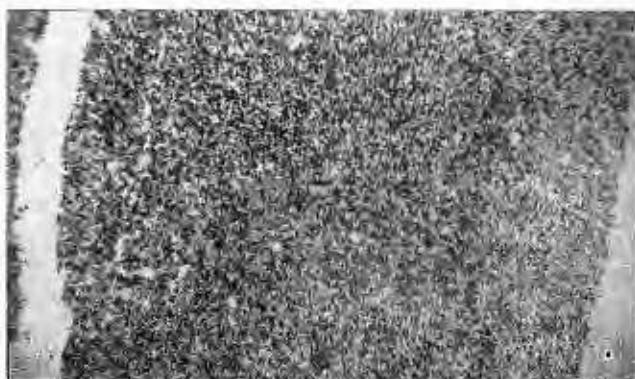
VIORICA IANCU, I. HÂRTOPANU. Formations métamorphiques polycycliques  
du Plateau Mehedinți. Pl. II



1



2



3

e

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.

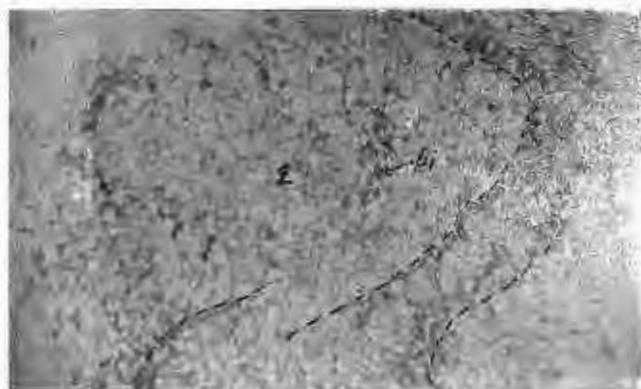


Institutul Geologic al României

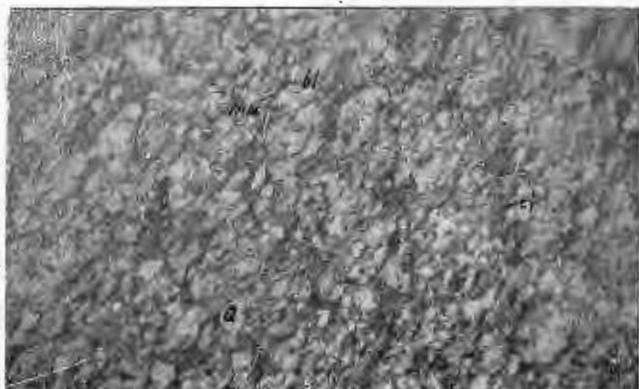
VIORICA IANCU, I. HÂRTOPANU. Formations métamorphiques polycycliques  
du Plateau Mehedinți. Pl. III



1



2

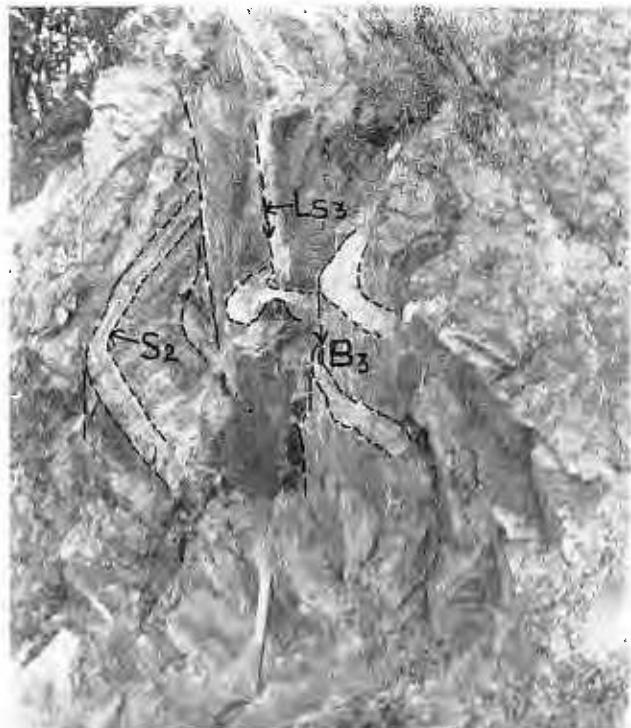


3

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.



Institutul Geologic al României



1

134586

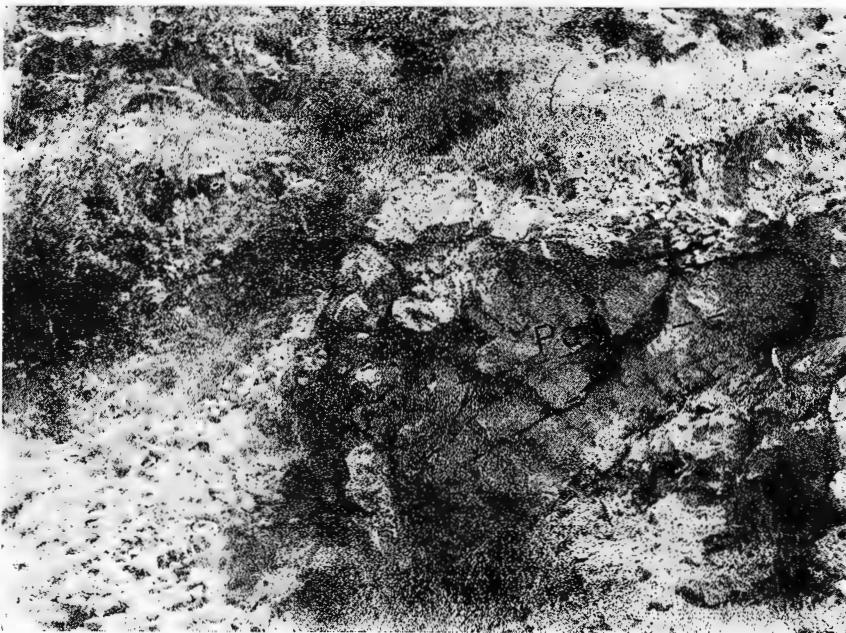


2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.



1

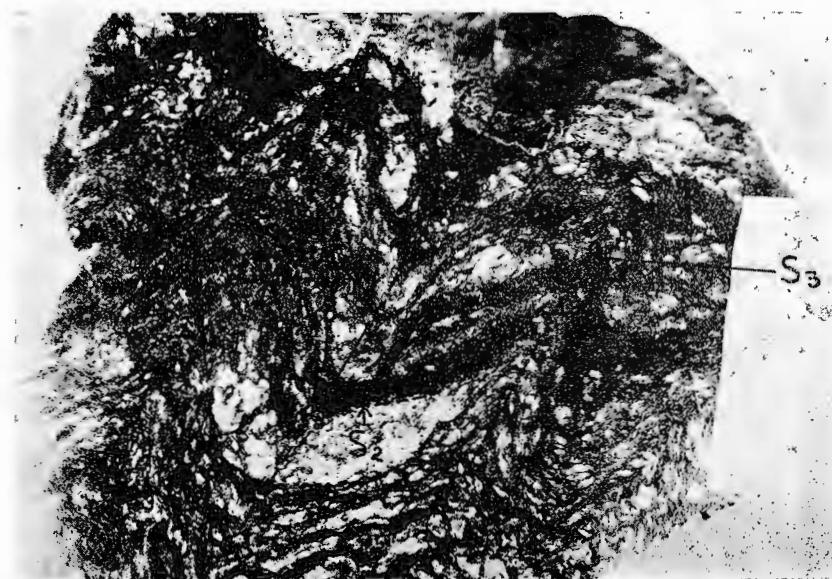


2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.

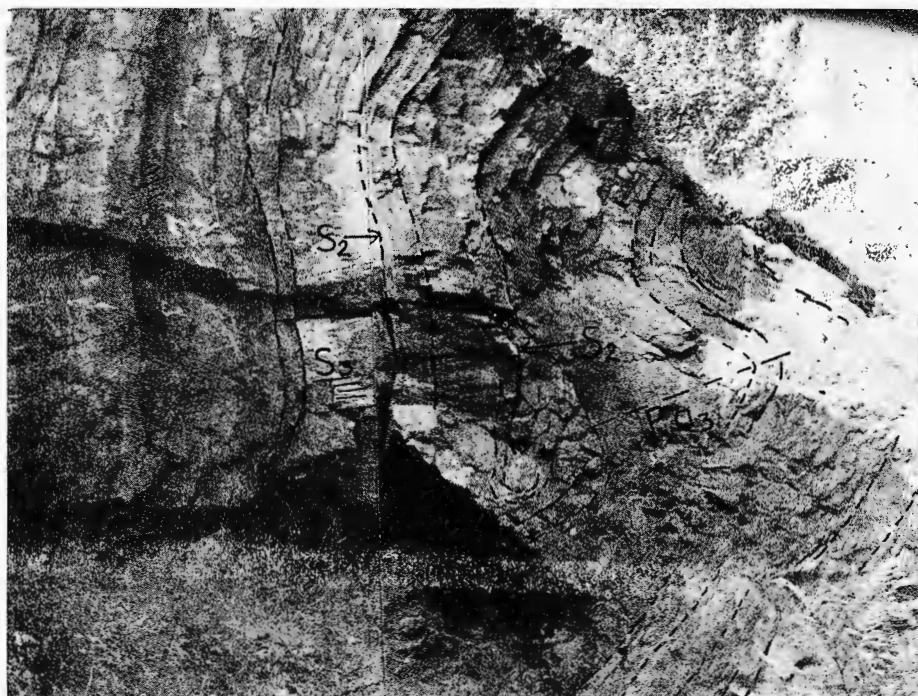


1

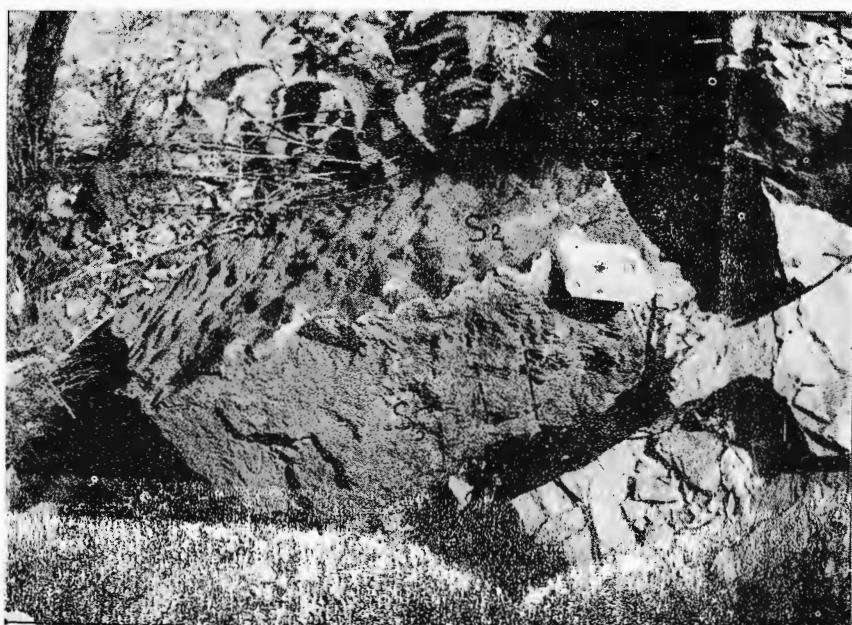


2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale şedințelor vol. LXVII/5.



1

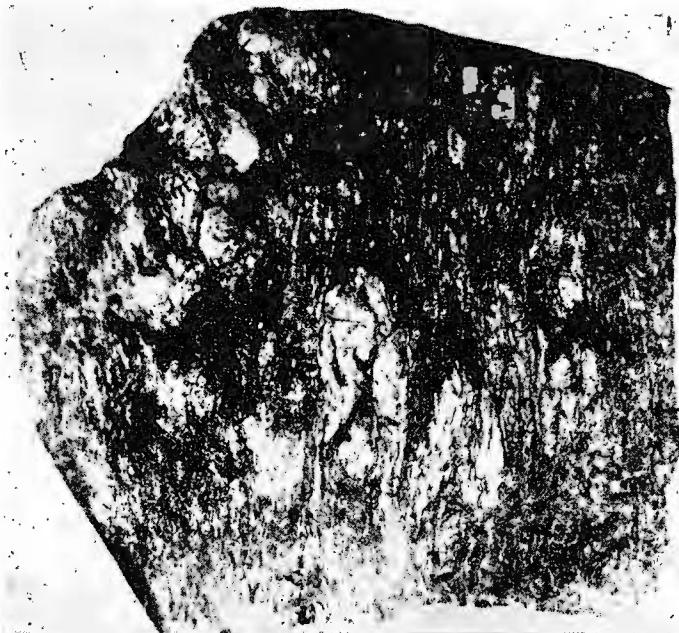


2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.



Institutul Geologic al României



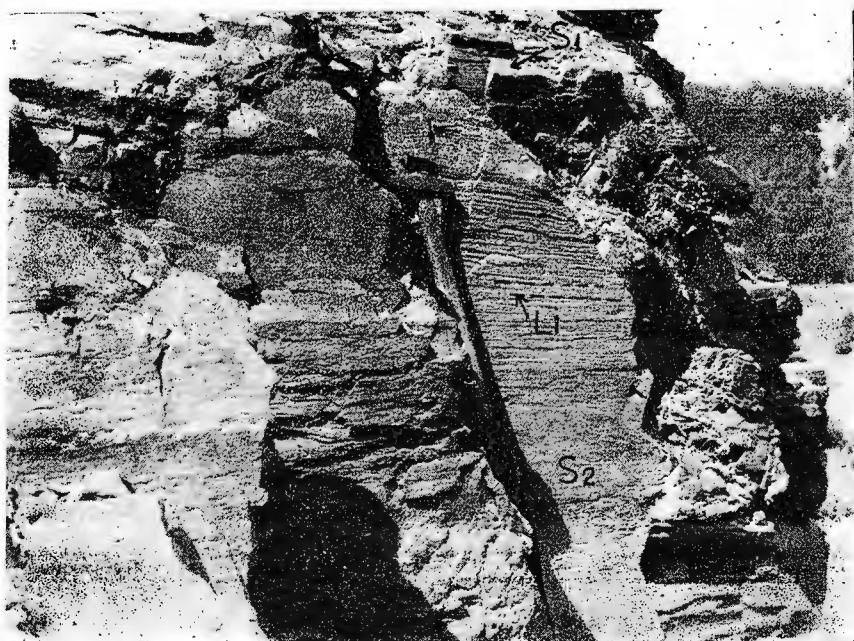
134588



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de șeamă ale ședințelor vol. LXVII/5.



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.



Institutul Geologic al României

D. MORARIU. L'anticlinal Rof ou l'antiforme Rof?

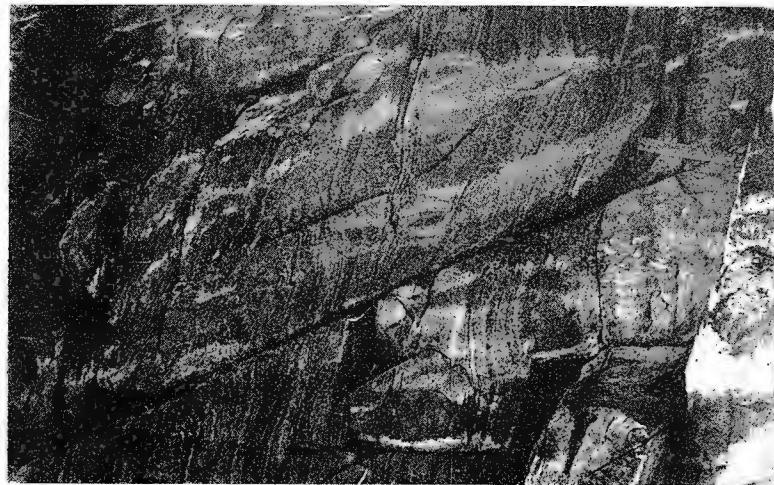
Pl. I



1



3



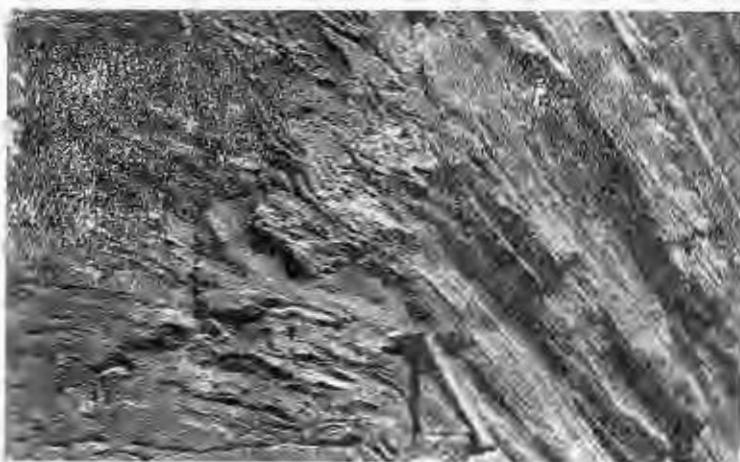
2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.

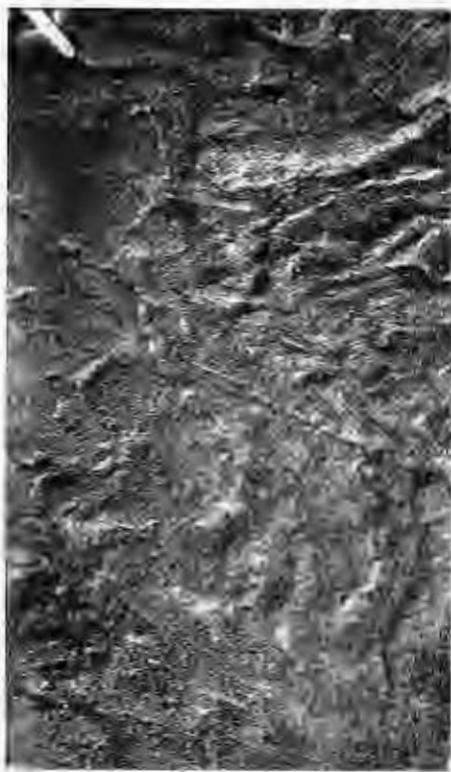
19488



Institutul Geologic al României



1

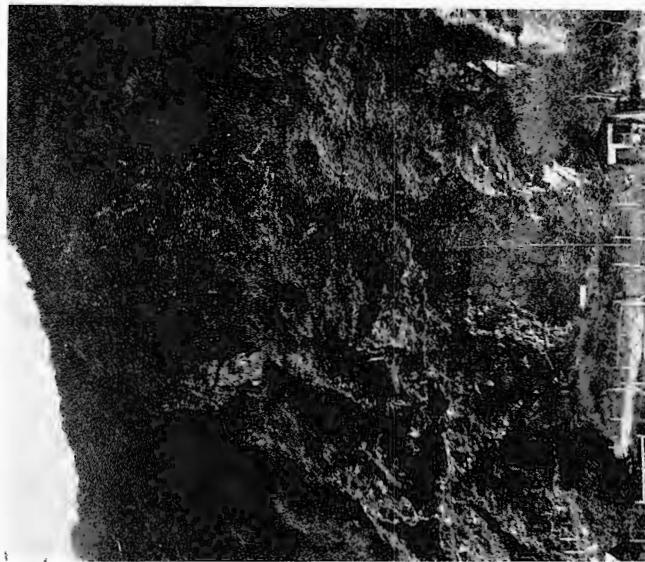


2



3

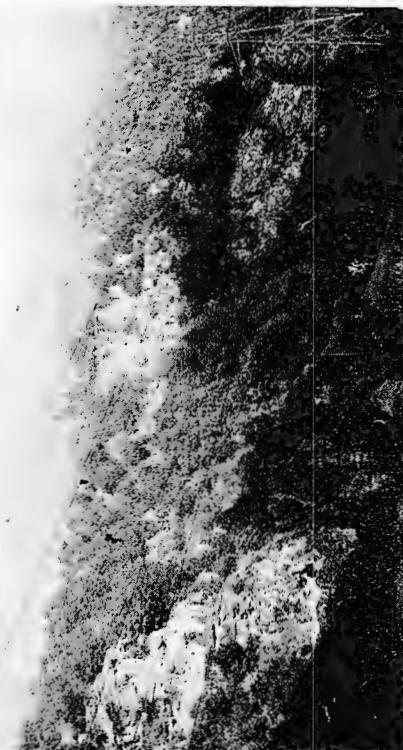
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.



2



1



3

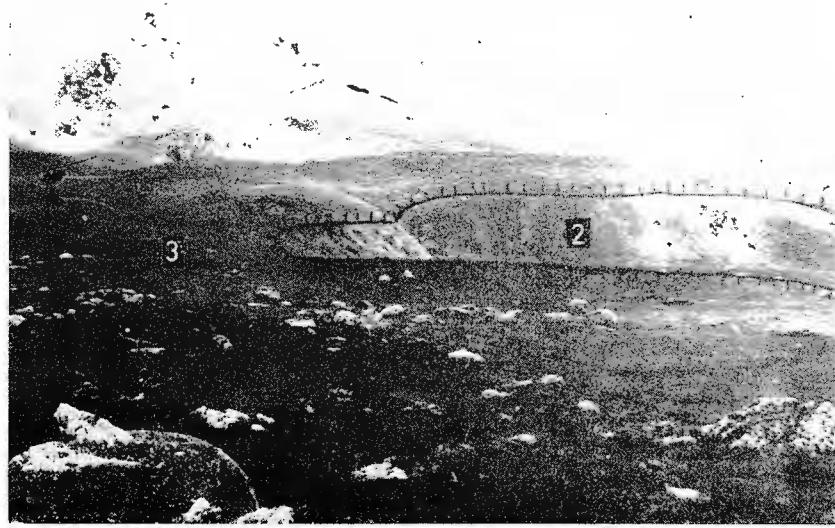
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.



Institutul Geologic al României



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.

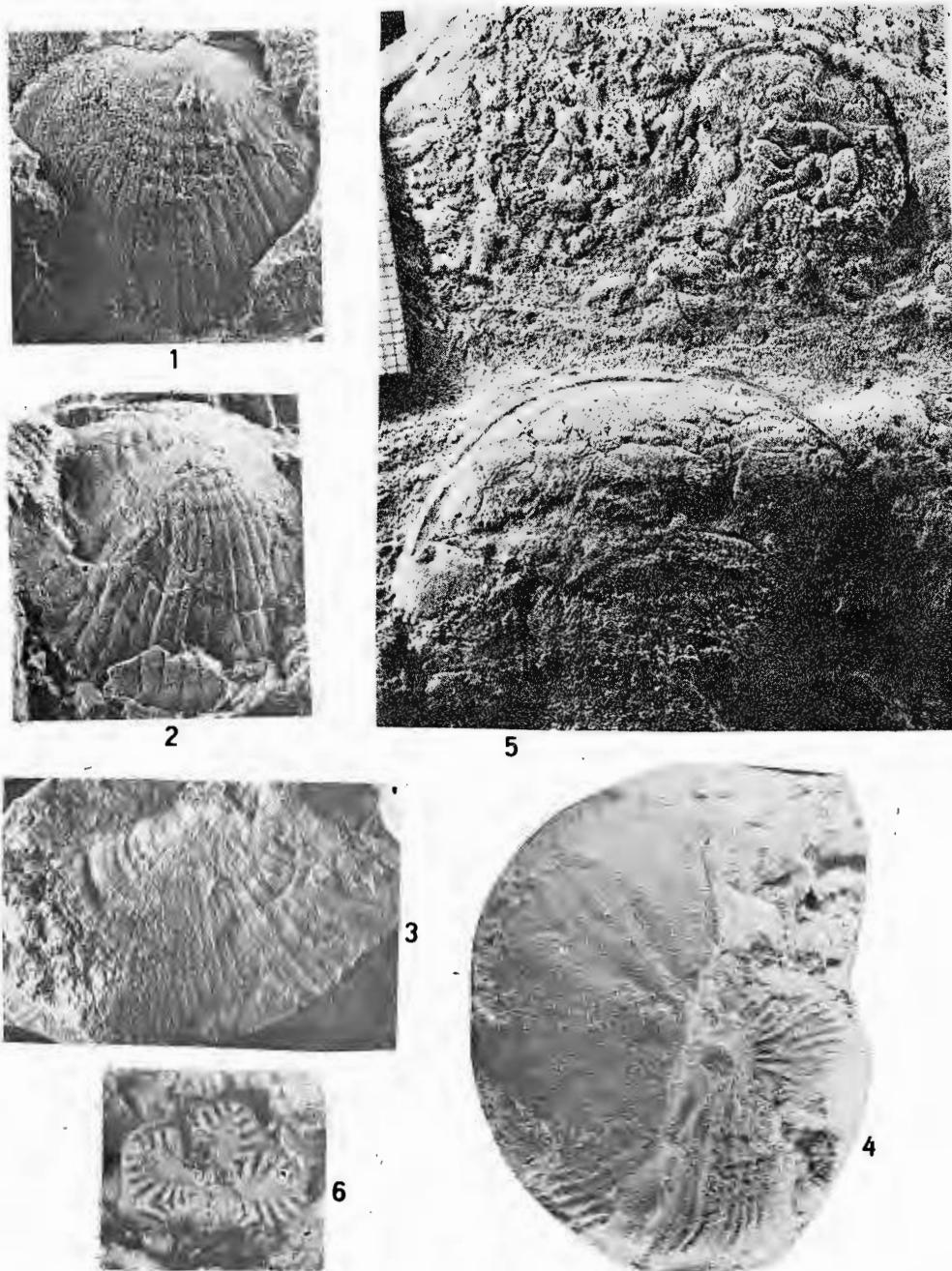
134588



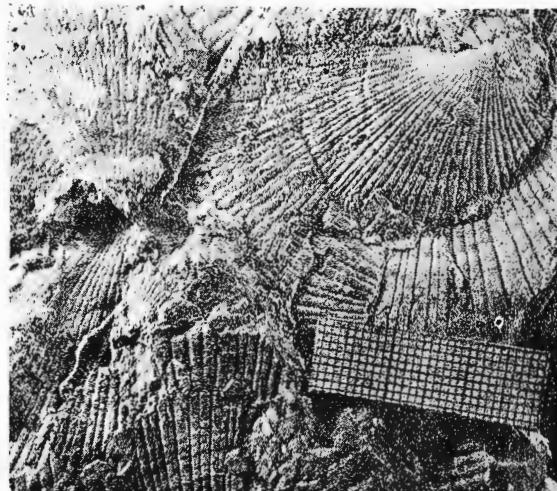
Institutul Geologic al României



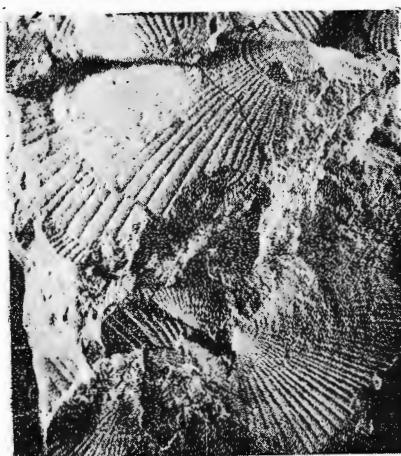
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.



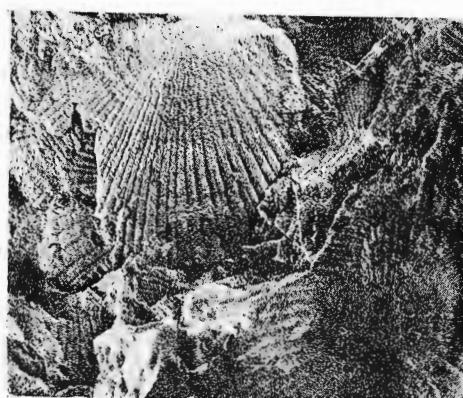
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.



1



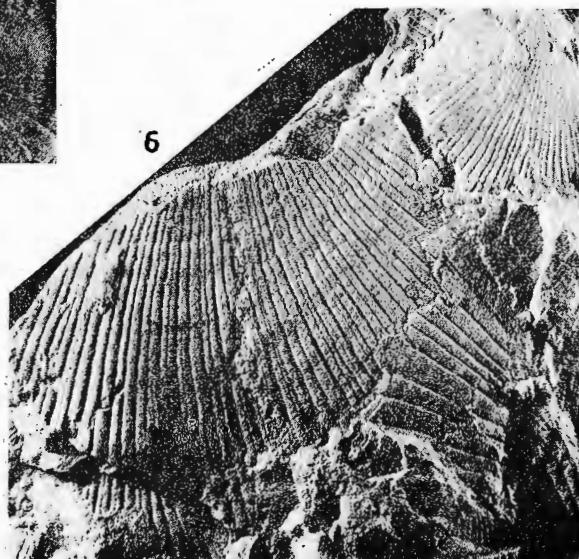
2



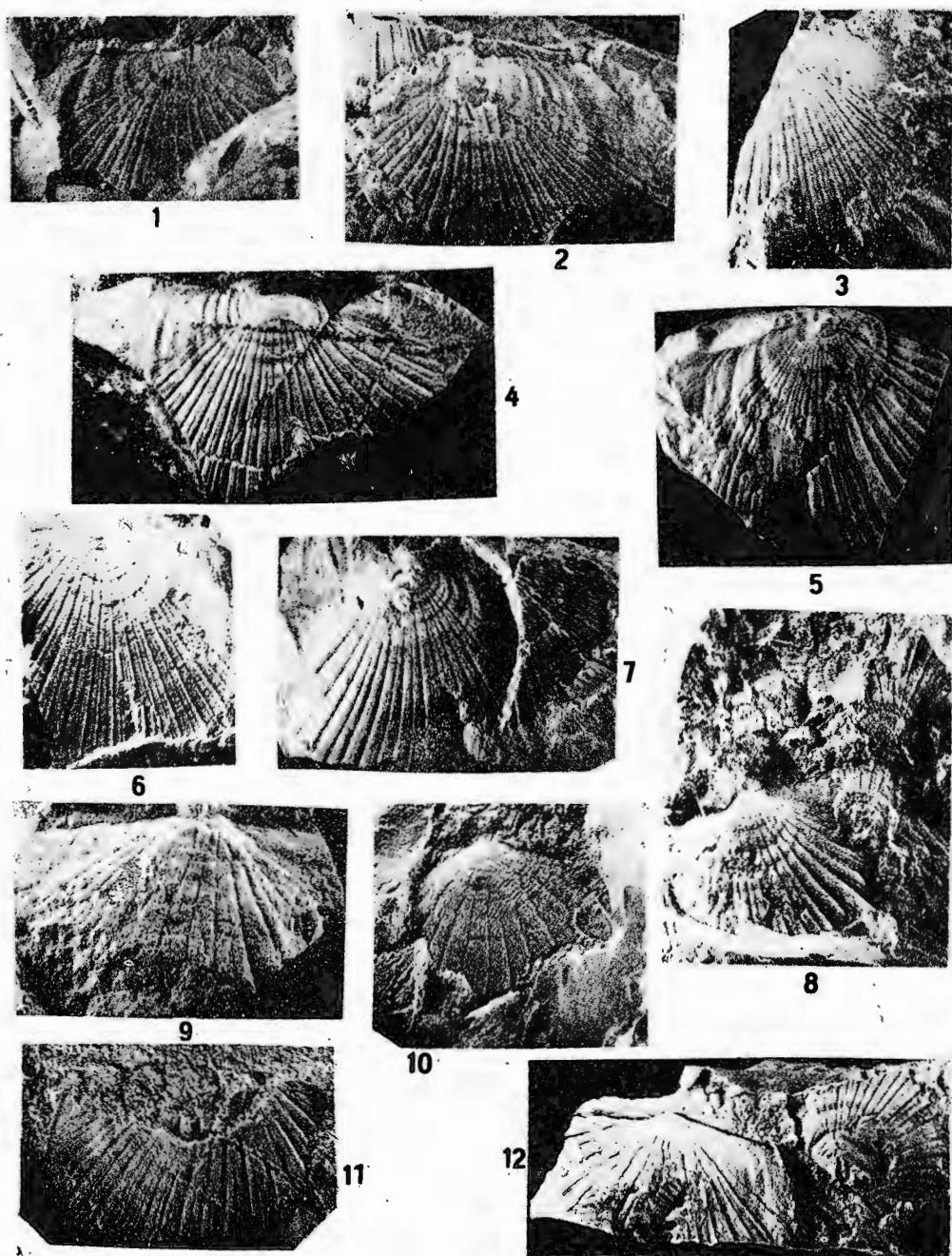
3



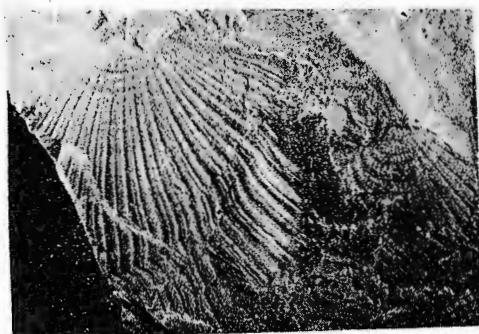
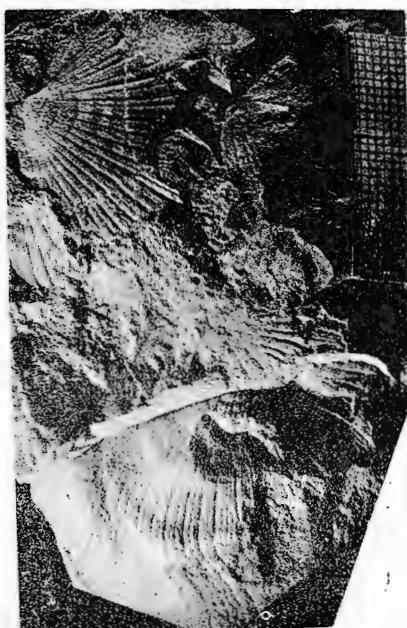
4



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.



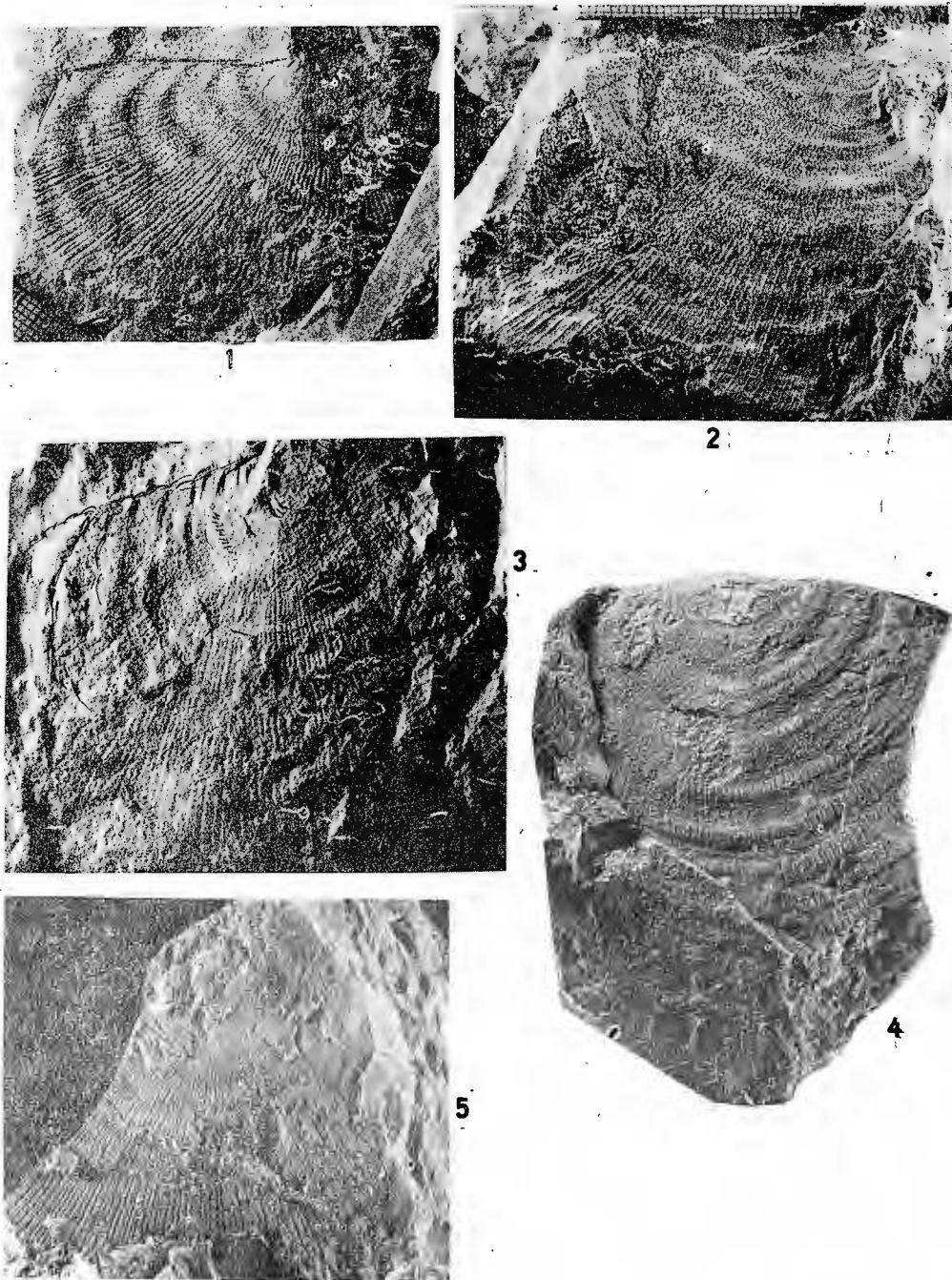
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.



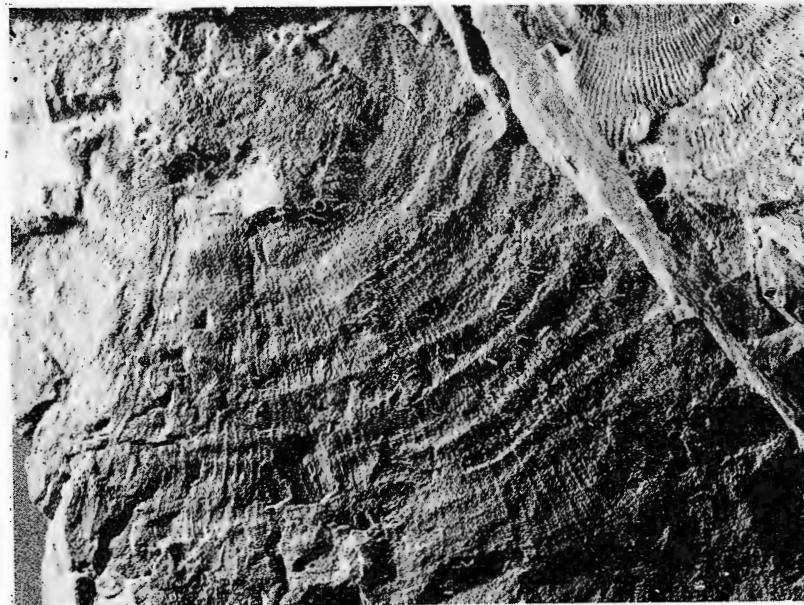
Institutul Geologic al României



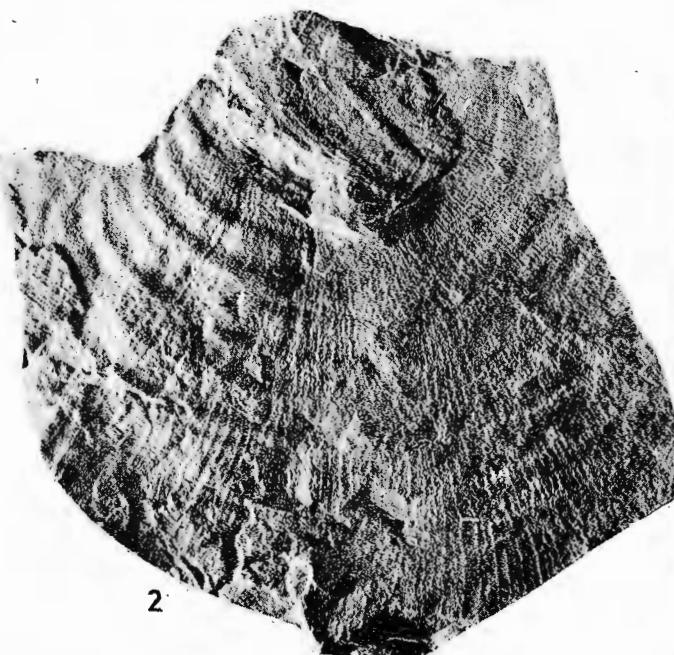
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.



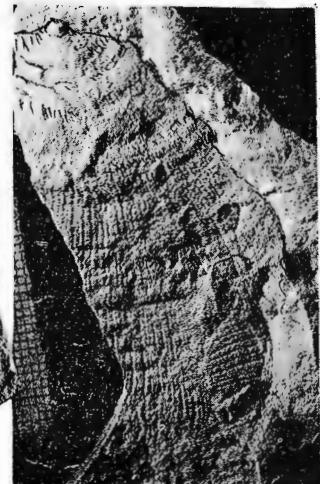
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.

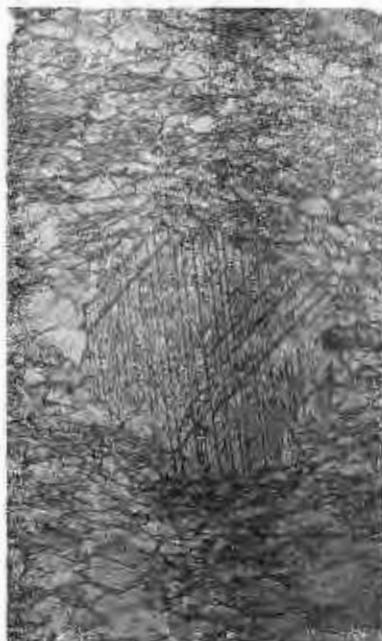


Institutul Geologic al României

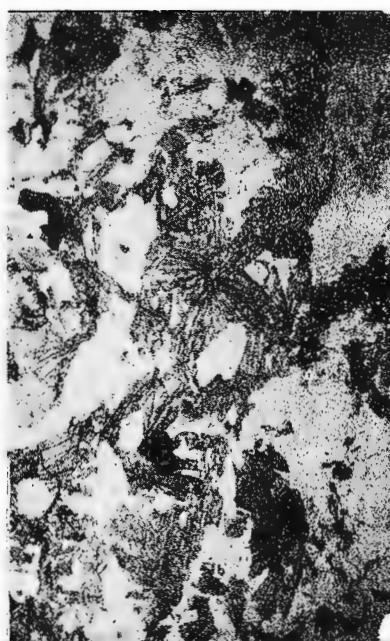


Institutul Geologic al României

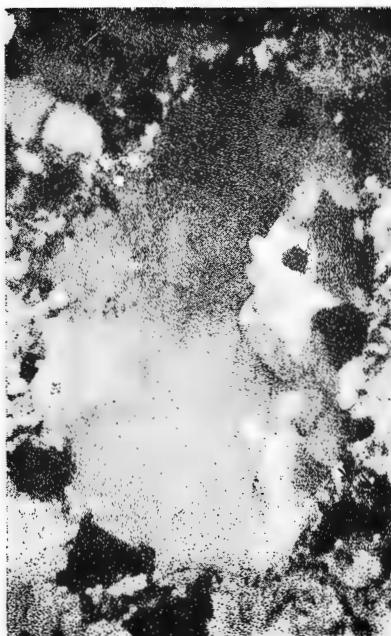
H. SAVU, H. HANN. Formațiunile paleozoice metamorfozate de la Muntele Mic.



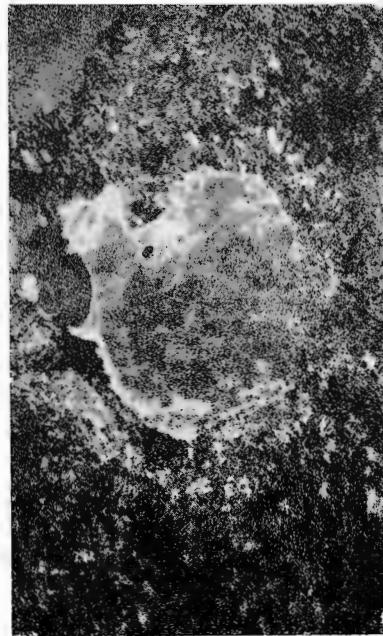
1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.

134880



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

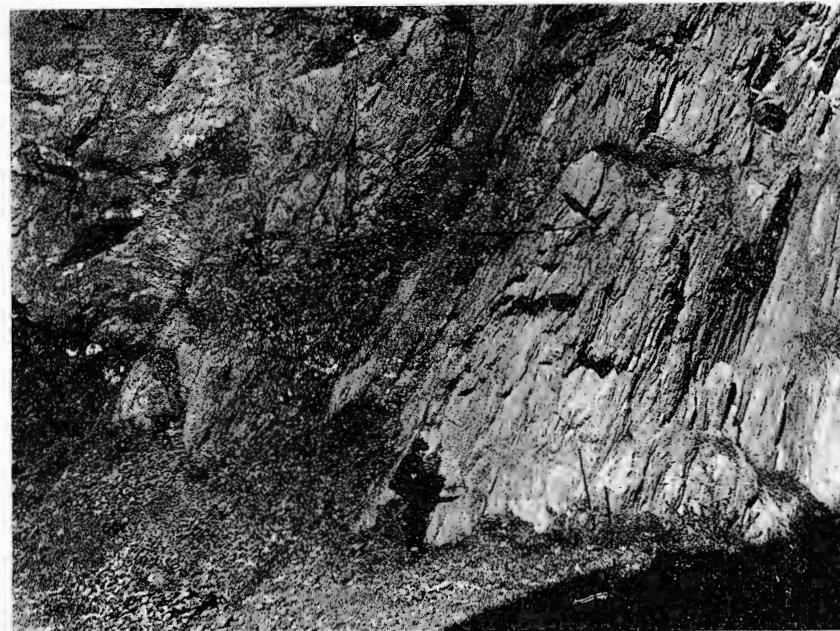


1

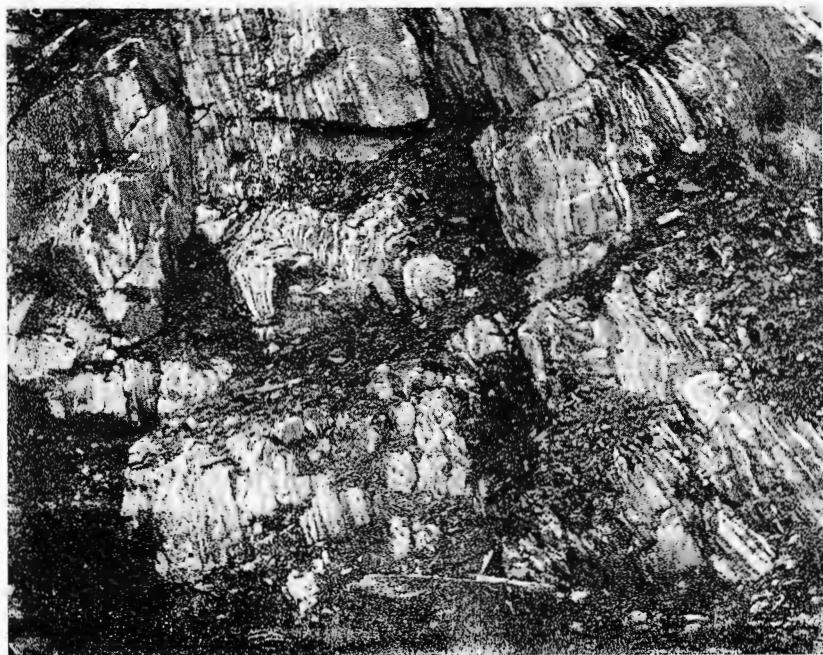


2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.



1

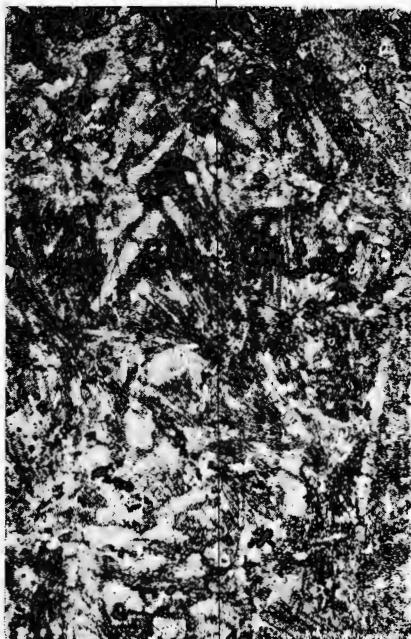


2

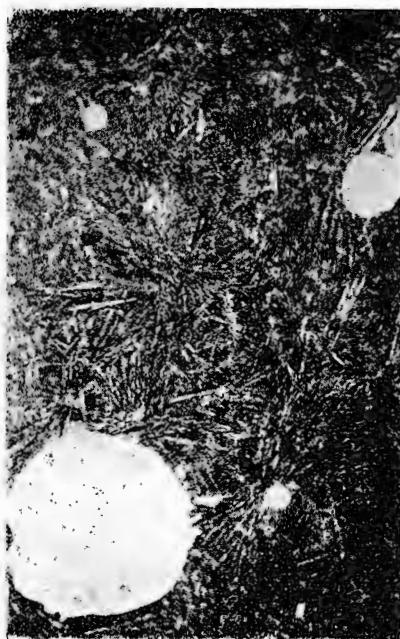
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.



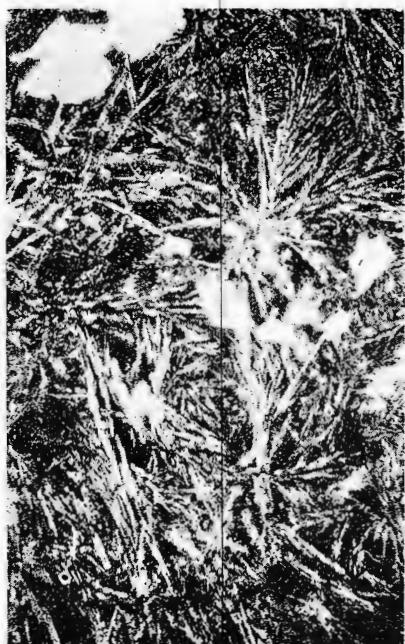
Institutul Geologic al României



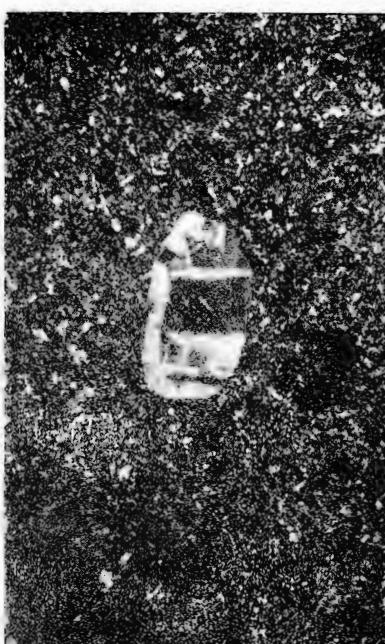
1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVII/5.

134887



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

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-LIII/1 (1953-1966)
- Comitetul de Stat al Geologiei t. LIII/2-LV/1 (1967-1969)
- Institutul Geologic t. LV/2-LX (1970-1974)
- Institutul de Geologie și Geofizică - à partir du tome LXI (1975)



INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GEOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXVII

1979 - 1980

5. TECTONIQUE ET GÉOLOGIE RÉGIONALE



Institutul Geologic al României