

MINISTERUL GEOLOGIEI  
INSTITUTUL DE GEOLOGIE  
și GEOFIZICĂ

B.I.G.

5

DĂRI DE SEAMĂ  
ALE ȘEDINȚELOR

COMPTES RENDUS  
DES SÉANCES

TECTONICĂ  
GEOLOGIE REGIONALĂ

VOL. 70-71  
1983; 1984

142540

BUCHARESTI  
ROMÂNIA  
1986

Institutul Geologic al României



Coperta : Cristian Vasile



Institutul Geologic al României

MINISTERUL GEOLOGIEI  
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

# DĂRI DE SEAMĂ

A L E  
S E D I N T E L O R  
VOL. 70-71  
1983 ; 1984

## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

142570

BUCUREŞTI  
1986



Institutul Geologic al României

Coordonator științific : dr. M. SĂNDULESCU

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor  
revine în exclusivitate autorilor



Institutul Geologic al României

## CUPRINS

<p>1. Balintoni I. Petrologic and Tectonic Features of the Hîghiș-Drocea Crustal Massif (Apuseni Mountains) . . . . . Aspecte petrologice și tectonice în masivul cristalin Hîghiș-Drocea (Munții Apuseni) (Rezumat) . . . . .</p> <p>2. Balintoni I., Hann P. H., Gheuca I., Nedelcu L., Conovici M., Gridan T., Dumitrișcu G. Considerations on a Preliminary Structural Model of the South Carpathian Crystalline East of the Olt River . . . . . Considerații asupra unui model structural preliminar al cristalinului Carpaților Meridionali de la est de Olt (Rezumat) . . . . .</p> <p>3. Balintoni I., Iancu V. Lithostratigraphic and Tectonic Units in the Trascău Mountains North of Mînăstirea Valley . . . . . Unitățile litostratigrafice și tectonice ale Munților Trascăului de la nord de Valea Mînăstirii (Rezumat) . . . . .</p> <p>4. Caraivan G., Herz N., Noakes J. New Proofs of the Black Sea Rise During the Middle Würm Interstadial . . . . . O nouă confirmare a ridicării apelor Mării Negre în timpul interstadiului Wurmului mediu (Rezumat) . . . . .</p> <p>5. Gherasi N., Berza T., Seghedi A., Stepan M., Iancu V. Structura geologică a părții nordice a masivului Godeanu (Carpații Meridionali) The Geological Structure of the Northern Slope of the Godeanu Mountains. (South Carpathians). (Summary) . . . . .</p> <p>6. Gheuca I., Dinică I. Lithostratigraphie et tectonique du cristallin de Leaota entre Albești — vallée de Ghimbav — vallée de Bădeanca (Iezer-Leaota) . . . . . Litostratigrafia și tectonica cristalinului Leaotei între Albești — Valea Ghimbav — Valea Bădeanca (Iezer-Leaota) (Rezumat) . . . . .</p> <p>7. Gocev P. M. Modèle pour une nouvelle synthèse tectonique de la Bulgarie</p> <p>8. Iancu V. Unités structurales supragéétiques et infragéétiques de la partie ouest des Carpathes Méridionales . . . . . Unitățile structurale supragegetice și infragegetice din partea de vest a Carpaților Meridionali (Rezumat) . . . . .</p> <p>9. Mantea Gh., Tomescu C. Geological Structure of the Central Area of the Metaliferi Mountains, Balșa-Ardeu-Cib Zone . . . . . Structura geologică a părții centrale a Munților Metaliferi, zona Balșa-Ardeu-Cib (Rezumat) . . . . .</p> <p>10. Mureșan M. Genèse et succession des déformations principales de la tectonique <math>B_1</math> des métamorphites de la série de Tulgheș (Carpathes Orientales) . . . . . Geneza și succesiunea deformațiilor principale ale tectoniciei <math>B_1</math> din metamorfitele seriei de Tulgheș (Carpații Orientali) (Rezumat) . . . . .</p>	<p style="text-align: right;">5</p> <p style="text-align: right;">23</p> <p style="text-align: right;">45</p> <p style="text-align: right;">57</p> <p style="text-align: right;">63</p> <p style="text-align: right;">87</p> <p style="text-align: right;">97</p> <p style="text-align: right;">109</p> <p style="text-align: right;">129</p> <p style="text-align: right;">149</p>
---	---



11. Paraschiv D. Sur les conditions géologiques de profondeur de la zone de Bucureşti . . . . .	165
Asupra condițiilor geologice de adâncime ale zonei orașului București (Rezumat) . . . . .	
12. Purecel R., Cibotaru T. Considérations sur la tectonique de la partie sud-ouest des monts Metaliferi (zone Zam-Boholt) . . . . .	175
Considerații asupra tectonicii părții de sud-vest a Munților Metaliferi (zona Zam-Boholt) (Rezumat) . . . . .	
13. Săndulescu M., Micu M., Digitations de la nappe de Tarcău entre la vallée du Tazlău et la vallée de la Bistrița . . . . .	187
Digităriile pînzei de Tarcăuh între valea Tazlăului și valea Bistriței (Rezumat) . . . . .	
14. Săndulescu M., Săndulescu-Russo D., Udrescu C., Međešan Al., Position structurale, pétrologie et ambiance géotectonique des magmatites mésozoïques de Tara Bîrsei . . . . .	197
Poziția structurală, petrologie și ambianța geotectonică a magmatitelor mezozoice de Tara Bîrsei (Rezumat) . . . . .	
15. Seghedi A. Metamorphism and Deformation in the Boclugea Group . . . . .	223
Metamorfism și deformare în seria de Boclugea (Rezumat) . . . . .	
16. Seghedi A. Deformational and Metamorphic History of the Carapelit Formation (North Dobrogea) . . . . .	235
Evoluția proceselor de deformare și metamorfism în Formațiunea de Carapelit (Dobrogea de Nord) (Rezumat) . . . . .	
17. Strutinski C. Upper Cretaceous Formations South of Ruschița. Paleotectonic Significance . . . . .	247
Formațiunile Cretacicului Superior de la sud de Ruschița (Rezumat)	
18. Strutinski C., Hann H. P. Reconsidération de la structure géologique de Rusca Montană et des implications sur la tectonique du massif de Poiana Ruscă . . . . .	255
Reconsiderarea structurii geologice de la Poiana Ruscă și implicațiile ei asupra tectonicii masivului Poiana Ruscă (Rezumat) . . . . .	
19. Vodă Al. Central East Carpathian Nappes in the Broșteni-Borca Region Pînzele central est-carpatici în regiunea Broșteni-Borca (Rezumat) . . . . .	269
20. Book Reviews . . . . .	277

## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### PETROLOGIC AND TECTONIC FEATURES OF THE HIGHİŞ-DROCEA CRYSTALLINE MASSIF (APUSENI MOUNTAINS)<sup>1</sup>

BY

ION BALINTONI<sup>2</sup>

*Metabasites. Mineral parageneses. Biharia Series. Nappes. Finiș Nappe. Baia de Arieș Nappe. Codru Series. Paleozoic. Mineral assemblage. Regional metamorphism. Apuseni Mountains — Northern Apuseni — Highiş Mountains; Southern Apuseni — Drocea Mountains.*

#### Abstract

The Highiş-Drocea crystalline massif consists of Upper Precambrian Codru and Baia de Arieș series, Lower Paleozoic Biharia Series and Middle Paleozoic Păiușeni Series. These major lithostratigraphic units were affected by regional metamorphism during Hercynian, Caledonian and probably Cadomian orogeneses. The Highiş granitoids pierce the Biharia Series and the Cladova Formation probably of Upper Carboniferous age, in anomalous relations prior to the intrusion of granitoids. The mainly metabasite rocks of Biharia Series point to four parageneses: pre-metamorphic magmatic; partly static regional metamorphism in albite-epidote amphibolite facies assigned to Caledonian orogenesis; dynamic regional metamorphism in chlorite zone of greenschist facies due to Hercynian orogenesis, and thermic contact paragenesis related to Highiş granitoids. The structure of the Highiş-Drocea crystalline massif is defined by Finiș Nappe (Codru Series and a Permian-Mesozoic sedimentary cover), Highiş-Poiana Nappe (Păiușeni Series), Biharia Nappe (Cladova Formation, Biharia Series, Highiş granitoids) and Baia de Arieș Nappe (Baia de Arieș Series). These nappes were emplaced during the pre-Gosau paroxysmal tectogenesis.

<sup>1</sup> Received April 28, 1983, accepted for communication and publication May 20, 1983, presented at the Meeting May 21, 1983.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș 1, R 79678, București, 32.



## Résumé

*Aspects pétrologiques et tectoniques du massif cristallin de Highiș-Drocea (monts Apuseni).* Le massif cristallin de Highiș-Drocea est formé des séries précambriennes supérieures de Codru et de Baia de Arieș, de la série paléozoïque inférieure de Biharia et de la série paléozoïque moyenne de Păiușeni. Ces unités lithostratigraphiques majeures ont été affectées par un métamorphisme régional durant les orogenèses hercynienne, calédonienne et cadienne. Les granitoïdes de Highiș entrecroisent la série de Biharia et la formation de Cladova possible d'âge carbonifère supérieur, mises en relations anormales, l'une à l'autre, avant l'intrusion des granitoïdes. Dans les roches de la série de Biharia, principalement métabasiques, ont été mises en évidence quatre paragenèses : (1) magmatique pré-métamorphique, (2) de métamorphisme régional partiellement statique en faciès des amphibolites albite-épidotiques, attribuée à l'orogenèse calédonienne, (3) de métamorphisme régional dynamique dans la zone du chlorite du faciès des schistes verts, due à l'orogenèse hercynienne et (4) de contact thermique en relation avec les granitoïdes de Highiș. Structuralement, le massif cristallin de Highiș-Drocea est constitué de la nappe de Finiș (série de Codru et une couverture sédimentaire permomésozoïque), de la nappe de Highiș-Poiana (série de Păiușeni), de la nappe de Biharia (formation de Cladova, série de Biharia, granitoïdes de Highiș) et de la nappe de Baia de Arieș (série de Baia de Arieș). Ses nappes de charriage ont été mises en place au cours de la tectogénèse paroxysmale pré-Gosau.

## I. Introduction

The Highiș-Drocea crystalline massif is rather well known owing to the investigations carried out by Giușcă (1957, 1962, 1979), Giușcă et al. (1964), Giușcă and C. Papadopol (1977), Papiu (1953, 1960), Savu (1962, 1963), Savu et al. (1967), Ianovici et al. (1976), Dimitrescu (1962, 1967), Istocescu and Dimitrescu (1967). It is worth noting the basic petrographic studies of Giușcă (1979), Savu (1965), Savu et al. (1967), to which detailed maps are appended. According to the cited authors, the Highiș-Drocea massif consists of the following lithostratigraphic and/or petrographic units : the Codru granitoids and a Permian-Mesozoic sedimentary cover situated in the north-western area ; the Precambrian mesozonal Mădrizești series present between Slatina de Mureș and Mădrizești localities ; the Middle Paleozoic epizonal Păiușeni series covering most of the area, intruded by the synkinematic Highiș granitoids, west of the Conop Valley and around the Bîrzava stream as well as by some postkinematic granitoids occurring approximately in the same area ; this one is overlain by sedimentary rocks between Cuvin and the Highiș peak and on the Jernova Valley, previously assigned to the Upper Carboniferous and now considered Lower Permian in age. The postkinematic granitoids are supposed to have caused the contact metamorphism of Lower Permian rocks. According to Savu (1965) the Păiușeni series includes three complexes : a lower mainly metapsphite



and metapsammite one; a middle metaophiolite one and an upper mainly phyllite one. The synkinematic Highiş granitoids may be assigned to the middle complex. As regards its structure, at present the Highiş-Drocea crystalline massif is considered to consist of at least two alpine tectonic units: the Finiş-Ferică-Girda Nappe and the Highiş-Poiana Nappe (Iancovici et al., 1976); the Biharia nappe system (undelimited) and the Codru Nappe (Finiş-Lupsă) (Visarion, Săndulescu, 1979); the Codru nappe system and the Biharia nappe system, also undelimited (Dimitrescu, 1981). Given the overthrust plane from the north of the massif owing to which the metamorphics of the Păiuşeni series overlie the Permo-Mesozoic cover of the Codru granitoids, well known since 1939 (Rozloznik's map), on the geological map of Romania, scale 1 : 200,000, sheet Arad (Papiu et al., 1965) in the area between Cuvin and the spring of the Şoimus brook occurs a reverse fault due to which the middle metabasite complex of the Păiuşeni series overlies the Lower Permian rocks. This fault has been mentioned for the first time by Dimitrescu (1962, 1967) and assigned to the Saalic age. In order to elucidate some problems related to the reprinting of the geological map of Romania on the scale of 1 : 500,000, in 1982 the present author investigated once more the southern area of the Hihgiş-Drocea Mts between Mădrizeşti and Cladova; the evidence acquired alters the image of the petrogenetic and structural evolution of component formations. The petrographic study concerned the 683 thin sections of the rocks collected from the Highiş-Drocea Mts and put at our disposal by academician Dan Giuşcă from the collection of the Chair of Mineralogy, University of Bucharest.

## II. Petrogenetic Remarks

**II.1. Codru intrusions and their hornfelses.** A comparison between the granitoids occurring in the north-west of Highiş and Codru intrusions present in Codru Moma and Bihor has been made by Dimitrescu (1962). According to this author, these granitoids cross the pre-existing crystalline rocks increasing their crystallinity in the contact area and thus generating the hornfelses. However, Balintoni (1982) has shown that the Codru granitoids pierced, during a subsequent metamorphic event, probably Lower Paleozoic, an Upper Precambrian metamorphic series, initially metamorphosed in staurolite stability field. This series has been called the Codru Series and resembles, as regards its geologic evolution, the Someş Series. This viewpoint is presented on the geologic map of Romania, scale 1 : 50,000, sheet Valea Ierii (Hârtopanu et al., 1982). By generalizing the author's opinion to all the Codru granitoid occurrences, it may be said that the granitoids and metamorphites north of Highiş, which underlie the Permo-Mesozoic sedimentary rocks overthrust by the Păiuşeni Series, represent the Codru Series, granitoids included, of the Finiş Nappe.

**II.2. Mădrizeşti Series.** The Mădrizeşti Series was distinguished by Papiu (1953, 1960) as mesozonal series and then compared by Savu



(1962, 1965) with the metamorphites and granitoids at Pîncota. Although according to Dimitrescu (1962) it is similar to the Baia de Arieș Series, the author adopts Savu's opinion as, similarly to the Codru Series the Mădrizești Series is a mesozonal series abundant in amphibole rocks, intruded by granitoid rocks and migmatized, while geometrically it is inferior to the Păiușeni Series unlike the Baia de Arieș Series which is superior to it. Thus, a retroetectonic display of the Northern Apuseni Nappe System shows that the Codru and Mădrizești Series are contiguous, while the Baia de Arieș Series is separated from the latter by a wide area covered by Arieșeni, Păiușeni and Biharia Series.

**II.3. Păiușeni Series** (Savu, 1962). According to the views of the present study, the Păiușeni Series is represented only by its lower compartment described by Savu (1965) in his classification. From lithostratigraphic and structural viewpoints this complex corresponds to the blastodetrital crystalline of the Poiana Nappe in Bihor, as shown by Dimitrescu since 1958. As regards the metamorphism, the main characteristic feature of the Păiușeni Series consists in the fact that the mineral associations of rocks include a single metamorphic paragenesis in the chlorite zone. This paragenesis was generated during the Sudetian phase of hercynian metamorphism, as accounted by the Lower Carboniferous spore-protistologic assemblage yielded by the rocks of the Păiușeni Series in the Bihor massif (Visarion, 1970).

**II.4. Metabasite formation.** This formation is represented by the basic metamorphosed rocks considered of ophiolitic origin by Giușcă (1962, 1964) and Savu (1965) and assigned by the latter to the median part of the Păiușeni Series. From the very beginning the present author considers that the metabasite formation in the Highiș-Drocea massif represents the south-western prolongation of the Biharia Series in the Bihor massif. This will be proved by pointing out the common features of both Highiș-Drocea metabasite formation and Biharia Series occurring in Bihor and along the Arieș Valley. The geotectonic environment — in which the rock associations were probably formed — and the metamorphic history will be considered. As regards the former, the Biharia Series has been defined by Dimitrescu (1958) as a basic tuffaceous one and considered of ophiolitic origin by Mărza (1969) or Dimitrescu (in Ianovici et al., 1976). Therefore the Highiș-Drocea metabasite formation and the Biharia Series from Bihor are marked by a similar geotectonic environment of premetamorphic origin. The metabasite nature of the two rock groups under discussion is obvious to any researcher. The Highiș-Drocea metabasite formation covers a more limited area than the Biharia Series in the Bihor massif and along the Arieș Valley; thus the rock sequence of the Biharia Series is more varied. The geologic evolution of the metabasite formation will be described in the following lines. The study of this evolution was difficult because of the presence in the mineral associations of rocks of four relict parageneses related to major petrogenetic events: one of magmatic origin, two of regional metamorphism and one of thermic contact. In other words one may speak of generalized lack of minera-



logical balance. From petrographic, petrochemical and mineralogical points of view, the metabasite formation is well defined by Giușcă (1957, 1962, 1979), Giușcă et al. (1964), Savu (1965), Giușcă and C. Papadopol (1977). In our opinion, Giușcă has offered a correct description and interpretation of mineral successions, but sometimes he has wrongly assigned them to the different events which had affected the rocks. Although the metabasite formation shows zones of high foliation (as it is the case of the volcanic formation or the rock sequence assigned to the detrital formation located between Jernova and Conop valleys, acc. to Giușcă, 1979), the metagabbro and metabasalt bodies have not been crossed by metamorphic foliation(s) on considerable surfaces. Both typically magmatic ophitic textures and some minerals of magmatic origin have been preserved between their initial contours. They are (I): augite — scarce; brown hornblende — frequent; brown biotite — frequent; zoned plagioclase with high anorthite content — scarce; ilmenite — almost everywhere, and apatite and zircon out of the other accessory minerals. The same unfoliated rocks, preserving non-disturbed initial magmatic textures, possess with no exception several partial transformations of the minerals mentioned above, as follows: (1) generation of a green-bluish rim, probably of hastingsite (Giușcă, 1979), round primary brown hornblende or pyroxene; (2) decalcification of plagioclase accompanied by recrystallization of the calcic component as epidote inclusions in albite crystals inheriting the pre-existing plagioclase contours; (3) marginal alteration to leucoxene of ilmenite; (4) partial detitanisation of biotite at the periphery, accompanied by the individualisation of sphene grains and marked by the absence of chloritisation (this is worth considering as although the generalized epidotisation of plagioclase points to high  $H_2O$  pressure, the thermo-dynamic conditions have not favoured the generation of chlorite at the expense of biotite or other feric minerals); almandine crystallization is noted in some metabasites and metatuffs. Synthesizing, the paragenesis resulted from these transformations is the following (II): hastingsite hornblende + albite with inherited contours + epidote in albite + sphene (leucoxene) + almandine + biotite (within initial contours). Both the relict magmatic minerals (I) and the neof ormation paragenesis mentioned above (II) have undergone new transformations in highly penetrating metamorphic foliation areas. The areas of transition from non-foliated rocks to highly foliated ones or some small bodies partly unpenetrated within highly foliated areas show the transformation stages of pre-existing parageneses to their complete disappearance. These are: augite, brown hornblende and hastingsite hornblende undergo actinolitisation and concomitantly titanium is released as sphene, and a part of iron as iron oxides. In places it is to note the chloritisation of augite and brown hornblende and the release of calcite. On the other hand, augite and brown hornblende are actinolitized more readily than hastingsite hornblende as accounted by their metastable character in the paragenesis of hastingsite hornblende. Consequently to this phenomenon occur some grains with hastingsite hornblende margins and the core showing the optical properties of actinolite, abundant in small sphene grain segregations. Zoned plagioclase with high anorthite content is no

TABLE

*Parageneses of Biaria Series metabasites in the Hăgiș-Drocea Massif*

Paragenesis (I)	augite + brown hornblende + zoned calcic plagioclase + brown biotite + ilmenite	magmatic premetamorphic
Paragenesis (II)	hastingsite hornblende (rims) + (crossite, glaucophane) + albite (inherited contours) + epidote (in albite) + brown biotite + sphene (round ilmenite)	Caledonian static regional metamorphism
Paragenesis (III)	actinote + chlorite + albite II (aligned on S planes) + epidote II (clinozoisite) outside albite + sphene + iron oxides	Hercynian dynamic regional metamorphism
Paragenesis (IV)	olive-green biotite + green actinolite hornblende + calcic plagioclase + epidote (within Gladova Formation) + magnetite	contact metamorphism generated by Hăgiș granitoids

longer present, while albite becomes finely crystallized and releases epidote which occurs along schistosity planes. The epidote crystalline network is partly rebuilt as clinozoisite; biotite undergoes chloritisation and releases titanium, also adapted to sphene, and iron oxides; ilmenite is wholly transformed into leucoxene, and sphene is the main reaction product. The final paragenesis is (III): actinolite + albite II + epidote II (clinozoisite) + chlorite + sphene + calcite + iron oxides (powder). Within perfectly foliated areas this paragenesis reaches equilibrium and is utterly oriented, owing to nucleation and synkinematic and/or mimetic growth of neoformation minerals. When preserved, the minerals of pre-existing parageneses are highly deformed and occur usually between S planes, being crossed by them. Paragenesis (III) is an equilibrium paragenesis in the chlorite zone of greenschist facies (Miyashiro, 1975), typical of hercynian regional metamorphism in the Apuseni Mts. As regards the thermo-dynamic conditions of generation it is identical with the parageneses reported for the Păiușeni Series. The fact that paragenesis (III) is synchronous with the main foliation of the rocks belonging to the metabasite formation represents the main means of discrimination between the petrogenetic events which influenced it. Paragenesis (II), undoubtedly prior to paragenesis (III), belongs to the stability conditions of epidote amphibolite facies of regional metamorphism, among medium or high pressure facies (Miyashiro, 1975). The tendency to the high pressure facies is proved by crossite occurrence in one case and of glaucophane in another, minerals mentioned by Giușcă (1979), but not discussed. It is important to note that paragenesis (II) was generated under static conditions. Due to this feature it is wholly different from paragenesis (III) and it is impossible to make any confusion with respect to the sequence of mineral transformations, as paragenesis (III) is exclusively related to hercynian foliation. Paragenesis (II) is assigned to Caledonian regional metamorphism considered active in

the Apuseni Mts. At this point, the metabasite formation may be compared with the Biharia Series also characterized by Caledonian initial metamorphism which has generated almandine and hornblende, followed by hercynian retro-metamorphism in the chlorite zone (Dimitrescu, in Ianovici et al., 1976). Considering their metamorphic evolution, the metabasite formation and the Biharia Series are thoroughly equivalent.

**II.5. Highiș granitoids.** According to Giușcă (1957-1979) and Savu (1965) the Highiș granitoids have been intruded synkinematically during hercynian orogenesis, when, in the same opinion, the entire crystalline of the Highiș-Drocea massif, excepting the Mădrizești Series and the Codru granitoids, was initially metamorphosed. As the metamorphic history of the metabasite formation has been proved to be more complex than in the case of an initial metamorphic event during hercynian orogenesis, it is important to determine those petrogenetic events to which the granitoid intrusion is subsequent. Hercynian paragenesis and foliation are well developed between Jernova and Conop Valleys, characterized by outcrops of phyllitic, greyish, chlorite-albite rocks, finely foliated so that samples are difficult to collect. The section on the Urvici brook (the first right-side tributary of the Mureș river downstream the Conop brook) shows that the Highiș granitoids are intruded subsequently to the constitution of the Hercynian paragenesis and foliation, the grey, chlorite-albite phyllite undergoing a contact metamorphism and the foliation being obliterated. The contact aureole is not wider than 300 m and the granitoids are entirely unfoliated including the minor concordant intrusions within the aureole. The obliteration of hercynian foliation is a main characteristic of the granitoids' thermic contact aureole in all areas where it may be proved on mineralogic grounds, and it contradicts the opinion regarding the synkinematic emplacement of granitoids. On the other hand, the slight orientation of marginal granitoid facies in some areas is easily accounted by the displacement of a melt including crystallized mineral stages. There are also instances in which the orientation is obviously due to tectonic events. Considering the postkinematic character of the Highiș granitoids in respect of the hercynian foliation, favoured by the author, it is worth mentioning the microgranular marginal facies of granitoids viewed from outside the bodies and not from their overlier. The overlier of granitoids occurs mainly between Milova and Miniș Valleys, characterized by arteritic migmatisation and contamination of granitoids by material supplied by metabasites. In the author's opinion, some phenomena assigned by Giușcă (1979) to hydrothermal metamorphism and especially the occurrence of albite crystals abundant in epidote point in fact to contaminations. This is shown by the following : (a) epidote content of albite is so high that the plagioclases should have preceded the decalcification of andesine or labradorite, unlike in the case of granites ; (b) these plagioclases are more frequent in marginal areas or overlies of intrusions, which also include several metabasite enclaves ; (c) except for the epidote grains, the plagioclases are limpid, with no alteration traces, and the same section contains unaltered crystals with low



anorthite content and no included epidote; (d) the plagioclases contained by the Highiș granitoids are usually of albite nature, albite always occurring where epidote is lacking. According to Giușcă (1957-1979) hastingsite hornblende and most of the minerals of paragenesis (II) are the result of thermic influence of granitoids. As hastingsite hornblende and the other minerals of paragenesis (II) have preceded the hercynian foliation, to which the granitoids are posterior, this inference is not valid. The occurrence of hastingsite hornblende prior to the intrusion of granitoids may also be accounted by the following: (a) hastingsite hornblende, just like epidote abundant plagioclases, occurs as contamination material in granites or in the metabasite enclaves. On the other hand, the amphibole does not agree with the mineral association of granitoids. It does not show primary crystallization forms, is contained by feldspars, exhibits mincing and disintegration and tends either to transform in biotite or to recrystallize as riebeckite or arfvedsonite, by obvious transition stages. There are crystals with hastingsite core which undergoes decomposition, abundant in small feldspar and quartz grains, while the recrystallized border points to riebeckite features. These data account for the occurrence of hastingsite hornblende prior to the granitic melt and show that the mineralogical system of hastingsite hornblende has features different from those of minerals crystallized under equilibrium conditions from the granitic melt. In case the residual granitic melt is considered to have produced hastingsite hornblende as intratelluric crystallized stage, then it is not possible to occur concomitantly in the contact aureole of granitoids. (b) Hastingsite hornblende, widespread in all metabasites which did not undergo hercynian retromorphism, does not show any relationship with respect to granitoids. (c) In areas characterized by hercynian orogenesis, hastingsite hornblende is absent, the amphibole of the contact aureole of granitoids is represented by actinolite or green actinolite hornblende. (d) Hastingsite hornblende is not a common amphibole of thermic contact aureoles of granitoid rocks. As regards the mineralogic transformations brought about by the thermic energy released by granitoids, it is to note the ubiquitous, olive-coloured biotite, entirely different from magmatic biotite; it represents a recrystallized chlorite, shows mimetic growth and inherits the contours of the former. Although the plagioclase is usually albitic, it also recrystallized as basic oligoclase to andesine. The recrystallization of iron oxide powder as well shaped magnetite crystals is also characteristic. In the case of amphiboles, hastingsite hornblende is unaltered. The rather abundant actinolite recrystallizes as hornblende showing optical features which mark the transition from actinolite to green hornblende. The paragenesis generated by the thermic influence of Highiș granitoids is the following (IV): biotite + calcic plagioclase + magnetite + actinolite hornblende. The minerals which merely recrystallize without generating other species (quartz and epidote mainly) have not been mentioned. The Highiș granitoids have been emplaced post-kinematically, related to the hercynian foliation of the metabasite formation and the most striking characteristic of their thermic contact aureole is the loss of perfect fissility of hercynian foliated rocks.

**II.6. Cladova Formation.** To this formation are assigned the rocks figured by Giușcă (1979) as Permian deposits and which crop out between Cuvin and Highiş Peak with east-westward trending, as well as the rocks exposed on the Jernova Valley. There is no direct proof of their age and the comparison with the Permian rocks belonging to different tectonic units in the Apuseni Mts (Dimitrescu, 1967) is still debatable because of the peculiar petrographic features. Therefore, the author adopts the older opinion which accounts for an Upper Carboniferous sequence. These are very fine-grained, mainly quartz or arkosian rocks, well layered, which associate with argillaceous rocks and basalts. The most representative section of this sequence is exposed in the Cladovița Valley, characterized by sandstones, argillites and basalts. The Cladova Formation is wholly thermally affected and biotite, epidote and magnetite are always present. The rocks are mainly of black colour. The thermal influence may not be accounted by the influence of post-kinematic granitoids (Giușcă, 1979) because of several reasons : (a) on the map drawn up by Giușcă the post-kinematic granitoids are small as compared to the hornfelses ; (b) the contact aureoles are absent ; the rocks have undergone thermal contact even in the absence of granitoids, as for example between Cladova and Cladovița Valleys, or in the upper course of Cladovița. As regards the size of the contact aureoles round some isolated intrusive bodies, it is to mention the Ditrău massif with a diameter of ca 20 km ; the aureole surrounding it does not exceed 2 km. (c) These synkinematic granitoids are delimited on uncertain criteria ; one may note significant differences between their representation on the map of Romania, scale 1 : 200,000, sheet Arad drawn up according to the unpublished data of Giușcă and the map published by the same author in 1979. It is worth mentioning that proper Highiş granitoids are not synkinematic hercynian ones and the Upper Carboniferous occurrence in the Jernova Valley is entirely thermally affected. If, according to Giușcă (1962), along the Upper Carboniferous northern strip there is a tectonic alignment on which the so-called postkinematic granitoids have been emplaced, then the same author aimed to account for the thermal alteration of Upper Carboniferous rocks in the Jernova Valley by delimiting small bodies of the same type in the absence of any tectonic alignment. In 1979, Giușcă gave up the idea by which postkinematic granitoids would be related to tectonic alignments and considered them as sparse occurrences all over the area also marked by intruded Highiş synkinematic granitoids. The map drawn up by Giușcă in 1979 reveals also the following : formerly, the postkinematic granitoids next to the Jernova Upper Carboniferous occur on smaller areas than the Upper Carboniferous hornfelses, while the contact aureole develops starting from these bodies to the Upper Carboniferous rocks, which is unaccountable. It is also interesting to note that the Păiușeni Series underlying the Cladova Formation has not undergone thermal influence, although the hornfelses contact directly the rocks of the Păiușeni Series as illustrated by the exposure in the Cladova Valley. Finally, in the Jernova Valley, from beneath the Cladova Formation, the metabasites and the granitoids crop out the rocks of the Codru Series from the Finiș Nappe

which are not crossed by granitoids nor thermally influenced, similarly to the Păiușeni Series. From these data one may infer : (1) the granitoids of the metabasite formation may not be divided in synkinematic and postkinematic, while the postkinematic ones defined by Giușcă (1957-1979) have not caused the thermal alteration of the Cladova Formation ; (2) as far as the thermal alteration of the Cladova Formation seems independent of the adjoining granitoids, this should be assigned to some underlying causes, namely several big size intrusions the overlier of which hosted the Cladova Formation ; (3) the Cladova Formation is exposed in the same areas in which the metabasite formation is thermally affected ; (4) the Cladova Formation underlies the metabasite formation ; they are supposed to have been thermally affected together ; (5) during its thermal alteration the Cladova Formation was not related to the Păiușeni Series in present-day position ; (6) the thermal alteration of the Cladova Formation is not due to alpine post-Mediterranean intrusions. In the author's opinion the assignment of thermal alteration of the Cladova Formation to the Highiș granitoids answers all conditions mentioned above. Thus, the Highiș granitoids have been emplaced subsequent to the tectonic displacement of the metabasite formation over the Cladova Formation. Therefore the intrusion of Highiș granitoids took place as early as the Carboniferous-Permian boundary. On the other hand, the tectonic contact between the Cladova Formation and the Păiușeni Series should be assigned subsequently to the thermal alteration of the Cladova Formation.

**II.7. Upper phyllite complex of the Păiușeni Series** (Savu, 1965). The disthene occurrence in the upper phyllite complex of the Păiușeni Series mentioned by Savu et al. (1967) has arisen the author's interest since long time. According to present-day data regarding the thermodynamic conditions of regional metamorphism, disthene may not occur as primary mineral within chlorite zone. It points undoubtedly to the almandine amphibolite facies (Miyashiro, 1975). The author's investigations in the outcropping area of the upper phyllite complex of the Păiușeni Series, defined by Savu (1965), have pointed to a highly retromorphosed and laminated mesozonal series which led to the complete destruction of pre-existing parageneses, the new parageneses typical of the chlorite zone tending to equilibrium. The accurate study of these rocks has shown the frequent occurrence of relict biotite westward the Bavna Valley, and upstream Conop the crystalline occurs close to the Mureș river and one encounters chloritized almandine of centimetric size. The occurrence of disthene, biotite and almandine as relict minerals points to the polymetamorphic character, while the present-day aspect is due to hercynian retromorphism. In the Bihor massif and along the Arieș river the Baia de Arieș Series (Balintoni, 1982) lies in a similar position and is characterized by a similar metamorphic history. The initial rock association of micaschists, paragneisses, amphibolites and, mainly the metaporphyroid occurrences, account for the lithological similarity between the upper phyllite complex of the Păiușeni Series defined by Savu (1965) and the Baia de Arieș Series, while the preservation of relict disthene and the strong hercynian retromorphism

allow their comparison as regards the metamorphic evolution. In the Highiş-Drocea massif the Baia de Arieş Series occurs on a limited area ; it does not depass the fault along the Conop Valley and its thickness is rather reduced. The assignment of the metaporphyroids overlying the metabasite formation to the Baia de Arieş Series accounts for the occurrence of calc-alkaline metavolcanics in the neighbourhood of a metaophiolite complex.

**II.8. Postkinematic granitoids** (Giuşcă, 1979). The author's opinion on the rocks thus defined by Giuşcă (1979) has been presented at the point regarding the Cladova Formation. Considering the Highiş granitoids as hercynian synkinematic rocks, the thermal alteration of the Cladova Formation should be assigned to another cause. The problem of the occurrence of other pre-alpine granitoids than the Highiş ones may not be solved at present. It is worth mentioning that some magnetite bodies cross other lithostratigraphic units than the metabasite formation. It is the case of the one in Debella Gora (Giuşcă, 1979), in contact with the Baia de Arieş Series, or the body on the Horieşti peak (Savu, 1965), to the right of the Gilodia brook, which crosses the Păiuşeni Series. Considering that the structure of the Highiş-Drocea massif developed during pre-Gosau paroxysmal tectogenesis, these bodies could be of banatic origin.

### III. Structural Remarks

**III.A. Evidence of the nappe position of the Biharia Series.** As far as the Biharia Series, older than the Păiuşeni Series and yielding a metamorphic history which differs from the latter, overlies the Păiuşeni Series, one notes anomalous relationships accounted by the presence of a thrust plane in between. The following discussion is meant to show that the relationships between Biharia and Păiuşeni Series are only of tectonic nature, even if the metabasite formation considered similar to the Biharia Series represents in fact a middle complex of the Păiuşeni Series. Therefore :

1. The study of the map drawn up by Giuşcă (1979) and especially of the one elaborated by Savu (1965) points to the following spatial features of the metabasite formation : (a) geometrically it lies conformably between subjacent and suprajacent metamorphites ; (b) its present-day dip is not greater than  $30^\circ$  ; (c) the area exposed in the Bîrzava zone thins out west of the Pustacea brook and east of the Toma brook ; (d) its northern border is deeply festooned and shows lobes several km long. The features of the Highiş granitoids worth noting are : (a) they correspond strictly to the metabasite formation ; (b) they exhibit irregular shapes of plutonic bodies and are discontinuous ; (c) they represent successive flows, because of their different compositions, and intersect one another. The spatial features of the metabasite formation could be compatible with the characteristic (a) of the Highiş granitoids in case they had been emplaced as a horizontal intrusive nappe. However features (b) and (c) of granitoids are not in agreement with this



point of view. On the other hand, the thinning out of granitoids concomitantly with the metabasite formation and their occurrence in some other place associated with the latter may not be accounted even if the granitoids would be considered to represent a horizontal intrusive nappe. Finally, it is to note that the metabasite formation is weakly schistose and preserves important metagabbro bodies unpenetrated by metamorphic foliations. Because of this it would be even more difficult to account for the tendency of an intrusive nappe towards the metabasite formation alone, although the former should have been emplaced under the conditions of rock lamination. From these data one may infer that the metabasite formation together with the Highiș granitoids have been emplaced tectonically and represent a nappe. This is accounted by :

2. The boundaries of the metabasite formation are not depassed by the hornfelses of the Highiș granitoids, although the metabasite formation is highly thermally affected and migmatized, and the granitoids contact directly both the subjacent and the suprajacent metamorphites.

3. The contact areas between the metabasite formation and the subjacent formations exhibit laminations, mylonites and cataclasites.

4. The enclaves in granites are represented only by metabasite fragments.

5. In the west of the Highiș-Drocea massif the anomalous position of the metabasite formation is proved by its northward thrust over the Upper Carboniferous and its presence in the tectonic window in the Jernova Valley. The rocks of the Codru Series in the Finiș Nappe, which are not pierced nor thermally affected by granitoids, are exposed in the same tectonic window.

**III.B. Evidence of nappe position of the Baia de Arieș Series.** Taking into account that the phyllites of the Păiușeni Series upper complex defined by Savu (1965) are in fact a rock sequence of the Baia de Arieș Series, the relationship between Baia de Arieș and Biharia Series is the same as the one between Biharia and Păiușeni Series. As the Baia de Arieș Series is older than the Biharia Series, it was generated under different geotectonic conditions and evidences a different metamorphic history — as a result of three metamorphic events and showing an initial metamorphism stronger than the one of the Biharia Series —, the contact between them is considered of thrusting nature. If the metamorphic sequence overlying the Biharia Series is however considered to form the upper complex of the Păiușeni Series, then its relationships with the Highiș granitoids would be unaccountable. Therefore : nowhere the granitoids cross the upper complex metamorphites although they are tangential ; they do not generate hornfelses; laminations, mylonites and cataclasites are noted in the contact areas. A conclusive instance is encountered east of the fault along the Conop Valley where the Highiș granitoids disappear abruptly and they occur again in the Bîrzava zone associated with the metabasite formation. All these have been considered by Savu (1965), who, in his limited

view, defined anomalous contacts between the upper complex metamorphites and the Highiş granitoids as faults.

**III.C. Relationship between Păiuşeni and Mădrizeşti Series.** The contact between Mădrizeşti and Păiuşeni Series has been clearly pointed out by Savu (1962) who delimited a group of laminated rocks in between. Although later Savu et al. (1967) gave up this opinion, mylonites of the type mentioned above occur only next to thrust planes. In order to define the tectonic unit to which the Mădrizeşti Series should be assigned, the following are to be considered: from lithostratigraphic and petrogenetic points of view it is the equivalent of the Codru Series; the metamorphic rocks of Codru type occurring at Şiria belong to the Finiş Nappe; the Finiş Nappe is the only tectonic unit subjacent to the Highiş-Poiana Nappe which consists mainly of mesozonal crystalline affected by granitization and migmatisation. Therefore, the Mădrizeşti Series represents in fact the southernmost exposure of the Codru Series from the Finiş Nappe. The same rocks and the same nappe crop out in the small tectonic window in the Jernova Valley, too.

**III.D. Structure of the Biharia Nappe.** The Biharia Nappe, as inferred from the map, exhibits a compound structure which includes the Cladova Formation, the Biharia Series and the Highiş granitoids, emplaced subsequent to the Biharia Series emplacement unconformably over the Cladova Formation. The absence of Highiş granitoids and of hornfelses from the Păiuşeni and Codru Series in Jernova window accounts for the tectonic plane which underlies the Cladova Formation and the age of which differs from the age of the one overlying it. The oldest age to be assigned to the Biharia Series thrust over the Cladova Formation belongs to the Upper Carboniferous-Lower Permian boundary. According to Dimitrescu (1962, 1967) the same tectonic unit may be of Saalic age. This definition of the Biharia Nappe implies the description of its pre-alpine components; the tectonic units consisting of the Biharia Series should be called Lipova Nappe, while the unit represented by the Cladova Formation is the Cuvin Unit. The former basement of the Cladova Formation and its autochthonous or parautochthonous position prior to alpine tectonics are unknown.

**III.E. Age of tectonic units.** The emplacement of the Lipova Nappe has already been assigned to the boundary between Upper Carboniferous and Lower Permian; it is also possible that the Saalic tectogenesis had been responsible for its emplacement (Dimitrescu, 1962, 1967). However, it is impossible, to have occurred later. The Highiş-Poiana Nappe belongs to the pre-Gosau paroxysmal tectogenesis as it overthrust the Mesozoic deposits northwards. As regards the Biharia and Baia de Arieş Nappes, in the absence of direct evidence of their emplacement (no thrust sediments), they are considered to have formed during pre-Gosau paroxysmal tectogenesis according to general geological data and to the fact that the tectonic plane between Biharia and Highiş-Poiana Nappes is subsequent to the intrusion of Highiş granitoids, which in

their turn are prior to the tectonic contact between Lipova Nappe and Cuvin Unit. The first post-tectonic cover reported in the south of the massif is represented by Senonian rocks in Gosau facies (Bleahu et al., 1967).

**III.F. Final remarks.** The following lines represent some general remarks. The petrographic inferences on possible equivalences between the median complex of the Păiușeni Series and the Biharia Series as well as between its upper complex and the Baia de Arieș Series are accounted by their spatial succession in Central Bihor and along the Arieș river : the Biharia Series overlies tectonically the Păiușeni Series and the Baia de Arieș Series overlies the Biharia one. On the other hand, the shearing nappes in Northern Apuseni exhibit features typical of this nappe type : obvious linear structure and great longitudinal extension. The tectonic units described above are characterized by fragmental aspect and varying thickness (e.g. Highiș-Poiana and Biharia Nappes). In the Highiș-Drocea massif most of the units belonging to the Codru system are absent and the Finiș Nappe is the only major unit ; it contacts directly the Highiș-Poiana or Biharia Nappes. It is also worth mentioning the convergence between crustal plates in Upper Paleozoic in the areas in which originate the Carpathian lithostratigraphic units. The assignment of Highiș granitoids to a single tectonic unit accounts for their occurrence on an alignment. All these features, as well as those reported in the East Carpathians (Balintoni, 1981), point clearly to the Upper Paleozoic paroxysmal tectogenesis.

#### IV. Conclusions

1. The middle metaophiolite complex of the Păiușeni Series (Savu, 1965) belongs to the Biharia Series ; together with the Cladova Formation and the Highiș granitoids it forms the Biharia Nappe.
2. The upper phyllite complex of the Păiușeni Series (Savu, 1965) is assigned to the Baia de Arieș Series and forms the Baia de Arieș Nappe.
3. The Highiș granitoids are subsequent to Hercynian metamorphism and cross the Biharia Series and the Cladova Formation, probably Upper Carboniferous in age, bringing about their thermal alteration.
4. The Cladova Formation which contains basalt flows underlies the Biharia Series ; the tectonic plane between the Biharia Series and the Cladova Formation is prior to the Highiș granitoids and is crossed by the latter.
5. The mineral assemblages of the Biharia Series include four parageneses : relict magmatic paragenesis, Caledonian regional metamorphism paragenesis in albite-epidote amphibolite facies, Hercynian regional metamorphism paragenesis typical of chlorite zone of greenschist facies and thermic contact paragenesis related to Highiș granitoids.
6. The Highiș-Drocea massif includes all the tectonic units of the Biharia system emplaced during pre-Gosau paroxysmal tectogenesis :

Highiş-Poiana, Biharia and Baia de Arieş Nappes; out of the Codru nappe system only the Finiş Nappe is present.

7. The Baia de Arieş Nappe, the uppermost unit of the Biharia system, may represent the basement of the Mureş Zone.

8. There are several signs of an Upper Paleozoic paroxysmal tectogenesis active in the area which generated the Carpathian metamorphosed lithostratigraphic units; this tectogenesis has engendered several nappes as well as intrusive and acid extrusive magmatic activity. Therefore, one should speak of convergent contact between crustal plates.

Acknowledgements. The author expresses his gratitude to Academician Dan Giușcă for having offered the possibility to study his petrographic material and thin sections from the Highiş-Drocea massif.

#### REFERENCES

- Balintoni I. (1981) The Importance of the Ditrău Alkaline Massif Emplacement Moment for the Dating of the Basement Overthrust in the Eastern Carpathians. *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie*, 25, p. 89-94, Bucureşti.
- (1982) Corelarea unităților litostratigrafice și tectonice din lungul Arieșului, între valea Ierii și muntele Găina (Munții Apuseni).
- Bleahu M., Savu H., Borcoş M. (1967) Harta geologică a României scara 1 : 200 000, foaia Brad, Inst. Geol., Bucureşti.
- Dimitrescu R. (1958) Studiu geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa (Bazinul superior al Arieșului). *An. Com. Geol.*, XXXI, p. 51-149, Bucureşti.
- (1962) Cercetări geologice în regiunea Siria. *D. S. Inst. Geol.*, XLV (1957-1958), p. 75-87, Bucureşti.
  - (1967) Contribuții la cunoașterea structurii părții de nord-vest a masivului cristalin Highiş. *D. S. Inst. Geol.*, LIII/1 (1965-1966), p. 39-52, Bucureşti.
  - Hypothèses sur la structure du soubassement du secteur sud-oriental de la dépression pannonique. *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie*, 25, p. 31-35, 1981, Bucureşti.
- Giușcă D. (1957) Observații asupra mineralizațiilor cuprifere din masivul Highiş (Reg. Arad). *Anal. Univ. Parhon, Seria St. Nat.*, 16, p. 161-165, Bucureşti.
- (1962) Observații asupra formațiunilor cristaline și a metamorfismului de contact al granitelor din masivul Highiş. *Acad. R.P.R., St. Cerc. Geol.*, VII, 2, p. 319-327, Bucureşti.
  - (1979) Masivul cristalin al Highişului. *St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., Géologie*, 24, p. 15-43, Bucureşti.
  - Papadopol C. (1977) Contributions à la pétrochimie du massif éruptif de Monts Highiş. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Géologie*, 21, p. 3-9, Bucureşti.
  - Ionescu J., Udrescu C. (1964) Contribuții la studiul geochemical al masivului Highiş. *St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Geologie*, 9, 2, p. 431-438, Bucureşti.
- Hârtopanu I., Hârtopanu P., Balintoni I., Borcoş M., Rusu A., Lupu M. (1982) Harta geologică a României, scara 1 : 50 000, foaia valea Ierii, Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti.



- Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. Ed. Acad. R.S.R., București.
- Istocescu D., Dimitrescu R. (1967) Studii geologice în partea de nord-vest a masivului Highiș, cu privire specială asupra erupțiunilor permiene. *Anal. Științ. Univ. „Al. I. Cuza“ Iași, Sect. II (Științ. Nat.) b. Geol. Geogr.*, XIII, p. 17-27, Iași.
- Mărza I. (1969) Evoluția unităților cristaline din sud-estul Muntelui Mare. Ed. Acad. R.S.R., București.
- Miyashiro A. (1975) Metamorphism and Metamorphic Belts, George Allen & Unwin LTD, London.
- Papiu Corvin V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni). *Acad. R.P.R. Bul. Științ. (Secț. Științ. Biol., Agron., Geol., Geogr.)*, V/1, p. 109-213, București.
- (1960) Recherches Géologiques dans le massif de Drocea. *Ann. Com. Geol., Extrat T XXVI-XXVII*, p. 317-346, București.
  - Ghenea C., Manea A. (1965) Harta geologică a României scara 1:200 000, foaia Arad, Inst. Geol., București.
- Palfy M., Rozloznik P. (1939) Geologie des Bihor und Beler Gebirges I. Teil : Kristallin und Palaeozoikum (P. Rozloznik), 8, *Geol. Hung.*, ser. geol., 7, p. 1-200, Budapest.
- Savu H. (1962) Cercetări petrografice în cristalinul masivului Drocea. *D. S. Inst. Geol.*, XLIV (1956-1957), p. 11-34, București
- (1965) Masivul eruptiv de la Bîrzava (Munții Drocea). *Memorii Inst. Geol.*, VIII, București.
  - Borcoș M., Hanomolo I., Hanomolo A., Trifulescu M., Ioanidu C. (1967) Date noi asupra stratigrafiei și petrologiei șisturilor cristaline din partea centrală a munților Drocea. *D. S. Inst. Geol.*, LIII/1 (1965-1966), p. 187-214, București.
- Visarion A. (1970) Asupra prezenței unei asociații palinologice carbonfere din partea sudică a munților Bihor (Regiunea Arieșenii). *D. S. Inst. Geol.*, LIV, 4 (1966-1967), p. 165-169, București.
- M., Săndulescu M. (1979) Structura subasmentului depresiunii panonne în România (Sectoarele central și sudic). *St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., Geofizică*, 17, 2, p. 191-201, București.

## ASPECTE PETROLOGICE ȘI TECTONICE ÎN MASIVUL CRISTALIN HIGHIȘ-DROCEA (MUNȚII APUSENI)

(Rezumat)

Masivul cristalin Highiș-Drocea are în componență următoarele pînze de șariaj mediteraneene (de jos în sus) : pînza de Finiș ; pînza de Highiș-Poiana ; pînza de Biharia ; pînza de Baia de Arieș. Pînza de Finiș este formată din seria de Codru de vîrstă proterozoic superioară, intrusă de granitoide posibil paleozoic inferioare și dintr-o cuvertură sedimentară permian-mezozoică. Pînza de Highiș-Poiana este alcătuită

din metamorfitele hercinice ale seriei de Păiușeni. Pînza de Biharia este constituită din metamorfitele paleozoic inferioare ale sericii de Biharia cu caractere metaofiolitice ; din formațiunea de Cladova de vîrstă probabil carbonifer superioară ; din granitoidele de Highiș care străbat și cornifică formațiunea de Cladova. Între seria de Biharia și formațiunea de Cladova există un contact tectonic anormal anterior intruderii granitoidelor de Highiș. Pînza de Baia de Arieș, cea mai de sus dintre pînzele de soclu ale masivului Highiș-Drocea, este compusă din metamorfitele proterozoic superioare ale seriei de Baia de Arieș și ea prezintă subasmentul zonei Mureșului. Seria de Biharia, posedă în asociațiile de minerale ale rocilor sale resturile a patru parageneze : prima de origine magmatică bazică pre-metamorfică ; a doua apartinând metamorfismului regional caledonic, realizată în condițiile faciesului amfibolitelor albit-epidotice ; a treia generată de metamorfismul regional hercnic, caracteristică pentru zona cloritului din faciesul șisturilor verzi ; a patra de contact termic, în relație cu granitoidele de Highiș.

142570

#### QUESTIONS

H. Savu : Why do you consider the Păiușeni Series in nappe position and not transgressively overlying its basement — the Mădrizești Series ?

2. How do you account for the relict igneous textures of the basic rocks (metabasalts) interlayered in all the three complexes of the Păiușeni Series, assigned to other series of different ages, considering that these series were affected by advanced metamorphic processes ? Is it possible that an amphibolite become basalt again by retro-morphism ?

3. Could you account for the origin of basic rocks from Highiș-Drocea and Bihor Mts, for the character of kyanite-bearing rocks of the Păiușeni Series, the conditions under which hastingsite and glaucophane characteristic of the Păiușeni Series are formed ; how is it possible that all the "nappes" defined by you are crossed by the same Paleozoic intrusions. In case these are banatites, you should account for their nature, as it is well known that they are Hercynian.

*Answer :* 1. Considering that the contact relationships are tectonic and not transgressive.

2. It is a too general question. As regards the relict igneous textures preserved in some — high grade — basic rocks which underwent several metamorphic events, it is to mention the metaultrabasites of the Sebeș-Lotru multi-group, metamorphosed twice to kyanite or sillimanite zone. An amphibolite becomes greenschist due to retro-morphism.

3. The basic rocks from Highiș-Drocea and Bihor are represented by basic metmagmatites ; kyanite lacks from Păiușeni Series and occurs in either Baia de Arieș or Codru Series ; hastingsite forms under mean to high pressure conditions ; the Păiușeni Series is characterized by abundant terrigenous rocks and very low grade monometamorphism ; the Upper Paleozoic intrusions pierce only the Biharia Nappe. We called banatites some small magmatite bodies which seem to pierce the Highiș-Drocea edifice (for example Debella Gora).

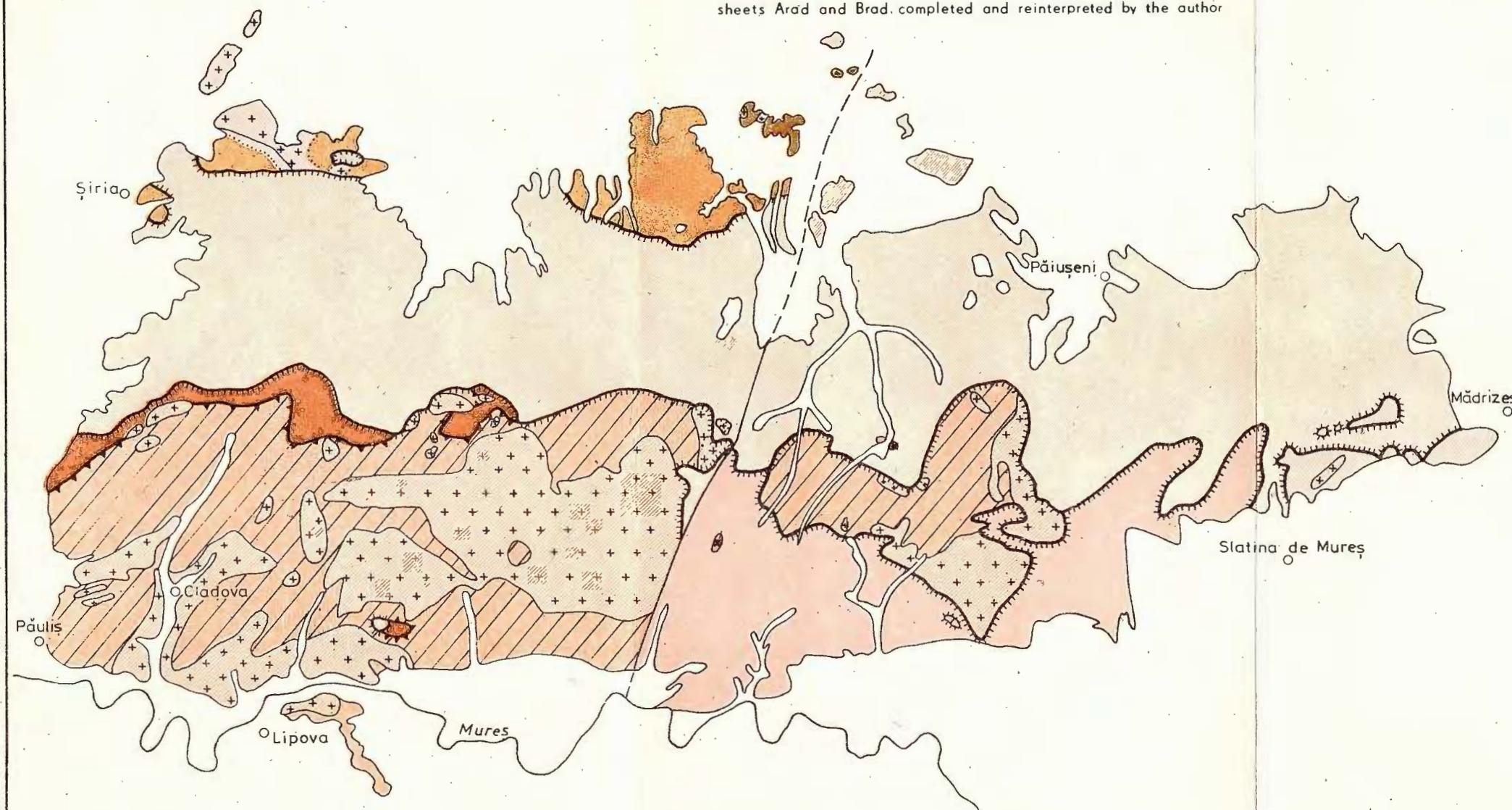




Institutul Geologic al României

I. BALINTONI

## TECTONIC SKETCH MAP OF THE HIGHİŞ - DROCEA CRYSTALLINE MASSIF

(Drawn according to geologic map of Romania, scale 1: 200,000  
sheets Arad and Brad, completed and reinterpreted by the author)

## LEGEND

- [Light beige box] Post-mediterranean formations
- [Orange box with crosses] Banatites (?)
- [Orange box] FINIŞ NAPPE
- [Textured orange box] Permo-Mesozoic cover
- [Pluses box] Codru granitoids
- [Light beige box] Codru Series
- [Large orange box] HIGHİŞ - POIANA NAPPE
- [Light beige box] Păiușeni Series
- [Light beige box] BIHARIA NAPPE
- [Pluses box] Highiș granitoids
- [Solid orange box] Cladova Formation
- [Light beige box] Biharia Series
- [Light beige box] BAIA DE ARIES NAPPE
- [Light beige box] Baiă de Arieș Series
- [Pinkish-orange box] PRE-ALPINE NAPPES
- [Diagonal hatching box] Lipova Nappe
- [Dashed line] Pre-alpine overthrust plane
- [Dotted line] Alpine overthrust plane
- [Solid line] Fault
- [Line with circles] Geologic boundary
- [Dotted line] Transgression

D. S. Inst. Geol., Geofiz. vol. 70-71/5 (1983 ; 1984), 1986, pag. 23-44

## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### CONSIDERATIONS ON A PRELIMINARY STRUCTURAL MODEL OF THE SOUTH CARPATHIAN CRYSTALLINE EAST OF THE OLT RIVER<sup>1</sup>

BY

ION BALINTONI, HORST P. HANN, ION GHEUCA, LIVIU NEDELCU,  
MIHAI CONOVICI, GEORGE DUMITRĂȘCU, TEOFIL GRIDAN<sup>2</sup>

*Structural model. Austrian orogeny. Laramian orogeny. Mediterranean orogeny. Lithostratigraphic units. Nappes. Boia Nappe. Tectonic relations. Polymetamorphics. Lithostratigraphic subdivisions. Lithofacies. South Carpathians — Getic and crystalline Supragetic Domains — Iezer, Făgărăș Mountains. East Carpathians — Crystalline-Mesozoic Zone — Leaota Mountains.*

#### Abstract

The central and eastern areas of the South Carpathian crystalline consist of two major nappes of Intrasenonian age, namely emplaced during the Early Laramian paroxysmal tectogenesis. The upper nappe is called Boia Nappe and the lower one Lotru Nappe. The Boia Nappe contains Austrian tectonic units represented from bottom to top by the following nappes: Dîmbovicioara, Holbav, Brașov, Argeș, Moldoveanu, Bîrsa Fierului Unit, Strîmba Nappe. The component Austrian tectonic units of the Lotru Nappe, from bottom to top, are: Getic Nappe; Uria Nappe; Călinești Nappe; Ciîneni Nappe. The Austrian tectonic units have been affected by deformation probably during the Mediterranean paroxysmal tectogenesis, and the Late Cretaceous Laramian paroxysmal tectogenesis is marked by thrusts of varying size both in the east and in the west of the investigated region. The studied area consists entirely of Upper Proterozoic polymetamorphics assigned to two metalithofacies: Negoi metamorphic un-

<sup>1</sup> Received April 18, 1984, accepted for communication and publication April 18, 1984, presented at the Meeting April 27, 1984.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș 1, R 79678, București, 32.



migmatized rocks abounding in carbonate rocks, and Sebeş-Lotru metamorphic rocks with scarce carbonate rocks and including relatively numerous eclogite and meta-ultrabasite bodies, intensely migmatized on wide areas.

### Résumé

*Considérations sur le modèle structural préliminaire des roches cristallines des Carpathes Méridionales à l'est de l'Olt.* Les parties centrale et orientale du cristallin des Carpathes Méridionales sont constituées de deux nappes de charriage majeures mises en place de façon intrasénonienne, donc au cours de la tectogenèse paroximale laramienne hâtive. La nappe supérieure a été dénommée de Boia et celle inférieure de Lotru. La nappe de Boia comprend comme unités tectoniques autrichiennes les suivantes nappes de charriage (de bas en haut) : de Dîmbovicioara, de Holbav, de Braşov, d'Argeş, de Moldoveanu, unité de Bîrsa Fierului, nappe de Strîmba. Les unités tectoniques autrichiennes constitutives de la nappe de Lotru sont (de bas en haut) : nappe gétique, nappe d'Uria, nappe de Călineşti, nappe de Ciineni. Les unités tectoniques autrichiennes ont été fortement déformées probablement pendant la tectogenèse paroxismale méditerranéenne, alors que durant la tectogenèse paroxismale laramienne fini-crétacée ont été aussi générés des chevauchements d'ampleur variable à l'est qu'à l'ouest de la région étudiée. L'aire étudiée est entièrement formée des polymétamorphites protérozoïques supérieures qui peuvent être incluses à deux métallofaciès : cristallin de type Negoi, riche en roches carbonatées et non migmatisé et cristallin de type Sebeş-Lotru, pauvre en roches carbonatées, contenant maints corps d'éclogites et de métaultrabasites et intensément migmatisé sur de grandes surfaces.

### I. Evolution of Ideas

The structural images of the South Carpathian crystalline east of the Olt river belong to two concepts : nappe and non-nappe. These two concepts are mainly due to the principles of delimiting the major lithostratigraphic units and to the interpretation of boundaries among them. The numerous data accumulated in time may be corroborated bringing valuable information in this field. The "nappe" concept was initiated by Reinhard (1911) and Popescu-Voiteşti (1910), and then supported by Schmidt (1930 a, b), Streckeisen (1934), Sândulescu (1975, 1976, 1980), Kräutner et al. (1978). Recent important contributions to the structural study of the eastern area of Făgărăş Mts have been brought by Gheuca (in Heredea et al., 1979, Rădulescu et al., 1980), Nedelcu, Anton (1984), Anton et al. (1982), Nedelcu et al. (1984). The western area of Făgărăş Mts and the relations with the metamorphic rocks occurring east of the Olt river were investigated by Desilla Codarcea, Stancu (1968), Savu et al. (1977), Szasz, Hann, Gheuca in Lupu et al. (1978), Hann, Gheuca, Szasz in Ștefănescu et al. (1982) and Hann, Szasz (1984). The "non-



"nappe" concept implies minor dislocations both in the Olt area and east of it and was promoted by Ghica-Budești (1940), followed by Dimitrescu (1962, 1963, 1964, 1967, 1978), Gherasi, Dimitrescu (1964), Gherasi et al. (1966), Savu, Schuster (1971).

It is to mention that important contributions to delimiting the lithostratigraphic units and the main discontinuities within the metamorphics pile occurring in the South Carpathians east of Olt belong to all cited authors, the interpretations being dissimilar. The papers which have not been cited do not deal with the object of our study.

## II. General Structural Model

The geometric relations between the present-day major lithostratigraphic units which form the South Carpathian crystalline from central and eastern parts are very complex due to repeated Mesozoic alpine paroxysmal tectogeneses which affected the metamorphic rocks from the Carpathian territory (Austrian, Mediterranean, Laramian) and induced the thrusts, overthrusts, major foldings and shifting of lithostratigraphic units and/or thrust planes. The order in which these tectogeneses had acted may be approximated by considering the order in which the tectonic planes had intersected one another, the relations between tectonic planes and major folds as well as the relations between tectonic planes and sedimentary sequences of different age.

The Austrian and Laramian paroxysmal tectogeneses, the latter consisting of two phases, may be well defined temporally according to the presence of some sedimentary sequences below the thrust planes. The South Carpathian crystalline east of Olt was however strongly deformed during a paroxysmal tectogenesis occurring between Austrian and Laramian ones, probably the Mediterranean one. Reliable evidence of Mediterranean paroxysmal tectogenesis is present west of the Olt river. As the present discussion is intended to be brief and intelligible the different tectogeneses will be treated as follows: early stage of Laramian tectogenesis, Austrian tectogenesis, Mediterranean (?) tectogenesis and second stage of Laramian tectogenesis. Therefore the general structural model of the South Carpathian crystalline east of Olt consists of several alpine nappes emplaced during three paroxysmal tectogeneses when they also underwent intense folding and faulting.

## III. The Structural Model Proposed for Early Laramian Paroxysmal Tectogenesis

All the studies concerning the South Carpathian crystalline east of Olt river show that the main feature of this area is the occurrence of structural elements of different nature and size, trending mainly east-westwards (e.g. the axes of major folds, position of lithostratigraphic units, of planes between them independent of their significance, etc.) which are crossed by a plane exposed along the Olt river, from Valea lui Stan to Ciineni (covered by the Olt Fault in the north); the metamorphic rocks below this plane contain the same structural



elements trending north-southwards. One should note that not only the trending of structural elements above the plane under discussion is different west of Olt, but also some metamorphics are absent, while the overlying tectonic units, older than this plane, may not be directly correlated with the underlying ones. Therefore, owing to this plane, partly lithostratigraphically and petrogenetically different metamorphic sequences were superposed, and their structural elements dated prior to the mentioned plane had been generated in different areas. According to Szasz, Hann, Gheuca (in Lupu et al., 1978), Hann, Gheuca, Szasz (in Ștefănescu et al., 1982) and Hann, Szasz (1974) the early stage of Laramian paroxysmal tectogenesis is marked by a thrust plane which overlies Santonian sediments and underlies a post-tectonic cover which starts with the Campanian. As the Early Laramian thrust plane crosses the pre-existing tectonic units resulting in their superposition, in the authors' opinion the structural pile removed as such should get a name; thus, the Early Laramian tectonic unit in upper position should be called Boia Nappe. According to Codarcea (1940), the Getic Nappe sensu Murgoci (1912) was affected by Laramian paroxysmal tectogenesis, the movement taking place only partly on the preexisting (Austrian) thrust plane, while another tectonic unit, the Severin Nappe, occurred below the Getic Nappe. The Laramian unit inferior to the Boia Nappe should be called the Lotru Nappe. It is obvious that in this view all the nappes delimited so far by different authors in the central and eastern South Carpathians belong to one or both Early Laramian nappes.

### III.1. Lithostratigraphic Units of the Boia Nappe

The metamorphic rocks occurring in the South Carpathians are very difficult to classify and correlate mainly because of the initially unitary piles which had been sectioned by tectonic planes into stratigraphically incomplete tectonic slices forming at present superposed nappes, delimited in places both longitudinally and transversally by sedimentary covers posterior to paroxysmal tectogenesis. Considering the numerous researches of the Carpathian metamorphics, Kräutner et al. (1978) and Kräutner (1980) initiated their classification according to the lithostratigraphic principles proposed by Hedberg code (1970). Thus, the formation is the main lithostratigraphic unit and several formations constitute the group. According to Hedberg code all formations assigned to a group should be contiguous. The supergroup includes no thrust planes. Therefore, as far as the Carpathian metamorphic rocks are crossed by thrust planes forming thin and incomplete sequences, a tectonic unit consists usually of a single formation or a group of formations. Hedberg code accounts for avoiding the assignment to a lithostratigraphic unit of two beds separated in time by an epoch or even an era; it is thus inferred that a lithostratigraphic unit, no matter its rank, may include only metamorphic rocks with the same evolution, that is initially metamorphosed during the same orogenesis. The multitude of formations and groups from different tectonic units with similar metamorphic evolution and assigned to the same metalithofacies may be called multigroup. Finally, the most appropriate name of all meta-

morphics of the same age should be inferred from the orogenesis during which they had been metamorphosed. Considering the facts discussed above, the metamorphic rocks of the Boia Nappe may be assigned as follows : Leaota, Iezer and Cumpăna groups of Sebeş-Lotru multigroup; Făgărăş Group and Morișoara Formation of Negoi multigroup; Strîmba Formation uncertainly assigned to the multigroup. The Negoi multigroup abounds in carbonate rocks, which occur regionally and alternate with amphibolites, and quartz rocks; migmatites are absent even if sillimanite is present. The Sebeş-Lotru multigroup is mainly gneissic, carbonate rocks occurring subordinately and locally, is amphibolite and quartzite poor, includes regionally developed migmatites and frequent eclogites and metaultrabasites. Both multigroups are Precambrian in age. As the present study is a structural one, the description of pre-Laramian tectonic units of the Boia Nappe will envisage the component formations of different groups without describing them, additional information being supplied by references

### III.2. Austrian Tectonic Units of the Boia Nappe

In the authors' opinion the Boia Nappe consists of the following Austrian basement tectonic units : Dîmbovicioara Nappe; Holbav Nappe; Braşov Nappe; Argeş Nappe; Moldoveanu Nappe; Bîrsa Fierului Unit; Strîmba Nappe. The basement of the Holbav Nappe is not exposed; Argeş and Strîmba nappes lack in sedimentary deposits; the other tectonic units have sedimentary deposits starting from Permian (Upper Carboniferous ?) to Aptian (Săndulescu, 1976). The post-tectonic cover of Austrian nappes starts with Upper Aptian, Albian or Vraconian (Săndulescu, 1964, 1966; Ștefănescu, 1969; Săndulescu et al., 1972 a, b; Săndulescu, 1976; Ștefănescu et al., 1979, Nedelcu et al., 1984). Considering that the South Carpathian nappes had been generated with respect to the subduction plane which accompanied the consumption of the Outer Dacian Flysch basement (Săndulescu, 1975) while the nappes of the Getic Domain exhibit features typical of synthetic nappes sheared in the upper compartment, one may conclude that they had southern vergencies. During their emplacement some upper nappes surpassed the lower ones (e.g. the Braşov Nappe surpassed the Holbav Nappe), and the front of the other nappes lagged behind the lower ones (e.g. the Moldoveanu Nappe in respect of the Argeş Nappe). The initial relations among Austrian nappes had been much disturbed by subsequent tectogeneses.

III.2.1. *Dîmbovicioara Nappe*. The metamorphics include the Leaota Group delimited as follows : Voineşti-Păpuşa complex of Cumpăna Series, Lereşti-Tâmaş Series and Căluşu-Tămăşel Series according to Dimitrescu (1978); Leaota and Căluşu Series according to Popovici (1978); part of Voineşti Formation (from the level corresponding to the basement of Voineşti-Păpuşa complex according to Dimitrescu (1978), Lereşti and Căluşu formations according to Gheuca, Dinică (1983). Kräutner (1980) proposes the following classification of Leaota Group :



Voinești-Păpușa Formation, according to Dimitrescu (1978), assigned to Iezer Group as part of the Carpathian supergroup; Lerești Formation, as part of Leaota Group, assigned to Marisian supergroup; Călușu Series assigned to Variscan metamorphics. According to Gheuca, Dinică (1983) the metamorphics of the Leaota Group are polymetamorphic, of high grade initial metamorphism, and their lithostratigraphic features and metamorphic evolution are similar with those of metamorphites belonging to Sebeș-Lotru multigroup. It is still to discuss the possible assignment of the top of Călușu Formation to the metamorphics of a subsequent cycle. The Leaota Group underlies the Dîmbovicioara, sedimentary series which consists of the following (Patrulius, 1969; Săndulescu, 1976; Ștefănescu et al., 1979): Middle Jurassic marls and sandstones; Upper Jurassic limestones; Lower Cretaceous marly limestones with Barremian-Aptian reefal development. The Dîmbovicioara Nappe belongs to the Brașov-Dîmbovicioara Unit according to Săndulescu (1976) or to the Getic Nappe in a wider view (Săndulescu, 1976, 1980). The front of Dîmbovicioara Nappe is its outermost part and contacts directly the Ceahlău Nappe flysch (Săndulescu, 1976) in which olistoliths of the Leaota Group are insedimented (Murgeanu, Gherasi, 1932; Murgeanu et al., 1964; Patrulius et al., 1967). Besides, the sedimentary series with no Triassic rocks are typical of the areas which had generated the alpine nappes adjoining the Russian and Moesian platforms. For example, Triassic rocks are absent from both outer Dacian megatrough and Danubian Domain (Săndulescu, 1975). Finally, the Dîmbovicioara sedimentary Series may be compared with the sedimentary rocks of the Getic Nappe in Vinturărița zone (Lupu et al., 1978). According to these data, the Dîmbovicioara Nappe is considered the lowermost one among Austrian nappes assigned to Boia Nappe, therefore it is inferior to Holbav Nappe, too. The coal-bearing Liassic occurrences of Gresten type in Holbav and Brașov nappes (Săndulescu, 1964, 1966) make difficult the emplacement of Dîmbovicioara Nappe between these tectonic units, while its overlying position above the Brașov Nappe would be in disagreement with respect to the Dîmbovicioara Series facies.

**III.2.2. Holbav Nappe.** This nappe was delimited by Săndulescu (1976) as "Holbav Unit" inferior to Brașov-Dîmbovicioara one. The metamorphic basement of the Holbav Nappe is not exposed and was however yielded by drilling (Săndulescu, 1976). The sedimentary Holbav Series starts with coal-bearing Liassic deposits of Gresten type which also include volcanics and does not depass the Jurassic (Săndulescu, 1976; Săndulescu et al., 1979).

**III.2.3. Brașov Nappe.** To the metamorphics of the Brașov Nappe, besides the Vulcan metamorphic rocks and those underlying the Poiana Mărului Triassic (Săndulescu et al., 1972 a, b; Nedelcu et al., 1984), are assigned the Iezer Group including Mioarele and Păpău formations (Mioarele and Păpău complexes as part of Cumpăna Series, according to Dimitrescu, 1978) or Mioarele paragneisses formation and Iezer-Păpușa micaschist formation of the Iezer Group, according to Kräutner (1980). The Brașov Nappe has been delimited from the Dîmbovicioara



one because of their different component sedimentary sequences (the Brașov Series contains Permo-Triassic rocks, with Permian acid eruptions and Triassic Guttenstein bituminous limestones and bearing coaly Liassic of Gresten type, which are absent from the Dîmbovicioara Series) and of different metamorphics which form their basements. As the facies of the sedimentary Brașov Series is more internal than the one of the sedimentary Holbav Series (Săndulescu, 1976), it is considered that during the Austrian paroxysmal tectogenesis the Brașov Nappe overlay the Dîmbovicioara Nappe surpassing the Holbav Nappe and thus covering the relation between the two. The present authors' argumentation for delimiting the Brașov Nappe from the Dîmbovicioara Nappe is based on the characteristic features of the Brașov Nappe metamorphics on the one hand and of the Dîmbovicioara Nappe ones on the other, and on the interpretation of the relationships between these metamorphics and those assigned to Dîmbovicioara and Argeș nappes. At Vulcan, the Holbav Series overlies the mesozonal metamorphics lacking in migmatites and granitoids; the same type of metamorphic rocks are overlain by Triassic limestones at Poiana Mărului which may be considered an inner facies of the Brașov Series (Săndulescu et al., 1972 b, Nedelcu et al., 1984). In the Iezer-Leaota massif the only metamorphic sequence similar with the metamorphics which underlie the sedimentary Brașov Series is represented by the Iezer Group as defined above. To the south, the Iezer Group underlies the Leaota Group, implicitly the Dîmbovicioara Nappe and to the north, it overlies the Cumpăna Group, namely the Argeș Nappe. Popovici (1978) is the first to mention a lithostratigraphic and metamorphic unconformity between Iezer and Leaota groups and to define the Voinești and Lerești formations (*sensu* Dimitrescu, 1978) as the Leaota Series, younger than the Cumpăna Series, to which the Iezer Group is assigned. This unconformity is considered of tectonic nature because of the following reasons: a) the Voinești Formation was affected by migmatization and partial anatexy which generated granitoid bodies, such as the Albești ones (Gheuca, Dinică, 1981); these processes are absent in the Iezer Group, although it is geometrically inferior, an unusual position in case of normal superposition; b) the micaschists of the Păpău Formation are more retromorphic than the lower part of the Voinești Formation which accounts for an anomalous contact at the base of the latter. It is known that the metamorphic rocks east of Olt river lying to the south of the crest anticline were affected by very strong post-Austrian deformations which entailed the northward overthrow of several metamorphic piles, and therefore it is considered that the Leaota Group overlies the Iezer Group owing to a retrothrust. This is supported by the fact that the Iezer Group united with the Leaota Group, thrusts the Cumpăna Group in reversed position northwards. On the other hand, by assigning the superposition of Leaota and Iezer groups to Austrian paroxysmal tectogenesis, one should account either for the correlation of Leaota and Cumpăna Groups, consequently Dîmbovicioara and Argeș nappes, which is still unproved, or for the thinning out of Dîmbovicioara Nappe on several kilometers.

which is less probable. The Iezer Group cannot be correlated with the top of the Leaota Group in order to account for their relation by means of retrothrusting within the same tectonic unit. Another possible, but less probable, interpretation of the Brașov Nappe will be discussed in connection with the Argeș Nappe. Săndulescu (1976) has assigned the Brașov Nappe to the Brașov-Dîmbovicioara Unit, therefore to the Getic Nappe (Săndulescu, 1976, 1980). Dîmbovicioara, Holbav and Brașov nappes are not exposed on the Olt territory, being probably crossed by the Boia Nappe plane. The sequence proposed for Dîmbovicioara, Holbav and Brașov nappes show, from outside innerwards, the following features of sedimentary series : the outermost Dîmbovicioara Series starts with the Middle Jurassic ; the more internal Holbav Series starts with the Liassic in Gresten facies ; the innermost Brașov Series includes Permian rocks, Triassic Guttenstein limestones and Liassic in Gresten facies.

III.2.4. Argeș Nappe. This nappe is entirely built of the metamorphics of Cumpăna Group, which, according to Balintoni et al. (1984), consists of the following complexes of the Cumpăna Series defined by Dimitrescu (1978) : the Cumpăna-Holbav migmatites, the leucocrate gneisses and the Cozia gneisses, as well as the Măgura Ciinenilor complex adjoining the contact with the Făgăraș Group. The present authors divide the Cumpăna Group in two formations : Vilsan Formation, including Cumpăna-Holbav and Cozia complexes, the two types of migmatites often alternating, and the Măgura Ciinenilor Formation. In this view, the Cumpăna Group is superposed on the Cumpăna Series according to Ghica-Budești (1940). Kräutner (1980) assigns the Cumpăna Group defined by Ghica-Budești (1940) to the Aluta Group, by taking into account a supposed sedimentation conformity between Cumpăna and Făgăraș groups. The data put forward by Gheuca (in Herdeea et al., 1979 ; Rădulescu et al., 1980), Nedelcu, Anton (1984) and Balintoni et al. (1984) show that the boundary between Făgăraș and Cumpăna groups is of tectonic nature all over the Făgăraș Mts, while the metamorphics of the Cumpăna Group exhibit features typical of Sebeș-Lotru multigroup and different from those of Negoi multigroup. The relations between the Cumpăna Group and the upper and lower lithostratigraphic units are extremely complicated and their study leads to clearing up the structure of the Boia Nappe. In the east of Făgăraș Mts starting from Dîmbovița bend eastwards, the relationships between the Austrian nappes were only little affected by plicative processes subsequent to their emplacement and there is no doubt regarding their initial superposition and the normal polarity of lithostratigraphic units. Therefore, in this area the Cumpăna Group overlies the sedimentary series of Holbav and Brașov nappes and the Iezer Group metamorphics, and underlies the Făgăraș Group. Taking into account the previous discussions, the first Austrian unit underlying the Argeș Nappe is the Brașov Nappe and even if the thrust plane of the Argeș Nappe had been involved in Laramian paroxysmal tectogenesis second stage (Săndulescu, 1966), previous geometric relations underwent no significant changes. In other words, in the east of Făgăraș the Cumpăna Group



overlay the Iezer Group during Austrian paroxysmal tectogenesis and any other relation between the two should be considered post-Austrian. At the same time, in the east of Făgăraș the Cumpăna Group exhibits at its base the highly migmatized Vîlsan Formation, fact interpreted as normal polarity as neither metasomatic nor anatectic migmatisation is possible at the upper levels of a metamorphic pile without affecting the lower levels. From the Dîmbovița bend westwards all relations mentioned above are reversed as follows: the Iezer Group overlies the Cumpăna Group and the plane in between trends northwestwards; the Cumpăna Group overlies the Făgăraș Group; within the Cumpăna Group one notes reversed polarity, the highly migmatized Vîlsan Formation overlying the Măgura Ciinenilor Formation, characterized by gradual decrease of migmatisation to the north till its disappearance; in the Făgăraș Group the polarity is normal, as will be shown in connection with the Moldoveanu Nappe, although the big crest anticline seems to have formed by that time. The general northward overturn of the Cumpăna Group was first mentioned by Ghica-Budești (1940) and repeatedly studied by Dimitrescu (1963-1978); starting from the springs of Lerescu brook to the west it covers the Austrian thrust plane, owing to which the Făgăraș Group overlies the Cumpăna Group and favours the contact between the top of the Cumpăna Group and the top of the Făgăraș Group.

The tectonic contact between Cumpăna and Iezer groups was reported by Reinhard (1911) from the area between Rîul Doamnei and the springs of Dîmbovița river. Its accurate line was gradually defined and similarly interpreted by Schmidt (1930 a, b), Streckeisen (1934), Codărcea et al. (1967). It consists of thick mylonites mainly occurring on the ocellar migmatites of the Cumpăna Group which cease appearing abruptly. It is to note that similarly to the case in which the Iezer Group may not underlie conformably the Leaota Group, due to the absence of migmatisation and anatectic granitisation processes inside it, it might not underlie conformably the Cumpăna Group because of the same reason. From this plane to the Strîmba Nappe, in the view of Kräutner et al. (1978), there is a Supragetic unit called Făgăraș Unit; according to the same authors the metamorphic rocks south of this plane seem to form another Supragetic unit, Leaota Unit. Starting from the same plane northwards, Săndulescu (1976) figures the Sinca digitation and later (1980) this author marks there the Supragetic Nappe plane. Finally, the present authors consider that theoretically the Brașov Nappe may be viewed as a lower digitation of the Argeș Nappe, supposing that the Iezer Group resembles the unmigmatized part of the Cumpăna Group, representing the normal, faulted limb, pushed to the north-west, of a reversed fold, exhibiting the Vîlsan Formation in its axis; according to this conception, one should admit that from the Dîmbovița bend eastwards, the plane delimiting the two subunits, which seem to form the Argeș Nappe, coincides with the Holbav Fault (Săndulescu, 1976) assigned to the end Cretaceous, thus accounting for different ages of the eastern and western areas of the "Brașov digitation". Due to its lithostratigraphic features and geometric position (Săndulescu, 1964, 1966) the Măgura Codlei scale (Săndulescu, 1976) belongs to the Brașov



Nappe and includes the upper sequence of the Brașov Series, starting from the Liassic in Gresten facies.

**III.2.5. Moldoveanu Nappe.** The Moldoveanu Nappe consists of the Făgăraș Group of the Negoi multigroup and of a Permian (Upper Carboniferous ?)-Mesozoic series, exposed in the upper course of the Bîrsa Fierului stream, called by us Moldoveanu Series. According to Săndulescu (1976) and Nedelcu et al. (1984) the Moldoveanu Series includes: Upper Carboniferous micaceous quartz sandstones yielding plant remnants (borehole 3 Bîrsa Fierului); Permian polymictic conglomerates and siltstones in Verrucano facies which grade laterally into greyish facies with metamorphic mineral binder; Seisan sandstones and quartz conglomerates yellow and violaceous in colour, argillaceous shales and variegated siltstones; Campilian-Anisian dolomites; Aptian conglomerates, calcareous breccias and Pachiodont and Orbitolina limestones. The Moldoveanu Series was preserved only in the eastern Făgăraș Mts. In the present authors' view the Făgăraș Group coincides with Făgăraș and Poiana Neamțului Series according to Ghica-Budești (1940), with the Șerbota complex of the Cumpăna Series and the Făgăraș Series defined by Dimitrescu (1978), with the carbonate and quartz-micaceous formations, as part of the Aluta Group defined by Kräutner (1980). According to Balintoni et al. (1984) the Făgăraș Group may be divided into three formations: Lower Șerbota Formation consisting mainly of phaneroblastic micaschists bearing disthene and staurolite, well exposed on Rîul Moașei de Avrig stream; Suru Formation built of alternating carbonate rocks and amphibolites and different types of gneisses. The carbonate rocks of this formation host the syngenetic ores of Valea Blaznei type and on Capra Valley one may see an exposure easy of access. The next Valea Rea Formation occurs from the springs of the Vîlsan river to the east and consists of mainly micaceous rocks. The metamorphics of the Făgăraș Group are highly retromorphosed at the top and show features typical of greenschists in the chlorite zone. Săndulescu (1976) considered that the Moldoveanu Nappe belongs to the Sinca digitation, while Kräutner et al. (1978) assigned it to the Făgăraș Unit, one of the Supragetic units. In 1980 Săndulescu changed his opinion and placed the Supragetic Nappe plane between the Iezer and Leaota metamorphic rocks and the Făgăraș ones. The tectonic contact between Făgăraș and Cumpăna Groups was first mentioned by Gheuca (in Heredea et al., 1979 and Rădulescu et al., 1980) in the area between Bîrsa Fierului and Bîrsa Groșetului. The tectonic nature of this contact is proved by the following data: a) in the Morișoara brook, from below the Suru Formation of the Făgăraș Group crops out the Vîlsan Formation of the Cumpăna Group, pointing to the absence of the Măgura Ciinenilor Formation at the top of the Cumpăna Group, and of the Șerbota Formation at the base of the Făgăraș Group; b) the Bîrsa Fierului granitoids which pierce the Făgăraș Group are not rooted there, but cease occurring at the contact with the Cumpăna Group, or are present as discontinuous blades in the basement of the Făgăraș Group; c) the contact between these two groups is accompanied by thick layered mylonites and cataclasites. According to Gheuca (in Heredea et al., 1979; Rădulescu et al., 1980) the Moldoveanu Nappe was



named Nimaia Unit, and Nedelcu, Anton (1984) defined it as Bîrsa lui Bucur Unit. The Austrian thrust plane of the Moldoveanu Nappe is covered by the Cumpăna Group, starting from the Lerescu brook to the west, due to its subsequent northward overturn. However, the Făgărăș Group occurs in normal position along the massif, as proved by : 1) Hercynian retromorphism which is very intense at its geometrically upper part decreases gradually to the basement, being a general feature of pre-Hercynian metamorphics affected by Hercynian regressive metamorphism ; 2) the spatial relations among the formations of the Făgărăș Group, exposed in the east where they underlie the Moldoveanu Series, remain unchanged in the west. In the western Făgărăș the thrust plane of the Boia Nappe crossed the Austrian structure above the contact between Făgărăș and Cumpăna groups, so that only the inverted part of the Cumpăna Group was preserved. The post-Austrian anomalous position of the Cumpăna Group overlying the Făgărăș Group is proved by the overturn mentioned in connection with the Argeș Nappe and also by the following : the limit between the weakly metamorphosed Cumpăna Group and the highly retromorphosed Făgărăș Group is sudden ; geometrically the retromorphism increases in intensity starting from top to bottom in the Cumpăna Group, and decrease similarly in the Făgărăș Group ; in the Făgărăș Group several formations occur and disappear along this contact ; laminations occur in numerous instances ; this boundary is geochemically relevant (Balintoni et al., 1984). The Făgărăș Group, namely the Moldoveanu Nappe, exhibits a tight anticline, axially faulted, of kilometric amplitude — the crest anticline. In the east of Făgărăș, this anticline loses individuality starting from the same meridian at which post-Austrian northern overturns are absent. The Moldoveanu Nappe is assigned the Austrian age because of the following reasons : a) the Bîrsa Fierului granitoids occurring in the neighbourhood of the Moldoveanu Nappe thrust plane have yielded Mesozoic ages between  $102.1 \pm 1.9$  m.y. and  $144.7 \pm 5.8$  m.y. (Lemne et al., 1983 ; Vâjdea et al., 1984). The values of  $102.1 \pm 3.9$ ,  $104 \pm 3.9$  and  $105.7 \pm 4$  m.y. account for the Austrian paroxysmal tectogenesis. b) Considering that in the East Carpathians the metamorphic rocks of Bretila type, more external than the Rebra type (the former similar to Sebeș-Lotru multigroup and the latter similar to Negoi multigroup, in the authors' opinion), constitute a pre-alpine nappe overlying the latter, it is less probable that this relation is reversed in the Făgărăș in case of a pre-alpine nappe as far as in this instance, too, the Sebeș-Lotru multigroup rocks are external to the Negoi multigroup.

III.2.6. *Bîrsa Fierului Unit*. The rank and areal extent of this unit have not been thoroughly elucidated. Nedelcu, Anton (1984) are the first to delimit it in the source area of Bîrsa Fierului and to study it (in Anton et al., 1982) as far as Simbăta Valley. The metamorphic rocks of this unit are of Negoi type and will be assigned to the Morișoara Formation, while the overlying sedimentary series resembles the Moldoveanu Series and will be named the Bîrsa Fierului Series. According to Nedelcu et al. (1984) the Bîrsa Fierului Series includes : Permian (?) conglomerates and grey polymictic sandstones with meta-

morphic mineral binder; Lower and Middle Triassic dolomites; Aptian conglomerates, sandstones, Pachiodontae and Orbitolinae limestones. In case the Moldoveanu Series is absent below the Bîrsa Fierului Unit it is difficult to delimit it from the Moldoveanu Nappe. The tectonic plane in the lower part of the Bîrsa Fierului Unit is materialized by thick cataclasites and mylonites; intense retro-morphism and marked crushing of overlying rocks; different position of foliations on both sides. Taking into account the characteristics of the Morisoara Formation and the Bîrsa Fierului Series compared with the Făgăraș Group and the Moldoveanu Series, the Bîrsa Fierului Unit may be considered a digitation of the Moldoveanu Nappe.

**III.2.7. Strîmba Nappe.** It is the uppermost tectonic unit of the Boia Nappe. The overlying position of the "Strîmba gneiss" with respect to the sequence including sedimentary rocks at the springs of Bîrsa Fierului was mentioned by Schmidt (1930 a). According to Săndulescu (1976) the "Bîrsa Fierului nappe outlier" includes a part of the Bîrsa Fierului Unit defined by the present authors and the Strîmba gneisses and is assigned to the Bucovinian Nappe. As Nedelcu et al. (1984) consider that the Strîmba Nappe is not overlain by sedimentary deposits, the comparison between Strîmba and Bucovinian nappes is based on superposition only. According to Kräutner et al. (1978) the Strîmba Nappe is the uppermost Supraretic Nappe. It overlies (Nedelcu et al., 1984) either the Bîrsa Fierului Nappe or the Moldoveanu Nappe and consists of a thin mesozonal metamorphic sequence with no characteristic features, difficult to define. Therefore, it is assigned neither to the Negoi multigroup nor to the Sebeș-Lotru multigroup and is called Strîmba Formation.

#### IV. Mediterranean (?) Paroxysmal Tectogenesis

As it has already been shown the Austrian thrust planes and the component lithostratigraphic units of the Austrian nappes had been affected by intense deformation when the metamorphic rocks east of Olt formed east-westward structures, prior to the emplacement of the Boia Nappe, namely previously to Early Laramian tectogenesis. The Mediterranean (?) paroxysmal tectogenesis is assigned the following: retrothrust of the Leaota Group above the Iezer Group; north-western overturn of thrust plane between Iezer and Cumpăna groups and partial retrothrust of the Iezer Group above the Cumpăna Group; general northward overturn of the Cumpăna Group so that its top contacts the top of the Făgăraș Group; constitution of the crest anticline within the Făgăraș Group. Maximum effects are reported from the Cumpăna Group, followed by northward decrease. The eastern Făgăraș area seems to have not been affected by Mediterranean paroxysmal tectogenesis.

#### V. Second Stage of Laramian Paroxysmal Tectogenesis

Several thrusts were pointed out to the east of Iezer (Dimitrescu et al., 1971, 1974) which set in the neighbourhood of Rîul Tîrgului



and get accentuated gradually to the east entailing the south-eastward overturn of the formations in front of them. Thus, the Voineşti Formation of the Leaota Group overlies the Căluşu Formation of the same group. Voineşti and Lereşti and partly Căluşu formations are reversed south-eastwards. Gheuca, Dinică (1983, unpublished data) do not agree with the thrust between Voineşti and Lereşti formations figured by Dimitrescu et al. (1974). In the east of Făgăraş, to this stage is assigned the resumption of the plane in the base of the Argeş Nappe and the constitution of the Măgura Codlei Scale (Săndulescu, 1966) which overlie a sequence starting with the Vraconian and continuing till the Maastrichtian (Săndulescu et al., 1972 b). It is also possible that the Bîrsa Fierului Unit be related to the last south-eastern trending thrusts. The thrusts in the Iezer Mts do not occur over sedimentary deposits, but they are surely post-Mediterranean (?) as structures of this age are affected by them. In the west of Făgăraş to the second stage of Laramian paroxysmal tectogenesis is assigned the westward trending thrust which brings parts of Boia and Lotru nappes over the Brezoi Formation. It seems to have stopped prior to the Paleogene and its age may be considered post-Maastrichtian and āntē-Paleogene. Because of the Olt Fault it is difficult to determine the real importance of this thrust (Hann, Szasz, 1984).

## VI. Tectonic and Lithostratigraphic Component Units of the Lotru Nappe

Considering the definition of the Lotru Nappe presented at the beginning of the present study and the fact that it represents only partly a subject of interest, its lithostratigraphic and tectonic components occurring in the neighbouring areas of the Olt Valley will be briefly described taking into account the study of Hann and Szasz (1984).

**VI.1. Getic Nappe.** The lowermost tectonic unit of the basement constituent of the Lotru Nappe is overlain by the Vînturariţa sedimentary series (Lupu et al., 1978) corresponding to the Getic Nappe (Murgoci, 1912). The Getic Nappe metamorphics represent a sequence characteristic of a part of the so-called Sebeş-Lotru Series. In accordance with the data presented initially, the metamorphics of the Getic Nappe are considered as the Căpătina Group, part of the Sebeş-Lotru multi-group. The Vînturariţa sedimentary series belongs to the Bajocian-Aptian period and resembles the Dîmbovicioara Series of the nappe bearing the same name and belonging to the Boia Nappe.

**VI.2. Uria Nappe.** Superior to the Getic Nappe, the Uria Nappe was delimited by Hann, Szasz (1984) as an upper tectonic unit of the Getic Nappe. The same authors (in Ștefănescu et al., 1982) define it as "Uria Unit" of the Getic units. Lithostratigraphically, the Uria Nappe metamorphics include the Sibişel and Valea lui Stan series according to Savu et al. (1977) or the Uria Formation according to Hann, Szasz (1984) and Hann (in Ștefănescu et al., 1982); its sedimentary cover consists of a Cenomanian series (Szasz, in Savu et al., 1977 and Hann, Szasz, 1984). The metamorphics (called "Uria crystal-



line") represent a composite pile, which at present may not be satisfactorily classified from the point of view of Sebeş-Lotru and Negoi multigroups. The thrust plane of the Uria Nappe overlies no sediments, but at Valea lui Stan it is blocked by Coniacian-Santonian sediments (Szasz, in Lupu et al., 1978). On general accounts the emplacement of this nappe is considered Austrian in age.

**VI.3. Călineşti Nappe.** A tectonic plane partly corresponding to the one of this tectonic unit was delimited by Savu et al. (1977) who did not name the overlying tectonic unit, the metamorphic rocks of which had been assigned to the Cumpăna-Cozia Series. According to Szasz, Gheuca (in Lupu et al., 1978) the equivalent of the Călineşti Nappe is the Valea lui Stan Unit, consisting of the Sebeş-Lotru Series and a Permian-Triassic cover. Hann, Gheuca, Szasz (in Ștefănescu et al., 1982) and Hann, Szasz (1984) define the Călineşti Unit as a Supragetic unit and describe it as consisting of: metamorphics of the Călineşti Formation and an Upper Cretaceous-Paleogene (Hann, Szaş, 1984) or Coniacian-Santonian (Gheuca, 1979, unpublished data) sedimentary sequence representing the cover. The Călineşti Nappe includes the Călineşti Formation, part of the Sebeş-Lotru multigroup, assigned to metamorphics (according to Hann, Szasz, 1984), and Permian-Triassic rocks at Valea lui Stan and the Coniacian-Santonian Vasilatu Formation (according to Szasz, in Savu et al., 1977, Lupu et al., 1978 and Ștefănescu et al., 1982) attributed to the cover. As it overlies the Cenomanian rocks of the Uria Nappe and is blocked by Coniacian-Santonian ones at Valea lui Stan (Szasz, in Lupu et al., 1978), the Călineşti Nappe should be assigned to Mediterranean paroxysmal tectogenesis.

**VI.4. Ciineni Nappe.** Delimited by Hann, Szasz (1984) and Hann (in Ștefănescu et al., 1982) as Ciineni Unit and assigned to the Supragetic units, it was described within the same structural framework. According to the cited authors the Ciineni Nappe consists of the Cumpăna Series metamorphics. The Ciineni Nappe metamorphics will be called the Ciineni Formation, part of the Sebeş-Lotru multigroup. No sediments are known below the Ciineni Formation nor between Călineşti and Argeş nappes contacted by the former. This tectonic unit of the Lotru Nappe closes the metamorphics pile trending north-southwards.

## VII. Correlations

The present authors favour the idea of the continuity of the Boia Nappe westwards, in the Poiana Ruscă massif, put forward by Streckeisen (1934) and adopted by Codarcea et al. (1967) and Săndulescu (1980). According to Iancu (1983) the relations between the different segments of "the upper Supragetic units", isolated and occurring at great distance, should be interpreted as follows: Timiş Unit = Poiana Ruscă Unit = Făgăraş Unit. The correlation of pre-Laramian tectonic units of this major Laramian nappe — Timiş Unit-Poiana Ruscă Unit-Boia Nappe — needs special attention and there are some parts out of question at present. Considering the features of sedimentary sequences, the relations between the Austrian nappes from the area

east of the Olt river and those in the East Carpathians are as follows : Dîmbovicioara, Holbav and Brașov nappes have the Infrabucovinian nappes as their correspondents, the same relation being supposed for the Argeș Nappe too ; the Moldoveanu Nappe and the Bîrsa Fierului Unit correspond to the Subbucovinian Nappe and the Bucovinian Nappe is related only to the Strîmba Nappe. The correlations mentioned above have been similarly presented by Săndulescu (1975, 1976, 1980). A correlation between the Austrian tectonic units of the Boia Nappe and the Poiana Ruscă ones should be based on the characteristics of metamorphics, as in Poiana Ruscă north of Rusca Montană sedimentary basin the pre-Upper Cretaceous sedimentary deposits are absent and the Austrian tectonic units have been crossed by younger faults which conceal their initial relations. Considering that due to the initial spatial arrangement of Negoi and Sebeș-Lotru multigroups the sequences of the Negoi multigroup should have been emplaced in upper tectonic units during the Austrian paroxysmal tectogenesis, those areas in the north of Poiana Ruscă which include metamorphic sequences of Negoi type, in upper position, are supposed to be the equivalent of the Moldoveanu Nappe. According to Hârtopanu, Balintoni (in Udubașa et al., 1983) and Iancu (personal communication, 1983) these sequences are represented by Bătrîna, Nădrag, Govăjdia and Ghelar Series in southern facies, after the nomenclature of Kräutner et al. (1981), assigned by this author to the Middle Paleozoic metamorphosed during the Hercynian orogenesis. From the point of view of both sedimentary and metamorphic rocks, the Dîmbovicioara Nappe is similar to the Getic Nappe. A sequence almost identical with the one of the Dîmbovicioara Series occurs at Vînturarița. The coal-bearing Gresten facies of the Liass is well represented in Banat, so that Holbav and Brașov nappes should be considered a part of the source area of the Getic Nappe. The correlation between the pre-Laramian tectonic units of the Boia Nappe and the ones of the Lotru Nappe implies a thorough investigation and synthesis studies. It is to mention the absence of the Negoi multigroup metamorphics from the Lotru Nappe. This may be related to the outward occurrence of the Lotru Nappe with respect to the Boia Nappe, as well as to the fact that during the Austrian paroxysmal tectogenesis the inner nappes had not overlapped completely the outer ones.

### VIII. Conclusions

The metamorphic rocks occurring east of Olt represent a major tectonic unit emplaced during the Intrasenonian Laramian paroxysmal tectogenesis, at the Santonian-Campanian boundary, its post-tectonic cover consisting of the Brezoi Formation in the neighbouring areas of the Olt Valley. This tectonic unit is called the Boia Nappe. It exhibits a complex inner structure which is represented by several Austrian nappes affected by plicative phenomena during the Mediterranean (?) paroxysmal tectogenesis. The Austrian tectonic units of the basement, which build up the Boia Nappe, are the following from bottom to top : Dîmbovicioara Nappe ; Holbav Nappe ; Brașov Nappe ; Argeș Nappe ;

Moldoveanu Nappe; Bîrsa Fierului Unit; Strîmba Nappe. The metamorphics of Argeș and Strîmba nappes are not overlain by sedimentary series. Dimbovicioara, Holbav and Brașov sedimentary series may be assigned to the same facies type, while the sequences of the Moldoveanu Nappe and the Bîrsa Fierului Unit belong to another one. A tectonically important remark implies the fact that correlations between the Alpine tectonic units, based on sedimentary series, are possible only in the case of units emplaced during the first paroxysmal tectogenesis, when they were crossed by younger thrust planes.

The east of Făgăraș and Iezer is characterized by thrusting and overturns of the metamorphic formations with south-east vergencies at the end of the Senonian. A westward thrust is also known in the Olt Valley. This phase has been assigned to the Laramian paroxysmal tectogenesis, second stage.

There are no signs of pre-alpine nappes within the Boia Nappe, a feature which makes it different from the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone. Similar to the East Carpathians, the oldest basement nappes occurring east of Olt consist of sequences of a single Precambrian group, a general feature of the Carpathians, pointing to the great thickness of these groups and to the different source areas. Another tectonic feature is represented by the fact that the Mesozoic Carpathian structure formed during several stages of alpine orogenesis, resulting in frequent crossing of younger and older thrust planes. The Getic crystalline consists mainly of the metamorphics of the Sebeș-Lotru multigroup and, to a less extent, of the Negoi multigroup metamorphics. The Negoi multigroup is more internal than the Sebeș-Lotru multigroup. The metamorphics of the multigroups exhibit differences concerning the geological processes which had affected them, such as the intense migmatization of the Sebeș-Lotru multigroup and its almost total absence from the Negoi multigroup, as well as very different sedimentation basins in which they originated (abundant carbonate rocks in the Negoi multigroup, their scarce occurrence in the Sebeș-Lotru multigroup). Concerning the similarities between the metamorphic rocks in the South and the East Carpathians, the Brețila metamorphics resemble the Sebeș-Lotru ones and the Rebra metamorphics resemble the Negoi ones. In the East Carpathians the metamorphic rocks of Brețila type are external to the metamorphics of Rebra type. The Tulgheș metamorphics are not exposed east of the Olt river. The structural and lithostratigraphic model proposed above should be viewed as preliminary and subject to improvement. However, it points out the majority of the tectonic unconformities of metamorphic terrains east of Olt and their extension, so that future studies should regard insufficiently investigated areas or should continue to develop the ideas already put forward.

The authors are indebted to all those who, under difficult work conditions, contributed to the investigation of the South and the East Carpathian crystalline. We are grateful to dr. M. Săndulescu for critical reading of the manuscript and useful discussion.

## REFERENCES

- Anton L., Nedelcu L., Medeşan A., Zămîrcă A. (1982). Arch. I.G.G., Bucureşti.
- Balintoni I., Hann H. P., Gridan T., Conovici M., Dumitraşcu G., Conovici N., Serbănescu A. (1984). Arch. I.G.G. Bucureşti.
- Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat et du Plateau du Mehedinți. *Ann. Inst. Geol. Rom.*, XX (1936), 1-74, Bucureşti.
- Lupu M., Codarcea-Dessila M., Lupu D. (1967) Unitatea supragedică în Carpații Meridionali. *Acad. R.S.R. St. cerc. geol. geof. geogr. Geologie*, 12/2, 387-392, Bucureşti.
- Codarcea-Desilla M., Stancu J. (1968) Harta geologică a României, scara 1 : 200 000, foia Sibiu. Inst. Geol., Bucureşti.
- Dinuirescu R. (1962) Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș. *D. S. Inst. Geol.*, XLVII (1959-1960), 23-31, Bucureşti.
- (1963) Structura părții centrale a Munților Făgărașului. *Asoc. Geol. Carp. Balc., Congr. V* (1961). *Com. St.* 2, p. 17-29, Bucureşti.
- (1964) Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș. *Ann. Inst. Geol.*, XXXIII, p. 153-201, Bucureşti.
- (1967 a) Mineralizațiile plumbo-zincifere de la Arpaș și Porumbacu în cadrul structurii munților Făgărașului. *D. S. Inst. Geol.*, LIII, 2, (1965-1966), p. 241-245, Bucureşti.
- (1967 b) Contribuții privind evoluția structurală a masivului Făgăraș. *Soc. Șt. Nat. Geogr., Comunicări de Geologie*, IV, 27-57, Bucureşti.
- (1976) Macrostructure et microstructure dans les roches cristallines du massif de Făgăraș. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Géologie*, 20, 1, p. 103-108, Bucureşti.
- (1978) Structure géologique du massif cristallin Făgăraș-Iezer-Leaota. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Géologie*, 22, p. 43-51, Bucureşti.
- Patrulius D., Popescu I. (1971) Harta geologică a României, scara 1 : 50 000, foia Rucăr. I.G.G. Bucureşti.
- Gherasi N., Dimitrescu R. (1964) Structura geologică a masivului Iezer-Păpuşa (bazinul Râul Tîrgului). *D. S. Inst. Geol.*, XLIX, 1 (1961-1962), p. 13-25, Bucureşti.
- Manilici V., Dimitrescu R. (1966) Studiul geologic și petrografic al masivului Iezer-Păpușa. *Ann. Inst. Geol.*, XXXV, 47-96, Bucureşti.
- Gheuca I., Dinică I. (1984) Asupra genezei granitului de Albești. *D. S. Inst. Geol. Geofiz., Geol.*, LXVIII, 1, Bucureşti.
- Dinică I. (1983) Litostratigrafia și tectonica Cristalinului Leaotei între Albești-valea Ghimbav-valea Bădeanca Iezer-Leaota). *D. S. Inst. Geofiz. Geol.* (sub tipar). Bucureşti.
- Ghika-Budeşti St. (1940) Les Carpates Méridionales centrales. *An. Inst. Geol.*, XX, p. 175-220, Bucureşti.
- Hann H. P., Szasz L. (1984) Structura geologică a văii Oltului. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII, 5, Bucureşti.
- Heredea N., Ardelean P., Gheuca I. (1979) Arch. I.G.G., Bucureşti.
- Iancu V. (1983) Polycyclic Deformations and Metamorphism of Some Crystalline Rocks from the South Carpathians. *Ann. Inst. Geol. Geophys.*, LXI, Bucureşti.
- Kräutner H. G. (1980) Lithostratigraphic Correlation of Precambrian in the Romanian Carpathians. *Ann. Inst. Geol. Geophys.*, LVII, 229-296, Bucureşti.

- Maier O., Stan N., Berza T., Măruntu M., Hârtopanu I., Hann H., Gheuca I., Minzatu S., Lemne M., Vâjdea E., Romanescu O., Ionescu Fl., Popescu-Brădet I. (1978) Arch. I.G.G. Bucureşti.
- Savu H., Ştefan A., Borcoş M., Năstăseanu S., Berza T., Stănoiu I., Iancu V. (1981) Metamorphosed Paleozoic in the South Carpathians and its Relations with the Pre-Paleozoic Basement. *Carp.-Balk. Geol. Assoc., XII Congr.* Bucharest — Romania, 1981, *Guide to Excursion A1*, 116 p., I.G.G. Bucureşti.
- Lemne M., Savu H., Ştefan A., Borcoş M., Săndulescu D., Udubaşa G., Vâjdea E., Romanescu O., Tânăsescu A. (1983) Arch. I.G.G. Bucureşti.
- Lupu M., Popescu B., Szász L., Hann H., Gheuca I., Dumitrică I., Popescu G. (1978) Harta geologică a României scara 1:50 000, foaia Vînturariţa. I.G.G. Bucureşti.
- Murgoci G. N. (1912) The Geological Synthesis of the South Carpathians. *C.R. XI. Congr. Geol. Intern.* Stockholm, 1910, 871-881, P. A. Norsteat Söner.
- Năstăseanu S., Bercia I., Iancu V., Vlad ř., Hârtopanu I. (1981) The Structure of the South Carpathians (Mehedinţi-Banat Area). *Carp.-Balk. Geol. Assoc. XII Congr.*, Bucharest — Romania, 1981, *Guide to Excursion B2*, 100 p., I.G.G. Bucureşti.
- Nedelcu L., Anton L. (1984) Tectonica regiunii izvoarelor văii Bîrsa (Munții Făgăraș). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* LXVIII, 5, Bucureşti.
- Balaban A., Stelea I., Stelea G., Udubaşa G., Pomărleanu V., Anghel S., Lupulescu A., Zămîrcă A., Bratosin I., Gaftoi F., Anastase ř., Serbănescu A., Popescu F. (1984) Arch. I.G.G. Bucureşti.
- Patrulius D., Gherasi N., Săndulescu M., Popescu I., Popa E., Bandrabur T. (1967) Harta geologică a României scara 1:200 000, foaia Brașov, Inst. Geol. Bucureşti.
- Popescu-Voiteşti I. (1910) Contribuţioni la studiul stratigrafic al numuliticului depresiunii getice. *An. Inst. Geol. Rom.*, III, fasc. II, p. 1-98, Bucureşti.
- Popovici I. L. (1978) Contribuţii la orizontarea litostratigrafică și stabilirea vîrstei metamorfitelor din Munții Iezer-Păpușa-Leaota. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, 5, p. 123-139, Bucureşti.
- Rădulescu Fl., Gheuca I., Ardelean P. (1980) Arch. I.G.G., Bucureşti.
- Reinhard M. (1911) Șisturile cristaline din munții Făgărașului (clina română). *An. Inst. Geol. Rom.*, 1909, 165-223, Bucureşti.
- (1911 b) Die Kristallinen Schiefer das Făgărascher Gebirges in den rumänischen Karpathen. *An. Inst. Geol. Rom.*, III, 1909, p. 224-263, Bucureşti.
- Savu H., Schuster A. (1971) Structura și petrologia șisturilor cristaline din regiunea Sinca Nouă-Holbav. *D. S. Inst. Geol.*, LVII, 1 (1969-1970), p. 89-114, Bucureşti.
- Schuster A., Szász L. (1977) Harta geologică a României scara 1:50 000, foaia Mălaia. Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti.
- Săndulescu M. (1964) Structura geologică a masivului Postăvarul-Runcu (Munții Brașovului). *An. Inst. Geol.*, XXXIV, II, p. 381-432, Bucureşti.
- (1966) Structura geologică a terenurilor mezozoice de la exteriorul masivului cristalin al Făgărașului. *D. S. Inst. Geol.*, LI, 2 (1964-1965), p. 177-208, Bucureşti.
- (1975) Essai de synthèse structurale des Carpates. *B.S.G.F. (7)*, XVII/3, 299-358, Paris.

- (1976) La corrélation structurale du tronçon oriental avec celui méridional des Carpates roumaines. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII, 5 (1974-1975), p. 177-194, Bucureşti.
  - (1980) Analyse géotectonique des chaînes Alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. *Ann. Inst. Geol. Geofiz.*, LVI, 5-54, Bucureşti.
  - Săndulescu J., Schuster A., Bandrabur T. (1972 a) Harta geologică a României scara 1 : 50 000, foaia Codlea, I.G.G. Bucureşti.
  - Popescu I., Săndulescu J., Mihăilă N., Schuster A. (1972 b) Harta geologică a României scara 1 : 50 000, foaia Zărneşti. I.G.G. Bucureşti.
- Schmidt O. (1930 a) Cercetări geologice în ramificațiile nord-estice ale munților Făgărașului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XV (1926-1927), p. 15-20, Bucureşti.
- (1930 b) Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol.* XVII, (1928-1929), p. 80-93, Bucureşti.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *Ann. Inst. Géol.*, XVI, p. 327-418, Bucureşti.
- Ştefănescu M. (1969) Unele date și comentarii privind structura zonei flișului între valea Doftanei și valea Ialomiței. *D. S. Inst. Geol.*, LIV, 2, (1966-1967), p. 131-149, Bucureşti.
- Săndulescu M., Micu M. (1979) Flysch deposits in the Eastern Carpathians. *Commis. Problem IX, Geof. Proc. Earth Crust Form., Guidebook Field Works Group 3.1*, 1979, 58 p., I.G.G. Bucureşti.
  - Hann H. P., Gheuca I., Szász L., Ştefănescu M. (1982) Harta geologică a României scara 1 : 50 000, foaia Titești. I.G.G. Bucureşti.
- Udubaşa G., Hârtopanu I., Hârtopanu P., Balintoni I., Zămîrcă A., Udrescu C. (1983). Arch. I.G.G. Bucureşti.
- Vâjdea E., Romanescu O., Tănăsescu A., Iosipenco N., Dinică I., Nedelcu L., Balintoni I., Kräutner H., Săndulescu D. (1984) Arch. I.G.G. Bucureşti.

## CONSIDERAȚII ASUPRA UNUI MODEL STRUCTURAL PRELIMINAR AL CRISTALINULUI CARPAȚILOR MERIDIONALI DE LA EST DE OLT

(Rezumat)

Regiunea centrală și estică a Carpaților Meridionali este deosebit de complexă structural, fiind formată din pînze de șariaj austriice și laramice. Ca unități tectonice laramice au fost deosebite pînza de Boia în poziție superioară și pînza de Lotru în poziție inferioară. Cea mai tînără secvență sedimentară încălecată de pînza de Boia este formațiunea de Vasilatu, coniacian-santoniană, iar cuvertura care acoperă planul de șariaj al pînzei de Boia este formațiunea de Brezoi, campanian-maastrichtiană. Pînza de Boia are în componență următoarele unități tectonice austriace (de jos în sus): pînza de Dimbovicioara ; pînza de Holbav ; pînza de Brașov ; pînza de Argeș ; pînza de Moldoveanu ; unitatea de Bîrsa Fierului ; pînza de Strîmba. Pînza de Lotru la rîndul ei, este alcătuită din următoarele unități tectonice austrice

(de jos în sus) : pînza getică ; pînza de Uria ; pînza de Călinești ; pînza de Cîineni. Pînzele de şariaj austrice au suferit deformări intense probabil în tectogeneza paroxismală mediteraneană (cele din componența pînzei laramice de Boia), care au modificat relațiile lor spațiale inițiale. Astfel, la vest de Bîrsa Groșetului, grupul Cumpăna este deversat spre nord, stînd în poziție inversă deasupra grupului Făgăraș, iar pînza de Dîmbovicioara ajunge printre-o retroîncălecare deasupra pînzei de Argeș. În tectogeneza paroxismală laramică fini-cretacică, în estul regiunii s-au produs încălecări care au dat naștere solzilor de Măgura Codlei și de Poiana Mărului, iar în vestul regiunii unele elemente ale pînzei de Boia, au ajuns deasupra formațiunii de Brezoi. Întreaga arie studiată este alcătuită din polimetamorfite proterozoic superioare, care după proprietăți pot fi grupate în două categorii : unele bogate în roci carbonatice ce conțin mineralizații de tip Mississippi Valley și nemigmatizate, iar altele sărace în roci carbonatice, cu frecvențe apariției de meta-ultrabazite și eclogite și migmatizate pe suprafețe extinse. Prima categorie de metamorfite a fost încadrată la multigrupul Negoi, iar cea de a doua categorie la multigrupul Sebeș-Lotru. Multigrupul a fost definit ca multimea secvențelor de metamorfite dintr-o anumită arie care au aceeași vîrstă și posedă un metalitofacies comun, dar se află în unități tectonice diferite. În cadrul Carpaților Meridionali multigrupul Negoi are o poziție mai internă decit multigrupul Sebeș-Lotru. Unitățile tectonice austrice ale pînzei de Boia sunt compuse din următoarele unități litostratigrafice : pînza de Dîmbovicioara din grupul Leaota ; pînza de Brașov din grupul Iezer ; pînza de Argeș din grupul Cumpăna ; pînza de Moldoveanu din grupul Făgăraș ; unitatea de Bîrsa Fierului din formațiunea de Morișoara ; pînza de Strîmba din formațiunea de Strîmba. Apartin multigrupului Sebeș-Lotru grupurile Leaota, Iezer și Cumpăna, iar multigrupului Negoi, grupul Făgăraș și formațiunea de Morișoara. Formațiunea de Strîmba nu se poate repartiza pentru moment unuia din cele două multigrupuri. În ce privește pînza de Lotru, unitățile tectonice austrice sunt formate din următoarele unități litostratigrafice : pînza getică, din grupul Căpățina ; pînza de Uria din cristalinul de Uria ; pînza de Călinești, din formațiunea de Călinești și pînza de Cîineni din formațiunea de Cîineni. Cu excepția cristalinului de Uria, celealte unități litostratigrafice se atașează multigrupului Sebeș-Lotru. Pînza de Boia are corespondență în nordul masivului Poiana Ruscă. Din punct de vedere al formațiunilor sedimentare, pînzele de Dîmbovicioara, de Holbav, de Brașov și getică aparțin domeniului getic.

#### QUESTIONS

M. Ștefănescu : The Lower Cretaceous flysch deposits overthrust by the Leaota Unit contain Triassic sedimentary klippen similar to those assigned to the Brașov Unit. How do you account for their occurrence considering that, in your opinion, the Brașov Unit is superior to the Dîmbovicioara Unit ?



*Answer:* The lack of Triassic deposits in the outer zone of the South Carpathian crystalline is due to a mainly Liassic erosion. This erosion seems to have not been complete in these areas which had preserved Triassic rocks and generated the sedimentary klippen of the Lower Cretaceous flysch deposits.

H. Savu: 1. In your opinion, why do these dykes lie statistically parallel to the Lupul Fault, which coincides with the thrust line mentioned by you?

2. How far does the overthrust go, if both units include the same dykes with the same trending?

*Answer:* 1. Recent maps show different trendings of these bodies. Their statistical trending coincides accidentally with the trending of the Lupul Fault. The Lupul Fault does not coincide with the thrust line defined by us, but intersects it, being more recent.

2. It is difficult to state how far goes the overthrust, but the change of trending of dykes can be assigned to nappe revolving round a vertical axis only, which generally speaking is out of question.

I. Solomon: How can you account for the fact that the sediments preceding the nappe displacement and the "post-tectonic cover" occur in the same sedimentation basins, being conformable in places, subsequent to the Laramian tectogenesis which, in your opinion, also involved the folding of metamorphic and of overthrust planes?

*Answer:* The sediments preceding the nappe formation and the post-tectonic covers do not occur in the same sedimentation basins and are not conformable. This view is absolutely wrong. If, for example, the Carboniferous deposits are overlain by Jurassic ones, it does not mean that these sequences deposited in the same sedimentation basins nor that they are conformable. An area may be repeatedly covered by water and therefore several sedimentary sequences may occur herein, or some nappes may be eroded or fragmented and then pre- and post-nappe sedimentary piles may be tangential.

Cr. Chivu: 1. How do you account for the crystalline folding during the alpine phase?

2. Why does the Argeș Nappe show contacts of different age (Mesocretaceous) with Iezer-Păpușa, undefined in the north. West of the Olt river part of it is Laramian and part of it shows normal contact with the augen gneisses.

*Answer:* 1. Considering the orogenic forces obvious in convergent contact areas between the lithospheric plates.

2. Due to the metamorphic rocks in the Făgăraș massif involved in several alpine paroxysmal tectogeneses.

Popovici: 1. Which is the uppermost nappe of the system presented by you?

2. Which is the position of the Cozia crystalline in your scheme?

*Answer:* 1. The Strîmba Nappe is the uppermost overthrust unit, probably a part of the Bucovinian Nappe.

2. The Cozia crystalline is assigned to the Cumpăna Group and belongs therefore to the Argeș Nappe.

### DISCUSSION

H. G. Kräutner: The preliminary model presented marks the progress in the geological investigation of the crystalline occurrences east of the South Carpathians. The structural image presented includes the main tectonic elements already known and new ones of major importance. Therefore, more arguments are needed to support the new tectonic contacts proposed by the authors.

The new structural data involved in the lithostratigraphic image of the crystalline schists entail certain changes in the sequence of occurrence north and south of the Făgăraș Mts, as well as with respect to the meaning of Iezer Group.

---



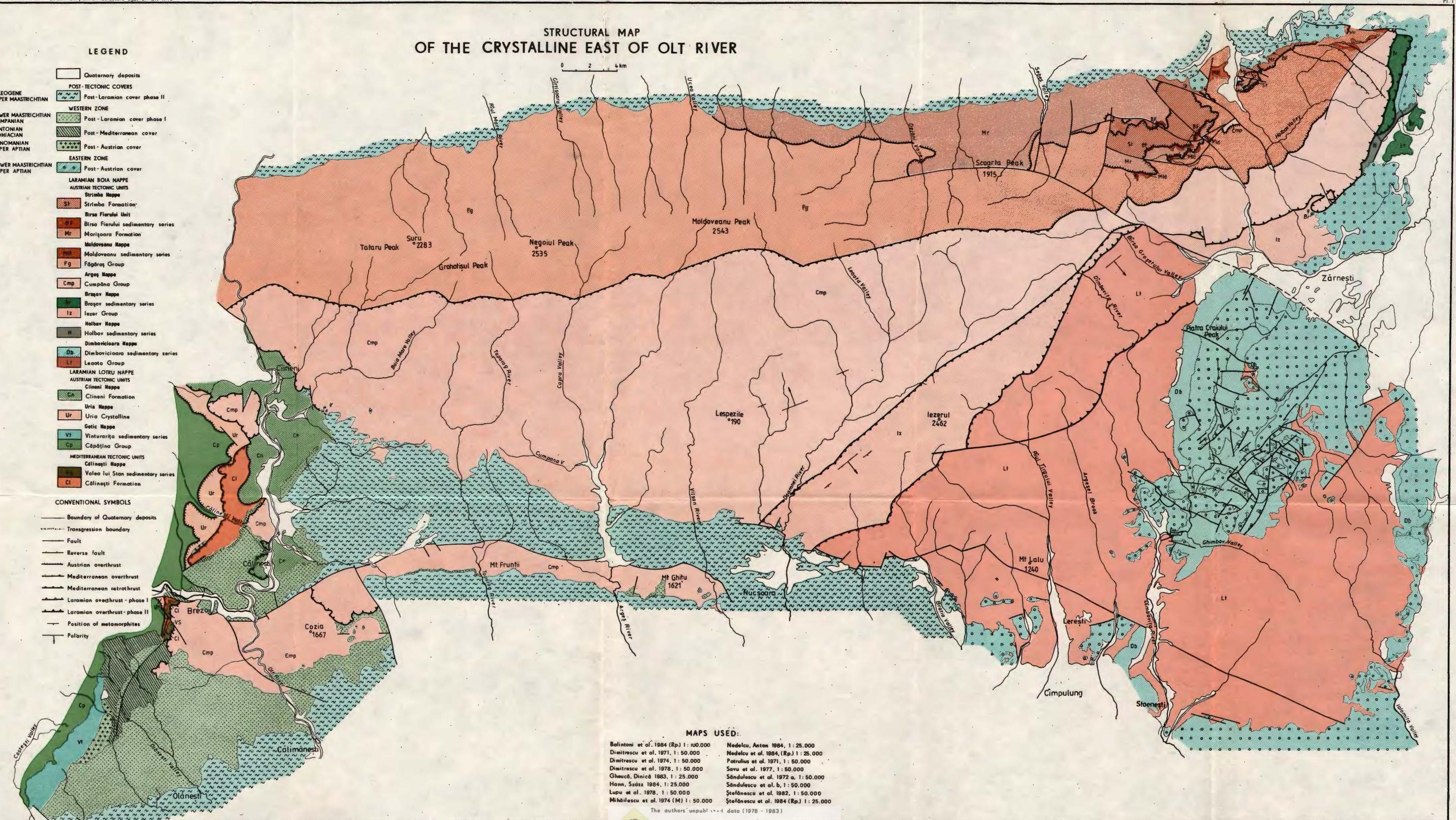
# STRUCTURAL MAP OF THE CRYSTALLINE EAST OF OLT RIVER

**LEGEND**

Quaternary deposits
POST-TECTONIC COVERS
Post-Laramian cover phase II
WESTERN ZONE
Post-Laramian cover phase I
LOWER MAASTRICHTIAN
CAMBIAN
SANTONIAN
CONIACIAN
CENOMANIAN
UPPER APTIAN
LOWER MAASTRICHTIAN
UPPER APTIAN
LARAMIAN BOIA NAPPE
AUSTRIAN TECTONIC UNITS
Strimba Nappe
Stimbo Formation
Birsa Fierului Unit
Birsa Fierului sedimentary series
Morisoara Formation
Moldoveanu Nappe
Moldoveanu sedimentary series
Făgăraș Group
Arges Nappe
Cumpăna Group
Brașov Nappe
Brașov sedimentary series
Iezer Group
Holbov Nappe
Holbov sedimentary series
Dimbovițoara Nappe
Dimbovițoara sedimentary series
Leotă Group
LARAMIAN LOTRU NAPPE
AUSTRIAN TECTONIC UNITS
Clineni Nappe
Clineni Formation
Uria Nappe
Uria Crystalline
Gotic Nappe
Vinturărița sedimentary series
Căpățina Group
MEDITERRANEAN TECTONIC UNITS
Călărași Nappe
Valea lui Stan sedimentary series
Călărași Formation

**CONVENTIONAL SYMBOLS**

- Boundary of Quaternary deposits
- - - Transgression boundary
- Fault
- Reverse fault
- Austrian overthrust
- Mediterranean overthrust
- Mediterranean retrothrust
- Laramian overthrust - phase I
- Laramian overthrust - phase II
- Position of metamorphites
- Polarity

**MAPS USED:**

- Balintoni et al. 1984 (Rp.) 1: 100.000  
 Dimitrescu et al. 1971, I: 50.000  
 Dimitrescu et al. 1974, I: 50.000  
 Dimitrescu et al. 1978, I: 50.000  
 Gheucă, Dinică 1983, I: 25.000  
 Hora, Szász 1984, I: 25.000  
 Lupu et al. 1978, I: 50.000  
 Mihăilescu et al. 1974 (M) 1: 50.000  
 Nedelcu, Anton 1984, I: 25.000  
 Nedelcu et al. 1984, (Rp.) I: 25.000  
 Potruțiu et al. 1971, I: 50.000  
 Savu et al. 1977, I: 50.000  
 Sândulescu et al. 1972 a, b: 1: 50.000  
 Sândulescu et al. b: 1: 50.000  
 Ștefănescu et al. 1982, I: 50.000  
 Ștefănescu et al. 1984 (Rp.) I: 25.000

The authors' unpublished data (1978 - 1983)

## 5. TECTONICĂ SI GEOLOGIE REGIONALĂ

### LITHOSTRATIGRAPHIC AND TECTONIC UNITS IN THE TRASCĂU MOUNTAINS NORTH OF MÎNÂSTIREA VALLEY<sup>1</sup>

BY

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

*Lithostratigraphic units. Tectonic units Nappes. Keratophyre ophiolites. Alpine orogeny. Laramian orogeny. Austrian orogeny. Baia de Arieș Series. Trascău Series. Izvoarele Nappe. Valea Muntelui Nappe. Disjunctive tectonics. Plicative tectonics. Apuseni Mountains — Northern Apuseni — Trascău Mountains.*

#### Abstract

The Trascău Mts consist of nappes emplaced during Austrian and Laramian paroxysmal tectogeneses. From bottom to top, the Austrian nappes are represented by: Izvoarele Nappe built of Aptychus Beds; Valea Muntelui Nappe containing keratophyre ophiolites; Colțul Trascăului Nappe which consists of Trascău Series metamorphics and Permian deposits; Bedeleu Nappe including keratophyre ophiolites and Stramberg limestones. The post-Austrian cover is represented by the Rîmeți Formation, late Albian-Coniacian in age. The thrust plane of the Laramian Lunca Arieșului Nappe has crossed both the Mediterranean nappes in North Apuseni (Baia de Arieș Nappe) and the Austrian nappes. The thrust edifice of Trascău Mts underwent intense folding, probably at the end of Laramian paroxysmal tectogenesis.

#### Résumé

*Unités lithostratigraphiques et tectoniques des monts du Trascău au nord de la vallée Mânăstirea. Les monts du Trascău comportent des nappes de charriage générées par les tectogenèses paroxismales autrichienne et laramienne. Du*

<sup>1</sup> Received January 11 1984, accepted for communication and publication January 16, 1984, presented at the Meeting March 2, 1984.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș 1, R 79678, București, 32.



bas en haut, les nappes de charriage autrichiennes sont : celle d'Izvoarele constituée des couches à Aptychus ; celle de Valea Muntelui, à ophiolites kératophyriques ; celle de Colțul Trascăului, formée des métamorphites de la série de Trascău et des dépôts permiens ; celle de Bedeleu, formée des ophiolites kératophyriques et des calcaires de Stromberg. La couverture postautrichienne est représentée par la formation de Rîmeti d'âge albian terminal-coniacien. Le plan de charriage de la nappe laramienne de Lunca Arieșului a entrecroisé autant les nappes de charriage méditerranéennes des monts Apuseni septentrionaux que les nappes de charriage autrichiennes. L'édifice charrié des monts du Trascău a été fortement plissé probablement à la fin de la tectogenèse paroxysmale laramienne.

## I. Introduction

The solving up of problems implied by the lithological map on the scale 1:25,000, sheet Sălcia has called for the lithostratigraphic and structural study of the Trascău Mts on the whole, by taking into account excellent mapping data (Ilie, 1936) as well as tectonic studies which point to their structural evolution (Ilie, 1936; Lupu, 1965, 1974, 1983; Bordea et al., 1968; Săndulescu, 1975; Russo-Săndulescu, Berza, 1976). According to these authors the Trascău Mts consist of several nappes emplaced during the Austrian and Laramian paroxysmal tectogeneses which involve metamorphic formations, Upper Jurassic to Upper Cretaceous sedimentary formations and Mesozoic ophiolites. In this study the structural problems are treated by considering the relationship between the metamorphic formations and the others. Metamorphites are amply discussed as they are difficult to delimit. As far as the delimitation of formations is concerned, the present map is based on the one drawn up by Ilie (1936) which should not be altered.

## II. Metamorphosed Formations

The evolution of ideas concerning the metamorphites in the Trascău Mts should be considered starting from Ilie (1936) who delimits an upper limestone series, including all the crystalline limestone occurrences in the Trascău Mts, and a lower metamorphic series lacking in limestones. The limestones overlie transgressively the lower series. The lower series includes, from west eastwards, three zones (Vîrfuiata, Vidolm-Lunca and Trascău), following the decrease of apparent metamorphic grade. Within the borders delimited by Ilie (1936), Giuscă et al. (1967) divide the Trascău crystalline into three lithostratigraphic units of different age : Preriphean, to which Vîrfuiata and Vidolm-Lunca zones are assigned ; Riphean, to which seems to correspond the greatest part of the Trascău zone ; Hercynian, which includes the crystalline limestones from Colțul Trascăului and Iarul southwards as well as from the south of Rimetea in the Trascău zone. The same opinion is shared by Ianovici et al. (1969) according to whom the three cycles are called Prebaikalian, Baikalian and Hercynian. On the geologic map of Romania, scale 1:200,000, sheet Turda (Lupu et al., 1967), the Trascău crystalline is divided into : Baia de Arieș Series, of ante-Upper



Proterozoic age, consisting of Vîrfuiata and Vidolm-Lunca zones defined by Ilie (1936), including the geometrically associated limestones, and an Upper Precambrian-Paleozoic (ante-Upper Carboniferous) series, transgressively overlying the former. This series consists of the Trascău Zone and the upper limestone series, according to Ilie (1936). The same is accepted by Dimitrescu (in Ianovici et al., 1976) who considers that Vîrfuiata and Vidolm-Lunca zones (Ilie, 1936) are the equivalents of the Baia de Arieș Series, while the Trascău zone and the upper limestone series (Ilie, 1936) correspond to the Trascău Series. The Vidolm-Lunca Series is assigned to the Precambrian based on spore-pollen yielded by the Baia de Arieș Series and the Trascău Series is considered Devonian-Lower Carboniferous by analogy with the Poiana Ruscă and Rapolt crystalline. Recently, Dimitrescu (in Rădulescu, Dimitrescu, 1982) assigns the name of Baia de Arieș Series to the entire lower series defined by Ilie (1936), that is Vîrfuiata, Vidolm-Lunca and Trascău zones, and considers it Ordovician-Devonian in age and initially metamorphosed during hercynian orogenesis, according to spore-protistologic data; the Baia de Arieș Series seems to be transgressively overlain by a part of the Belioara Series represented by Lower Carboniferous carbonate rocks metamorphosed together with the Baia de Arieș Series during hercynian orogenesis. As petrographic and mineralogic problems related to metamorphic rocks are not the object of the present study, the means of distinguishing the two distinct lithostratigraphic units — Baia de Arieș Series and Trascău Series — of the Trascău crystalline will be briefly treated below.

**II.1. Baia de Arieș Series.** The Baia de Arieș Series consists of the Vîrfuiata, Vidolm-Lunca and partly Trascău metamorphites distinguished by Ilie (1936) on the basis of lithostratigraphic and metamorphic evolution similarities. Similarly to the Baia de Arieș metamorphites, the ones from the three zones mentioned above are represented by gneisses, micaschists, black quartzites, amphibolites and silicate crystalline limestones; the rocks exhibit obvious polymetamorphism and the macroscopic study points to almandine, staurolite, hornblende, kyanite, biotite occurrences which, in Vidolm-Lunca and especially Trascău zones, are more or less transformed in minerals belonging to chlorite zone. The retrograde, slightly perceptible in Vîrfuiata zone, increases in Vidolm-Lunca zone, while in that part of Trascău zone attributed to the Baia de Arieș Series the pre-existing parageneses relicts are revealed at a minute study. The initially high metamorphism grade of the Baia de Arieș Series and the subsequent regional retrograde, namely polymetamorphism, are inconsistent with the assignment of these rocks to the Middle Paleozoic and to the initial metamorphism during hercynian orogenesis; to hercynian orogenesis may be assigned only the widespread and intense regional retrograde such as all over the Carpathians. The occurrence of the Baia de Arieș Series in the basement of the Trascău Mts is also accounted by the fact that the Baia de Arieș Nappe, the uppermost tectonic unit in the North Apuseni, consists mainly of the rocks of the Baia de Arieș Series.



**II.2. Trascău Series.** As shown on the map, that part of the Trascău zone, defined by Ilie (1936), not assigned by the authors to the Baia de Arieș Series as well as the crystalline limestones occurring from Colțul Trascăului and Iarul southwards belong to an independent lithostratigraphic unit called the Trascău Series. The initial metamorphism grade of rocks does not exceed the chlorite zone and the relicts of several metamorphic parageneses may not be distinguished. However, Lupu (1972) cites crinoid columnalia yielded by the crystalline-limestones of the Trascău Series. According to the data above, the Trascău Series is Middle Paleozoic in age and was initially metamorphosed during hercynian orogenesis.

### III. Austrian Nappes and Their Lithostratigraphic Features

The importance of Austrian paroxysmal tectogenesis for stating the initial tectonic relationships between the main facies units of the Metaliferi Mts has been repeatedly mentioned by Lupu (1965, 1974, 1983, in Ianovici et al., 1976, in Bleahu et al., 1981) and Săndulescu (1975). The structural image of the Trascău Mts presented below is the result of applying the principle of facies constancy of formations composing the main tectonic units generated during the first alpine paroxysmal tectogenesis active in a certain area and of the study of their geometrical superposition and plane continuity. In the Trascău Mts, north of Mănăstirea Valley, the following Austrian nappes (emplaced prior to the end of Albian) are exposed from bottom to top : Izvoarele Nappe, Valea Muntelui Nappe, Colțul Trascăului Nappe and Bedeleu Nappe.

**III.1. Izvoarele Nappe.** This nappe consists of Aptychus Beds, defined by Ilie (1936), Middle Tithonian-Neocomian in age (Lupu, 1972, 1983). The Aptychus Beds associate genetically with the spilites from the ophiolite sequence of the Metaliferi Mts (Nicolae, Bratosin, 1980 ; Nicolae, 1983). Their nappe position is accounted by the inconsistency between the geotectonic environment in which they occur and the one which should generate them. Therefore, genetically they represent an eupelagic formation (Lupu, 1972, 1983) as they deposited off the shore, while the spilites which accompany them point to a simatic basement (Cioflica, Nicolae, 1981). Contrary to these genetic restrictions, the Aptychus Beds occur together with obvious shore formations in a sialic area. This opinion is inferred from the following : (a) sediments are absent in those exposures of the Baia de Arieș Series from below the Austrian nappes superior to the Izvoarele Nappe ; (b) at the Rimetea parallel, between the outcropping areas of the Baia de Arieș Series in the Trascău Mts and North Apuseni, only Senonian sediments occur ; (c) at the Rîmeți parallel, where the Baia de Arieș Series is exposed by a minor Laramian overthrust west of the front of the Lunca Arieșului Nappe Laramian overthrust, the Mesozoic pre-Vraconian sedimentary formations start with the Albian Ponor Beds (Lupu, 1972), which however do not overlie the Aptychus Beds ; (d) along the eastern and



southern borders of the North Apuseni, the first sedimentary cover of the Baia de Arieș Series is represented by Senonian rocks in Gosau facies (Lupu, in Ianovici et al., 1976); (e) according to general geological and geophysical data (Rădulescu et al., 1976), the collision plane which made possible the contact between the sialic areas of the Apuseni Mts and of the East and/or South Carpathians is located farther eastwards of the area under discussion. Thus, it is less probable that the Aptychus Beds occur next to their formation area; the data presented account for their exposure next to the northern and/or western margins of the Mureș Basin, including the Baia de Arieș Series in its basement.

**III.2. Valea Muntelui Nappe.** It consists of keratophyre ophiolites, petrochemically studied by Nicolae, Bratosin (1980), accompanied in the Valea Muntelui-Valea Urdașului region by carbonate rocks (Ilie, 1936; Lupu, 1972; Russo-Săndulescu et al., 1976) Upper Jurassic in age (Lupu, in Bleahu et al., 1981, 1983). This ophiolitic sequence is similar to the one occurring at the base of Stramberg limestones of the Bedeleu Nappe (Lupu, 1972; Nicolae, Bratosin, 1980). The Valea Muntelui ophiolites occur in anomalous position as they overlie the younger Aptychus Beds and this association is not common to the Aptychus Beds which are usually associated with spilites (Nicolae, Bratosin, 1980). The Valea Muntelui Nappe is fragmented, its most important outcrops being south of Urdaș Valley at Gornești and from Balascheia southwards to Minăstirea Valley. The anomalous position of Valea Muntelui keratophyre ophiolites over the Aptychus Beds has been pointed out by Lupu (1972) who assigned them to the Bedeleu Nappe.

**III.3. Colțul Trascăului Nappe.** This nappe consists of the metamorphic rocks of the Trascău Series and its Permian cover. The anomalous position of the Trascău Series over the Valea Muntelui ophiolites or the Aptychus Beds was first mentioned by Ilie (1936) and then confirmed by Lupu (1972). According to both authors these anomalous relations are due to either scales or eastward trending small over-thrusts. Russo-Săndulescu and Berza (1976) point out ophiolite occurrences between the metamorphic rocks of the Baia de Arieș Series and the Trascău limestones, at Boieriste in the Fundoaia Hill. These authors also consider the nappe position of crystalline limestones. The present authors make a clear-cut distinction between the Baia de Arieș Series and the Trascău Series and confirm the opinion of Russo-Săndulescu and Berza (1976). At the same time, in the present authors' opinion, the Colțul Trascăului Nappe contains all the crystalline occurrences south of Rimetea which undoubtedly overlie the Aptychus Beds or the ophiolites of the Valea Muntelui Nappe. The basement of the Colțul Trascăului Nappe includes breccias and thick phyllonites. The different lithostratigraphic members of the Trascău Series contact the different members of the Baia de Arieș Series. The basement of the Colțul Trascăului Nappe could rally different truncated members of lower nappes or basal nappe slides of the Bedeleu Nappe. This may account for the fossiliferous limestone occurrences similar to those cited by Mantea in the Vidom Valley (Russo-Săndulescu, Berza, 1976 — discussion). Simi-

lar to the Valea Muntelui Nappe, the Colțul Trascăului Nappe occurs as fragments, its thickness decreasing rapidly southwards to complete disappearance in front of the Minăstirea Valley.

**III.4. Bedeleu Nappe.** It was first defined by Ilie (1936) as the Metalic (Metaliferi) Mts Nappe which included the Tithonian-Neocomian limestones from the Trascău Crest. According to Lupu (1972) the Bedeleu Nappe consists of the Stramberg limestones in the Trascău Crest and of the underlying ophiolite sequence. The present authors agree with the latter definition of the Bedeleu Nappe. The anomalous position of the Bedeleu Nappe over the Trascău crystalline may be accounted by the fact that the ophiolite sequence is cross sectioned downwards and the Stramberg limestones overlie directly the Trascău Series. As compared to the outcrops of this nappe between Turda and Aiud Gorges (Rimetea Nappe acc. to Lupu, 1983), in the Trascău Crest the ophiolite sequence is thoroughly represented only at the top (Nicolae, 1983).

#### IV. Remarks on the Correlation of Austrian Nappes

**IV.1. Fundoaia Nappe** (Russo-Săndulescu, Berza, 1976 ; Lupu, in Bleahu et al., 1981, 1983). In the opinion of the cited authors, the Fundoaia Nappe consists of metamorphites of the Baia de Arieș Series and Trascău Series keratophyre ophiolites and Aptychus Beds. The rocks of the Baia de Arieș Series from the Fundoaia Nappe belong to the basement of the Mureș Basin, that is to the Mediterranean Baia de Arieș Nappe, and due to a Laramian overthrust plane they overlie their own Senonian cover ; the Aptychus Beds are shifted to the Izvoarele Nappe, underlying the Trascău Series which, in its turn, forms the Colțul Trascăului Nappe, while the keratophyre ophiolites belong to the Valea Muntelui Nappe.

**IV.2. Hospea Nappe** (Lupu, in Bleahu et al., 1981, 1983). It includes the Aptychus Beds, occurring in the Hospea saddle and south of it, and the keratophyre ophiolites from the same area. Insofar as the Aptychus Beds underlie the metamorphites of the Trascău Series thus accounting for the delimitation of the Hospea Nappe, the correlation between the latter and the Izvoarele Nappe is a foregone conclusion. The denomination Izvoarele Nappe is more adequate for the Aptychus Beds Nappe on the whole as far as : it is best exposed in the neighbouring areas of the Izvoarele village, where one may easily approach it ; the relations with the upper tectonic units and the Rîmeți Formation are obvious in the adjoining areas of Izvoarele.

**IV.3. Rimetea Nappe** (Lupu, in Bleahu et al., 1981, 1983). The authors consider that the Rimetea Nappe may be easily related to the Bedeleu Nappe, owing to their similar lithostratigraphic composition and an upper location within the structure of the Trascău Mts. The present authors have not delimited the Feneș Nappe on the map appended. The rocks assigned to this nappe by Lupu (in Bleahu et al.,



1981, 1983) occur either in the Baia de Arieș, Trascău and Bedeleu Nappes or in the Rîmeți Formation and exhibit no facies similarity to the Feneș Nappe deposits. Nevertheless, this comparison is not possible according to geometric relations either.

## V. Post-Austrian Cover

This is well represented by the Upper Albian-Coniacian Rîmeți Formation (Lupu, 1972, 1983). The Rîmeți Formation starts with coarse-grained polymictic conglomerates which may overlie any of the Austrian tectonic units, but may never occur between them. This relation is undoubtedly exposed on the northern slope of Trascău characterized by the relationships among Austrian nappes as well as between the latter and the Baia de Arieș Series, which during Austrian paroxysmal tectogenesis represented the autochthon. The fact that the Rîmeți Formation overlies transgressively all the Austrian nappes and the Baia de Arieș Series on a less extended area, while the Stramberg limestones crop out as isolated patches, points to its sedimentation on a steep, deeply cut relief. This accounts for the Stramberg limestones occurring in Pleașa Rîmetilor Hill which is a big olistolith that was torn off a seawall滑动 along the slope and then was overturned (Bordea et al., 1968).

## VI. Features of Austrian Nappes

VI.1. **The nappes inferior** to the Bedeleu Nappe occur in places and their thickness decreases from north southwards. This characteristic seems to be due to the fact that they represent large rabottage lambeaux at the lower part of the Bedeleu Nappe. As regards the Valea Muntelui Nappe, it probably consists of basal nappe slides of the Bedeleu Nappe. This is supported by the occurrence of ophiolites similar to those of the Bedeleu Nappe. The presence of the basal nappe slides of the Bedeleu Nappe below the Colțul Trascăului Nappe or even within the Aptychus Beds (keratophyre ophiolites occurring south of Hospea saddle) is related to the features of the contact surface between the Aptychus Beds and the Trascău Series, much more permeable because of the Aptychus Beds plasticity than the contact surface between the Stramberg limestones or the keratophyre ophiolites and the metamorphites of the Trascău Series. The basal nappe slides are the result of the fragmentary character of the nappes inferior to the Bedeleu Nappe owing to which the lowermost units contacted directly the uppermost ones.

VI.2. **The Austrian nappes** have undoubtedly proceeded from the east. This is accounted by the same data as those presented with respect to the Izvoarele Nappe.

VI.3. According to geophysical data (Rădulescu et al., 1976) and crystalline outcrops from below the Austrian nappes one may conclude



that they are entirely uprooted and float on the metamorphic rocks of the Baia de Arieș Series.

VI.4. These nappes are well individualized as regards the facies of component formations, each formation consisting of a certain lithostratigraphic sequence.

VI.5. Their present-day front coincides with their front during the emplacement.

## VII. Laramian Nappes

In the studied area, to this paroxysmal tectogenesis is assigned the Lunca Arieșului Nappe. From Ocolișel southwards, first the metamorphic rocks of the Baia de Arieș Series then these ones and the conglomerates of the Rîmeți Formation or other parts of Austrian nappes overthrust westwards the post-Mediterranean cover of North Apuseni or the Ponor Beds. This overthrust crosses both the Austrian nappes in the Metaliferi Mts and the Mediterranean nappes in the North Apuseni. The Laramian nappe called Lunca Arieșului Nappe consists, from bottom to top, of the following pre-Laramian tectonic units: the Mediterranean Baia de Arieș Nappe; the Austrian Izvoarele, Valea Muntelui, Colțul Trascăului and Bedeleu nappes. The lithostratigraphic units of the Laramian Lunca Arieșului Nappe are: Baia de Arieș Series; the Aptychus Beds; keratophyre ophiolites overlying the Aptychus Beds; Trascău Series; keratophyre ophiolites and Stramberg limestones of the Bedeleu Nappe; Rîmeți Formation.

## VIII. Syn- and/or post-Laramian Disjunctive Tectonic Elements

Considering that the Rîmeți Formation is Coniacian in age (Lupu, 1983), the disjunctive tectonic elements which affect it should be considered Laramian and/or post-Laramian, even if all the other formations implied besides the Rîmeți Formation are older than the latter. This is the case of bilateral trending overthrust occurring to the east and the west of Trascău Crest figured by Ilie (1936) or Lupu (1972). The misinterpretation of the real size of these tectonic elements has led to confusion, such as the assignment of the same pre-Upper Albian formation to several major Austrian nappes or the assignment of the Rîmeți Formation to the Austrian nappes. An example of the facts mentioned above is offered by Lupu (in Bleahu et al., 1981, 1985) who, according to the correlation diagram of Mesozoic formations in the South Apuseni Mts (Lupu, 1983), considers that the Rimetea Nappe consists of Stramberg limestones, keratophyre ophiolites (that is lithostratigraphic elements of the Bedeleu Nappe) and Rîmeți Beds (that is post-Austrian cover). Between the Rimetea Nappe and the Bedeleu Nappe there is a thrust fault. The small extent of this fault is accounted by the fact that the base of Stramberg limestones occurring in the



western slope of Piatra Secuiului nappe anticline is close to the base of limestones occurring in the western slope of Fundoaia nappe anticline. As regards the overthrust west of Trascău Crest, their subsidiary importance results clearly from the fact that neither nappe yields at the Arieș level lithostratigraphic or tectonic elements superior to the Baia de Arieș Series. The reverse faults occurring on either side of the Trascău Crest have been mainly generated owing to the relatively high tectonic competence of the Stramberg limestones, keratophyre ophiolites and Trascău Series, compared to the Aptychus Beds, as the important thrust faults occur in their neighbouring areas.

### IX. Syn- and/or post-Laramian Plicative Tectonic Elements

Both the lithostratigraphic formations and the Austrian and Laramian thrust planes are tightly folded, so that one may infer, just like in the case of minor disjunctive tectonic elements, that the folding is Laramian or younger in age. The major structures are represented by the Fundoaia anticline, the Coltești syncline hosting the Rîmeți Formation and the Piatra Secuiului anticline. The top of the Fundoaia anticline as well as its eastern slope situated within the Aptychus Beds are modified by a very tight syncline which preserves the Valea Muntelui and Colțul Trascăului nappe overlies. The structures mentioned above are obvious nappe anticlines and synclines. Their essential feature is the asymmetry generated by multiple causes, such as the different tectonic competence of the formations which played an important role.

### X. Boieriște tectonic window

Owing to this tectonic window the post-Mediterranean cover of the Baia de Arieș Nappe is exposed below the Baia de Arieș Series. Considering that the fronts of Austrian nappes lie on the Baia de Arieș Series, which lacks in sediments, east of the sedimentary rocks which underlie the Laramian thrust plane, it is to infer that the oldest formation to be encountered in the Boieriște tectonic window is the Rîmeți Formation.

### XI. Trascău ridge

So far the metamorphic occurrences in the Trascău Mts have been considered as a ridge area active in the Mureș Basin during the Mesozoic. According to the present study this concept should be left aside. The metamorphic rocks of the Baia de Arieș Series are exposed because of the Laramian overthrust of the Lunca Arieșului Nappe, while the Trascău Series is entirely uprooted, originating in the same area as the Bedeleu Nappe.

### XII. Conclusions

The Trascău Mts represent a region of the Metaliferi Mts characterized by obvious nappes emplaced during two alpine poroxysmal



tectogeneses : Austrian and Laramian. The tectonic units are marked by westward trending. In this area the basement of the Metaliferi Mts consisting of the Baia de Arieş Series is exposed. The Bedeleu Nappe, the uppermost structural member is a major nappe of the Trascău Mts and probably of the Metaliferi Mts. It may be thus supposed that the Stramberg limestones and the keratophyre or calc-alkaline ophiolites in upper structural position along the southern border of the Metaliferi Mts to Căpilnaş could belong to the same major nappe. The Trascău Series represents the metamorphic rocks initially occurring in the source area of the Bedeleu Nappe formations alien to the Apuseni Mts. If one takes into account that in the south Trascău Mts the Bedeleu Nappe overlies nappes consisting of flysch associated with spilites and in the west Metaliferi Mts the older part of the ophiolitic sequense is tholeiitic (Savu, 1983), then one should agree that the Bedeleu Nappe originated in the east of a subduction area characterized by eastward trending of Benioff plane. It is also worth mentioning that in case the Aptychus Beds really associated with keratophyre ophiolites then they should form a nappe as their sedimentation area should be placed next to the source area of the Bedeleu Nappe.

## REFERENCES

- Bleahu M., Lupu M., Patrulius D., Bordea S., Ştefan A., Panin S. (1981) The Structure of the Apuseni Mountains. *Carp.-Balk. Geol. Ass., XII Congr., Guide to Exc. B3*, 107 p., Bucureşti.
- Bordea S., Bordea I., Georgescu V., Mantea G., Purecel R. (1968) Asupra prezenţei unei faune Hauteriviene în masivul calcaros Cetea-Pleaşa din zona Galda-Rîmeţi. *D. S. Inst. Geol.*, LIV/1 (1966-1967), p. 223-237, Bucureşti.
- Cioflica G., Nicolae I. (1981) The Origin, Evolution and Tectonic Setting of the Alpine Ophiolites from the South Apuseni Mountains (Romania). *Rev. Roum. Geol., Geophys., Geol.*, 23, p. 19-29, Ed. Acad. Rom., Bucureşti.
- Giuşcă D., Savu H., Borcoş M. (1967) Asupra stratigrafiei șisturilor cristaline din Munţii Apuseni. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geol.*, 12, 1, p. 41-56, Bucureşti.
- Ianovici V., Giuşcă D., Ghiuşescu T. P., Borcoş M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi, 741 p., Ed. Acad. Rom., Bucureşti.
- Borcoş M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munţilor Apuseni. Ed. Acad. Rom., 631 p., Bucureşti.
- Ilie M. (1936) Recherches géologiques dans les Monts Trascău et dans le bassin de l'Arieş. *An. Ints. Geol.*, XVII (1932), p. 329-466, Bucureşti.
- Lupu M. (1965) Quelques considérations sur les phases du diastrophisme dans le sillon des Monts Métallifères. *Carp.-Balk. Geol. Ass., VII Congr., Reports*, Part I, Sofia, p. 287-292.
- (1972) Stratigrafia și structura formațiunilor mezozoice din Munții Trascăului, rez. teză doctorat, 56 p., Bucureşti.



- (1974) The South Apuseni-zone of Metaliferi Mountains, în Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions, Inst. Geol. *Dionys Stur*, p. 234-239, Brașov.
- (1983) The Mesozoic History of the South Apuseni Mountains. *An. Inst. Geol., Geofiz.*, LX (tectonică, petrol și gaze), p. 115-124, București.
- Borcoș M., Dimian M., Lupu D., Dimitrescu R. (1967) Harta geologică a României scara 1 : 200 000, foaia Turda. Ed. Inst. Geol., București.
- Nicolae I. (1983) Studiul petrografic și geochemical al ofiolitelor dintre Valea Aiudului și Valea Ampoiului (M. Trascău). Teză de doctorat, Universitatea București.
- Bratosin I. (1980) Petrochemical Investigations of the Keratophyre Rocks from the Trascău and North-Eastern Metaliferi Mountains (Apuseni Mountains). *Rev. Roum. Geol., Geophys. et Geogr.*, 24, p. 99-114, București.
- Rădulescu D., Dimitrescu R. (1982) Petrologia endogenă a teritoriului R. S. România. Tip. Univ. București.
- Cornea I., Săndulescu M., Constantinescu P., Rădulescu Fl., Popilian A. (1976) Structure de la croute terrestre en Roumanie. Essai d'interprétation des études sismiques profondes. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, L, p. 5-36, București.
- Russo-Săndulescu D., Berza T. (1976) Fereastra Boieriște de la Valea Muntelui Colțești (Munții Trascău). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII, 5 (1974-1975), 141-148, București.
- Berza T., Bratosin I., Ianc R. (1976) Contribuții la studiul petrologic al unor migmatite alpine din nordul Munților Trascău. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII, 1 (1974-1975), 165-194, București.
- Savu H., Udrescu C., Neacșu V. (1981) Geochemistry and Geotectonic Setting of Ophiolites and Island Arc Volcanics of the Mureș Zone. Ofioliti, 6 (2), 269-286.
- Săndulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *B.S.G.F.* (7), XVII/3, 299-358, Paris.

## UNITĂȚILE LITOSTRATIGRAFICE ȘI TECTONICE ALE MUNȚILOR TRASCĂU LA NORD DE VALEA MÎNÂSTIRII

(Rezumat)

În aria discutată, Munții Trascăului sunt alcătuși dintr-o mare varietate de roci și au o structură în pînze de șariaj. Entitățile litostratigrafice care pot fi individualizate în Munții Trascăului sunt următoarele: seria de Baia de Arieș de vîrstă precambriană; seria de Trascău de vîrstă paleozoic medie, acoperită de cîteva pete de roci permiene; stratele cu Aptychus, tithonic-neocomiene; ofiolite calc-alcaline și keratofirice jurasic superioare; calcare de Stramberg tithonic-neocomiene; stratele de Ponor albieni pre-vraconiene; formațiunea de Rîmeti, albian-terminal-coniaciană. Pînzele de șariaj s-au pus în loc în două tectogeneze paroxismale: cea austrică și cea laramică. Pînzele

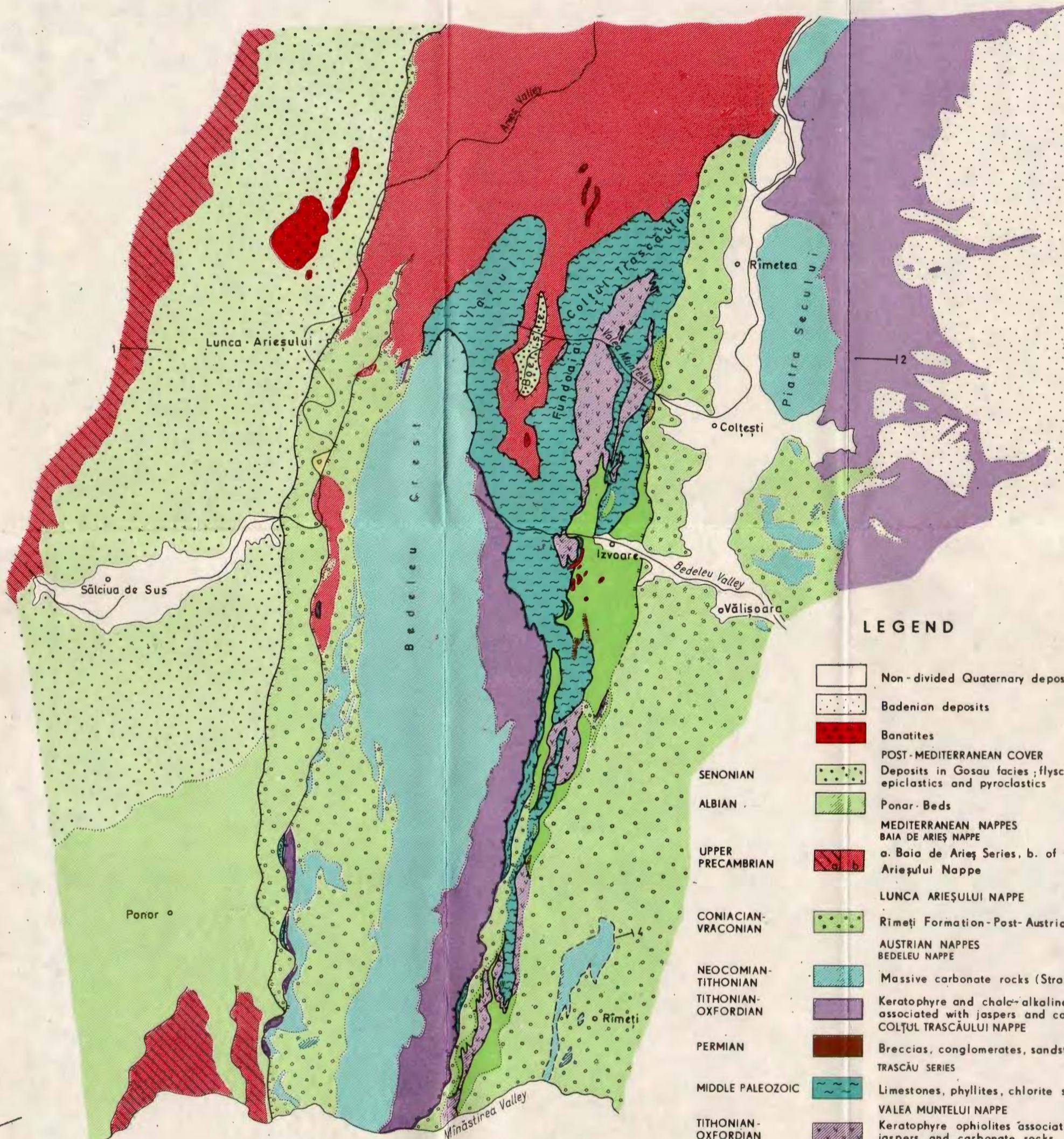


austrice, începînd de jos în sus sînt : pînza de Izvoarele, compusă din stratele cu *Aptychus*; pînza de Valea Muntelui, alcătuită din ofiolite keratofirice; pînza de Colțul Trascăului, formată din seria de Trascău și din depozitele permiene pe care aceasta le suportă; pînza de Bedeleu, în care sînt implicate ofiolite calc-alcaline și keratofirice, precum și calcare de Stramberg. Cuvertura post-austrică este reprezentată de formațiunea de Rîmeți. Pînza de șariaj laramică de Lunca Arieșului a întreținut toate pînzele de șariaj austrice, formațiunea de Rîmeți precum și pînza mediteraneană de Baia de Arieș, scoțînd la zi din subasemantul Munților Metaliferi seria de Baia de Arieș. Edificiul șariat al Munților Trascăului a fost puternic cutat la sfîrșitul tectogenezei paroxismale laramice. Atât pînzele de șariaj austrice cît și cele laramice au vergențe vestice. Pînza austrică majoră este cea de Bedeleu. Pînzele austrice inferioare ei sînt fragmentare.



## TECTONIC MAP OF THE NORTHERN AREA OF THE TRASCĂU MOUNTAINS

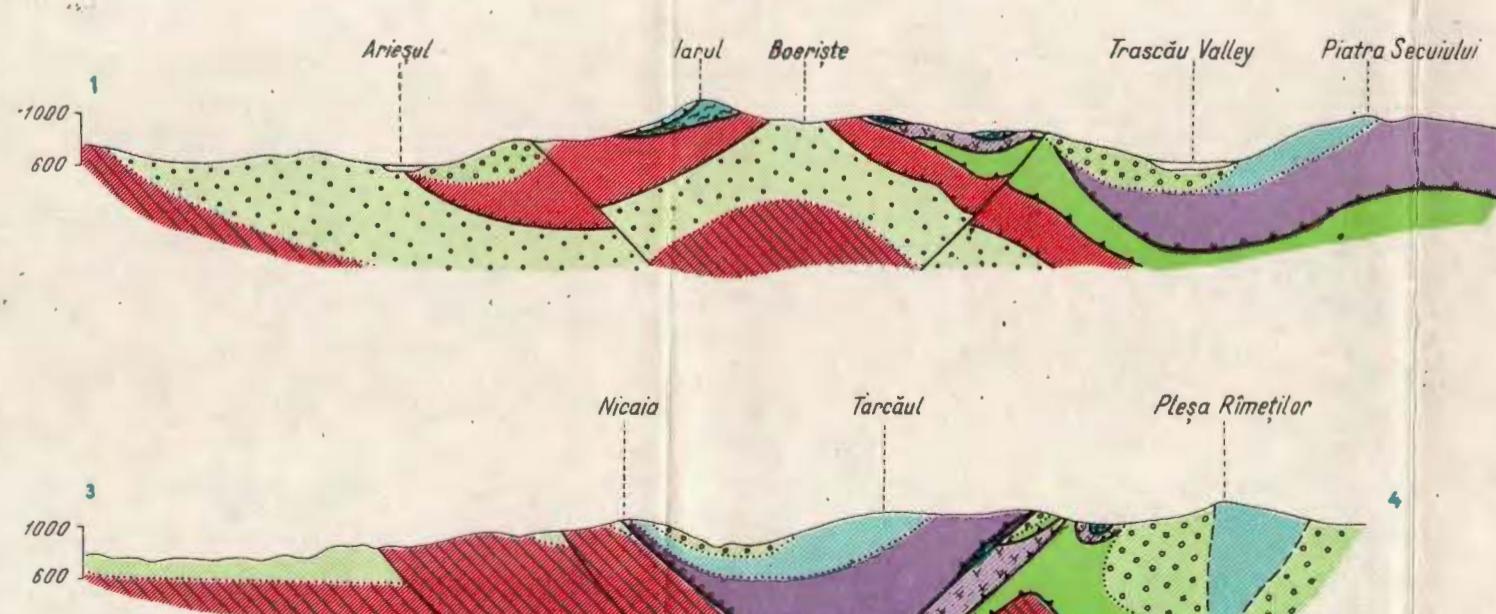
0 1 2 km.



## LEGEND

[Symbol: white box]	Non-divided Quaternary deposits
[Symbol: dotted box]	Badenian deposits
[Symbol: red box]	Banatian
[Symbol: blue box]	POST-MEDITERRANEAN COVER
[Symbol: light green box]	Deposits in Gosau facies; flysch deposits; epiclastics and pyroclastics
[Symbol: purple box]	Ponor Beds
[Symbol: blue box]	MEDITERRANEAN NAPPES BAIA DE ARIEŞ NAPPE
[Symbol: red box]	a. Baia de Arieş Series, b. of the Lunca Arieşului Nappe
[Symbol: purple box]	LUNCA ARIEŞULUI NAPPE
[Symbol: blue box]	Rîmeti Formation - Post-Austrian cover
[Symbol: purple box]	AUSTRIAN NAPPES BEDELEU NAPPE
[Symbol: blue box]	Massive carbonate rocks (Stramberg)
[Symbol: purple box]	Keratophyre and chalcocyanite ophiolites associated with jaspers and carbonate rocks
[Symbol: dark red box]	COLȚUL TRASCĂULUI NAPPE
[Symbol: dark red box]	Breccias, conglomerates, sandstones
[Symbol: green box]	TRASCĂU SERIES
[Symbol: green box]	Limestones, phyllites, chlorite schists
[Symbol: blue box]	VALEA MUNTELUI NAPPE
[Symbol: purple box]	Keratophyre ophiolites associated with jaspers and carbonate rocks
[Symbol: green box]	IZVOARELE NAPPE
[Symbol: green box]	Aptychus Beds
[Symbol: horizontal line]	Austrian thrust plane
[Symbol: horizontal line]	Laramian thrust plane
[Symbol: dashed line]	Laramian reverse fault
[Symbol: dash-dot line]	Olistolith boundary
[Symbol: dotted line]	Transgression boundary
[Symbol: solid line]	Boundary of Quaternary deposits
[Symbol: double line]	Geologic section

## GEOLOGIC SECTIONS IN THE TRASCĂU MOUNTAINS



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### NEW PROOFS OF THE BLACK SEA RISE DURING THE MIDDLE WÜRM INTERSTADIAL<sup>1</sup>

BY

GLICHERIE CARAIVAN<sup>2</sup>, NORMAN HERZ<sup>3</sup>, JOHN NOAKES<sup>3</sup>

*Middle Würm. Lithostratigraphy. Borehole study. Longshore bars. Radiocarbon method. Geochronology. Salinity. Black Sea.*

#### Abstract

The detailed lithostratigraphic study of a borehole located in the Mamaia barrier beach (western shore of the Black Sea) and the radiocarbon geochronological study of deposits pointed out the rise of sea level and the presence of marine salinity conditions in the Black Sea basin during the Middle Würm interstadial.

#### Résumé

*Une nouvelle confirmation de la transgression des eaux de la mer Noire pendant l'interstade du Würm moyen. L'étude lithostratigraphique détaillée d'un forage de la zone du cordon littoral de Mamaia (côte ouest de la mer Noire) et la détermination par la méthode du radiocarbone de l'âge absolu des dépôts a permis de reconnaître la transgression des eaux et les conditions marines de salinité dans le bassin de la mer Noir durant l'interstade du Würm moyen.*

<sup>1</sup> Received April 17, 1984, accepted for communication and publication April 17, 1984, presented at the Meeting May 4, 1984.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș 1, R 79678, București, 32.

<sup>3</sup> Laboratorul de Geocronologie, Universitatea din Georgia, S.U.A.



## Introduction

A 52 m deep borehole drilled in the Mamaia barrier beach (Fig.), lying north of Constanta between Siutghiol lake and the sea (western Black Sea shore), has yielded a very interesting Quaternary sedimentary sequence. The detailed lithological and paleontological study of these

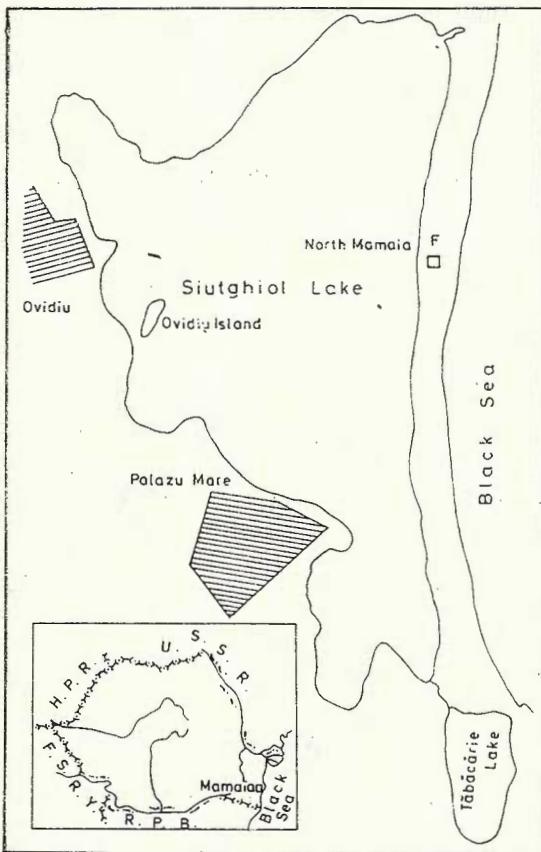


Fig. — Geographic location of study borehole.

deposits as well as their radiocarbon dating have accounted for the sea rise during the Middle Würm interstadial, characterized by marine salinity conditions.

## Lithostratigraphical Data

The study drilling crossed the following lithostratigraphical sequence (Pl.) :

— Zone A (m 52-48) : plastic clays of brick red, brown, scarlet and yellow colour containing angular flint or rolled, colourless and

pink quartz; shell fragments of some brackish and fresh water species (*Monodacna caspia* Eichw. and *Dreissena polymorpha* Pall.) are sparse.

— Zone B (m 47-44): brick red clays; shell fragments occur sparsely at 44 m level and are represented by small marine mollusc specimens: *Rissoa splendida* Eichw. and *Bittium reticulatum* Eichw.

— Zone C (m 43-39): siltic clays of brick red and yellow colour containing rolled limestone and quartz; scarce *Dreissena polymorpha* shell fragments.

— Zone D<sub>1</sub> (m 38-33): brown siltic clays containing scarce mollusc shells of marine (*Cardium edule* L. and *Mytilaster lineatus* Gmelin.) and brackish (*Monodacna caspia caspia* Eich., *Dreissena polymorpha*) type.

— Zone D<sub>2</sub> (m 32-31): grey siltic clays yielding lacustrian fauna (*Coretes corneus* L.).

— Zone D<sub>3</sub> (m 30-27): grey clays yielding brackish fauna (*Monodacna caspia caspia*, *Dreissena polymorpha*, *Hydrobia grimmii* Cleissin).

— Zone D<sub>4</sub> (m 26-24): grey clays containing shallow marine water fauna (*Rissoa splendida* Eichw., *Cardium exiguum* Gm. in L., *Bittium reticulatum*, *Rissoa membranacea* Adams, *Hydrobia ventrosa* Mtg., *Cardium edule* etc.).

— Zone E (m 23-22): "beach rock" of yellow colour cemented with calcareous matter. At this level the marine mollusc species point to marine environment: *Spisula subtruncata triangula* (Ren.), *Paphia senescens* (Coconi), *Paphia disrepans disrepans* Mil., *Mytilus gallo-provincialis* Lmk., *Corbula mediterranea* Costa, *Cardium edule*, *Bittium reticulatum*, *Nassarius reticulatus* (L.), *Donax venustus* Poli., *Rissoa splendida*, *Ostrea edulis* (L.).

— Zone F (m 21-19): grey siltic clays yielding fresh water fauna (*Hydrobia grimmii*, *Monodacna caspia caspia*).

— Zone G (m 19-12): fine-grained quartz and micaceous sands of yellow colour yielding marine fauna (*Bittium reticulatum*, *Crysalida interstinca* Mtg., *Rissoa membranacea*, *Corbula mediterranea*).

— Zone H (m 12-10): very fine grained sands containing brackish water fauna (*Monodacna caspia caspia*, *Dreissena polymorpha*, *Clesiniola variabilis* Eichw.) and fresh water fauna (*Valvata piscinalis* O. F. Muller, *Coretes corneus* L.).

— Zone I (m 9): slightly sandy clays of grey colour yielding typical shallow water marine fauna (*Cardium exiguum*, *Bittium reticulatum*, *Rissoa membranacea*, *Hydrobia ventrosa* Mtg., *Cardium edule*, *Rissoa splendida*).

— Zone J (m 8-7): grey-whitish siltic clays abundant in vegetal matter, partly transformed in peat, and yielding paludal fauna (*Valvata piscinalis*, *Valvata pullchella* Studer, *Radix ovata* Drap., *Coretes corneus*).

— Zone K (6 m): coarse-grained sands containing marine mollusc shells (*Mytilus galloprovincialis*, *Donacilla cornea* (L), *Corbula mediterranea*, *Cardium edule*) which point to the revival of marine conditions.

— Zone L (m 5-1): fine-grained beach sand which ends the litho-stratigraphical sequence of the studied borehole. It yields marine molluscs, *Corbula mediterranea* and *Hydrobia ventrosa* being prevalent.



### Geochronological Data

Within the framework of a Romanian-American scientific co-operation programme professors N. Herz and J. Noakes have performed several geochronological determinations, by means of radiocarbon method, on shells collected from the borehole mentioned above. The species assignment of the mollusc shells has been done by G. Caraivan.

Sample no. 5 (UGA-607), collected from the "beach rock" level at the depth of 23-22 m, consists of mollusc shells of the following specimens : *Spisula subtruncata triangula*, *Chione gallina corrugatula* Nev., *Paphia discrepans discrepans*, *Gastrarium* sp., *Donax* sp., *Abra* sp., *Cardium* sp. This organogenic matter is dated as  $26,925 \pm 690$  years b.p.

Sample no. 9 (UGA-629), collected from the depth of 6 m, contains shells of the following specimens : *Cardium edule*, *Mytilus galloprovincialis*, *Chione gallina corrugatula*, *Donacilla cornea*, *Donax* sp., *Ostrea edulis*, *Abra* sp., *Nassarius reticulatus*, *Theodoxus* sp. The organogenic matter is dated as  $3,125 \pm 75$  years b.p. The morphologic study of shells points to their resedimentation from a lower level (possibly zone I).

### Interpretation of Data

The interpretation of lithostratigraphical, paleontological and geochronological data by means of radiocarbon method makes possible the reconstruction of paleogeographic and sedimentation environment in the studied area.

At Mamaia, the drilling has yielded from its base (52-27 m) continental deposits (light to dark brown siltic clays) formed in the conditions of a very lowered sea level (zones A-D<sub>3</sub>).

Then follow the rise of the sea level and the appearance of marine conditions in the Mamaia zone, represented by level 26-22 m yielding marine fauna. According to radiocarbon data, this level belongs to the Middle Würm interstadial (Arcy-Stillfried B interstadial) which corresponds to the Surojskian Beds (Popov, 1955 ; Scerbakov et al., 1979).

The Upper Würm glaciation entails the regression of the sea level to ca 100-130 m below present-day level (Ross et al., 1978), a minimum level reached ca 12-18,000 years b.p., followed by the rise of sea-shore to present-day level. During this stage, the beach deposits of zone E (m 23-22) from the studied borehole (Surojskian Beds) are cemented under continental conditions.

The prelude of the "Black Sea" stage is represented in the Mamaia zone by continental deposits yielding brackish water fauna, synchronous with the "Bugaz Beds" at a depth of 21 m (zone F).

During the stage subsequent to the Holocene transgression the "Viteaz Beds" deposited in the Mamaia zone (zone G).

The next stage marked the continuous rise of sea level. In the beginning ("Lower Kalamit Beds") the littoral waters populated by



brackish water mollusc fauna are influenced by fresh water supply. Later on (Upper Kalamit Beds) the influence of Mediterranean waters becomes general. The sea level rises, being 1-2 m higher than the present-day one.

The decrease of sea level during the Phanagorian regression generates a widespread lagoon in the Mamaia zone, characterized by peat deposits.

The nimphean transgression generalized present-day marine conditions.

### Conclusions

The detailed lithological and mallacological study of deposits crossed by a 52 m deep borehole drilled in Mamaia barrier beach, and the geochronological determination by radiocarbon method on mollusc fauna yielded by several levels made possible the reconstruction of the paleogeographical environment in this area during the Late Quaternary.

The dating of marine fauna collected from level 22-23 m ( $26,925 \pm 690$  years b.p.) points to Middle Würm interstadial (Surojskian Beds). This is a new proof of sea rise and reinstallation of marine salinity conditions in the Black Sea during Middle Würm interstadial.

These deposits were cemented during a sedimentation gap and then followed the Black Sea stage marked by a typical lithostratigraphic sequence.

---

### REFERENCES

- Caraivan G.I. (1982) Studiul sedimentologic al depozitelor din zona de plajă și a șelfului intern din fața țărmului românesc între Portița și Tuzla. Rezumatul tezei de doctorat.  
— (1982) Evoluția zonei Mamaia în Cuaternarul tîrziu, *Pontica*, XV, p. 15-32.
- Fedorov P. V. (1973) Gheologhiceskaia istoria Kercenskogo proliva v sviazi snovimi dannimi burenia na ego dne, *Bull. M.O.I.P. otd. gheol.*, I, XLVIII (5), 72-82.
- Panin N. (1983) Black Sea coast line changes in the last 10000 years. A new attempt of identifying the Danube mouth as described by the ancients. *Dacia*, N. S., Tome, XXVII, 1-2, p. 175-184.
- Scerbakov F. A. și al. (1978) Osadkonakoplenie na continentalinoi okraine Cernogo Moria, *Izd. Nauka, Moksva*, 210 p.
- Semenenko V. N., Kovaliuh N. N. (1973) Absoliutnii vozrast verhnecertverticinikh otlojenii Azovo-Cernomorskogo Bosseina po dannim radiougleodnogo analiza, *Gheol. Jour.* t. 33, vîp. 6, p. 91-97.



## O NOUĂ CONFIRMARE A RIDICĂRII APELOR MĂRII NEGRE ÎN TIMPUL INTERSTADIULUI WÜRMULUI MEDIU

(Rezumat)

Studiul detaliat litologic și faunistic al depozitelor interceptate de un foraj de 52 m adâncime executat pe cordonul litoral Mamaia, combinat cu determinarea vîrstelor absolute prin metoda radiocarbonului a faunei de moluște culese de la câteva nivele din foraj, a permis reconstituirea condițiilor paleogeografice din timpul Cuaternarului tîrziu în zona amintită.

Vîrsta absolută a faunei marine, culeasă de la nivelul 23-22 m (26 925  $\pm$  690 ani înainte de prezent) o plasează în interstadiul Würmului mediu (Stratele de Surojsk). Aceasta reprezintă o nouă confirmare a ridicării nivelului apelor și a reinstalării condițiilor marine de salinitate în bazinul Mării Negre în timpul interstadiului Würmu-lui mediu.

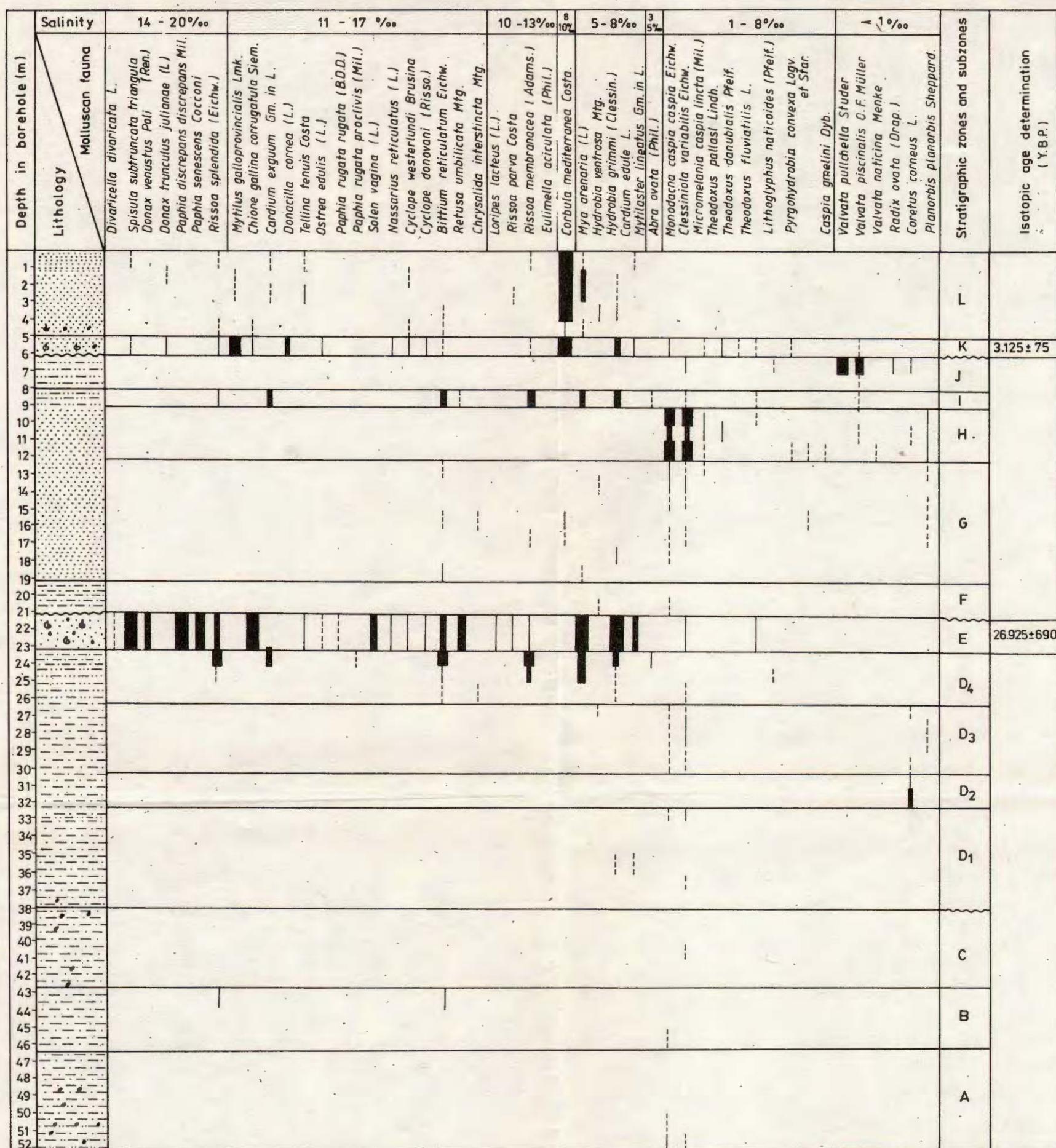
După o lacună de sedimentare, timp în care aceste depozite au fost cimentate, se înregistrează o secvență litostratigrafică, corespunzătoare etapei „Mării Negre“.



**STRATIGRAPHIC COLUMN OF QUATERNARY DEPOSITS' INTERCEPTED  
IN THE BOREHOLE OF NORTH MAMAIA**

G. CARAIAN et al.: New Proofs of the Black Sea Rise During the Middle Wurm

Pl. I



**LEGEND**

Sand	Extremely frequent specimens
Clayey silt	Very frequent specimens
Silty clay	Frequent specimens
Gravel elements	Rare specimens
Molluscan shells	Very rare specimens
	Isolated specimens

Institutul Geologic al României

## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### STRUCTURA GEOLOGICĂ A PĂRȚII NORDICE A MASIVULUI GODEANU (CARPAȚII MERIDIONALI)<sup>1</sup>

DE

NICOLAE GHERASI<sup>2</sup>, TUDOR BERZA<sup>3</sup>, ANTONETA SEGHEDI<sup>3</sup>,  
MIHAI STEPAN<sup>4</sup>, VIORICA IANCU<sup>3</sup>

Tectonic units. Danubian units. Nucșoara Unit. Petreanu Unit. Sedimentary cover. Lithostratigraphic subdivision. Mesozoic. Alpine orogeny. South Carpathians — Crystalline Danubian Domain — Retezat-Petreanu-Pietrii Mountains; Sedimentary Danubian Domain — Stănuț zone; Getic and crystalline Supragetic Domains-Godeanu Mountains.

#### Abstract

*Geological Structure of the Northern Part of the Godeanu Mountains (South Carpathians). Several alpine tectonic units build up the northern part of the Godeanu Mountains and of the neighbouring areas. From bottom to top, these units are: the lower danubian unit (consisting of the prealpine Retezat-Paring Nucșoara and Petreanu units, with a Permo-Mesozoic cover), the upper danubian Pojana Mărului unit, the Borăscu unit and the Getic Nappe. These tectonic units consist of various metamorphic rocks and slightly metamorphosed Permo-Mesozoic sedimentary deposits, with certain peculiarities in each alpine unit. The main structural element in the area is a penetrative axial-plane foliation (slaty cleavage in sedimentary rocks), which parallels the thrust planes between different units and has the same attitude both in metamorphic and in sedimentary rocks.*

<sup>1</sup> Predat la data de 9 mai 1983, acceptat la data de 18 mai 1983, comunicat în ședința din 27 mai 1983.

<sup>2</sup> Str. Barbu Delavrancea nr. 15, București.

<sup>3</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, R 79678, București, 32.

<sup>4</sup> Institutul de Studii și Proiectări Hidroenergetice, bd. Republicii nr. 29, București.



Younger folding phases have affected both the thrust planes and the axial plane foliation, resulting in a complicate map pattern of this area of the South Carpathians.

### Résumé

La partie septentrionale des Monts Godeanu et les aires environnantes sont constituées de plusieurs unités tectoniques alpines. De la base vers la partie supérieure on rencontre les suivantes unités : l'unité danubienne inférieure (incluant les unités pré-alpines de Retezat-Parâng, Nucșoara et Petreanu et une couverture commune permomésozoïque), l'unité danubienne supérieure de Poiana Mărului, l'unité de Borăscu et la nappe gétique. Ces unités-là sont constituées de différentes séries métamorphiques et de couvertures sédimentaires permomésozoïques, faiblement métamorphisées, à caractères particuliers dans chaque unité alpine. L'élément structural caractéristique de la région est représenté par une foliation pénétrante plan axiale (clivage ardoisier des roches sédimentaires), parallèle aux plans de chevauchement entre les différentes unités, ayant la même position spatiale dans les roches métamorphiques et sédimentaires. Des phases ultérieures de plissement ont affecté les plans de chevauchement ainsi que la foliation plan axiale, générant une structure compliquée de cette région des Carpates Méridionales.

### 1. Introducere

Regiunea situată la extremitatea nordică a masivului Godeanu, sudul masivului Retezat și estul munților Tarcu-Petreanu, în zona de confluență a principaliilor afluenți ai Rîului Mare (Lăpușnicul Mare, Lăpușnicul Mic-Branul și Rîul Ses), are o structură deosebit de complexă, datorită atât numeroaselor unități tectonice ce se pot distinge, cît și din cauza multitudinii de tipuri litologice-sedimentare, metamorfice și eruptive — ce alcătuiesc respectivele unități. Aflată în vecinătatea cunoscutului punct turistic Gura Apei, o parte din aria investigată constituie chiuveta lacului de acumulare format prin ridicarea bârăjului de anrocamente de la Tomeasa. Lucrările de drumuri, foraje, galerii și puțuri efectuate în cadrul amenajării hidroenergetice au oferit în ultimii ani numeroase date, care, completate cu rezultatele obținute în cartările efectuate pentru foaia Oslea a hărții geologice la scară 1 : 50.000 a României, ne-au condus la modificări substanțiale ale modelului structural regional.

Începute de Schafarzik (1899), Mrazec (1904), Nopcsa (1905), Murgoci (1912) și Streckeisen (1934), cercetările geologice în bazinul superior al Rîului Mare și zonele limitrofe au fost detaliate de Gherasi (1937, 1962), Gherasi et al. (1967, 1973, 1974, 1976). Contribuții sau interpretări noi au adus în această regiune și Pop (1963), Morariu (1972, 1976, 1977; Morariu, Morariu, 1977, 1980, 1982) și Năstăseanu (1975; Năstăseanu et al., 1978).



Cartări de detaliu și descrieri de galerii și foraje au fost efectuate începând din 1960 de către geologi din cadrul ISPH (Comeagă, Dinu, Stepan, Dumitriu, arhiva ISPH); lucrările hidrotehnice au fost urmărite și prospectate de către geologi de la IGGP (Hesselmann, Zimmermann, Hurezeanu, 1977-1983, arhiva IGGP).

## 2. Cadrul geologic regional

Recunoscută pentru prima oară de Murgoci (1912), structura în pînze de șariaj a Carpaților Meridionali a fost recent detaliată în sectorul central-vestic al acestui segment muntos de către Stănoiu (1973), Năstăseanu (1980), Morariu, Morariu (1982), Kräutner et al. (1981) și Berza et al. (1983). Conform terminologiei adoptate în ultimele două dintre lucrările citate, edificiul carpatic constă, în regiunea muntîilor Retezat, Tarcu-Petreanu și Godeanu, din următoarele grupuri de unități tectonice: unitățile danubiene inferioare, unitățile danubiene superioare, pînza getică. Planele de șariaj recunoscute în baza pînzei getice și a celei mai de jos unități danubiene superioare (unitatea de Poiana Măru lui) sunt plane alpine, cele mai noi depozite afectate de încălcările respective fiind atribuite, pe baza datelor paleontologice, Jurasicului și Cretacicului (Nopcsa, 1905), Pop (1962), Gherasi et al. (1973). Faze tectonice mai noi (miocene) au dus însă la căutarea stîvei de pînze (Mureșan, 1979; Berza et al., 1983); astfel încît în zona de joncțiune a masivelor Godeanu, Retezat și Tarcu-Petreanu planele amintite au direcții aproximativ est-vest și căderi de  $20^{\circ}$ - $40^{\circ}$  spre sud; la est de valea Paltina apare o recutare spre sud a planului de șariaj al pînzei getice, ce tinde să devină nord-sud cu căderi vestice în valea Cernișoarei, unde este însă retezat de sistemul de falii Cerna-Jiu.

În regiunea limitrofă chiuvetei Gura Apei pot fi recunoscute trei unități danubiene inferioare (de Retezat-Parîng, Nucșoara și Petreanu), probabil prealpine, ce se dezvoltă în continuare spre nord, în masivele Petreanu și Retezat (Kräutner et al., 1981; Berza et al., 1983; Dimitrescu, 1983). Atribuim unității danubiene superioare de Poiana Măru lui atîț sîsturile cristaline din munții Piga și Branul (conform modelelor anterioare), cît și depozitele sedimentare anchimetamorfozate din versantul stîng al Lăpușnicului Mare și bazinale inferioare ale Lăpușnicului Mic și Rîului Ses. Revenind la concepția prezentată de Gherasi (1937), conferim unităților getice nu numai sîsturile cristaline de Lotru din petecul de Godeanu, ci și din stîva subiacentă acestora în versantul stîng al Lăpușnicului Mare și în valea Soarbele (afluent al Jiului de Vest), descrisă în lucrarea menționată ca zonă de Soarbele.

## 3. Unitățile danubiene inferioare

Separată inițial pe considerente legate de faciesul depozitelor mezozoice sub denumirea de zona Mehedinți-Retezat de către Stănoiu (1973), aria corespunzătoare celei de mai jos diviziuni tectonice observabilă în partea centrală-vestică a Carpaților Meridionali a fost recent împărțită, în regiunea discutată aici, în unitățile de Retezat-Parîng, Nucșoara și Petreanu (Kräutner et al., 1981; Berza et al., 1983). În

cadrul acestor unități aflorează formațiuni polimetamorfice, străbătute de masive granitice, și formațiuni slab metamorfozate atribuite Paleozoicului precarbonifer (Berza, Seghedi, 1983); în partea sudică a masivului Retezat apar și depozite datează ca permo-mezozoice (Nopcsa, 1905; Pop, 1962; Morariu, Morariu, 1977). Unitățile danubiene inferioare suportă la est de valea Paltinei direct unități getice, dar la vest de pîrîul menționat ele sunt acoperite de către secvențe sedimentare sau sisturi cristaline pe care le atribuim unității danubiene superioare de Poiana Mărului.

### 3.1. Unitatea de Retezat-Parîng

Această unitate este constituită din sisturile cristaline ale grupului Drăgșan și granitoidele de Retezat. Spre est, în versantul stîng al Jiului de Vest, ea încalcă după un plan prealpin rocile polimetamorfice precambriene din grupul Lainici-Păiuș, sau cuvertura paleozoică a acestora — metaconglomeratele și filitele devoniene de Tusu (Kräutner et al., 1981). Spre vest, în versantul drept al Rîului Mare și în bazinile Rîușorul Cetății și al Nucșoarei, această unitate încalcă, după un plan figurat încă de Murgoci (1912) și considerat prealpin de Gherasi et al. (1973), peste rocile polimetamorfice ale formațiunii de Rîușor din unitatea de Nucșoara.

Metamorfitele grupului Drăgșan aflorează ca o fîșie îngustă la vest de masivul granitoid de Retezat (figurată ca seria de Măgura de Gherasi et al., 1973), dar la est de acesta se dezvoltă mult în bazinul Lăpușnicului Mare și Rîului Bărbat (Pavelescu, 1953). Ele au fost descrise de Berza și Seghedi (1983), ca o stîvă polimetamorfică, în care amfibolite, gnaisă amfibolice, gnaisă biotitice, gnaisă cuarțofeldspatice (leptinite), gnaisă oculare și gnaisă micacee au fost afectate, în măsură mai mică sau mai mare, de procesele de retromorfism și milonitizare. În sudul munților Retezat remarcăm prezența hornblendei relicte atât în amfibolitele retromorfozate din fîșia de la vest de granitoidul de Retezat cît și, sporadic, în cele din estul acestuia. Totuși, datorită fenomenelor menționate, aspectul cel mai frecvent al rocilor din această zonă este de milonite, filonite și blastomilonite verzi, constituite din variante procentajele de clorit, actinot, epidot, albit și cuarț. Apar și milonite albe, cuarț-albitice, formate fie pe seama unor leptinite, fie pe seama unor migmatite, deosebit de abundente în versantul stîng al Lăpușnicului Mare (Scocul Drăgșanului, Scocul Albelor).

Granitoidele de Retezat (Gherasi, 1937; Pavelescu, 1953), sunt reprezentate în marea majoritate a cazurilor prin granodiorite cu biotit și muscovit. Aceste granitoide sunt afectate, îndeosebi pe marginile de est și de vest ale masivului, de o foliație imprimată atât de lentilizarea plagioclazilor cît și de dispoziția preferențială a micelor, care le conferă aspectul „gnaisic“ descris de autorii citați mai sus și considerat ca datorat solidificării sub stress a magmei, dar atribuit unei tectonici ulterioare consolidării de către Streckeisen (1934). Această foliație coincide pe ramele masivului cu foliația milonitică din învelișul de Drăgșan; pe limita vestică se constată că aceste foliații sunt paralele cu planul de încălcare al unității de Retezat-Parîng peste unitatea

de Nucșoara. Prezența în această zonă între amfibolitele milonitizate de Drăgșan, a unor lame de granit milonitizat, sugerează existența unor apofize granitice deformate, și posibil chiar desprinse din masiv, prin însumarea alunecărilor realizate pe planele de foliație.

Granodiorite foliate, identice cu cele descrise mai sus, apar și într-o lamă de 1000/300 m ce aflorează în versantul stâng al Lăpușnicului Mare, dar decalat spre vest cu 1 km față de limita de apus a masivului Retezat (Gherasi, 1937; Gherasi et al., 1973). Apariția acestei lame poate fi interpretată ca fiind datorată unei falii cu compartimentul sudic ridicat și decroșat spre vest, în care granitoide și metamorfite din unități danubiane inferioare aflorează între depozitele sedimentare atribuite danubianului superior.

### 3.2. Unitatea de Nucșoara

Această unitate alcătuită din șisturile cristaline ale formațiunilor de Riușoru și Nucșoara (Dimitrescu, 1983), este încălecată dinspre est, după cum s-a amintit mai sus, de către unitatea de Retezat-Parîng; spre vest ea ia contact, prin sistemul de falii al Rîului Mare, cu unitățile de Rof, Furcătura și Petreanu (Kräutner et al., 1981; Dimitrescu, 1983). În zona Gura Apei, această unitate aflorează sub forma unei fișii orientate NE-SV, cu o lățime în jur de 1 km, ce dispără în dreptul confluencei pîrîului Tomeasa cu Rîul Mare sub unitatea danubiană superioară de Poiana Mărului. O mică zonă de aflorare asemănătoare apare și în versantul drept al Rîului Șes, în prelungirea spre vest a lamei de granite de Retezat, reprezentând ceea mai sudică apariție a acestei unități, datorată unei falii mai noi ce scoate la zi unități danubiene inferioare.

Rocile care aflorează în lungul Rîului Mare între confluența cu Tomeasa și cea cu Netișul au fost atribuite de Gherasi (1937) formațiunii de Schela, de Pavelescu (1958) seriei de Riușoru, de Gherasi et al. (1973) seriei ordoviciene de Rîul Mare, de Berza, Seghedi (1983) formațiunii de Riușoru, considerată polimetamorfică și, probabil, precambriană. Ele sunt predominant reprezentate prin blastomilonite cuarțitice cu biotit relict (mai spre nord se mai conservă și granat relict), cu apariții minore de milonite verzi, clorit-actinolitice, și de milonite albe, cuarț-albitice.

În aria în discuție nu se mai observă în general decât o foliație milonitică orientată NE-SV (descrisă mai la nord ca  $S_4$  de către Dimitrescu, 1983), uneori antrenată în cute kink cu ampoare pînă la cîteva zeci de metri (vizibile în prezent în fundația barajului Tomeasa, în versantul stâng al Rîului Mare). Rareori am observat însă cute intrafoliale ale unei foliații anterioare, ce reprezintă probabil una din fazele de cutare  $B_2$  sau  $B_3$  recunoscute la nord de pîrîul Zlata de către Dimitrescu (1983) în aceste roci.

### 3.3. Unitatea de Petreanu

În aria investigată, această unitate este constituită din formațiunea polimetamorfică de Bodu străbătută de gnaisele de Petreanu și de granitoidele de Vîrful Pietrei și acoperită de formațiunea devoniană

slab metamorfozată de Vidra. Limitată spre est prin sistemul de falii Rîul Mare, această unitate este acoperită spre sud, vest și nord de diferite unități danubiene superioare (Kräutner et al., 1981).

Sisturile cristaline de Bodu aflorează la izvoarele pîraielor Zeicu, Gropița și Corciova, unde sunt reprezentate prin cuarțite, amfibolite, gnais oculare și calcar cristaline, adesea milonitizate. Spre nord, în zona Vîrfului Pietrei, ele sunt străbătute de granitete muscovitice cu același nume, iar spre est se trece, printr-o zonă de feldspatizare oculare, la gnaisele oculare de Petreanu. Acestea prezintă variații importante ale dimensiunii feldspaților potasici, de la centimetri la submilimetri, fiind străbătute de granite aplitice, care dău un corp mai important în vîrful Tomeasa.

La izvoarele pîrului Tomeasa aflorează metaconglomerate, metagresii și metapelite grafitoase ± cloritoid, atribuite de Gherasi (1937; Gherasi et al., 1973), Jurasicului, dar apoi assimilate formațiunii devoniene de Vidra de către Gherasi et al. (1974).

Prezența cloritoidului și a unui filosilicat incolor metamorfic, dezvoltat pe planele unei foliații noi, și restructurarea avansată a acestor roci sunt efecte ale unui metamorfism de grad scăzut care le-a afectat.

#### 3.4. Cuvertura sedimentară permomezozoică danubian inferioară

În bazinul Lăpușnicului Mare, granitoidele de Retezat și sisturile cristaline de Drăgșan suportă depozite atribuite Permianului și Jurasicului de către Gherasi (1937, 1962) și Pop (1962), dar considerate în parte paleozoice de către Pavelescu (1953 — seria de Tulisa), Morariu (1972 — seria de Lăpușnic) și Năstăseanu (1975 — formațiunea de Slăvei).

În versantul stîng al Lăpușnicului Mare, în baza depozitelor jurasice din munții Albele și Stânuleți, apar, pe o grosime de cîteva zeci de metri, gresii, arcoze, siltite și argilite roșii, violacee sau verzi, atribuite de Nopcsa (1905), Pavelescu (1953) și Pop (1962), Permianului. Acestea suportă o altă stivă de cîteva zeci de metri grosime de gresii și arcoze albe sau cenușii, conferite Jurasicului inferior de către autori cîtați mai sus, peste care se astern calcarele jurasic-cretacic inferiorare din Albele-Stânuleți-Piatra Iorgovanului.

Datorită înclinării sudice a acestor pachete, ele coboară progresiv de-a lungul versantului stîng al Lăpușnicului Mare, gresiile și calcarele jurasice ajungînd în firul apei la 1 km amonte de gura Paltinei (Lunca Berhinei). De aici ele se ridică în versantul drept, în Picioarul Slăveiului, unde sunt însă parțial acoperite de argilite cuarțoase, considerate de Pop (1962) depozite cretacice superioare transgresive, dar pe care le atribuim formațiunii Lăpușnic a unității danubiene superioare de Poiana Mărului. Arcozele pot fi urmărite în aval, în malul drept al Lăpușnicului Mare, încă circa 6 km, pînă în dreptul confluencei cu Pîrul Cascadelor, formînd peste granitete de Retezat o placă de circa 100 m grosime și suportînd, local, petece de eroziune groase de cîteva zeci de metri de calcare (Gherasi, 1937; Pop, 1962). În Picioarul Slăveiului se pot observa, la limita dintre arcoze și calcare, îmbogătiri.



locale în hematit ale arcozelor, semnalate deja de către Gherasi (1937), Morariu, Morariu (1980).

Arcoleze jurasice prezintă sub microscop fragmente de plagioclazi, microlin și cuart, prinse într-o matrice ce apare în cantități variabile, dar în care se remarcă blasteza, probabil pe seama unor minerale argiloase, a unor paieți fine de filosilikat incolor, dispuse cu o clară orientare preferențială. În calcarele jurasice am observat cuchi culcate ale unor alternanțe carbonatice de culori diferite, iar Morariu, Morariu (1977) au remarcat, pe baze micropaleontologice, o serie de repetiții stratigrafice.

#### 4. Unitățile danubiene superioare — Unitatea de Poiana Mărului

Stănoiu (1973), Kräutner et al. (1981) și Berza et al. (1983) au separat, după un plan tectonic semnalat pe diverse segmente de Gherasi (1937), Gherasi et al. (1967, 1973), Năstăseanu (1980) și Morariu, Morariu (1982), o serie de unități danubiene superioare unităților danubiene descrise mai sus. În aria în discuție apare cea mai de jos dintre aceste unități danubiene superioare — unitatea de Poiana Mărului, fragmentată însă în numeroși solzi, evidențiați îndeosebi prin încălecările unor sisturi cristaline peste depozite sedimentare. Astfel, venind dinspre vest spre est, se constată cum monotonă formațiune polimorfică, descrisă ca sisturi verzi de Gherasi (1937) și cunoscută ulterior sub diferite denumiri, începe să admită tot mai multe sinclinale cu roci sedimentare, strivite și încălcate, pentru ca la est de valea Lăpușnicului Mic sisturile cristaline să devină cu totul subordonate. Spre vest, unitatea de Poiana Mărului suportă diferite alte unități danubiene superioare (Berza et al., 1983), iar spre sud ea este acoperită direct de unități getice.

Reluând concepția exprimată de Gherasi et al. (1973), care au atribuit seriei de Zeicani și sisturile cristaline din Fața Fetei, considerăm că la est de Șeaua Iepii, planul tectonic din baza danubianului superior are traseul indicat pe harta anexată, coborînd la Rîul Mare în zona de confluență a acestuia cu pîriul Tomeasa. În ambii versanți ai Rîului Mare există în prezent aflorimente în care se observă că acest plan este marcat printr-o breccie tectonică formată din fragmente de gnaise cuarto-feldspatice, calcare și gresii. Aceste deschideri au fost interpretate de la început ca breccie tectonică de Gherasi (1937), dar Morariu (1976) a considerat că ele reprezintă intruziuni de granitoide gnaisice în rocile sedimentare ale seriei de Lăpușnic. Falii mai noi aruncă planul de încălcare din baza danubianului superior la sud de Lăpușnic, pe un versant în care nu există aflorimente care să permită observarea sa directă. La est de Gura Apei, acest plan este mascat de depozitele cuaternare din albia Lăpușnicului Mare, ce are între Lunca Berhinei și Gura Apei caracterul unei văi tectonice. Această situație a fost intuită de Streckeisen (1934) care a atribuit cuverturii sedimentare a granitului de Retezat arcozele din versantul drépt al Lăpușnicului Mare, dar a menționat posibilitatea unei poziții tectonice a depozitelor sedimentare din versantul stîng al acestui rîu.



#### 4.1. Șisturile cristaline de Zeicani

Rocile polimetamorfice care aflorează între pînza getică și unitățile danubiene inferioare, în bazinile inferioare ale Rîului Șes și Lăpușnicelor (Munții Fata Fetei, Zeicu, Piga, Branul și culmea din Borăscu ce coboară la Gura Apei), au fost descrise ca sisturi verzi tufogene de Gherasi (1937), apoi ca serie epimetamorfică de Zeicani (Gherasi et al., 1973; Morariu, 1976) și ca grup polimetamorfic de Zeicani (Berza, Seghedi, 1983). Aceste șisturi cristaline, străbătute de corpul granitic de Rîul Șes, ocupă integral o mare suprafață, de la nord de Poiana Mărului pînă în muntele Branul, dar apar și ca lame cu dimensiuni de la kilometrice pînă la metrice sau chiar mai mici, prinse în depozite sedimentare mezozoice, ca urmare a cutării strînse în care au fost antrenate împreună cu acestea. În marea majoritate a cazurilor, metamorfitele sunt afectate de intense procese de retromorfism, ce le imprimă parageneze caracteristice metamorfismului în faciesul șisturilor verzi, justificînd interpretările mai vechi ca șisturi verzi. Mineralele și structurile relicte conservate sporadic permit însă recunoașterea unui prim metamorfism în faciesul amfibolitelor, aceste șisturi cristaline fiind policiclice.

Tipul litologic predominant este reprezentat prin roci verzi, constituite din variate proporții de clorit, actinot, epidot, calcit, sideroză, minerale opace, albit, sericit și cuart. În contrast cu dimensiunile sub-milimetrice ale acestor minerale orientate în planul foliației milonitice, uneori pot fi remarcate și cristale milimetrice de hornblendă verde sau de plagioclazi sausuritizați, reprezentînd relicte ale unei parageneze metamorfice mai vechi, de grad mediu. Mici iviri de amfibolite fusseră deja semnalate de Gherasi (1937) pe Rîul Șes și Lăpușnicul Mic, dar aflorimente în care natura inițial amfibolitică a șisturilor verzi este evidentă, atît mezoscopic, cît și microscopic, am întîlnit și în diverse puncte din versantul drept al Rîului Șes, sau în Munții Zeicu-Fata Fetei. În ultima dintre aceste zone, aspectul menționat este foarte evident pe drumul de contur, în dreptul confluenței pîrîului Tomeasa cu Rîul Mare.

În ordinea frecvenței, al doilea tip litologic este dat de gnaisă micacee ± granat, ce aflorează în ambii versanți ai Rîului Șes, în pîrîul Zeicu și în versantul drept al Lăpușnicului Mic. Deși în general aceste roci se prezintă ca șisturi cuart-sericitice ± albit, fin granulare (blastomilonite), în care doar rare porfiroclaste lenticiforme de muscovit mai subzistă, am întîlnit și roci mai puțin afectate, în care aspectele de gnaisă micacee sunt bine păstrate, conservîndu-se și relicte de granați (pîrîul Zeicu, versantul drept al pîrîului Merila). Gnaisă micacee apar și ca galeti remaniati în conglomeratele încleștate între șisturile cristaline din Muntele Branul.

Gnaisă biotitice și cuarto-feldspatice (± muscovit) apar în toate ariile cu cristalin de Zeicani, uneori formînd chiar fondul predominant (cursul mijlociu al afluentilor drepti ai Rîului Șes, interfluviul Zeicu-Corcova, versantul drept al pîrîului Tomeasa). Pe vîrful muntelui Branu sunt frecvente filonite albicioase fin granulare, cuarto-feldspatice, dar în alte zone se pot recunoaște cristale milimetrice de plagioclaz și cuart însotite de cantități variabile de biotit, în general cloritizat. Uneori în aceste roci apare și microclin mai mult sau mai puțin albitizat,

frecvent înțesat cu ace fine de stilpnomelan, trecindu-se la gnaise ocu-lare sau la roci cu aspect granitic. În valea Rîului Șes (între confluen-tele cu afluenții Piga și Corciova) apar mici corpuși de granite aplitice, uneori granofirice, puternic milonitizate.

În unitatea danubiană superioară de Poiana Mărului apar și cal-care cristaline cu budine de roci cuarțo-feldspatice și cloritoase (cu relicte de biotit, granat și hornblendă), care ar putea apartine grupului Zeicanî, dar care sunt greu de separat cartografic de calcarele mezo-zoice ale formațiunii de Lăpușnic, aşa încât vor fi descrise împreună cu acestea din urmă.

#### 4.2. Formațiunea de Lăpușnic

În zona Gura Apei aflorează depozite sedimentare afectate de un metamorfism incipient, atribuite Jurasicului (Gherasi, 1937) sub denu-mirea de „zona de Lăpușnic“, Jurasicului și Cretacicului superior (hăr-țiile geologice ale României la scarile 1 : 500.000 (1959), 1 : 1.000.000 (1967, 1977); 1 : 200.000 (1967); Cretacicului superior (Gherasi, 1962; Pop, 1963), Paleozoicului inferior (Morariu, 1972, 1976; Năstăseanu, 1975; Năstăseanu et al., 1978).

Singurele argumente paleontologice privind vîrstă unora dintre aceste depozite sunt cele aduse de Gherasi et al. (1973), (entroce și palinomorfe) în favoarea vîrstei jurasice a gresiilor calcaroase și cal-carelor. Considerînd intruziuni granitice de tip Petreanu și Virful Pie-trei budinele și lamele cuarțo-feldspatice din calcarele sau argilitele din regiune, Morariu (1976) le atribuie acestora din urmă o vîrstă paleozoic inferioară. Cu excepția reconfirmării prezenței entrocelor în rocile car-bonatice, cercetarea prezintă nu aduce noi argumente paleontologice, astfel încât vom considera aceste depozite mezozoice, neexcluzînd însă și posibilitatea existenței unor termeni paleozoici (Conglomeratele de Merila ?).

Cutările și încălecările omniprezente în zona Gura Apei fac impo-sibilă atît dovedirea unei succesiuni stratigrafice cît și aprecierea gro-simii fiecărui termen, deși încercări în acest sens s-au făcut anterior, confundîndu-se însă clivajul axial (element structural dominant în aceste roci) cu stratificația. În această situație, gruparea succesiunilor parțiale pentru definirea unei formațiuni apare insuficient argumentată din punctul de vedere exprimat de Codul Hedberg, dar, ținînd seama că pentru multe dintre formațiunile paleozoice și mezozoice recunoscute în Carpații Meridionali situația nu este mai bună, adoptăm denumirea de Formațiunea de Lăpușnic pentru depozitele sedimentare anchimeta-morfice din unitatea danubiană de Poiana Mărului. Astfel înțeleasă, Formațiunea de Lăpușnic coincide cu Seria de Lăpușnic (Morariu, 1976), minus arcozele și calcarele din versantul drept al Lăpușnicului Mare, pe care le atribuim sedimentarului danubian inferior, pentru care s-ar pu-tea utiliza denumirea de Formațiune de Slăvei, folosită de Năstă-seanu (1975). În ordinea ponderii arealului ocupat, formațiunea de Lă-pușnic este reprezentată prin argilite cuarțoase, gresii-microconglome-rate-argilite grafitoase, calcare și conglomerate.



Argilitele cuarțoase (quartz argillite — Potter et al., 1980) sunt roci negre în deschiderile proaspete, cenușii în cele alterate, ușor friabile, ocupînd suprafețe importante în versantul stîng al Lăpușnicului Mare și în ambii versanți ai Lăpușnicului Mic, dar care apar și în bazinul Rîului Ses (versantul drept al pîrîului Merila, pîrîul Roscol, Plaiul Corciovei-Șeaua Iepii). Spre deosebire de milonitele cu biotit relict ale formațiunii de Rîușoru și de filitele ± cloritoid din formațiunea de Vidra, argilitele cuarțoase de Lăpușnic, deși au fost descrise și ca filite, sunt roci care mai păstrează structura și mineralogia sedimentară. Astfel, lamația sedimentară (dată de alternanța unor pături milimetrice sau submilimetrice cu granulație și compoziție mineralogică diferită) și dispoziția preferențială a micelor fine sedimentare paralel cu această lamație definesc stratificația inițială a rocilor ( $S_0$ ). Deoarece în toată aria de aflorare elementul structural dominant al rocilor este însă clivajul plan axial penetrativ ( $S_1$ ), după care rocile se desfac în plăci sau foi, lamația sedimentară se poate urmări doar în deschiderile aflate în șarnierele cutelor de amplitudini variate, unde între planele  $S_1$  descrie cute intrafoliale relicte.

Argilitele cuarțoase sunt constituite din granule între 0,07 și 0,003 mm de cuarț și pietre detritice de muscovit și biotit, în general cloritizat, cu lungimea mare de 0,5 mm, dispuse atât pe planele  $S_0$ , cît și reorientate pe  $S_1$ . Mineralele de neoformăție, stilpnomelanul și sericitul, apar pe planele  $S_1$  și dau cristale mult mai fine, cu dimensiunea mare submilometrică.

Asociația gresii-microconglomerate-argilite grafitoase este bine dezvoltată pe versantul nordic al Muntelui Branul, pe versantul drept al Rîului Mare, deasupra barajului Tomeasa, și pe pîrîul Zeicu. Gresii negricioase, mai fine sau mai grozioare, de la cuarțitice la bogate în ciment carbonatic, întotdeauna muscovitice, apar asociate strîns atât cu microconglomerate negre cuarțoase (ce ajung însă uneori la conglomerate cu elemente centimetricce — Picioarul Branului, cota 1426, sau ultimele aflorimente din baza danubianului superior de pe pîrîul Zeicu), cît și cu siltite sau chiar argilite grafitoase (zona de confluență a Lăpușnicului Mic cu Lăpușnicul Mare, versantul drept al Rîului Ses).

Calcarele aparținînd cu siguranță sedimentarului de Lăpușnic apar asociate gresiilor carbonatice și calcarelor grezoase, sunt detritice, au entroce și nu prezintă budine de șisturi cristaline — versanții Lăpușnicului între Gura Apei și confluența cu Rîul Ses, ultimul kilometru pe Rîul Ses înainte de confluența cu Rîul Mare, galeria de aducție secundară între portal și metrul 637, versantul stîng al Lăpușnicului Mic aval de pîrîul Barăcii. Aceste calcar sunt însă greu de deosebit și separat cartografic de calcarele cu budine și lame de șisturi cristaline care ar putea apartine grupului Zeicani, Gherasi et al. (1973) au identificat palinomorfe jurasicice în unele gresii calcaroase și calcare, dar posibilitatea existenței unor calcare mai vechi nu trebuie exclusă, deoarece pe pîrîul Zeicului aflorează calcare în alternanțe de la cărbabile pînă la metrice și chiar milimetricce cu gnaise micacee cu granat.

Conglomeratele au fost semnalate de Gherasi (1937) în Muntele Branul, sub șisturile verzi și deasupra altor roci sedimentare ale zonei de Lăpușnic. Aici ele aflorează pe pintenii din versanții pîrîului Barăcii,

surmontând argilitele cuarțoase și suportând milonitele verzi și albe de Zeicani din vîrful Branul. Spre vest, ele pot fi urmărite ca o fîșie cu o grosime de circa 100 m (la altitudini între 1550-1650 m) în bazinul pîrului Merila, stînd peste amfibolite, gnaise micacee cu granat sau cuarțite migmatizate și suportând aceleași milonite din vîrful Branul. Ultima apariție pe care am remarcat-o este în versantul stîng al Merilei, dar nu este exclus ca ele să mai persiste și mai spre vest, într-o zonă unde afluenții stîngi ai Rîului Șes și crestele secundare dintre ei sănătătoare acoperite cu blocuri de retromorfite. Aceste conglomerate (de Merila) au elemente în general centimetric de roci cuarțo-feldspatice albe, de roci cloritoase verzi, de cuarțite sau de gnaise micacee, aplatizate și sudate grație unei matrice grezoase, constituită din cuarț, plagioclaz și microclin. Uneori granulația scade la milimetrică și elementele de cuarț negru devin predominante, iar roca este identică cu microconglomeratele asociate gresiilor. În matrice se observă blasteza unei mice incolore fine pe un plan paralel cu cel de aplatizare a elementelor, iar sub șisturile cristaline ce le încalcă, conglomeratele trec gradat la o rocă fină șistoasă, ce apare la microscop ca un milonit cuarțos.

Gherasi et al. (1973) au admis pentru depozitele din regiunea Gura Apei, atribuite jurasicului, un metamorfism alpin în faciesul șisturilor verzi, în care a avut loc blasteza cloritului, cloritoidului și sericitului. Cloritoidul apare însă în filitele devoniene de Vidra, iar ultimele minerale menționate sănătătoare sunt fie remaniate sedimentar, fie aparțin budinelor și lamelor de cristalin. Singurele minerale de neoformătie, pe care le-am observat în argilitele cuarțoase și gresiile din formațiunea de Lăpușnic, sunt o mică fină incoloră și stilpnomelan, a căror blasteză are loc paralel cu planele  $S_1$ . În acest caz, metamorfismul suferit de aceste roci poate fi considerat ca desfășurat la temperaturi foarte scăzute, dar cu stress ridicat, condiții caracteristice trecerii de la anchizonă la faciesul șisturilor verzi.

#### 4.3. Structura unității danubiene superioare de Poiana Mărului

Limitată atât la partea superioară, cât și la cea inferioară, de plane de șariaj alpine, unitatea danubiană superioară ce aflorează în regiunea Gura Apei prezintă o structură extrem de complexă, schițată în profilele prezentate de Gherasi (1937) și detaliată de Comeagă (1960) și de Gherasi et al. (1973). Diferitele roci sedimentare sunt antrenate, împreună cu retromorfitele de Zeicani, în cute și încălecări cu amplitudini și orientări variate, adesea recutate, ce fac imposibilă urmărirea în deschideri a tuturor limitelor, într-o regiune atât de împădurită. Pe baza rețelei de profile obținute în cartarea la scară 1 : 10.000 pe care am efectuat-o, a unor deschideri favorabile (cum sunt cele din drumul de contur sau cele din versantul stîng al Lăpușnicului Mic) și a elementelor structurale măsurate ( $S_0$ ,  $S_1$ , axe de cute minore, șarniere), am realizat interpretarea pe care o prezentăm pe harta și profilele geologice anexate (Pl. 1).

Încălecările cele mai importante sunt cele ale șisturilor cristaline de Zeicani peste argilitele și calcarile din versantul stîng al Rîului Șes (în zona Șeaua Iepii, Plaiul Corciovei, Fața Fetei) considerată încălecarea din baza șisturilor verzi (Gherasi, 1937) și încălecarea retromor-

fitelor din vîrful Branul peste conglomeratele din bazinul Merilei și peste pelitele din versantul stîng al Lăpușnicului Mic ; unind această linie cu încălecarea din zona Roscol (unde sub retromorfite verzi afloreză argilite cuarțoase), rezultă o altă linie tectonică importantă.

În afara acestor încălecări majore, structura danubianului superior din regiunea Gura Apei este determinată de existența unor cute strînsse pînă la izoclinale, cu plan axial în mare EW, deversate spre nord și însotite de dezvoltarea penetrativă a clivajului axial ( $S_1$ ) care șterge, mai ales în argilite, structurile sedimentare (Morariu, 1976). Contactele dintre diversele tipuri litologice, sau dintre acestea și lamele de roci metamorfice amintite mai sus, se fac frecvent după planele de clivaj axial, dovedind că alternanțele litologice cartate sunt datorate unor cute izoclinale. Poate cea mai elocventă dintre aceste cute este cea observabilă în versantul stîng al Lăpușnicului Mic, 700 m amonte de confluența cu Lăpușnicul Mare, unde o sinformă deversată, vizibilă pe 50 m, are în zona axială gresii cuarțitice negre și pe flancuri calcarate detritice (Pl. I, fig. 1).

Este important de subliniat că repetițiile litologice din cadrul formațiunii de Lăpușnic sunt repetiții tectonice, rezultate prin cutare strînsă, însotită frecvent de subierea pînă la dispariție a unora dintre flancuri, deși Pop (1963) a considerat drept olistolite calcarele și sisturile cristaline din masa argilitelor cuarțoase. Cutile vizibile sunt numeroase aflorimente din toată aria de aflorare a formațiunii de Lăpușnic și din toate tipurile litologice descrise infirmă acest ultim punct de vedere, constituind, totodată, argumente puternice în favoarea primului.

Astfel, în rocile negre psefito-psamitice din versanții Lăpușnicului, aval și amonte de Gura Apei, cît și pe Lăpușnicul Mic, imediat amonte de confluența cu Lăpușnicul Mare, se păstrează cute culcate strînsse cu gresii, microconglomerate și argilite grafitoase în alternanțe centimetrice-decimetrice. Datorită diferenței de competență dintre litologile implicate, în aceste cute stratificația este ușor observabilă în stratele grezoase, pe cind în argilitele grafitoase clivajul axial penetrativ este elementul structural evident.

În calcarele de Lăpușnic de pe Rîul Mare, 200 m amonte de confluența cu valea Tomeasa și din versanții stîngi ai Lăpușnicului Mic și Lăpușnicului Mare, stratificația formează cute culcate izoclinale, intrafoliale, între planele  $S_1$  (Pl. II, fig. 2 ; Pl. III, fig. 1). Calcarele de vîrstă discutabilă, ce aflorează pe versantul stîng al Rîului Șes, în versantul drept al pîrîului Barăcii sau în versantul stîng al Lăpușnicului Mare prezintă cute intrafoliale dezradăcinat și numeroase șarniere relicte cu budine de milonite verzi, cloritoase, uneori amfibolice și albe, cuarțofeldspatice, dovezi ale transpoziției structurale avansate (pl. III, fig. 2).

În argilitele cuarțoase din versantul stîng al Lăpușnicului Mare, clivajul  $S_1$  șterge, în general, lamația sedimentară fină, dar în unele aflorimente (afluentul stîng amonte de pîrîul Cascadelor, pîrîul Dorului), precum și în numeroase fragmente, se poate observa stratificația formind cute intrafoliale între planele  $S_1$ .

Structurile majore  $B_1$  sunt afectate de o cutare ulterioară largă cu axe N-S și plane axiale verticale, ce ondulează planele  $S_1$ . După

observații făcute în șeaua Branului, unde se remarcă o asemenea cutare largă, cu amplitudini de zeci de metri, a gnaiselor micacee din pînza getică cu calcarele cristaline danubiene, este probabil ca această ultimă fază de cutare observabilă în unitatea danubiană superioară să fie ulterioară șariajelor.

### 5. Unitățile getice

Unitățile danubiene suportă, datorită importantului șariaj alpin pus în evidență de Murgoci (1912), unități getice constituite din șisturi cristaline de Sebeș-Lotru și diverse formațiuni sedimentare slab metamorfozate atribuite permianului și cretacicului de Gherasi (1937). Dacă din Rîul Șes și pînă în Lăpușnicul Mic danubianul este încălecătat de șisturi cristaline tipice seriei de Sebeș-Lotru, ce prezintă doar în apropierea planului de șariaj o milonitizare avansată și fac parte din marea unitate a pînzei getice propriu-zise, în versantul stîng al Lăpușnicului Mare, valea Soarbele și versantul drept al Cernișoarei situația este mai complexă și se poate recunoaște cel puțin încă o unitate tectonică, tot getieă datorită caracteristicilor de litologie inițială și metamorfism ale șisturilor cristaline (tip Sebeș-Lotru), care apar atât ca suport al unor formațiuni sedimentare mai noi, cît și ca elemente remaniate în cadrul acestora. Deși Murgoci (1912), Gherasi (1937) și Manolescu (1940) au recunoscut existența, în regiunea amintită, sub șisturile cristaline tip grupul I Mrazec (descrise ulterior ca serie de Sebeș-Lotru) a unor formațiuni sedimentare ce le remaniază, pe hărțile geologice prezentate de acești autori pînza getică este limitată la ultimele apariții de cristalin. Totuși, Gherasi a trasat, pe harta publicată în 1937, între zona Soarbele — considerată sedimentar cretacic al pînzei — și jurasicul cuverturii autohtone, o linie tectonică de același tip cu cea din baza șisturilor cristaline de Lotru. Pe hărțile publicate însă ulterior — Gherasi (1962, 1973), Pop (1963), hărțile geologice ale României, scara 1 : 200.000 și 1 : 1.000.000 — zona Soarbele devine cretacic superior danubian; după harta 1 : 500.000 (1959) și Morariu (1976), această arie este conferită carboniferului danubian, dar Kräutner et al. (1981) au separat-o ca o entitate tectonică distinctă — unitatea danubiană superioară de Borăscu. După Berza et al. (1982), această unitate este constituită din șisturi cristaline și formațiuni sedimentare asemănătoare celor din pînza getică propriu-zisă, reprezentând tot o unitate getică.

#### 5.1. Unitatea de Borăscu

Această unitate poate fi urmărită în versantul stîng al Lăpușnicului Mare și în valea Soarbele, prezentându-se ca o lamă discontinuă cu o grosime de cîteva sute de metri, ce are o întrerupere între pîrîul Galbena și pîrîul Paltina, zonă în care pînza getică propriu-zisă vine în contact direct cu argilitele danubiană superioare ale formațiunii de Lăpușnic. În constituția acestei unități intră roci apartinînd seriei de Sebeș-Lotru și formațiunilor de Sturu, Izvorul Paltinei și Soarbele (Berza et al., 1982).



Sisturile cristaline de Sebeș-Lotru sunt reprezentate prin milonite, micacee, mai rar amfibolice, care au fost confundate, mai ales în versantul stâng al Lăpușnicului Mare, datorită brecifierii tectonice avansate, cu conglomerate. Ele apar strîns cutate, uneori chiar în cete de ordinul zecilor de metri, cu calcarenite micațee de Soarbele. Atunci cînd constituie baza unității de Borăscu (pîrul Dorului), pe cîțiva metri deasupra contactului cu argilitele de Lăpușnic găsește micacee săturate intens filonitizate (Gherasi, 1937).

*Formațiunea de Sturu* (Permian?) aflorează la partea superioară a versantului stâng al Lăpușnicului Mare, în versantul drept al pîrului Paltina și în valea Soarbele (unde este încălecată de pînza getică propriu-zisă reprezentată fie prin sisturi cristaline, fie prin aceeași formațiune permiană) și este constituită din conglomerate și gresii verzu sau violacee, alcătuite exclusiv din fragmente de sisturi cristaline tip Sebeș-Lotru.

*Formațiunea de Izvorul Paltinei* reprezintă o altă asociație litologică ce aflorează la partea superioară a versantului drept al Paltinei și în valea Soarbele. Ea este alcătuită din conglomerate cuartoase, gresii, siltite și argilite micațee, de culoare neagră, atribuite de Gherasi (1937) sedimentarului getic datorită abundenței deosebite a micelor remaniate. Conglomeratele din această asociație remaniază atât fragmente de sisturi cristaline de Sebeș-Lotru, cît și de gresii violacee permiene, dar atunci cînd granulația scade se trece la microconglomerate cuartoase. Probe prelevate atât din versantul drept al văii Paltina (siltite micațee chiar la izvorul principalului fir de apă, cota 1840), cît și din versantul stâng al văii Soarbele, au fost analizate de Adina Visarion, care a identificat în ele o bogată asociație de palinomorfe cretacice, între care cîteva genuri specifice intervalului Aptian-Albian (Adina Visarion, în Berza et al., 1982).

*Formațiunea de Soarbele*\* aflorează atât în versantul drept al văii Paltina și în circul Soarbele, cît și în versantul stâng al Lăpușnicului Mare. Rocile tipice pentru formațiunea de Soarbele sunt calcare grezoase micațee de culoare cenușie sau verzuie, mai rar violacee, căror alterație atmosferică le conferă o nuanță brună caracteristică. Canticitatea de calcit variază foarte mult, uneori chiar la scară secțiunii subțiri, în care caz alternanța laminelor carbonatice cu altele de quart și mica definește stratificația  $S_0$ . Chiar și atunci cînd proporția de quart detritic este infimă și se ajunge la calcar, se remarcă prezența paietelor remaniate de muscovit sau biotit, conferind acestor calcară o particularitate ce le face ușor de recunoscut. O altă caracteristică a lor este intersecția, la unghiuri variate dar în general mici, a stratificației ( $S_0$ ) cu un clivaj axial penetrativ ( $S_1$ ) dispus la intervale de 1-10 mm, vizibilă în aflorimente și blocuri datorită alterării diferențiale a păturilor mai bogate sau mai sărace în carbonat.

\* Pop (în Berza et al., 1983) grupează în subformațiunile de Măneasa și Paltina (subdiviziuni ale formațiunii de Cernișoara — Turonian superior?—Senonian — a grupului de Soarbele, considerat ca făcînd parte din cuvertura sedimentară danubiană) rocile descrise de noi în formațiunile de Soarbele și Izvorul Paltinei.

În versantul drept al văii Paltina se poate observa cum calcaratele grezoase alternează cu bancuri metrice de conglomerate și breccii poligenе care remaniază șisturi cristaline de Sebeș-Lotru sau calcare cu entroce (Gherasi, 1937). Trecerea de la calcarenite la conglomerate are loc pe cîțiva decimetri, astfel încît pare justificată atribuirea ambelor litologii aceleiași formațiuni.

### 5.2. Structura unităților getice

Structura de detaliu a pînzei getice propriu-zise nu a făcut obiectul cercetărilor noastre, dar cea a unității de Borăscu a constituit o problemă pentru care am încercat diferite rezolvări. Gherasi (1962) și Pop (1963; în Berza et al., 1983) au considerat drept cretacic superior danubian depozitele atribuite de noi formațiunilor de Izvorul Paltinei și Soarbele, deși ele stau peste permian getic sau șisturi de Sebeș-Lotru, pe care le și remaniază. Revenind la concepția exprimată de Gherasi (1937), Berza et al. (1982) au atribuit aceste formațiuni sedimentarului getic. În fișia de aflorare din versantul stîng al Lăpușnicului Mare se remarcă cutarea, în cîte izoclinale E-W deversate spre nord, a milonitelor micacee de Sebeș-Lotru cu calcarele grezoase de Soarbele. În versantul drept al văii Paltina și în circul Soarbele se poate presupune, pe baza observațiilor structurale la scară mezoscopică — care arată existența indiscutabilă a unor cîte minore deversate — o singură formă majoră strînsă cu formațiunea de Soarbele în ax, urmată spre exterior de formațiunea de Izvorul Paltinei, de formațiunea de Sturu și de șisturile cristaline de Sebeș-Lotru. Forma actuală de aflorare a acestor formațiuni s-ar datora unei recutări largi, într-o boltă antiformă cu planul subvertical și plonj nord-vestic. Structura recutată este secționată transversal, prin eroziune, în circul Soarbelor, și pe flancul estic al antiformei, în circul Paltina. Pe această structură majoră se suprapun ondulații largi, cu amplitudini de metri sau de zeci de metri, transversale, însotite local de cîte kink centimetrice și de un clivaj de crenulație. Implicarea în cîte asemănătoare a limitei dintre calcaratele danubiene de Stănuleti și gresiile și siltitele de Izvorul Paltinei, pe care o considerăm în acest punct planul de șariaj din baza unităților getice, bine vizibilă pe poteca ce coboară din șeaua Soarbele spre pîrul Paltina (unde au fost reprezentate și de Gherasi, 1937), conduce la concluzia vîrstei noi, post șariaj, a acestor cîte largi transversale, asemănătoare celor descrise mai sus în șeaua Branului.

### 6. Concluzii

Observațiile pe care le-am efectuat în ultimii ani în bazinul superior al Rîului Mare, una dintre zonele cu structură geologică cea mai complexă din Carpații Meridionali, ne-au condus la următoarele constatări :

1. Sistemul de falii Rîul Mare, care separă unitățile danubiene inferioare de Nucșoara și Petreanu, nu afectează depozite mezozoice, dar este acoperit, atît la capătul nordic cît și în cel sudic, de planul tec-



tonic alpin din baza danubianului superior; acest sistem de falii poate fi deci atât prealpin (mai probabil), cît și alpin, dar anterior șariajului danubian superior.

2. Depozitele mezozoice din versantul drept al Lăpușnicului Mare, și de la gura Paltinei în amonte și cele din versantul stîng, reprezintă indiscutabil cuvertura sedimentară danubiană inferioară. Cele din versantul stîng al Lăpușnicului Mare și din bazinul Rîului Șes, cutate strîns împreună cu cristalin din grupul Zeicanî, aparțin unității danubiene superioare de Poiana Mărului. Contactul anormal, marcat printr-o breccie tectonică vizibilă pe Rîul Mare, este mascat spre est de aluviuurile Lăpușnicului Mare, ce reprezintă, între Lunca Berhinei și gura Apei, o vale controlată tectonic.

3. Depozitele permiene și mezozoice (ultimele pro parte purtătoare de palinomorfe de vîrstă Aptian-Albian) cutate și solzate împreună cu cristalin din grupul Sebeș-Lotru în partea mijlocie a versantului stîng al Lăpușnicului Mare și în circurile Soarbele și Paltina (Zona de Soarbele — Gherasi, 1937), aparțin unei unități getice (de Borăscu), conform părerii exprimate de Murgoci (1912) și Gherasi (1937), care le-au considerat cuvertură sedimentară a pînzei getice.

4. Toate unitățile tectonice, dar cu precădere cea danubiană superioară de Poiana Mărului și cea getică de Borăscu, evidențiază un stil tectonic caracterizat prin cute strînse, frecvent izoclinale, orientate în general E-W și deversate spre nord, în care sunt antrenate atât depozite sedimentare, cît și fundamentalul cristalin. Această fază de cutare pare a fi precursoare cu puțin șariajelor alpine getic și danubian superior, ce au avut loc atunci cînd posibilitățile de comprimare internă a unităților majore au fost depășite. Cutele formate ulterior șariajelor sunt vizibile atât în cadrul unităților, cît și atunci cînd aflorimente favorabile permit observarea planelor de șariaj. Ele diferă ca stil și amplitudine de cutele majore pe care le afectează.

5. În bazinul Rîului Mare, metamorfismul alpin care a afectat formațiunile permno-mezozoice este limitat la blasteza unei mice albe și a stilpnomelanului în unitatea de Poiana Mărului, în timp ce în unitatea de Borăscu se formează un clorit.

În încheiere, mulțumim colegilor Dan Morariu, Adina Visarion, Ion Hârtopanu, Hans Kräutner și Ion Stănoiu pentru schimbul de idei și informații avut pe teren sau în institut, iar lui Ioan Radu, inginer sef al Șantierului Baraj Tomeasa, îi aducem calde mulțumiri pentru sprijinul acordat cu deosebită amabilitate.

## BIBLIOGRAFIE

- Berza T., Seghedi A., Iancu V., Hârtopanu I., Hârtopanu P., Visarion A., Medesan A., Udrescu C., Năstaseanu S., Morariu A. (1982) Raport. Arhiva Institutului de Geologie și Geofizică.
- Pop Gr., Seghedi A., Iancu V., Hârtopanu I., Hârtopanu P., Năstaseanu S., Udrescu C., Visarion A., Folea S. (1983 a) Raport. Arhiva Institutului de Geologie și Geofizică.



- Seghedi A. (1983) The crystalline basement of the Danubian Units in the Central South Carpathians: constitution and metamorphic history. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, București.
- Kräutner H. G., Dimitrescu R. (1983 b) Nappe structure in the Danubian from the central part of the South Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.* LIX, București.
- Dinitrescu R. (1983) Danubianul munților Retezat și Petreanu în regiunea Râului Mare. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* LXX, București.
- Gherasi N. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les monts Godeanu et Tarcu. *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII, p. 1-78, București.
- (1962) Pinza Getică în partea orientală a munților Godeanu. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* XLVIII, București.
- Mureșan M., Mureșan G., Kräutner H., Kräutner F., Lupu M., Marinescu F., Savu H., Drăgulescu A. A. (1967) Harta geologică a României 1:200.000, foia Deva, Inst. Geol. Geofiz., București.
- Visarion A., Zimmermann P. (1973), Considerații asupra vîrstei unor sisturi cristaline și depozite sedimentare din autohtonul danubian, situate la marginea de nord a munților Godeanu (Carpații Meridionali), Acad. R.S.R., *Stud. Cerc. geol. geofiz. geogr., seria geol.* 18/2, p. 303-310, București.
- Zimmermann P., Zimmermann V. (1974) Report. Arhiva IPGG, București.
- Macaleț V. (1976) Raport. Arhiva IPGG, București.
- Kräutner H., Năstăseanu S., Berza T., Stănoiu I., Iancu V. (1981) Metamorphosed Paleozoic in the South Carpathians and Its Relations with the Pre-Paleozoic Basement, Asoc. Geol. Carpato-Balkanică, Congres XII, Ghid, București.
- Manolescu Gh. (1940) Observations géologiques dans le bassin supérieur des vallées de la Cerna et du Jiu Românesc. *C. R. Inst. Geol. Rom.* XXIV, București.
- Morariu D. (1972) Paleozoicul inferior din valea Lăpușnicului Mare. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* LVIII, București.
- (1976) Date noi asupra litostratigrafiei seriei epimetamorfice de Zeicanii și metaconglomeratele de Baicu din bazinul superior al Bistrei Mărului (Masivul Tarcu). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII, București.
- (1977) 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.
- Morariu A. (1977) Biostratigraphy of the carbonate deposits from the West Jiu springs (North-Easternmost part of Godeanu Massif). Acad. R.S.R., *Rev. Roum. Géol., Géofiz. Geogr., Série Géol.*, București.
- Morariu A. (1980) Raport, Arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
- Morariu A. (1982) A new structural model of the Tarcu-Râul Mare region (Tarcu, Petreanu, Godeanu massifs). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* LXVII/5, București.
- Mrazec M. (1904) Sur les schistes cristallins des Carpthes Méridionales (versant roumain). *C. R. IX-e Congr. Géol. Internat.* de Vienne.
- Mureșan M. (1980) Replissements alpins régionaux des métamorphites précamбриennes et paléozoïques de la chaîne carpatique. Un exemple : Carpates Orientales. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVII, București.
- Murgoci G. (1912) The geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R. XI-e Congr. géol. internat.* 1910, Stockholm.

- Năstăseanu S. (1975) General outlook on the Paleozoic of the Danubian Autochthonous (South Carpathians). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI, Bucureşti.
- Morariu D., Visarion A. (1978) Metamorphosed Paleozoic Formations from the Central Part of the Southern Carpathians. Acad. R.S.R., *Rev. roum. géol., géof., géogr., série Géol.*, XXII, Bucureşti.
  - Nopcsa Fr., Baron V. (1905) Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulaféhérvár, Deva, Ruszka bánya u. d. rumän. Landesgrenze. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.*, Bd. XIV, Heft 4, Budapest.
  - Pavelescu L. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de SE a munților Retezatului. *An. Com. Geol.*, XXV, p. 119-210, Bucureşti.
  - (1958) Geologia Carpaților Meridionali. *An. Rom. Ser. Geol. Geogr.*, 3 (36), p. 5-25, Bucureşti.
  - Pop Gr. (1963) Contribuții la cunoașterea Paleozoicului și Mezozoicului din părțile de est și nord-est ale masivului Godeanu (Carpații Meridionali). Acad. R.S.R., *Géol. géofiz. géogr., seria geologie*, VIII/3, Bucureşti.
  - Schafarzik Fr. (1901) Über die geologischen Verhältnisse der SW-lichen Umgebung von Klopotiva u. Malomvitz. (Bericht über die im Jahre 1898 im westlichen Retyezat-Gebirge aufgenen geol. Spezialaufnahme). *Jahresber. d. k. ung. geol. R.-A. f.* 1898, Budapest.
  - Stănoiu I. (1973) Zona Mehedinți-Retezat, o unitate paleogeografică și tectonică distinctă a Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol.* LIX, 5, p. 127-171, Bucureşti.

## THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE NORTHERN SLOPE OF THE GODEANU MOUNTAINS (SOUTH CARPATHIANS)

(Summary)

The Geological structure of the Rîul Mare basin (the northern slope of the Godeanu Mts, the south-western end of the Retezat Mts and the southern part of the Tarcu — Petreanu Mts) is extremely complicated. Several tectonic units (nappes) are present, each consisting of metamorphic, sedimentary or igneous rocks. The main tectonic units — the Lower Danubian Units, the Upper Danubian Poiana Mărului Unit and the Getic Units are the result of alpine tectonics.

The Lower Danubian Units (the Retezat — Parâng, Nucșoara and Petreanu units in the Rîul Mare area) consist of several prealpine tectonic units, with the same cover of Permo-Mesozoic deposits.

The Retezat — Parâng Unit consists of more or less retrogressed amphibolites and gneisses (the Drăgășan Group) and the Retezat Granodiorites. This unit is thrusted to the west onto the Nucșoara Unit (biotite ± garnet gneisses, amphibolites and migmatites of the Rîușorul Formation). The Petreanu Unit crops out westward, across the Rîul Mare Fault System; its basement consists of the Bodu Formation.



(quartzites, amphibolites, gneisses and crystalline limestones) feldspathized by the Petreanu Augen Gneisses and cut by the Virful Pietrii Granite; the cover of this unit is the Vidra Formation, ascribed to the Devonian (conglomerates, sandstones, slates  $\pm$  chloritoid).

The Lower Danubian sedimentary cover, exposed in the Albele-Stănuștei — Piatra Iorgovanului Mts, consists of red or green slates sandstones or conglomerates assigned to the Permian, white Eojurassic arkoses and Neojurassic-Eocretaceous limestones.

The Lower Danubian Poiana Mărului Unit is made up by several slides and recumbent isoclinal folds involving the Zeicani Group polymetamorphic rocks (retrogressed amphibolites, biotite-muscovite  $\pm$  garnet gneisses, migmatites and crystalline limestones probably Precambrian) and the very low grade rocks of the Lăpușnic Formation (slates, sandstones, conglomerates and limestones, ascribed to the Jurassic).

The Getic Borăscu Unit consists of the Precambrian Sebeș-Lotru (mylonitic mica gneisses, amphibolites and migmatites), the Sturu Formation (red or green conglomerates and sandstones ascribed to the Permian), the Izvorul Paltinei Formation (conglomerates, sandstones and black slates assigned to the Mid Cretaceous) and the Soarbele Formation (detrital limestones and conglomerates, possibly belonging to the Cretaceous).

#### ÎNTREBĂRI

Gr. Pop : 1. Cum explicați prezența unor olistolite de roci provenind din calcarele și arcozele mezozoice de tipul celor din sectorul Stănuște-Piule, în formațiunea de Lăpușnic de pe versantul drept al văii Paltina (sub Stănuște) ?

2. Care sunt deosebirile între cele două formațiuni considerate aparținând pînzei getice (Izvorul Paltinei și Soarbele) ?

Răspuns : 1. În versantul drept al Văii Paltina, poteca ce coboară spre Lunca Berhinei străbate întîi o morenă suspendată, apoi se angajează în serpentine strînse ce coboară o culme spre albia Lăpușnicului Mare. După cum s-a arătat mai de mult (Gherasi, 1962), acea culme evidențiază existența unei falii paralele cu Valea Lăpușnicului, ce are ca efect apariția la cota 1400 a gresiilor subjacente calcarelor, care apoi reapar de sub gresii. După această repetiție, poteca se orientează spre W și se intră în argilitetele formațiunii de Lăpușnic, ce nu conțin olistolite de calcar de tip Stănuște, sau de arcoze liasice.

2. Formațiunea de Soarbele constă din roci mai mult sau mai puțin carbonatice, în general verzui, de la calcar cu rare fragmente de cuart și mice, pînă la silturi, gresii sau conglomerate și breccii grosiere cu ciment carbonatic. Roca tipică pentru această formațiune, ce apare atît în zona din versantul stîng al Lăpușnicului Mare, cît și în interfluviul Paltina-Soarbele, este un silit carbonatic verzui, în care lamine bogat carbonatice alternează cu altele detritice la scară submilimetrică, indicînd stratificația So, iar un clivaj de fractură plan axial reprezentă foliația S<sub>1</sub>. Rocile formațiunii de Soarbele nu au furnizat pînă în prezent fosile ce ar permite datarea lor, dar conglomeratele remaniază și siltite roșii atribuite Permianului. Formațiunea de Izvorul Paltinei contras-

tează prin absența rocilor carbonatice și culoarea neagră a argilitelor, siltitelor, gresiilor și conglomeratelor ce formează o asociatie ușor de distins atât de rocile formațiunii de Soarbele cît și de cele ale formațiunii de Sturu. Aceste clastite negre au oferit o asociatie de palinomorfe, studiată de A. Visarion, caracteristică intervalului Aptian-Albian.

## DISCUTII

Gr. Pop : Fără îndoială lucrarea prezentată cuprinde date și idei detaliate și interesante, mai ales de ordin petrologic și petrotectonic, pentru care autorii merită felicitări. Unele interpretări însă ni se par lipsite de un suport faptic corespunzător. Astfel, depozitele atribuite formațiunii de Lăpușnic de la nord de Stănuști reprezintă partea inferioară a unei formațiuni de olistostromă cretacic superioară, iar noile formațiuni propuse (de Izvorul Paltinei și de Soarbele), atribuite domeniului getic, nu reprezintă decât partea superioară a aceleiași formațiuni, dar care după opinia noastră aparține domeniului danubian. Această parte superioară, destul de larg răspândită în aria externă a domeniului danubian, cuprinde blocuri și corperi enorme de roci cristaline getice asociate uneori cu cuvertura lor sedimentară, reprezentată uneori prin grezo-conglomerate violacee permisiene puse în loc pe cale gravitațională. În această situație separarea unității de Borăscu, cel puțin în partea estică a regiunii studiate, nu mai poate fi justificată.

A. Gurău : Din explicațiile autorului și completările făcute de V. Iancu, ar rezulta că s-a folosit o terminologie care să reflecte succesiunea fenomenelor :  $S_0$  pentru stratificație și  $S_1$  pentru clivajul axial. Aș dori să subliniez că după evenimentul  $S_0$  urmează evenimentul  $S_1$ , iar acesta trebuie să fie paralel cu  $S_2$ . Ulterior evenimentului  $S_1$  se succede evenimentul  $S_2$  care reprezintă un clivaj de forfecare. Dacă succesiunea evenimentelor ar fi continuat, ar fi trebuit să avem de-a face cu un  $S_1 \parallel S_2$ .

T. Berza : În analiza structurală a formațiunilor cu metamorfism incipient de Lăpușnic, Sturu, Soarbele, și Izvorul Paltinei am folosit pentru elementul planar definit de alternanțele sedimentare inițiale și de dispoziția preferențială a folosilicătilor detritici, indicele  $S_0$ . Clivajul plan-axial (de tip fractură în stratele grosiere, de crenulație în cele fin granulare și micacee) al cutelor  $B_1$  în care sînt implicate planele  $S_0$  a fost notat  $S_1$ . Nu am considerat necesară notația  $S_0$  și  $S_2$  ( $S_{01}$ ) pentru aceste plane, deoarece pe planul  $S_0$  nu se observă blasteză metamorfică, aceasta (folosilicat incolor, eventual cuarț, calcit, stilpnomelan) avînd loc paralel cu  $S_1$ .

M. Săndulescu : Plecînd de la ipoteza prezentată de autori, cîteva comentarii ce privesc mai ales unitatea de Borăscu credem că se impun. Prezența fenomenelor de metamorfism alpin în această unitate constituie, după părerea noastră, un argument în favoarea atribuirii lor la domeniul getic. Ea poate fi considerată ca o unitate infragetică (nu în sens Ghica-Budești ci în sens tectonic) a cărei prezență preșariaj era în pinza getică și în domeniul de Severin. Ea ar fi trebuit să fie antrenată în procese de șariaj încă din mezocretacic atunci cînd pinza getică a acoperit în bună parte domeniul de Severin. Dacă în formațiuni aparținînd unității de Borăscu se găsesc microfosile senoniene (cf. Stănoiu) atunci întreaga problematică privind succesiunea fenomenelor tectonice și/sau de metamorfism devine extrem de complicată și probabil și cadrul structural regional trebuie reconsiderat.

I. Stănoiu: Formațiunea de Lăpușnic reprezintă membrul inferior (de Jghiabu), iar unitatea de Borăscu corespunde membrului superior (complexul de Obîrșia) al formațiunii de Mehedinți din unitatea Mehedinți — Retezat (Stănoiu, Visarion — 1983).

Ivirile, cu dimensiuni gigantice, de șisturi cristaline intens metamorfozate și conglomerate roșii, ar reprezenta lambourile unor pînze de decolare gravitațională subacvatică (pînzele de Obîrșia), ca și serpentinitele, dolerit-bazaltele și șisturile cristaline asociate complexului de Obîrșia din podișul Mehedinți și de la Vălari.

Conglomeratele roșii atribuite permianului apar întotdeauna în baza cristalinului getic din peticul Godeanu (alipite planului de șariaj) sau în mijlocul formațiunii de Izvorul Paltinei, în argilitele căreia sunt prezente rugoglobigerinide de tip senonian. La sud de Pecinișca, roci identice apar tot în baza cristalinului getic din peticul de Bahna sau ca olistolite în complexul de Obîrșia..

## EXPLANATION OF PLATE

### Plate I

Geologic map of the northern slope of the Godeanu Massif.

Quaternary : 1, alluvia, terraces, moraines, detritus. Getic Units : Getic Nappe s.s. : Permian : 2, Sturu Formation (conglomerates, sandstones) ; Precambrian : 3, Sebeș-Lotru Series (micaceous gneisses, amphibolites, migmatites). Borăscu Unit : 4, Soarbele Formaton (limestones, conglomerates) ; Albian-Aptian ; 5, Izvorul Paltinei Formation (siltstones, sandstones, conglomerates); Permian: 6, Sturu Formation (conglomerates, sandstones) ; Precambrian : 7, Sebeș-Lotru Series (micaceous gneisses, amphibolites, migmatites). Upper Danubian Units : Poiana Mărului Unit: Mesozoic : Lăpușnic Formation : 8, quartz argillites ; 9, limestones and sandstones with columnalia ; 10, microconglomerates, sandstones, argillites ; 11, Merila conglomerates ; 12, limestones with boudined crystalline schists ; Precambrian : 13, Zeicanî Group (amphibolites, quartz-feldspar gneisses, biotite gneisses, micaceous gneisses). Lower Danubian Unit: Lower Cretaceous-Middle Jurassic : 14, limestones ; Lower Jurassic : 15, arkoses, sandstones ; Permian : 16, red sandstones and siltstones. Retezat-Paring Unit : Precambrian : 17 a, Drâgșan Group (amphibolites, migmatites) ; 17 b, Retezat granitoids. Nucșoara Unit : Precambrian ? : 18, Rîușoru Formation (biotite mylonites). Petreanu Unit : Devonian : 19, Vidra Formation (metaconglomerates, quartzites, phyllites) ; Precambrian : 20 a, Bodu Formation (quartzites, amphibolites, crystalline limestones) ; 20 b, augengneisses of Petreanu type ; 21, unconformity ; 22, lithologic boundary ; 23, main fault ; 24, thrust ; 25, Alpine nappe ; 26, Prealpine nappe.



## EXPLICATIA PLANSELOR

### Planșa II

- Fig. 1. — Cută intrafoliale ( $B_1$ ) în calcare de Lăpușnic, formațiunea de Lăpușnic. Rîul Mare, amonte de confluența cu v. Tomeasa.  
 Intrafolial folds ( $B_1$ ) in the Lăpușnic limestones, Lăpușnic Formation. Rîul Mare, upstream the confluence with Tomeasa Valley.
- Fig. 2. — Cută strinse ( $B_1$ ) în calcar de Lăpușnic. Drum de contur Lăpușnicul Mic.  
 Tight folds ( $B_1$ ) in Lăpușnic Limestone. Lăpușnicul Mic contour road.

### Planșa III

- Fig. 1. — Transpoziția foliației în calcare cu amfibolite, formațiunea de Lăpușnic. Drum de contur, Lăpușnicul Mare.  
 Transposition of foliation in amphibolites and limestones, Lăpușnic Formation. Lăpușnicul Mare contour road.
- Fig. 2. — Budine de cuarț în șarniere de cută intrafoliale. Calcar de Lăpușnic, drum de contur, Lăpușnicul Mic.  
 Quartz boudins in intrafolial fold hinges. Lăpușnic Limestone. Lăpușnicul Mic contour road.

### Planșa IV

- Fig. 1. — Cută intrafolială ( $B_1$ ) în gresii cărbo-natice, formațiunea de Lăpușnic. Lăpușnicul Mare, amonte de confluența cu Lăpușnicul Mic.  
 Intrafolial fold ( $B_1$ ) in carbonate sandstones, Lăpușnic Formation. Lăpușnicul Mare, upstream the confluence with Lăpușnicul Mic.
- Fig. 2. — Cută concentrică culcată ( $B_1$ ) în gresii și microconglomerate negre, formațiunea de Lăpușnic. Lăpușnicul Mic.  
 Concentric recumbent fold. ( $B_1$ ) in black sandstones and microconglomerates, Lăpușnic Formation. Lăpușnicul Mic.

### Planșa V

- Fig. 1. — Cută strinse ( $B_1$ ) în argilite de Lăpușnic, Rîul Mare.  
 Tight folds ( $B_1$ ) in Lăpușnic slates, Rîul Mare.
- Fig. 2. — Gnais migmatic de Sebeș-Lotru milonitizat („metaconglomerat”). Versantul stîng, Lăpușnicul Mare.  
 Mylonitized and migmatite-bearing Sebeș-Lotru gneiss (“metaconglomerate”). Left slope of the Lăpușnicul Mare.

### Planșa VI

- Fig. 1. — Intersecția  $S_0/S_1$ , cu reorientarea parțială a micelor sedimentare de-a lungul planelor  $S_1$ . Gresie micacee carbonatică, formațiunea de Lăpușnic, v. Lăpușnicului Mare. N ||, 9 ×.



$S_0/S_1$  intersection with partial reorientation of sedimentary micas along  $S_1$  planes. Carbonate mica sandstone, Lăpușnic Formation, Lăpușnicul Mare Valley. N ||, 9 ×.

Fig. 2. — Microcută izoclinală intrafolială a lui  $S_0$  în argilite cuarțoase de Lăpușnic. Lăpușnicul Mare. N ||, 9 ×.

Isothalic intrafolial microfold of  $S_0$  in the Lăpușnic slates. Lăpușnicul Mare. N ||, 9 ×.

Fig. 3. — Detaliu din fig. 2: intersecție  $S_0/S_1$  și blasteza stilpnomelanului pe planele  $S_1$ . N ||, 16 ×a

Detail of Fig. 2:  $S_0/S_1$  intersection and stilpnomelane blastesis along  $S_1$  planes. N ||, 16 ×.

Fig. 4. — Litoni de gresie (relicte de  $S_0$ ) reorientați paralel cu  $S_1$  în argilite cuarțoase de Lăpușnic. Lăpușnicul Mare, N ||, 9 ×.

Relicts of  $S_0$  (sandstone layers) reoriented parallel to  $S_1$  in the Lăpușnic slates. Lăpușnicul Mare, N ||, 9 ×.

### Planșa VII

Fig. 1. — Calcar grezos de Soarbele, cu rare lamele de muscovit detritic. Circul Soarbelor. N ||, 9 ×.

Soarbele calcarenite with sparse detrital muscovite lamellae. Soarbele cirque. N ×, 9 ×.

Fig. 2. — Laminație sedimentară ( $S_0$ ) în calcar de Soarbele. Circul Soarbelor. N ||, 9 ×.

Sedimentary laminations ( $S_0$ ) in Soarbele Limestone. Soarbele cirque. N ||, 9 ×.

Fig. 3. — Intersecție  $S_0/S_1$  în calcar de Soarbele, circul Soarbelor. Clivajul  $S_1$  foarte evident în laminele argiloase. N ||, 9 ×.

$S_0/S_1$  intersection in Soarbele Limestone, Soarbele cirque. The  $S_1$  cleavage is very obvious in pelitic laminae N ||, 9 ×.

Fig. 4. — Microacute kink asimetrice ale lui  $S_1$  în siltite de Soarbele, circul Paltină. N +, 9 ×.

$S_1$  cleavage in Soarbele siltstones, refolded by asymmetrical kink microfolds, Paltină cirque. N +, 9 ×.



Institutul Geologic al României

HARTA GEOLOGICĂ A RAMEI NORDICE A MASIVULUI GODEANU

0 250 500 750 m

CUATERNAR 1 Aluviuni, terase, morene, grohotisuri

#### LEGENDA

#### UNITĂȚI GETIC

PINZA GETICĂ S

- |                            |   |   |  |
|----------------------------|---|---|--|
| PERMIAN                    | 2 |  | Formația de Sturu<br>(conglomerate, gresii)                        |
| PRECAMBRIAN                | 3 |  | Seria de Sebeș - Lotru<br>(gnaise, micacee, amfibolite, migmatite) |
| <b>UNITATEA DE BORĂSCU</b> |   |   |  |
| ALBIAN-APTIAN              | 4 |  | Formația de Soarbele<br>(calcarene, conglomerate)                  |
| PERMIAN                    | 5 |  | Formația de Izvorul Palitnei<br>(siltite, gresii, conglomerate)    |
| PRECAMBRIAN                | 6 |  | Formația de Sturu<br>(conglomerate, gresii)                        |
| PRECAMBRIAN                | 7 |  | Seria de Sebeș - Lotru<br>(gnaise, micacee, amfibolite, migmatite) |

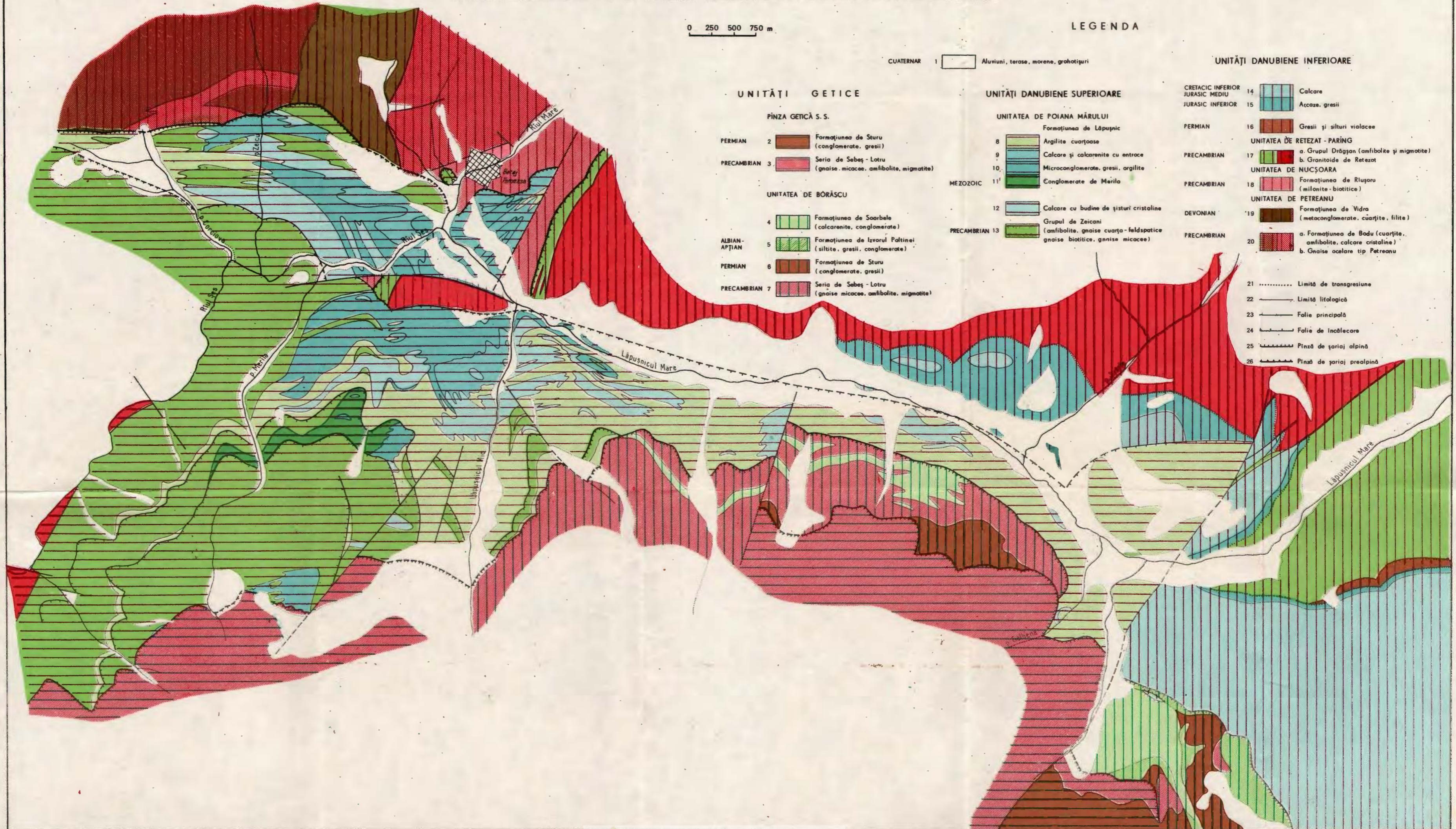
UNITĂȚI DANUBIENE SUPERIOARE

UNITATEA DE POIANA MĂRUL

- |             |    |  |   |
|-------------|----|--|---|
|             | 8  |  | Argilită cuartzoasă   |
|             | 9  |  | Calcare și calcarenite cu entroce   |
|             | 10 |  | Microconglomerate, gresii, argilită   |
| igmatite)   | 11 |  | Conglomerate de Merilo  |
| MEZOZOIC    |    |  |   |
|             | 12 |  | Calcare cu budini de șisturi cristalizante                                  |
|             | 13 |  | Grupul de Zeicani   |
| nei         |    |  | (amfibolite, gnoise cuartă - feldspatice, gnoise biotitice, gnoise micacee) |
| PRECAMBRIAN |    |  |   |

## UNITĂȚI DANUBIENE INFERIOARE

- |                   |    |   |  |
|-------------------|----|---|--|
| CRETACIC INFERIOR | 14 |  | Calcare  |
| JURASIC MEDIU     | 15 |  | Acoaze, gresii   |
| JURASIC INFERIOR  | 16 |  | Gresii și silturi violacee   |
| PERMIAN           | 16 |  | UNITATEA DE RETEZAT - PARÍNG   |
| PRECAMBRIAN       | 17 |  | a. Grupul Drăgășan (amfibolite și migmatite)<br>b. Granitoide de Retezat                           |
| PRECAMBRIAN       | 18 |  | UNITATEA DE NUCȘOARA<br>Formațiunea de Riușor<br>( milonite - biotitice )                          |
| DEVONIAN          | 19 |  | UNITATEA DE PETREANU<br>Formațiunea de Vidra<br>( metaconglomerate, cuarțite, filite )             |
| PRECAMBRIAN       | 20 |  | a. Formațiunea de Bodu (cuarțite, amfibolite, calcar cristaline)<br>b. Gnaise ocelare tip Petreanu |
|                   | 21 |  | Limită de transgresiune  |
|                   | 22 |  | Limită litologică  |
|                   | 23 |  | Folie principală   |
|                   | 24 |  | Folie de încârcare   |
|                   | 25 |  | Pinză de zariaj alpină   |
|                   | 26 |  | Pinză de zariaj prealpină  |



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

LITHOSTRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE  
DU CRISTALLIN DE LEAOTA  
ENTRE ALBEȘTI-VALLÉE DE GHIMBAV-VALLÉE DE BĂDEANCA  
(IEZER-LEAOTA)<sup>1</sup>

PAR

ION GHEUCA<sup>2</sup>, IOAN DINICĂ<sup>2</sup>

*Lithostratigraphy. Disjunctive tectonics. Plicative tectonics. Alpine orogeny. Lithostratigraphic subdivisions. Lithologic level. Gneisses. Schists. Albești Granite. East Carpathians — Crystalline-Mesozoic Zone — Leaota Mountains. South Carpathians — Getic and crystalline Supragetic Domains — Iezer Mountains.*

### Abstract

*Lithostratigraphic and Tectonic Study of Leaota Crystalline between Albești-Ghimbav Valley-Bădeanca Valley (Iezer-Leaota). The sequences of Voinești and Lerești formations assigned to Leaota Crystalline are studied in detail and two autochthonous granite layers are pointed out. The stratigraphic conformity and the metamorphism grade are proved petrographically. Plicative and disjunctive tectonics is considered.*

### Résumé

*L'objet de cette note est la succession des formations de Voinești et de Lerești du cristallin de Leaota avec la mise en évidence de deux niveaux de granites autochtons. On argumente pétrographiquement la continuité stratigraphique et le degré de métamorphisme. On analyse également la tectonique pli-citative et celle disjonctive.*

<sup>1</sup> Recue le 9 mai 1983, acceptée pour être communiquée et publiée le 27 mai 1983, présentée à la séance du 27 mai 1983.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș 1, R 79678, București, 32.



Le résultat de nos recherches entreprises pour la rédaction de la carte géologique de R.S.R. au 1 : 50 000, feuilles de Pietroșita et de Cimpulung-Muscel tout comme l'étude métallogénétique des minéralisations du versant ouest du massif de Leaota (Dinică et al., 1983) font l'objet de cette note.

### Aperçu historique

Puisque les ouvrages antérieurs concernant cette région s'occupent amplement de l'historique des recherches géologiques, nous ne nous présenterons que les aspects qui intéressent cette note.

Un précurseur des recherches lithostratigraphiques est Popovici-Hatzeg (1898) qui distingue deux entités „stratigraphiques“ qu'il rapporte à deux groupes admis par Mrazec dans les Carpathes Méridionales centrales : I<sup>er</sup> groupe (groupe inférieur) représentant ce qu'aujourd'hui est considéré en tant que formation de Voinești et II<sup>e</sup> groupe (groupe supérieur) représentant les formations de Lerești et de Călușu. Leur âge serait archaïque, respectivement paléozoïque, entre ces groupes existant des relations d'une concordance parfaite.

Streckeisen (1934) a insisté sur l'individualité des métamorphites d'Iezer-Păpușa et de Leaota, qui constituaient une séquence lithostratigraphique distincte (cristallin de Leaota), délimitée tectoniquement du soi-disant cristallin du Făgărăș.

Les bases de la lithostratigraphie moderne du cristallin de Leaota sont définies par Gherasi et Dimitrescu (Gherasi, 1952 ; Gherasi, 1956 ; Gherasi et Dimitrescu, 1964 ; Gherasi et al., 1966) qui, en séparant plusieurs zones métamorphiques (en fait des entités lithostratigraphiques, dénommées plus tard complexes ou formations d'après notre opinion), donnent pour la première fois une claire explication sur la succession des métamorphites, respectivement de la structure tectonique. Sur base des discordances stratigraphiques ou de métamorphisme on considère que les trois zones séparées („Voinești-Păpușa“, „Lerești-Tămaș“ et „Călușu-Tămașel“) représentent des cycles de sédimentation distincts.

Popovici (1978) soutient l'idée de la continuité entre les complexes de Voinești-Păpușa et de Lerești-Tămaș, mais apporte de nouveaux arguments pour la discordance du complexe de Călușu-Tămașel envisagé à titre de série („série de Călușu“).

Nos recherches (Gheuca et Dinică, 1981) ont relevé la disposition du granite d'Albești à un certain niveau lithostratigraphique, observation reconnue ultérieurement par tous les géologues étudiant cette région. Nous croyons que cet aspect a un support stratigraphique, le granite d'Albești étant formé „in situ“ par anataxie. Dimitrescu et Murariu (1982) considèrent que le granite d'Albești est un corps intrusif concordant, mis en place par le phénomène de „cauldron subsidence“.

### Lithostratigraphie

Nos efforts ont été dirigés vers la séparation de nouveaux repères lithostratigraphiques et la manière d'envisager les relations existantes entre les entités établies. Ont été principalement analysées la partie



plus profonde de la formation de Voinești et la partie supérieure de la formation de Lerești.

Puisque, selon notre opinion les métamorphites d'Iezer-Păpușa et de Leaota représentent une pile unitaire, sans discontinuités stratigraphiques, les dénominations antérieures (série de Cumpăna, série de Leaota, sensu Gherasi et Dimitrescu, 1964 ou sensu Popovici, 1978, série de Călușu) deviennent inopérantes. C'est pourquoi, à éviter une nouvelle dénomination, nous préférons pour cette pile le nom de cristallin de Leaota (Streckeisen, 1934). Il s'agit en réalité d'une série, vu l'acception donnée à ce terme pour les terrains métamorphiques de la Roumanie. Pour les subdivisions immédiates nous avons employé les termes de formation, conformément aux codes Hedberg, et de membre.

Nous admettons dans le cadre du cristallin de Leaota trois subdivisions lithostratigraphiques majeures, à savoir les formations de Voinești, de Lerești et de Călușu.

*La formation de Voinești* constitue la base de la pile métamorphique, affleurant sur une puissance qui ne dépasse pas 1000 m. Elle se développe à l'ouest de Leaota entre le bassin supérieur de la vallée de Bădeanca-vallée Olăneasca-Dragoslavele-vallée de Ghimbav et dans quelques boutonnières à l'ouest de Dîmbovița (Bughea-sommet de Măgura-Voinești-Valea Mare ; confluent entre les ruisseaux Tîrgului et Dobriașu ; bassin supérieur de la vallée de Bughea).

Sa partie inférieure se caractérise par la présence de quelques intercalations de gneiss œillés et de gneiss linéaires, à des intervalles de 100 à 200 m l'un de l'autre, dans une pile de paragneiss à muscovite et à albite, relativement monotones et contenant des micaschistes d'une manière subordonnée. Parce que la succession lithostratigraphique de cette pile n'est pas tout à fait clarifiée, nous avons tenu pour prématuée, présentement, sa subdivision en niveaux et par conséquent nous avons préféré de déterminer seulement quelques repères.

L'un, le plus profond, rencontré par nous, est celui des gneiss de la vallée Hotarului, désigné ainsi d'après le lieu où son apparition est la plus caractéristique. C'est un repère composite, formé des gneiss œillés qui par endroits passent à des gneiss linéaires ou bien des gneiss fins d'aspect ophitique. D'une manière subordonnée, il comporte aussi des amphibolites à clinopyroxène et à grenat (amphibolites éclogitiques ?), disposées à sa partie supérieure, ayant une épaisseur de 1 à 5 m. Il est possible que les gneiss de la vallée Hotarului représentent ce que Gherasi et al. (1970) aient décrit en tant que gneiss œillé de Mitarca.

Sur ce repère reposent deux intercalations de gneiss œillés ou de gneiss linéaires.

Vers la partie supérieure de la formation de Voinești se développe le granite d'Albești, comme un niveau pratiquement continu. Une description détaillée du granite a été antérieurement faite par nous (Gheuca et Dinică, 1981). Vu d'une part sa localisation conséquente au même niveau lithostratigraphique sur toute l'aire d'apparition et d'autre part la constance remarquable des particularités chimiques, minéralogiques, pétrographiques et structurales, nous estimons qu'il est



engendré par anataxie, dans des conditions d'ultramétamorphisme et ensuite de recristallisation „in situ“. Il a donc valeur de repère lithostratigraphique.

Enfin, à la partie terminale de la formation de Voinești la séquence de dessus du granite d'Albești a été séparée sous le nom de niveau des amphibolites de Bughea. Il a une puissance de 50 à 120 m et se caractérise par la présence des bandes discontinues d'amphibolites et de gneiss amphiboliques, d'épaisseurs métriques, intercalées dans des micaschistes et des paragneiss, surtout à la partie supérieure du niveau. C'est sa partie basale, sur 10 ou 20 m, qui est plus gneissique, présentant des affinités avec la séquence de paragneiss de dessous du granite d'Albești, mais pour des raisons d'ordre cartographique nous avons situé la limite à la partie supérieure du granite.

Les amphibolites contiennent en quelques points des noyaux d'éclo-gites. Elles ont été signalées antérieurement dans Valea lui Dăniș et dans la vallée de Bughița Albeștilor (Gherasi et al., 1971). Nous les avons rencontré dans les vallées de Runcu, de Rîu Tîrgului, immédiatement en amont du confluent avec la vallée de Dobriașu et aux sources de Valea Caselor, au-dessous du sommet Cioara.

Le niveau des amphibolites de Bughea comporte encore d'une manière sporadique des gneiss blancs, des calcaires cristallins et des quartzites, les derniers à sa limite supérieure.

*La formation de Lerești* se caractérise par la présence des schistes muscovito-chloriteux à porphyroblastes d'albite. La concordance de celle-ci avec la formation de Voinești est relevée, selon nous, par de forts arguments lithostratigraphiques (la succession du niveau des amphibolites de Bughea peut être poursuivie de près sur toute l'aire levée, une discordance angulaire avec les schistes à porphyroblastes d'albite étant exclue), métamorphiques (les minéraux métamorphiques index-grenat et la biotite se développant dans toute la succession du cristallin de Leaota) et paléothermométriques (voir Dimitrescu et Borcos; 1972).

Nous avons séparé dans la formation de Lerești plusieurs sous-divisions lithostratigraphiques.

Le niveau des schistes de Românescu est constitué de schistes muscovito-chloriteux à porphyroblastes d'albite, où apparaissent rarement des intercalations minces de schistes chlorito-amphibolitiques ou chlorito-épidotiques. Les intercalations de la partie supérieure du niveau contiennent fréquemment de la magnétite. L'une d'elles peut être poursuivie sur une longueur de 50 m au-dessous de la limite supérieure, entre Riu Tîrgului et Argeșel, à Dragoslavele et dans la vallée de Ghimbav.

Le niveau des gneiss micacés de la vallée de Dobriescu est constitué de gneiss micacés à porphyroblastes noirâtres d'oligoclase, à grenat, d'habitude fortement chloritisé, visible le plus souvent à l'œil libre, et à chlorite noirâtre qui au microscope il semble être un pennine (la chlorite du niveau des schistes de Românescu, de teinte



vert est un clinochlore). Sporadiquement apparaît de la biotite reliquo. Dans la partie ouest de la région (vallées de Bughea et de Bughița Albeștilor) se développent des intercalations d'amphibolites à grenat.

Le niveau des gneiss de Clăbucet a une épaisseur variable de 50 à 300 m et est formé de gneiss albitiques à microcline. Ceux-ci ont un aspect grossier et la teinte rose dans la partie inférieure du niveau et blancs, plus fins, plan-parallèles vers la partie supérieure.

Le granite de Lalu à feldspath rose et quartz violacé considéré intrusif-concordant ou discordant (Dimitrescu, Murariu, 1982) se dispose en réalité à la base du niveau des gneiss de Clăbucet. Dans les vallées de Bughea et de Bughița Albeștilor, entre le grenat et les gneiss de Clăbucet se dispose un paquet de 10 à 20 m de schistes.

Le niveau des schistes de Valea Frasinului se caractérise par une grande variété pétrographique. Dans un fond pétrographique de schistes muscovito-chloriteux, par endroits à porphyroblastes d'albite, ayant des teneurs relativement élevées en zoïsite et en epidote, s'intercalent des micaschistes ± grenats, deux ou trois niveaux plus minces de gneiss quartzo-feldspathiques, des amphibolites à structures diablastiques et à fort déséquilibre minéralogique, des schistes chloriteux à pyrite.

Nos observations portant sur quelques coupes à l'ouest de Rucăr, dans la zone du mont Căpitanu, ont relevé qu'au-dessus de ce niveau se disposent d'une manière concordante des dépôts envisagés antérieurement comme appartenant au complexe de Călușu (Dimitrescu, Patruilius, Popescu, 1971). Conséquents à nos principes, nous les avons désigné sous le nom de formation de Călușu.

*La formation de Călușu* apparaît sur une petite aire de la région levée, dans la zone de Stoenești-Slobozia-Bădeni, zone délimitée au nord d'une faille importante qui abaisse fortement le compartiment méridional. La séquence mise au jour par l'érosion, d'une puissance d'environ 400 m, est représentée par des schistes quartzo-séricito-chloriteux-albitiques à intercalations de métatufs acides (porphyroïdes) et par des métatufs basiques (schistes chloriteux). Par le contenu pétrographique elle peut être corrélée avec une séquence semblable, mentionnée dans la partie supérieure de la formation de Călușu de l'axe du synclinal de Călușu (Popovici et al., 1977). Dans la base de la formation (zone de Rucăr) se développe une séquence d'une puissance de quelques centaines de mètres, constituée de schistes chloriteux.

On constate que généralement la formation de Călușu préserve des reliques minéralogiques, relevant un métamorphisme plus élevé que celui admis jusqu'à présent. L'abondance des reliques de biotite et de grenat dénote que le métamorphisme d'une grande intensité est celui de la zone à biotite du faciès des schistes verts. La biotite étant un minéral d'une instabilité prononcée, même dans les conditions de l'altération supergène, on ne saurait admettre qu'il aurait résisté comme



tel dans les sédiments initiaux, dans les conditions thermodynamiques du faciès des schistes verts. D'après notre opinion le cristallin de Leaota constitue une pile continue à évolution métamorphique unitaire, mais dont les termes ont été affectés différemment par les événements métamorphiques.

Compte tenu des âges K/Ar les plus élevés obtenus sur le granite d'Albești — 540 m.a. — âges qui représenteraient le moment du refroidissement du granite ou peut-être d'un métamorphisme assyntique et du fait que les séries plus intensément métamorphosées connues dans les Carpathes roumaines sont considérées dalslandiennes, nous attribuons à toute la pile du cristallin de Leaota l'âge précambrien supérieur. Les événements métamorphiques ultérieurs, de plus en plus réduits comme intensité, ont rétromorphosé toute la pile, les derniers événements affectant principalement la partie supérieure et imprimant le caractère actuel des métamorphites.

### Tectonique

La surface levée ne permet qu'une appréciation incomplète de la structure tectonique des massifs de Leaota-Iezer-Păpușa. On connaît déjà qu'au nord de Leaota la foliation métamorphique a une direction orientée presque NS, à inclinaison vers l'E et que peu à peu vers le sud elle passe d'une orientation NE-SO à une orientation EO et NO-SE. Dans le mont d'Iezer-Păpușa la foliation est orientée en général NE-SO, vers le sud plongeant vers l'ONO-ESE.

Les structures plicatives majeures qui peuvent être observées sont le synclinal de Călușu (Gherasi, Dimitrescu, 1964) orienté NE-SO, déversé vers le SE et chevauché par le cristallin du Făgăraș et l'anticlinal de Leaota, faille sur le flanc nord-ouest, ayant une orientation générale NNE.

De toutes ces structures majeures, la région levée par nous ne comprend que l'extrême sud de l'anticlinal de Leaota, l'axe se situant dans la zone de Dragoslavele Prislop-vallée de Ghimbav, orienté NNE-SSO. A l'est de cet axe les schistes sont dans un régime homoclinal à abaissement vers le N.

Les dérangements importants de la foliation métamorphique dûs à la tectonique disjonctive ont déterminé autant la formation des plis brachyanticlinaux que des autres plis secondaires locaux, orientés NE-SO, plus rarement NO-SE. Une zone à de telles déformations tectoniques est la zone du versant gauche du bassin inférieur de Valea Caselor.

Ces déformations sont d'âge alpin et semblent avoir un rôle important dans l'aspect structural actuel du cristallin de Leaota. Entre la vallée de Ghimbav et la vallée d'Olăneasca, à l'est de Dîmbovița, il y a une zone de relèvement, tandis qu'à l'ouest c'est une zone d'affaissement.

Au sud de la vallée d'Olăneasca la situation est tout autre, à savoir dans la zone de Bughea-Voinesti il y a un relèvement et dans la zone de Stoenești un affaissement marqué.



Les efforts de compression alpine, manifestés dans la zone de courbure des Carpathes sur la direction ONO-ESE, ont généré un système de fractures verticales de même direction, à développement régional. Parmi celles-ci mentionnons en ordre d'importance les failles de la vallée de Ghimbav, de Valea Caselor, des vallées d'Olăneasca et de Slobozia-Gruia.

Les compartiments délimités par ces failles ont indépendamment évolués pendant la compression, dénotant une tendance d'ondulation large, sur laquelle, durant des moments de paroxisme, ont engendré des failles NNE-SSO ou bien d'autres plus anciennes ont été réactivées. De telles failles peuvent être poursuivies dans les zones de Prislop, Dragoslavele-Pravăt et à l'est de Măgura-Mateiașu. Vers l'est ce système de failles de direction NNE-SSO se maintient et soulève successivement les compartiments est (failles antithétiques). Vers l'ouest, ces failles sont plus faiblement représentées, dominant celles à orientation ONO-ESE.

Caractéristique pour les failles du système ONO-ESE est le dérangement accentué de la foliation qui par endroits, là où les failles s'épaississent, devient presque parallèle au système susmentionné. C'est le cas de la zone du sud de la faille d'Olăneasca. Le phénomène a été aussi supposé par d'autres chercheurs, sans être toutefois reconnu véritablement et concrétisé cartographiquement (Gherasă, 1952).

Les failles de ce système affectent le sédimentaire jurassique supérieur, tels les dépôts albiens ou vraconocénomaniens, mais leur effet dans la pile cristalline est beaucoup plus important. C'est pourquoi il faut admettre que leur fonctionnement est partiellement antérieur au Jurassique supérieur. La réactivation du système, après la phase autrichienne, peut être expliquée par le fonctionnement de la faille crustale intramoesienne qui a eu une translation dextre durant le Crétacé et une autre senestre (Rădulescu et al., 1976).

## BIBLIOGRAPHIE

- Dimitrescu R., Patrulius D., Popescu I. (1971) Harta geologică a R. S. România sc. 1:50 000, foaia Rucăr. *Inst. Geol. Geofiz.*, Bucureşti.
- Borcoş M. (1972) Contribuţii la studiul paleotermometric al şisturilor cristaline din munţii Făgăraş şi Iezer. *St. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. géol.* 17/2, Bucureşti.
- Murariu T. (1982) Asupra granitelor de Lalu (Munţii Iezer). *Analele st. Univ. „Al. I. Cuza“ Iaşi, ser. II b, geol.-geogr.*, t. XXVIII, p. 17-19.
- Dinică I., Gheuca I., Vlad S., Tiepac I., Ţerbănescu A., Anastase S., Vanghelie I. (1983) Rapport, Archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique.
- Gherasă N. (1952) Rapport, Archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique.
- (1956) Cercetări geologice în partea de vest a masivului cristalin al Leoa-tei. *D. S. Com. Geol.*, LX, p. 127-135, Bucureşti.
- Dimitrescu R. (1964) Structura geologică a masivului Iezer-Păpuşa (bazinul Rîul Tîrgului). *D. S. Com. Geol.*, XLI, p. 13-22, Bucureşti.



- Manilici V., Dimitrescu R. (1966) Studiul geologic și petrografic al masivului Iezer-Păpușa. *An. Com. Stat. Geol.*, XXXV, p. 47-96, București.
- Dimitrescu R., Vulpescu A. (1970) Asupra gnaisului ocular de Mitarcă (Munții Leaota). *Bul. Soc. St. Geol.*, XII, p. 207-213, București.
- Gherasi N., Dimitrescu R., Kasper U., Vulpescu G. (1971) Contribution au problème des éclogites. Les éclogites des Monts Iezer et Leaota (Carpates Méridionales, Roumanie). *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.*, 15, p. 151-158.
- Gheuca I., Dinică I. (1983) Asupra genezei granitului de Albești. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* LXVIII/1, p. 245-266, București.
- Popovici I. L. (1978) Contribuții la orizontarea litostratigrafică și stabilirea vîrstei metamorfiteelor din munții Iezer-Păpușa și Leaota. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV/5, p. 123-139, București.
- Vaida Fl., Chirică V., Colesnic C., Gheorghiu Fl., Roșca D., Baru D., Munteanu M., Mihăilescu A. (1977) Rapport, Archives IPGG.
- Popovici-Hatzeg V. (1898) Étude géologique des environs de Cimpulung et de Sinaia. Edit. Carrée et Naud, Paris.
- Rădulescu D. P., Cornea I., Săndulescu M., Constantinescu P., Rădulescu Fl., Pompilian Al. (1976) Structure de la croute terrestre en Roumanie — Essai d'interprétation des études sismiques profonds. *Ann. Inst. Geol. Geophys.*, L, p. 5-36, București.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, p. 327-419, București.

## LITOSTRATIGRAFIA ȘI TECTONICA CRISTALINULUI LEAOTEI ÎNTRE ALBEȘTI — VALEA GHIMBAV — VALEA BĂDEANCA (IEZER — LEAOTA)

(Rezumat)

Pe fondul succesiunii litostratigrafice, descifrată de cercetătorii anteriori în Cristalinul Leaotei, s-au evidențiat noi repere, care au făcut posibilă subdiviziunea formațiunilor de Voinești și de Lerești.

*Formațiunea de Voinești* este alcătuită dintr-o secvență inferioară de paragnaise în care se intercalează gnaisele de Valea Hotarului și o secvență superioară alcătută din amfibolite și micasisturi, numită nivelul amfibolitelor de Bughea. Între aceste două secvențe se dispune granitul de Albești, cu caracter autohton.

*Formațiunea de Lerești* urmează în continuitatea stratigrafică peste formațiunea de Voinești și este alcătuită din următoarele subdiviziuni:

— Nivelul șisturilor de Românescu — șisturi muscovito-cloritoase cu porfiroblaste de albă, cu intercalații clorito-amfibolice sau clorito-epidotice.

— Nivelul gnaiselor micacee de Valea Dobriașu — gnaise micacee cu relicte de granat, biotit, oligoclaz, cu intercalații amfibolite cu granați.

— Granitul de Lalu, cu feldspat roz și cuarț violaceu, dispus de asemenea în succesiune litostratigrafică.



- Nivelul gnaiselor de Clăbucet — gnaise albiteice cu microclin.
- Nivelul șisturilor de Valea Frasinului — șisturi muscovito-cloritoase ( $\pm$  porfiroblaste de albit), micașisturi ( $\pm$  granați), gnaise cuarțo-feldspatice, amfibolite.

*Fормațiunea de Călușu* alcătuită din șisturi cloritoase, șisturi cuarț-sericit-clorit-albitice.

În ceea ce privește tectonica, structurile plicative majore sunt anticlinalul Leaotei, brahianticlinalul Bughea-Voinești și un brahisincinal în zona nord-Bughea — vîrful Clăbucet. Acestea din urmă, ca și o serie de cute locale, pot fi rezultatul tectonicii disjunctive.

Faliile formează două sisteme ortogonale, cu direcțiile WNW-ESE și NNE-SSW, primul afectând pe cel de-al doilea. Dintre faliile WNW-ESE cele mai importante sunt faliile Ghimbavului, la Văii Caselor, Olăneasca și Slobozia-Grui. Faliile din acest sistem au avut o funcționare îndelungată, începînd înaintea Jurasicului superior și continuînd încă după cenomanian.

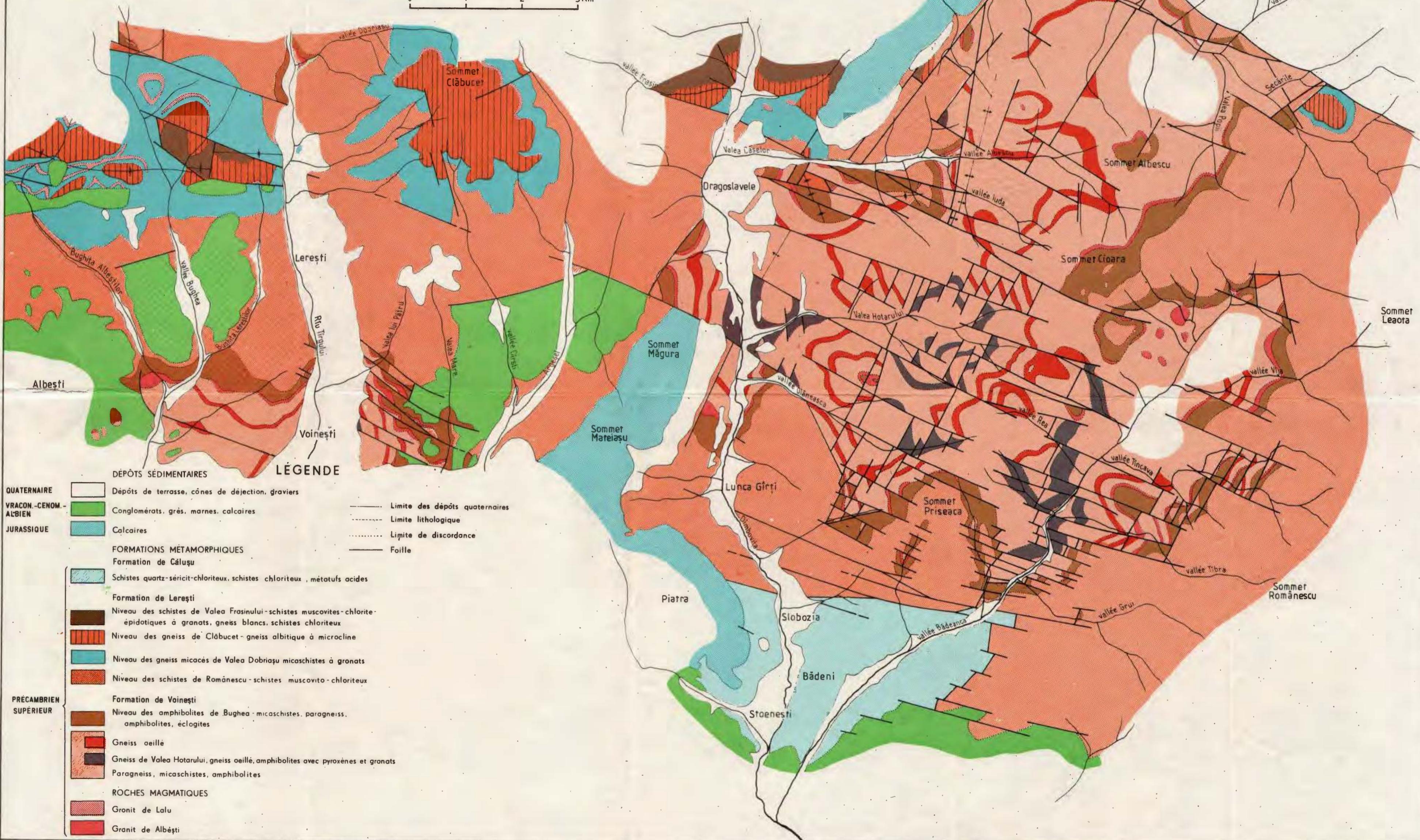




Institutul Geologic al României

## CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION ALBEŞTI - VALLÉE DE GHIMBAV - VALLÉE DE BĂDEANCA

0 1 2 3 Km



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### MODÈLE POUR UNE NOUVELLE SYNTHÈSE TECTONIQUE DE LA BULGARIE<sup>1</sup>

PAR

P. M. GOČEV<sup>2</sup>

*Tectonic model. Alpine orogeny. Tectonic units. Moesian Platform. Balkanides; Rhodopian Massif. Nappes. Plate tectonics. Morphotectonics.*

#### Abstract

*Model for a New Tectonic Synthesis of Bulgaria.* The Alpine folded belt of Bulgaria shows the following tectonic units: Outer Balkanides, Inner Balkanides, Rhodopes (Rhodopikum), Northern Strandjides and Southern Strandjides. Srednogorie and Eastern Stara Planina flysch foredeep are neoautochthonous units developed above a meso-Cretaceous and respectively an end-Cretaceous nappe structure. The nappe structure of the different groups of units was generated during several tectogenetic moments: Lower and Middle Cretaceous, Turonian, Senonian and Upper Eocene. The present-day "morphostructure" of Bulgaria is different with respect to the Alpine compressive tectonics and it has resulted from a tarditectonic process mostly developed during the Sarmatian and the Pliocene.

#### Résumé

La chaîne alpine plissée de Bulgarie présente les suivantes unités tectoniques majeures : les Balkanides externes, les Balkanides internes, les Rhodopes (Rhodopikum), les Strandjides Septentrionales et les Strandjides Méridionales. La Srednogorie et l'avant-fosse du flysch de la Stara Planina Orientale sont les unités néoautochtones qui recouvrent les nappes méso-crétacées, respectivement celles fini-crétacées. La structure en nappes des différentes groupes d'unités

<sup>1</sup> Note présentée dans la séance du 7 mai 1983 par M. Săndulescu.

<sup>2</sup> Institut Géologique, rue Acad. St. Bončev, Sofia 1113, Bulgarie.

a été générée pendant plusieurs phases tectogéniques : Crétacé inférieur et moyen, Turonien, Sénonien et Éocène supérieur. La „morphostructure“ actuelle de la Bulgarie est différente par rapport à la tectonique de compression alpine, étant engendrée par un processus tarditectonique le plus développé pendant le Sarmatien et le Pliocène.

**Introduction.** Au début du siècle, Cvijič (1900-1904) lança une synthèse sur la péninsule balcanique, fondée sur l'idée de „la vieille masse rhodopéenne“. Il distingua deux rameaux orogéniques des Alpides : le Balkan et les Dinarides.

La synthèse fut développée par St. Bončev (1936) dans un modèle comportant une masse médiane „macédono-rhodopéenne“ au sud, la „Srednogorie“ et les „Balkanides“ au nord. La Srednogorie ou la „zone à structure charriée“ chevauche vers le nord sur le Balkan tandis qu'au sud elle est chevauchée par le „massif macédono-rhodopéen“ (Bončev, 1936, pag. 44).

La synthèse morphotectonique a été élaborée par Ekim Bončev et date des années 1936-1946. L'auteur a distingué dans la Bulgarie et la Serbie orientale, trois systèmes pénécontemporains : les Carpathes Méridionales, les Balkanides (s.l.) et les Kraijštides (Bončev, 1940, pag. 157). Le „système des Kraijštides“ fut considéré comme une barrière tectonique qui conditionne la liaison indirecte entre les Carpathes Méridionales et les Balkanides en Bulgarie. Le modèle proposé par Ekim Bončev en 1960 est „motivé par le plan structural tardi-alpin“ (Bončev, 1970, pag. 11) et argumenté de la conception de „l'espace géosynclinal balkanique phanérozoïque“, *in situ*, à „riftogenèse non permanente“, et à développement spécifique du type linéament-géosynclinal“ qui est le produit de la rhegmagenèse (Bončev, 1975 Bončev, 1978).

Le modèle d'Ekim Bončev (1946-1970) a été accepté en Bulgarie, mais refusé par la plupart des géologues des pays avoisinants. Bien que beaucoup de modèles mobilistiques alpins eussent été proposés ces derniers décennies (Kober, 1952 ; Tollman, 1965 ; Peive, 1967 etc.) ils ne furent pas assimilés. Plusieurs ont resté presque inconnus pour les géologues bulgares qui étaient déjà accoutumés à la subdivision en régions morphotectoniques. Jusqu'à 1970, même l'auteur de cet article était adhérent à cette synthèse. Cependant, après une connaissance solide de la structure des Alpides dans les pays carpatho-balkaniques, d'une partie de la région méditerranéenne et la Caucase et utilisant l'ensemble des données connues jusqu'à présent sur le problème d'une synthèse nappiste de la région carpatho-balkanique, il propose (Gočev, 1982) un nouveau modèle alpin développé dans cette note.

*Subdivision palinspastique des zones alpines.* La palinspastique du rameau alpin septentrional, au sud du Danube, est une base objective pour la zonation évolutive-structurale des Alpides (respectivement de la Téthys). Au début du Trias, dans la zone consolidée, située entre la Paléoeurope et la Paléoafrique, représentée par l'orogène varisque, commence la formation de deux bassins : Téthys septentrionale et méridionale (Gočev, 1976 ; Enay, 1976). C'est le cadre général dans lequel sera envisagée, du nord vers le sud, l'évolution des unités tectoniques majeures.



1. **Plate-forme moesienne** („Plaque bulgare septentrionale“ — St. Bončev). C'est une partie de la Mésoeurope, épihercynienne, formée sur l'orogenie varisque et la plate-forme valaque. Depuis l'Anisien elle est marquée en Bulgarie, par le caractère actif de son bord méridional. Celui-ci constituait le lieu d'un faible volcanisme et a subi des compressions et des déformations germanotypes. A la fin de l'étape éocimérienne il est entraîné dans l'évolution de la Téthys septentrionale. Le reste de la plate-forme se développe stablement dès la fin du Jurassique.

2. **Balkanides externes** (Prébalkan + „Stara Planina“ dans la Serbie orientale = Danubicum). Les Balkanides externes représentent notamment la partie de la plate-forme moesienne qui, depuis le Trias („à développement mixte“) est intégrée à la Téthys comme bordure continentale. Plus tard, ils montrent des transitions et des relations corrélatives claires avec la plate-forme située au nord. Les Balkanides externes ont pour socle préalpin le complexe métamorphique, diabasphyli-toïde, paléozoïque, traversé par des intrusions syn- et postcinématiques, ainsi que la mélasse volcano-sédimentaire du Paléozoïque tardif. Dès le Trias, ils sont affectés par les déformations alpines. Dès l'Albien jusqu'à l'Éocène supérieur ils sont soumis à un plissement polyphasé et médiotype. Leur structure est caractérisée par des brachyplis intéro-discordants, du type anticlinorium, à vergence N, mais cisaillés et superposés en profondeur, l'un sur l'autre (fig. 1).

3. **Balkanides internes** („zone de charriage“ — St. Bončev; „zone interne“ — Peive). Ils recouvrent les zones de Krajna et Kula ? (= „Carpathes Méridionales“, selon Ekim Bončev), Kraijše, Osogovo, Vlahina, Golo Bárdo et le socle pré-crétacé supérieur de „Srednogorie“ (selon Ekim Bončev), Stara Planina de Sliven et de Tvardica et une partie du Balkan oriental, tout comme Strandža Central (Gočev, 1979). C'est une zone de type téthysien interne (Ostalpin) qui représente le correspondant des „Carpatho-Balkanides“ de la Serbie orientale (K. Petoviči, 1976) ou du „Geticum“ et du „Severin“ de Banat (Sandulescu, 1980). Pendant le Paléozoïque, ils représentaient une partie des Variscides, à affinités rheno-hercyniennes (développement local du type „Culm“). Pendant le Mésozoïque ils constituaient une partie plus interne de la Téthys septentrionale à développement presque „hallstationien“ (Tollmann, 1978, pag. 334). Une tectogenèse éocimérienne c'est manifestée après le Carnien (?), suivie par un développement du type „Gresten et Hierlatz“ du Jurassique inférieur. L'affaissement pendant le Dogger est couronné par le dépôt de „l'Ammonitico Rosso superiore“ (Callovien-Kiméridgien) et par des massifs calcaires récifaux (Jurassique supérieur). Une fosse externe à flysch (Tithonique-Berriassien) est développée vers le nord, recouvrant en partie les Balkanides externes (Trojan) aussi.

La tectogenèse de la zone commence après le Berriasien (phase hilsienne) mais se développe généralement pendant les phases autrichiennes (Aptien-Albien). Le charriage sur les Balkanides internes et



une partie des Stradjides est accompagné par un métamorphisme cinétique local du type „schistes lustrés“ (?) (Strandža Central etc.) et d'une métamorphisme rétrograde du socle (Verila, Ihtiman etc.). La fréquence des plis renversés, les charriages plissés autogènes (du type Poletino-Skrinien etc.) ou bien les charriages à cisaillement basal (Konjavska Planina, Golo Bârdo) sont caractéristiques pour la mégastructure alpine précoce des Balkanides internes (fig. 2). A présent, une grande partie de la zone est recouverte d'une couverture néoautochtone épaisse, crétacée supérieure et néogène.

**4. Massif des Rhodopes (Rhodopicum).** C'est un massif „externe“ alpin (du type Argentera) qui inclut seulement le soi-disant „vrai Massif des Rhodopes“ ou „Complexe rhodopéen“ (Kojuharova, Kojuharov, 1980) et représente un fragment mobile du bord méridional de la Paléoeurope. Donc le Rhodopicum est un élément du rameau alpin septentrional („Centralides“ ? selon Kober) qui, pendant l'étape tectonique néociméenne-autrichienne a été assimilé par les zones internes et recouvert par des nappes de charriage ultrarhodopéennes (Gočev, 1979, fig. 5). „Le massif“ fait partie du système de charriage complexe de la Bulgarie du sud, du Crétacé supérieur, chevauchant sur la Srednogorie (Gočev, 1980, fig. 32). Pendant le Priabonien et l'Oligocène, il est englobé dans le rift continental des Kraijštides (Gočev, 1980). Dans le „massif“ se développent des rétrocharriages à vergence sud, accompagnés d'olistostromes (Ivanov et al., 1979). A présent, la faille de Sredna Mesta divise le Rhodopicum en deux blocs. Les Rhodopes du Nord constituent probablement une nappe épaisse de charriage, qui recouvre aujourd'hui, en profondeur, la Srednogorio, ainsi que les Stradjides (fig. 1). Les Rhodopes du Sud représentent un complexe para-autochtone (Papanikolaou, Papagopoulos, 1981) recouvert du „Massif Serbo-Macédonien“, qui s'enfonce structuralement „sous“ les Rhodopes du Nord (Gočev, 1980, fig. 32).

**5. Stradjides septentrionales.** Elles ont été distinguées pour la première fois en Bulgarie (Gočev, 1982) et englobent : Sakar, Monastirski Visočini, Derven (?) et Klokotnica dans le SE de la Bulgarie et Ogražden, Belasica et Rila (?) dans le SW du pays. Elles correspondent à une partie du soi-disant „Complexe prarhodopéen“ (d'Ogražden) (= „Cristallin serbo-macédonien“ = „Moravides“). Elles contiennent une partie du „socle“ varisque qui a subi une évolution hercynienne réduite (généralement molasse dans le Paléozoïque supérieur) et qui, pendant le Trias et le Jurassique, a été régénérée. Cette évolution a été suivie par une autre, mésozoïque, très proche de celle des Balkanides.



internes. Les Strandjides septentrionales constituent la semelle des charriages ultrarhodopéens précoces. Une partie d'entre eux ne sont pas érodées et recouvrent encore le Rhodopicum (Vlahina, Rupel, Strimon, Rhodopes du Sud). En certains lieux, à cause du chevauchement des Strandjides méridionales sur les Strandjides septentrionales et de l'unité de Dervent sur l'unité de Sakar, le Paléozoïque supérieur et

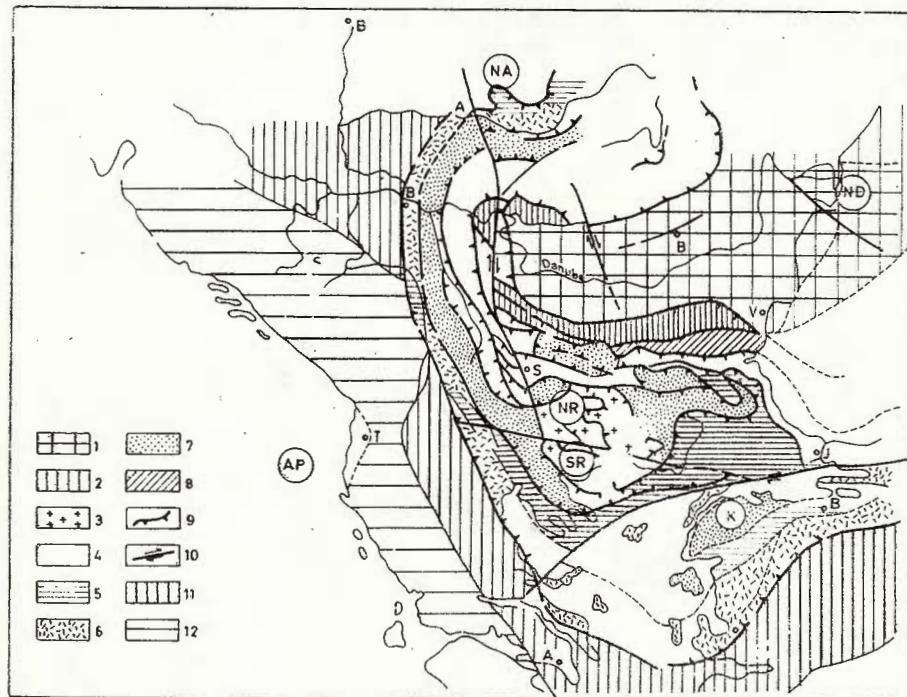


Fig. 1. — Unités tectoniques dans le rameau septentrional de la péninsule balkanique. 1, Plate-forme moesienne (ND-Dobrogea septentrionale) ; 2, Balkanides externes ; 3, Rhodopicum (NR-Rhodopes septentrionales, SR-Rhodopes méridionales) ; 4, Balkanides internes ; 5, Strandjides méridionales avec évolution cimérienne (NA-Apuseni septentrionales) ; 6, Strandjides méridionales avec évolution crétacée ; 7, Strandjides septentrionales (K-Kazdag) ; 8, Stara Planina orientale (avant-fosse) ; 9, Vergence arctogène ou de rétrocharriage (mériadiogène) ; 10, Failles „coupantes“ tardi-alpinés ; 11, Pélagonides (massif central) ; 12, Rameau Sud (AP-Plate-forme apulienne).

le Mésozoïque de la zone (Klokotnica, Topopovgrad, etc.) sont affectés par deux métamorphismes, cinématique et thermique local (le dernier étant antérieur au Crétacé supérieur). Au SE de la Bulgarie, la structure des Strandjides septentrionales est constituée apparemment (sous le Néogène) d'un système de nappe de socle (type helvétique) qui cisaille

les plis en genoux („flexures“ et „monoclinales“) de sa couverture mésozoïque (fig. 2). Les Strandjides septentrionales chevauchent vers le nord, sur les Balkanides internes (Svetilievska visočina etc.) aussi.

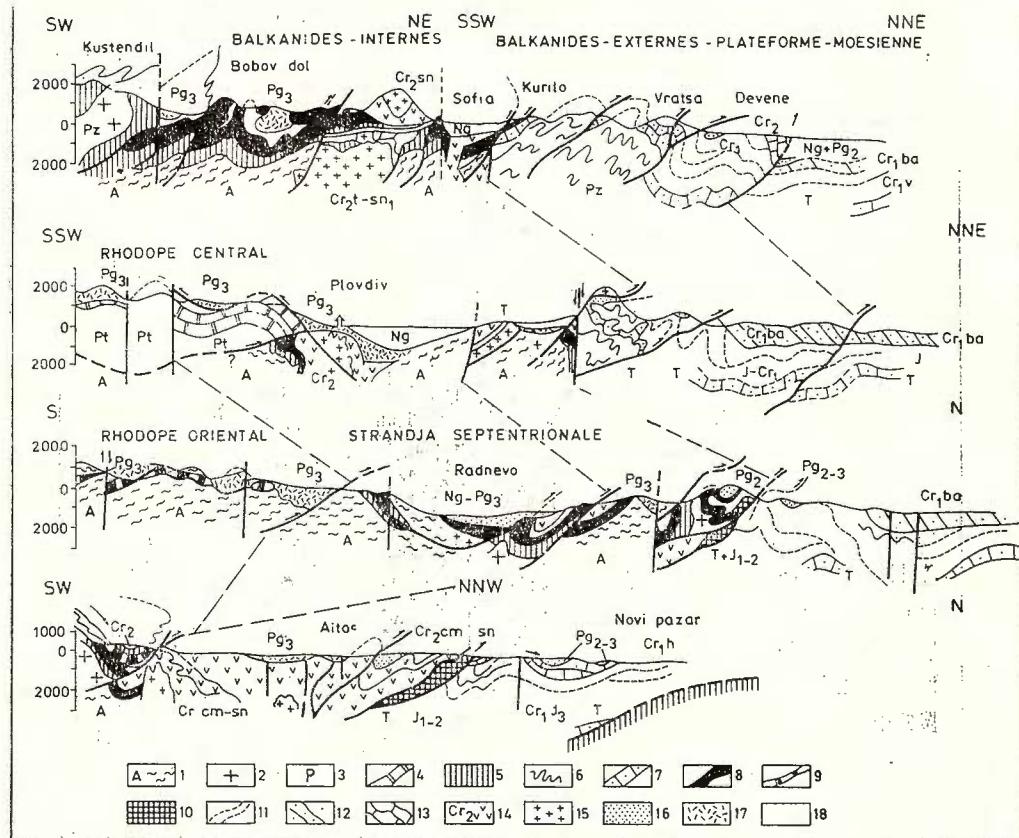


Fig. 2. — Coupe tectonique à travers la Bulgarie (échelle interprétée d'après les coupes géologiques de l'Atlas géographique de la Bulgarie — 1973, pag. 26).

1, Socle „prahrodien“ des Variscides (Protérozoïques-Cambrien) ; 2, Granitoïdes „sudbulgares“ (Paléozoïque) ; 3, Complexe „rhodopien“ (Protérozoïque ?) ; 4, Suite à marbres (Protérozoïque ?) ; 5, Protérozoïque des Balkanides externes et de la plate-forme moesienne ; 6, Paléozoïque des Balkanides externes et de la Plate-forme moesienne ; 7, Trias balkanique ; 8, Trias alpin (Balkanides internes) ; 9, Trias et Jurassique des Strandjides du Sud-„égéens“ ; 10, Trias et Jurassique du Kotel (nappe de Glogova) ; 11, Jurassique et Crétacé inférieur des Balkanides ; 12, Urgonien-Albien (Prébalkan) ; 13, Crétacé supérieur épicontinentale ; 14, Crétacé supérieur volcano-sédimentaire („Scaglia“, „Couches rouges“) — Srednogorie ; 15, Intrusions d'âge crétacé supérieur — Srednogorie ; 16, Paléogène (Yprésien-Éocène supérieur) — synchronapte ; 17, Priabonien et Oligocène ; postnappes dans les Balkanides et synchronappes dans les Rhodopes, Kraijste et Srednogorie ; 18, Néogène post-nappe de la couverture.

**6. Strandjides méridionales.** Cette unité a été distinguée pour la première fois par Gočev (1982). Elle comprend: Strandja du NW et du NE, la région de Svilengrad (forage), les Rhodopes de l'est (Kulidzika, Dolno Lukovo) et probablement la nappe de Glogova située à la base de la zone de Kotel (Gočev, 1979), ayant une position allochtonne (Gočev, 1982). Ses racines se trouvent dans la région de Coban Dag (Thrace de l'W), Anatholie du NW (Pontides internes) et dans la zone du Vardar (s.l.). Selon sa position, elle occupe la partie la plus interne de la Téthys septentrionale; en certains lieux elle comporte des restes d'un „fond océanique“ d'âge mésozoïque, trias-crétacé inférieur (Gevgeli, péninsules Biga et Chalcidique etc.), tandis qu'ailleurs, un socle continental de cristallin „prahrodopéen“, tout comme un Paléozoïque et Mésozoïque (?) épimétamorphique (Série de Veles). Pendant le Trias, dans les Strandjides méridionales (région d'Egée du Nord), des divers tectofaciès alpins sont engendrés simultanément: du type Hallstatt, volcano-sédimentaire (= „Karakaja“) et le soi-disant „Trias du Balkan oriental à Conodontes égéens“ (Budurov, 1979). Au cours du Jurassique et du Crétacé inférieur, dans la zone se sont déposés: le Wildflysch du type „Melissochori“ (Lias et Dogger ?), la série schisto-radiolaritique (Crétacé inférieur), des calcaires pélagiques (Tithonique-Crétacé inférieur), les calcaires d'Aliki (Urgonien) etc. Un magmatisme granitique s'est manifesté à la fin du Trias (Anatholie du NW), pendant le Jurassique et le Crétacé tout comme dans le cadre du „complexe ophiolitique“ (Pontides internes, zone de Vardar). L'évolution sédimentaire du bord nord de la zone s'achève pendant la phase autrichienne par son chevauchement sur les Strandjides septentrionales et les Balkanides internes (Zvezdec, Kotel ?). Cependant, dans le bord sud, la sédimentation se développe jusqu'au Campanien (Almopias, Izmir-Ankara etc.).

**7. Pélagonides („Schelf pelagonien“).** Des massifs à position et évolution „médiane“ et „d'haut fond“ (Menderes) qui, par une mer épi-continentale sépare, pendant le Mésozoïque, la Téthys du Nord de celle du Sud.

**8. Srednogorie.** C'est une zone marginale, néoautochtone de la Téthys, prolongeant les Pontides externes. Selon Ekim Bončev, la zone comporte aussi le Crétacé supérieur de Stara Planina orientale, Golo Bárto et Krajšte (Melovete). La genèse de cette zone est liée, probablement, à un mécanisme de rift (ou „arc insulaire andésitique“ ?). La sédimentation y est du type „fosse-crête-fosse“, c'est à dire à faciès préflyscheux, cryptoflyscheux et flyscheux du type normale et volcano-sédimentaire (ou bien „Scaglia“ et „couches rouges“) et à massifs carbonatés (récifaux). Selon sa position dans les Alpides, Srednogorie représente une zone intermédiaire, du type „Gosau“ (Alpes) et „Pieniny“ (Carpathes Occidentales). Ici se développe un magmatisme calco-alcalin et une structuration polyphasée à chevauchements considérables sur les deux bords de la zone), depuis le Turonien jusqu'à la fin du Maestrichtien, quand la plupart du bassin disparaît suivant l'orogenèse.



**9. Stara Planina orientale** („Balkan flyscheux“, „avant-fosse de Srednogorie“ etc.). C'est une avant-fosse devant les Pontides septentrionals et les Balkanides ; pendant le Paléogène, elle est superposée en partie à la fosse septentrionale de Srednogorie. Elle est remplie d'une molasse grossière et des flyschs et close pendant l'Éocène moyen ou au début de l'Éocène supérieur (molasse „exotique“). Pendant le Priabonien et l'Oligocène, de cette avant-fosse reste seulement la fosse de Kamčija, c'est à dire la partie qui est développée sur le Prébalkan et la plate-forme mœsienne, tandis qu'au sud de la plate-forme se soulève l'orogène de Stara Planina orientale.

Au début de l'Éocène supérieur, la tectonique alpine s'achève dans les Balkanides internes et externes. Une fracturation due à l'étape tardi-orogénique, marquée par des failles et des blocs, recoupe le relief (dictiogenèse). De cette façon, sont engendrées les „zones morphotectoniques“ au sens d'Ekim Bončev. Sur le fond de cette rhegmagenèse régionale des Carpatho-Balkanides, commence à se former le rift continental des Kraijstides (Gočev, 1980). Cette structure „diagonale“ n'a pas subi une longue évolution. Elle est engendrée par la rhegmagenèse post-tectogénique pendant le Priabonien, l'Oligocène et une partie du Néogène. En Bulgarie, dès la fin du Pliocène, une déformation en blocs et failles très jeune, traversant la zonation morphotectonique alpine (tardi-alpine), se manifeste et continue jusqu'à présent, étant visible sur les photos cosmiques.

*Superposition des structures alpines.* La première phase de déformation en Bulgarie est celle d'Iskar (Gočev, 1972). Elle s'est manifestée généralement dans les Balkanides externes et a engendré des structures du type saxonien.

La bloc-orogenèse éocimérienne (Gočev, 1972) qui suit, est placée à la fin du Trias supérieur (après le Norien). Elle a généré, entre la plate-forme mœsienne et Rhodopicum, tout un système de „börderlandos“, certains d'entre eux existant jusqu'au Callovien inclus (Golo Bárdo etc.).

La structo-genèse principale engendrant les premiers charriages importants (nappe de Penkjavici près de G. Sekirna, nappe de Strandža près de Indže Vojvoda etc.) commence dès la fin du Berriasien dans les Balkanides internes (phase hilsienne) synchroniquement à la sédimentation du flysch. La déformation augmente progressivement dans le temps (phase autrichienne précoce après l'Urgonien dans la zone de Vardar et les Rhodopes de l'Est) et s'achève avec un plissement final pendant l'Albien, dans les Balkanides externes et internes (nappe de Glogova, la ligne frontale de Stara Planina etc.). L'étape néociméro-autrichienne a déterminé en Bulgarie une vergence arctogène générale (fig. 2) qui caractérise la structure de l'orogène mésozoïque embrionnaire (Gočev, 1979, fig. 5). Aussitôt celle-ci commence à se déformer et à se détruire. Dans la „masse macédono-rhodopéenne (Ogražden, Sakar, Rila ? etc.), les nappes de charriage ultrarhodopéennes sont érodées complètement ou partiellement (jusqu'au socle) et dans la zone de Vardar les racines des zones internes „immergent“ directement à la surface avec une vergence SW-éocimérienne (de rétrocharriage), qui est considérée incorrectement comme „dinarique“.



Donc, la superposition précoce du „Géticum“ (s.l.) sur le „Danubicum“ s'achève sur le territoire bulgare dès la fin du Crétacé inférieur. La plus grande partie de la masse allochtone est préservée de l'érosion, constituant le soubassement du bassin de la Srednogorie, qui, avec une discordance structurale marquée, recouvre cette tectonique alpine.

Dans la Srednogorie, les premiers chevauchements vers le nord commencent à se manifester au cours du Turonien (phase méditerranéenne — Ljubaša) ou au début du Sénonien inférieur (phase d'Ilseider — Golo Bárdo, Strandža, Stara Planian centrale, Kašana etc.). La compression dans le bassin se poursuit même pendant le Santonien (phase de Vernigerode) et le Campanien (phase de Ressen). En résulte que la nappe de Strandža termine sa formation (la „dislocation de Bosna“ près de Gondilovo) et la nappe de Golo Bárto „est rejetée“ premièrement par dessus l'unité de Plana et après sur le monoclinal de Ljubaša (Karagiuleva et al., 1974). Cependant, la plupart des charriages subhercyniens de Srednogorie sont „fossiliés“ immédiatement par un néoautochtone (du type Gosau) du Sénonien supérieur (Balkan centrale etc.) ou par des coulées volcaniques andésitiques puissantes (Vitoša). La phase laramienne qui se succède à la fin du Crétacé s'avère plutôt morphogénique. Elle sépare la Srednogorie (s.s.) de l'avant-fosse de Stara Planina orientale. Le chevauchement des Rhodopes septentrionales sur la Srednogorie (Gočev, 1982) est d'âge laramien aussi.

La troisième étape de la mise en place des nappes alpines en Bulgarie s'est déroulée pendant l'Éocène moyen (phase ilirienne) ou plutôt au début de l'Éocène supérieur (phase pyrénéenne précoce). Pendant cette étape, ont été engendrés les charriages de Botev Vrâh, Sliven et Stara Planina centrale (fig. 2). Parallèlement, les premières zones morphostructurales commencent à s'esquisser par le chevauchement de Stara Planina occidentale (ligne frontale) et de Stara Planina orientale (la „dislocation de Čudnite Steni“) sur le Prébalkan. Pendant le Priabonien, la plus grande partie du charriage complexe de la Bulgarie méridionale (Gočev, 1980 — fig. 32) s'enfonce profondément.

Au cours du Priabonien, dans le rift des Kraijštides, la compression principale se réalise pendant l'Oligocène (phase helvétique et saviennne). Une vergence méridionale épidermale commence à se manifester au cours de ces dernières phases (Kraïste, Srednogorie, Rhodopicum). Néanmoins, cette vergence ne marque pas une „Narbe de Marica“, comme le considèrent certains auteurs (Bončev, 1946 Ivanov et al., 1979). Elle est liée à des rétrocharriages (à vergence sud) situés dans la nappe complexe Sud — Bulgare qui, à cette époque, commence à chevaucher sur les Dinaro-Hellenides dont l'évolution alpine continue (Gočev, 1979, fig. 5).

**Conclusions.** 1. Le rameau alpin septentrional a dans la Péninsule balkanique, un ample développement. Son bord méridional est marqué aujourd'hui par le Pélagonicum (fig. 1).

2. Le système Carpatho-Balkanique n'est pas divisé par „le linéament des Kraijštides-Vardar“, comme le considère Ekim Bončev.



Le „Geticum“ (s.l.) des Carpates Méridionales et des Carpatho-Balkanides se prolonge, en principal, dans les nappes des Balkanides internes bulgares (fig. 1 b) et le „Danubicum“, dans les Balkanides externes (Stara Planina).

3. La „morphostructure“ néoalpine de la Bulgarie, selon Ekim Bončev, ne coïncide pas avec la zonation tectonique alpine primaire de l'orogène. Les zones morphotectoniques sont le résultat d'un processus tarditectonique typique qui commence au Priabonien, mais se déroule généralement pendant le Sarmatien et le Pliocène.

## BIBLIOGRAPHIE

- Bodurov K. (1979) Conodont stratigraphy of the Balkanide Triassic. *Riv. Ital. Paleont.* 85, 3-4, p. 767-780.
- Bončev E. (1975) The Balkanide Sinusoid. *Geol. Balt.*, 5, 3, p. 17-32.
- (1978) The Post-Lutetian Turning Point in the Evolution of the Balkanide Mobile Area. *Geol. Balkanica*, 8, 3, p. 25-36.
  - (1936) Geologische Skizze Bulgariens. *La Bulgarie devant. IV<sup>e</sup> Congr. des géographes et ethnographes slaves*, Sofia, p. 29-47.
- Gočev P. M. (1976) L'évolution géotectonique du mega-bloc bulgare pendant le Trias et le Jurassique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVIII, 2, p. 209-216.
- (1982). On the Problem of alpine zoning, vergence and other Features of Nappes in Bulgaria and the Eastern part of the Balkan Peninsula — Alpine Structural of elements: Carpathian-Balkan-Concasus-Pamir orogene zone (M. Mahel ed.) Veda, Bratislava, p. 75-93.
- Enay R. (1976) Faunes anatoliennes (Ammonitina, Jurassique) et domaines biogéographiques nord et sud téthysiens. *Bulg. Soc. Géol. Fr.* (7), XVIII, 2, p. 533-541.
- Karagjuleva I., Gočev P., Pironkov P. (1982) Types and Features of alpine nappes in Bulgaria — Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir orogene zone (M. Mahel edit.), Veda, Bratislava, p. 57-74.
- Kober L. (1952) Leitlinien der Tektonik Jugoslaviens Pos. izdania. SAN, *Geol. Inst.*, 3, Beograd.
- Bončev Ek (1940) Alpidski tektonski proiavi v Bălgaria. *Sp. na Bălg. geol. d-vo g.* XII, kn. 3, str. 155-247.
- (1946) Osnovi na tektonikata na Bălgaria. *God. Dir. geol. prouciv.*, D, IV, 336-379.
  - (1971) Problemi na Bălgarskata geotektonika, „Tehnika“, Sofia, 1-202.
- Gočev P. M. (1972) Vărhu evoluțiata na „kimeridite“ v Bălkanskia poluostrov, *Sp. B.G.D.* XXXIII, t. 1-12.



- (1979) Mestoto na Strandja v alpiiskata struktura na Balkanskia poluostrov, *Sp. Bālg. geol. d-vo*, 1, 27-46.
- (1980) Mladoalpiiska i sāvremenna geodinamika na Balkanite. *Geodinamika na Balkanite*. Sofia, Tehnika, 104-120.
- Ivanov J., Moskovski St., Kolceva K. (1979) Osnovie merti stroenia tentralnih ceastei Rodopskogo masiva, *Geol. Balk.* 9, 1, 3-50.
- Kojuharova E., Kojuharov D. (1980) Problem dokambria v Bālgarii, *Geol. Balk.* 10, 1, r. 75-94.
- Peive A. V. (1967) Osnovie ciorti tektoniki. Balkano-karpatskoi oblasti. VIII kongr. KBGA, Belgrad, I, r. 173-178.





Institutul Geologic al României

## 5. TECTONICA ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### UNITÉS STRUCTURALES SUPRAGÉTIQUES ET INFRAGÉTIQUES DE LA PARTIE OUEST DES CARPATHES MÉRIDIONALES<sup>1</sup>

PAR

VIORICA IANCU<sup>2</sup>

*Structural units. Infragetic Unit. Alpine orogeny. Nappes. Severin Nappe.  
Disjunctive tectonics. South Carpathians.*

#### Abstract

*Supragetic and Infragetic Structural Units in the West of the South Carpathians.* The present paper informs on the significance and age of some structural units which either overlie the Getic Nappe or occur in its basement (Supragetic nappes and Infragetic units). The major structural units constituted during the Laramian phase include nappes (or thrust planes) generated during the Austrian phase and revived or reactivated later on.

#### Résumé

Les unités supragétiques et infragétiques de la partie ouest des Carpathes Méridionales. Cette note apporte une série de nouvelles données concernant la signification et l'âge de quelques unités structurales qui se trouvent soit sur la nappe géétique, soit à sa partie inférieure (nappes supragétiques et unités infragétiques). Dans le cadre des unités structurales majeures terminées pendant la phase laramienne, on peut séparer des nappes (ou plans de charriage), générées au cours de la phase autrichienne, reprises ou réactivées ultérieurement.

<sup>1</sup> Reçue 18 avril 1984, acceptée pour être publiée le 25 avril 1984, présentée à la séance du 27 avril 1984.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș 1, R 79678, București, 32.



## 1. Introduction

Les préoccupations vis-à-vis des déformations spécifiques aux métamorphites de la partie occidentale des Carpathes Méridionales ont évidemment quelques difficultés concernant la délimitation et l'établissement de la position spatiale des unités tectoniques résultées par charriage et qui englobent les formations préalpins aussi, accompagnées ou non des dépôts post-varisques (paléozoïques supérieurs-mésozoïques).

L'existence de quelques formations mésozoïques fortement déformées qui contiennent des foliations pénétratives accompagnées de néo-formation métamorphique, soulève quelques problèmes : la séparation de ces formations, leurs relations avec d'autres formations synchrones faiblement déformées et la localisation en temps des mouvements de déformation et de métamorphisme.

Les caractères structuraux (micro- et mésostuctures) de quelques formations mésozoïques, tout comme leurs relations avec le socle préalpin, mettent en évidence les effets de certains déformations alpines superposées, polyphasiques, engendrées soit par plissements, soit par charriages.

Nous avons fait des investigations en des aires discontinues, dans toutes les unités structurales majeures des Carpathes Méridionales : danubiennes, gétiques et les unités supragétiques.

Les données de détail présentées dans cette note éclercieront une série de problèmes concernant la position et la signification des unités structurales situées par-dessus de la nappe gétiique (considérée comme repère structural) et de quelques unités à extension réduite en position infragétiique. Les schémas de détail (fig. 3, 4) ont été inclus dans un schéma tectonique d'ensemble, d'après la carte géologique de R.S.R. au 1 : 1.000.000 (fig. 1).

## 2. Moments principaux dans l'évolution des conceptions sur la structure des Carpathes Méridionales

La nappe gétiique a été délimitée pour la première fois, en relation avec l'autochton danubien, par Murgoci (1905, 1912). Codarcea l'a définie comme nappe de cisaillement mise en place en deux phases : autrichienne et laramienne, le déplassemement de la nappe gétiique (qui a entraîné aussi la nappe de Severin )se réalisant généralement sur les mêmes plans de discontinuités. Streckeisen (1934) a apporté une modification importante concernant la composition de la nappe gétiique, en séparant les unités supérieures (nappes supragétiques) qui englobaient les unités de socle de Banat, Poiana Ruscă et Făgărăș.

Les recherches ultérieures ont mis en évidence quelques nappes dans lesquelles ont été englobées des formations appartenant à la couverture paléozoïque supérieure-mésozoïque de la nappe gétiique : nappe de Sasca-Gornjak (Săndulescu, 1975) et les nappes de la zone de Reșița (Năstăseanu, 1978).

Dans le cadre des unités supragétiques occidentales (Kräutner et al., 1978), Iancu (1984, 1985) a séparé les nappes supragétiques de Banat (nappes de Bocșa, Tilva Drenii et Moniom), comme unités inférieures



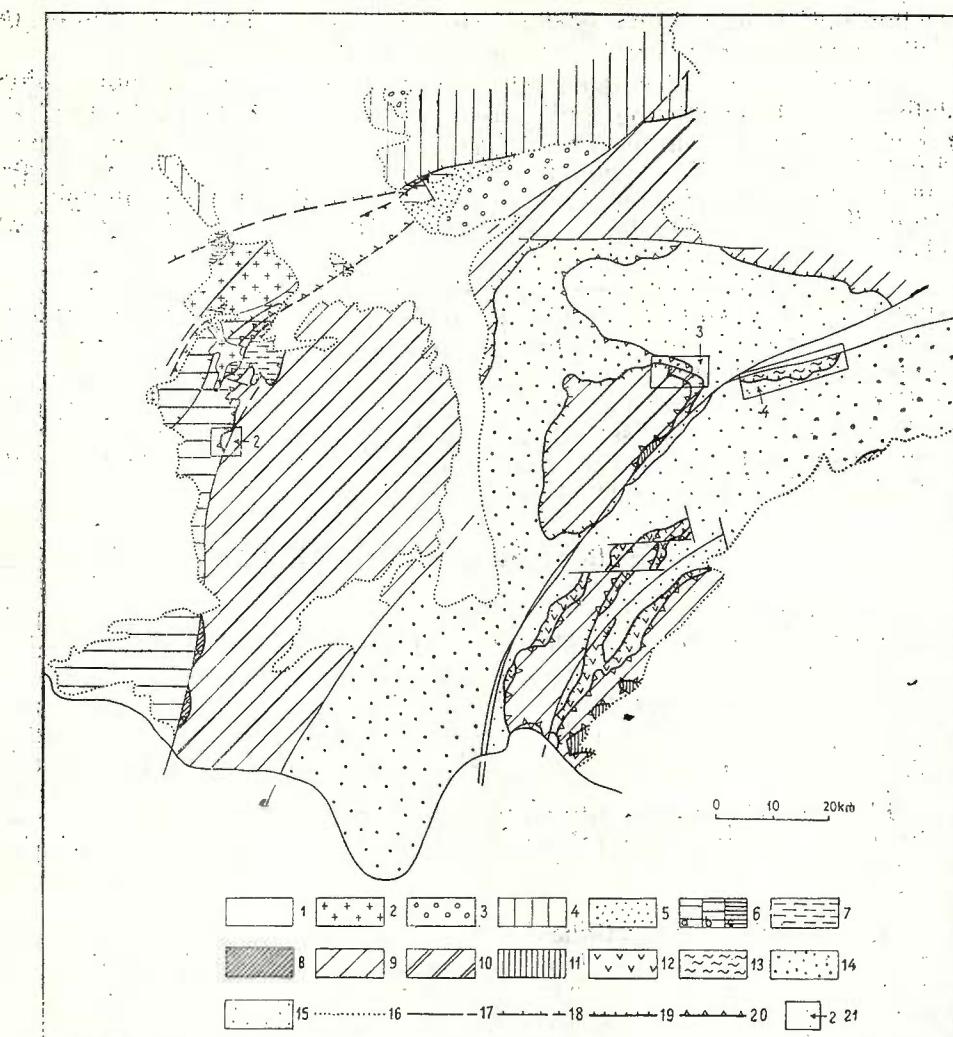


Fig. 1. — Schéma tectonique de la partie ouest des Carpathes Méridionales (d'après la carte géologique de la République Socialiste de Roumanie au 1/1.000.000, modifiée).

1, dépôts sédimentaires post-badéniens ; 2, magmatites banatitiques ; 3, formations sédimentaires post-laramiennes (Maestrichtien-Paléogène) ; 4, unités supragétiques supérieures (nappe de Timiș) ; 5, formations sédimentaires post-autrichiennes (Cénomanien-Campanien) ; 6, unités supragétiques inférieures (autrichiennes) : a, nappe de Bocșa ; b, nappe de Moniom ; c, nappe de Tilva Drenii ; 7, nappe de Reșița ; 8, nappe de Sasca-Gornjak ; 9, nappe gétique, unités infragétiques ; 10, unité de Borăscu ; 11, unité de Jiduștița (-Ivanu) ; 12, nappe de Severin ; 13, nappe de Valea Jiului ; unités danubiennes ; 14, unité danubienne supérieure ; 15, unité danubienne inférieure ; 16, limite de discordance ; 17, faille normale ; 18, faille renversée ; 19, plan de charriage laramien ; 20, plan de charriage autrichien ou préalpin (Jiduștița) ; 21, zones détaillées.

comme unités inférieures géométriquement par rapport à l'unité de Timiș-Poiana Ruscă, unité laramienne majeure.

Dans „l'autochtone“ danubien ont été séparées deux grandes unités alpines : unité danubienne inférieure (=unité de Mehedinți-Retezat, cf. Stănoiu, 1973) et l'unité danubienne supérieure (Berza et al., 1983). Dans les deux unités on connaît des nappes alpines soit de cisaillement, soit de glissement gravitationnel et des chevauchements d'amplitude réduite (Codarcea, 1940 ; Pop, 1973 ; Năstăseanu et al., 1981 ; Kräutner et al., 1981).

Si on considère la nappe gétique comme un repère structural entre celle-ci et le danubien (unités danubiennes qui ont actionné comme autochton relatif pendant la phase laramienne) y apparaissent une série d'unités à individualité et position structurale et paléogéologique controversées. On les a dénommée „unités infragétiques“ : unité de Borăscu (Gherasi et al., sous presse) (fig. 3), unité de Jidoștița (Iancu, Hărtopanu, 1982), nappe de Severin (Codarcea, 1940) et nappe de Valea Jiului. (fig. 4), unité séparée pour la première fois dans cette étude.

### 3. Description des unités structurales

La systématisation des unités structurales de la partie ouest des Carpathes Méridionales se fonde obligatoirement sur les caractères litho- et biofaciaux, faciès et variations faciales, lacunes de sédimentation et discordances majeures propres aux formations mésozoïques, synthétisés par Codarcea (1940), Pop (1968, 1973), Săndulescu (1975), Năstăseanu (1978), Năstăseanu et al. (1977, 1981), Stănoiu (1982), Kräutner et al. (1981).

L'étude présente à continuation les unités supragétiques et infragétiques et en final leur relation, concernant l'âge, avec la nappe gétique.

**3.1. Unités supragétiques.** Elles ont été individualisées par Streckeisen (1934) qui a englobé dans ce groupe les unités structurales situées par-dessus de la nappe gétique (y étaient incluses aussi les nappes de couverture de la zone de Reșița-Sasca).

La plupart des auteurs ont considéré que le plan du front des unités supragétiques est marqué par la ligne de la zone à métamorphites de Banat, qui se continue (selon le même plan) dans le massif de Poiana Ruscă, au nord de Tincova.

La mise en place des unités supragétiques (non différenciées) a été attribuée à la phase paroxismale autrichienne (Streckeisen, 1934), aux phases autrichienne et laramienne (Săndulescu, 1975), à la phase laramienne (Kräutner et al., 1978) ou à une phase intramiocène (Năstăseanu, Maksimović, 1983).

**3.1.1. Unités supragétiques supérieures.** Nous avons séparé sous ce nom l'unité de Timiș-Poiana Ruscă qui englobe les nappes occupant une position géométrique supérieure tant par rapport à la nappe gétique qu'aux unités supragétiques inférieures (nappes de Bocșa, Tilva



Drenii et Moniom, cf. Iancu, sous presse). Le plan le plus externe qui se trouve en rapport direct avec les nappes supragéétiques inférieures de Banat correspond à celui de l'unité de Timiș-Poiana Ruscă (fig. 1).

Cette unité, dépourvue de formations mésozoïques pré-sénoniennes, comporte des métamorphites polymétamorphiques précambriennes et métamorphites paléozoïques à caractères lithofaciales différents de ceux de la nappe géétique et les nappes de Bocșa et Moniom.

L'unité de Timiș-Poiana Ruscă est marqué, à la partie inférieure, par le plan de charriage qui passe au nord-ouest du massif banatique de Bocșa (Iancu, 1984) et se continue dans le massif de Poiana Ruscă, au nord de Tincova (Kräutner et al., 1978; Strutinski et al., 1983). Ce plan chevauche les nappes de Bocșa et Tilva Drenii dont la continuité dans la partie sud du massif de Poiana Ruscă est supposée par Iancu (1984) et argumentée par Strutinski, Hann (sous presse). Dans la partie nord-est du bassin de Rusca Montană, le plan de l'unité de Timiș-Poiana Ruscă chevauche les dépôts crétacés supérieurs de la nappe géétique. L'âge de ce plan est laramien parce que les plus nouvelles formations chevauchées sont sénoniennes (les marnes rouges décrites par Codarcea dans la zone de Valeapai et les dépôts vraconiens-campaniens du bassin de Rusca Montană, cf. Strutinski et al., 1983) et les formations qui couvrent transgressivement le plan de charriage sont maestrichtiennes-paléogènes (Strutinski et al., 1983) ou daniennes-paléogènes (Kräutner et al., 1978). Ainsi les formations maestrichtiennes du bassin de Rusca Montană représentent la couverture post-tectonique (post-laramienne) et couvrent tant le contact pré-laramien (autrichien) entre les unités supragéétiques inférieures et la nappe géétique, que le contact tectonique (laramien) entre celle-ci et les unités supragéétiques supérieures.

**3.1.2. Unités supragéétiques inférieures (autrichiennes).** Nous avons groupé dans cette catégorie les unités du socle du Banat (nappes de Bocșa, Tilva Drenii et Moniom, cf. Iancu, sous presse) qui chevauchent vers l'est la nappe géétique (dans le sens de Streckeisen, 1934). Ces unités comportent des métamorphites précambriennes et paléozoïques (pré-westphaliennes) avec une couverture paléozoïque supérieure-mésozoïque lacunaire et mince, à caractères de ride (Săndulescu, 1975; Năstăseanu, 1978).

Entre les nappes supragéétiques et la nappe géétique s'interpose une série de nappes formées seulement de dépôts paléozoïques supérieurs-mésozoïques impliqués dans une série de nappes de couverture : nappe de Sasca-Gornjak (Săndulescu, 1975), nappes de Reșița et Lupac (Năstăseanu, 1978; Năstăseanu, données non publiées).

La nappe de Bocșa, à position paléogéographique interne par rapport à la nappe de Moniom est la plus développée et s'étende vers le sud dans le massif de Locva. Au nord du village de Dognecea, elle se conserve sous forme de lambeaux de charriage soit au-dessus de la nappe de Moniom soit sur les unités de la zone de Reșița. Au sud de cette localité, le plan de charriage de la nappe de Bocșa est inter-

secté par une faille régionale à pendant grand (faille de Sasca-Oravița), d'âge intra-miocène (Năstăseanu, Iancu, données non publiées). Dans le bassin de la vallée de Caraș, à l'ouest de la faille susmentionnée, on peut poursuivre, sur une distance d'approximativement 1 km., les effets du plan trouvé à la base de la nappe de Bocșa, marqué par cataclasites et mylonites plissées post-charriage. A proximité du plan on trouve des lames de calcaires crétaçés en faciès urgonien (à microfaune d'âge barrémien, selon les appréciations verbales de Pop et Năstăseanu). Les mêmes calcaires apparaissent sous forme de blocs métriques dans une brèche laminée, signalée pour la première fois dans cette note (fig. 2). Cette brèche est constituée prédominamment de métamorphites paléozoïques résultées de la nappe de Bocșa. L'âge de la brèche, localisée immédiatement sous les métamorphites laminées est (selon l'auteur) post-barrémien (probablement aptien), ce qui indique l'âge post-barrémien du charriage de la nappe de Bocșa aussi.

La continuité de la nappe de Bocșa, Tilva Drenii, et Moniom dans le bassin de Rusca Montană permet d'établir les relations avec les formations mésozoïques considérées comme appartenant à la nappe gétique.

Etant donné que le contact entre les nappes de Bocșa et Moniom et la nappe gétique est couvert par des formations crétaçées supérieures (Vraconien-Turonien, cf. Strutinski et al., 1983), on peut apprécier que l'âge des charriages de ces unités peut être attribué à la phase autrichienne. On constate de cette manière que les dépôts post-aptiens (Albien supérieur ou Vraconien-Sénonien) représentent la couverture commune (post-autrichienne) des unités supragétiques inférieures (Bocșa, Tilva Drenii et Moniom) et de la nappe gétique avec ses nappes de couverture.

Les liaisons mutuelles des nappes de Bocșa et Moniom avec celles de la zone de Reșița (qui peuvent être autrichiennes aussi) tout comme l'existence d'une lacune de sédimentation dans l'intervalle Aptien-Albien supérieur (Năstăseanu et al., 1977) et de la transgression des formations albiennes supérieures-cénomaniennes (Pop, 1963 ; Năstăseanu et al., 1977) offrent des arguments supplémentaires dans ce sens.

Les nappes de Bocșa et Moniom présentent des preuves de plissement post-charriage (synclinals et anticlinals de nappe, mylonites plissées etc.), générées pendant les phases méditerranéenne ou laramienne.

Dans le bassin de Rusca Montană, Strutinski et al. (1983) relève aussi l'existence de quelques chevauchements d'âge méditerranéen, intra-turonien, intervalle marqué par une discordance majeure (Szasz in Năstăseanu et al., 1977).

On peut attribuer à cette phase le chevauchement de la subunité de Bocișa-Drimoxa sur la subunité de Buchin et les dépôts mésozoïques du synclinal d'Ezeriș-Cîrncea (appartenant à la nappe de Bocșa), dont l'âge a été estimé par Bucur (note présentée au XII-ème Congrès de l'Association Carpatho-Balkanique, București, 1981), comme arrivant jusqu'au Cénomanien.

Les unités supragétiques de Banat et la partie sud du massif de Poiana Ruscă se corrélent en tant que position spatiale et âge avec

les unités séparées par Hann, Szasz (1984) à la partie supérieure de la nappe gétique, dans le bassin de la vallée de l'Olt.

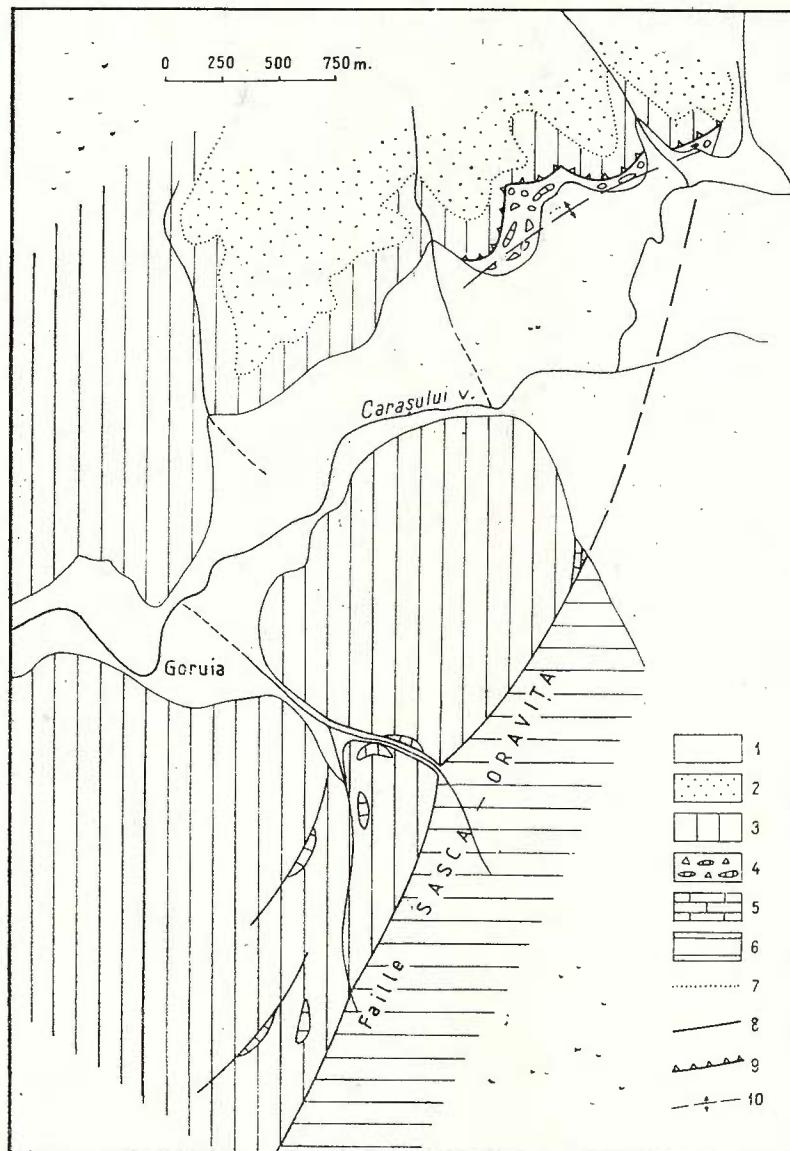


Fig. 2. — Schéma tectonique (Valea Carașului).

1, dépôts quaternaires ; 2, dépôts pannoniens ; 3, nappe de Bocșa (métamorphites pré-dévonniennes) ; 4, brèche à éléments cristallins et calcaires urgoniens ; 5, calcaires urgoniens (lames de rabotage) ; 6, formations paléozoïques supérieures — mésozoïques non différencierées ; 7, limite de transgression ; 8, faille ; 9, plan de charriage (autrichien) ; 10, anticlinal post-charriage.

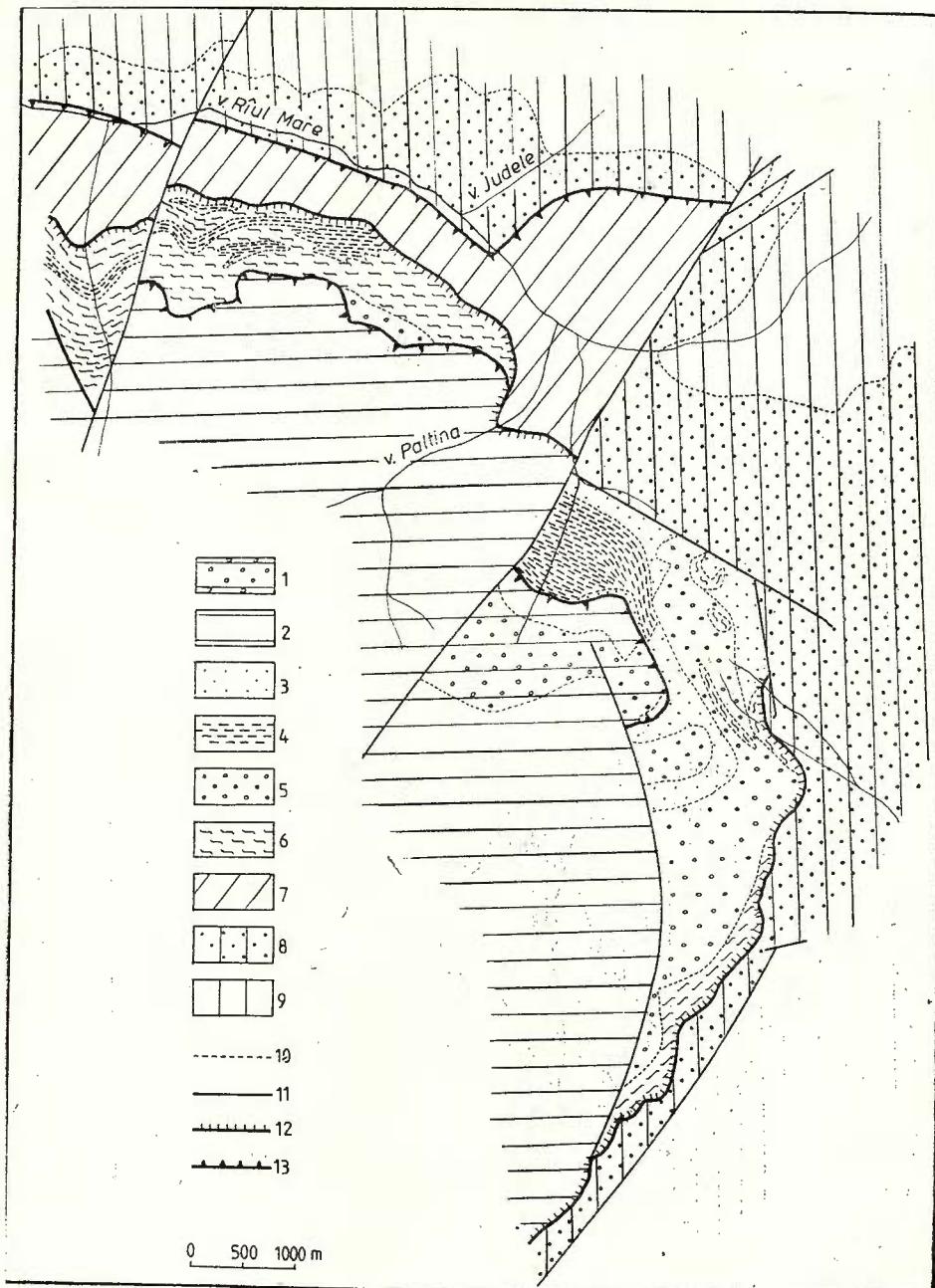


Fig. 3. — Schéma tectonique de la zone de Soarbele-Lăpușnic (T. Berza, A. Seghedi, V. Iancu), réinterprétée. Nappe géotique :

1, Permien, formation de Sturu ; Protérozoïque, le groupe de Sebeș-Lotru, unité de Borăscu ; 3, Albien ? formation de Izvorul Paltinei ; 4, Aptien, formation de Soarbele ; 5, Permien, formation de Sturu ; 6, Protérozoïque, le groupe de

**3.2. Unités infragéтиques.** A la partie inférieure de la nappe géétique on observe une série d'unités soit de métamorphites préalpines avec ou sans dépôts mésozoïques (unités de Borăscu et Jiduștița-Ivanu), soit de formations mésozoïques dépourvues de soubassement (nappe de Valea Jiului, nappe de Severin).

**3.2.1. Nappe de Borăscu.** Cette unité (fig. 3) a été séparée par Gherasi et al. (sous presse) dans la partie NE du massif de Godeanu. Elle comporte des métamorphites protérozoïques du groupe de Sebeș-Lotru, dépôts permiens (formation de Sturu) et dépôts mésozoïques à une appartenance structurale et paléo-géographique controversée.

Ainsi, Gherasi et al. (sous presse) les considère comme couverture sédimentaire géétique ; (Pop, in Berza et al., 1983) les traite de wildflysch sénonien appartenant au domaine danubien.

Nos observations concernant les liaisons structurales, les caractères déformationnels (micro- et mésostuctures) et la succession lithostratigraphique des formations mésozoïques de cette zone, nous ont conduit à des interprétations personnelles. Nous considérons que la formation de Izvorul Paltinei représente une formation de wildflysch (caractère remarqué par Pop et Stănoiu aussi) paratypique, pré-laramienne, chevauchant avec la nappe géétique les unités danubiennes pendant la phase laramienne.

Les dépôts mésozoïques qui appartiennent à l'unité de Borăscu sont représentés par les formations de Soarbele et Izvorul Paltinei (Gherasi et al., sous presse). La formation de Izvorul Paltinei est constituée d'une alternance de dépôts carbonatés et gréso-pélitiques qui renferment des niveaux de brèches sédimentaires et exolistolites de métamorphites du groupe (la série de Sebeș-Lotru) et congolérats permiens.

La matrice de la formation est affectée aussi par des déformations de compression, marquées par des plis symétriques ou asymétriques et par des clivages plans-axiales pénétratifs, précharriage, à développement constant.

L'âge de la formation de Izvorul Paltinei est considéré comme aprien sur base d'un riche contenu microfloristique déterminé par Visarion (in Berza et al., 1982) dans les échantillons prélevés de la matrice argileuse de la partie supérieure de la formation.

La formation de Soarbele qui repose sur la formation de Izvorul Paltinei est prédominamment gréso-conglomératique englobant des éléments roulés à dimensions réduites, prédominamment quartzeux. Son caractère détritique grossier, tout comme le charriage avec l'unité de Borăscu sur l'autochtone relatif du domaine danubien, nous détermine de la considérer présénonienne (possiblement albienne).

Sebeș-Lotru. Le domaine danubien, unité de Poiana Mărului ; 7, Jurassique-Crétacé inférieur ?, formation de Lăpușnic. Unité de Retezat-Parâng ; 8, Permien-Sénonien, couverture paléo-mésozoïque (non différentiée) ; 9, Protérozoïque-Paléozoïque moyen, soubassement préalpin ; 10, limite de transgression ; 11, faille ; 12, plan de charriage laramien ; 13, plan de charriage autrichien.



Les effets du charriage de l'unité surjacente sur l'unité de Borăscu sont marqués par les clivages de cisaillement très fréquents dans les rétromorphites précamibriennes et dans la formation permienne (qui présente des structures mylonitiques et blastomylonitiques synchrones au charriage autrichien, affectées par des plis et microplis post-charriage).

Les plans de cisaillement affectent aussi la partie supérieure de l'unité de Borăscu et entrecroise les plis et les clivages plans-axiales caractéristiques de la formation de Izvorul Paltinei.

Les caractères de wildflysch de la formation de Izvorul Paltinei (aptienne) tout comme le charriage de l'unité supérieure (nappe géтиque) sur l'unité de Borăscu sont des effets de la phase paroxismale autrichienne (néocrétacée). Tant l'unité de Borăscu à dépôts aptiens-albiens associés, que l'unité surjacente sont charriées en ensemble sur la formation turonienne-sénonienne appartenant à l'autochtone danubien (Pop in Berza et al., 1983 ; Năstăseanu, 1979).

On constate ainsi que le plan laramien de la base du lambeau de Godeanu entrecroise deux unités mises en contact pendant la phase autrichienne. C'est ici qu'on pose le problème à quoi appliquer la dénomination de „nappe géтиque“ : soit à l'unité supérieure (mésocrétacée), soit à tout l'ensemble situé par-dessus du plan laramien qui entrecroise le contact plus vieux, déjà mentionné. Dans ce dernier cas, le lambeau de Godeanu, appartenant à la nappe laramienne, englobe deux unités : unité de Borăscu et une unité supérieure pour laquelle nous acceptons la dénomination d'unité de Semenic (utilisée par Năstăseanu et al., 1981).

**3.2.2. Unité de Jidoștița.** Cette unité a été séparée par Conovici, Conovici (données non publiées) et Iancu, Hărtopanu (1982) à la partie est du lambeau de Portile de Fier et comporte des métamorphites de la formation de Jidoștița, quelquefois rétromorphes, sans dépôts mésozoïques. Elle a une position géométrique inférieure par rapport aux formations du groupe de Sebeș-Lotru de la nappe géтиque. Le contact entre ces deux unités est marqué quelquefois par mylonites et rétromorphites. L'âge de ce contact peut être mésocrétacé ou préalpin (Iancu, Hărtopanu, 1982).

Mentionnons l'apparition de la formation de Jidoștița dans une position tectonique similaire, dans la partie est du lambeau de Godeanu, dans les bassins inférieurs des vallées de Balmezu et Ivanu (unité de Ivanu, cf. Iancu, 1984). Dans cette zone, sous les métamorphites tectonisées du groupe de Sebeș-Lotru affleure un corps de calcaires mésozoïques qui représenterait un rest de couverture conservé sur l'unité de Ivanu, au-dessus du plan laramien à la base de la nappe géтиque.

**3.2.3. Nappe de Severin.** Cette unité, séparée par Codarcea (1940) est située à la base des unités de socle conservées ou entraînées par la nappe géтиque. Elle apparaît dans le plateau de Mehedinți de dessous

des lambeaux de Bahna et Portile de Fier, appartenant à la nappe géétique.

Il y a beaucoup de controverses en ce qui concerne l'existence de la nappe de Severin comme unité indépendante et sur l'origine du flysch de Sinaia et Comarnic : entre le domaine géétique et danubien (Codarcea, 1940 ; Năstăseanu, 1967 ; Săndulescu, 1975), entre l'unité de Mehedinți-Retezat et l'unité danubienne supérieure (Stănoiu, 1982) ou entre le domaine danubien et la plate-forme mœsienne (Pop, 1973 ; Măruntu, Stănoiu in Măruntu et al., 1973 ; Savu et al., 1982, 1983).

Stănoiu (1982) considère que tout le complexe situé sous le cristallin des lambeaux de Bahna et Portile de Fier représente un olistostrome sénonien (Campanien-Maestrichtien) qui suit en continuité de sédimentation sur les couches de Nadanova (Cénomanien-Turonien, cf. Pop, 1973) appartenant à la couverture mésozoïque du danubien externe.

On constate, des informations scientifiques fournies et des travaux concernant la nappe de Severin, que dans cette unité apparaissent :

1. Formations du flysch crétacé inférieur (couches de Sinaia et Comarnic) qui reposent en position allochtonne sur les formations néocrétacées de la couverture danubienne. Stănoiu (1982) mentionne l'individualité de quelques nappes de glissement gravitationnel (constituées des couches de Sinaia), insédimentées dans l'olistostrome sénonien.
2. Formations jurassiques : jaspes et radiolarites associés aux basaltes de fond océanique et des roches argileuses-gréseuses, semblables à celles de Schela (Savu et al., 1982, 1983). Les „couches d'Azuga“ sont considérées jurassiques aussi (Codarcea, 1940) et elles constituaient la matrice anchimétamorphique d'un olistostrome jurassique (Savu et al., 1982, 1983).
3. Ophiolites : basaltes et tufs basiques, péricidotites serpentinisées, englobés dans un complexe de mélange ophiolitique (Măruntu et al., 1978) et impliqués dans un olistostrome jurassique (Savu et al., 1982, 1983) ou sénonien (Măruntu et al., 1978) ou dans une nappe (Codarcea, 1940 ; Năstăseanu, 1967 ; Săndulescu, 1975).
4. Roches métamorphiques d'origine non précisée (Măruntu et al., 1978 ; Savu et al., 1982, 1983) englobées sous forme d'enclaves mécaniques dans le mélange ophiolitique, mais aussi des métamorphites appartenant au cristallin de Sebeș-Lotru de la nappe géétique (comme olistolites attribués par nous à l'olistostrome mésocrétacé). L'existence d'un olistostrome mésocrétacé dans la nappe de Severin est démontrée par : la présence des exolistolites du cristallin géétique en association avec des couches de flysch d'âge crétacé inférieur, fortement comprimées, ophiolites et formations sédimentaires jurassiques qui participent sous forme de mélange ophiolitique et formations jurassiques métamorphosées. Tant les lambeaux du cristallin de la nappe géétique et de l'unité de Jidoștița, que le complexe de roches de la nappe de Severin, présentent des déformations communes : les roches apparaissent sous forme de blocs dans le wildflysch sénonien de l'unité danubienne sous-jacente. Toutes ces données soutiennent l'idée de Codarcea (1940) concernant le chargement de la nappe géétique sur les formations englobées dans la nappe

de Severin pendant la phase mésocrétacée. La reprise de la nappe géétique pendant la phase laramienne est démontrée par la position allochtone des formations de la nappe de Severin et du cristallin surjacent sur la couverture néocrétacée de „l'autochtone“ danubien et par la présence des exolistolites qui proviennent des deux unités, dans le wildflysch sénonien du plateau de Mehedinți (Năstăseanu, 1976 ; Pop, 1973 ; Stănoiu, 1982).

Le plan laramien selon lequel s'est produit le déplissement des formations des lambeaux de Bahna et Portile de Fier entrecroise le vieux plan mésocrétacé et les formations de la nappe de Severin où apparaissent les blocs de cristallin originaires de la zone frontale de la nappe géétique, trouvée à la fin du Crétacé inférieur, dans une position plus interne (cf. Codarcea, 1940 ; Săndulescu, 1975).

**3.2.4. Nappe de Valea Jiului.** Cette unité structurale (fig. 4), séparée pour la première fois, affleure en fragments sur le versant droit de la vallée du Jiul de Vest et s'étend jusque dans la vallée de Jiețul (versant du nord des monts de Vilcan et Parîng). C'est une unité de couverture constituée prédominamment de métapélites et métasiltites à chloritoïde, pyrophilit, graphite (Iancu et al., 1984) associés à métarénites dans lesquelles se conserve de la matière charbonneuse (anthracite-métaanthracite). L'âge de cette formation du type Schela est liassique (Manolescu, 1932 ; Semaka, 1972 ; Stănoiu, Visarion, 1984). Sur cette formation reposent des calcaires mésozoïques recristallisés et déformés.

Nous considérons que toute l'association affectée par des déformations et métamorphisme alpin (phase mésocrétacée), se trouve en position allochtone, chevauchant des formations précambriennes et/ou paléozoïques de l'unité danubienne externe.

Les métapélites noires à chloritoïde ont été attribuées soit au Paléozoïque, soit au Mésozoïque, dans ce dernier cas étant considérées quelquefois des matrices du wildflysch crétacé supérieur (Năstăseanu, Pop — carte de R.S.R. au 1 : 50 000, feuilles Cîmpu lui Neag et Oslea), ou des olistolites dans le même wildflysch (Stănoiu, données non publiées).

Nous séparons cette unité de couverture sous le nom de „nappe de Valea Jiului“ tenant compte de la particularité de l'évolution déformationnelle et métamorphique (Iancu et al., 1984) et du contrast avec les formations crétacées supérieures du danubien externe (par exemple couches de Nadanova ou les formations de la vallée de Baleea).

Si on tient compte de la vergence générale des unités crétacées, de l'apparition dans le voisinage des formations de la nappe géétique tout comme de l'apparition de quelques roches similaires dans la nappe de Severin, cette nappe a une position paléogéographique interne et supérieure géométrique par rapport aux unités danubiennes, fait qui nous détermine de la rapprocher des unités infragéologiques.

142570

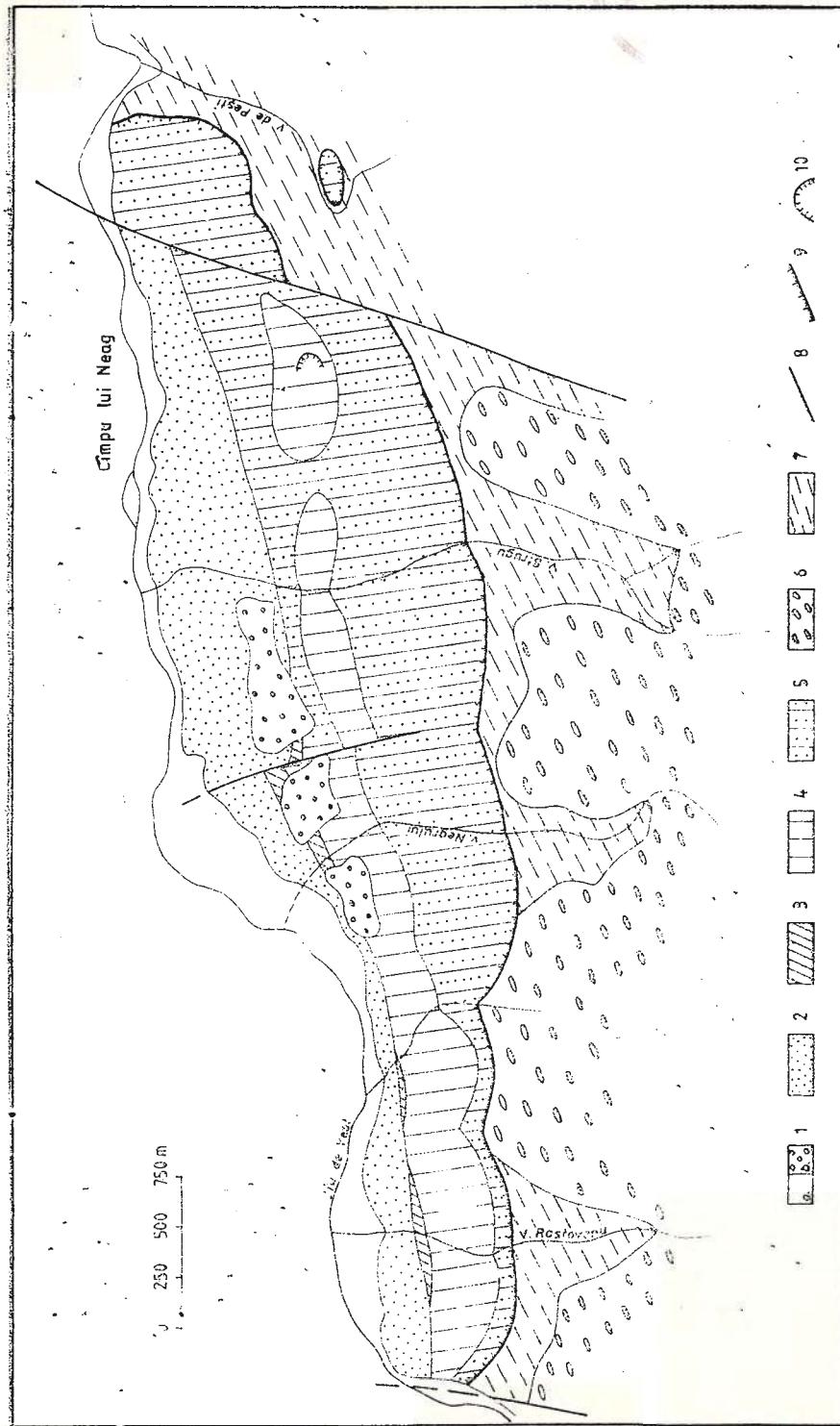


Fig. 4. — Schéma tectonique — vallée du Jiu de l'ouest.

1, Quaternaire ; 2, dépôts alluviales ; 3, Oligocène, couverture sédimentaire post-laramienne ; 3, Protérozoïque, formation du groupe de Sebes-Lotru (lames tectoniques) ; nappes de la vallée du Jiu ; 4, Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, calcaires recristallisés ; 5, Lias, métamorphites à faible degré (formation du type Schela) ; unité danubienne inférieure ; 6, Carbonifère supérieur, formation de Răstovanu ; 7, Carbonifère inférieur-moyen, formation de Oslea ; 8, faille ; 9, plan de charriage ; 10, carrière.

### Conclusions

Les formations métamorphiques préwestphaliennes et les dépôts paléozoïques supérieurs-mésozoïques (post-varisques) de la partie ouest des Carpathes Méridionales sont impliqués en des structures de charriage définitivées le long de deux phases tectogéniques paroxismales importantes : la phase laramienne et la phase autrichienne (mésocrétacée). Les effets d'une phase intermédiaire (méditerranéenne) sont plus réduits, étant signalés dans les unités supragétiques seulement. Tout l'ensemble structural résulté des plissements et des charriages a été affecté par des fractures régionales pendant le Miocène.

Les unités structurales générées par charriages pendant les phases crétacées ont été présentées dans cette note selon une systématisation fondée sur les rapports géométriques mutuels, ayant comme repère structural la nappe gétiique, et sur le moment de la mise en place des différentes nappes. Ainsi, par-dessus de la nappe gétiique on peut séparer les suivantes unités : unité de Timiș-Poiana Ruscă (laramienne) comportant des unités „supragétiques supérieures“ (autrichiennes) et les nappes de Bocşa, Tilva Drănenii et Moniom, représentant les unités „supragétiques inférieures“ (autrichiennes). Les unités de couverture de la zone de Reșița-Sasca ont été groupées comme unités gétiques, étant générées probablement pendant la phase mésocrétacée aussi.

A la partie inférieure de la nappe gétiique, qui occupe une aire importante dans les massifs de Semenic, Lotru, Căpățâna et dans les lambeaux de charriage (Godeanu, Bahna, Portile de Fier), on peut individualiser une série d'unités à extension réduite et discontinue : unité de Borăscu, unité de Jidostită (=Ivanu), nappe de Severin, unité de Valea Jiului.

Les contacts entre la nappe gétiique et ces unités conservées par-dessus le plan laramien sont mésocrétacés (quelques-uns possiblement préalpins (fig. 1) et suggèrent la reprise de la nappe gétiique dans la phase laramienne en des conditions tectoniques et après des plans de discontinuité différents partiellement de ceux de début de la phase autrichienne.

Les déplacements sur des plans de charriage générés pendant la phase autrichienne sont marqués par l'apparition des formations de wildflysch aptien-albien qui comportent des exolistolites originaires des zones frontales des unités charriées. Les formations postautrichiennes qui couvrent transgressivement ces plans, débutent dans l'Albien supérieur, Vraconien ou Cénomanien.

Les plans laramiens entrecroisent ou remobilisent les vieux structures et sont marqués par des formations du type wildflysch d'âge sénonien, chevauchées transgressivement par des dépôts maestrichtiens-paléogènes.

---

Je remercie le dr. ing. M. Săndulescu pour l'analyse critique du texte et pour les suggestions sur la systématisation du matériel présenté.



Les formations du cycle de sédimentation Trias-Crétacé inférieur présentent dans quelques unités structurales (nappes de Severin, nappe de Valea Jiului) des effets de compression puissante (plis serrés et foliations pénétratives) et néoformation métamorphique alpine.

### BIBLIOGRAPHIE

- Berza T., Seghedi A., Iancu V., Hârtopanu I., Hârtopanu P., Medeșan A., Udrescu C., Năstăseanu S., Morariu A. (1982) Rapport, Archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.
- Pop Gr., Seghedi A., Iancu V., Hârtopanu I., Hârtopanu P., Năstăseanu S., Udrescu C., Visarion A., Folea S. (1983) Rapport, Archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.
- Kräutner H. G., Dimitrescu R. (1983) Nappe Structure in the Danubian of the Central South Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.* LX, Bucharest.
- Bleahu M., Lupu M., Patrulius D., Bordea S., Ștefan A., Panin S. (1981) The Structure of the Apuseni Mountains. *Guide to Excurs. Carp.-Balk. Geol. Assoc., 12th Congr.*, București.
- Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau du Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX (1936), 74 p., București.
- Gherasi N., Berză T., Seghedi A., Stepan M., Iancu V. (sub tipar) Structura geologică a părții nordice a masivului Godeanu.
- Grubič A. (1983) Tectonic Feature and Mesozoic-Cainozoic History in East Serbia (Jugoslavia). *Ann. Inst. Geol. Geophys.*, LX, Trav. du XIIème A.G.C.B., București.
- Hann H. P., Szász L. (1984) Geological structure of the Olt Valley between Călineni and Brezoi (South Carpathians). *D. S. Inst. Geol. Geophys.*, LXVIII/5 (1981), p. 23-37, București.
- Iancu V. (1984) Polycyclic Deformations and Metamorphism of some crystalline rocks from the South Carpathians. *Ann. Inst. Geol. Geophys.*, LXI, Trav. du XIIème A.G.C.B., București.
- (1985) Lower Supracrustal Nappes of the Banat, Moniam-Dognecea Zone. *D. S. Inst. Geol. Geophys.*, LXIX/5 (1982), București.
- Hârtopanu I. (1982) Relations entre les formations métamorphiques polycycliques du Plateau Mehedinți. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/5 (1979-1980), p. 67-88, București.
- Udubaşa G., Rădan S., Visarion A. (1984) Complex Criteria of Separation of weakly Metamorphosed Formations. An Example: the South Carpathians. *Ann. Inst. Geol. Geophys.*, LXIV (1984), C.G.I. Moscova, 1984, p. 51-60, București.
- Kräutner H. G., Năstăseanu S., Berza T., Stănoiu I., Iancu V. (1981) Metamorphosed Paleozoic in the South Carpathians and its Relations with the Pre-Paleozoic Basement. *Guide to Excurs. Al, Carp.-Balk. Geol. Assoc., 12th Congr.* București.
- Maier Ö., Stan N., Berza T., Mărunțiu M., Hârtopanu I., Hann H., Gheucă I., Lemne M., Tănăsescu A., Romanescu L., Ionescu Fl., Popescu-Brădet P.



- (1978) Rapport, Archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, Bucureşti.
- Manolescu G. (1932) Das Alter der Schela Formaiton, *Bul. Soc. geol. Rom.* t. I, p. 169-174, Bucureşti.
- Mărăntiu M., Udrescu C., Vanghelie I., Stănoiu I. (1978) Rapport, Archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, Bucureşti.
- Murgoci (1905) La grande nappe des Carpates Méridionales. Contribution à la Tectonique des Carpates, *Merid. C. R. Acad. Paris*, 3, VIII, Paris.
- Năstăseanu S. (1967) Cretacicul superior din valea Cernei și date noi privind tectonica munților Cernei (Banat). *D. S. Com. Stat Geol., Inst. Geol.*, LIII/1 (1965-1966), p. 401-411, Bucureşti.
- (1978) Considérations préliminaires sur l'existence d'un système de nappes alpines dans la zone de Reșița à Lupac (Banat). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, p. 89-106, 1977, Bucureşti.
  - (1979) Géologie des Monts Cerna. *Ann. Inst. Geol. Geophys.*, LIV, p. 155-280, Bucureşti.
  - Stănoiu I., Popa E., Moraru D., Antonescu E., Drăgănescu A., Szasz L. (1977) Rapport, Archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, Bucureşti.
  - Bercia I., Iancu V., Vlad S., Hârtopanu I. (1981) The structure of the South Carpathians (Mehedinți-Banat Area). *Guide to Excurs. 2, Carp.-Balk. Geol. Assoc., 12th Congr.*, Bucureşti.
  - Maksimović B. (1983) La corrélation des unités structurales alpines de la partie interne Carpates Méridionales de Roumanie et de Jugoslavie. *Ann. Inst. Geol. Geophys.*, LX, *Trav. du XIIème A.G.C.B.*, Bucureşti.
- Pop Gr. (1968) Depozitele cretacic superioare din zona Sopot și semnificația lor paleotectonică, *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 13, 1, p. 189-200, Bucureşti.
- (1973) Depozitele mezozoice din Munții Vîlcău. Edit. Acad. R.S.R., p. 155, Bucureşti.
- Savu H., Udrescu C., Neacșu V. (1982) Rapport, Archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, Bucureşti.
- Udrescu C., Neacșu V., Gaftoi F. (1983) Rapport, Archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, Bucureşti.
- Sândulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpates. *Bul. Soc. géol., France* (7), XVII/3, p. 300-358, Paris.
- Kräutner H., Borcoș M., Năstăseanu S., Patrulius D., Ștefănescu M., Gheucă C., Lupu M., Savu H., Bercia I., Marinescu Fr. (1978) Harta geologică a R.S.R., scara 1:1 000 000, *Inst. Geol. Geofiz.*, Bucureşti.
  - Kräutner H., Balintoni I., Russo-Sândulescu D., Micu M. (1981) The structure of the East Carpathians (Moldavia-Maramureș Area). *Carp.-Balk. Geol. Assoc. 12th Congress, Guide Excurs. B3*, Bucureşti,
- Semaka Al. (1963) Despre vîrstă formațiunii de Schela. *Assoc. Géol. Carp.-Balk., Congr. V II* 12, p. 165-175, 1961, Bucureşti.
- Stănoiu I. (1973) Zona Mehedinți-Retezat, o unitate paleogeografică și tectonică distinctă a Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol.* LIX/5, (1972), p. 127-171, Bucureşti.
- Visarion A. (1983) Metamorphosed Paleozoic and Mesozoic Formations of the Mehedinți-Retezat Unit. *Ann. Inst. Geol. Geophys.*, LIX, *Trav. du XIIème A.G.C.B.*, Bucureşti.

- (1982) Orizontarea formațiunii neocretace de tip olistostromă din partea nord-vestică a Podișului Mehedinți. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/5 (1979-1980), p. 155-168, București.

Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XVI (1931), p. 327-410, București.

Strutinski C., Paica M., Bucur I. (1983) The Supragetic Nappe in the Poiana Ruscă. Massif an Argumenttion. *Ann. Inst. Geol. Geophys.*, LX, Trav. du XIIème A.G.C.B., București.

- (sub tipar) Upper Cretaceous Formations South of Rușchița. Paleotectonic Significance. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5, București.
- Hann H. P. (sub tipar) Reconsidération de la structure géologique de Rusca Montană et des implications sur la tectonique du massif de Poiana Ruscă. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5, București.

## UNITĂȚILE STRUCTURALE SUPRAGETICE ȘI INFRAGETICE DIN PARTEA DE VEST A CARPAȚILOR MERIDIONALI

(Rezumat)

În această lucrare sunt prezentate unitățile structurale cu o poziție geometrică superioară și inferioară în raport cu pînza getică, unitate majoră a Carpaților Meridionali, al cărei șariaj s-a realizat în două faze paroxismale importante: faza austriecă și faza laramică.

Primele pînze de soclu situate deasupra pînzei getice sunt pînzele supragedice inferioare, generate în cursul fazei austrice (mezocretacice). Atât pînza getică și pînzele în care a fost antrenată cuvertura ei paleo-mezozoică (pînzele de Reșița și Sasca-Gornjak) cît și pînzele supragedice inferioare (pînzele de Bocșa și Moniom) sunt acoperite de depozite post-mezocretacice (Albian sau Vraconian-Cenomanian) transgresive, bine dezvoltate în bazinul Rusca Montană.

Pînza de Timiș-Poiana Ruscă vine în contact cu pînzele supragedice inferioare și pînza getică prin intermediul unui plan de șariaj de vîrstă laramică: încălcă formațiuni Turonian superior-Campanian, fiind acoperit transgresiv de depozite maastrichtian-paleogene.

În poziție infragetică apar următoarele unități structurale: unitatea de Borăscu, unitatea de Jidoștița (= Ivanu), pînza de Severin și pînza de Valea Jiului.

Unitatea de Borăscu este delimitată la partea superioară de un plan de vîrstă mezocretacică iar la partea inferioară de un plan laramic (intra-Senonian) ce intersectează cele două unități aduse în contact în cursul fazei austrice: pînza getică și unitatea de Borăscu. Formațiunea de Izvorul Paltinei de vîrstă aptiană, ce aparține unității de Borăscu, are caractere de waldflysch cu exolistolite provenite din pînza getică, susținînd vîrsta mezocretacică a șariajului menționat.



Peteul de Godeanu, delimitat de planul laramic, depășește contactul dintre cele două mari unități danubiene (superioară și inferioară), care poate fi de asemenea mezocretacic, întrucât cele două unități danubiene au funcționat ca autohton, având depozite de cuvertură neocretacică cu caractere similare.

Pînza de Jidoștița (— Ivanu) constituată din metamorfite proterozoice parțial retrormorfozate, lipsită de depozite sedimentare, a fost separată la partea inferioară a pînzei getice și deasupra pînzei de Severin, în petelele de Bahna și respectiv Godeanu.

Pînza de Severin, care a fost antrenată în baza pînzei getice în faza laramică, conține formațiuni jurasice asociate cu ofiolite (sub formă de melanj tectonic, ofiolitic) și formațiuni de fliș cretacic inferior (strate de Sinaia și Comarnic), implicate într-o olistostromă pre-laramică (probabil mezocretacică).

Planul după care s-a produs deplasarea unităților menționate, alăturate în faza austrică și deplasarea lor peste autohtonul danubian în cursul fazei laramice intersectează sau remobilizează vechile plane și unități.

Pînza de Valea Jiului are în componență formațiuni liasice de tip Schela, afectate de deformări penetrative și metamorfism de grad scăzut și formațiuni carbonatice (Jurasic superior-Cretacic inferior) recristalizate. Această pînză, prin poziția ei geometrică și paleogeografică, pare a fi infragetică.

În concluzie, în ansamblul structural al părții de vest a Carpaților Meridionali apar o serie de unități structurale alpine (diferențiate pe schița structurală) care au fost generate în cursul a două faze paroxismale: faza austrică și faza laramică. Extinderea mare și relațiile pînzei getice cu unitățile danubiene sugerează inițierea ei în faza austrică și remobilizarea în faza laramică, după plane de discontinuitate (de forfecare) diferite, întrucât deasupra planului laramic sunt conservate plane și unități pre-laramice.

#### QUESTIONS

Cr. Chivu : Dans le contexte structural tectonique présenté quelle est la valeur accordée aux systèmes rupturaux (fractures), étant donné que certaines situations de l'exposé pourraient être très bien expliquées par ces fractures.

Réponse : Dans le schéma tectonique d'ensemble on a figuré les fractures régionaux intra-miocènes ultérieures au charriage laramien qui ont eu comme résultat des compartimentations et des mouvements différentiels. Quelques fractures quoiqu'elles présentent des caractères de failles inverses (par exemple la faille de Sasca-Oravița) entrecroisent les structures résultées par charriage.



### DISCUSSIONS

Gr. Pop : Selon ce qu'on a indiqué en d'autres occasions, les spécialistes sédimentologues admettent que les dépôts décrits dans l'unité de Borăscu représentent en réalité le Sénonien de type olistostrome (la partie supérieure) du domaine danubien. Cette interprétation exclue l'existence de l'unité de Borăscu.

En ce qui concerne l'unité de Valea Jiului, les arguments présentés ne sont pas convaincants. Des données supplémentaires seraient nécessaires pour que cette unité soit admise.

V. Iancu : Les formations de type wildflysch que nous avons séparés dans l'unité de Borăscu sont attribuées au Sénonien danubien, uniquement sur base des caractères lithologiques, sans des arguments paléontologiques et sans tenir compte de son évolution déformationnelle polyphasique

Quant à l'unité de Valea Jiului on a offert des données supplémentaires dans les réponses aux questions antérieures de l'auteur de l'intervention.





Institutul Geologic al României

## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

---

### GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE CENTRAL AREA OF THE METALIFERI MOUNTAINS, BALȘA-ARDEU-CIB ZONE<sup>1</sup>

BY

GHEORGHE MANTEA<sup>2</sup>, CAMELIA TOMESCU<sup>2</sup>

*Microfacies. Biomicrofacies. Oxfordian-Kimmeridgian. Tithonian. Bedoulian. Clypeina jurassica Favre microfacies. Ardeu Unit. Valea Mică-Galda Unit. Bozeș Unit. Metaliferi Mts.*

#### Abstract

The investigation of the central area of the Metaliferi Mts has pointed out a new structural unit which consists of a sequence of carbonate deposits of Oxfordian to Bedoulian age. This unit may be correlated with the calcareous lambeaux from the peaks Vulcanul, Strîmba and Plotunul, located in the north of the Metaliferi Mts and assigned to the Vulcan Unit. The Dumbrăvița Limestone (Oxfordian-Kimmeridgian) represented by ammonitico rosso facies, the Ardeu Limestone (Tithonian) of the Stramberg facies and the Băciua Limestone (Barremian-Bedoulian) of Urgonian facies have been reported for the first time and dated according to macropaleontologic and biomicrofacies assemblages.

---

#### Résumé

*La structure géologique de la partie centrale des Monts Métallifères, zone de Balșa-Ardeu-Cib. Les recherches effectuées dans la partie centrale des Monts Métallifères ont révélé la présence d'une nouvelle unité structurale, constituée d'une succession de roches carbonatées appartenant à l'intervalle Oxfordien-Bedoulien, qu'on peut corrélérer avec les lambeaux calcaires situés sur les cimes*

---

<sup>1</sup> Received April 30, 1984, accepted for communication and publication May 7, 1984, presented at the Meeting May 17, 1984.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș 1, R 79678, București, 32.



de Vulcanul, Strîmba et Plotunul, au nord des Monts Métallifères et appartenant à l'unité de Vulcan. On a identifié pour la première fois dans cette région le calcaire de Dumbrăvița (Oxfordien-Kimmeridgien) représenté par le faciès de type Stromberg et le calcaire de Băcăia (Barrémien-Bedoulien), tous datés à base des associations macropaléontologiques et de biomicrofaciès.

The area of study is situated in the central part of the Metaliferi Mts and consists of igneous and sedimentary formations, the age of which ranges from Jurassic till Quaternary. The present study envisages a new structural image of the mentioned area, as compared to the one presented by previous researchers, as well as a documented biomicrofacial characterization of Neojurassic and Eocretaceous carbonate rocks.

The evolution of ideas regarding this area is marked by the studies of Ilie (1938), Ghițulescu, Socolescu (1941), Borcos, Mantea (1964), Borcoș, Mantea, Gheorghită (1965), Berbeleac (1967, 1970, 1973, 1977), Mantea et al. (1971) and Bordea, Bordea (1980).

The investigations of the present authors have resulted in pointing out, for the first time, the presence of a nappe — Ardeu Nappe — which consists exclusively of carbonate rocks of Oxfordian to Bedoulian age. The newly stated structural unit thrusts over another structural unit, the Căpîlnaș-Techereu Unit (Lupu, 1972) built up of an igneous ophiolitic complex at the base and a sequence of Eocretaceous detrital rocks at the top.

### Structure of the Căpîlnaș-Techereu Unit

The Mesozoic igneous ophiolitic formations cover large areas and belong to that part of the ophiolitic mass represented by the Drocea massif, which links the Metaliferi Mts to the Trascău Mts. Berbeleac (1977) assigned them to the "Balșa-Techereu block" and they are supposed to have been emplaced during three stages: Jurassic (pre-Oxfordian); Oxfordian-Neocomian and Barremian-Aptian (Giușcă et al., 1963; Savu, 1976; Berbeleac, 1977).

The initial ophiolitic magmatic activity which took place during the pre-Oxfordian interval has been mainly expressed by basaltic lavas and pyroclastics. They include augite porphyritic basalts, amygdaloid basalts and augite vitreous basalts (Berbeleac, 1977) and occur on the right slope of the Balșa Valley, as well as to the north and south of the Pleșa Babei-Citera ridge. Augite andesites appear frequently associated with the mentioned basalts.

The second stage of magmatic activity includes both basaltic formations and other petrofacies types such as oligophyres, albitophyres, hornblende+pyroxene+biotite quartzitic andesites, even rhyolites, pointing to a remarkable chemical and petrographic variety. The mentioned sequences are especially represented by pyroclastics as breccias and agglomerates in alternance with coarse-grained cinerites and scarce flows of augite basalts and amphibole+pyroxene quartzitic andesites. The



ophiolitic formations belonging to the second stage of Mesozoic initial magmatic activity can be examined south of the Pleșa Babei-Pleșa Ardeului calcareous ridge and in the Cib-Corbul Hill-Drașcu Valley zone. A similar petrological sequence is reported by Lupu (1976) from the Trascău Mts; it consists of basalts, orthophyres and oligophyres in alternance with marly limestones, all belonging to a mixed formation of Tithonian-Berriasian age according to Mantea et al. (1968) or Kimmeridgian-Middle Tithonian age according to Lupu (1976). Similar to the Trascău basalts, the corresponding formations in the Balșa-Ardeu-Cib area underwent an intense spilitization process.

As regards the third stage of initial ophiolitic magmatic activity, which according to most of the previous researchers (Giușcă et al., 1963; Savu, 1967; Berbeleac, 1977) was assigned to the Barremian-Aptian interval, it is worth mentioning the following: in the Drașcu Valley, the products of the ophiolitic volcanic activity represented by pyroclastics (breccias, agglomerates, cinerites, tuffs) of hornblende+pyroxene+biotite quartz andesites are associated with an Eoalbian red-greyish detrital sequence made up of fine grained clays of red-greyish colour, violaceous-brick red siltites and yellow-greyish micaceous sandstones with scarce calcarenite intercalations. These data show that the mainly explosive ophiolitic volcanic activity took place as late as the Lower Albian. The hornblende+pyroxene+biotite quartz andesites, characteristic of the third stage, occur south of Citera, are associated with pyroxene andesites and hornblende+pyroxene+biotite dacites and show only non-differentiated pyroclastics.

### Eocretaceous Deposits

*The Valea Dosului Beds (Aptian).* These deposits resemble the Valea Dosului Beds, defined by Ghițulescu, Socolescu (1941) and have been reported from south of Almașul Mic, north of Pleșa Ardeului, in the Cib Valley, etc. They consist of alternating grey micaceous sandstones, in centimetric layers, grey quartzitic conglomerates, sandy micaceous clays and grey-bluish-blackish micaceous siltites with layers of calcareous breccious conglomerates.

The micropaleontological assemblage reported<sup>3</sup> from the grey-blackish clays (*Textularia foeda* Reuss, *Gaudryina dividens* Grabert, *Verneulinoides subfiliformis* Bart, *Lenticulina subgaulitina* Bart, *Epistomina caracolla* (Röener), *Conorboides valensis* Bart and Brand, *Spirillina minima* Schako, *Planulina crepidularis* (Röener), *Choffatella decipiens* (Schlumb) accounts for the assignment of these deposits to the Aptian.

*The Bulbuc-Bucerdea Beds (Lower Albian).* In the adjoining areas of the Cib locality, in the Drașcu Valley, crop deposits in wildflysch facies, almost identical with the Bulbuc-Bucerdea Beds, defined by Mantea et al. (1971) and built up of fine micaceous clay-marly shales, of red-greyish colour, unstratified, in alternance with violet-brick red-

greyish siltites and yellow-grey-whitish micaceous sandstones, with scarce greyish calcarenite interlayerings which reworked ophiolitic rock fragments. The Bulbuc-Bucerdea Beds in the Draşcu Valley show intercalations of cinerites, tuffs, breccias and agglomerates, pyroclasts of hornblende+pyroxene+biotite andesites. The micropaleontological study<sup>3</sup> of the samples collected from the Draşcu and Cib valleys points to an assemblage including *Hippocrepina depressa* Vasicek, *Lituotuba incerta* Franke, *Plectorecurvooides alternans* Noth and *Haplophragmoides concavus* (Chapmann). According to this assemblage the deposits mentioned above are assigned to *Plectorecurvooides alternans* and *Hippocrepina depressa* Zone characteristic of the Lower Albian. It also favours the parallel between the Bulbuc-Bucerdea Beds and the Meteş Beds (defined by Bleahu et al., 1967) and the Lhoty Beds from which Hanzlikova (1966) reports a similar micropaleontological assemblage.

### Ardeu Unit

The lithostratigraphic composition of this structural unit includes a sequence of carbonate rocks assigned to the Oxfordian-Lower Aptian interval.

The Dumbrăviţa Limestone (Oxfordian-Kimmeridgian), first defined in the central area of the Metaliferi Mts, consists of red-violaceous-green-yellow-greyish nodular limestones, unstratified and usually replaced by real calcareous breccias. These are characterized by a reddish carbonate-laterite groundmass which includes red-green-yellowish limestones and yellow-greyish micritic limestones. With no exception, the base of the Dumbrăviţa Limestone exhibits a white-yellow-greenish limestone with protoglobigerinas, thick of 2 m at the most. This limestone, generally fine micritic, is considered to represent the Oxfordian stage, being almost identical, from lithological and biostratigraphic points of view, with the Oxfordian limestone which occurs in the Devae Valley, in the Arîş Valley basin (Bârbulescu et al., 1966). It differs, from lithological point of view, from the Oxfordian red brec- cious limestones described from the Plotun-Vulcan-Brădişor zone, in the northern part of the Metaliferi Mts (Bordea et al., 1968). Unfortunately, this lithostratigraphic entity cannot be mapped and therefore it has been assigned to the Dumbrăviţa Limestone.

The red and green nodular limestones in ammonitico-rosso facies overlying the yellow-whitish micritic limestones of Oxfordian age and outcropping in the Dumbrăviţa Hill ("La Cruce") and at the springs of the Hotar Valley, contain an ammonite fauna, unfortunately poorly preserved out of which only the species *Taramelliceras compositum* Oppel and *Phylloceras consanguinum* Gemmellaro, have been determined<sup>4</sup>. On the left slope of the Cib Valley, east of the Picul Hill, the same limestones include ammonite, bivalve and brachiopod fragments difficult to determine. They also crop out on the left slope of the Draşcu Valley as well as north of the Fruntea Bâii Hill and show the characteristic brec- cious facies. The Dumbrăviţa Limestone is 40 m thick.

The microfacies study of the Dumbrăviţa Limestone occurring in the Dumbrăviţa Hill-spring of the Hotar Valley area shows the follow-



ing sequence : at the base, a level 2 m thick, of white-yellowish pack-stone and wackestone with spongiae spicules, *Protoglobigerina* sp., *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp. and embryonic ammonoideae. These are followed by pelagic crinoidal biopelmicrites with *Saccocoma* sp., *Globochaete alpina* Lombard, ostracods and foraminifers, then a packstone layer including *Eotrix alpina* Colom, *Pseudocyklamina lituus* (Yokoyama), *Trocholina alpina* Leupold, *Labyrinthina mirabilis* Weynoschenk, *Nodophtalmidium jurassicum* Carozzi, *Tolypammina gregaria* Wend., *Earlandia amplimuralis* (Radoičić), *Conicospirilla basiliensis* Mahler, etc. A similar microfacies sequence may be encountered in the Cib Valley, the Picul Hill, at Cornul Chiciorei and Pleșa Cornului ; in these areas, the Dumbrăvița Limestone consists at the base of a layer, 2 m thick, including white-pink-reddish packstone, biomicrites, biolithitic wacke-stone and coralline wackestone with protoglobigerinas, *Tolypammina gregaria* Wend, *Textularia* sp., etc., and at the top, red nodular lime-stones with *Phyloceras* sp., bivalves and brachiopods difficult to determine, represented from microfacies point of view by ooidic wacke-stone and crinoidal biopelmicrites with *Ophtalmidium carinatum* (Leischner), holothuroiids, *Saccocoma* sp., *Tolypammina gregaria* Wend, *Globochaete alpina* Lomb., *Nodosaria* sp., etc.

The Oxfordian-Kimmeridgian age of the Dumbrăvița Limestone is accounted by the biomicrofacies assemblages mentioned above, as well as by the cited ammonites which are typical of the Kimmeridgian in ammonitico rosso facies.

#### *Ardeu Limestone (Tithonian)*

This limestone crops out in the Pleșa Babei-Pleșa Ardeului ridge and south-west of it, in the Pleșa Mare-Piatra Galbenă zone. It is of white-yellowish colour, massive, coarse-grained, similar to a biolithitic calcarenite characteristic of the limestone in Stramberg facies. This limestone is usually represented by a typical calcareous breccia, which, in the Galbina-Piatra Brătii area, forms isolated lambeaux. The Ardeu Limestone is 150 m thick and contains a fauna typical of the Stramberg facies represented by echinoids whole specimens, unfortunately difficult to determine, crinoid columnalia and pedicles, bi-valves with a thick shell, gastropods, brachiopods, bryozoans, corals, hydrozoans, foraminifers, the floral element being represented by the calcareous algae. It overlies conformably the Dumbrăvița Limestone and is transgressively overlain by Eocretaceous limestones in Urgonian facies.

The Ardeu Limestone shows obvious microfacies and biomicrofacies resemblance to all the other Neojurassic limestones in the Metaliferi and Trascău Mts. It is worth mentioning the *Clypeina jurassica* (Favre) microfacies. From microfacies and biomicrofacies point of view, the Ardeu Limestone shows extremely varied features, which may be seen in the outcrops on the main crest Pleșa Ardeului-Cornul Chiciorei-Măgura Ardeului, in the Cib Valley (Cib Gorges), in the Dumbrăvița Hill, the Ardeu Valley, the Haia Vale brook, etc. It consists of coralline wackestone (Cib Gorges), coralline algal biolithites and biosparites, calcarenites with coralgal groundmass (Ardeu Valley), medium grained

packstone, biomicrites and mudstone (Măgura Ardeului, Cornul Chiciorei, etc.); most of the microfacies types show oncoid structures.

The fauna and the flora of the Ardeu Limestone include crinoids, ostracods, hydrozoans, spongiae, bivalves, bryozoans, corals, calcareous algae, foraminifers, etc. The synthetic concentrated biomicrofacies assemblages are represented by the following specimens: *Clypeina jurassica* (Favre), *Arabicodium jurassicum* Dragastan, *Baccinella irregularis* Radoičić, *Cayeuxia moldavica* Frollo, *Cayeuxia piae* Frollo, *Thaumathoporella parvovesiculifera* (Reineri), *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Salpingoporella pygmaea* (Gümbel), *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Macroporella* sp., *Trocholina alpina* Leupold, *Trocholina elongata* Leupold, *Conicospirillina basiliensis* Mahler, *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Evertcyclammina* sp., *Ammobaculites* sp., *Kilianina* sp., *Nautiloculina oolithica* Mahler, *Optalmidium* sp., *Haplophragmium* cf. *jurassicum* Schwager, *Hedbergella* sp., *Textularia* sp., *Nubecularia* sp., *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Tubyphites obscurus* Maslov, *Acervulina* sp., *Parachaetetes* sp., *Spongiomorpha* sp., *Peronidella* sp., *Thammnastrea* sp., *Aeolissacus amplimuralis* Radoičić, *Aeolissacus inconstans* Radoičić, *Globochaete alpina* Lombard, etc.

The lithological composition of the Ardeu Limestone is marked by the presence of intrabiosparitic biocalcarenites as well as coralline wackestone associated with packstone; the fine grained sequences of mudstone type are insignificant. The frequency of occurrence of corals and coralineaceae calcareous algae are important markers of the genesis of these rocks. Thus, their deposition in the areas adjoining to the reefal zone characterized by the accumulation of organic detritus is rather possible. The biolithites and the coralline algal biosparites, associated with wackestone with corallal groundmass, contain a great number of echinoderms (a marker of the low salinity of water), hydrozoans, corals, calcareous algae, spongiae, bryozoans, bivalves, foraminifers, etc.; this biotope accounts for the perireefal origin of the Ardeu Limestone. Both macro- and microfauna assemblages as well as microflora ones plead for the Tithonian age of this limestone.

In an eastern sector of the study area it is to note the unusual occurrence of some fine grained carbonate rocks in basinal facies. Thus, in the Băcia Valley, south of Fruntea Băii, the Neojurassic-Eocretaceous ophiolites (pyroclasts of hornblende+pyroxene+biotite andesites) are tectonically overlain by grey, unstratified mudstone associated with biopelmicrites bearing calpionellae and radiolarians (*Calpionella alpina* Lorenz, *Crassicollaria intermedia* D.D., *Crassicollaria* sp., *Tintinopsella carpathica* M. et F., "Lassioidiscus sp.", *Carpospaera* sp., *Dichtyomitra* sp., *Caenospaera* sp., *Xiphonospaera* sp., etc.), calcareous algae and bryozoan fragments, too. This mudstone containing calpionellae and radiolarians which suggest the existence of a basinal facies characteristic of the terminal Jurassic, usually crop out as small areas and are placed among perireefal sequences typical of the Ardeu Limestone. In our opinion, the presence of mudstone bearing calpionellae and radiolarians combined with calcareous algae and other organisms characteristic of the neighbouring reef areas in the Băcia Valley is to be interpreted

by delimiting some restrictive sectors in the perireefal zone, marked by deposition under wave action, which usually generates organic detritus that stands for the normal groundmass of some carbonate formations of packstone-wackestone type.

As regards the relationship between the terminal Jurassic deposits (Ardeu Limestone) and the Lower Cretaceous ones (Băciia Limestone) it is to mention that previous studies are not concerned with this problem as Urgonian carbonate rocks were not known in this area. By considering the data of our investigations, one should state that in the central area of the Metaliferi Mts the Neocomian deposits are absent and the Lower Cretaceous ones in Urgonian facies overlie transgressively the Upper Jurassic formations.

#### Băciia Limestone (Lower Barremian-Bedoulian)

The Eocretaceous Băciia Limestone, first reported from the central area of the Metaliferi Mts, may be seen in the Pleșa Ardeului-Pleșa Babei-Cornul Chiciorei-Măgura Ardeului crest, where it overlies transgressively the Ardeu Limestone (Tithonian), in the right side slope of the Băciia Valley, in the Cib Valley and in the western part of the area, in the Valea Rudilor Valley. It occurs in Urgonian facies, is 6 m thick and is overlain by grey-blackish unstratified calcarenites, grey wackestone bearing miliolids and orbitolinids, blackish intrabiosparitic calcarenites in layers of 40-50 cm in thickness (Valea Rudilor Valley), biosparites and algal biolithites (Pleșa Ardeului, Măgura Ardeului, etc)..

The fauna and flora of the Băciia Limestone is represented by bivalves with a thick shell (pachiodonts), microgastropods, calcareous algae, foraminifers, etc. The biomicrofacial assemblage typical of this limestone includes, in detail, the following species : *Arabicodium elongatum* Dragastan, *Baccinella irregularis* Radoičić, *Cayeuxia moldavica* Frollo, *Cayeuxia piae* Frollo, *Cayeuxia ana* Dragastan, *Arhaeolithothamnium* sp., *Boueina hochstetteri* Toula, *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Coptocampylodon fontis* Patrulius, *Salpingoporella exilis* (Dragastan), *Salpingoporella muelhbergii* Lorenz, *Salpingoporella exilis* (Draga-doičić), *Salpingoporella danilovae* (Radoičić), *Diplopora* cf. *johsoni* Praturlon, *Triploporella* sp., *Cylindroporella* aff. *arabica* Elliott, *Acicularia cf. elongata* Carozzi, *Acicularia* sp., *Neotrocholina friburgensis* (Guillaume et Reich.), *Trocholina alpina* Leupold, *Trocholina elongata* Leupold, *Pseudotextulariella* sp., *Sabaudia minuta* (Hofker), *Cuneolina* sp., *Dichthyconus arabicus* (Henson), *Dichthyconus* sp., *Orbitolinopsis simplex* Henson, *Orbitolinopsis* sp., *Palorbitolina lenticularis* (Blumembach), miliolids, *Cladocoropsis cretacea* Turnsek, *Lacrymorphus catenaeformis* Radoičić, etc.

According to this assemblage the Băciia Limestone is assigned to the Lower Barremian-Bedoulian age.

The microfacies and biomicrofacies features of this limestone point to its affiliation to a "back-reef" facies, the carbonate rock being generated behind the reef zone in the Barremian-Aptian sea, of normal salinity and adequate depth.



### Valea Mică-Galda Unit

This unit was delimited only in the northwest of the Balșa-Ardeu-Cib region and is exclusively represented by the Valea Mică Formation (Bordea, in Lupu et al., 1979; Bordea, Bordea, 1980). It is made up of deposits in wavyflysch facies and includes the following lithological members: grey-blackish silt shales associated with greyish diaclase sandstones and grey silt marls including light coloured limestone blocks, quartzitic andesites and basalts of the Mesozoic ophiolitic complex.

According to some microfauna assemblages (Bordea, Bordea, 1980) to the Valea Mică Formation was assigned the Santonian-Campanian age.

### Bozeș Unit

This structural unit has been defined by Lupu, Drăgănescu et al. (1980) as built up of Neocretaceous formations, namely the Geoagiu Beds and the Bozeș Beds.

The Geoagiu Beds (Upper Coniacian-Santonian), identified and defined by Mantea et al. (1962) in a sector south of the study area, crop out in the confluence area of the Cib and Băcia Valleys, south of Pleșa Ardeului, in the Fruntea Băii Hill and in the western end of this region, in the Piatra Roșie-Galbena sector. They consist of light grey micaceous marls, frequently in centimetric layers, and micaceous siltites of the same colour, associated with micaceous marls and brick red siltites or even grey-yellow-reddish micaceous sandstone layers, decimetric in size. In the Băcia Valley the Geoagiu Beds are 55 m thick. The Upper Coniacian-Santonian age was proved by an ammonite fauna (Mantea et al., 1962).

The Bozeș Beds (Santonian-Maastrichtian) occur in the south-southeastern area of the region in typical flysch facies. They were defined by Ghițulescu, Socolescu (1941) and assigned to the Cenomanian. Based on a rich paleontologic material the Bozeș Beds have been subsequently assigned to the Santonian-Maastrichtian interval (Tomescu et al., 1969) or even to the Turonian-Maastrichtian interval (Mantea et al., 1971). The flysch facies, characteristic of the Bozeș Beds, exhibits two rhythm types: binary rhythm mainly represented by quartzitic sandstones and scarce calcareous sandstones, in alternance with grey silt marls and a ternary rhythm consisting of microconglomerates, sandstones and grey marls. The Bozeș Beds are well stratified, of decimetric size, and are characterized by the occurrence of some mecanoglyphes of groove casts, bounce casts and flute casts type and of bioglyphes of Palaeodiction, Palaeobullia and Helminthoidea types. Extremely pronounced erosion channels are frequently present.

### Post-tectonic Formations

The post-tectonic sedimentary formations known in the Balșa-Ardeu-Cib region are characterized by molasse facies and are represented by the following lithostratigraphic entities:



Almașul Mare Gravels (Upper Maastrichtian (?) - Paleocene (?)) occur especially in the south of the study area, in the Valea Roșie-Burtuca sector, at Pleșa Mare and Muncelu. They were defined by Ghîțulescu, Socolescu (1941) and assigned to the Tortonian (Badenian), representing a red continental formation, typical of molasse sedimentation. They consist of slightly cemented conglomerates and well rolled gravels, which have a diameter of 3-4 cm and represent crystalline rocks (mainly white quartzites), ophiolitic igneous rocks, Neojurassic limestones (wackestone including *Clypeina jurassica* (Favre) and *Labyrinthina mirabilis* (Weynschenke), Eocretaceous limestones (calcarenites bearing *Coptocampylodon fontis* Patrulius and *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), Cretaceous sandstones, etc., surrounded by a brick red micaceous siltite-argillaceous matrix. Red sandstones, red-violaceous and grey clays occur at the top of this sequence. This complex characterized by structures and textures of criss-cross bedding type includes, according to Borcoș and Mantea (1964), some gypsum lenses or yellowish micritic limestone layers which point to the alternating development of continental-lacustral and lagoonal sedimentogenesis processes. North of the Balșa-Ardeu-Cib area, in the Zlatna-Almașul Mare zone, the Almașul Mare Gravels sequence contains frequent ignimbrite rhyolite intercalations which account for magmatic processes (probably Laramian) synchronous with the sedimentation one.

As concerns the age of this formation, according to Ilie (1934) it is Aquitanian, to Ghîțulescu, Socolescu (1941) Tortonian, to Borcoș, Mantea (1964) Middle Tortonian; Cioflica et al. (1966) assigns it to the Upper Helvetic. As far as the Almașul Mare Gravels do not contain fossil remnants, their chronostratigraphic assignment is based on a correlation with other similar red continental formations the age of which is stated according to different criteria. Therefore, the Almașul Mare Gravels may be associated with the Fața Băii Conglomerates the base of which shows rhyolite outcrops (near the church at Pătrîngeni). The radiometric study by means of method A (K/Ar — Lemneș et al., 1982) points to an age of more than 60 m.y., that is a chronostratigraphic interval corresponding to the Paleocene. The chronostratigraphic study of the Rîpa Roșie Formation — a correspondent of the Almașul Mare Gravels —, in the neighbouring areas of Alba Iulia locality (Mantea, Popescu in Lupu et al., 1984), points to the assignment of this formation to the Upper Maastrichtian-Cuisian (Lower Eocene) interval. On the other hand, both the Rîpa Roșie Formation and the red continental formation in the Zlatna-Almașul Mare basin (the Almașul Mare Gravels included) prove obvious resemblance to the lower red continental formations in Transylvania. By considering the opinion that the red continental rocks overlie conformably the Middle Maastrichtian marine molasse in the Mureș trough (Rîpa Roșie Formation) and transgressively and unconformably (although the notion of transgression is not appropriate for continental formations it is used just to point out the amplitude of subsidence process which accompanied the deposition of deposits) in the Zlatna-Almașul Mare basin, the following paleogeographic evolution of these areas is stated: at the end of Upper Cretaceous, most of the



sectors in the Apuseni Mts (excepting the south-eastern sector of the Metaliferi Mts) were emerged and became the source of detrital rocks of the continental formation. The accumulation of sediments was accompanied by subsidence and continued till the Cuisian, when, at least on the margin of the Transylvanian Basin at the contact with the Metaliferi and Trascău Mts, a complete sequence of Paleogene deposits overlain by Miocene formations was formed. Concomitantly with the sedimentation process which generated the red continental formation it is to note magmatic processes corresponding to Intrasedonian and Laramian phases.

### *Badenian*

The Middle Mediterranean deposits in the Zlatna-Almașul Mare basin, situated to the north-east of the Balșa-Ardeu-Cib region, are known to be represented by the horizon of grey argillaceous marls bearing globigerina which represents the base of the Badenian (Langhian) (Popescu in Lupu et al.; 1983). The Badenian formations in the study area are represented only by the Leitha Limestones. Therefore in the Dumbrăvița Hill crops out a yellow-greyish encrinitic limestone with bioclasts, coarse-grained of wackestone type, unstratified. It is a typical reefal limestone, its fauna being typical of the Leitha Limestone.

### *Quaternary Formations.*

The Quaternary formations on the whole occur on limited areas and are represented by alluvial, proluvial, colluvial (detritus and landslides) and deluvial-eluvial deposits.

The main valleys with alluvial deposits are Balșa, Ardeu, Valea Roșie and Băciua. Among the Quaternary formations assigned to the Holocene together with those mentioned above, it is to note the detritus accumulated at the base of the slope from the Pleșa Babei-Vîrful Cîtera crest consisting almost exclusively of limestone fragments and blocks, as well as the landslides south of Muncelu, an area built up of the pyroclasts of the ophiolitic complex that occurs southwest of the Dosul Peak, where Senonian marls and clays crop out. The deluvial-eluvial deposits occur only in the southeast of this region, next to Băciua, and include brown-yellowish clays containing limestone blocks, sandstones and ophiolitic igneous rocks.

### *Neogene Magmatites*

These rocks framed by Berbeleac (1973) as the third stage are of Barza type and were emplaced probably during the Volhynian-Malvensian interval. They crop out only in the west end of the study area; hornblende and pyroxene  $\pm$  biotite quartzitic andesites surrounded by lavas occur on Vîrful Ancii peak.



### Structural Remarks

The structural framework of the Balșa-Ardeu-Cib area is marked mainly by plicative elements, the disjunctive ones being of secondary value. The structural element which confers a spectacular aspect and lends colour to the structural image of the central part of the Metaliferi Mts is represented by the Ardeu Unit that consists of a limestone sequence of Oxfordian-Bedoulian age. It overthrusts the Căpîlnaș-Techereu Unit and is thrust under the Valea Mică-Galda Unit in the northeast and the Bozeș Unit in the east.

By considering the assignment of the Ardeu Unit to the South Apuseni Nappe System, some similarities with the Bedeleu Nappe (Lupu, 1972) are noted related to both the lithostratigraphic composition and to its position as upper structural unit. There are also striking differences between the two structural units as regards their position in respect of the other South Apuseni units. Therefore, the Bedeleu Nappe and the other units of the Bedeleu Nappe System (Lupu, in Bleahu et al., 1981) overthrust the Feneș and Valea Mică-Galda units, while the Ardeu Nappe is overlain by the Valea Mică-Galda and Bozeș units. On the other hand, the Ardeu Unit shows similarities with the Neojurassic-Eocretaceous limestone lambeaux — Vulcanul, Strîmba and Plotunul — situated in the northern sectors of the Metaliferi Mts and assigned to the Drocea-Criș Unit (Lupu, 1972). Like in the case of the Ardeu Nappe, these lambeaux are exclusively built of calcareous rocks, their stratigraphic sequence belonging to the Oxfordian-Lower Cretaceous interval. The Ardeu Nappe overthrusts the Căpîlnaș-Techereu Unit, and the Vulcan, Strîmba and Plotunul lambeaux overlie the Drocea-Criș Unit. As the Căpîlnaș-Techereu Unit overthrusts the Drocea-Criș Unit and the Feneș Unit, the newly delimited structural unit — the Ardeu Nappe — and possibly the limestone lambeaux occurring to the north of Crișul Alb should be assigned to the South Apuseni upper units. The emplacement stage of these nappes is considered (Lupu, in Ianovici et al., 1976) to correspond to Mesocretaceous and Laramian diastrophism stages.

The disjunctive dislocations are grouped into some fault systems which affect the ophiolitic igneous formations and the sedimentary ones during Neokimmerian, Mesocretaceous, Subhercynian, Laramian diastrophism as well as Miocene and post-Miocene stages. Most of the fractures belong to a NW-SE trending fault system, the youngest ones being represented by E-W trending tectonic lines. The most important effects of disjunctive tectonics are due to the Laramian fractures, the faults occurring to the south of Virful Moșul-Pleșa Ardeului crest and in the area of Fruntea Băii Hill and trending NW-SE, shifting both the Căpîlnaș-Techereu and the Ardeu units, as well as units assigned to the top of the South Apuseni structural units (e.g. Bozeș Unit built up of Neocretaceous deposits). In the north of the region (Piatra Albă-Dumbrăvița-Valea Cibului Fault) the E-W trending fracture system affects both the Almașu Mare Gravels (Upper Maastrichtian ?-Paleocene ?) and the Leitha Limestones (Badenian), and in the



southern extremity it shifts the Almașul Mare Gravels, the Ardeu Unit and the Bozeș Unit. The Neogene faults are probably much more numerous than those figured on the map; if the Laramian fractures have prefigured the site of the Neogene rocks, then the Neogene fractures have facilitated the emplacement of Neogene magmatites.

<sup>3</sup> The micropaleontologic determination of assemblages pointing to the age of the Valea Dosului Beds (Aptian) and the Bulbuc-Bucerdea Beds (Lower Albian) belongs to Floriana Georgescu, Enterprise for Geological and Geophysical Prospecting, Bucharest.

<sup>4</sup> The ammonoideae fauna yielded by the Dumbrăvița Limestone (Oxfordian-Kimmeridgian) has been determined by dr. Dan Patrulius, Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.

#### REFERENCES

- Bărbulescu A., Mantea Gh., Bordea I. (1966) Date noi privind depozitele neojurasicе din vestul masivului Trascău. *D. S. Inst. Geologie și Geofizică*, LXII (1964-1965), 4, București.
- Berbeleac I. (1967) Asupra unor roci eruptive remaniate în depozitele Cretacicului inferior din regiunea Valea Mică-Presaca Ampoiului (Munții Metaliferi). *D. S. LIV* (1966-1967). București.
- (1970) Evoluția tectonică, magmatică și metalogenetică a părții centrale și sudice a Munților Metaliferi. *Stud. Cerc. geol. geogr. geol.*, 15, București.
  - (1973) Report, Arch. Inst. Geol. Geophys., București.
  - (1977). Les ophiolites mesozoïques de la partie centrale des Monts Metalifères. *Rev. Roum. Geol., Géophys. et Géograph., Géologie*, 21, p. 19-33, București.
- Bleahu M., Dimian M. (1967) Studii stratigrafice și tectonice în regiunea Feneș-Ighiel-Întregalde (Munții Metaliferi). *D. S. Institutul Geologic*, LIII (1965-1966), 1, 281-304, București.
- Borcoș M., Mantea Gh. (1964) Vîrstă formațiunilor neogene din bazinul Zlatna-Almașul Mare. *D. S. Com. Geol. XLIX*, (1961-1962), 2, București.
- Mantea Gh., Gheorghită J. (1965) Relații stratigrafice și tectonice între formațiunile sedimentare mezozoice și complexul rocilor eruptive bazice mezozoice cu privire specială asupra Munților Metaliferi. *Com. Geol. S. S.N.G.*, III, București.
- Bordea S., Bordea I., Purecel R. (1968 b) Date noi asupra prezenței Oxfordianului în Munții Metaliferi. *D. S. Institutul Geologic*, LIV (1966-1967), 1, 239-242, București.
- Bordea I. (1980) Date noi privind geologia sectorului Valea Mică-Cib (Munții Metaliferi). *D. S. Institutul de Geologie și Geofizică*. 67/5, București.
- Cioflica Gr., Istrate Gh., Popescu Gh., Udubașa Gh. (1966 a) Contribuții la cunoașterea vîrstei produselor vulcanice din regiunea Hărțăgan — Trestia (Munții



- Metaliferi). *St. cerc geol., geofiz., geogr., Ser. geologie*, 11, 1, 171-182, Bucureşti.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI, Bucureşti,
- Giușcă D., Cioflica Gr., Savu H. (1963) Vulcanismul mezozoic din masivul Drocea. *Congr. V Asoc. geol. Carp.-balc., Seria I.* Bucureşti.
- Hanzlikova E. (1966) Die Foraminiferen des Lhothy-schichten *Acta Musei Moraviae (St. natur.)*, LI, Praha.
- Ianovici V., Borcoş M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) *Geologia Munţilor Apuseni*. Edit. Acad. R.S.R., Bucureşti.
- Ilie M. (1934) Allgemeiner Überblick über die Geologie des Siebenbürgischen Erzgebirges und der Berge von Trascău, *Bull. Soc. Rom. Geol.*, II, 44-48, Bucureşti.
- (1938) Sur les roches ophiolitiques des Monts Apuseni, *C. R. Acad. Sci. Roum.*, II, 4, 415-418. Bucureşti.
- Lemne M., Vâjdea E., Borcoş M., Tănăsescu A., Romanescu O., Iosipenco N. (1982) Report, Arch. Inst. Geol. Geophys., Bucureşti.
- Lupu M. (1972) Stratigrafia și structura formațiunilor mezozoice din masivul Trascău. Rezumatul tezei de doctorat. Bucureşti.
- (1976) The main tectonic features of the South Apuseni Mts. *Rev. Geol., Geogr. serie Geologie*, Bucureşti.
- Năstaseanu S., Bordea S. (1979) Olistostromes of the South Carpathians and South Apuseni Mountains. *Guidebook for the Field Works of the 3.2. Working Group* (1979). The Mesozoic History of the South Apuseni Mountains. *Ann. Inst. Geol. Geophys.*, Bucureşti.
- Avram E., Bratosin I., Bordea S., Bordea J., Cioflică Gr., Dumitrică P., Lazăr C., Lupu D., Nicolae I., Mantea Gh., Savu H., Ştefan A., Udrescu C., Vlad Ş. (1983) Report, Arch. Inst. Geol. Geophys., Bucureşti.
- Avram E., Bordea S., Cioflică G., Dumitrică P., Lazăr C., Lupu D., Mantea Gh., Nicolae I., Popescu Gh., Ştefan A., Vlad Ş. (1984) Rep. arch. Inst. Geol. Geophys., Bucureşti.
- Mantea Gh., Antonescu E., Bordea S., Bordea I., Georgescu F., Georgescu V., Purecel R., Tomescu C. (1962) Rep. Arch. Inst. Geol. Geophys., Bucureşti,
- Bordea I., Georgescu V. (1968) Rep. Arch. Inst. Geol. Geophys., Bucureşti.
- Bordea I., Tocorjescu M. (1971) Structura geologică a regiunii cuprinsă între Valea Mică-Ciungi-Tăuți (Bazinul văii Ampoiului — Munții Metaliferi). *D. S. Inst. Geol.*, LVII, 1969-1970, Bucureşti.
- Savu H. (1967) Considerații asupra relațiilor stratigrafice și petrologice ale ofiolitelor din România. *Ann. Inst. Geol.*, XXXVI, Bucureşti.
- Tomescu C., Panin S., Georgescu F., Mantea Gh., Antonescu E. (1969) Contribuții la stratigrafia depozitelor neocretacice din Munții Apuseni de Sud. *St. Cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie*, 14, 1, 239-252, Bucureşti.



STRUCTURA GEOLOGICĂ A PĂRTII CENTRALE  
A MUNȚILOR METALIFERI — ZONA BALȘA-ARDEU-CIB

(Rezumat)

Cercetările întreprinse de autori au condus la prezentarea unei imagini structurale a părții centrale a Munților Metaliferi diferită de aceea infățisată de antecercetători, precum și efectuarea pentru prima oară în această regiune a unui studiu microfacial și biomicrofacial al depozitelor carbonatice neojurasice și eocretacice. Rezultatul acestor cercetări s-a concretizat prin punerea în evidență a unei pînze de șariaj. Pînza de Ardeu — constituită exclusiv din depozite carbonatice avînd o vîrstă comprehensivă oxfordian-bedouliană, care încalcă peste unitatea de Căpîlnaș-Techereu. În partea inferioară a acestei unități se află formațiuni eruptive ofiolitice mezozoice aparținînd tronsonului ofiolitic al masivului Drocea care face legătura dintre Munții Metaliferi și Munții Trascău, denumit „blocul Balșa — Techereu“. Activitatea magmatismului inițial ofiolitic, desfășurată în trei etape (Pre-Oxfordian ; Oxfordian-Neocomian ; Barremian-Aptian) s-a exprimat succesiiv prin lave și piroclastite bazaltice, andezite cu augit, oligofire, albitofire, andezite cuartifere cu hornblendă, piroxeni și biotit și chiar riolite. Autorii precizează că activitatea vulcanică ofiolitică se extinde pînă în Albian inferior (în valea Drașcului pot fi urmărite alternanțe ale breciilor, aglomeratelor, cineritelor și tufurilor (piroclastite ale andezitelor cuartifere) cu o serie roșie cenușie eo-albiană (argile rosii-cenușii, siltite, gresii, calcarenite).

Unitatea de Căpîlnaș-Techereu comportă și depozite eocretacice reprezentate prin Stratele de Valea Dosului (Aptian) și Stratele de Bulbuc-Bucerdea (Albian inferior), acestea din urmă îmbrăcînd un facies de Wildflysch.

Pînza de Ardeu apare constituită dintr-o succesiune de roci carbonatice care ocupă intervalul Oxfordian-Bedoulian. Calcarul de Dumbrăvița (Oxfordian-Kimmeridgian) plasat la baza acestei succesiuni, debuteză cu pakstone și wackestone cu protoglobigerine, lenticuline, spiriline și ammonoidee embrionare; ele sunt substituite de biopelmicrite crinoidale cu *Saccocoma* sp., *Pseudocyclammina lituus*, *Trocholina alpina*, *Labirinthina mirabilis*, *Nodophthalmidium jurassicum*, *Tolypanmina gregaria*, *Acolissacus amplimuralis*, etc. Calcarele nodulare rosii de facies ammonitico-rosso care se dispun la partea superioară conțin și o faună de amoniți din care *Tarameliceras compositum* și *Phyloceras consanguinum* atestă existența Kimmeridgianului. Calcarul de Dumbrăvița suportă în continuitate de sedimentare Calcarul de Ardeu (Tithonic) de facies Stramberg, frecvent reprezentat printr-o veritabilă brecie calcaroasă. Fauna acestuia constă din echinide, bivalve, gasteropode, brahio-pode, briozăre, corali, hidrozoare și foraminifere, elementul floral fiind reprezentat prin alge calcaroase. Microfacial, el apare constituit din wackestone coraligene, biolithite și biosparite alge coraligene, calcaroante cu matrice coralgală, packstone și biomicrite, uneori cu structuri oncoidice, cu *Clypeina jurassica*, *Arabicodium jurassicum*, *Thaumathoporella parvovesiculifera*, *Salpingoporella pygmaea*, *S. annulata*, *Nautilo-*

*culina oolithica*, *Haplophragmium cf. jurassicum*, *Cladocoropsis mirabilis*, etc.

În sectorul Băciu este semnalată prezență insolită a unor depozite carbonatice de facies bazinal. Sunt menționate mudstone și biopelmicrite cu *Calpionella alpina*, *Crassicollaria intermedia*, *Tintinopsella carpathica*, *Lassioidiscus* sp., *Carposphaera* sp., *Dichtyomitria* sp., alge calcaroase și fragmente de briozoare. Autorii explică apariția acestor depozite de facies bazinal într-un areal tipic recifal prin individualizarea unor sectoare restrictive în zona perirecifală.

Peste Calcarul de Ardeu se dispune transgresiv Cretacicul inferior de facies urgonian, reprezentat prin Calcarul de Băciu (Barremian inferior-Bedoulian). Acesta comportă calcarenite cenușii-negricioase cu intraclaste, wackestone cenușii cu miliolide și orbitolinide, biosparite și biolithite algale. Fauna și flora Calcarului de Băciu, recunoscut pentru prima oară în această parte a Munților Metaliferi, constă din pahiodonte, microgasteropode, *Arabicodium elongatum*, *Bacinella irregularis*, *Cayeuxia moldavica*, *C. piae*, *C. anae*, *Boueina hochstetteri*, *Lithocadrium aggregatum*, *Coptocampylodon fontis*, *Salpingoporella exilis*, *S. muelbergii*, *S. melitae*, *S. danilovae*, *Diplopora* cf. *johsoni*, *Cylindroporella aff. arabica*, *Neotrocholina friburgensis*, *Pseudocyclammina hedbergii*, *Nautiloculina brönnimanni*, *Sabaudia minuta*, *Dictyococonus arabicus*, *Orbitolinopsis simplex*, *Palorbitolina lenticularis*, miliolide, *Cladocoropsis cretacea*, *Lacrimorphus catenaformis*, etc. Caracterele microfaciale proprii acestui calcar pledează pentru încadrarea lui la un facies tip „back-reef“.

Pînza de Valea Mică-Galda, unitate structurală recunoscută în partea de NW a regiunii, este reprezentată prin Formațiunea de Valea Mică (aceasta comportă depozite santonian-campaniene de facies Wildflysch).

Pînza de Bozeș apare de asemenea constituită din depozite neocretacice, respectiv Stratele de Geoagiu (Coniacian superior — Santonian) și Stratele de Bozeș (Santonian-Maastrichtian). Dintre formațiunile post-tectonice sunt menționate Pietrișurile de Almașul Mare (Maastrichtian-Cuisian), depozite badeniene reprezentate prin calcare de Leitha, depozite cuaternare și roci eruptive neogene. Acestea din urmă, puse în loc probabil în timpul Volhyanian-Malvensianului, apar ca o înrădăcinare bordată de lave și piroclastite în Vf. Ancii (andezite cuarțifere cu hornblendă, biotit și piroxeni).

Cadrul structural este marcat în special de elemente plicative, entitățile disjunctive jucând un rol secundar. Elementul structural care dă culoare imaginii structurale a părții centrale a Munților Metaliferi îl reprezintă pînza de Ardeu. Aceasta șariază peste unitatea de Căpîlnaș-Techereu și este încălecată la rîndul ei de unitățile structurale de Valea Mică-Galda și Bozeș. Pînza de Ardeu prezintă asemănări remarcabile cu lambourile de calcare neojurasice-eocretacice Vulcanul, Strîmba și Plotunul, situate în partea de nord a Munților Metaliferi și incorporate în unitatea de Drocea-Cris.

Accidentelete disjunctive sunt grupate în cîteva sisteme de falii care au activat în timpul fazelor de diastrofism neocimmeriană, mezocreata-

cică, subhercinică, laramică, precum și în cursul fazelor miocene și post-miocene, acestea din urmă prefigurînd amplasamentul viitoarelor bazine neogene și facilitînd punerea în loc a magmatitelor neogene.

### QUESTIONS

I. Balintoni: 1. Why is the Ardeu Nappe Laramian, if the youngest deposits overlain by it are assigned to the Lower Albian?

2. Why is the Ardeu Nappe different from the Bedeleu Nappe?

3. Which are the nappe trendings?

4. What accounts for the nappe position of the Valea Mică-Galda and Bozeș units with respect to the Ardeu Unit?

5. Why are Neogene igneous rocks considered post-tectonic?

*Answer:* 1. The Ardeu Nappe overthrusts the Eoalbian deposits and could therefore have been emplaced during the Mesocretaceous stage; considering that most of the South Apuseni nappes resulted from Laramian diastrophism, the Ardeu Nappe was assigned to the upper nappes too.

2. There are obvious differences between the Ardeu Nappe and the Bedeleu Nappe system, regarding their position with respect to the other South Apuseni units; thus, the Bedeleu Nappe overthrusts the Feneș and Valea Mică-Galda units, while the Ardeu Nappe is tectonically covered by Valea Mică-Galda and Bozeș units.

3. The nappes trend SE-NW.

4. Taking into account that in the Ampoi basin the Valea Mică-Galda and Bozeș units are well argued lithostratigraphically and with respect to their relations with the other structural units, their contact with the Ardeu Unit, south-east of Ardeu, evinces the Bozeș Unit thrust over the Ardeu Unit.

5. The Neogene igneous rocks are considered to represent a post-tectonic formation with respect to the structural units which constitute the Balșa-Ardeu-Cib zone, its structural framework being concluded at the same time with the Laramian diastrophism.

### DISCUSSION

I. Balintoni: Considering that the youngest deposits overthrust by the Ardeu Nappe are Lower Albian in age, the Austrian age of this tectonic unit may be taken into account. The Ardeu Nappe may be related, on facies grounds, to a part of the Bedeleu Nappe, and if the Ardeu Nappe is proved to be Mesocretaceous, then this correlation is necessary. Both tectonic units occur in upper position within the structural framework of the Metaliferi Mts. We do not agree with the opinion that the Neogene igneous rocks represent a post-tectonic formation, as they show features characteristic of magmatic processes in com-



pression areas, while on the Romanian territory paroxysmal tectogeneses are reported from the Neogene.

Gh. Mantea: Irrespective of whether we accept or not the emplacement of the Ardeu Nappe during the Austrian phase, this may not be related to the Bedeleu Nappe due to stratonomic-stratigraphic differences and to the relations with other units in the South Apuseni Mts (as shown in my answer to the second question). It is better to relate the Ardeu Nappe to the Vulcan Nappe, which shows that these lambeaux are remnants of a large nappe exclusively built of Oxfordian-Bedoulian carbonate deposits.

Taking into account the fact that the presence on the Romanian territory of paroxysmal tectogeneses during the Neogene is not implied by the object of the present study, I think this subject will be better treated in connection with Neogene structures.

### EXPLANATION OF PLATES

#### Plate III

- Figs. 1, 2. — *Clypeina jurassica* (Favre); Tithonian; Dumbrăvița Hill, Cib Valley;  $\times 25$ .
- Fig. 3. — *Nodophtalmidium jurassicum* (Carozzi); Upper Oxfordian-Lower Kimmeridgian; Pleașa Cornului Crest;  $\times 25$ .
- Fig. 4. — *Aeolissacus inconstans* Radoičić; Tithonian-Cenomanian; Dumbrăvița Hill;  $\times 25$ .
- Fig. 5. — *Thaumathoporella parvovesiculifera* (Reineri); Triassic-Cretaceous; Haia Vale Brook, Pleașa Cornului Crest, Ruda Valley;  $\times 25$ .
- Fig. 6. — *Discorinopsis* sp.; Upper Jurassic-Lower Cretaceous; Dumbrăvița Hill;  $\times 25$ .

#### Plate IV

- Figs. 1, 2, 3. — *Labyrinthina mirabilis* Weynoschenk. Kimmeridgian-Lower Tithonian. Cib Valley, Ardeu Valley. Longitudinal section;  $\times 25$ .
- Figs. 4, 5, 6. — *Labyrinthina mirabilis* Weynoschenk. Kimmeridgian-Lower Tithonian. Cib Valley, Dumbrăvița Hill. Cross section;  $\times 25$ .
- Figs. 7, 8, 9. — *Labyrinthina mirabilis* Weynoschenk. Kimmeridgian-Lower Tithonian. Pleașa Cornului Crest, Cib Valley, Haia Vale Brook. Cross section;  $\times 25$ .

#### Plate V

- Fig. 1. — *Kilianina* sp. Kimmeridgian. Cib Valley;  $\times 25$ .
- Fig. 2. — *Acervulina* sp. Tithonian. Ruda Valley;  $\times 25$ .
- Fig. 3. — *Haplophragmium* cf. *suprajurassicum* Schwager. Tithonian. Cib Valley;  $\times 25$ .
- Fig. 4. — *Parachaetetes* sp. Tithonian. Ruda Valley;  $\times 25$ .

Fig. 5. — *Lituonella* sp. Tithonian. Ruda Valley;  $\times 25$ .

Figs. 6, 7. — *Conicospirillina basiliensis* Mohler. Kimmeridgian-Lower Tithonian. *bilis*). Kimmeridgian-Tithonian. ibC. Valley. Cross section; 5) longitudinal section;  $\times 25$ . Haia Vale Brook;

### Plate VI

Fig. 1. — *Cayeuxia piae* Frollo (associated with *Labyrinthina mirabilis*). Kimmeridgian-Tithonian. Cib Valley;  $\times 25$ .

Fig. 2. — *Cayeuxia moldavica* Frollo (associated with *Conicospirillina basiliensis*). Kimmeridgian-Tithonian. Cib Valley. Longitudinal section;  $\times 25$ .

Fig. 3. — *Cayeuxia* sp. (associated with *Nodophthalmidium jurassicum*). Kimmeridgian-Tithonian. Pleașa Cornului Crest. Cross section;  $\times 25$ .

Figs. 4, 5. — *Cayeuxia* cf. *moldavica* Frollo (ssociated with *Labyrinthina mirabilis*). Kimmeridgian-Tithonian. Cib Valley. Cross section; 5) longitudinal section;  $\times 25$ .

### Plate VII

Fig. 1. — *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama). Upper Tithonian. Ruda Valley. Tangential section;  $\times 25$ .

Figs. 2, 3. — *Pseudocyclammina* cf. *hedbergii* Maync. Barremian-Aptian. Pleașa Cornului Crest, Băcăia. Longitudinal section;  $\times 25$ .

Fig. 4. — *Ammobaculites* sp. Barremian-Aptian. Haia Vale Brook. Elongated section;  $\times 25$ .

Fig. 5. — *Ammobaculites* sp. Upper Tithonian. Ruda Valley. Longitudinal section;  $\times 25$ .

Fig. 6. — *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama. Upper Tithonian. Dumbrăvița iHll. Cross section;  $\times 25$ .

Fig. 7. — *Pseudocyclammina* sp. Upper Tithonian. Ruda Valley;  $\times 25$ .

### Plate VIII

Figs. 1, 2. — *Protoglobigerina* sp. Pelmicrites. Oxfordian. Pleașa Cornului Crest, Haia Vale Brook;  $\times 50$ .

Fig. 3. — Holoturidae sclerite. Lower Tithonian. Pleașa Mare Crest;  $\times 50$ .

Fig. 4. — Radiolarian biomicrites. Lower Tithonian. Băcăia;  $\times 50$ .

Fig. 5. — *Globochaete alpina* Lombard. Upper Tithonian. Haia Vale Brook;  $\times 50$ .

Fig. 6. — *Crassicollaria massutiniana* (Col.) Upper Tithonian. Haia Vale Brook;  $\times 50$ .

Fig. 7. — *Tintinopsis carpathica* (M et F). Upper Tithonian. Haia Vale Brook;  $\times 50$ .

Figs. 8, 9. — *Calpionella alpina* Lor. Upper Tithonian. Haia Vale Brook;  $\times 50$ .

### Plate IX

Fig. 1. — *Salpingoporella pygmaea* (Gümbel). Upper Tithonian. Pleașa Cornului Crest. Cross-axial section;  $\times 25$ .

Figs. 2, 3. — *Salpingoporella exilis* (Dragastan). Barremian-Aptian. Pleașa Ardeului Crest, Băcăia. Axial section;  $\times 25$ .



- Fig. 4. — *Triploporella* sp. Upper Barremian-Lower Aptian. Haia Vale Brook. Axial section ;  $\times 25$ .
- Figs. 5, 6. — *Salpingoporella annulata* Carozzi. Upper Tithonian. Ruda Valley, Pleaşa Cornului Crest. Cross section ;  $\times 25$ .
- Fig. 7. — *Salpingoporella muelhbergii* (Lorenz). Barremian Măgura Ardeului Hill ;  $\times 25$ .
- Fig. 8. — *Triploporella* sp. Upper Barremian-Lower Aptian. Zlatna, Băciua. Cross section ;  $\times 25$ .
- Fig. 9. — *Triploporella* sp. Upper Barremian-Lower Aptian. Pleaşa Ardeului Crest ;  $\times 25$ .

### Plate X

- Fig. 1. — *Seliporella danilovae* (Radoičić). Upper Barremian-Lower Aptian. Ciб Valley. Cross section ;  $\times 25$ .
- Fig. 2a. — *Seliporella danilovae* (Radoičić). Upper Barremian-Lower Aptian. Măgura Ardeului Hill, Cross section ;  $\times 25$ .
- Fig. 2b. — *Salpingoporella muelhbergii* (Lorenz). Upper Barremian-Lower Aptian. Măgura Ardeului Hill. Longitudinal section ;  $\times 25$ .
- Fig. 3. — *Seliporella danilovae* (Radoičić). Măgura Ardeului Hill. Cross section ;  $\times 25$ .
- Fig. 4. — *Salpingoporella melitae* Radoičić. Upper Barremian-Lower Aptian. Haia Vale Brook. Longitudinal section ;  $\times 25$ .

### Plate XI

- Fig. 1. — *Salpingoporella melitae* Radoičić. Upper Barremian-Lower Aptian. Măgura Ardeului Hill. Longitudinal section ;  $\times 25$ .
- Figs. 2, 6, 7a. — *Salpingoporella melitae* Radoičić. Măgura Ardeului Hill. Cross section ;  $\times 25$ .
- Fig. 3, 5. — *Salpingoporella melitae* Radoičić. Pleaşa Cornului Crest. Cross section ;  $\times 25$ .
- Fig. 4. — *Salpingoporella melitae* Radoičić. Pleaşa Cornului Crest. Cross section ;  $\times 25$ .
- Fig. 7b. — *Coptocampylodon lineolatus* Elliot. Aptian. Măgura Ardeului Hill. Cross section ;  $\times 25$ .

### Plate XII

- Figs. 1-6. — *Coptocampylodon fontis* Patrulius. Upper Barremian-Lower Aptian. Haia Valle Brook. Longitudinal and cross sections ;  $\times 25$ .

### Plate XIII

- Figs. 1-4. — *Dichtyoconus arabicus* Henson. Barremian-Aptian. Pleaşa Ardeului, Băciua. Subaxial sections ;  $\times 25$ .
- Figs. 5-8. — *Orbitolinopsis simplex* Henson. Barremian-Aptian. Băciua. Subaxial sections ;  $\times 25$ .
- Fig. 9. — *Orbitolinopsis* sp. Barremian-Aptian. Pleaşa Ardeului Crest. Subaxial section ;  $\times 25$ .



## Plate XIV

- Fig. 1. — *Lituonella* sp. Barremian-Aptian. Pleaşa Ardeului Crest. Subaxial section ;  $\times 25$ .
- Fig. 2. — *Dichtyoconus* sp. Barremian-Aptian. Pleaşa Ardeului. Subaxial section ;  $\times 25$ .
- Fig. 3. — *Sabaudia* cf. *minuta* (Hofker). Barremian-Aptian. Pleaşa Cornului Crest. Subaxial section ;  $\times 25$ .
- Fig. 4. — *Boueina hochstetteri* Toula. Barremian-Aptian. Măgura Ardeului Hill ;  $\times 25$ .
- Fig. 5. — *Cladocoropsis cretacea* Turnsek. Upper Barremian-Lower Aptian. Băciua ;  $\times 25$ .

## Plate XV

- Figs. 1, 2. — *Lithocodium aggregatum* Elliot. Upper Tithonian. Dumbrăviţa Hill ;  $\times 25$ .
- Figs. 3, 4. — *Baccinella irregularis* Radoičić. Barremian-Aptian. Băciua ;  $\times 25$ .
- Fig. 5. — *Archaeolithothamnium* sp. Upper Tithonian. Cib Valley ;  $\times 25$ .
- Fig. 6. — *Tolyppammina gregaria* Wendt. Tithonian. Pleaşa Ardeului Crest ;  $\times 25$ .

## Plate XVI

- Fig. 1, 2. — *Trocholina elongata* Leupold. Upper Tithonian. Cib Valley ;  $\times 25$ .
- Figs. 3, 4. — *Trocholina alpina* Leupold. Upper Tithonian. Cib Valley, Dumbrăviţa Hill ;  $\times 25$ .
- Fig. 5. — *Trocholina* sp. Barremian-Aptian. Băciua ;  $\times 25$ .
- Figs. 6, 7. — *Trocholina friburgensis* (Guillaume et Reichel). Upper Barremian-Lower Aptian. Băciua, Haia Vale Brook ;  $\times 25$ .

## Plate XVII

- Fig. 1. — Miliolid biosparite. Barremian. Măgura Ardeului Hill ;  $\times 25$ .
- Fig. 2. — *Quinqueloculina danubiae* Neagu. Barremian-Lower Aptian. Băciua ;  $\times 50$ .
- Fig. 3. — *Quinqueloculina* cf. *moremani* Cush. Barremian-Aptian. Măgura Ardeului Hill ;  $\times 25$ .
- Fig. 4. — *Lacrymorphus catenaformis* Radoičić. Barremian-Aptian. Măgura Ardeului Hill ;  $\times 25$ .
- Fig. 5. — *Nautiloculina bronnimanni* Araaud. Barremian-Aptian. Pleaşa Ardeului Crest ;  $\times 25$ .
- Fig. 6. — *Eotrix alpina* Colom. Lower Tithonian. Pleaşa Cornului Crest ;  $\times 50$ .

## Plate XVIII

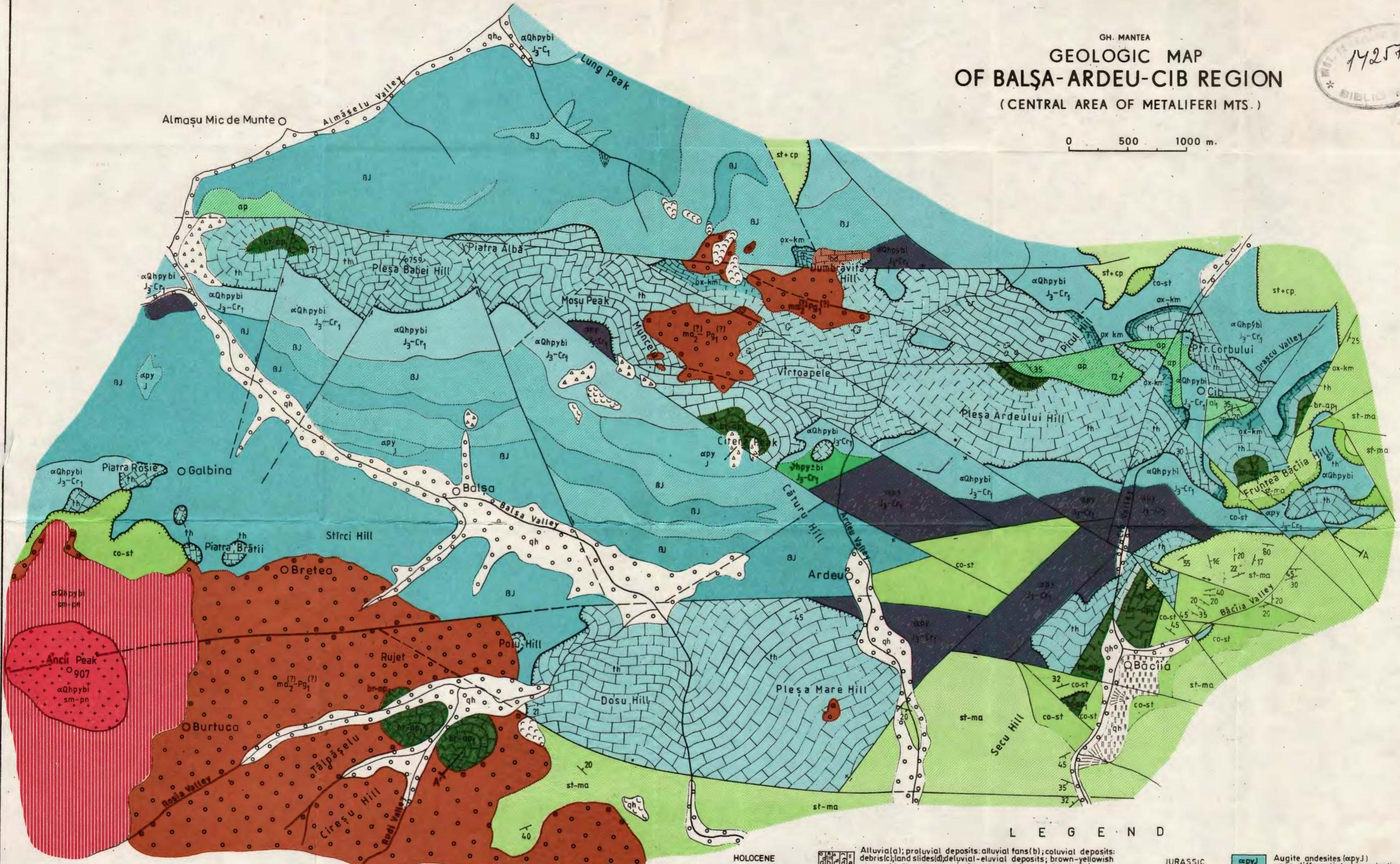
- Fig. 1. — *Boueina* sp. Barremian-Aptian. Măgura Ardeului Hill.  $\times 25$ .
- Fig. 2. — *Ethelia alba* (Pfender). Barremian-Aptian. Pleaşa Ardeului Crest ;  $\times 25$ .



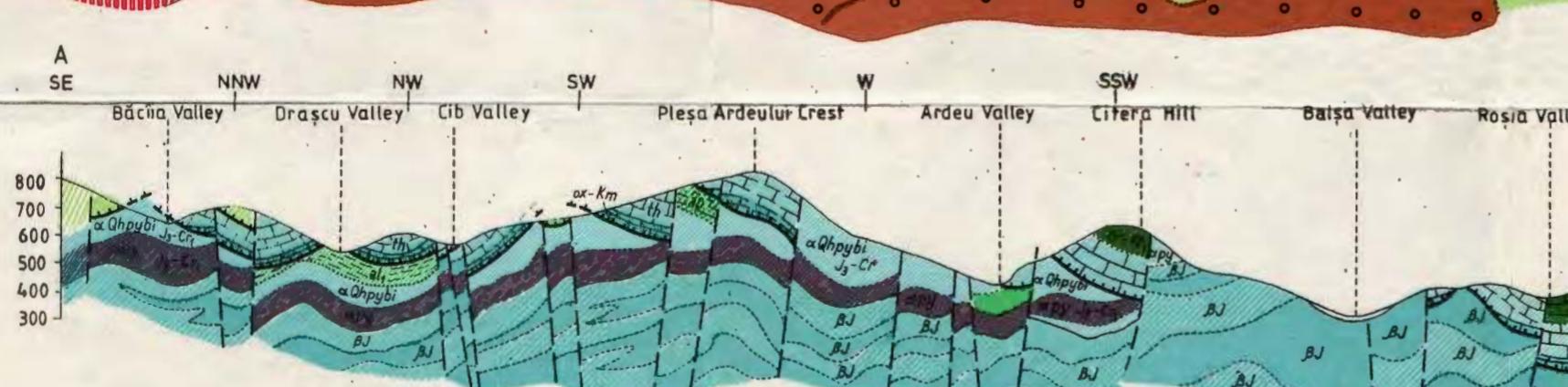
142570  
\* BIBLIOTECĂ

GH. MANTEA  
**GEOLIC MAP  
OF BALSA-ARDEU-CIB REGION**  
(CENTRAL AREA OF METALIFERI MTS.)

0 500 1000 m.



## LEGEND



<b>HOLOCENE</b>	Alluvia(a); proluvial deposits: alluvial fans(b); colluvial deposits: debris(c); land slides(d); deluvial-eluvial deposits; brown-yellowish clays with limestones, sandstones and igneous blocks(e)
<b>NEOGENE MAGMATITES</b>	NEOGENE MAGMATITES
<b>JURASSIC</b>	Augite andesites (appy) - non differentiated pyroclastic rocks
<b>PRE-OXFORDIAN</b>	Augite basalts (BJ): a - lavas; b - non differentiated pyroclastic rocks
<b>CONVENTIONAL SYMBOLS</b>	
—	Geologic boundary
- - -	Lithologic boundary
.....	Unconformity boundary
—	Boundary of eruptive and Quaternary formations
— — —	Nappe
±	Vertical fault + uplifted compartment
— — —	Strike-slip fault
/—	Strike of beds
T	Fossiliferous site
—	Quarry
—	Gallery
—	Cave
—	Dolina
A — A'	Strike of geologic section

**HOLOCENE**

Alluvia(a); proluvial deposits: alluvial fans(b); colluvial deposits: debris(c); land slides(d); deluvial-eluvial deposits; brown-yellowish clays with limestones, sandstones and igneous blocks(e)

**NEOGENE MAGMATITES**

Hornblende and pyroxenes-biotite quartzitic andesites ( $\alpha$ Qphy $\beta$ i): rooted body(a); lava flows(b)

**JURASSIC**

Augite andesites (appy) - non differentiated pyroclastic rocks

**PRE-OXFORDIAN**

Augite basalts (BJ): a - lavas; b - non differentiated pyroclastic rocks

**CONVENTIONAL SYMBOLS**

— Geologic boundary

- - - Lithologic boundary

..... Unconformity boundary

— Boundary of eruptive and Quaternary formations

— — — Nappe

± Vertical fault + uplifted compartment

— — — Strike-slip fault

/— Strike of beds

T Fossiliferous site

— Quarry

— Gallery

— Cave

— Dolina

A — A' Strike of geologic section

## LITHOMICROBIOFACIES COLUMN OF OXFORDIAN - BADENIAN CARBONATE DEPOZITES OF THE ARDEU UNIT

GHEORGHE MANTEA & C. TOMESCU Geological Structure of the Central part of Maramureş Mts.

KIMMERIDGIAN OXFORDIAN	TITHONIAN	BARREMIAN-BEDOUIN	CIB VALLEY
Dumbrăvita Limestone	Ardeu Limestone	Băciu Limestone	PLEŞA
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	ARDEUULI CREST
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	ARDEU VALLEY
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	MAGURA
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	ARDEUULI HILL
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	HAI A VALE
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	BROK
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	RUDILOR VALLEY
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	VOLA
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	CHICIOREI
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	CORNULU CREST
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	PLEŞA
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	MARE CREST
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	DUMBRĂVITA
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	HILL
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Echinoidae
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Crinoidae
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Saccocoma sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Eotrix alpina (Colom)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Holoturiidae
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Ostracoda
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	BACIUA
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Cyprina jurassica (Favre)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Arabicodium elongatum (Dragastan)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Arabicodium jurassicum (Dragastan)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Baccinella irregularis (Radoičić)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Cayeuxia moldavica (Frollo)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Cayeuxia piae (Frollo)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Cayeuxia ana (Dragastan)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Cayeuxia sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Archaeolithotamnium sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Thaumathoporella parvovesiculifera (Raineri)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Boueina hochstetteri (Toula)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Lithocodium aggregatum (Elliot)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Coptocampyłodon fontis (Patrułius)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Salpingoporella pygmaea (Gümbel)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Salpingoporella exilis (Dragastan)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Salpingoporella annulata (Carozzi)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Salpingoporella muelbergii (Lorenz)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Salpingoporella militae (Radoičić)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Salpingoporella sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Selliporella danilovas (Radoičić)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Diplopora cf. johnsoni (Praturlon)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Triloporella sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Cylindroporella aff. arabica (Elliot)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Macroprella sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Acicularia cf. elongata (Carozzi)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Acicularia sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Neotrocholina friburgensis (Guillaume et Reichel)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Trocholina alpina (Leupold)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Trocholina elongata (Leupold)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Conicaspirilla basiliensis (Mohler)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Labyrinthina mirabilis (Weynschenk)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Pseudocyclammina lituus (Yokoyama)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Pseudocyclammina hedbergi (Maync)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Pseudocyclammina sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Everticyclammina sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Ammobaculites sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Kilianina sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Nautiloculina oolithica (Mohler)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Nautiloculina bronnimanni (Arnould)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Ophthalmidium carinatum (Leischner)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Ophthalmidium sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Nodophthalmidium jurassicum (Carozzi)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Haptophragmium suprajurassicum (Schwager)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Hedbergella sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Spirilina sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Lenticulina sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Protoglobigerina sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Pseudotextulariella sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Sabaudia minuta (Hotter)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Cuneolina sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Dictyoconus arabicus (Henson)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Dictyoconus sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Orbitolinopsis simplex (Henson)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Orbitolinopsis sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Parorbitalina lenticularis (Blumenbach)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Miliolidae
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Textulariidae
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Nodosariidae
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Nubeculariidae
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Cladocoropsis cretacea (Turnsek)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Cladocoropsis mirabilis (Felix)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Cladocoropsis sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Tubiphytes obscurus (Maslov)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Aceratulina sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Parachaetetes sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Spongiomorpha sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Peronidella sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Thamnopatra sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Bryozoa
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Aeolissacus amplimuralis (Radoičić)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Aeolissacus inconstans (Radoičić)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Lacrymorphus cateniformis (Radoičić)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Globochaete alpina (Lombard)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Calpionellidae
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Calpionella alpina (Lorenz)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Crassicollaria intermedia (D.D.)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Crassicollaria massutiniana (Colom)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Crassicollaria parvula (Remane)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Crassicollaria sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Tintinnopsella carpathica (M. et F.)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	"Lassiodiscus" sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Radiolaria
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Carposphaera sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Dichtyomitra sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Caenosphaera
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Xionosphaera sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Echinoidae
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Crinoidea
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Saccocoma sp.
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Eotrix alpina (Colom)
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Holoturiidae
0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	0 0 0 0 0	Ostracoda

## 5. TECTONICA ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### GENÈSE ET SUCCESSION DES DÉFORMATIONS PRINCIPALES DE LA TECTONIQUE $B_1$ DES MÉTAMORPHITES DE LA SÉRIE DE TULGHEŞ (CARPATHES ORIENTALES)<sup>1</sup>

PAR

MIRCEA MUREŞAN<sup>2</sup>

*Tulgheş Series. Hercynian orogeny. Lithofacies. Epimetamorphics. Metamorphic strain. Cambrian. Microtectonics. East Carpathians — Crystalline-Mesozoic Zone — Bistriţa, Giurgeu Mountains.*

#### Abstract

*Genesis and Sequence of Main  $B_1$  Tectonic Deformations of the Tulgheş Series Metamorphics (East Carpathians). The formations of the epimetamorphic Tulgheş Series (Cambrian) are characterized by several synmetamorphic (Cambrian) and postmetamorphic (Hercynian and post-Paleozoic) deformations. The synmetamorphic deformations constitute the  $B_1$  tectonics, characterized by  $S_1$  bedding schistosity,  $B_1$  folds (micro- and mesoscopic),  $l_1$  lineations,  $C1_1$  axial cleavage, axial cleavage schistosity  $Sc1_1$ ,  $l_1$  cross lineations, "change by flattening" of  $B_1$  folds and "ac" cross fissures. Due to  $B_1$  macrofolds and  $Ss$  transposition following  $Sc1_1$  (within incompetent rocks), the pre-metamorphic thickness of the Tulgheş Series formations was highly deformed. All elements of  $B_1$  tectonics are proved to have been generated by a unique synmetamorphic movement.*

#### Résumé

Les formations de la série épimétamorphique de Tulgheş (cambrienne) présente un ensemble de déformations synmétamorphiques (cambriennes) et postmétamorphiques (hercyniennes et postpaléozoïques). Les déformations synméta-

<sup>1</sup> Recue le 9 mai 1983, acceptée pour être communiquée et publiée le 11 mai 1983, présentée à la séance du 27 mai 1983.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș 1, R 79678, București, 32.



morphiques constituent la tectonique  $B_1$ , caractérisée par la schistosité de stratifications  $S_s$ , les plis  $B_1$  (microscopiques et mésoscopiques), les linéations  $l_1$ , le clivage axial  $C_{l_1}$ , la schistosité de clivage axial  $S_{C_{l_1}}$ , les linéations d'intersection  $l_1$ , „la modification par aplatissement“ des plis  $B_1$  et les fissures transversales du type „ac“. Grâce au macropliissement  $B_1$  et à la transposition de  $S$  après  $S_{C_{l_1}}$  (dans les roches incompétentes) l'épaisseur pré métamorphique des formations de la série de Tulgheş a été puisamment déformée. On prouve que tous les éléments de la tectonique  $B_1$  ont été engendrés par le même mouvement synmétamorphique.

Les formations de la série de Tulgheş ont un large développement dans la zone cristallo-mésozoïque des Carpates Orientales. Les roches de cette série révèlent un métamorphisme régional dans le faciès des schistes verts et sont représentées par des schistes séricito-chloriteux, roches quartzo-feldspathiques (prédominent les métatufs acides), schistes verts (métatufs basiques), quartzites, quartzites noirs ainsi que des intercalations de calcaires et métaconglomérats. Des minéraux syngénétiques de sulfures y sont aussi logés.

Les formations étudiées présentent un ensemble de déformations synmétamorphiques et postmétamorphiques. On peut attribuer les déformations synmétamorphiques de la série de Tulgheş au Cambrien, tenant compte de la isochrone K/Ar de 505 m.a. établie pour cette série (Kräutner et al., 1976). Les déformations synmétamorphiques cambriennes (tectonique  $B_1$ )<sup>3</sup> ont été suivies par les déformations postmétamorphiques attribuées au cycle hercynien (tectonique  $B_2$  et tectonique  $S_3$  — Mureşan, 1964 ; Kräutner, Popa, 1973), puis par celles mésozoïques (Balintoni, Gheuca, 1977 ; Bercia, Bercia, 1970 ; Mureşan, 1976 ; Săndulescu, 1975). Dans cette étude nous nous occuperons seulement des éléments tectoniques synmétamorphiques cambriens, en insistant sur la genèse et leur succession dans le processus de la formation. Dans la littérature de spécialité on trouve seulement quelques références disparates concernant ce sujet.

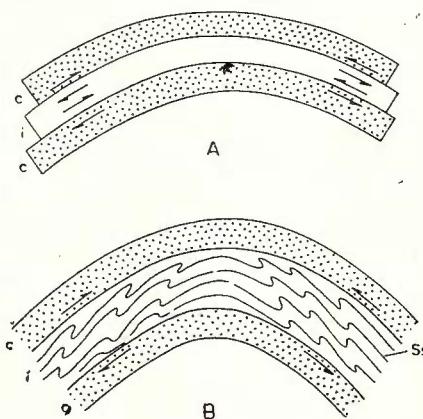
L'ensemble des plus vieux éléments structuraux formés pendant le métamorphisme régional cambrien, constitue la tectonique  $B_1$ . Les déformations qui caractérisent la tectonique  $B_1$  sont congruentes dans l'espace, liées au même mouvement régional et ont un caractère pénétratif. On observe, en de beaucoup de situations, que les éléments tectoniques  $B_1$  mésoscopiques et microscopiques ont été déformés ultérieurement (Bercia, Bercia, 1970 ; Balintoni, Gheuca, 1977 ; Codarcea et al., 1964 ; Pitulea, 1956 ; Kräutner, Popa, 1973 ; Mureşan, 1964 ; Mureşan, Mureşan, 1977). Grâce à leur caractère pénétratif à l'échelle micro- et mésoscopique, les déformations de la tectonique  $B_1$  sont les plus importantes dans la série de Tulgheş ; elles ne peuvent pas être oblitérées complètement par les déformations ultérieures qui ont souvent un caractère quasi-pénétratif et une disposition spatiale non homogène et qui sont survenues dans les stades où la blasthèse était entièrement terminée. Nous présenterons, dans cette note, les caractéristiques des plus



répandues déformations de la tectonique B<sub>1</sub><sup>5</sup> ainsi que leur formation (Fig. 1-3 et les planches I-IV).

a) La schistosité de stratification Ss s'est formée pendant la blas-thèse principale synmétamorphique; dans le plan Ss ont cristallisé la majorité des philosilicats et l'allongation de beaucoup de grains de quartz, feldspath etc. est parallèle à la schistosité Ss. On observe la disposition en bands des associations minéralogiques (l'alternance de petites couches prédominamment séricito-chloriteuses), ce qui montre que la schistosité de stratification est engendrée par une différentiation

Fig. 1. — Formation de la schistosité de stratification Ss au début du processus de plissement (A), suivie de l'apparition des plis en escalier (drag folds) (B).  
c, couche compétente; i, couche incompétente.



métamorphique au cours des mouvements différentiels entre les couches (la règle du paquet à cartes à jouer), déterminés par le plissement des formations par plissement à glissement concentrique (fig. 1). On peut considérer donc que la schistosité de stratification est engendrée par le cisaillement du matériel sédimentogène tout le long de quelques plans parallèles à la stratification des sédiments de début, fait témoigné par le parallélisme Ss avec les limites lithologiques (observable sur l'échantillon ou dans l'affleurement) et lithostratigraphiques (observable à l'échelle régionale)<sup>6</sup>. La formation de Ss a été amorcée en même temps aux premiers mouvements différentiels entre les couches, c'est à dire au début des mouvements de plissement synmétamorphique. On peut donc considérer que cet élément tectonique a commencé se développer avant la formation des plis méso- et microscopiques (du type drag-folds). En vérité, à l'échelle mésoscopique et microscopique, on observe que les minéraux trouvés dans le plan de la schistosité de stratification mourent les microplis B<sub>1</sub> (fait observable surtout aux minéraux micacés) ce qui indique que le principal processus métamorphique de recristallisation s'est développé, en grand partie, avant la formation des plis B<sub>1</sub>. D'ailleurs, Ss est affectée par toutes les déformations de la tectonique B<sub>1</sub>.

b) Les plis B<sub>1</sub> se sont formés synmétamorphique, dans le stade „d'écoulement“ plastique. Ces déformations sont engendrées par le plissement à glissement flexural (Bercia, Bercia, 1970); ce fait est indiqué,

selon notre opinion, aussi par les dysharmonies de plissement, l'existence des plis polygonaux (à plans axiaux divergents), les variations de l'épaisseur de chaque couche (en section transversale sur le pli) en des directions parallèles au plan axial des plis, etc.; les données pétro-tectoniques confirment ce processus de formation (Dimitrescu, 1965; Kräutner, 1965)<sup>7</sup>.

En section transversale, les plis  $B_1$  méso- et microscopiques se caractérisent par la présence d'un flanc plus long par rapport à l'autre; ce fait se répète pour les plis successifs et favorise le développement d'une sorte d'échelle sur le flanc de chaque pli d'ordre supérieur, sur lequel elle s'insère. Dans les roches compétentes<sup>8</sup> (quartzites, dolomies, calcaires, minéraux de sulfures compactes syngénétiques), les plis  $B_1$  méso- et microscopiques ont en général les flancs divergents. Au contraire, dans les roches incompétentes (schistes séricito-chloriteux, schistes séricito-graphiteux, etc.) ces plis sont aigus ou isoclinaux<sup>9</sup>. Les linéations  $l_1$  se sont formées par microplissement fin (froncement), à la limite entre mésoscopique et microscopique et représentent un cas particulier des plis  $B_1$ . Les microplis apparaissent très rarement isolés sur le même flanc, fait très important pour nos considérations. Dans la plupart des cas, ils se succèdent, surtout dans les roches incompétentes, à des intervalles relativement réguliers, de manière que chaque charnière se situe, en moyenne, à une hauteur qui représente 1/3-2/3 de la longueur du flanc long du pli qui suit; ce fait favorise une diminution appréciable des couches en section transversale par rapport à la direction du plissement. Souvent, la fréquence et l'amplitude des microplis sont relativement constantes pour un niveau formé d'un même type de roche. Les plis mésoscopiques décimétriques prédominent dans les roches compétentes. Au contraire, dans les roches incompétentes prédominent les plis microscopiques et mésoscopiques centimétriques et millimétriques.

On peut imaginer ainsi la formation des plis  $B_1$ : dans une pile quasihorizontale soumis aux premières pressions tangentielles, se forment des plis larges, fait qui conduit à l'apparition, par cisaillement, de la schistosité de stratification, dans le plan de laquelle recristallise le matériel primaire — différentiation métamorphique; l'action prolongée des pressions accentuent les plis de début, les mouvements différenciels entre les couches s'amplifient déterminant la formation des plis mésoscopiques et microscopiques „parasites“ ou „plis en escalier“ (drag-folds). Parce que les plis micro- et mésoscopiques oblitèrent la schistosité de stratification, on les considère comme plis post-schisteux (sensu Bellière, 1958).

Ceux montrés aux point a et b représentent les cas les plus répandus dans les formations de la série de Tulghes. Mais il y a aussi d'autres déformations, plus rares que celles présentées, mais contemporaines aux déformations typiques de la tectonique  $B_1$ . Par exemple, dans la série de Tulghes apparaissent des „plis mixtes“ (Dimitrescu, 1971; Mureşan, données inédites) où les couches compétentes ont subi un plissement à glissement flexurale et les intercalations de matériel incompétent ont formé des plis de clivage (plis similaires); en d'autres situations, en des piles plus épais à roches terrigènes, surtout phyllitiques.



teuses, se sont formés seulement les plis similaires (synchisteux dans le sens défini par Bellière, 1958) et la schistosité de clivage.

c) Le clivage axial  $C_{l_1}$  et la schistosité du clivage axial  $S_{Cl_1}$  indiquent le stade de la tectonique  $B_1$  où les pressions dépassent la limite de plasticité du matériel soumis au plissement<sup>10</sup>. Ces éléments structuraux se sont formés par cisaillement (Codarcea et al., 1964 ; Kräutner, Popa, 1973 ; Mureșan, 1964, 1983 ; Mureșan, Mureșan, 1977) tout

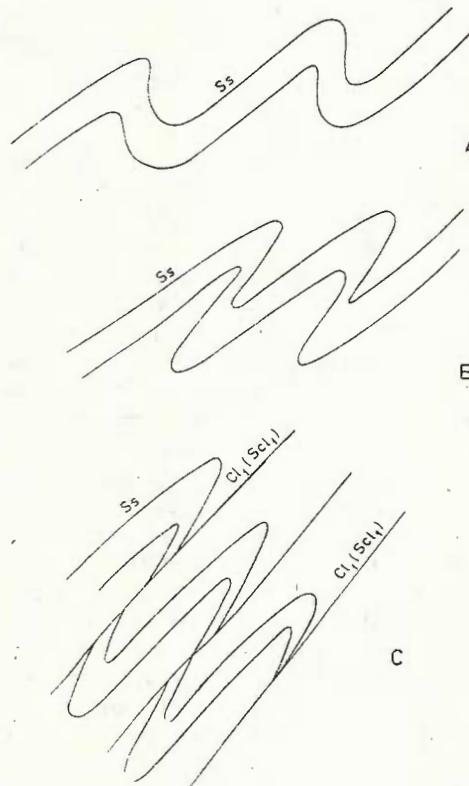


Fig. 2. — Evolution des plis en escalier (drag folds) (A, B), l'apparition du clivage axial  $C_{l_1}$  (ou la schistosité du clivage axial  $S_{Cl_1}$ ) et la transposition de la schistosité de stratification  $S_s$  (C).

le long de quelques plans parallèles au plan axial  $P_{A_1}$  des plis  $B_1$ , dans le moment où l'accentuation des plis d' entraînement (drag folds) conduit à la lamination et puis à la rupture des flancs (les flancs courts) de ces plis (fig. 2) ; elles sont donc liées au même mouvement qui conduit à la formation des plis  $B_1$ <sup>11</sup>. En effet, la direction du mouvement étudié tout le long de ces plans de cisaillement ( $C_{l_1}$  et  $S_{Cl_1}$ ) est semblable à la direction des mouvements qui ont conduit à la formation des plis d' entraînement méso et microscopiques. Ce mécanisme explique pourquoi, sur le flanc d'un même pli, la direction de mouvement tout le long des plans  $C_{l_1}$  et  $S_{Cl_1}$  est la même ; la somme de tous ces mouvements détermine une importante diminution des couches en direction transversale par rapport à la direction du plissement principal.

La différence entre  $C_{l_1}$  et  $Scl_1$  consiste seulement dans la fréquence de leur apparition dans les divers couches en question.  $C_{l_1}$  se développe surtout dans les roches compétentes, à fréquence centimétrique-décimétrique, pendant que dans celles incompétentes (du type schistes séricito-chloriteux) se développe  $Scl_1$  à fréquence millimétrique et submillimétrique<sup>12</sup>. Par cisaillement intime, à direction constante, tout le long de  $Scl_1$ , on arrive à la transposition de la schistosité de stratification Ss (Mureşan, Mureşan, 1977 ; Mureşan, 1983)<sup>13</sup>. C'est le cas le plus fréquent dans les roches incompétentes, tel les schistes séricito-chloriteux et les schistes séricito-graphiteux.

Ainsi,  $Scl_1$  oblitère en partie ou entièrement l'ancienne Ss (Codarcea et al., 1964 ; Bercia, Bercia, 1970 ; Mureşan, Mureşan, 1977) étant un des principaux éléments plans mesurables pendant les recherches sur le terrain, mais qui est souvent pris pour Ss. A l'intersection de la schistosité de stratification Ss avec  $Scl_1$  se forment, par microcisaillement, des linéations  $l_1$ , parallèles aux linéations  $l_1$  et aux axes des plis  $B_1$ . En d'autres roches (schistes quartzzeux et quartzites), grâce au cisaillement des plans de la schistosité de stratification Ss par les plans de  $C_{l_1}$ , respectivement  $Scl_1$ , peuvent se former des structures du type „pencil“. Quelquefois, par le plissement, la transposition et/ou la rotation partielle de l'ancien quartz tout le long de Ss (ou les carbonates des schistes chlorito-calcitiques à albite tufogène) on peut se former des boudines, des structures „mullion“ (Codarcea et al., 1964) ou tiges (rods), allongées toutes selon la direction de la structure  $B_1$ <sup>14</sup>.

d) Quand le mouvement de cisaillement le long de  $C_{l_1}$  (respectivement  $Scl_1$ ) cesse d'actionner, les forces de plissement, encore en action, provoquent, selon notre opinion, „la modification par aplatissement“ (sensu Ramsay, 1962) des plis déjà formés et des restes de charnières des roches à schistosité transposée le long de  $Scl_1$ . Grâce à la modification par aplatissement, beaucoup des plis  $B_1$  directement observables ont des aspects morphologiques proches aux plis „similaires“<sup>15</sup> (fig. 3), quoiqu'ils soient formés, en réalité, par plissement à glissement concentrique. Etant donné que pendant le processus de modification par aplatissement, les refoulements du matériel apparaissent aussi le long des axes des plis, nous considérons que la formation des fissures de tension du type „ac“ est liée à ces processus ; par leur position quasiperpendiculaire aux axes des plis  $B_1$ , les fissures „ac“ peuvent donner des indications sur les directions des plis  $B_1$ <sup>16</sup>.

Résulte de ce présenté aux points a-d que la formation successive de la schistosité de stratification Ss, des plis  $B_1$ , de la schistosité de clivage  $Scl_1$ , la transposition de Ss par  $Scl_1$ , de même que la modification par aplatissement, est directement liée au même mouvement, en ensemble concomitante aux processus de métamorphisme régional et qui ont affecté la série de Tulgheş.

Il est très importante de connaître les caractéristiques des déformations de la tectonique  $B_1$ , tant du point de vue théorique que pour les recherches sur le terrain qui ont pour but de déterminer la structure et la lithostratigraphie des formations de la série de Tulgheş.

a) Pour déterminer la direction des plis B<sub>1</sub> on peut utiliser les axes B<sub>1</sub>, les linéations l<sub>1</sub> et l'<sub>1</sub>, aussi bien que les fissures „ac“ (celles-ci sont quasiperpendiculaires aux axes des plis B<sub>1</sub>).

b) Etant donné que la schistosité du clivage axial Scl<sub>1</sub> se développe d'une manière pénétrative dans les roches incomptentes et que la transposition de la schistosité de stratification Ss a lieu en même temps, il est très difficile, dans la plupart des cas, de mesurer la schis-



Fig. 3. — Plis d'entraînement (drag folds) (A) modifiés par aplatissement (B).

tosité de stratification Ss. Par conséquent, on peut employer seulement les limites lithologiques nettes en affleurements (calcaire/schiste, quartzite noir/schiste) et les rubanements à un développement sur plusieurs mètres dans les roches compétentes, tels les calcaires. Finalement, la cartographie des différents niveaux lithostratigraphiques de la série de Tulgheş peut donner l'image la plus exacte de la structure et la position stratigraphique régionale des formations de la série susmentionnée. A noter que le relief structural majeur actuel des formations de la série de Tulgheş est dû principalement à la superposition des déformations alpines sur la tectonique B<sub>1</sub> cambrienne ; les déformations alpines styriennes ont conduit à des structures anticlinales (antiformes) et synclinale (synformes) observables le long de la zone cristallo-mésozoïque (Mureşan, 1976, 1980).

c) Il n'est pas toujours possible, dans les roches incompétentes, de déterminer le type de flanc (normal ou invers) à l'aide des microplis, à cause de la transposition de la schistosité de stratification ; ce fait est réalisable surtout dans les roches compétentes à rubanements continues (métriques) microplissés et par l'observation, en affleurement, des limites lithologiques microplissées et en comparant entre eux les successions avec celles des régions étudiées du point de vue lithostratigraphique. Nous avons eu l'occasion d'observer dans les formations de la série de Tulgheş, des redressements et même des renversements des flancs à extension directionnelle appréciable, déterminés par les surplissements alpins (styriens). Des exemples représentatifs on trouve au sud de la région du Bălan-Fagul Cetăţii (Mureşan, 1980) et dans la crête de Dămuc (au sud de la vallée de Bicaz) (Mureşan, 1980).

d) Grâce au plissement  $B_1$ , pénétratif à l'échelle mésoscopique et microscopique et au prolongement du mouvement après le microplissement dans la même direction le long des clivages  $C_{l_1}$ , les flancs des plis  $B_1$  deviennent plus courts. Ce fait nous détermine de considérer que deux points du même flanc, situés aux niveaux stratigraphiques différents et situés en présent dans le même plan perpendiculaire sur la couche, étaient plus éloignés dans la couche non plissée<sup>17</sup>. Ce fait a pour conséquence le rapprochement entre les lithofaciès présents dans la série de Tulgheş dont l'allongement est quasiparallèle aux structures  $B_1$ . Grâce à l'accourcissement des flancs, respectivement des couches transversales par rapport aux plis  $B_1$ , aussi les lentilles de minerai de la même couche et du même flanc se rapprochent entre eux d'une manière sensible. On doit tenir compte de toutes ces choses pour les considérations paléogéographiques et paléofaciaux concernant la série de Tulgheş.

e) Les plis méso et microscopiques  $B_1$  (souvent isoclinaux ou aigus), tout comme la transposition de la schistosité de stratification (la plupart des cas les deux types de déformations coexistent) ont une large développement dans les formations de la série de Tulgheş. Nos recherches montrent que les deux types de déformation, conduisant à une „entassement“ du matériel, déterminent l'augmentation de l'épaisseur des couches affectées par l'accroissement de la distance entre les deux surfaces enveloppes („envelopping surface“ ; „Faltenspiegel“) de la couche (pour les couches non déformées, les deux surfaces enveloppe correspondent aux surfaces inférieure et respectivement supérieure de la couche). Dans les roches incompétentes (schistes séricito-chloriteux ± graphite etc.) le changement de l'épaisseur primaire par la déformation est plus développée que dans les roches compétentes (dolomies, calcaires, quartzites, etc.). Pendant les recherches de terrain, dans les travaux miniers, dans les forages, etc., le géologue rencontre et utilise ces épaisseurs modifiées („épaisseurs déformées“ — Mureşan, 1983) par les déformations mentionnées. Ces „épaisseurs déformées“ (mais pas reconnues comme telles) ont été attribuées aux différentes entités lithostratigraphiques de la série de Tulgheş y totalisant 3500—4000 m. d'épaisseur. Naturellement, pendant le métamorphisme régional, le changement d'épaisseur primaire est dû aussi à d'autres processus, telle la réduction de volume concomitante à la recristallisation métamor-



phique du matériel sédimentaire, la modification par aplatissement, les refoulements de matériel dans la direction des axes des plis B<sub>1</sub>, etc. Cependant, on considère que ces transformations (il est très difficile de faire une appréciation quantitative) n'ont pas la même importance que celles déterminées par le plissement méso et microscopique et par la transposition de la schistosité de stratification.

Par conséquent, on peut estimer que l'épaisseur stratigraphique primaire (antécipative) des formations de la série de Tulgheş était plus réduite que la présente. C'est un fait très important pour les appréciations paléogéographiques, les reconstructions du processus de subsidence et de sédimentation, les estimations des profondeurs d'enfouissement (employées dans la thermométrie géologique fondée sur l'étude des inclusions fluides), etc.

Les roches magmatiques (métagabbros et porphyroïdes actuels) pré-métamorphiques de la série de Tulgheş ont eu un comportement particulier pendant la formation des éléments de la tectonique B<sub>1</sub>. Ce comportement a été déterminé par l'état physique des roches basiques et acides avant les déformations, état sensiblement différent de celui du matériel sédimentaire environnant : isotropie mécanique (due à l'absence de la stratification), structure compacte (c'est à dire eau interstitielle pratiquement inexiste par rapport au matériel sédimentaire, à grande porosité) et structure granulaire plus grossière que la majorité des formations sédimentaires voisines (argiles gréseuses et grès argileux); de plus, beaucoup de minéraux des roches magmatiques ne contenaient pas de l'eau, ou elle existait en des quantités très réduites (sous forme d'oxhydryle), particularité très importante par rapport à tous les autres sédiments à minéraux argileux. Toutes ces caractéristiques expliquent pourquoi les roches magmatiques sont moins schisteuses et les plis méso et macroscopiques y existent plus rares. Ainsi, les roches éruptives métamorphisées constituent les matériaux les plus compétents associés aux formations de la série de Tulgheş.

Résulte des rapports entre les déformations des roches météoruptives et les schistes sédimentogènes et de la recherche microscopique, que la principale schistosité des magmatites métamorphisées est concordante à Ss des métamorphites sédimentogènes, ayant une orientation presque identique à Ss des roches environnantes; la blasthèse principale des roches éruptives coïncide avec la formation de cette schistosité de cisaillement. Dans ces roches à compétence avancée, les plis méso et microscopiques sont très rares (surtout les plis mésoscopiques). Les déformations similaires à Cl<sub>1</sub> et Sc<sub>1</sub> des roches sédimentogènes sont très rares dans les roches météoruptives.

Dans cette étude nous avons redéfini et élargi le contenu de la tectonique B<sub>1</sub> (y inclue la modification ou la déformation par aplatissement) qui englobe toutes les déformations qui sont engendrées par le plus vieux mouvement régional décéléable par ses effets dans toute la série de Tulgheş. Nous avons observé la même succession des déformations dans le cadre des divers séries métamorphiques précambriennes et paléozoïques de notre pays (Mureşan, 1983), ce qui prouve que dans des temps différents ont actionné les mêmes lois sur quelques piles épais-



ses, pendant le premier mouvement régional de plissement, en se formant un ensemble de déformations presque identiques pour chaque tectonique  $B_1$ .

<sup>3</sup> Quoique la majorité des déformations de la tectonique  $B_1$  suivent la blasthèse principale, nous les considérons en ensemble symmétamorphiques, tenant compte que: a) les déformations de la tectonique  $B_1$  sont engendrées par le même mouvement régional qui a déterminé la schistosité de stratification  $S$  et qui a accompagné la différentiation métamorphique principale; b) après la blasthèse principale on constate à continuation des modifications partielles de matériel soumis à la déformation et des recristallisations (surtout dans les fissures) de quelques minéraux habituellement quartz et carbonats); c) la conservation, pour tout l'intervalle de formation de la tectonique  $B_1$ , de la plasticité d'ensemble des formations de la série de Tulghes (grâce à la grande profondeur d'enfouissement et du maintien des températures relativement hautes) situation démontrée par la formation des déformations à caractère plastique (les plis  $B_1$  et la modification par aplatissement). Une telle situation confirme que les phénomènes de métamorphisme régional représentent un entrelacement organique complexe entre recristallisation et déformation, où chaque composante a un développement polystadial et s'influencent réciproquement.

<sup>4</sup> La tectonique  $B_1$  est très bien délimitée vis-à-vis de la tectonique  $B_2$  et la tectonique  $S_3$ , grâce au fait que chacune des deux tectoniques est engendrée par un autre mouvement régional qui a affecté les formations de la série de Tulghes en des différentes périodes. Quoique les tectoniques  $B_2$  et  $B_1$  aient les axes des plis parallèles, leurs plans axiaux (les clivages et les schistosités axiales) forment un angle grand (quelquefois 90°), fait qui met en évidence le replissement des plis  $B_1$  par les plis  $B_2$ , donc la différence entre les deux tectoniques. Les axes des plis du type „King folds“ de la tectonique  $S_3$  et leurs clivages forment des angles appréciables avec les éléments respectifs de la tectonique  $B_1$  et  $B_2$ .

<sup>5</sup> Les déformations de la tectonique  $B_1$  sont tellement complexes et variées, que leur description exhaustive et explication détaillée seraient très difficiles, dépassant le but de cette note, dans le cadre de laquelle nous avons recours à une schématisation de tout le processus de déformation.

<sup>6</sup> Les plans de stratification des sédiments primaires de la série de Tulghes ont représenté des plans potentiels de résistance minimum, non seulement à la limite des couches différencierées lithologiquement, mais aussi dans les paquets homogènes du point de vue pétrographique (par la disposition selon la forme dans le plan de la stratification de quelques minéraux sédimentaires — surtout minéraux argileux — et grâce à d'autres non homogénéités structurales et de texture intime des couches primaires). Les dysharmonies de plissement existant à la limite des divers couches de différente compétence (calcaire/schiste, quartzite/schiste) constituent, selon notre opinion, la preuve des mouvements différentiels entre les couches pendant la formation des plis.

<sup>7</sup> Les plis directement observables (mésoscopiques et microscopiques) s'écartent sensiblement de la forme idéale des plis concentriques, notamment dans les roches incompetentes, à cause de la plasticité avancée du matériel soumis au plissement et grâce à la déformation ultérieure par la modification par aplatissement (Ramsey, 1962).



<sup>8</sup> Le degré de compétence d'une roche pendant le plissement B<sub>1</sub> est déterminé par la composition minéralogique et par l'épaisseur du paquet qu'elle forme. Une roche carbonatée, par exemple, très mince, est moins compétente vis-à-vis d'une autre qui forme une couche épaisse. Aussi, une roche qui contient pigment graphiteux en quantité plus grande est plus incomptente par rapport à une autre à même composition minéralogique et à même épaisseur.

<sup>9</sup> Jusqu'à présent nous n'avons pas des témoignages sur l'existence des plis B<sub>1</sub> mégascopiques dans les formations de la série de Tulgheş, quoique la plus grande partie de cette série ait été investiguée du point de vue lithostratigraphique et structural. En échange, il y a des plis mésoscopiques larges (souvent à extension directionnelle considérable) qui se sont formés pendant les mouvements styriens (Mureşan, 1980); le redressement ou le renversement local des flancs de ces plis (par exemple au sud de Bălan et dans la crête de Dămuc) sont dus aussi aux mouvements styriens (Mureşan, 1980). Nous croyons que l'absence des plis B<sub>1</sub> mégascopiques dans la série de Tulgheş est due à l'épuisement des forces au cours de la tectonique B<sub>1</sub> pour engendrer les déformations pénétratives mésoscopiques et particulièrement microscopiques.

<sup>10</sup> La formation du clivage axial et de la schistosité du clivage axial par le dépassement du seuil de plasticité en direction parallèle (ou sous-parallèle) au plan axial des plis B<sub>1</sub> méso et microscopique (en même temps perpendiculaire à l'axe des plis) ne signifie pas en même temps la perte de la plasticité d'ensemble des formations de la série de Tulgheş. En effet, la profondeur d'enfouissement appréciable et la conservation des températures relativement hautes dans l'ensemble soumis au plissement témoignent cette affirmation. D'ailleurs, après la formation du clivage axial, on constate de nouveaux remobilisations de quartz (dans les roches terrigènes quartzeuses) et de carbonates (dans les roches carbonatées et les roches vertes tuffogènes plus riches en calcite) sur quelques fissures formées après le clivage axial, par exemple les fissures du type "ac", liées à la tectonique B<sub>1</sub>. On prouve ainsi que le réarrangement chimique-minéralogique du matériel soumis aux déformations s'est terminé en des stades postérieurs à la formation du clivage axial.

<sup>11</sup> La lamination et la rupture fréquentes des flancs courts des micro-plis B<sub>1</sub> prouvent que le clivage axial C<sub>1</sub> s'est formé principalement dans la manière susmentionnée. Mais il y a des cas où on constate tout le long des plans de C<sub>1</sub> (respectivement S<sub>C1</sub>) des mouvements à sens contraire à ceux qui existent d'habitude. Selon notre opinion, ce fait s'explique par la décomposition locale des forces à l'intérieur du matériel soumis à la déformation, forces qui ont déterminé le mouvement contraire de certains lithons ou groupes de lithons par rapport à d'autres.

<sup>12</sup> Quelquefois, dans les roches à phyllosilicates, on dispose dans le plan de la schistosité de clivage S<sub>C1</sub> et parallèlement à celui-ci, des minéraux micacés du même type minéralogique que ceux du plan Ss. Ces minéraux pourraient être contemporaines à S<sub>C1</sub> mais n'est pas exclus qu'ils représentent des micas vieux (synchrone à Ss) entraînés mécaniquement (transposés) pendant la formation de cet élément de déformation. Quelquefois, tout le long de S<sub>C1</sub>, de petits filons de quartz blanc font aussi leur apparition et représentent des mobilisations de silice, synchrones à S<sub>C1</sub>.



<sup>13</sup> Dans les roches à schistosité transposée on peut observer, plus rare, des restes de scharnières („plis sans racine“), appartenant aux microplis  $B_1$ , limitées par les plans  $Scl_1$ .

<sup>14</sup> Souvent, les restes de charnières transposées tout le long de  $Scl_1$ , les tiges (rods), les boudines courts (en section transversale par rapport aux plis  $B_1$ ) peuvent imprimer à un paquet un aspect de conglomérats métamorphosés (pseudoconglomérats) s'ils sont formés de quartz et apparaissent en grand nombre.

<sup>15</sup> La déformation par aplatissement, bien qu'elle se manifeste dans les stades finales de formation de la tectonique  $B_1$ , se développe dans des conditions de conservation de la plasticité d'ensemble des formations de la série de Tulgheş ; ce fait est relevé par les aspects plastiques imprimés par la déformation par aplatissement aux plis  $B_1$  méso et microscopiques. A cette conclusion concure aussi le fait que beaucoup de fissures „ac“ contiennent du quartz blanc rémobilisé (dans les roches quartzeuses ou carbonates (dans les roches plus riches en carbonates).

<sup>16</sup> Outre les fissures „ac“, il y a d'autres fissures qui appartiennent aussi à la tectonique  $B_1$ , mais celles-ci sont les plus fréquentes (surtout dans les roches plus ou moins compétentes). Les fissures „ac“ sont pratiquement perpendiculaires par rapport aux plis  $B_1$  (fait observable à l'échelle méso et microscopique) ce qui justifie leur attribution à la tectonique  $B_1$ .

<sup>17</sup> Pour les mêmes raisons, les points de différents couches (du point de vue lithostratigraphique) trouvés sur la même perpendiculaire dans les couches non plissées, ils ne se situeront plus sur la même perpendiculaire après le plissement (il s'agit des points situés sur le même flanc de pli).

## BIBLIOGRAPHIE

- Balintoni I., Gheuca I. (1977) Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonică în regiunea Zugreni-Barnar (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* LXIII, 5, p. 11-38, București.
- Bellière J. (1958) Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie). *Annal. Soc. Géol. Belgique*, 81, p. 1-198, Liège.
- Bercia I., Bercia E. (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Vatra Dornei-Iacobeni. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, p. 7-49, București.
- Kräutner H., Mureșan M. (1976) Pre-mezozoic metamorphites of the East Carpathians. *Ann. Inst. Geol. Geophys.*, L, p. 37-70, București.
- Codarcea D., M., Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. (1964) Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul Bistriței (regiunea Bârnărel-Holdița). *D. S. Com. Geol.* L/II, p. 3-23, București.
- Dimitrescu R. (1965) Notă asupra structurii cristalinului din regiunea Iacobeni. *D. S. Inst. Geol.* LI, 1, p. 15-30, București.
- (1971) Notă asupra mecanismului de deformare a unor cuarțite negre din regiunea Iacobeni. *Anal. St. Univ. „Al. I. Cuza“ Iași, Sect. II, b, Geol.*, p. 117-118, Iași.



- Gurău A. (1969) Studiul structural și genetic al zăcămintelor metalifere din șisturile cristaline ale Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.* LIV, 2, p. 151-186, București.
- Kräutner H. (1965) Considerații genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali. *Stud. Cerc. Geol. Geofiz., Seria Geol.*, 10, 1, p. 195-228, București.
- Popa Ghi. (1973) Succesiunea litostratigrafică și tectonica Cambrianului inferior epimetamorfic (seria de Tulgheş) din regiunea Bălan-Carpații Orientali. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX, 1, p. 252-278, București.
  - Kräutner Fl., Tănăsescu A., Neacșu V. (1976) Interprétation des âges radio-métriques K/Ar pour les roches métamorphiques régénérées. Un exemple : Les Carpathes Orientales. *Ann. Inst. Géol. Géophys.*, L, p. 167-229, București.
- Mureșan M. (1964) Asupra prezenței unor elemente microtectonice în șisturile cristaline din R. P. Română. *Acad. Stud. Cerc. Geol. Geofiz., Geogr., seria Geol.*, 9, 2, p. 451-475, București.
- (1976) O nouă ipoteză privind pînzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* LXII, 5, p. 77-94, București.
  - (1930) Replissements alpins régionaux des métamorphites précambriennes et paléozoïques de la chaîne carpatique. Un exemple : Carpathes Orientales. *Ann. Inst. Géol. Géophys.*, LVII, p. 325-365, București.
  - (1983) Considerations on the Thickness of the Regionally Metamorphosed Formations. *12th Congr. Carp.-Balk. Geol. Assoc. Ann. Inst. Géol. Géophys.* LXI, București.
  - Mureșan G. (1977) Mineralizațiile de sulfuri vulcanigen sedimentare metamorfozate din zona Hărălgia în contextul litostratigrafic, magmatogen și tectonic al seriei epimetamorfice de Tulgheş — Cambrian inferior (Carpații Orientali). *Stud. Tehn. Econ. Inst. Geol. Geofiz.*, A, 12, p. 77-124, București.
- Pitulea G. (1965) Studiul stratigrafic și structural al cristalinului epimetamorfic din regiunea Gemenea-Ostra. *D. S. Com. Geol.* LI, 1, p. 117-136, București.
- Ramsay J. G. (1962) The geometry and mechanics of formation of „Similar“ type folds. *Jour. Geol.* 70, 3, p. 309-327, Chicago.
- Săndulescu M. (1975) Studiul geologic al părții centrale și nordice a Sinclinalului Hâghimaș (Carpații Orientali). *Ann. Inst. Géol. Géophys.*, XLV, p. 6-166, București.

## GENEZA ȘI SUCCESIUNEA DEFORMATIILOR PRINCIPALE ALE TECTONICII B<sub>1</sub> A METAMORFITELOR SERIEI DE TULGHEŞ (CARPAȚII ORIENTALI)

(Rezumat)

Formațiunile seriei de Tulgheş, cu caracter epimetamorfic și de vîrstă cambriană, prezintă un ansamblu de deformații sinmetamorfice (cambriene) și postmetamorfice (hercinice și post-paleozoice). Deformațiile sinmetamorfice constituie tectonica B<sub>1</sub>, ale cărui elemente sunt congruente spațial, prezintă o stadialitate legată de aceeași mișcare re-

gională și au caracter penetrativ. Tectonica  $B_1$  este caracterizată prin sistozitatea de stratificatie Ss, cutele  $B_1$  (microscopice și mezoscopice), liniațiile  $l_1$ , clivajul axial  $Cl_1$ , sistozitatea clivajului axial  $Scl_1$ , liniațiile de intersecție, „modificarea prin aplatizare“ a cutelor  $B_1$  și fisurile transversale de tip „ac“ (aspecte ale acestor deformații sunt ilustrate în fig. 1-3 și în planșele I-IV). Sistozitatea de stratificatie Ss s-a format în decursul blastezei principale sinmetamorfice (în planul ei cristalizând majoritatea mineralelor, cel mai adesea sub formă de strătulete mineralogic diferite), prin diferențiere metamorfică în decursul mișcărilor diferențiale (de forfecare) între strate, determinate de cutarea formațiunilor prin îndoire cu alunecare concentrică (fig. 1). Ss este afectată de către toate celelalte deformații ale tectonicii  $B_1$ . Cutele  $B_1$  s-au format sinmetamorfic, în stadiul de „curgere plastică“; ele se înscriu în cadrul cutelor „post-sistoase“ (sensu Bellière, 1958), deoarece deformează pe Ss. Liniațiile  $l_1$  au luat naștere prin microcutare fină (încrețire), reprezentând un caz particular al cutelor  $B_1$ . Considerăm că în seria de Tulgheș lipsesc cutele  $B_1$  megascopice, existând numai cute megascopice formate în decursul mișcărilor alpine (Mureșan, 1980). Clivajul axial  $Cl_1$  și sistozitatea clivajului axial  $Scl_1$  s-au format prin forfecare, de-a lungul unor plane paralele cu planul axial  $Pa_1$  al cutelor  $B_1$ , în momentul în care accentuarea cutelor de antrenare (drag folds) conduce la laminarea și apoi la ruperea flancurilor acestor cute (de obicei flancurile scurte), fiind deci legate de aceeași mișcare căreia i se datorează formarea cutelor  $B_1$  (fig. 2). Prin forfecare intimă, cu sens constant, de-a lungul lui  $Scl_1$ , se ajunge la transpunerea sistozității de stratificatie Ss (mai ales în rocile incompetente) (fig. 2). La intersecția lui  $Scl_1$  cu Ss se formează liniațiile  $l_1$  paralele cu axele cutelor  $B_1$ . În momentul în care mișcarea de forfecare de-a lungul lui  $Cl_1$  (respectiv  $Scl_1$ ) încetează, forțele de cutare, continuind să acționeze, produc, după părerea noastră, „modificarea prin aplatizare“ (sensu Ramsay, 1962) a cutelor  $B_1$  deja formate, care capătă astfel aspecte morfologice apropiate de cele ale cutelor „similare“ (fig. 3). În decursul proceselor de modificare prin aplatizare, putind avea loc refulări ale materialului și în lungul axelor de cută, considerăm că formarea fisurilor de tensiune de tip „ac“ este legată tocmai de aceste procese. Principala sistozitate a magmatitelor (bazice și acide) premetamorfice din seria de Tulgheș este, după opinia noastră, concomitentă cu Ss a rocilor de origine sedimentară; blasteza principală a rocilor magmatogene a avut loc concomitent cu formarea acestei sistozități de forfecare. Cutele  $B_1$ , clivajul  $Cl_1$  și sistozitatea  $Scl_1$  sunt rare în rocile metaeruptive.

Cutile mezo- și microscopice  $B_1$  (adesea izoclinale sau ascuțite), ca și transpunerea sistozității de stratificatie, cu o largă răspândire în cuprinsul formațiunilor seriei de Tulgheș, conduc la o „îngrămadire“ a materialului, augmentând mult (uneori de câteva ori) grosimea stratelor afectate, prin mărirea distanței dintre cele două suprafete infășurătoare ale stratului. În consecință, considerăm că grosimea stratigrafică (anteplicativă) a formațiunilor cunoscute ale seriei de Tulgheș era considerabil mai mică decât cea constatată actual.



### DISCUSSIONS

A. Gurău : La détermination de l'âge des éléments structuraux  $B_1$ , même les autres éléments formés directement liés à la tectonique  $B_1$  doit être réalisée par d'autres méthodes, telles : déterminations d'âge absolu sur la biotite, qui indiquent l'âge des linéations  $L_1$ . Aussi, pour d'autres éléments structuraux formés au niveau structural actuel des nappes de charriage on doit utiliser des méthodes comme par exemple des relations avec les éléments structuraux des formations plus jeunes.

M. Mureşan : Parce que la tectonique  $B_1$  est, en ensemble, synchrone au métamorphisme régional cambrien de la série de Tulgheş, il résulte que les linéations d'intersection  $L_1$  ont le même âge.

Dans les zones avoisinantes des charriages alpins, les laminations synchrones de ceux-ci remplacent en grande partie ou totalement les éléments de la tectonique  $B_1$ . Dans les zones où les formations de la série de Tulgheş sont affectées par des replissements alpins, la position spatiale des déformations de la tectonique  $B_1$  est nettement modifiée, fait indiqué par l'existence d'un angle aigu formé par la direction des éléments linéaires  $B_1$  (généralement orientée NO-SE) avec les axes des plis a alpins mégascopiques des métamorphites (orientés généralement NNO-SSE, jusqu'à N-S). Mais l'étude statistique de ces modifications spatiales n'a pas constitué l'objet de cette note.

### EXPLICATION DES PLANCHES

#### Planche I

Fig. 1. — Schistosité de stratification Ss en métatuffite acide (vallée de Huruba), affluent gauche de la vallée de Bistricioara) qui coïncide au rubanement relique très fin de la roche. Ss représente dans l'échantillon, une surface de détachement mécanique, étant marquée par le séricite métamorphique. On observe, à la partie supérieure de la photographie, des linéations de frémissement dans le plan de Ss, ce qui indique que pendant le plissement, la stratification de la roche a agissé comme surface de cisaillement, marquée par séricite métamorphique.

Fig. 2. — Schiste quartzeux à graphite (vallée de Belcina — à l'est de Gheorgheni) à Ss affectée par les plis  $B_1$  traversés partiellement par  $C_{L_1}$  (tendance de transposition de Ss par  $C_{L_1}$ ). La plasticité avancée du matériel pendant la formation des plis  $B_1$  et du clivage axial  $C_{L_1}$  est observable dans la forme des plis, dans l'augmentation de l'épaisseur et les laminations des différents petites couches, dans la manière de la disparition des clivages (par la diminution quelquefois très rapide des „sauts“ tout le long de ceux-ci), dans le „diapirisme“ de quelques lithons délimités par le clivage  $C_{L_1}$  (et respectivement Ss) etc. On observe dans la photo, à gauche, la manière dans laquelle les clivages  $C_{L_1}$  traversent les zones de charnières des plis  $B_1$ ; dans la zone des flancs des plis  $B_1$  les clivages  $C_{L_1}$  se confondent avec Ss. Tant les plis  $B_1$  que les clivages  $C_{L_1}$  (respectivement  $S_{C_{L_1}}$ ) sont affectés par les plis  $B_2$  dont le plan axial  $PA_2$  forme un angle de presque  $90^\circ$  avec le plan axial des plis  $B_1$ , respectivement avec  $C_{L_1}$ . Dans le centre de la photo on observe un petit filon de quartz blanc remobilisé tout le long de  $C_{L_1}$ .  
 $\times 0,9$ .



## Planche II

- Fig. 1. — Microplis  $B_1$  isoclinaux dans les quartzites schisteux à graphite, du complexe  $Tg_2$  de la série de Tulgheş (crête à l'est de la vallée de Huruba, affluent gauche de la vallée de Bistricioara).  $\times 0,9$ .
- Fig. 2. — Suite de microplis  $B_1$  coupés sur les flancs par la schistosité de clivage  $Scl_1$ , en quartzite noir (à graphite), du complexe  $Tg_2$  de la série de Tulgheş (crête à l'est de la vallée de Huruba, affluent gauche de la vallée de Bistricioara). On observe des filons très minces de quartz blanc parallèles à  $Scl_1$ . La courbure peu perceptible (à convexité en bas de la schistosité  $Scl_1$ ) est due au replissement  $B_2$  hercynien.  $\times 1,3$ .
- Fig. 3. — Intercalation de quartzite noir (à graphite) en des roches quartzeuses à feldspathes (la vallée de Huruba, affluent gauche de la vallée de Bistricioara). On observe une tendance vers l'interruption de la continuité du quartzite noir, due aux clivages  $Cl_1$ , le long duquel le sens du mouvement n'est pas toujours constant (voire la note infrapaginale n° 11). Les clivages  $Cl_1$  sont plus rares grâce à la compétence relativement plus avancée du matériel. Les clivages  $Cl_1$  et la schistosité de stratification  $Ss$  sont faiblement ondulés, fait déterminé par le replissement  $B_2$  hercynien.  $\times 0,65$ .

## Planche III

- Fig. 1. — Schiste séricito-graphiteux (le complexe  $Tg_2$  de la série de Tulgheş) à schistosité de stratification  $Ss$  transposée par le système des clivages axiaux  $Cl_1$  (vallée de Puciosu, affluent gauche de la vallée de Bistriţa, au nord de Iacobeni). On observe que l'apparition du clivage axial  $Cl_1$  a été précédée de la lamination du quartz exudé ps  $Ss$ .  $\times 0,2$ .
- Fig. 2. — Quartz blanc qui forme des pseudogaelets dans les schistes séricito-graphiteux (le complexe  $Tg_2$  de la série de Tulgheş), (vallée de Puciosu) — voire la note infrapaginale n° 14).  $\times 0,2$ .

## Planche IV

- Fig. 1. — Plis microscopiques  $B_2$  accompagnés de clivages en schiste séricito-graphiteux (forage dans le bassin de la vallée de Belcina, à l'est de Gheorgheni).  $\times 27$ .
- Fig. 2. — Schiste séricito-chloriteux quartzeux à schistosité du clivage axial  $Scl_1$  affectée par les plis  $B_2$  hercyniens, dont le plan axial a été noté avec  $PA_2$  (vallée de Puciosu). On observe que  $Ss$  (schistosité de stratification) a été fortement transposée après  $Scl_1$ . Grâce à la transposition de  $Ss$ , tout comme au plissement hercynien, le matériel a été fortement entassé, de manière qu'il est impossible d'apprécier l'épaisseur primaire du matériel.  $\times 0,5$ .



## 5. TECTONICA ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### SUR LES CONDITIONS GÉOLOGIQUES DE PROFONDEUR DE LA ZONE DE BUCUREȘTI<sup>1</sup>

PAR

DUMITRU PARASCHIV<sup>2</sup>

*Borehole study. Lithostratigraphic units. Tectonic blocks. Seismic microzonation. Carbonate rocks. Mesozoic. Lithostratigraphic subdivision. Carbon; Dacian. Romanian Plain — Eastern Romanian Plain — Area between Argeș and Ialomița Rivers.*

#### Abstract

*On the Deep Geological Environment of Bucharest Town Area. Several boreholes drilled in the area of Bucharest town and at its periphery, as well as the seismic surveys and the 2,000 boreholes drilled on an area of ca 60 km have shown that in the area of the capital town of Romania the sedimentary deposits are ca 6,000 m thick. These deposits may be divided into two mainly carbonate lithostratigraphic units, bordered by other three big detrital-terrigenous units. The subsoil of Bucharest town precincts is divided into several tectonic blocks by a network of faults active in the past and at present, resulting in the increased sensitiveness to seismic impact.*

#### Résumé

Quelques forages effectués dans l'espace intraville de București et vers sa périphérie ainsi que des prospections sismiques et presque 2000 puits sur une rayon de 60 km révèlent que la puissance des dépôts sédimentaires de la zone de la capitale de la Roumanie est de 6000 m environ. Ces dépôts peuvent être inclus à deux unités lithostratigraphiques principalement carbonatées appartenant à trois séquences détritiques. Le soubassement de la ville de București est fragmenté en plusieurs blocs tectoniques par un réseau de failles bien actif dans

<sup>1</sup> Recue le 17 janvier 1983, acceptée pour être communiquée et publiée le 18 janvier 1983, présentée à la séance du 15 avril 1983.

<sup>2</sup> I.C.P.P.G., grup secții București, str. Toamnei nr. 103, R 79678.



le passé géologique et se continuant probablement à présent, ce qui confère à cette zone une sensibilité agrandie aux chocs sismiques.

Le terrible tremblement de terre du 4 mars 1977 a soulevé un problème d'une extrême urgence sur la microzonation sismique et sur la détermination des causes qui ont produit des effets tellement différents dans le municipie de Bucureşti.

Ce problème à résoudre étant de grand intérêt et en même temps fort complexe a nécessité des observations détaillées, des analyses et des études de divers domaines d'activité, y compris l'analyse des conditions géologiques en profondeur. Les principaux éléments de connaissance géologique, ayant comme base les travaux de prospections et d'exploration pour des hydrocarbures, seront présentés ci-dessous.

Le soubassement du périmètre de la ville de Bucureşti a fait l'objet de plusieurs recherches effectuées exclusivement au moyen des forages même depuis le dernier siècle. Des prospections géophysiques et surtout des enregistrements des ondes sismiques générées par des explosions provoquées n'ont pas été effectuées soit pour des raisons d'ordre technique, soit pour des raisons portant sur la sécurité du milieu environnant. Ce dernier genre de travaux a pu être réalisé allant de la périphérie de la ville à l'extérieur, sur toute la Plaine roumaine, par des puits situés d'habitude à 1 km de distance entre ils.

A part quelques exceptions, les 250 puits du municipie de Bucureşti ont eu comme objet l'identification et la valorisation de certaines sources d'eau potable et industrielle. Les investigations ont atteint une profondeur de 150 ou 200 m le plus souvent et rien qu'un nombre réduit de puits ont dépassé ce niveau. Le record revient au puits 2641 de Casa Scînteii (3249 m) et au puits de Parcul Libertății (1008 m) réalisé dès les années 1906-1907. Les deux dernières décennies, tout autour de la capitale, du fait de la découverte de plusieurs gisements d'hydrocarbures (fig. 1), le réseau de puits s'est étendu beaucoup, tout en forant jusqu'aux zones marginales de la ville. Parmi les puits de pétrole de la périphérie du municipie de Bucureşti c'est aussi le puits 4 de Popeşti-Leordeni (fig.) qui est arrivé à une profondeur de 3101 m (pl.). Les informations fournies par les puits 2641 de Casa Scînteii et 4 de Popeşti-Leordeni ainsi que d'autres puits moins profonds nous ont permis d'établir la succession stratigraphique de la zone sur un intervalle de 3250 m de profondeur. L'appréciation des conditions géologiques à des profondeurs supérieures à 3000 m n'est pas possible, à moins qu'on envisage un contexte plus large, et si on prend en considération les résultats des prospections sismiques et les données fournies par les 2000 puits des environs de la capitale sur une rayon de 60 km, quelques-uns (comme le puits 904 d'Urziceni) forant jusqu'à 6000 m de profondeur.

Compte tenu du complexe d'informations géophysiques et de forage obtenues dans la partie centrale de la Plate-forme mœsienne on peut admettre que le socle rigide de celle-ci (soubassement métamorphisé) se situe dans la zone de la ville de Bucureşti, à une profondeur de



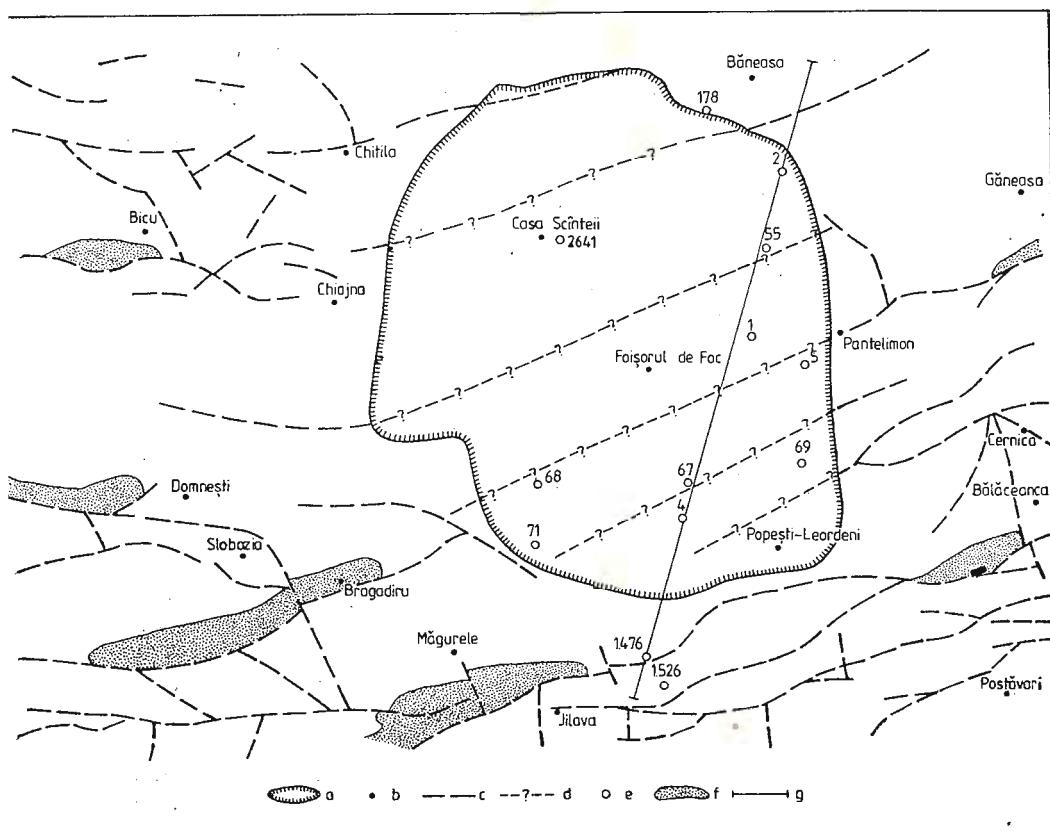


Fig. — a, périmètre de Bucureşti ; b, localités ; c, failles prouvées ; d, failles supposées ; e, forages de profondeur ; f, accumulations d'hydrocarbures ; g, direction de la coupe.

6000 m. Les formations sédimentaires recouvrant le socle respectif pourraient être groupées en cinq grandes séquences lithofaciales (Paraschiv, 1981, 1982), termes qui se définissent en tant qu'entités même vu l'aspect du régime de propagation (rayonnement) des ondes sismiques.

1. *Le groupe d'Ialomiţa*, rencontré par les forages des secteurs est et nord-ouest de la plate-forme, est formé par trois sous-unités lithofaciales à titre de formation, respectivement les quartzites de Mangalia — à la partie inférieure — les argilites de Tăndărei poursuivies des gréso-quartzites de Smirna — à la partie terminale.

Les quartzites de Mangalia sont constituées de grès argileux, grès siliceux, grès quartzitiques, quartzites blanchâtres gris et noirs, micro-conglomérats et conglomérats polygènes. Leur âge, suggéré par le contenu palyno-protistologique, identifié par les puits de Corbu et de Tăndărei, est ordovicien, éventuellement cambrien supérieur (Paraschiv,

(Beju, 1973). Là où les dépôts ont été épargnés par la dénudation, leur épaisseur atteint 700 m. Leur densité moyenne est de 2,66. Dans le soubassement de la ville de București la séquence des grès quartzitiques n'a pas été encore rencontrée, mais son existence est possible, à des profondeurs de 5600 à 6000 m et d'une puissance de 400 m environ.

Les argilites de Tăndărei comprennent une succession de marnes argileuses, argiles fines, argilites, schistes argileux à faibles intercalations de grès et de calcaires. Les éléments macrofauniques et surtout les formes de graptolites, corroborés aux données microfauniques et palyno-protistologiques mènent à la conclusion que la formation en question a débuté par le Trémadocien-Arénigien et a continué jusqu'à la fin de l'Éodévonien. La principale lacune de sédimentation semble correspondre au Llandovérien, mais des exondations de courte durée ne sont pas exclues au cours de l'Ordovicien ou du Silurien (notamment durant le Wenlockien). L'existence des dépôts du groupe détritique du Paléozoïque peut être admise sans réserves dans la zone de la capitale, à une profondeur de 5000 m où ceux-ci présenteraient des puissances de 400 à 600 m. La densité de ces pélites est d'approximativement 2,64.

Les gréso-quartzites de Smirna, un correspondant du faciès d'Old Red Sandstone, ont commencé leur dépôt, localement, pendant l'Éodévonien — éventuellement Silurien supérieur et ont continué jusqu'à la fin de l'Ephélien. L'existence de ces dépôts dans le soubassement de la capitale est douteuse, leur épaisseur ne dépassant pas 100 m ou 200 m.

2. *La formation de Călărași* comprend des dépôts représentés par des dolomies à intercalations d'anhydride, par des calcaires partiellement organogènes et gréseux et par des calcarénites. Comme âge, ceux-ci appartiennent au Givétien jusqu'au Viséen, y compris. Suivant les données du puits 35 de Dobreni, situé à presque 30 km de la capitale ainsi qu'aux données des autres puits de Dobrogea et du nord-est de la Bulgarie, le Tournaisien, semble-t-il, n'est pas représenté dans cette série carbonatée, série qui pourrait cumuler à București 1600 m environ et se développer de 3400 m jusqu'à 5000 m de profondeur. La densité moyenne des roches composantes de la série carbonatée paléozoïque est d'environ 2,70, elles permettant la propagation des ondes sismiques, avec des vitesses de 5800 à 6800 m/sec.

3. *Le groupe de Vedeia-Jiu* est représenté en base par des dépôts namuriens et westphaliens, comportant des marnes et des argiles charbonneuses (traversées par le puits 35 de Dobreni) à intercalations de marno-calcaires, grès et microconglomérats. Ceux-ci constituent la formation de Vlașin. Suit, d'une manière discordante, une séquence d'une grande puissance de sables, grès siliceux et argiles à intercalations et mailles d'anhydride, marno-calcaires, microconglomérats, généralement de couleur brune rougeâtre. Cette séquence pourrait représenter, dans la zone de București, le Permien ou possible le Trias inférieur (formation de Segarcea). A Popești-Leordeni on a foré 960 m environ de cette séquence et à Casa Scînteii presque 401 m, mais aucun forage n'a pas



réussi à la traverser entièrement. Dans la base de la succession de dépôts susmentionnés tout comme dans les formations sous-jacentes se développent aussi des corps magmatiques. A Dobreni, le puits 35 a traversé environ 400 m le long d'un dyke de rhyolites, en interceptant ensuite des argilites namuriennes. Les dépôts continentaux-lagunaires associés aux magmatites représentent le complexe sédimentaire-volcanogène de Ciurești (Permien) qui, au-dessous du centre de la capitale aurait une puissance de presque 1600 m. La densité des roches composantes est assez variable, mais on peut accepter une moyenne de 2,40, bien que des valeurs de 2,00 à 2,14 aient été enregistrées. Les ondes sismiques se propagent dans la formation de Vlašin avec des vitesses de 4700 m/sec environ, dans les roches éruptives avec des vitesses de 4900 m/sec et dans les dépôts sédimentaires lagunaires avec des vitesses de 3850 à 4000 m/sec.

4. *La séquence carbonatée malm-crétacée* a une épaisseur de 1460 m dans le puits 4 de Popesti-Leordeni et de 1402 m dans le puits 2641 de Casa Scînteii, en constituant la première plaque rigide de soubassement du centre de la ville. Comme on a déjà montré, la deuxième plaque d'un développement sur la verticale de presque 1600 m, se situe plus bas, au niveau du Paléozoïque.

Le Malm-Crétacé comporte des dolomies, des calcaires dolomitiques, des calcaires partiellement récifaux, des calcaires crayeux, des marno-calcaires et de minces intercalations de marnes. L'âge de ces dépôts va du Callovien (probablement Bathonien supérieur) au Sénonien. Il paraît qu'entre le Jurassique et le Crétacé il y a, dans cette zone, une continuité de sédimentation, mais en échange une lacune à été saisie dans le Mésocrétacé, écho des mouvements autrichiens. Les roches carbonatées du Malm et du Crétacé inférieur ont des densités moyennes de 2,55 à 2,60 et des vitesses sismiques de 4300 à 5800 m/sec. Le Crétacé supérieur, caractérisé par la grande participation des fractions terrigènes (marno-calcaires, calcaires marneux) et des calcaires crayeux, présente des densités d'environ 2,40 et des vitesses des ondes sismiques de 3200 à 4600 m/sec.

5. *Le groupe de Buzău* (Paraschiv, 1981) débute par des dépôts d'âge sarmatiens et s'achève par des formations quaternaires, récentes. Allant de la partie centrale de la ville de București vers le nord, apparaît dans la base du Néogène le Badénien supérieur aussi. Les formations néogènes, qui pourraient être incluses dans le flanc externe de l'avant-fosse carpathique, accroît en épaisseur du sud au nord, dans la direction de l'affaissement de la plate-forme. Ainsi, à Jilava, le Sarmato-Pliocène atteint à peine 650 m d'épaisseur pour qu'à Băneasa il dépasse 1550 m. Cela dénote que sur 20 km le groupe de Buzău augmente de 900 m (pl.), valeur qui exprime aussi le gradient d'affaissement de la plate-forme de la ville de București.

Le groupe de Buzău pourrait être séparé sur des critères lithologiques en deux séquences de dépôts : l'une principalement pélitique,



prédacieenne, en base, constituant la formation d'Urziceni, l'autre principalement psammitique, postpontienne à la partie supérieure, constituant la formation de Ianca (Paraschiv, 1981).

La séquence inférieure débute par des grès et des sables sarmatiens ou par des anhydrides et des grès badéniens. Suivent 250 m jusqu'à 700 m de marnes et de marno-calcaires à faibles intercalations de grès et de sables, appartenant au Sarmatien et au Méotien. Le Méotien s'achève d'habitude d'un complexe psammitique, d'une épaisseur de 20 à 70 m. La formation d'Urziceni s'achève d'un paquet de marnes de 50 à 80 m d'épaisseur appartenant au Pontien.

**Le Dacien** de la séquence supérieure (formation de Ianca) déposé en série complète (Liteanu, 1952), d'une puissance de 250 à 375 m, est constitué de sables à bancs d'argiles et à intercalations de charbons. D'après une synthèse publiée il y a 25 années (Liteanu, 1952) le Levantin ( $\pm$  Romanian) est peu développé (170 m d'épaisseur) et est formé de sables à fréquents horizons d'argiles.

**Le Quaternaire**, comportant les principaux „bad rocks“ et vu son comportement par rapport aux mouvements sismiques, présente dans le parc Libertății une puissance d'environ 230 m et de 350 m au pont Herăstrău (Liteanu, 1952). Le Quaternaire est formé à partir de la base vers la partie supérieure par les suivants termes lithostratigraphiques (Liteanu, 1952): couches de Frătești, représentées par des sables à intercalations de graviers d'origine fluviatile ; complexe marneux qui révèle le retour aux conditions de sédimentation lacustre ; sables de Mostiștea d'origine lacustre, deltaïque et subaérienne dans lesquels on a rencontré des restes de mammifères ; dépôts de loess à lentilles de „sables de Colentina“.

La densité des roches néogènes et quaternaires est de 1,8 à 2,10 et la vitesse de diffusion des ondes sismiques de 1750 à 2000 m/sec. Dans les couches superficielles, altérées, la vitesse baisse à 400 ou 500 m/sec.

Les données à caractère régional ainsi que les informations fournies par les puits profonds dénotent que toute la succession de dépôts recouvrant le soubassement métamorphisé se caractérise par une position sous-horizontale à inclinaisons qui ne dépasse pas 10°.

Il s'ensuit également des données à caractère régional qu'à la parallèle de la ville de București la séquence sédimentaire s'affaisse du sud au nord, direction donnée par les mouvements postpaléogènes, qui ont produit l'affaissement de la marge septentrionale de la plate-forme et donc la formation d'el'avant-fosse carpathique. Au sud de București au contraire, les formations préjurassiques s'affaissent du nord vers le Danube, en esquissant l'extrémité orientale de la dépression permotriassique de Roșiori-Alexandria.

L'affaissement des formations tertiaires vers le nord se réalise graduellement, le long des failles à direction dominante OSO-ENE (fig. 1). Au niveau du repère caractéristique à la base du Néogène, le rejet de ces failles est de 25 à 100 m (excepté la faille d'Urziceni dont le rejet est de 200 à 350 m), mais le décalage entre les blocs le long des acci-



dents tectoniques peut augmenter en même temps avec la profondeur. Les failles à rejet moins de 25 m, quoiqu'elles soient bien nombreuses, ne sont pas saisissables au moyen de la technique actuelle. Il faut encore à mentionner que aussi par rapport à la profondeur, l'âge et fort probablement la diminution du degré d'élasticité des roches et la fréquence des failles augmentent elles aussi.

L'affaissement des couches à direction sud-nord ne se réalise pas uniformément sur toute l'aire de la plate-forme. Vu cette tendance régionale on a été observé une zone de seuil dès la phase initiale des recherches pour hydrocarbures (Grigoraş et al., 1963), éone dont les inclinaisons des couches présentent des valeurs plus grandes. Le commencement de la zone de seuil, marquant conventionnellement la marge extrême de l'avant-fosse, s'oriente approximativement sur la direction Craiova-Slatina-Bucureşti-sud-Urziceni. Autrement dit, le centre de la capitale de notre pays se situe dans la zone du seuil à inclinaisons plus accentuées et à affaissements des formations de la plate-forme vers le nord.

La forte intensité des mouvements sur verticale exprimée par un gradient plus marqué d'affaissement vers le nord a sollicité davantage la couverture sédimentaire et son socle et par conséquent la fréquence et l'ampleur des accidents disjonctifs s'accentuent dans la zone de transition à partir de la plate-forme proprement-dite vers la dépression. A l'accentuation du degré de fracturation des dépôts sédimentaires a contribué, peut-être, le caractère rigide de ces deux plaques de calcaires et de dolomies appartenant au Mésozoïque, respectivement au Paléozoïque.

Les conditions de surface spécifiques et le stade de développement de la technique de l'exécution des travaux de prospections et d'exploration ont empêché, comme nous avons déjà montré, de pratiquer des enregistrements des ondes sismiques provoquées et d'emplacer un nombre plus grand de forages profonds dans l'actuel périmètre de la capitale. Partant, dans ce secteur on n'a pas réussi à identifier des accidents disjonctifs aux aspects à part comme fréquence, orientation, amplitude. En échange de tels accidents ont été mis en évidence d'une grande précision aux environs de la ville. Suivant leur direction d'une côté et d'autre de l'espace intraville, le sens du mouvement des blocs le long de ces accidents, l'amplitude du rejet et la façon des accumulations d'hydrocarbures, ces failles doivent se continuer, au moins partiellement, même au-dessous du centre du municipie de Bucureşti.

Sur la figure 1 est illustrée une alternative d'interprétation exprimant, dans la manière la moins compliquée, les relations entre les différentes failles du soubassement de la ville. Probable que la situation soit beaucoup plus complexe, ou l'aspect du nombre et la position des accidents tectoniques aussi bien que l'image obtenue dans les zones extravilles contrôlées par des travaux. Ce qui doit être retenu, sans doute, de cette interprétation tectonique représentée dans la figure 1 c'est que le soubassement de la ville de Bucureşti n'est pas monolithique, mais fragmenté en divers blocs tectoniques délimités par des failles d'orientation surtout OSO-ENE.

Un autre problème c'est que si les failles de la zone de la ville et des environs sont ou non actives, c'est-à-dire si les nombreux blocs, de vrais blocs d'un mosaïque, subissent des mouvements verticaux, indépendants ou en groupe, surtout pendant les chocs forts tel le séisme du 4 mars 1977. Les éléments de connaissance disponibles donnent une réponse affirmative, à savoir que la structure en blocs dans la zone de transition de la plate-forme manifeste une sensibilité accentuée aux chocs provoqués par les séismes naturels.

Pour que ce raisonnement se soit avéré, il faut souligner premièrement qu'une partie des dislocations tectoniques de la zone de transition de la plate-forme a un âge appréciable et affecte l'écorce terrestre jusqu'à des profondeurs très grandes. Le long de ces failles majeures se développent des intrusions et des effusions magmatiques, souvent superposées, à compter du Silurien jusqu'au Trias. Cela est la signification qui doit être accordée à la présence des magmatites des environs de la capitale (puits 35 Dobreni).

Secondairement, il est à noter l'existence des gisements d'hydrocarbures des environs de la capitale, gisements étanchés en grande partie par des accidents rupturaux. Ce qui doit être retenu c'est que les plus nouvelles formations productives sont d'âge dacien. Il en résulte que certaines accumulations se sont formées après le Dacien et que les failles qui les déterminent ont été actives jusqu'il y a peu de temps ou bien elles continuent même à présent.

Enfin, il faut observer qu'une série d'effets du tremblement de terre du 4 mars 1977 sont liés aux moins des localités situées dans la zone de transition (seuil) de la plate-forme (centre d'une intense activité volcanique dans le passé), respectivement Bucureşti, Slatina, Craiova et d'autres. La plus explicite preuve du caractère actif de nombreuses failles affectant la plate-forme est le tremblement de terre du 20 avril 1977 avec l'épicentre à environ 20 km au sud de Bucureşti. Il se situe presque entre les localités de Budeşti et de Dobreni, là où le puits de profondeur (35 Dobreni) a relevé des magmatites acides. La profondeur relativement petite de l'hipocentre (environ 20 km) suggère que ce séisme a été généré par les mouvements des blocs produits le long des lignes de dislocation.

#### BIBLIOGRAPHIE

- Atanasiu I. (1961) Cutremurele de pămînt din România, Ed. Acad. R.P.R., 194, Bucureşti.
- Grigoraş N., Pătruţ I., Popescu M. (1963) Contribuţii la cunoaşterea evoluţiei geologice a Platformei moesice pe teritoriul R.P.R. Asoc. Geol. Carp. Balc., Congr. V, IV, p. 115-131, Bucureşti.
- Iovcev I. (1965) Osnovi gheologhii i poleznîe iskopaemîe territorii. N. R. Bulgarii. Karp. Balk. Gheol. Assot., Kongres VII, p. 223, Sofia.
- Liteanu E. (1952) Geologia zonei oraşului Bucureşti. St. tehn. e&e, seria E, nr. 1, 82 p., Bucureşti.
- Murgoci Gh. (1907) Cîmpia română și Balta Dunării. *Ghidul de excursii al celui de al III-lea Congres internaţional al petrolului*, republicat în Opere alese, 1957, p. 135-145, Bucureşti.



- Paraschiv D. (1979) Platforma moesică și zăcămintele ei de hidrocarburi. Ed. Acad. R.S.R., p. 195, București.
- (1981) Structrogenetic effects of the sliding processes in the Moesian Platform (Romania) and their economico-petroliferous implications. *Zbornic Rodova, Proceedings*, I, p. 287-294, Zagreb.
  - Beju D. (1973) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei Cambro-Ordovicianului din Platforma moesică. *Rev. Petrol și Gaze*, 8, p. 465-471, București.
  - (1982) Principalele unități lithostratigrafice din preneourasicul Platformei moesice. *Rev. Mine, Petrol și Gaze*, 3, p. 134-136, București,
- 

## ASUPRA CONDIȚIILOR GEOLOGICE DE ADÎNCIME ALE ZONEI ORAȘULUI BUCUREȘTI

(Rezumat)

Forajele efectuate în spațiul intravilan al capitalei R.S.R. (adâncime maximă 3249 m), împreună cu prospecțiunile seismice și sondele săpate pe o rază de 60 km (adâncime maximă 6000 m) permit să se aprecieze că fundamentalul Platformei moesice, în dreptul Bucureștilor, se situează în jurul adâncimii de 6000 m.

Cuvertura sedimentară, a cărei vîrstă începe cu Ordovicianul sau poate cu Cambrianul superior și sfîrșește cu Cuaternarul, se compune din cinci mari unități lithostratigrafice: două secvențe carbonatice, încadrante de trei secvențe detritice. Separarea termenilor stratigrafici respective se impune atât din punct de vedere economic, cum ar fi perspectivele de hidrocarburi, cât și sub aspectul vitezelor de propagare a undelor seismice.

Densitatea rocilor și vitezele de propagare a undelor seismice variază în funcție de natura, vechimea și adâncimea la care se găsesc. Astfel, rocile terigene au densități de 2,66 (în adâncime) — 1,70 (la suprafață), ceea ce permite dezvoltarea unor viteze de propagare de 5000-400 m/s. Rocile carbonatice, caracterizate prin densități mai mari (2,70-2,40), le corespund viteze sporite, de ordinul a 6800-3300 m/s.

Zona orașului București se suprapune unui prag (flexură) al platformei, caracterizat printr-o densitate apreciabilă a accidentelor rupturale, unele cu rezonanță profundă și asociate cu roci eruptive, ceea ce conferă acestei regiuni o sensibilitate mărită la șocurile de origine crustală și subcrustală.

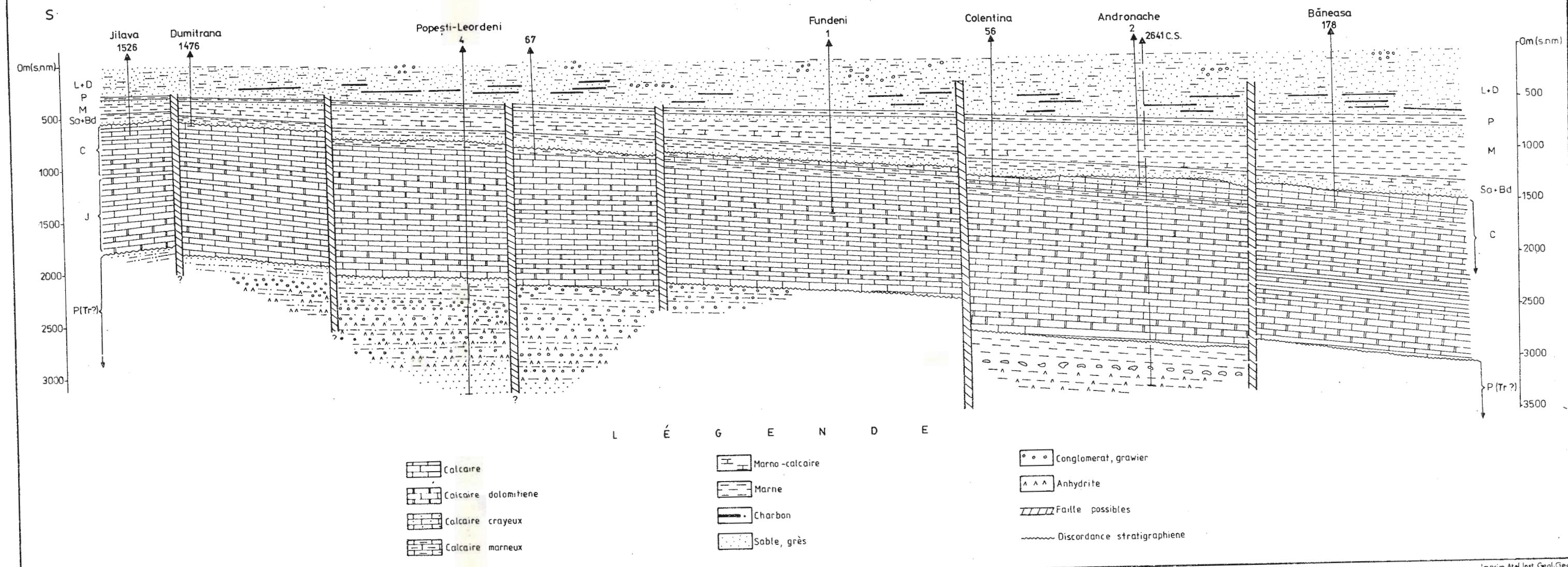
Judecînd după situația sectoarelor periferice, bine cercetate cu prospecțiuni geofizice și foraje, se acceptă ca sigură existența unei rețele de falii sub vatra orașului București. Falile au fost active, în mod sigur, după Dacian, continuînd probabil, să funcționeze ca linii labile și în zilele noastre, fapt care explică, în parte, efectele diferențiate ale seismelor (cutremurelor de pămînt) pe cuprinsul tuturor Capitalei.





Institutul Geologic al României

## COUPE GÉOLOGIQUE A BASE DE FORAGES DANS LA ZONE DE LA VILLE DE BUCUREŞTI



## 5. TECTONICA ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### CONSIDÉRATIONS SUR LA TECTONIQUE DE LA PARTIE SUD-OUEST DES MONTS METALIFERI (ZONE DE ZAM-BOHOLT)<sup>1</sup>

PAR

ROMULUS PURECEL<sup>2</sup>, TUDOREL CIBOTARU<sup>2</sup>

*Structural units. Volcanics. Mesozoic; Lower Cretaceous. Ophiolites. Epimetamorphics. Căbești Beds. Lithofacies. Flysch. Tectonomagmatic lines. Sedimentation basins. Apuseni Mountains — Southern Apuseni — Metaliferi Mountains.*

#### Abstract

Tectonic Remarks on the Southwestern Area of the Metaliferi Mountains (Zam-Boholt Area). In the southwestern part of the Metaliferi Mts, so far assigned tectonically to the Căpîlnaș-Techereu Unit, the authors distinguish — from north to south — four structural units: 1) the northern area; 2) the Tămășești-Vălioara Unit; 3) the Căbești Unit and 4) the Deva Unit. Lithofacies, petrogenetic and tectonic criteria as well as the characteristics of igneous rocks from each unit have been considered. These units are much more developed in the South Apuseni Mts and the formations belonging to some units may be related — from lithofacies and magmatic points of view — to the formations occurring to the east, in the Trascău Mts: those assigned to the Căbești Unit are related to those present in the Bucium trough (Abrud area) and the wildflysch formation is related to the formations from the central-southern area of the Trascău Mts (Feneș and Trascău units).

<sup>1</sup> Reçue le 20 avril 1984, acceptée pour être communiquée et publiée le 9 mai 1984, communiquée à la séance du 18 mai 1984.

<sup>2</sup> Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, str. Caransebeș 1, sector 1, R 79678, București 32,



## Résumé

Les auteurs distinguent du nord vers le sud dans la partie sud-ouest des monts Metaliferi, englobée tectoniquement jusqu'à présent dans l'unité de Căpîlnaş-Techereu, quatre unités structurales : 1) zone septentrionale, 2) unité de Tămăşesti-Vălişoara, 3) unité de Căbeşti et 4) unité de Deva. Celles-ci ont été séparées sur base des critères d'ordre lithofacial, pétrogénétique et tectonique ainsi que des caractéristiques de l'apport et de la nature des roches magmatiques présentes en chaque unité.

On considère que ces unités ont un développement beaucoup plus grand dans les Apuseni du Sud, les formations de certaines unités pouvant être corrélées — au point de vue lithofacial et magmatique — avec les formations situées à l'est, dans les monts Trascău : celles de l'unité de Căbeşti avec celles de la fosse de Bucium (zone d'Abrud) et de la formation de wildflysch avec celles de la zone centrale méridionale du Trascău (unité de Feneş et unité de Trascău).

## Données préliminaires

La zone en question est située dans la partie méridionale des monts Apuseni du Sud, immédiatement au nord de la vallée du Mureş, entre les localités de Zam (ouest) et la vallée du Boholt (est). Elle représente la partie sud-ouest des monts Metaliferi et a été insérée dans l'unité de Căpîlnaş-Techereu par Lupu (Ianovici et al., 1976).

Dans cet aréal (Purecel et al., 1980, 1981, 1982 a) on a délimité trois zones, trois domaines de sédimentation qui, à partir du niveau du Barrémien, ont fonctionné en tant qu'unités tectono-magmatiques différentes : une zone septentrionale „ophiolitique“ à roches basiques, une zone centrale affaissée à dépôts éocrétacés en faciès des couches de Fornădia (unité de Căbeşti) et une zone méridionale à dépôts néocrétacés en faciès des couches de Deva (unité de Deva).

Ultérieurement, Lupu (1983) a présenté au Congrès carpatho-balkanique (Bucarest, 1981) une révision du schéma tectonique de 1976, tout en reconnaissant dans la partie sud-ouest des monts Metaliferi, à partir du nord au sud, la nappe de Căpîlnaş-Techereu (équivalente de la zone septentrionale ophiolitique), l'unité de Căbeşti et l'unité de Bejan (unité de Deva selon notre opinion). Il recourt à nos arguments de 1981 (Purecel et Cibotaru, 1982 a) sans nous citer.

Récemment (Purecel et al., 1982 b), dans la zone de Zam-Tămăşesti-Steiul Boianului ont été reconnus des dépôts éocrétacés développés dans un faciès épicontinentale (littoral-néritique), séparés sous le nom de „couches de Tămăşesti“. Jusqu'à présent, ces dépôts ont été attribués partiellement au Néojurassique (calcaires massifs de type Stramberg), partiellement au Néocrétacé (couches de Fornădia). La reconsideration de l'âge de ces dépôts sera l'objet d'une autre note. Nous ne voulons que souligner que seules les couches de Tămăşesti diffèrent nettement comme lithologie des dépôts éocrétacés (synchrone ou quasi synchrone) développés plus vers le sud, en faciès de flysch (couches de Căbeşti) ou de wildflysch (formation de wildflysch).



### Unités structurales

Les considérations tectoniques concernant le sud-ouest des monts Metaliferi se basent sur les dernières données d'ordre stratigraphique, structural et pétrographique obtenues par nous :

— les dépôts éocrétacés (surtout barrémiens albiens) ont, dans un aréal restreint des aspects lithofaciaux différents qui s'alignent parallèlement du nord au sud — dépôts épicontinentaux (couches de Tămășești), dépôts de flysch (couches de Căbești), et dépôts en faciès de wild-flysch ;

— les magmatites mésozoïques (complexe ophiolitique) présentent de sensibles différenciations pétrographiques — probablement même pétrogénétiques — ou bien des discontinuités allant du nord au sud ;

— les dépôts néocrétacés sont développés en deux faciès différents qui, de même, sont disposés sur des alignements parallèles ouest-est ;

— les divers domaines de sédimentation sont séparés par des lignes tectoniques majeures, bien visibles en quelques secteurs, moins saisissables sur certains segments.

Vu ces données d'observation nous avons pu séparer plusieurs zones — unités structurales — d'orientation à peu près ouest-est. Du nord au sud elles sont : zone septentrionale, unité de Tămășești-Vălișoara, unité de Căbești et unité de Deva.

*1. Zone septentrionale.* Mentionnons que cette dénomination a un caractère aléatoire ; nous avons évité de l'envisager à titre d'unité structurale bien définie puisque nos recherches ont couvert seulement l'extrême méridionale de celle-ci. Cette zone peut être poursuivie à partir de Zam-vallée de Tămășești-vallée de Godinești, à travers la vallée de Dănușești (au nord de Cărmăzinești) — au nord de Vorța jusqu'à Dealul Mare.

Le complexe de roches qui participe à sa constitution est formé de laves et de pyroclastites andésitiques, de basaltes porphyriques et de différencierées filoniennes intermédiaires et acides : oligophyres, ortophyres, rhyodacites. A la partie supérieure du complexe apparaissent des roches à caractère mixte, volcano-sédimentaire (alternances de tufs fins, tuffites, radiolarites).

La zone septentrionale — en grand — correspond à l'aréal des roches andésitiques ainsi séparées dans la zone de Cărmăzinești-Vălișoara (sud-ouest des monts Metaliferi) par Savu et Nicolae (1975), renfermées (Savu, 1980 ; Savu et al., 1981) dans les volcanites d'arc insulaire („volcanites calco-alcalines et alcalines associées“). De même, les roches de cette zone correspondent à la série alcaline (Callovien-Oxfordien) séparées dans l'alignement de Vorța (Cioflică, Nicolae, 1981) ; les auteurs supposent que cette série calco-alcaline a un large développement dans les monts Metaliferi, vers l'est de l'alignement de Cerbia-Basarabeasca.

*2. Unité de Tămășești-Vălișoara.* Elle est située immédiatement au sud de la zone septentrionale et peut être poursuivie le long de l'alignement

ment sud de Zam-Cărmăzinești — au sud de Vorța — au sud de Vălișoara. L'unité est constituée de roches particulièrement basiques, représentées par des pyroclastites et des couches de laves basaltiques et d'une manière subordonnée par des anamésites et des dolérites, auxquelles s'ajoutent des accumulations volcano-sédimentaires, des calcaires massifs type Stramberg, des dépôts détritiques calcaires (tithoniques néocomiens), des lames de dépôts paléozoïques (permiens ?) et des lames de roches cristallines.

La couverture de cette unité est formée de dépôts éocrétacés : sédiments grossiers calcaires à apport volcanoclastique à l'est (secteur de Gialacuta-Vălișoara) et couches de Tămășești à l'ouest (secteur de Zam-nord Cărmăzinești) ; ceux du secteur est seraient le résultat du colmatage de petits golfes et de zones préservées submerses après le soulèvement en masse de l'aréal ophiolitique vers la fin du Néocomien, tandis que les dépôts de l'ouest seraient le résultat d'une subsidence lente mais active commencée au Barrémien supérieur (la discordance entre les couches de Tămășești et la série détritique calcaire est évidente).

Les rapports de l'unité de Tămășești-Vălișoara avec les unités limitrophes du nord et du sud sont de nature tectonique. La limite septentrionale ne correspond pas avec la limite d'entre les volcanites calco-alcalines et la série principalement basaltique telles qu'elles ont été séparées par Savu et Nicolae (1975) au sud-ouest des monts Metaliferi. Le complexe andésitique du nord (= zone septentrionale) n'occupe pas une position synclinale par rapport au complexe basaltique du sud (= unité de Tămășești-Vălișoara). Entre ces deux complexes il y a des rapports tectoniques, parfois de chevauchement allant du nord au sud ; ceux-ci se produisent le long de l'alignement d'une faille à affaissements septentrionaux à l'ouest de l'aire de Zam-Boholt et qui passe, vers l'est, à une faille presque verticale. Le chevauchement est observable dans le secteur de Zam-Tămășești.

Cioflică et Nicolae (1981) renferment toutes les magmatites ophiolitiques du sud-ouest des monts Metaliferi à la série calco-alcaline. Ce point de vue demeure dans l'indécision parce que :

- dans la zone de Vorța, les auteurs séparent dans cette série plusieurs complexes de roches andésitiques et acides, d'où les trois premiers (complexes 1 et 2 andésitique et complexe 3 acide) seraient mis en place au cours de l'intervalle callovien-oxfordien. Or, pour le complexe basaltique situé immédiatement au sud — alignement sud de Vorța-Gialacuta-Fizeș — la mise en place s'est déroulée jusqu'au niveau du Néocomien ;

- sur cet alignement oriental (= unité de Tămășești-Vorța selon notre opinion) n'apparaissent qu'accidentellement des roches intermédiaires et acides caractéristiques à l'alignement septentrional (= zone septentrionale) ;

- dans l'unité de Tămășești-Vorța prédominent les roches basaltiques. Se développent dans le secteur de Bărăști-Gialacuta même des coulées à caractère de pillow-lava, des basaltes intensément métamor-



phisés — aspects caractéristiques surtout pour le complexe de roches tholéïtiques (d'arc insulaire d'après Cioflică et Nicolae et de fond océanique selon Savu).

Vers le sud, l'unité de Tămășești-Vorța est délimitée de l'unité de Căbești par une faille ouest-est majeure, plus ou moins verticale, inverse et à pendage nord sur quelques secteurs (Zam-Brădătel, Vorța-Dumești).

3. *Unité de Căbești.* Elle occupe l'aréal central de la partie sud-ouest des monts Metaliferi, en représentant le domaine le plus affaissé, de fosse, où se sont accumulés des dépôts de flysch.

La colonne stratigraphique de cette unité comprend des dépôts néocomiens (série détritique calcaire), barrémiens-albiens, en faciès de flysch (couches de Căbești) et néocrétacés en faciès des couches de Fornădia.

Le cristallin qui apparaît dans le secteur de Lunca-vallée de Blăjjeasca, entraîné dans la structure des couches de Căbești — d'après toutes les probabilités un enracinement — relève que le soubassement de cette unité serait sialique, recouvert éventuellement, par endroits, d'une couche de roches basaltiques.

Très important du point de vue tectono-magmatique semble être le magmatisme basique effusif de cette unité, eu égard qu'au niveau du Barrémien, dans la zone affaissée (de fosse) le magmatisme basique s'est manifesté seulement filonien, par des roches de type des dolérites, des anamésites et des andésites.

4. *Unité de Deva.* Elle a un développement plus restreint, en occupant rien que la partie sud-est de l'aréal sud-ouest des monts Metaliferi, sur l'alignement de Boz-Tîrnăvița-Ciinel-Chișcădaga-Boholt.

On reconnaît dans la colonne lithostratigraphique de l'unité les suivantes formations : un soubassement cristallin (lié à la série épimétamorphique de Poiana Ruscă), des dépôts néocomiens — éventuellement même jurassiques (série détritique calcaire), des dépôts barrémiens en faciès de wildflysch (série de wildflysch) et des dépôts néocrétacés en faciès des couches de Deva.

Dans cette unité, le magmatisme basique effusif s'est manifesté jusqu'à l'Albien, étant mis en évidence par des niveaux de spilites, des pyroclastites et des laves basaltiques intercalées dans la série néocomienne et dans la série de wildflysch.

Le contact tectonique entre l'unité de Deva et l'unité de Căbești est marqué par une faille inverse, à pendage sud, sur l'alignement duquel la série de wildflysch chevauche les couches de Căbești ou bien les couches de Fornădia. Dans l'éventualité de la parallélisation des dépôts calcaires détritiques de la colline de Ciuta (Boholt) avec les couches de Fornădia (l'apparition des dernières — à jour — représentant en ce cas une fenêtre tectonique), la ligne de chevauchement entre ces deux unités acquiert la valeur d'un charriage.

Des données présentées ci-dessus, il en résulte quelques conclusions tectono-magmatiques et de sédimentogénèse portant sur la partie sud-ouest des monts Metaliferi.

1. Le magmatisme basique effusif s'est manifesté intensément dans la partie sud-ouest des monts Metaliferi au cours du Jurassique moyen et supérieur. Sur l'alignement de Zam village-Cărmăzinești-sud-de-Vorța-Gialacuta-Fiziș, ce volcanisme a été actif jusqu'au niveau du Tithonique-Néocomien. Sur l'alignement se développent aussi des volcanites resédimentées associées aux séquences volcano-sédimentaires ou sédimentaires proprement-dites.

2. Les volcanites de cet alignement cité plus haut (de l'unité de Tămășești-Vorța) surtout basiques se délimitent de la série alcaline ou calco-alcaline du nord (zone septentrionale selon notre opinion) par l'alignement d'une ligne tectonique est-ouest majeure, verticale ou inverse, à pendage nord.

3. Les masses de cristallin apparaissant dans l'aréal ophiolitique ne représentent pas des apparitions à jour d'un soubassement sialique, mais elles ne sont que des lames, sans racine, entraînées dans l'édifice structural des masses volcaniques (Purecel et al., 1979, 1980, 1981, 1982). Suivant la tectonique globale (Bleahu, 1983) ces lames de cristallin — avec les séquences volcano-clastiques et sédimentaires proprement-dites de l'unité Tămășești-Vorța — pourraient représentées des éléments d'un „mélange“, respectivement des séquences ou des blocs d'un complexe de subduction.

4. Le soubassement de l'unité de Căbești est sialique. Il est fort important d'établir au point de vue tectonique si ce cristallin se rattache à la série épimétamorphique de Păiușeni, à la série de Poiana Ruscă ou bien il est une série à part.

5. Il est à noter l'existence, jusqu'au niveau du Néocomien, d'un bassin unitaire, de mer peu profonde, entraîné dans un affaissement où — simultanément — outre les produits volcaniques s'accumulent, à compter du Jurassique, des dépôts calcaires ou détritiques calcaires. La série détritique calcaire apparaît dans toute l'aire marine, avec de petites variations, autant de direction nord-sud que de direction est-ouest du bassin.

6. Pendant le Néocomien (le plus probable vers sa fin) ont lieu plusieurs événements caractéristiques pour l'évolution tectono-magmatique et sédimentaire de tout le bassin :

- le soulèvement en masse de la zone septentrionale du bassin, les terrains ophiolitiques étant quasi exondés vers la fin du Néocomien, entraînés en des structures déversées vers le sud ;

- en même temps, se produit l'affaissement accentué de la zone centrale (Căbești) sur l'alignement de quelques failles longitudinales est-ouest, en échelons, la zone acquérant un régime de fosse où se sont accumulés des dépôts de préflysch et de flysch ;

- l'individualisation, dans la partie sud du bassin, d'une zone plus soulevée (cordillère ? falaise ?) où s'accumulent des dépôts éocrétaçés en faciès de wildflysch ;

- la cessation de l'activité magmatique, effusive dans l'aréal septentrional exondé aussi bien que dans la zone centrale affaissée (en



supposant que dans la zone il y aurait antérieurement un volcanisme, le volcanisme effusif se continuant seulement dans la partie sud du bassin durant le dépôt de la formation de wildflysch.

7. L'existence d'un aréal (domaine) imperméable magmatiquement (domaine des couches de Căbești) entre deux domaines à volcanisme basique effusif, actif, suggère la présence de deux alignements distincts de manifestation du volcanisme, le long de deux fractures profondes : l'un méridional correspondant aux volcanites basiques de la zone du wildflysch et qui se continue vers l'est — probablement — jusqu'à Trascău et l'un septentrional correspondant aux volcanites de Drocea des monts Metaliferi.

8. Les lignes tectoniques majeures qui délimitent la zone septentrionale de l'unité de Tămășești-Vălișoara, respectivement l'unité de Tămășești-Vălișoara de l'unité de Căbești, généralement à affaissements nordiques, sont mésocrétacés alors que la ligne d'entre l'unité de Căbești et l'unité de Deva, à affaissement sud, est subhercynienne ou laramierne.

### Problèmes de corrélation régionale

Les unités structurales séparées par nous ont une large continuité dans les Apuseni du Sud ou bien elles ne représentent que des séparations locales, valables seulement pour la partie sud-ouest des monts Metaliferi ?

Nous inclinons à accepter une réponse affirmative pour une première alternative de la question, mais il est bien difficile d'argumenter notre opinion. Autant vers l'est que vers l'ouest les formations des unités séparées par nous sont entrecoupées ou/et masquées par des formations post-tectoniques (dépôts maestrichtiens) paléocènes et néogènes ainsi que par des volcanites néogènes.

Nous présentons quelques analogies, des parallélisations, de possibles corrélations entre les formations du sud-ouest des monts Metaliferi et les formations situées vers l'est (dans la zone centrale-est des Metaliferi et la zone des monts Trascău), à savoir : 1) possibilité de parallélisation et corrélation entre les formations de l'unité de Căbești et les formations éocrétacées de la zone d'Abrud-Ciuruleasa (unité de Bucium, Bleahu et Lupu, 1974) et 2) possibilité de corrélation entre les formations de l'unité de Deva et les formations de la zone de Feneș-Galda (unités de Feneș et de Trascău, Lupu in Ianovici et al., 1976). Nos essais de corrélation n'envisagent que des formations éocrétacées ou plus anciennes.

1) Ghițulescu et Socolescu (1941) ont employé pour la première fois le nom de „couches de Căbești“ pour les dépôts éocrétacés au sud-ouest des monts Metaliferi ; ils ont désigné sous ce nom aussi les dépôts barrémiens des Apuseni du Sud. Ultérieurement, pour les couches de Căbești du sud-ouest des Metaliferi on a admis un âge compréhensif barrémien-albien (au moins pour la partie inférieure de l'Albien, Purecel et al., 1979).

Les couches de Căbești du lithofaciès typique au sud-ouest des Metaliferi n'apparaissent vers l'ouest que dans la zone de Ciuruleasa-



Abrud-Bucium. En plus, les complexes inférieur et moyen des couches de Căbești au sud-ouest des Metaliferi (Purecel et al., 1979, 1980) sont identiques du point de vue lithofacial aux couches de Valea Povernei (Mantea et al., 1970 ; Bordea et al., 1975) de la zone d'Abrud. D'ailleurs, pour les dépôts éocrétacés de la partie centrale-sud des Metaliferi et des monts Trascău, Bleahu et Dimian (1967) utilisent la dénomination redéfinie ultérieurement par Lupu (in Bleahu, 1981) et par Lupu (1983) et qui se rapporte aux dépôts dissemblables facialement des couches de Căbești.

Du point de vue magmatogène on peut dresser des parallélisations entre les deux aires sédimentaires : l'absence totale des manifestations effusives basiques débutant par le Barrémien aussi bien au sud-ouest des Metaliferi (unité de Căbești) que dans la zone centrale de la fosse de Bucium (zone de Ciuruleasa-Abrud-Bucium) ; à partir du niveau du Barrémien, les deux zones se comportent comme des domaines imperméables magmatiquement (les filons de roches basiques — dolérites, andésites — qui traversent les dépôts éocrétacés sont des manifestations magmatogènes tardives, liées aux derniers mouvements mésocrétacés, albiens).

2. Les dépôts éocrétacés en faciès de waldflysch (à volcanites associées) de l'unité de Deva se développent dans les monts de Trascău :

— la série volcano-sédimentaire, à nombreuses séquences calcaires, par endroits d'aspect d'olistostrome de la zone de Feneș-Galda (couches de Feneș inférieures) peut être parallélisée à la série détritique calcaire, avec des séquences de volcanites basiques effusives du sud-ouest des Metaliferi (de l'unité de Deva) ; c'est ainsi que l'olistostrome des couches de Feneș inférieures doit envisagée à titre de domaine à apport magmatique plus substantiel qu'à l'ouest, à titre de territoire plus profond, de grande instabilité tectonique et de glissements sous-marines répétés ;

— les couches de Feneș supérieures (rythmes et pararythmes argilo-marno-gréseux à séquences spilitiques) ainsi que les dépôts de waldflysch grossiers du sud-est de la crête de Trascău présentent des ressemblances frappantes aux dépôts éocrétacés en faciès de waldflysch de l'unité de Deva ;

— autant au sud-ouest des monts Metaliferi (domaine de l'unité de Deva) que dans l'aréal est de Trascău, le magmatisme effusif basique (principalement spilitique) a continué jusqu'à l'Albien ; là-dessus il s'agirait d'un même alignement tectono-magmatique orienté approximativement ouest-est et qui suit la vallée de Căbești jusque la vallée de l'Arieș, au sud de la crête principale des monts de Trascău (nous nous rapportons à la position tectonique actuelle des formations).

Par conséquent, la continuité de l'unité de Căbești vers l'est doit être cherchée dans l'aréal des dépôts éocrétacés de la zone d'Abrud ; la fosse de Bucium et la fosse du Mureș représentaient, durant le dépôt des couches de Căbești, un seul bassin de sédimentation, de mer profonde, où se sont accumulés des dépôts de préflysch et de flysch et qui a fonctionné tel quel au moins jusqu'à l'Albien supérieur. L'unité de Deva, vers l'est, devrait poursuivre dans la zone des couches de



Feneş et de la formation de wildflysch développée au sud et à l'est de la crête principale des monts de Trascău.

Les parallélisations proposées par nous présentent, bien entendu, quelques points pas très clairs, d'apparentes inadvertances qui pourraient susciter des objections. Nous nous rapporterons seulement à deux aspects bien concordants : 1) pourquoi — s'il s'agit d'un seul bassin de sédimentation unitaire — les dépôts éocrétacés de la partie supérieure des couches de Căbeşti (sud-ouest des Metaliferi) sont dissemblables lithofacialement des dépôts synchrones de la zone de Bucium ? et 2) comment s'explique la position du seuil ophiolitique de Techereu, situé exactement sur la zone de maximum profondeur du bassin ?

En effet, la partie supérieure des dépôts éocrétacés (couches de Căbeşti à l'ouest) est représentée par un complexe gréseux-quartzitique flyschoïde (Purecel et al., 1979) et à l'est par des dépôts marneux (série bariolée, Aptien supérieur-Albien inférieur, Bordea et al., 1964) et par des dépôts de flysch calcaire (couches de Ghioncani, Albien moyen, Purecel et al., 1971).

Les masses ophiolitiques de la zone de Techereu s'interposent comme un seuil transversal tout au long de la direction d'allongement du soi-disant bassin unitaire, en le séparant en deux bassins distincts.

A première vue, les réponses semblent simples. Le bassin unitaire (du sud-ouest des monts Metaliferi jusqu'à la fosse de Bucium) a fonctionné tel quel jusque durant les mouvements mésocrétacés intra-aptiens, qui ont produit le fort soulèvement des masses ophiolitiques de la zone de Techereu et la séparation de deux bassins de sédimentation, ouest et est. On peut admettre même l'existence d'une zone ancienne soulevée, les masses ophiolitiques de la zone de Techereu formant une île depuis le début de la sédimentogénèse éocrétacée ; la liaison entre la partie ouest et celle est du bassin unitaire peut se réaliser soit au nord de „l'île“ de Techereu, soit — surtout — au sud d'elle, vu la position beaucoup plus méridionale que la position du domaine de wildflysch de la même période.

Cependant, la position des masses ophiolitiques de Techereu exactement sur la zone axiale, de fosse du bassin de sédimentation, est difficile à expliquer tectono-magmatiquement (île au début de la sédimentogénèse éocrétacée). Nous proposons comme hypothèse de travail une alternative : les produits volcaniques basiques de „l'île“ de Techereu représentent une immense masse allochton, glissée gravitationnellement à partir du nord au cours des mouvements intra-aptiens.

## BIBLIOGRAPHIE

- Bleahu M., Dimian M. (1967) Studii stratigrafice și tectonice în regiunea Feneş-Ighiel-Întregalde (Munții Metaliferi). *D. S. Com. Geol.*, LIII (1965-1966), 1, p. 281-304, Bucureşti.  
 — Lupu M. (1974) Données nouvelles sur l'évolution du silon des Monts Métallifères. *Bull. du VI<sup>e</sup> Congr. de l'Assoc. géol. carp.-balk.* (1963), vol. II, fasc. 1, Warszawa.



- Lupu M., Patrulius D., Bordea S., Ștefan A., Panin Ș. (1981) The Structure of the Apuseni Mountains. *Guide to excursion B 3, Carp.-Balk. Geol. Assoc. XII Congr.*, Bucharest.
  - (1983) Tectonica globală. Ed. șt. și encicl., București.
- Bordea S., Bordea J., Purecel R. (1970) Contribuții la cunoașterea depozitelor cretacice din zona Cureciu — Munții Metaliferi. *D. S. Inst. Geol.*, LV (1967-1968), 4. *Stratigrafie*, București.
- Bordea S., Constantinescu R. (1975) Harta geologică a R. S. România, sc. 1:50 000, foaia 73 b Blăjenii, Inst. Geol. Geofiz., București.
- Coflică Gr., Lupu M., Nicolae I., Vlad S. (1980) Alpine Ophiolites of Romania: Tectonic Setting, Magmatism and Metallogenesis. *Ann. Inst. Geol. Geophys.*, LXVII, p. 75-95, București.
- Nicolae I. (1981) The Origin, Evolution and Tectonic Setting of the Alpine Ophiolites from the South Apuseni Mountains. *Rev. roum. géol., géophys. et géogr., Géol.*, t. 25, p. 19-29, București.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière de Monts Métallifères. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XXI, București.
- Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad. R. S. România, București.
- Lupu M. (1983) The Mesozoic History of the South Apuseni Mountains. *Ann. Inst. Géol. Géophys.*, LX (Tectonică, petrol și gaze), *Trav. du XIIème ASCB*, București.
- Mantea Gh., Bordea J., Georgescu V., Georgescu F. (1970) Rapport, géol., Arch. IPGG, București.
- Purecel R., Georgescu V., Piliuță A., Georgescu Fl. (1971) Rapport, Arch. IPGG, București.
- Alexandru C., Damian R., Ionescu O., Viforeanu A., (1979) Rapport, Arch. IPGG, București.
  - Cibotaru T., Alexandru C., Nedelcu C., Cismaru Gh., Ionescu O., Cosma V., Munteanu Z., Viforeanu A., Bradu M., Bărăscu I (1980) Rapport, Arch. IPGG, București.
  - Alexandru C., Ionescu O., Nedelcu C. (1981) Rapport, Arch. IPGG, București.
  - Cibotaru T., Alexandru C. (1981 a) Considerații stratigrafice asupra Cretacicului din partea de SW a Munților Metaliferi (zona valea Cărmăzinești-Fornădia), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/4 (1985), p. 49-87, București.
  - Cibotaru T., Ionescu O., Pană D. (1982 b) Rapport, Arch. I.P.G.G., București.
- Savu H., Nicolae I. (1975) Evolution of Ophiolitic Volcanism in the Vorța Region and its Position in the Mureș Zone Tectogenesis (Apuseni Mountains). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI (1973-1974), 5, p. 179-196, București.
- (1980) Genesis of the Alpine Cycle Ophiolites from Romania and their Associated Calc-alkaline and Alkaline Volcanics. *Ann. Inst. Géol. Géophys.*, LVI, p. 55-77, București.



- Udrescu C., Neacșu V. (1981) Remarks on the Petrology and Metallogenesis of Alpine Initialites from the Vălișoara-Dumești Region (Metaliferi Mountains) with Notes on the Pre-Alpine Basement. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII, 1 (1979-1980), București.

## CONSIDERAȚII ASUPRA TECTONICII PĂRȚII DE SUD-VEST A MUNTILOR METALIFERI (ZONA ZAM-BOHOLT)

(Rezumat)

Din punct de vedere tectonic, partea de sud-vest a Metaliferilor (zona Zam-Boholt, situată imediat la nord de Mureș) a fost inclusă pînă în prezent la unitatea de Căpîlnaș-Techereu.

Pe baza unor studii litofaciale și petrografice de detaliu, a tipului de roci magmatice existente și prin punerea în evidență a unor aliniamente tectonice majore, autorii disting patru unități structurale care, de la un anumit moment geocronologic, s-au comportat ca unități tectono-magmatice distințe.

Astfel, de la nord spre sud s-au separat următoarele unități :

1 — zona nordică (delimitată doar spre sud, pe aliniamentul Zam-nord Vorța-nord Vălișoara), unitate alcătuită din vulcanite (lave, piroclastite) preponderent andezitice, alături de care apar roci acide și acumulări vulcano-sedimentare fine (tufuri, tufite, radiolarite) ;

2 — unitatea de Tămășești-Vălișoara, formată predominant din vulcanite bazaltice (piroclastite și lave), cu filoane de roci doleritice sau alcaline (oligofire, albitofire), cărora li se adaugă acumulări vulcano-sedimentare grosiere, depozite sedimentare neojurasice (calcare tip Stramberg) și eocretacice (strate de Tămășești) ;

3 — unitatea de Căbești, situată în zona centrală a bazinului, în zona de scufundare, constituită din depozite eocretacice de prefliș și fliș (seria detritică calcaroasă și strate de Căbești) și depozite neocretacice în faciesul stratelor de Fornădia, iar rocile magmatice ofiolitice fiind prezente doar ca mici filoane de dolerite, microdiorite, andezite ; rarele apariții la zi de cristalin indică un fundament sialic ;

4 — unitatea de Deva, delimitată imediat la nord de Mureș și cu dezvoltare mai restrînsă, alcătuită din depozite tithonic-neocomiene (seria detritică calcaroasă) cu secvențe de vulcanite bazice, depozite eocretacice în facies de wildflysch (seria de wildflysch) și cu o cuvertură de depozite neocretacice în faciesul stratelor de Deva.

Între primele trei unități separate există raporturi tectonice marcate prin falii verticale sau cu căderi nordice, iar între unitatea de Căbești și unitatea de Deva se evidențiază o linie tectonică majoră, cu căderi sudice, alocuri cu caracter de încălecare.

În continuare, sint sugerate posibilități de corelare a unităților separate pe o arie mai largă a Apusenilor Sudici. Formațiunile din unitățile de Căbești și Deva pot fi corelate cu formațiuni din Munții Trascău (din unitatea de Bucium și unitățile de Feneș și Trascău) ;



— depozitele barremian-apțian inferioare din unitatea de Căbești (sud-vestul Metaliferilor) sînt identice din punct de vedere litofacial cu cele din zona Ciuruleasa-Abrud (unitatea de Bucium); se remarcă absența vulcanitelor bazice în ambele zone;

— formațiunile eocretacice în facies de wildflysch, însotite de vulcanite bazice, din unitatea de Deva se pot paraleliza spre est (cel puțin pînă la nivelul Apțianului) cu formațiunile similare din partea central-sudică a Munților Trascău, prezente în unitatea de Feneș și unitatea de Trascău.

În concluzie, autorii presupun că formațiunile eocretacice din sud-vestul Metaliferilor (stratele de Căbești) și cele din zona Abrud (fosa Bucium) s-au depus într-un bazin de sedimentare unic (cel puțin pînă la mijlocul Apțianului), iar formațiunile de wildflysch cu aport magmatig substanțial din unitățile de Deva, Feneș și Transcău aparțineau aceleiași unități tectono-magmatice și de sedimentare.

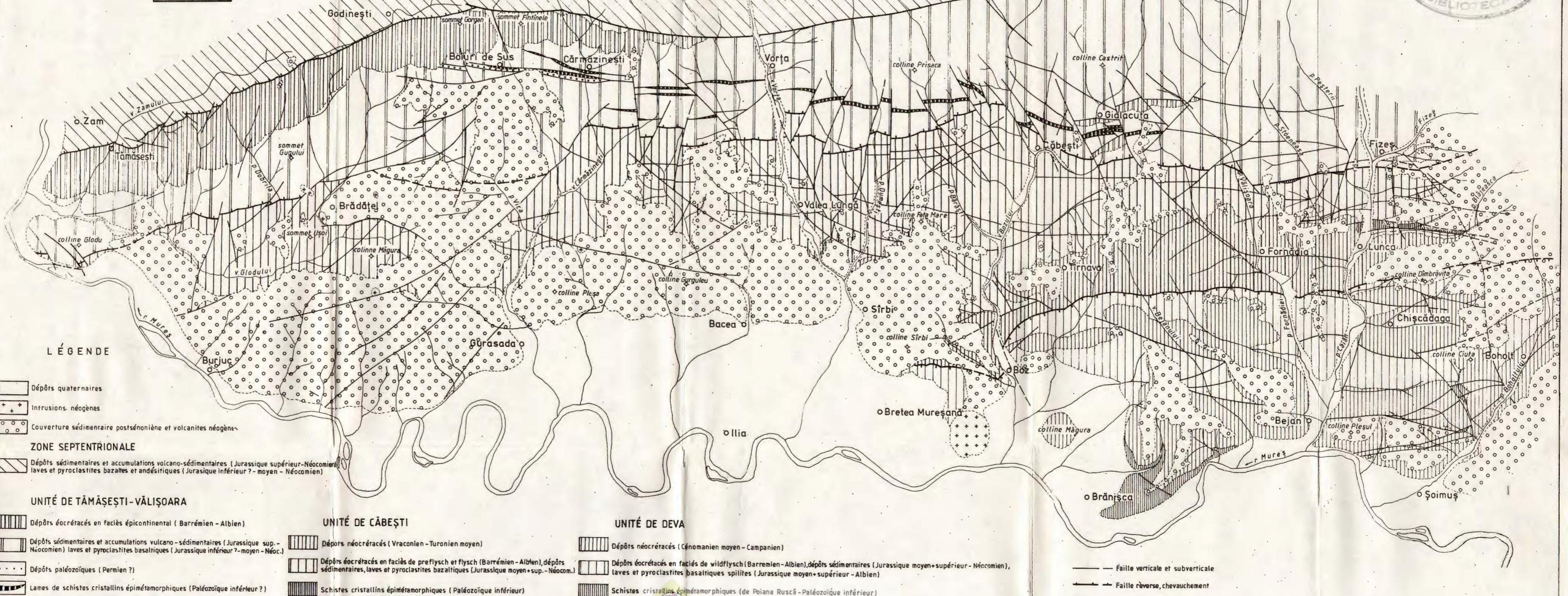


R. PURECEL, T. CIUBOTARU

# SCHÉME TECTONIQUE DE LA PARTIE SW DE MONTES METALIFERI

(ZONE DE ZAM-BOHOLT)

0 1 2 Km



142570

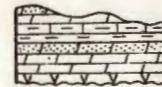
BIBLIOTECA

# COLONNES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DES FORMATIONS PRÉNÉOGÈNES DE LA PARTIE SW DES MONTS METALIFERI

0 200 400m

## A. COUVERTURE POST-TECTONIQUE

PALÉOCÈNE



**COMPLEXE MARNEUX**  
Marnes, argiles, marnes sableuses,  
marno-calcaires, radiolarites



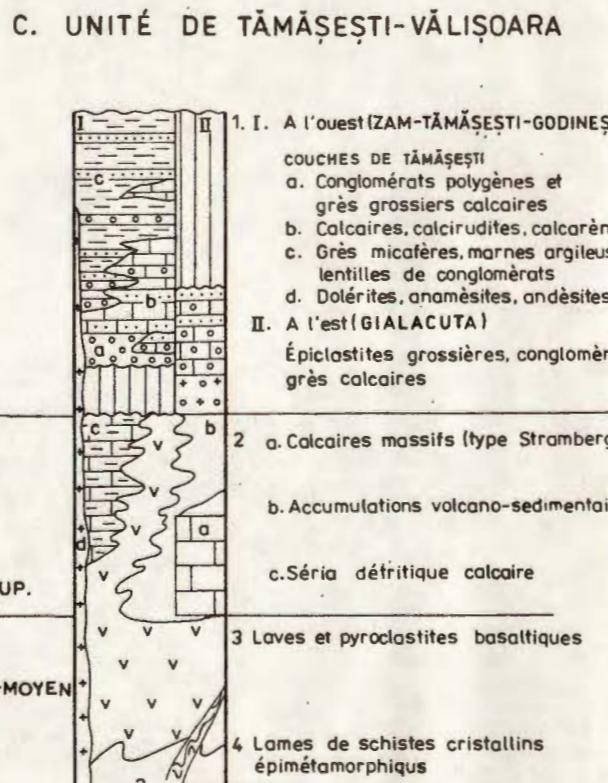
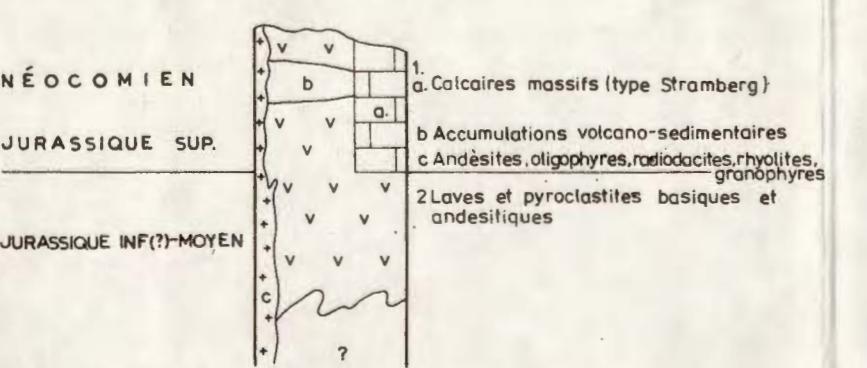
## D. UNITÉ DE CĂBEŞTI



## E. UNITÉ DE DEVA



## B. ZONE SEPTENTRIONALE



## 5. TECTONICA ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### DIGITATIONS DE LA NAPPE DE TARCĂU ENTRE LA VALLÉE DU TAZLĂU ET LA VALLÉE DE LA BISTRITA<sup>1</sup>

PAR

MIRCEA SĂNDULESCU<sup>2</sup>, MIHAI MICU<sup>2</sup>

Tarcău Nappe. Lithostratigraphy. Structural units. Digitations; Scale; Flysch; Cretaceous; Paleogene. Lithofacies. Biostratigraphy. East Carpathians — Inner Flysch Zone — Tarcău Mountains.

#### Abstract

Tarcău Nappe Digitations between the Tazlău and Bistrița Valleys. Within the Tarcău Nappe were distinguished several digitations (subunits): Tarcău Sandstone Digitation, Strigoiu Scale (= Ciungel Digitation?) and Tazlău Digitation. Lithostratigraphic contents and specific features of each of them are described.

#### Résumé

On a séparé dans la nappe de Tarcău plusieurs digitations (sous-unités) : digitation du grès de Tarcău, écale de Strigoiu (= digitaton de Ciungel ?) et digitation de Tazlău. Sont aussi décrites la composition lithostratigraphique et les particularités spécifiques de celles-ci.

La présente note se propose de présenter de nouvelles données structurales et lithostratigraphiques concernant les dépôts crétacés et paléogènes de la nappe de Tarcău et notamment la digitation du grès de Tarcău de la région située entre la vallée du Tazlău et la vallée de

<sup>1</sup> Reçue le 9 mai 1983, acceptée pour être communiquée et publiée le 15 mai 1983, présentée à la séance du 26 mai 1983.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș 1, R 79678, București, 32.



la Bistrița. Les recherches géologiques antérieures dans cette région sont assez nombreuses. Parmi les premières mentionnons celles de Macovei et Atanasiu (1925), Grozescu (1927), Popescu et Grozescu (1929), Atanasiu et al. (1927), Băncilă (1952), Olteanu (1952, 1953). Également des synthèses plus compréhensives d'Atanasiu (1939, 1943), Băncilă (1955, 1958), Dumitrescu et al. (1971), Săndulescu et al. (1981).

Des recherches géologiques de détail, plus récentes, reviennent à Turculeț et Filimon (1955), Filimon et Damian (1959, 1965), Mușat et Solomon (1959), Turtureanu et Dragu (1959), Demetrescu et Botez (1959), Băncilă et Papiu (1960), Grigoraș et al. (1966), Bratu et Alexandrescu (1970). Après 1970, sont à mentionner les recherches effectuées par Săndulescu et Micu (in Micu, 1976), Mitrea et al. (1977), German et al. (1977), Micu et al. (1979, 1980, 1983), Micu et Bratu (1982) et d'autres.

Les formations affleurant dans la région étudiée appartiennent à la nappe de Tarcău. De cette nappe on a reconnu et séparé la digitation du grès de Tarcău, l'écaille de Strigoiu (digitation de Ciunget ?) et la digitation de Tazlău. Les contenus litho- et biostratigraphiques ainsi que les rapports tectoniques entre les unités susmentionnées seront présentés ci-dessous.

Les plus anciens dépôts de la digitation du grès de Tarcău qui affleurent dans la région sont les Schistes Noirs du nord de la vallée de la Bistrița. Leur constitution et stratigraphie ont été détaillées dans les notes précédentes, raison pour laquelle nous ne présenterons plus leur description. Mentionnons seulement que, sur les coupés des ruisseaux Prisăcii et Pîrîul lui Grigore, dans la formation des grès glauconitiques s'intercalent des grès calcaires rappelant les grès de Farcu (séparés par Băncilă (1955) dans le bassin de l'Uz).

Structuralement, nous considérons que les Schistes Noirs du nord de la vallée de la Bistrița appartiennent à la digitation du grès de Tarcău et non pas à une sous-unité plus externe de la nappe de Tarcău, tel qu'on a considéré, sans exception, jusqu'à présent.

Les couches de Lupchianu, disposées en continuité de sédimentation sur les Schistes Noirs de l'anticinal de Straja-Potoci sont représentées par des argiles rouges et vertes à intercalations de tuffites et par des marno-calcaires lités. Elles ont été antérieurement séparées sous le nom de couches de Cîrnu (Băncilă, 1955). Tenant compte que celles-ci ne diffèrent pas essentiellement lithologiquement et comme position stratigraphique des couches de Lupchianu (Dumitrescu, 1952 a, b) et suivant le critère de la priorité, l'utilisation de la dénomination de couches de Lupchianu s'impose.

Les couches de Horgazu, représentant le faciès interne du Sénonien de la nappe de Tarcău (Băncilă, 1955), ont été pour la première fois reconnues, par les auteurs de la présente note, dans l'anticinal de Straja-Potoci et séparées sous ce nom dans le bassin de Tazlău (Micu et al., 1979). Les recherches ultérieures (Micu et al., 1980; Micu et Bratu, 1982; Micu et al., 1983) ont confirmé leur présence dans la partie frontale de la digitation de Tarcău à partir de la zone de source du ruisseau du Tazlău vers le nord jusque la vallée de la Bistrița (pl.).



Représentées par un flysch gréso-schisteux, avec des grès calcaires gris à hiéroglyphes, diaclasés, curbicorticaux et des argiles grises ou verdâtres, les couches de Horgazu ont, surtout vers leur partie inférieure, aussi des intercalations d'argiles rouges (ruisseau Cailor, ruisseau Radu, ruisseau Aluniș). Tout a fait accidentellement ces couches contiennent également des marno-calcaires à fucoides de type de ceux de Hangu. Vers la partie supérieure de la succession de ces couches apparaissent également des intercalations de grès micacés massifs, de type du grès de Tarcău, mais ayant une position inférieure par rapport à l'horizon basal du grès de Tarcău.

Les associations microfauniques et palynologiques déterminées à différents niveaux des couches de Horgazu du bassin de l'Oanțu indiquent des âges campanien-maestrichtien et dano-montien (in Micu et al., 1983). Dans la vallée de Tazlău, où affleurent seulement la partie supérieure de ces couches, la microfaune à foraminifères agglutinants (Bratu, in Micu et al., 1979, 1980 ; Micu et Bratu, 1982) attestent un âge paléocène, probablement paléocène inférieur.

L'horizon basal du grès de Tarcău, surmontant les couches de Horgazu, est représenté dans la région par un flysch de type „couches à hiéroglyphes“, constituées d'argiles rouges et vertes à minces intercalations de grès quartzeux glauconitiques et/ou chloriteux verdâtres. La microfaune représentée par des foraminifères planctoniques et agglutinants (Micu et Bratu, 1982) confèrent à ces dépôts l'âge paléocène inférieur et moyenne. Cet horizon a, indiscutablement, une position inférieure par rapport aux couches de Straja des faciès plus externes de la nappe de Tarcău, opinion exprimée antérieurement par Săndulescu et al. (1962) et par Dumitrescu et al. (1971). Il a une position supérieure par rapport à l'horizon basal séparé par Băncilă (1955, 1958), qui appartient à la partie terminale des couches de Horgazu où sont connues des intercalations de grès massifs micacés.

Disposée en continuité de sédimentation sur ce qui a été séparé comme horizon basal du grès de Tarcău suit un flysch gréseux (grès de Tarcău inférieur) où, à plusieurs niveaux s'intercalent des séquences de quelques mètres d'épaisseur de type „couches à hieroglyphes“ qui admettent parfois même des intercalations d'argiles rouges. Celles-ci représentent des „niveaux intermédiaires“ à argiles rouges et vertes et sont situés stratigraphiquement entre les argiles rouges de l'horizon basal et celles des couches de Giurgiu-Ghelintă (Săndulescu et al., 1962; Săndulescu et Săndulescu, 1964; Dumitrescu et al., 1971; Micu et al., 1979; Săndulescu et al., 1981).

Des dépôts crétacés paléogènes, situés à l'extérieur de la digitation du grès de Tarcău, ont été récemment attribués, sur des critères lithofaciaux et structuraux, dans la vallée du Tazlău (Micu et al., 1979; Micu et Bratu, 1982), à l'écaille de Strigoiu séparé antérieurement par Băncilă (1965) dans le bassin du Trotuș. Les plus anciens dépôts appartiennent aux couches de Hangu *s. str.* affleurent seulement dans le bassin du Tazlău sont suivies, en succession stratigraphique, des couches de Putna, des couches de Straja et des couches de Ciunget. Les dernières ont été poursuivies, vers le nord, jusqu'au cours supérieur de la vallée de l'Oanțu, où elles sont chevauchées de l'ouest par

des couches de Horgazu de la digitation du grès de Tarcău. Ces couches chevauchent à leur tour des formations de la digitation de Tazlău et/ou de la nappe des plis marginaux.

Les couches de Ciunget (= faciès de Ciunget, Dumitrescu, 1951) ont une lithologie un peu différente de celle du grès de Tarcău (Micu et al., 1979). Le contexte lithostratigraphique et structural où elle apparaissent justifie leur attribution à cette sous-unité de la nappe de Tarcău.

La succession stratigraphique de la digitation de Tazlău débute dans la région par les couches de Hangu *s. str.*, suivies des couches de Putna, des couches de Straja et des dépôts éocènes du faciès de Tazlău. La digitation de Tazlău a été observée seulement dans le bassin de l'Oanțu et dans la vallée de la Bistrița d'où elle se continue vers le nord-ouest jusqu'au lac de Bicaz.

Une particularité du lithofaciès de Tazlău affleurant dans la région étudiée est la rareté ou bien l'absence des intercalations de grès de Tarcău, fait aussi signalé par Filimon et Damian (1965) dans la coupe de la vallée de la Bistrița. Suivant les opinions d'Atanasiu (1943), de Dumitrescu et al. (1971) et de Săndulescu et al. (1981) nous considérons que ces dépôts appartiennent au lithofaciès de Tazlău puisque, selon Filimon et Demetrescu (1958), vers le nord ceux-ci passent au lithofaciès de Tazlău typique. Vers le sud, des dépôts de ce faciès ne réapparaissent qu'au sud de la demi-fenêtre de la Bistrița, dans le bassin du Tazlăul Sărat, où ils ont été d'ailleurs décrits pour la première fois par Atanasiu (1943).

Avec ses particularités lithologiques les dépôts de diverses sous-unités de la nappe de Tarcău viennent en contact tectonique avec les formations de la demi-fenêtre de la Bistrița. Sans présenter tous les détails, puisqu'ils ne font pas l'objet de la présente note nous rappelons seulement que Săndulescu et Micu (in Micu, 1976) ont montré que dans la partie occidentale de la demi-fenêtre de la Bistrița, dans la vallée de la Bistrița et surtout dans le bassin de Vaduri-Secu, affleurent des dépôts appartenant aux couches de Hangu, de Putna et de Straja, surmontés par des dépôts à faciès caractéristiques à la nappe des plis marginaux, allant des couches de Jghiabu Mare jusqu'aux couches de Gura Șoimului y compris. Pour cette sous-unité occidentale de la nappe des plis marginaux, considérée par Săndulescu (1980) en tant que plis de Pociuția, nous employons la dénomination de digitation de Vaduri.

En guise de conclusion nous soulignons :

— La digitation du grès de Tarcău est représentée, au niveau du Crétacé supérieur-Paléocène inférieur, par des dépôts du lithofaciès de Horgazu. Le contour frontal de cette sous-unité a été poursuivi continuellement entre la vallée du Tazlău et la vallée de la Bistrița, cette dernière vallée étant située à l'extérieur de l'anticlinal de Straja-Potoci.

— La position de l'anticlinal de Straja-Potoci dans la partie frontale de la digitation du grès de Tarcău et la supposition que les boutonnières de Schistes Noirs affleurant au nord du lac de Bicaz sont aussi incluses dans cette digitation relèvent que les Schistes Noirs se



sont préservés surtout dans la digitation susmentionnée et manquent tectoniquement du reste de la nappe de Tarcău.

— L'écaille de Strigoiu constituée par les couches de Hangu, Putna, Straja et Ciungel se développe sans discontinuité entre les vallées de Trotuș et de Oanțu, au nord de la dernière étant recouverte tectoniquement par la digitation du grès de Tarcău.

— La digitation de Tazlău, avec certaines particularités observées au niveau de l'Éocène, a été reconnue dans le bassin de l'Oanțu et se continue d'après toutes les probabilités au nord de la vallée de la Bistrița. Les rapports entre le lithofaciès de Tazlău et le lithofaciès de Sucevița, situé plus à l'extérieur, restent un problème à résoudre.

— La digitation de Vaduri, partie intégrante de la nappe des plis marginaux et équivalente aux plis de Pociuția, contient autant des lithofaciès caractéristiques à la nappe de Tarcău (couches de Hangu, de Putna, de Straja) que de la nappe des plis marginaux (succession des couches de Jghiabu Mare jusqu'aux couches de Gura Șoimului y comprises).

Entre toutes les sous-unités de la région présentées plus haut il y a des rapports tectoniques qui peuvent être établis en affleurement. Quelques-uns ont été confirmés par les forages exécutés entre la vallée du Tazlău et la vallée de la Bistrița.

## BIBLIOGRAPHIE

- Alexandrescu Gr., Bratu El. (1970) Date stratigrafice și micropaleontologice asupra stratelor de Hangu și a stratelor de Straja din valea Bistriței (Carpați Orientali). *St. Cerc. Geol.*, XV/2, p. 451-466, București.
- Atanasiu I. (1939) Contributions à la stratigraphie et la tectonique du flysch marginal moldave. *Ann. Sc. Univ. Jassy*, XXV, fasc. 1, p. 320-326, Iași.
- (1943) Les faciès du flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes Moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* XXII, p. 149-170, Bucaresti.
- Athanasiu S., Macovei G., Atanasiu I. (1927) La zone marginale du flysch dans la partie inférieure du bassin de la Bistrița. *Ass. Avanc. Géol. Carp., Guide des excursions*, p. 315-352, București.
- Băncilă I. (1952) Date noi asupra flișului din valea superioară a Tazlăului. *D. S. Inst. Geol.* XXXVI (1948-1949), p. 32-42, București.
- (1955) Paleogenul zonei mediane a flișului. *Bul. St. Sect. Biol., St. agr. Geol., Geogr.*, VII/4, p. 1201-1233, București.
- (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică, 362 p., București.
- Papiu V. C. (1960) Asupra caracterelor litologice ale stratelor de Straja de la gura văii Stejaru (Bicaz). *St. Cerc. Geol. Acad. R.P.R.*, V/3, p. 419-433, București.
- Demetrescu D., Botez R. (1959) Raport geologic, Arh. I.P.G.G., București.
- Dumitrescu I. (1951) Rapport, Archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, București.
- (1952 a) Cercetări geologice asupra flișului din valea Oituzului. *D. S. Com. Geol.* XXXVI (1948-1949), p. 61-70, București.



- (1952 b) Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.* XXIV, p. 115-270, București.
- Joja Th., Săndulescu M., Alexandrescu Gr., Săndulescu J., Bratu El., Ștefănescu M., Micu M., Mărunteanu M. (1971) Rapport, Archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, București.
- Filimon T., Demetrescu D. (1958) Rapport, Archives I.P.G.G., București.
- Damian A. (1959) Rapport, Archives I.P.G.G., București.
- (1965) Geologia regiunii Bicaz-Piatra Neamț. *Comunic. Geol. Soc. Șt. Nat. Geogr.*, III, p. 39-59, București.
- German M., Savu M., Moroșanu I. (1977) Rapport, Archives I.P.G.G. București.
- Grigoraș N., Pauliuc S., Costea I. (1966) Date noi privind faciesurile Paleogenului dintre văile Oituz și Bistrița. *St. Cerc. Geol.* XII/2, București.
- Grozescu H. (1927) Geologia bazinului superior al Tazlăului Mare. *An. Inst. Geol.* XII, p. 499-524, București.
- Macovei G., Atanasiu I. (1925) Structura geologică a văii Bistrița între Pângărați și Bistricioara. *D. S. Inst. Geol.* VIII (1919-1920), p. 61-98, București.
- Micu M. (1976) Harta geologică a R.S.R. scara 1:50 000, foaia Piatra Neamț. *Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- Bratu El., Bombiță G., Popescu D., Tăutu L., Mihăilescu N. (1979) Rapport, Archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, București.
- Bratu El., Ion J., Antonescu Em., Tăutu El., Bombiță G., Mihăilescu N. (1980) Rapport, Archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, București.
- Bratu El. (1982) Contribuții privind stratigrafia și structura pînzei de Tarcău din bazinul Tazlăului Mare. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/4 (1979), p. 203-212, București.
- Antonescu Em., Ion J., Bratu El., Olteanu R., Jipa D., Anghel S., Drăgănescu A. (1983) Rapport, Archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, București.
- Mitreanu G., Paidiu P., Constantin R. (1977) Rapport, Archives I.P.G.G., București.
- Moroșanu I., Azamfirei V., Semen V. (1978) Rapport, Archives I.P.P.G., București.
- Mușat V., Solomon D. (1959) Rapport, Archives I.P.G.G., București.
- Olteanu C. (1952) Cercetări geologice între valea Bistriței, pîrful Cucușului și pîrful Pângăraților, jud. Neamț. *D. S. Com. Geol.* XXXVI (1948-1949), p. 42-50, București.
- Popescu M., Grozescu H. (1929) Notă preliminară referitoare la structura geologică a bazinului superior al Tazlăului. *D. S. Inst. Geol.*, VIII, p. 99-100, București.
- Olteanu C. (1953) Revizuiri geologice la sud de valea Bistriței. *D. S. Com. Geol.* XXXVII (1949-1950), p. 11-22, București.
- Săndulescu M., Săndulescu J., Kusko M. (1962) Structura geologică a părții de NW a Munților Buzăului și a părții de SW a Munților Vrancei. *D. S. Com. Geol.* XLVIII (1960-1961), p. 121-140, București.
- Săndulescu J. (1964 a) Aspecte stratigrafice și structurale ale flișului paleogen din regiunea Ghelința (Tg. Secuiesc), *D. S. Com. Geol.* XLIX (1961-1962) p. 93-104, București.



- Săndulescu J. (1964 b) Cercetări geologice în regiunea Brețcu-Ojdula-Comandău. *D. S. Com. Geol.* L/2 (1962-1963), p. 383-405, București.
- Kräutner H. G., Balintoni I., Russo-Săndulescu D., Micu M. (1981) The structure of the East Carpathians (Moldavia-Maramureş Area). *Carp.-Balk. Geol. Ass. XIIth Congress, Exc. Guide B1, Publ. Inst. Geol. Geofiz., Guide-book* 21, 92, p. Bucharest.

Turculeț L., Filimon T. (1959) Rapport, Archives I.P.G.G., București.

Turțoreanu D., Dragu C. (1959) Rapport, Archives I.P.G.G., București.

## DIGITATIILE PÎNZEI DE TARCAU ÎNTRE VALEA TAZLAULUI ȘI VALEA BISTRITEI

(Rezumat)

Între valea Tazlăului și valea Bistriței au fost recunoscute în pinza de Tarcău mai multe digitații (sub-unități) și anume digitația gresiei de Tarcău, solzul Strigoiu (digitația Ciunget?) și digitația de Tazlău.

În digitația gresiei de Tarcău cele mai vechi depozite ce aflorează sunt Șisturile Negre de la nord de Valea Bistriței din anticlinalul Straja-Potoci (anticlinal frontal al digitației). O particularitate a acestora o reprezintă intercalațiile de tip gresie de Farcu din formațiunea gresiilor glauconitice (p. Prisăcii și Pîrful lui Grigore). Succesiunea continuă cu stratele de Lupchianu constituite din argile roșii și verzi cu intercalații de tufite și din marno-calcare în plăci. Denumirea de strate de Lupchianu (Dumitrescu, 1952, a, b) este preferată denumirii de strate de Cîrnău (Băncilă, 1955) având în vedere criteriul priorității. Stratele de Horgazu aflorează în cuprinsul digitației în anticlinalul din valea 8azlăului (Micu et al., 1979) pînă în valea Bistriței în anticlinalul Straja-Potoci, unde fuseseră recunoscute pentru prima oară în regiune de autorii prezentei note. Ele sănt constituite dintr-un fliș grezos-șistos în care se intercalează argile roșii, mai ales spre partea inferioară și gresii masive micacee, de tipul gresiei de Tarcău, la partea superioară, cu poziție inferioară orizontului bazal al faciesului gresiei de Tarcău. Asociațiile microfaunistice și palinologice din stratele de Horgazu ce aflorează în regiune indică vîrstă campanian-paleocen inferioră (Micu și Bratu, 1982 ; Micu et al., 1983).

Faciesul gresiei de Tarcău debutează cu un orizont bazal alcătuit dintr-un fliș vîrgat de tipul „stratelor cu hieroglife“, cu arenite verzui (glauconitice și/sau cloritice). Microfauna determinată din acest fliș (Micu și Bratu, 1982) atestă vîrstă paleocen inferior și mediu. Orizontul bazal este superior stratelor de Horgazu și implicit gresiilor masive micacee de la partea superioară (care corespund orizontului bazal separat de Băncilă, 1955) ; el are o poziție inferioară (ca vîrstă) în raport

cu stratele de Straja din faciesurile mai externe, punct de vedere exprimat anterior de Săndulescu et al. (1962) și Dumitrescu et al. (1971).

Din complexul gresiei de Tarcău în regiunea studiată aflorează doar gresia de Tarcău inferioară și stratele de Giurgiu-Ghelința. Prima este reprezentată de un fliș grezos cu intercalații de argile roșii la diferite nivele („nivelele intermediare“), celelalte sunt constituite dintr-un fliș vărgat tip „strate cu hieroglife“ cu argile roșii și verzi.

Solzul Strigoiu, separat anterior în bazinul văii Trotușului (Băncilă, 1955) a fost recent recunoscut și în valea Tazlăului (Micu et al., 1979; Micu și Bratu, 1982). Cele mai vechi depozite ce îl constituie sunt stratele de Hangu (*s. str.*) care aflorează doar în bazinul Tazlăului. Urmează stratele de Putna, stratele de Straja și stratele de Ciunget. Acestea din urmă, care au putut fi urmărite spre nord pînă în cursul superior al văii Oanțu, corespund în mare parte cu ceea ce a fost distins sub denumirea de facies de Ciunget (Dumitrescu, 1951) în bazinul văilor Dofteana și Slănic.

Succesiunea stratigrafică a digitației de Tazlău debutează cu stratele de Hangu (*s. str.*), urmate de stratele de Putna, stratele de Straja și depozite eocene în facies de Tazlău. O particularitate a acestuia din urmă în regiunea studiată o reprezintă raritatea sau chiar absența în unele profile a intercalațiilor gresiei de Tarcău. Pe direcția spre nord însă, după Filimon și Demetrescu (1958) se trece la faciesul tipic.

Digitația de Tazlău a fost evidentiată doar în bazinul pîrîului Oanțu și se continuă la nord de Bistrița. Spre sud ea reapare doar în bazinul Tazlăului Sărăt, la sud de semifereastră Bistriței, unde a fost de altfel descrisă pentru prima dată (Atanasiu, 1943).

Pinza de Tarcău vine în contact, în lungul conturului ei de eroziune, prin diferite digitații, cu pinza cutelor marginale din semifereastră Bistriței. Fără a intra în detalii reamintim doar că Săndulescu și Micu (în Micu, 1976) au distins în partea internă, de vest, a semifereastrei (în valea Bistriței și bazinul pîrîului Vaduri-Secu) o subunitate caracterizată de succesiunea litostratigrafică următoare: strate de Hangu-strate de Putna-strate de Straja-strate de Jghiabu Mare, urmate de toată succesiunea caracteristică cutelor marginale pînă la strate de Gura Șoimului inclusiv. Pentru această subunitate, echivalată de Săndulescu (1980) cu cutele Pocuției propunem denumirea de digitația Vaduri a pînzei cutelor marginale.

Dintre rezultatele mai importante ale cercetărilor noastre ținem să subliniem în concluzie:

- dezvoltarea în digitația gresiei de Tarcău a litofaciesului straterelor de Horgazu la nivelul Senonian-Paleocen inferior;

- poziția frontală a anticlinalului Straja-Potoci în cuprinsul digitației gresiei de Tarcău și nu în subunități mai externe cum a fost considerat pînă acum;

- butonierele de Șisturi Negre de la nord de Lacul Bicaz sunt cuprinse în aceeași digitație a gresiei de Tarcău;



— solzul Strigoiu, constituit în regiune din strate de Hangu, de Putna, de Straja și de Ciunget, se poate urmări continuu din valea Trotușului pînă în valea Oanțu;

— digitația de Tazlău aflorează discontinuu (din cauza eroziunii) în bazinul Tazlăului Sărat (la sud) și în bazinul Oanțu, de unde se continuă spre nord de valea Bistriței;

— digitația Vaduri, separată în partea internă a pînzei cutelor marginale, corespunde cutelor Pocuției și se caracterizează prin litofaciesuri proprii pînzei de Tarcău în Senonian-Paleocen și proprii cutelor marginale în restul succesiunii pînă în Miocenul inferior;

— raporturile tectonice de încălecare dintre diferitele subunități separate au fost confirmate în parte și de forajele săpate în regiune.

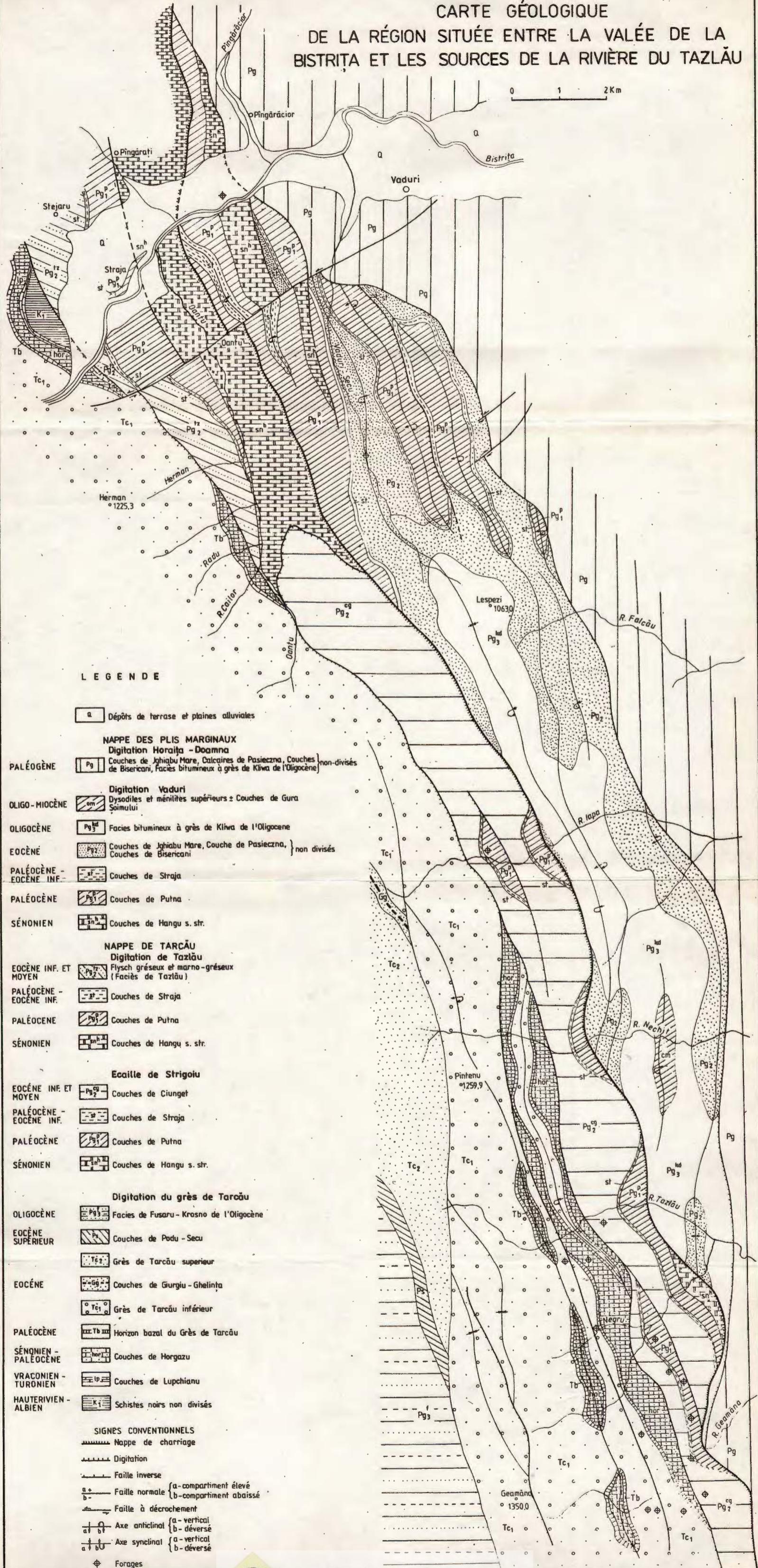




Institutul Geologic al României

**CARTE GÉOLOGIQUE  
DE LA RÉGION SITUÉE ENTRE LA VALÉE DE LA  
BISTRITA ET LES SOURCES DE LA RIVIÈRE DU TAZLĂU**

0 1 2 Km



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

POSITION STRUCTURALE,  
PÉTROLOGIE ET AMBIANCE GÉOTECTONIQUE  
DES MAGMATITES MÉSOZOÏQUES DE ȚARA BÎRSEI<sup>1</sup>

PAR

MIRCEA SĂNDULESCU, DOINA RUSSO-SĂNDULESCU,  
CONSTANȚA UDRESCU, ALEXANDRINA MEDEȘAN<sup>2</sup>

*Tectonic units. Dacides. Volcanics. Igneous activity. Structural control. Chemical composition. Nappes. Geotectonic model. Differentiation. Majic magmas. Alkali composition. East Carpathians — Crystalline-Mesozoic Zone — Brașov Mountains. South Carpathians — Getic and crystalline Supragetic Domains — Făgăraș Mountains.*

### Abstract

*Structural Position, Petrology and Geotectonic Framework of the Mesozoic Magmatics of Tara Bîrsei. Within the inner part of the Bend Area of the Romanian Carpathians, continental shearing nappes (Median Dacides) of Mesocretaceous age contain alkaline magmatic rocks. In the lowermost (retrotectonically the outermost) nappe of the Median Dacides (the Holbvă Unit) a Lower Jurassic alkaline volcano-sedimentary formation is intruded by dykes and sills of quartz microsienites and microcrystalline basalt. The other, more higher (inner) Getic and Supragetic units contain only intrusive bodies of Lower and/or Middle Jurassic ages, represented by porphyritic sienites, camptonites and bostonites. Within each unit the petrochemical features of the alkaline rocks show a co-magmatic origin and are possibly related by crystal fractionation from mafic to felsic rocks. The alkaline series were generated from basic magmas originating in the mantle, without contamination with the sialic crust. The geotectonic framework of the alkaline activity is the margin of an intracontinental rift (Outer Dacidian Rift) comparable with the Afar-Red Sea Rift.*

<sup>1</sup> Recue le 26 mai 1984, acceptée pour être communiquée et publiée le 27 mai 1984, présentée à la séance du 29 mai 1984.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș 1, R 79678, București, 32.



### Résumé

À l'intérieur de la zone de courbure des Carpathes roumaines, les nappes de cisaillement continentales (Dacides médiennes) d'âge mésocrétacé incluent des roches magmatiques alcalines. Dans la nappe la plus basse (la plus externe du point de vue rétrotectonique) des Dacides médiennes (l'unité de Holbav), une formation alcaline volcano-sédimentaire d'âge jurassique inférieur est traversée par des dykes et sills intrusifs de microsénites quartzeuses et basalte microcristallin. Les autres unités, gétique et supragéétique, plus élevées (internes) comportent des corps intrusifs d'âge jurassique inférieur et/ou moyen, représentés par des siénites porphyriques, camptonites et bostonites. Les traits pétrochimiques des roches alcalines de chaque unité montrent une origine comagmatique et sont probablement liés au fractionnement cristallin des roches mafiques aux roches felsiques. Les séries alcalines ont été générées des magmas basiques du manteau dépourvu de contamination avec la croûte sialique. Le milieu géotectonique de l'activité alcaline était représenté par le bord d'un rift intracontinental (le rift dacique externe) semblable à l'actuel rift d'Afar-Mer Rouge.

Les unités tectoniques reconnues dans la partie interne de la courbure des Carpathes roumaines sont plus ou moins caractérisées par la présence des roches alcalines d'âge mésozoïque. D'une unité à l'autre ces roches ont des caractères et une position spécifique ce qui souligne l'intérêt de les analyser dans le contexte structural de la courbure interne.

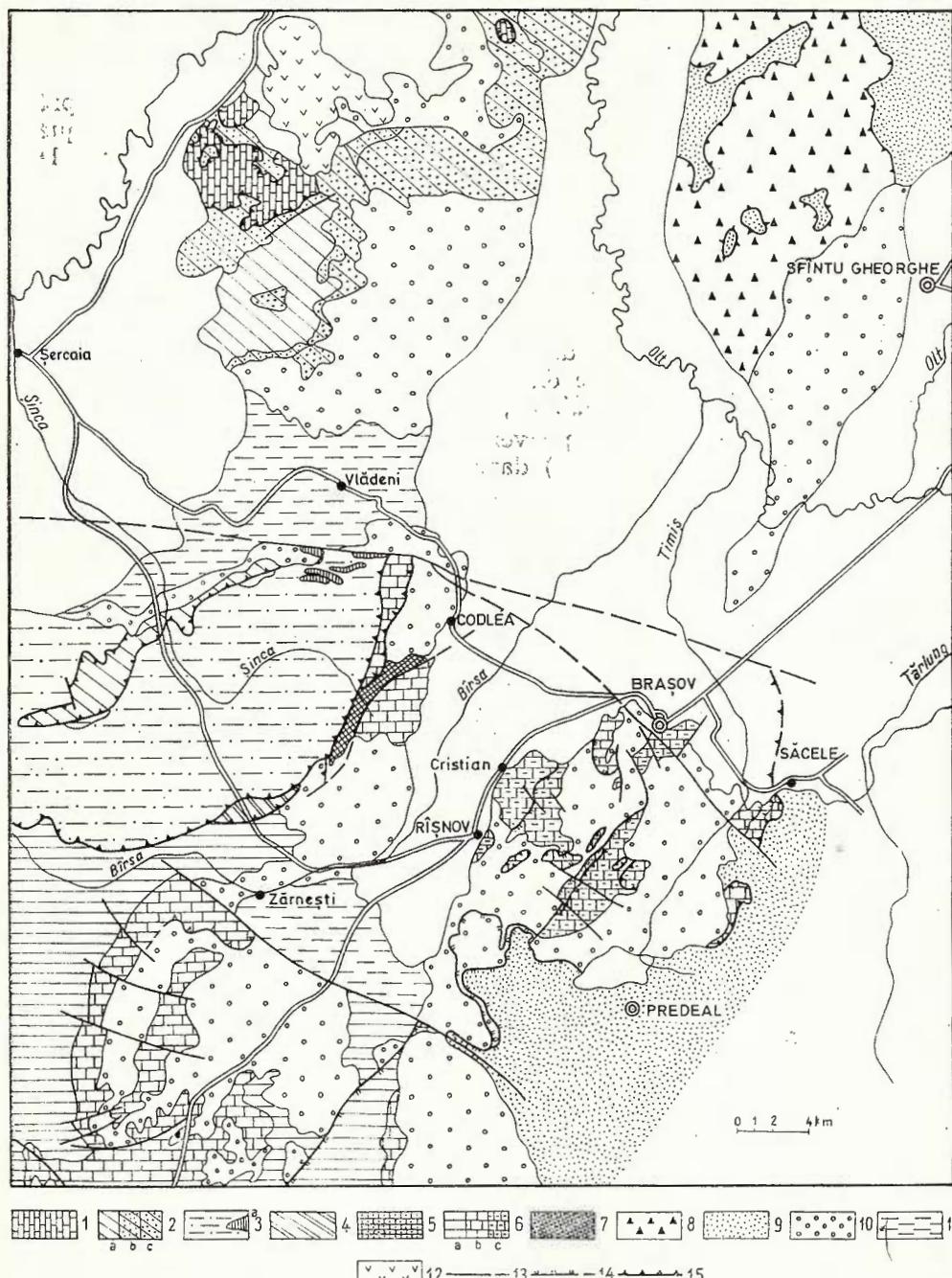
L'étude des roches alcalines a été approfondie d'abord par Manilici (1956) qui les groupe dans une „province magmatique cimmérienne“ en les reliant à la Dobrogea septentrionale. Vilceanu (1960) et ensuite Manilici et Vilceanu (1962) présentent de nouveaux détails pétrologiques concernant surtout la région de Poiana Mărlului et de Holbav. Cioflică et al. (1965) ont comparé les magmatites alcalines des monts de Făgăraș et de Tara Bîrsei avec celles des monts de Perșani qui se trouvent pourtant dans une autre ambiance structurale, étant cantonnées dans une des nappes transylvaines (issues d'une aire à croûte océanique). Récemment Savu (1984) a repris l'étude des roches alcalines cantonnées dans les nappes supragéétiques (région de Bîrsa Fierului-Poiana Mărlului-vallée du Holbav); il arrive à la conclusion qu'elles sont liées à des processus de subduction d'une croûte océanique qu'il suppose exister à l'extérieur des Carpathes dans un hypothétique prolongement de la Dobrogea septentrionale dans la région de la courbure.

Nos recherches ont visé surtout les roches alcalines de Holbav-Codlea et de Brașov-Săcel, mais aussi celles des nappes supragéétiques à l'est de la vallée de Măru ainsi que de la nappe transylvaine de l'Olt, dans le but de mieux comparer toutes les magmatites de ce type.

Fig. 1. — Schéma tectonique de la courbure interne des Carpathes (d'après M. Săndulescu, 1975).

1, nappe de Perșani ; 2, nappe bucovinienne : a) roches métamorphiques ; b) Trias-Aptien inférieur ; c) Aptien ; 3, nappe supragéétique de Sinca ; 4, écaille de Poiana Mărlului ; 5, écaille de Măgura Codlei ; 6, unité de Brașov : a) roches métamor-





Legend:

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- a b c
- v v v 12 — 13 — 14 — 15

phiques; b) Dogges-Aptien; c) Trias-Aptien; 7, unité de Holba; 8, nappe de Baraolt; 9, nappe de Ceahlău; 10, couverture post-tectogénétique déformée (Crétacé supérieur); 11, couverture post-tectogénétique non déformée (Paléogène); 12, volcanites néogènes; 13, failles verticales et/ou décrochements; 14, rétrochevauchements; 15, nappes.

## Structure générale de la courbure interne des Carpathes roumaines

La partie interne de la courbure des Carpathes roumaines représente le secteur où est réalisée la jonction entre les unités tectoniques affleurant dans les Carpathes Orientales et celles affleurant dans les Carpathes Méridionales. Le couloir de Vlădeni, dans lequel a été épargnée par l'érosion la couverture post-tectogénétique tertiaire, sépare les deux segments carpathiques. La faille de Dealul Mare (Săndulescu, 1965), qui borde vers le sud le couloir, a déterminé le soulèvement des unités des Carpathes Méridionales qui sont plus profondément érodées par rapport à celles des Carpathes Orientales (monts de Perșani).

Suivant les caractères des séries sédimentaires mésozoïques et la position structurale mutuelle on peut corrélérer assez bien les deux segments des Carpathes (Săndulescu, 1976, 1980).

Trois groupes d'unités peuvent être distingués de l'intérieur vers l'extérieur (et de haut en bas) dans la partie interne de la courbure :

- les nappes transylvaines appartenant aux Transylvanides et dont les „racines“ sont cachées sous la dépression de Transylvanie,
- les nappes des Dacides médianes et
- les nappes des Dacides externes.

Les nappes transylvaines sont des nappes d'obduction issues de la suture majeure téthysienne qui sépare les Dacides médianes de celles internes. Mises en place à la fin du Crétacé inférieur, les nappes transylvaines sont constituées d'un complexe ophiolitique et de formations sédimentaires triasiques, jurassiques et crétacées inférieures. Fortement entamées par l'érosion postalbienne, les nappes transylvaines sont réduites à de grands lambeaux qui affleurent dans les monts de Perșani aussi bien qu'au nord de ceux-ci (Hăghimaș, Rărău). Les ophiolites des nappes transylvaines sont d'âge différent d'une unité à l'autre, suivant le spreading de leur aire d'origine, allant du Trias moyen au Jurassique supérieur.

Les Dacides médianes groupent des nappes de socle (continental) constituées de formations métamorphiques préalpines et de dépôts mésozoïques (prévracaoniens) auxquelles s'ajoutent parfois des dépôts permiens. Au nord de la faille de Dealul Mare elles sont connues sous le nom de nappes centrales-est-carpathiques ; au sud de celle-ci, suivant les dénominations utilisées dans les Carpathes Méridionales, elles sont représentées par la nappe gétique et les nappes supragétiques. Les corrélations montrent (Săndulescu, 1976) que les nappes infrabucoviniennes des Carpathes Orientales correspondent à la nappe, ou bien au domaine gétique, tandis que les nappes supragétiques sont l'équivalent des nappes bucoviniennes et sous-bucoviniennes, aussi bien que de leurs écailles frontales. C'est notamment dans les nappes des Dacides médianes qu'on trouve les magmatites alcalines mésozoïques, affleurant au sud de la faille de Dealul Mare. Elles sont connues autant dans les nappes supragétiques que dans les deux unités gétiques de Tara Birsei, celle de Brașov-Dîmbovicioara (supérieure) et celle de Holbav (inférieure) (fig. 1). Des différences y existent du fait que l'unité supérieure ne comporte



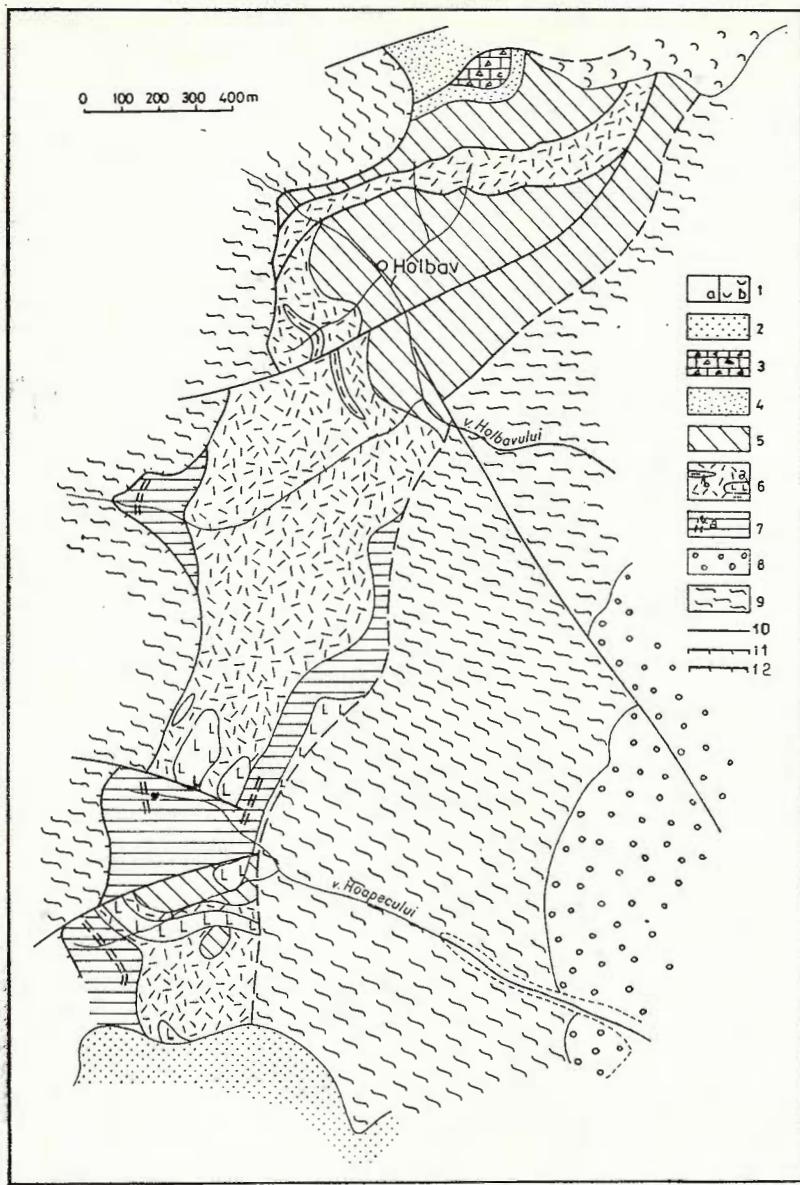


Fig. 2. — Carte géologique de la zone Holbav-Valea Hoapecului.

1, Holocène : a) alluvions ; b) glissement de terrain ; 2, Cénomanien, Vraconien, grès et conglomérats ; 3, Aptien, Barrémien, (Hauterivien ?), calcaires bréchiques, brèches calcaires ; 4, Jurassique moyen, grès quartztiques ; 5, Toarcien-Pliensbachien, formation supérieure à charbon ; 6, Pliensbachien, formation volcanosédimentaire : a) corps de basaltes alcalins ; b) intercalations de silts et grès ; 7, Sinémurien, Hettangien (?), formation inférieure à charbons : a) argiles rouge-bordeaux (rouge violacé) ; b) calcaires ; 8, Permo-Trias, grès et conglomérats ; 9, Paléozoïque, Précambrien, schistes cristallins ; 10, failles verticales et avec décrochement ; 11, plan de charriage (surface de charriage) ; 12, failles inverses (de compression).

que des filons tandis que dans celle inférieure (Holbav) se développe une formation volcano-sédimentaire liasique traversée ça et là par des filons. Une écaille à position intermédiaire — écaille de Bartolomeu — s'interpose entre les deux unités en discussion ; elle a d'une part des caractères spécifiques de l'unité de Brașov-Dîmbovicioara (le Trias à calcaires de Guttenstein), d'autre part des traits caractérisant l'unité de Holbav (formation volcano-sédimentaire au Jurassique inférieur).

A l'extérieur des Dacides médianes sont situées les Dacides externes constituées de dépôts de flysch tithonique éocrétacé (nappes de Baraolt et de Ceahlău).

Une couverture post-tectogénétique néocrétacée recouvre les unités de Brașov-Dîmbovicioara et de Holbav, montrant que leur charriage mutuel a été réalisé avant le Vraconien (avec lequel débute la couverture postnappe). Des déformations laramiennes ont plissé les deux unités tectoniques mésocrétacées (Brașov-Dîmbovicioara et Holbav) et leur couverture postnappe, y déterminant des rétrochevauchements et des rétropliissements. En même temps elles ont repris partiellement certaines nappes supragétiques, la plus caractéristique de ce point de vue étant celle délimitée par la faille de Holbav, au front de laquelle ont été rabotées les écailles de Măgura Codlei, à affinités allant vers les unités de Brașov et de Poiana Mărului (pourvues d'une succession sédimentaire triasique spécifique).

### **Répartition structurale, constitution et mode de gisement des magmatites mésozoïques**

D'un intérêt particulier se présentent les roches magmatiques de l'unité de Holbav. D'abord, puisque c'est là que s'est développée une formation volcano-sédimentaire dont l'âge est facilement saisissable, ensuite par ce qu'on y trouve une diversité assez marquée de roches magmatiques.

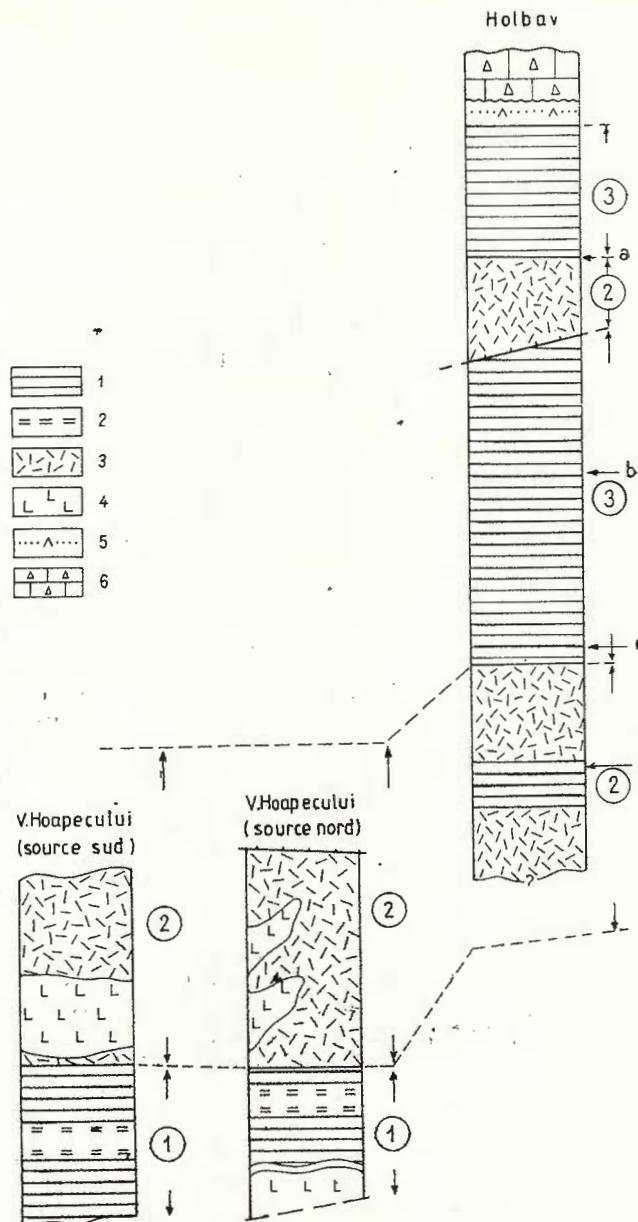
La formation volcano-sédimentaire a une position médiane dans la succession lithostratigraphique du Jurassique inférieur (fig. 2 et 3). Elle est constituée d'une alternance de roches volcaniques, de pyroclastites et de sills avec des tuffites, silts et grès plus ou moins grossiers. Les niveaux détritiques grossiers sont constitués surtout de galets de roches volcaniques (tuffs ignimbritiques, trachytes, pl. I) ainsi que de fragments de cristaux de biotite, quartz et sanidine et de débris de roches métamorphiques (mésozonaux). D'autres niveaux détritiques sont dépourvus de débris de roches métamorphiques, étant constitués surtout de fragments volcaniques et ayant une matrice tuffacée, riche en chlorite (imprimant la couleur verte des roches).

Les pyroclastites sont représentées par des tuffs à caractère ignimbritique et constitution rhyolitique alcaline ou trachytique, intercalées dans des pyroclastites mixtes grossières (tuffs lapilliques ou agglomérats) à constitution vitro-litho-cristalloclastique. Les lithoclastes sont surtout trachytiques, mais on y trouve aussi des tuffs soudés, des rhyolites à biotite ou à arfvedsonite et des basaltes alcalins à olivine. Les cristalloclastes, cassés ou corrodés, sont constitués d'anorthoclase, sanidine, quartz et rarement biotite.



Fig. 3. — Colonne stratigraphique des formations jurassique inférieure de la zone Valea Hoapecului — Valea Holbavului.

1, argiles, silts, grès, schistes charbonneux et charbon ; 2, argiles rouge-bordeaux ; 3, cinérites, tuffites, épictasites intermédiaires ; 4, basaltes alcalins (corps) ; 5, grès quartzitiques (médiajourassiques) ; 6, calcaires bréchiques (éocrétacés) ; a) sources, le ruisseau de l'église : associations à *I. variegatus*, cf. *M. irregularis* ; b) ruisseau de l'église : association à *Callialaspopites*, spp. *Matonisporites* phlebopteroides *Nannoceratopsis gracilis* ; c) ruisseau de l'école : association à *I. variegatus*, cl. *Manomia irregularis* ; d) ruisseau de l'école : association à *Ischyosporites variegatus*.



Les sillls, moins fréquents et de dimensions réduites, sont constitués de roches felsitiques (rhyolites alcalines à arfvedsonite, montrant une structure faiblement fluidale et trachytes holocrystallins porphyriques, voir des microsénites). Elles montrent des phénocristaux de sanidine et anorthoclase, englobés dans une masse fondamentale de feld-

spath alcalin et moins fréquemment d'égyrinaugite (?), hornblende basaltique et de quartz interstitial.

Des basaltes, considérés à l'époque (Manilici, Vîlceanu, 1962) porphyrites et porphyrites basaltiques, ont été trouvés aussi bien dans les lithoclastes que dans des dykes traversant au moins la base de la formation volcano-sédimentaire. Les roches basiques constituant les lithoclastes ont une structure porphyrique mise en évidence par les phénocristaux de plagioclase zoné englobés dans une masse fondamentale de plagioclase, titanauge et titano-égyrine (?). Les basaltes microcristallins des dykes présentent une masse fondamentale à microlithes de plagioclase, augite-titanifère et de grains d'oxyde de Fe-Ti et des phénocristaux d'olivine. Les traits différents des deux types de basaltes suggèrent éventuellement une différenciation magmatique, problème sur lequel nous reviendrons.

Une situation particulière et moins facile à interpréter (à cause de très mauvaises conditions d'affleurement) se présente au nord-est du ruisseau Valea Lată. On y peut examiner de petits corps (intrusifs ?) constitués de roches alcalines felsiques. Il s'agit de microsienites quartzifères porphyriques et de microgranites alcalines feldspathiques de la masse fondamentale. Le degré avancé d'altération empêche une diagnose pétrologique ou chimique adéquate. En plus il est difficile de préciser si la formation volcano-sédimentaire est développée au nord du ruisseau Valea Lată. Par conséquent, les roches éruptives mentionnées peuvent être considérées à la rigueur comme des petits dykes traversant les dépôts jurassiques inférieurs dépourvus de formation volcano-sédimentaire, c'est-à-dire la formation supérieure à charbons (voir la stratigraphie illustrée sur la figure 3). L'existence de deux écailles différentes au sud et au nord de la crête qui sépare les ruisseaux du Holbay et Valea Lată, où la succession lithostratigraphique du Jurassique inférieur est dissemblable, soutient les considérations avancées ci-dessus : l'écaille située en coulisse vers le nord (Valea Lată-Valea Mămăligii) est caractérisée d'un faible développement de la formation volcano-sédimentaire.

Les roches magmatiques affleurant dans l'unité de Brașov (-Dîmbovicioara) sont relativement rares et constituent des corps intrusifs de dimensions réduites. Ils affleurent à Brașov (Dealul Melcilor-Curmătura), à Săcel (vallée du Baicu) et à l'est de Cristian (vallée du Joader et route touristique de Poiana Brașov-Cristian). À Brașov et à Săcel il s'agit de microsienites quartzifères porphyriques dont les phénocristaux automorphes d'anorthoclase sont englobés dans une masse fondamentale felsique constituée de feldspath potassique ( $\pm$  albite), de quartz interstitial et de rares prismes allongés d'arfvedsonite. Ils sont affectés par des fortes processus de métasomatose hydrothermale, soulignés par les „vacuoles de dissolution“ remplies de calcites et par la substitution des feldspaths par kaolinite. À Săcel le hydrométamorphisme magmatique a généré de fortes pyritisations aussi bien dans les microsienites que dans les grès médicojurassiques avoisinants.

Suivant les relations magmatites/roches sédimentaires qui peuvent être établies à Săcel (vallée du Baicu) on serait tenté d'accorder aux intrusions connues dans l'unité de Brașov (-Dîmbovicioara) au moins



l'âge jurassique moyen (ou plus jeune ?!), bien que tous les autres corps intrusifs ne traversent que des dépôts jurassiques inférieurs. Les solutions possibles doivent être nuancées en admettant plusieurs hypothèses :

— dans l'unité de Brașov (-Dîmbovicioara) il y a plusieurs moments d'intrusion allant du Jurassique inférieur au Jurassique moyen (et supérieur ??);

— les intrusions connues dans l'unité de Brașov sont essentiellement médicojurassiques ce qui serait une très importante différence par rapport à l'unité de Holbav.

Pour le moment les deux hypothèses sont également valables ; ce qui est à souligner est que les différences qui peuvent être établies entre les unités de Holbav et de Brașov (-Dîmbovicioara) deviennent réelles même du point de vue de l'activité magmatique.

Les informations concernant l'écailler de Bartolomeu sont, malheureusement, très réduites. Selon les données inédites de Cehlarov, qui a étudié le forage de Bartolomeu, il s'agit de „trachytes“ et d'agglomérats (cinérites) associés aux dépôts jurassiques inférieurs (à charbons), donc à une succession ressemblante à celle de l'unité de Holbav. Il est question fort probablement d'une formation volcano-sédimentaire, fondamentalement différente des dépôts éojurassiques de l'unité de Brașov.

En ce qui concerne les nappes supragétiques nos recherches se sont bornées à tester quelques corps filoniens en choisissant les pétrotypes caractéristiques, pour avoir la possibilité de faire des comparaisons avec les magmatites cantonnées dans les unités de Holbav et de Brașov. Il s'agit de deux types représentatifs des magmatites alcalines, les roches basiques (lamprophyres-camptonites) et celles felsiques (siénites porphyriques, trachytes et bostonites).

Les camptonites sont représentées par les types à barkeviciite et/ou à clinopyroxènes constituants des phénocristaux dans une masse microcristalline à plagioclase et à feldspath alcalin. Le métasomatisme hydrothermal est relativement élevé étant marqué par la saussuritisation du plagioclase, la chloritisation de la hornblende et souvent par la calcification complète des minéraux féminiques.

Les microsénites quartzifères porphyriques de Minuța montrent des phénocristaux d'anorthoclase englobés dans une masse fondamentale de feldspath alcalin à structure trachytique ; elles ressemblent aux corps intrusifs de l'unité de Brașov. Les microsénites quartzifères porphyriques ainsi que les trachytes et les bostonites sont souvent hydrothermalisées, le feldspath alcalin étant entièrement sérichtisé, le mélanocrate uralitisé et la masse fondamentale recristallisée.

L'âge des magmatites des nappes supragétiques n'est pas saisissable par des rapports directs avec les roches encaissantes, qui sont des formations métamorphiques préalpines. Ayant certaines ressemblances aux roches alcalines de Holbav et de Brașov elles peuvent être considérées du même âge que les dernières; donc jurassique inférieur et/ou moyen. Cette corrélation a été d'ailleurs acceptée par tous les auteurs (Manilici, 1956 ; Manilici, Vilceanu, 1962 ; Cioflică et al., 1965 ; Savu, (1984).



### Considérations pétrochimiques

Les analyses chimiques et spectrales (pour les éléments trace) concernent les roches magmatiques des unités de Holbav, de Brașov et supragéétiques, mais aussi quelques roches alcalines affleurant dans la nappe de l'Olt (une des nappes transylvaines) des monts de Perșani. Pour cette dernière nous allons faire seulement des références afin de comparer les données obtenues dans les unités ensialiques des Dacides médianes avec celles des nappes d'obduction transylvaines. Soulignons à cette occasion que les roches alcalines des nappes transylvaines sont d'âge triasique (ladinien et/ou carnien) tandis que celles des Dacides médianes sont jurassiques.

Les analyses représentatives des roches magmatiques des Dacides médianes sont présentées dans les tableaux 1 et 2. Certains caractères chimiques des basaltes de l'unité de Holbav montrent une affinité partielle avec les séries tholéïtiques. Elles comportent toutefois une quantité plus élevée d'alcalis rapportée à la même teneur de silice, sont dépourvues de pyroxènes rhombiques, présentent toujours de l'olivine comme phénocristaux et microlites, fait qui dénote un caractère spécifique pour les basaltes alcalins. Les roches felsiques (tuffs ignimbriques, trachytes, microsiénites de l'unité de Holbav et les siénites de l'unité de Brașov) se caractérisent par un enrichissement progressif de la teneur d'alcalis et contiennent du quartz aussi bien modal que normatif, montrant ainsi qu'elles sont des roches saturées à caractère alcalin intermédiaire, à prédominance potassique. Les roches felsiques des unités supragéétiques présentent deux tendances : l'une suivant laquelle l'enrichissement se fait seulement en potassium et l'autre sui-

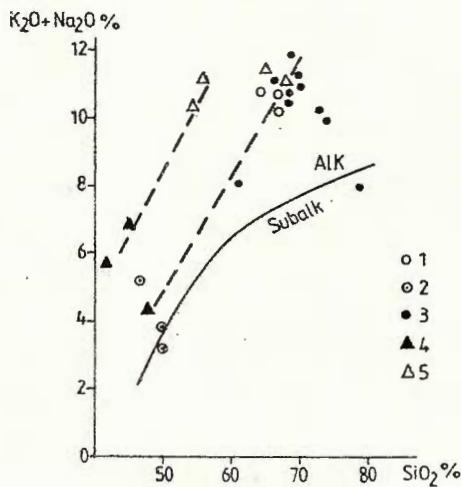


Fig. 4. — Diagramme  $K_2O + Na_2O\% / SiO_2\%$  (selon Miyashiro, 1978). (Légende idem fig. 5).

vant laquelle l'enrichissement se fait en potassium et sodium également. Dans les deux cas et dans toutes les unités, la position des roches analysées sur la représentation du rapport  $K_2O + Na_2O / SiO_2$  (Miyashiro, 1978) (fig. 4) les placent dans le groupe des roches alcalines, au-dessus de la ligne de discrimination des roches subalcalines.



TABLEAU 1  
(Analyses chimiques)

Unité de Brăsov

No de l'échant.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	S	Fe (s)	Total
4499 V	64,03	0,87	13,50	5,13	0,69	0,18	0,35	1,78	6,17	4,53	0,24	1,37	1,72	0,06	0,05	100,67
2436 V	66,19	0,62	14,60	4,83	0,37	0,13	0,27	0,38	5,42	5,18	0,26	1,23	0	0,11	0,09	99,68
4500 V	66,44	0,59	12,90	8,84	0,14	0,25	0,26	0,34	7,95	2,09	0,08	1,52	0	0,06	0,05	99,47

Unité de Holhav

1 V	48,62	1,51	14,50	6,91	2,91	0,11	7,15	10,70	1,39	2,43	0,86	3,22	0	0,08	0,07	100,46
7 V	49,10	1,58	14,30	6,55	4,12	0,33	8,70	8,50	0,73	2,48	0,62	3,12	0	0,06	0,05	100,24
27 B V	46,57	1,58	17,40	6,52	4,53	0,52	4,11	8,20	1,53	3,59	0,94	3,66	0	0,08	0,07	99,40
4250 V	60,75	0,96	16,60	7,71	0,29	0,04	0,75	0,30	7,67	0,40	0	3,73	0	0,09	0,07	99,59
12 V	66,03	0,67	16,30	4,00	0,11	0,16	0,40	0,43	5,87	5,17	0,22	1,17	0	0,06	0,05	100,64
22 A V	66,51	1,00	13,60	3,60	1,28	0,10	0,77	0,70	4,95	5,25	0	1,16	0,19	0,08	0,07	99,43
26 V	66,70	0,56	13,20	4,45	1,11	0,19	0,68	0,48	5,01	5,75	0,08	0,98	0	0,09	0,07	99,42
4252 V	67,88	0,63	16,40	1,88	0,70	0,11	0,34	0,34	6,88	4,95	0,10	0,35	0	0,08	0,07	100,79
25 V	68,81	0,56	15,00	1,97	0,65	0,06	0,23	0,38	6,07	5,11	0	0,41	0	0,08	0,07	99,56
27 c V	69,50	0,54	13,30	3,71	0,78	0,10	0,30	0,39	5,76	5,06	0,20	0,30	0	0,06	0,05	100,05
13 V	72,07	0,34	12,50	3,40	0,18	0,04	0,19	0,27	5,91	4,21	0,06	0,25	0	0,06	0,05	99,78
20 V	73,32	0,36	12,60	1,17	1,11	0,03	0,29	0,39	6,85	2,99	0,20	1,37	0	0,06	0,05	100,79
15 V	78,30	0,36	10,50	0,22	0,35	0,02	0,21	0,29	7,46	0,40	0,06	1,18	0	0,05	0,05	99,41

Nappes supragéologiques

4501	41,01	3,24	16,00	3,37	7,16	0,15	6,14	7,02	1,07	4,75	0,84	4,46	4,06	0,50	0,43	100,43
4503	44,88	1,48	16,50	5,71	6,71	0,25	4,36	7,30	2,30	4,51	1,40	3,13	-0,43	0,09	0,07	99,44
4502A	47,47	0,98	16,30	5,14	5,48	0,16	6,74	9,00	1,32	3,04	0,24	3,03	0,26	0,16	0,14	99,46
63 .....	52,81	0,71	20,10	3,03	3,24	0,18	3,30	1,26	9,13	1,14	0,46	3,69	0,47	0,09	0,07	99,68
51	53,69	1,06	22,10	5,02	0,94	0,15	1,40	0,93	10,48	0,64	0,40	3,08	0	0,09	0,70	99,68
4504	64,92	0,28	16,70	3,28	0,78	0,14	0,25	0,30	5,57	5,85	0,06	0,99	0	0,10	0,09	100,20
64	66,99	0,28	16,50	3,61	0	0,12	0,16	0,27	5,46	5,36	0	0,63	0	0,15	0,13	99,42

\* La localisation des échantillons analysés et la diagnose se trouvent in Săndulescu et al. (1981)



TABLEAU 2

(Eléments mineurs) (ppm)

## Unité de Brașov

Nr. crt.	No de l'échant.	Pb	Cu	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Sc	Nb	Zr	Y	Yb	La	Mo	Ba	Sr	Zr/Nb	La/Y	Zr/Y
1	4500	5	4	26	5	9	<2	1,5	3	5,5	135	700	57	5,6	110	7	650	13	5,2	1,9	12,3
2	2436	11	4,5	33	6	3	<2	1	2	4	130	800	50	5,5	120	5	160	<10	6,1	2,4	16
3	4499	10	4	37	6	3,5	<2	1,5	3	4,5	150	900	72	6	140	<2	190	24	6,0	1,9	12,5

## Unité de Holbaș

1	1	4,5	55	14	2,5	130	31	260	225	24	58	250	20	1,3	46	<2	4200	550	4,3	2,3	12,5
2	7	3,5	44	14	3	150	40	440	290	26	47	270	24	1,1	55	<2	480	700	5,7	2,3	11,2
3	27B	13	16	23	3	18	24	16	205	14	65	310	38	1,6	50	<2	570	650	4,8	1,3	8,1
4	4250	3	4	36	6,5	12	<2	1	2	4,5	140	900	72	6,5	85	8	700	<10	6,4	1,2	12,5
5	12	8	6,5	32	3	6	2,5	3	16	4	125	500	48	4,4	120	2	220	55	4,0	2,5	10,4
6	22A	6	4,5	33	6,5	3,5	2	1,5	5	4	210	1300	125	10,5	240	<2	180	54	6,2	1,9	10,4
7	26	16	3,5	38	6,5	6,5	2	1	3,5	3	230	950	48	6	120	<2	155	10	4,1	2,5	19,8
8	4252	15	5,5	29	6	7,5	3	1,5	5,5	4	180	1300	90	9,8	280	<2	500	<10	7,2	3,1	14,4
9	25	18	3	32	6	4	2	1	2	4,5	200	1200	80	6,8	115	<2	160	10	6,0	1,4	15
10	27c	18	3	26	3	5	2,5	2	4,5	4,5	140	800	75	4,8	130	<2	270	<10	5,7	1,7	10,7
11	13	15	5	41	10	5,5	2,5	2	10,5	2	300	1900	52	6,8	180	2	95	<10	6,3	3,5	36,5
12	20	15	4,5	19	6	5,5	2	2,5	5,5	3,5	95	320	31	3,2	82	3	240	18	3,4	2,6	10,3
13	15	9,5	5	16	4,5	5,5	<2	21	17	4	90	520	80	6,5	190	<2	135	20	5,8	2,4	6,5

## Nappe Supragétiques

1	4501	9	43	32	3	95	28	70	140	10	70	300	28	<1	80	<2	440	380	4,3	2,8	10,7
2	4503	11	9,5	24	4	11	19	2	85	7,5	70	270	32	1,7	80	<2	1000	1800	3,8	2,5	8,4
3	4502A	3,5	72	19	3	80	40	85	205	23	28	140	24	1	30	<2	420	440	5,0	1,2	5,8
4	63	11	2	32	5	11	4,5	2,5	11	2	160	550	34	3	150	<2	1000	330	3,4	4,4	16,2
5	51	6	5	24	3,5	3	7	<1	18	2,5	175	750	52	4,6	250	<2	1350	240	4,3	5,4	14,4
6	4504	7	4	23	5	4	<2	1,5	3,5	3	190	1250	38	4,2	140	<2	260	32	6,6	3,7	32,9
7	64	3	9	26	6	2	1,5	3	2	110	570	32	4	80	10	560	46	5,2	2,5	17,8	



La teneur en silice révèle (fig. 4) qu'entre les roches mafiques (basaltes) et felsiques de toutes les unités existe une bimodalité accentuée, les termes intermédiaires manquant ("Daly gap"). Suivant Miyashiro (1978) qui a remarqué les tendances de différenciation et les types spécifiques des associations alcalines nous avons constaté (fig. 5) que dans l'unité de Holbav la bimodalité est évidente tandis que dans les nappes supragéétiques apparaissent des termes intermédiaires. Cette dernière situation est encore plus prononcée pour les roches alcalines de la nappe transylvaine de l'Olt (fig. 5). L'absence de la néphéline

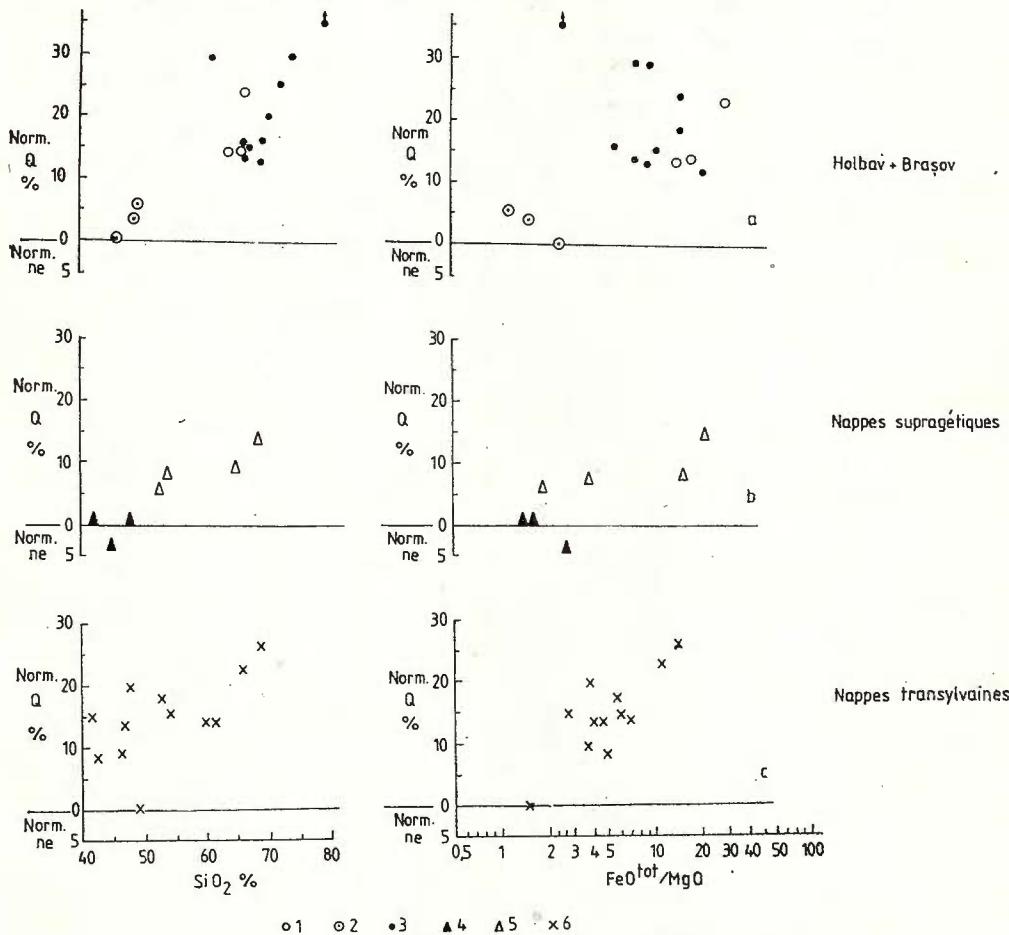


Fig. 5. — Tendance de différenciation Coombs dans les associations de roches alcalines des unités de Holbav et de Brașov (a), des nappes supragéétiques (b) et de la nappe transylvaine (c); quartz et néphéline normative par rapport à  $\text{SiO}_2$  et  $\text{FeO} / \text{MgO}$ .

- 1 = roches felsiques — unités de Brașov
- 2 = roches alcalines mafiques — unité de Holbav
- 3 = roches alcalines felsiques — unité de Holbav
- 4 = roches alcalines mafiques — nappes supragéétiques
- 5 = roches alcalines felsiques — nappes supragéétiques
- 6 = association des roches alcalines de la nappe d'Olt.

normative (excepté une cémentonite des nappes supragétiques — Valea Mărului) de toutes les unités mentionnées place les roches alcalines dans la tendance Coombs (ou la partie supérieure de la tendance "straddle" ?). Cette tendance a été remarquée (Miyashiro, 1978) aussi bien dans les îles océaniques (hot-spots) que dans les rifts de type mer Rouge-Afar, fait qui explique les ressemblances, de ce point de vue, entre les roches alcalines de la nappe de l'Olt (îles océaniques) et celles des Dacides médianes (ensialiques), bien qu'il y ait aussi des différences de détail (voir plus haut).

Pour saisir les processus magmatiques qui ont généré les suites de roches alcalines étudiées nous avons suivi la variation des éléments trace par rapport au zirconium considéré en tant qu'indice de différenciation (fig. 6 et 7). On remarque d'abord que les éléments ferromagnésiens (Cr, Ni, Co, Sc, V) ont des valeurs élevées dans les roches mafiques en contrastant avec les valeurs très réduites des roches felsiques, qui se situent très proche de l'abscise. En échange Nb, La, Y et Yb montrent une augmentation continue proportionnelle à l'augmentation du zirconium, des roches mafiques vers celles felsiques, dans les termes les plus acides arrivant à des valeurs très élevées. La même tendance, moins accentuée caractérise Ga et Sn.

Les rapports qui peuvent être établis entre  $ZrO/Nb$ ,  $La/Y$  (fig. 8) et  $Zr/Y$  (tab. 2) mènent à des conclusions intéressantes. Ainsi pour chaque unité le rapport  $Zr/Nb$  d'une part et celui  $LaO/Y$  d'autre part ont des valeurs proches, ce qui montre une corrélation positive pour chaque paire d'éléments. Cette conclusion est valable aussi bien pour les roches mafiques que pour les roches felsiques, qui se trouvent dans une même unité. Pourtant, si on compare les unités, on constate que le rapport  $Zr/Nb$  est plus élevé dans les unités de Holbav et de Brașov (donc dans les unités plus externes) ( $\bar{X} = 5,4$ )<sup>3</sup> que dans les nappes supragétiques ( $\bar{X} = 4,6$ ). Le rapport  $La/Y$  montre des corrélations inverses dans les unités de Holbav et de Brașov ( $\bar{X} = 2,2$ ), dans les nappes supragétiques ( $\bar{X} = 3,5$ ). Toutes ces observations montrent que les roches alcalines de chaque unité des Dacides médianes sont comagmatiques. Cette conclusion est soutenue aussi par le fait que la variation des éléments rapportés à l'indice de différenciation, Zr, est progressive et pas bimodale. Ces considérations sont valables pour affirmer aussi qu'il y avait, pour chaque unité, une différenciation magmatique spécifique.

Le rapport  $Zr/Y$ , assez variable, révèle une différence très accentuée pour les roches mafiques et felsiques des nappes supragétiques et moins brusque pour celles des unités de Holbav et de Brașov.

En comparant les rapports  $Zr/Nb$  et  $La/Y$  établis pour les unités des Dacides médianes avec ceux établis pour la nappe transylvaine de l'Olt on constate que dans cette dernière le rapport  $ZrO/Nb$  a les valeurs les plus élevées ( $\bar{X} = 6,4$ ) et que  $La/Y$  a les valeurs les plus réduites ( $\bar{X} = 1,9$ ). Compte tenu des études de Baker et al. (1977) sur les rifts est-africains qui a constaté que le rapport  $Zr/Nb$  a des valeurs plus grandes dans les magmatites plus anciennes nous avons remarqué la similitude de cette conclusion pour les magmatites alcalines analysées.



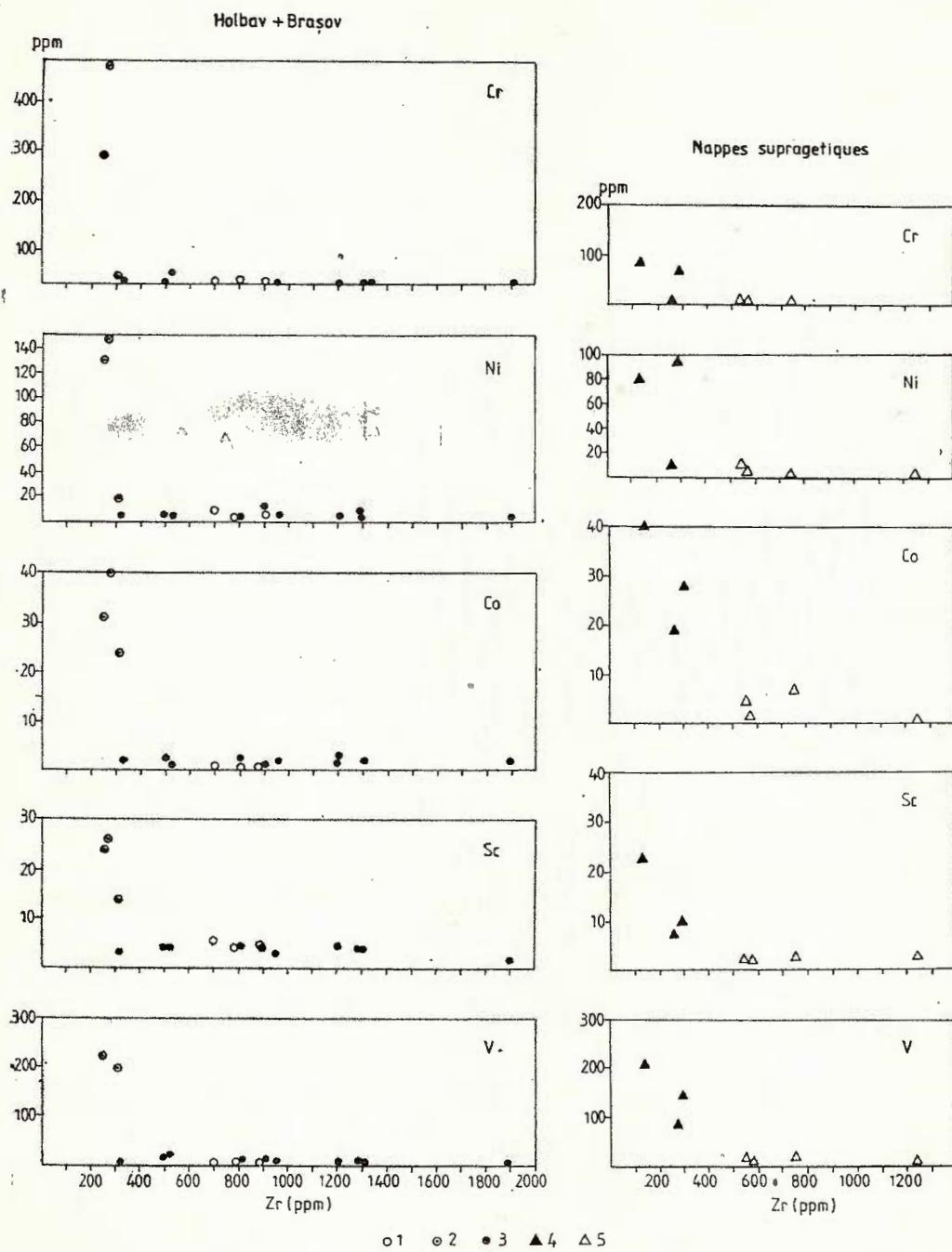


Fig. 6. — Variation des éléments Cr, Ni, Co, Sc, V par rapport au Zr. (Légende idem fig. 5).

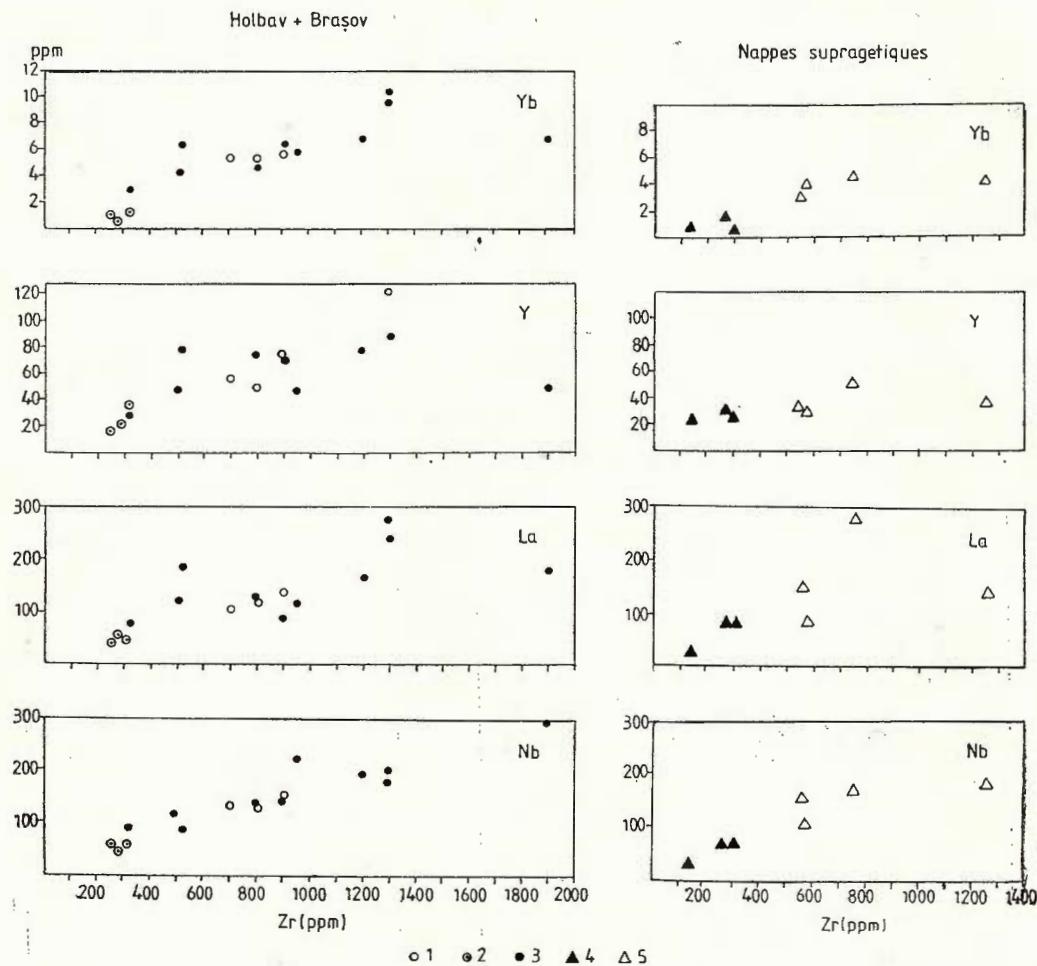


Fig. 7. — Variation des éléments Nb, La, Y, Yb, par rapport au Zr. (Légende idem fig. 5).



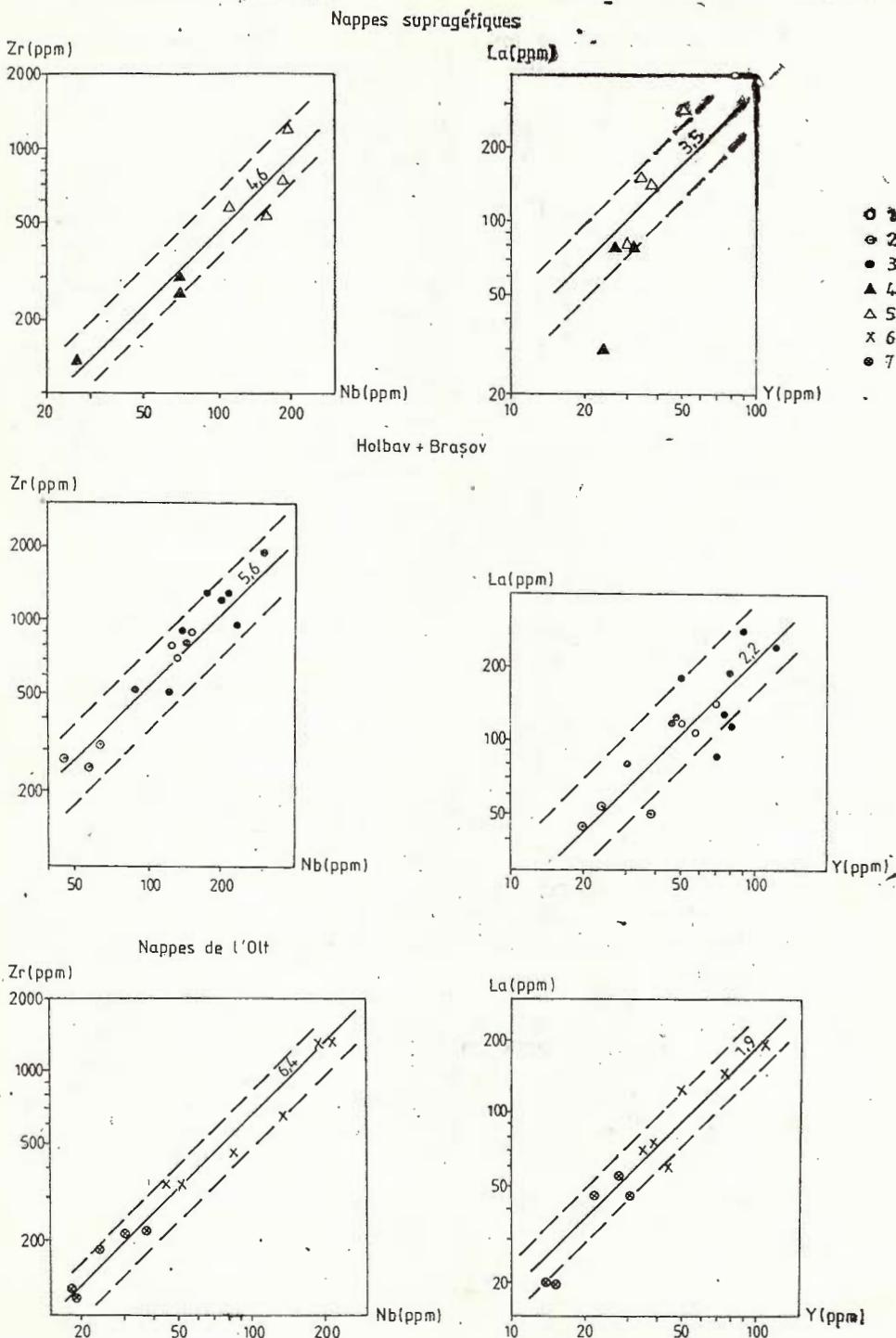


Fig. 8. — Variation des rapports Zr/Nb et La/Y dans les associations alcalines des unités de Holbav+Brașov (a), des nappes de l'Olt (c). (Légende idem fig. 5).

### Modèle géotectonique pour les magmatites mésozoïques de la courbure interne des Carpathes roumaines

La reconstruction rétrotectonique des Dacides médianes et de celles externes le long de la chaîne des Carpathes (Săndulescu, 1980, 1983) souligne l'appartenance de ces deux groupes à la marge continentale européenne de l'océan téthysien (de ce dernier provient les nappes transylvaines). Les nappes des Dacides médianes proviennent du cisaillement du socle continental, tandis que les nappes de Dacides externes (nappes de Ceahlău et de Baraolt dans le cas de la courbure, mais peut-être aussi d'autres unités comparables à la nappe du Flysch Noir) proviennent d'une aire à croûte amincie supposée être (Săndulescu, 1980, 1983) un rift intracontinental du type Afar-mer Rouge, par l'obduction des séries de flysch y déposées et qui ont entraînées des copeaux de roches basiques de dimensions variables. Suivant les données régionales la genèse du rift intracratonique (intracontinental) des Dacides externes a commencé au Jurassique inférieur et s'est développée jusqu'au Tithonique ou le Néocomien. Cette période correspond à une partie de la période d'expansion des Carpathes qui a précédé la période de compression. La dernière a débuté au Barrémien ou à l'Aptien et a engendré la structure actuelle de la chaîne (Săndulescu, 1980).

Dans le contexte général présenté ci-dessus la mise en place des magmatites alcalines ainsi que leur genèse sont en étroite liaison avec l'existence et le développement du rift des Dacides externes. En effet les unités des Dacides médianes sont situées sur la bordure ouest (ou nord-ouest) du rift mentionné, celle de Holbav étant la plus proche de celui-là.

Pour bien saisir les détails de la genèse des magmatites alcalines et leur développement il faut retenir que :

- les unités des Dacides médianes sont situées dans leur position rétrotectonique entre l'océan téthysien et le rift dacique externe ;

- l'activité magmatique alcaline est cantonnée pour la majeure partie au sud de la faille de Dealul Mare et au nord de la faille de Bran (et sa prolongation occidentale dans les monts de Făgărăș) ;

- dans chaque unité les roches alcalines montrent des caractères comagmatiques et une différenciation par cristallisation fractionnée pour les roches felsiques ;

- les séries alcalines, ou au moins les roches mafiques, sont générées par des magmas basiques provenant du manteau, magmas qui ont monté suivant des fractures profondes de distension, sans contamination avec la croûte sialique (cette considération est soutenue par les observations de Miyashiro (1978), qui envisage des caractères communs entre les roches alcalines des îles océaniques situées donc sur une croûte océanique et les rifts est-africains pourvus d'une croûte continentale amincie).

La succession des événements qui ont accompagné la genèse et la mise en place des magmatites alcalines peut être présentée de la manière suivante (fig. 9) :

1. Au Jurassique inférieur, le plus tard au Pliensbachien (environ 185 m.a.), débute la fracturation de la croûte continentale appartenant à la marge européenne à la suite de laquelle les premiers produits



magmatiques alcalins sont mis en place au moins dans le domaine de l'unité de Holbav. Il est possible que des intrusions de cette âge se soient développées dans les unités de Brașov et supragéétiques, sans avoir des données certes. La formation volcano-sédimentaire de l'unité de Holbav a été générée dans le proche voisinage de la casure qui

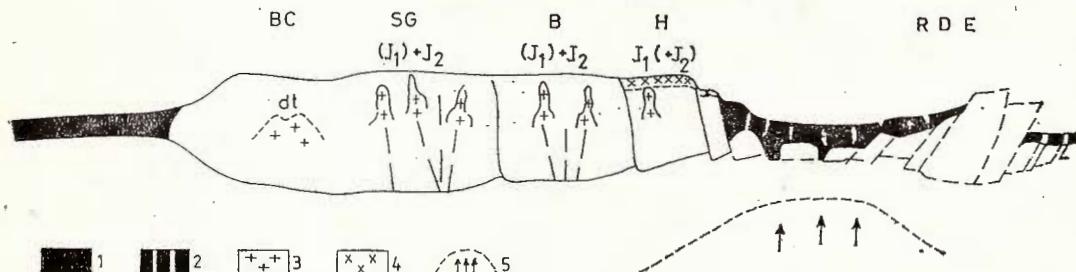


Fig. 9. — Coupe rétrotectonique schématique des Dacides externes et médianes (au Jurassique inférieur et moyen). T, domaine transylvain ; BC, nappe bucovinienne ; SG, nappe sous-bucovinienne ; B, unité de Brașov ; H, unité de Holbav ; R D E, rift des Dacides externes.

1, croûte océanique ; 2, basaltes médiojurassiques des Dacides externes ; 3, intrusions alcalines ; 4, volcaniques alcalines ; 5, soulèvement du manteau.

délimiterais la bordure ouest du futur rift dacique externe.

2. Le rift dacique externe (mégasillon dacique externe — Săndulescu, 1973 ; „océan“ est — Rădulescu, Săndulescu, 1973) continue son développement pendant le Jurassique moyen accompagné de l'extension et l'amincissement de la croûte. Le rift est le lieu des épanchements de basaltes (à tendance alcaline) du type de ceux connus dans la nappe du Flysch Noir (Russo-Săndulescu et al., 1983). On constate que les intrusions alcalines existent pendant cette période au moins dans les domaines correspondant aux unités de Brașov et supragéétiques ; on ne peut pas exclure des intrusions de basaltes alcalins dans l'aire de la future unité de Holbav aussi.

3. L'activité magmatique alcaline semble s'arrêter au Jurassique supérieur, tandis que celle basaltique du rift dacique externe continue au moins jusqu'au Tithonique (ou le Néocomien).

En élargissant le cadre de nos considérations nous tenons à souligner que le "timing" des événements magmatiques dans le domaine océanique téthysien est plus large. L'ouverture de cet océan est située au Trias moyen. Son spreading a continué jusqu'au Jurassique supérieur voire même jusqu'au Néocomien. Il s'ensuit donc que la genèse du rift est contemporaine à l'expansion océanique téthysienne seulement depuis le Jurassique inférieur.

En se rapportant au modèle géotectonique présenté on conclut que:

— les roches alcalines du voisinage du rift (unité de Holbav) sont surtout potassiques et

— les roches alcalines situées plus loin du rift sont aussi bien potassiques que sodiques.

La dernière remarque est confirmée partiellement par la présence du massif alcalin de Ditrău englobé dans les formations métamorphiques

(de socle) de la nappe bucovinienne (comparable aux plus hautes nappes supragéétiques).

Les situations remarquées ci-dessus peuvent être considérées le résultat d'une constitution différente du manteau dans la proximité du rift et plus loin de celui-ci. À l'état actuel de nos connaissances ce n'est qu'une hypothèse qu'on doit vérifier.

<sup>3</sup> X représente les valeurs moyennes des teneurs.

## BIBLIOGRAPHIE

- Baker B. H., Goles G. G., Leemann W., Lindstrom M. M. (1977) Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmorite-trachyte suite from the Southern part of the Gregory Rift-Kenya, *Contrib. Miner. Petr.*, 64, p. 303-332.
- Cioflică G., Patrulius D., Ionescu J., Udubaşa C. (1965) Ofolitele alochton din Munții Persani. *St. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. Geol.*, 10, p. p. 161-182, București.
- Manilici V. (1956) Studiul petrografic al rocilor eruptive mezozoice din regiunea Poiana Mărului-Șinca Nouă, *An. Com. Geol.*, p. 5-75, București.
- Vilceanu P. (1962) Contribuții la studiul rocilor efuzive din bazinul Codlea. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. Geol.*, 7, 3-4, p. 549-568, București.
- Miyashiro A. (1978) Nature of alkalic volcanic rock series, *Contrib. Miner. Petr.*, 66, p. 91-104.
- Rădulescu D., Săndulescu M. (1973) The Plate-tectonic concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophys.*, 16, p. 155-161, Amsterdam.
- Russo-Săndulescu D., Săndulescu M., Udrescu C., Bratosin I., Medeșan A. (1983) Le magmatisme d'âge Mésozoïque dans les Carpathes Orientales. *Ann. Inst. Geol. Geophys. (Trav. 12e Congr. AGCB)*, LXI, p. 246-252, București.
- Savu H., Neacșu V., Bratosin I. (1984) Petrological and geochemical study of the vein rocks in the Șinca-Nouă-Poiana Mărului-Holbav area (Făgăraș Mountains). *D. S. Inst. Geol. Geophys.*, vol. LXVIII/1, p. 191-219, București.
- Săndulescu M. (1965) La structure tectonique de la zone cristallino-mésozoïque de l'intérieur de la courbure des Carpathes. *Carp.-Balk. Geol. Assoc., VIIth Congr.*, I, p. 345-349, Sofia.
- (1973) Essai de réconstitution des éléments préparoxysmaux alpins des Daïcides (Internides) orientales. *Rév. géol. géophys. géogr., sér. Géol.*, 17, 1, p. 145-156, București.
- (1976) La corrélation structurale du tronçon oriental avec celui méridional des Carpathes roumaines. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII, 2, p. 178-194, București.
- (1980) Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. *Ann. Inst. Geol. Geophys.*, LVI, p. 5-54, București.
- (1983) Le problème de la marge continentale européenne dans l'aréal carpatho-balkanique. *Ann. Inst. Geol. Geophys. (Trav. 12e Congr. AGCB)*, LX, p. 199-208, București.
- Russo-Săndulescu D., Antonescu E., Tomescu C., Medeșan A., Udrescu C. (1981) Rapp. Arch. IGG, București.
- Vilceanu P. (1960) Contribuții la cunoașterea geologică a regiunii Codlea. *St. Cerc. Geol.*, V, 1, p. 119-134, București.



POZIȚIA STRUCTURALĂ,  
PETROLOGIA ȘI AMBIANȚA GEOTECTONICĂ  
A MAGMATITELOR MEZOZOICE DIN ȚARA BİRSEI

(Rezumat)

Studiile întreprinse asupra rocilor alcaline din Țara Bîrsei privesc mai ales pe cele care aflorează în zonele Holbav-Godea și Brașov-Săcel. Au mai fost investigate și rocile alcaline de la est de valea Mărului precum și cele din defileul Oltului.

*Structura generală a curburii interne a Carpaților românești.* În partea internă a curburii Carpaților românești, unde se face joncțiunea între unitățile distinse în Carpații Orientali cu cele din Carpații Meridionali se pot distinge de la interior spre exterior (de sus în jos) trei grupe de unități (Săndulescu, 1976, 1980) (fig. 1).

— pînzele transilvane, care sunt pînze de obducție puse în loc spre sfîrșitul Cretacicului inferior, constituite dintr-un complex ofiolitic (Triasic mediu-Jurasic superior) și formațiuni sedimentare acoperitoare Triasic-Eocretacice ;

— pînzele Dacidelor mediane, provenite din forfecarea soclului continental acoperit de depozite mezozoice (prevraconiene) și șariate în două paroxisme cretacice ;

— pînzele Dacidelor externe constituite din formațiuni de flis tithonice-eocretacice.

La nord de falia Dealul Mare (Săndulescu, 1965), Dacidele mediane cuprind pînzele central-est carpatice, la sud de această falie urmărintu-se echivalențele lor care, în terminologia adoptată pentru Carpații Meridionali sunt pînzele getice și supragetice. În domeniul Getic sunt distinse, în Țara Bîrsei, două unități suprapuse : Holbav (inferioară) și Brașov (-Dîmbovicioara) (superioară), între care în foraj se distinge și un solz cu caracter litologic intermediare — solzul Bartolomeu. Pînzele supragetice se dezvoltă la vest de falia Holbavului și corespund pînzelor bucovinică și sub-bucovinică din Carpații Orientali, precum și digitătilor lor frontale.

*Repartiția structurală, constituția și modul de zăcămînt al magmatitelor mezozoice.* Unitatea de Holbav este singura în care se dezvoltă o formațiune vulcano-sedimentară alcalină intercalată în Jurasicul inferior (fig. 2 și 3). Ea este constituită din roci vulcanice, pirolastrite și silluri ce alternează cu tufite, silturi și gresii. Pirolastritele sunt reprezentate de tufuri uneori cu caractere ignimbritice de constituție riolitică alcalină și trahitică, intercalate între pirolastrite grosiere cu constitutie vitro-lito-cristaloclastică ; litoclastele sunt mai trahitice. Pe lîngă acestea se mai găsesc tufuri sudate, riolite cu biotit sau cu arvfedsonit și bazalte alcaline cu olivină. Cristaloclastele sunt constituite din anortoclaz, sanidină, cuarț și rar biotit. Sillurile, mai rare, sunt constituite din riolite alcaline cu arvfedsonit, cu o structură ușor fluidală, din trahite holocrystaline porfirice, uneori din microsienite. Au fost întlnite și dykuri de bazalte microcristaline, care străbat formațiunea vulcano-sedimentară. O situație particulară se observă la nord-vest de Valea Lată unde formațiunea vulcano-sedimentară se efilează

iar magmatitele sunt reprezentate numai de mici corpuri (intruzive) de roci alcaline felsice (microsienite cuarțifere porfirice și microgranite alcaline feldspatice a căror masă fundamentală are o structură trahitică).

În unitatea de Brașov, în care lipsește formațiunea vulcano-sedimentară, rocile alcaline constituie cîteva corpuri intrusive de dimensiuni reduse. La Brașov (Dealul Melcilor-Curmătura) și la Săcel (Valea Băicului) se întîlnesc microsienite cuarțifere porfirice (în care fenocristalele automorfe de anortoclaz sunt cuprinse într-o masă felsică cu feldspat potasic, cuarț interstîțial și rare prisme alungite de arfvedsonit). Ele sunt afectate de procese puternice de metasomatoză hidrotermală, care la Săcel afectează și gresiile mediojurasic din jurul corpului. Urmărind relațiile cu rocile sedimentare se poate considera că rocile alcaline intrusive din unitatea de Brașov au fost puse în loc fie în două momente diferite, unul Jurasic inferior și altul Jurasic mediu, fie numai într-un singur moment în care caz acesta ar trebui să fie Jurasic mediu.

Informațiile privind rocile alcaline din solzul Bartolomeu, întîlnit numai în foraje, sunt reduse (Cehlarov — date inedite). Sunt descrise „trahite” și aglomerate asociate depozitelor jurasic inferioare, situație asemănătoare formațiunii vulcano-sedimentare.

În pînzele supragetice au fost studiate doar cîteva corpuri filoniene sau intruzive cu petrotipuri caracteristice : roci bazice (lamprofiro-camptonite) pe de o parte și roci felsice (sienite porfirice, trahite și bostonite) pe de altă parte. Camptonitele sunt reprezentate de tipurile cu barkevikit și/sau cu clinopiroxeni afectate de un metasomatism hidrotermal relativ ridicat (sausurizarea plagioclazilor, cloritizarea hornblendei, calcitizarea mineralelor femice). Microsienitele cuarțifere porfirice de pe valea Minunița prezintă cristale de anortoclaz prinse într-o masă de feldspat alcalin cu structură trahitică. Microsienitele cuarțifere porfirice, ca și trahitele și bostonitele, sunt adesea hidrotermalizate (feldspatul alcalin în întregime sericitizat, melanocratele uralitizate, iar masa fundamentală sericitizată). Vîrsta rocilor alcalini din pînzele supragetice nu poate fi determinată direct (ele sunt intruse în formațiuni cristalo-filiene prealpine) ci doar prin corelare cu cele jurasic inferioare și/sau medii din unitățile mai externe.

*Considerații petrochimice.* Tabelele 1 și 2 grupează analizele chimice și spectrale pentru elemente majore și minore reprezentative din unitățile Holbav și Brașov ca și pentru rocile alcaline analizate din pînzele supragetice și pînza transilvană de Olt.

Bazaltele microcristaline din unitatea de Holbav prezintă, după caracterele chimice și mineralogice, trăsături specifice bazaltelor din seriile alcaline : cantități relativ ridicate de alcalii raportate la cantitățile de silice, atunci cînd sunt comparate cu seriile tholeiitice, precum și lipsa ortopiroxenului, respectiv prezența olivinei atât ca fenocristale cît și în masa fundamentală. Rocile acide alcaline (tufurile ignimbritice, trahitele, sienitele) arată o progresivă îmbogățire în alcalii, conțin cuarț atât normativ cît și modal, fiind roci saturate cu un caracter alcalin intermediar, predominant potasic în unitățile de Holbav și de Brașov ; în rocile alcaline din pînzele supragetive îmbogățirea se face atât în K cît și în Na.



Pe o diagramă după Miyashiro (1978) (fig. 4) se observă, după conținutul în silice, o puternică bimodalitate (Daly gap) a suitelor alcaline din fiecare unitate. Aceeași bimodalitate se menține, în unitățile de Holbav și Brașov, și pe diagramele de diferențiere (Miyashiro, 1978) ce caracterizează tipurile specifice de asociații alcaline. Bimodalitatea se atenuază prin apariția termenilor intermediari în rocile din pînzele supragetice și mai ales în pînza transilvană de Olt (fig. 5). Prin absența nefelinului (exceptând un camptonit din pînzele supragetice) (vezi diagramele) suitele alcaline analizate par să fie de tipul tendinței Coombs, deși (cf. Miyashiro) tendința Coombs ar putea fi o parte a tendinței "straddle". Astfel de tendințe au fost observate (Miyashiro, 1978) atât în insule oceanice (hot spot) cât și în zone de rift, fapt ce explică asemănarea sub acest aspect a rocilor alcalini din pînza transilvană de Olt și cele din Dacidele mediane. Pe diagramele de variație a elementelor minore (fig. 6 și 7), considerind zirconul — un element puternic îmbogățit în magmatitele studiate — ca indice de diferențiere, se constată că valorile elementelor feromagneziene contrastează puternic în rocile mafice față de cele felsice. În schimb, Nb, La, Y și Yb arată o creștere continuă proporțional cu îmbogățirea în Zr. În aceeași diagramă se constată că bimodalitatea dintre rocile mafice și cele felsice dispără (raportate la zircon ca indice de diferențiere) dovedind că suitele alcaline din fiecare unitate sunt comagmatice, cu o filiație a rocilor felsice din cele mafice, diferențiate prin cristalizare fracționată. În cadrul fiecărei unități se remarcă valori apropiate ale raportului Zr/Nb reflectând o corelație pozitivă între aceste elemente în toată seria rocilor analizate (felsice și mafice). Concluzia este valabilă și pentru raportul La/Y. Diferențele apar cînd se compară mediile acestor raporturi (fig. 8 și tab. 2), mai ales în pînza de Olt. Raportul Zr/Nb are valorile cele mai mari în magmatitele alcaline mai vechi (triasice din pînza de Olt) față de cele jurasicice (Dacidele mediane). Un fapt similar, dar în cadrul unei același serii alcaline a fost observat și de Baker et al. (1977).

*Modelul geotectonic pentru magmatitele mezozoice din partea internă a curburii Carpaților românești.* Reconstrucția retroetectonică a Carpaților (Săndulescu, 1980, 1983) arată că unitățile Dacidelor mediane și externe provin din arii cu constituții diferite ale crustei aparținînd plăcii europene: primele din zone cu crustă continentală situate în imediata vecinătate a marginii europene a Tethysului oceanic, cele de-al doilea dintr-un rift intracontinental, de tipul Afar-Marea Roșie, cu crusta subțiată sau chiar de tip oceanic. Urmînd corelările regionale, riftul Dacidelor externe poate fi recunoscut că a început să funcționeze din timpul Jurasicului inferior și a continuat în unele părți pînă în Cretacicul inferior (Neocomian?). El se înscrie în perioada de expansiune a zonei mobile carpatice. Ea a precedat perioada de compresiune care a început în Barremian sau Aptian și, în etape succesive, a generat structura actuală a catenei.

Punerea în loc și geneza magmatitelor alcaline mezozoice analizate sunt în strînsă legătură cu existența și dezvoltarea riftului Dacidelor externe. Pentru a preciza aceste fapte este necesar să se rețină că:

— unitățile Dacidelor mediane sunt situate în poziția lor retroetectonică între oceanul Tethysian și riftul Dacidelor externe;



— în fiecare unitate rocile alcaline arată caractere comagmatische și posibil o diferențiere prin cristalizare fracționată pentru rocile felsice;

— rocile alcaline sunt generate din magme bazice provenite din manta, care nu s-au contaminat cu crustă sialică, urcând pe fracturi adânci, de distensiune;

— distribuția spațială a rocilor alcaline este limitată, spre nord, de falia Dealu Mare, iar la sud mai mult sau mai puțin de falia Branului.

Succesiunea evenimentelor care au condus la geneza seriilor alcăline poate fi rezumată astfel (fig. 9):

1. În Jursicul inferior (aproximativ 185 m.a.) a început fracturarea crusei continentale a marginii continentale europene, în urma căreia au fost puse în loc produsele magmatische alcaline din unitatea de Holbav (cel puțin); este posibil ca și intruziunile alcaline din unitatea de Brașov și din pînzele supragedice să fie de aceeași vîrstă.

2. Riftul dacidic extern (megasillonul dacic extern — Săndulescu, 1973; „oceanul“ estic — Rădulescu, Săndulescu, 1973) își continuă evoluția în Jurasicul mediu prin extensiunea și subțierea conformă a crusei continentale. În partea lui centrală el este locul unor curgeri bazice similară cu cele cunoscute în pînza Flișului Negru. Intruziuni alcaline sincrone au loc și pe marginea riftului ca de exemplu în unitatea de Brașov și, eventual, în pînzele supragedice și, foarte probabil, în unitatea de Holbav.

3. Activitatea magmatică alcalină de pe marginea riftului pare să înceze în Jurasicul superior în timp ce în mijlocul lui (pînzele Flișului Negru și de Ceahlău) ea continuă pînă în Tithonic și, posibil, chiar pînă în Neocomian.

Raportindu-ne la modelul geotectonic prezentat și la caracterele magmatismului analizat se poate conchide că:

— rocile alcaline din vecinătatea imediată a riftului dacidic extern (unitatea de Holbav) sunt mai ales potasice;

— rocile alcaline situate mai departe de rift sunt atît potasice cît și sodice.

Această situație ar putea fi pusă pe seama unei constituții diferite a mantalei în proximitatea riftului și mai departe de el.

#### DISCUSSIONS

M. Ștefănescu : Les formations attribuées à la nappe de Baraolt comportent de nombreux éléments de dolomies triasiques. Selon l'interprétation présentée sur la coupe palinspastique du proche voisinage du rift externe il n'y a pas d'unités contenant dans leur colonne lithostratigraphique des dolomies triasiques. Dans ce cas il faut admettre soit un transport plus éloigné (à partir des zones correspondant aux unités sous-bucoviniennes et bucoviniennes), mais impossible vu la forme angulaire des fragments remaniés, soit une position paléotectonique plus interne de la nappe de Baraolt, autrement que celle admise par les auteurs.



M. Săndulescu : Le problème de l'origine (source) des roches dolomitiques-triasiques concerne non seulement la nappe de Baraolt, mais tout l'ensemble des nappes dacidiques externes (nappe du Flysch Noir, nappe de Ceahlău, nappe de Baraolt). Dans toutes ces unités ainsi qu'à plusieurs niveaux stratigraphiques se développent des brèches et/ou des grès grossiers à constitution de fragments de dolomies semblables aux dolomies médiotriasiennes des nappes bucovinienne et sous-bucovinienne. Une première conclusion dont on doit tenir compte c'est que, en raison de l'aspect de la source du matériel détritique, tout le groupe des nappes dacidiques externes peut être envisagé dans l'ensemble, pas ses unités séparément.

Les fragments de dolomies auraient pu provenus d'une source située dans l'aire correspondant à la nappe sous-bucovinienne (avec la position paléogéographique la plus élevée des nappes centrales-est-carpathiques = Dacides médianes) et transportés par des canaux (sous-marins ?) dans l'aire de sédimentation des Dacides externes. De même, il faut tenir compte de l'hypothèse d'une source située dans le rift dacidique externe dont la constitution comprendreraient des roches du socle préexistant au commencement des processus de riftogenèse.

I. Balintoni : La séparation de l'écaille de Bartolomeu soutient le point de vue suivant lequel la nappe de Dîmbovicioara devrait être séparée de celle de Brașov. L'écaille de Bartolomeu montre que facialement, vers l'intérieur de la nappe de Holbav dépourvue de Trias suit une aire contenant du Trias et non pas une zone où manque le Lias telle la zone de Dimbovicioara.

M. Săndulescu : La liaison ou la séparation des segments nord et sud de l'unité de Brașov-Dîmbovicioara (dans une unité de Brașov plus interne et une autre de Dîmbovicioara plus externe) n'explique pas la position de l'unité de Holbav. Des recherches géophysiques récentes ont révélé qu'au-dessous des formations métamorphiques de l'unité de (Brașov)-Dîmbovicioara (Leaota, Dîmbovicioara) se développe une nappe constituée de formations sédimentaires et de métamorphites. La dernière unités peut être corrélée avec l'unité de Holbav, étant donc considérée en tant que l'unité la plus externe de tout l'ensemble des unités gétiques.

Les différences de constitution lithostratigraphique entre les segments de Brașov et de Dîmbovicioara sont dues à l'érosion différentielle prédoggérienne au sud et au nord de la faille de Bran. Cette faille, semble-t-il, est une fracture plus ancienne réactivée à plusieurs reprises (jusqu'au Néogène).

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

Structures ignimbritiques dans les tufs de la formation volcano-sédimentaire, unité de Holbav.

Fig. 1, 2. — fragments de ponce (1 — fortement soudé ; 2 — recristallisé à structure de ponce partiellement détruite).

Fig. 3, 4. — shards dévitrifiés (structures axiolitiques).





Institutul Geologic al României

D. S. Inst. Geol. Geofiz. vol. 70-71/5 (1983 ; 1984), 1986, pag. 223-234

## 5. TECTONICA ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### METAMORPHISM AND DEFORMATION IN THE BOCLUGEA GROUP<sup>1</sup>

BY

ANTONETA SEGHEDI<sup>2</sup>

*Boclugea Series. Low grade metamorphism. Polydeformation. Microfolds. Lower Paleozoic. Dobrogea — Northern Dobrogea — Măcin zone.*

#### Abstract

Boclugea Group is a multiply deformed psammito-pelitic suite of uncertain age, in the Măcin unit of North Dobrogea, in tectonic relations with the neighbouring rocks. An early metamorphic event — synchronous with large scale recumbent folding and overthrusting of polymetamorphic Megina Group rocks — is responsible for the metamorphic foliation (biotite zone) of Boclugea Group quartzites and phyllites. The main structure of the group is the result of  $B_3$  folding — steeply dipping, concentric folds in quartzites, kink folds in pelitic rocks, with an axial plane crenulation cleavage. A later event is a cross folding at different scales, creating dome and basin patterns in some areas, or large warpings of the  $B_3$  folds, in others.

#### Résumé

*Métamorphisme et déformation du groupe de Boclugea (Dobrogea Septentrionale). Le groupe de Boclugea représente une séquence psammito-pélitique très déformée, d'âge incertain, située dans l'unité de Măcin de la Dobrogea septentrionale, en relations tectoniques avec les roches environnantes. La foliation métamorphique (la zone à biotite) des quartzites et phyllites du groupe de Boclugea est due à un processus métamorphique précoce, synchrone aux plis couchés et charriages amples des roches polymétamorphiques du groupe de Megina. La*

<sup>1</sup> Received May 9, 1983, accepted for communication and publication May 12, 1983, presented at the Meeting May 27, 1983.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș 1, R 79678, București, 32.



structure principale du groupe résulte du plissement  $B_3$  — des plis concentriques, très inclinés dans les quartzites, des plis en chevron dans les roches pélitiques, avec un clivage de crénulation plan axiale. Une phase tardive est représentée par des plis obliques à différentes échelles engendrant des domes et bassins dans certaines zones ou des recourbements des plis  $B_3$  dans d'autres zones.

The Boclugea Group is a sequence of psammito-pelitic, poly-deformed, low grade metamorphic rocks in the Măcin unit of North Dobrogea. They were first separated from the deposits ascribed to the Devonian as the "phyllite-quartzite series" (Mirăuță, Mirăuță, 1958) and named later Boclugea Series (Mirăuță, 1960). In the Boclugea and Islamului hills, Mirăuță (1966) describes thick beds of phyllites (tens of meters) interbedded with white, slightly muscovitic quartzites and green, chloritic, tuffaceous schists. The phyllites are considered at the base, and the quartzites at the top of the sequence (Mirăuță, Mirăuță, 1962). In the Priopcea and Piatra Cernei hills, the authors describe metric beds of quartzites interbedded with flysch type thinly bedded quartzites and grey phyllites.

Patrulius et al. (1973) divide the Boclugea Formation into a phyllite-quartzite member (equivalent to the phyllite-quartzite series of Mirăuță, 1966) and a basic volcanic member (exposed in the Bugeac Promontory and near Balabancea) considered at the base of the formation. The latter is equivalent to what Mirăuță (1966) called the "transition complex between the basic green series and the phyllite-quartzite series".

On lithological and metamorphic evidence the "basic volcanic member" was ascribed to the Megina Group (Seghedi et al., 1980), restricting the Boclugea Group to the initial meaning of Mirăuță, Mirăuță (1958). According to this definition, the Boclugea Group consists of several formations with distinct lithologies, scattered throughout the Măcin unit : the Bugeac Hills, the Boclugea Hill, the Islamului Hill, the Chitlău Forest, the western side of the Tăța Valley, the Priopcea Hill, the Piatra Cernei Hill, Diolmnic Bair near Camena. Besides these larger outcrop areas, different formations of the Boclugea Group form tiny patches in Piatra Fetei, Vițelaru Hill, Făcălețu (Cheia) Quarry, Pîrlita Hill and some spots SE of Horia.

The lithostratigraphic sequence of the Boclugea Group was difficult to establish due to several facts :

- the loess cover causes outcrop discontinuity ;
- the entire succession is never exposed in the main outcrop areas (usually only two or three formations occur together in an area) ;
- the relationships with the adjacent formations are usually tectonic or obscured by loess ;
- the deformations are complex.

The Boclugea Group consists of several formations : Priopcea Quartzites, Bugeac Quartzites, Piatra Cernei Phyllites, Pietroiu Mare Quartzitic Schists and Dealul Islamului Muscovitic Schists.



The Priopcea Quartzites are white or yellowish massive quartzites, pure or slightly sericitic, sometimes with blasto-psammitic textures.

The Bugeac Quartzites include black, graphitic quartzites associated with white, slightly feldspathic quartzites, with fine sericite flakes oriented along the metamorphic foliation planes. They usually have blastomylonitic fabric and a foliation strongly deformed by crenulation cleavages accompanied by quartz recrystallization.

The Piatra Cernei Phyllites are black, graphitic, phyllosilicate rich rocks. The foliation is defined by the strong preferred orientation of muscovite and frequently biotite flakes (Pl. IV, Fig. 1, 2).

The Pietroiu Mare Quartzitic Schists present two main aspects : in the Boclugea-Pietroiu Mare Hills, the foliation is defined by alternating granoblastic quartz layers and granolepidoblastic quartz-phyllosilicate layers (sericite, chlorite, biotite) (Pl. IV, Fig. 3, 4); in the Priopcea and Piatra Cernei Hills, the rocks consist of slightly elongated quartz and oriented sericite flakes, with lenticular eyes of polycrystalline quartz ; sometimes they contain lens shaped nodules of quartz+limonite, wrapped around by the foliation.

The Dealul Islamului Muscovite Schists are rocks almost exclusively consisting of phyllosilicate minerals with strong preferred orientation, with variable amounts of fine grained polygonal quartz layers. Disseminated pyrite and magnetite idioblasts are typical of this formation. (Pl. V, Fig. 4).

The regional metamorphism of these formations has reached the biotite isograde, as results from the presence of biotite in almost all petrographic types. A second metamorphic event is revealed in the graphitic phyllites on the eastern side of the Jijila Lake (Bugeac Hills) by sheaf-like aggregates or isolated chloritoid porphyroblasts which statically overgrow the metamorphic foliation, and in the Priopcea Hill, by static growth of poikiloblastic biotite porphyroblasts in quartz-mica schists.

In the phyllosilicate rich rocks, the structural elements suggest that the dominant metamorphic foliation of rocks ( $S_2$ ) resulted from transposition of a preexisting foliation ( $S_1$ ) preserved as rootless intrafolial folds and isolated hinges (Pl. IV, Fig. 1, 2). On the northern slope of the Bugeac Hill, this aspect may be seen in outcrops of graphitic Bugeac Quartzites (Seghedi, 1983).

The present structural pattern of the Boclugea Group rocks is the result of superposed deformations affecting the metamorphic foliation ; these deformations have a superficial nature and are not accompanied by metamorphic blastesis. The principal aspects will be described in the larger outcrop areas of the Boclugea Group.

### The Bugeac Promontory

In this area, the Boclugea Group rocks are exposed in the Bugeac, Crăcanelor, Pietricica, Monument and La Cadin hills, strongly interfolded together with blastomylonitic microcline gneisses and amphibolites of the Megina Group (Seghedi, 1983) (Fig. 1). Distinct formations of the



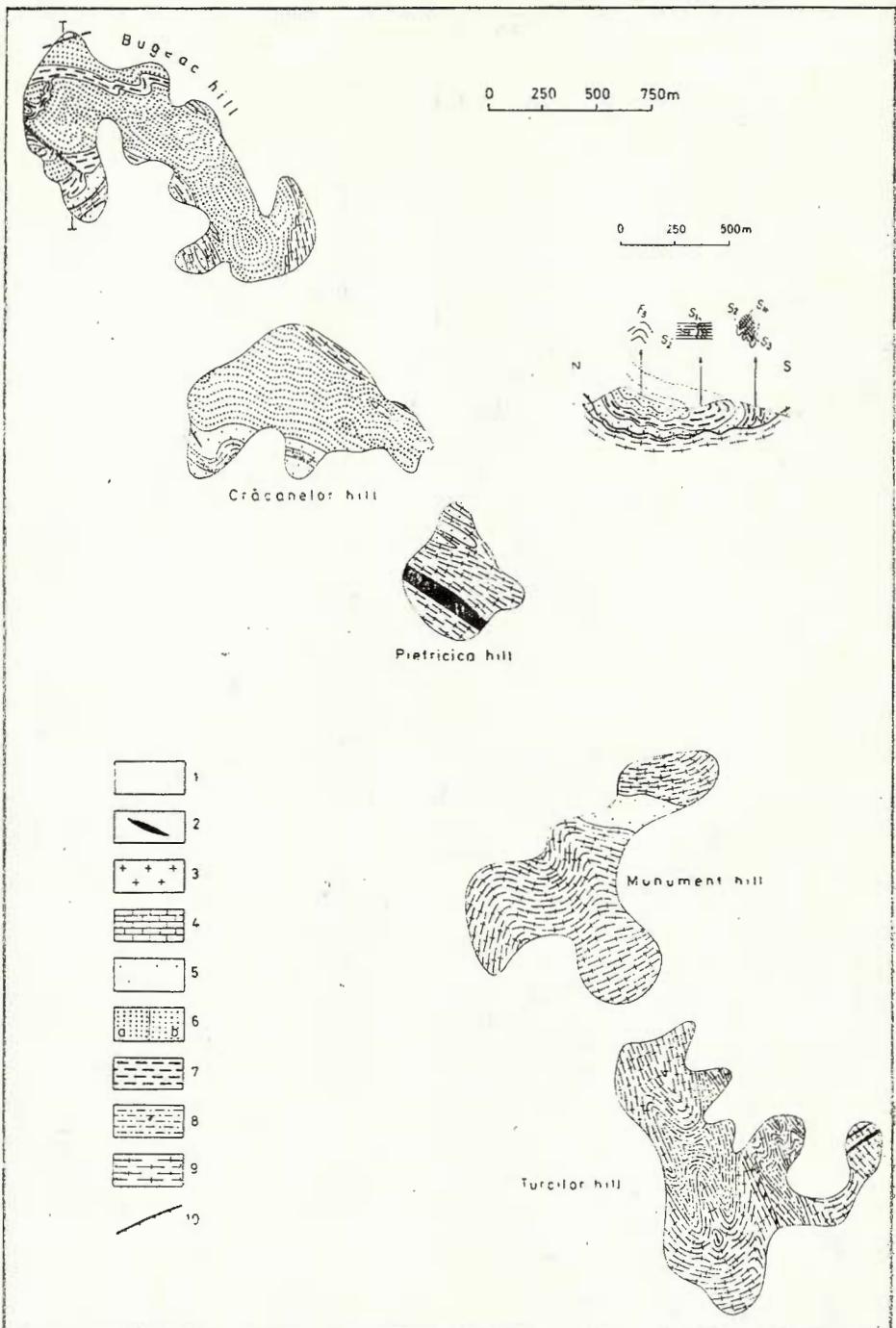


Fig. 1. — Geological map of the Bugeac Promontory.

1, loess ; 2, dolerites ; 3, granites ; 4, Cerna Formation (Silurian) ; Boclugea Group ; 5, Priopcea Quartzites ; 6, Bugeac Quartzites : a, white quartzites ; b, black quartzites ; 7, Piatra Cernei Phyllites ; 8, Dealul Islamului Muscovite Schists ; 9, Megina Group ; 10, pre-alpine overthrust.



Boclugea Group are in contact with different members of the Megina Group suggesting tectonic relationships. The deformational sequence in the Boclugea Group may be well studied on the slopes of the Bugeac and Crăcanelor hills, where the Bugeac Quartzites, the Piatra Cernei Phyllites and the Priopcea Quartzites are exposed.

The Bugeac Hill is a major recumbent fold ( $B_2$ ) with EW axis closing southward. The Bugeac Quartzites lie in the fold core, while the Piatra Cernei Phyllites followed by the Priopcea Quartzites occur in its limbs. In its turn, this main structure is deformed by two successive folding events: tight, upright, E-W trending folds ( $B_3$ ), concentric in quartzites and isoclinal in phyllites, 100-200 m in wavelength, with an axial-planar crenulation cleavage visible in phyllites and in the Priopcea Quartzites richer in phyllosilicates. The  $B_3$  folds are affected by a NW-SE trending folding ( $B_4$ ), producing either kink type, upright folds, or large warping of the  $B_2$  folds along strike. The interference of  $B_3$  and  $B_4$  folds results in a dome and basin structure (Seghedi, 1983), a very typical outcrop pattern in the Bugeac Quartzites on the crests of the Bugeac and Crăcanelor hills.

### The Boclugea and Islamului Hills

In this area, the Boclugea Group is represented by the Pietroiu Mare Quartzitic Schists and the Dealul Islamului Muscovite Schists. The metamorphic foliation of rocks is involved in a suite of antiformal and synformal folds ( $B_3$ ), hundreds of meters long and 20-100 m wide, with axial planes steeply dipping NE or SW, oriented parallel to the Luncavița-Consul Fault (Pl. I).

In profile, the  $B_3$  folds are concentric in quartzitic schists and kink folds of chevron type in the pelitic rocks, but seldom concentric folds do also occur in the muscovite schists. The  $B_3$  folds are accompanied by the penetrative development of an axial-planar crenulation cleavage ( $S_3$ ), spaced at millimetric or centimetric intervals. In thin sections, the crenulation cleavage is very clear: in the muscovite schists, the  $S_2$  foliation is strongly crenulated (Pl. V, Fig. 4), while in the quartzitic schists the  $S_2$  foliation is rotated along  $S_3$  cleavages.

The structural pattern of the Boclugea Group in this area is the result of this deformational event ( $D_3$ ). The tight folding and the erosion on fold hinges creates the false impression of the previous authors that the Boclugea Group is a rhythmical flysch-type sequence of psammitic and pelitic rocks. It is obvious that the lithological layering parallels the  $S_3$  crenulation cleavages and not the bedding ( $S_0$ ), which has been completely obliterated during subsequent deformation and metamorphism. It is clear that the repetition of two distinct lithologies is the result of folding and not an indication of the depositional environment.

The  $B_3$  folds are micro and mesoscopic folds accompanying a major anticline with similar trending. Variations in dip directions of the mesoscopic folds are explained by their position on the main structure they are located on.

A later deformation of smaller intensity affects the  $B_3$  structures, only locally creating penetrative structures. The  $S_3$  cleavages are folded



along strike by small scale open folds ( $B_4$ ), or asymmetrical microfolds of kink type with no axial planar cleavage. The  $B_4$  folds trend NE-SW or N-S, with steeply dipping or nearly vertical axes. However, in thin sections, the  $S_4$  cleavages are easily observable, slightly crenulating asymmetrically the  $S_3$  crenulation cleavages (Pl. IV, Fig. 4).

### The Priopcea and Piatra Cernei Hills

On the crests of the Priopcea and Piatra Cernei hills, the Booclugea Group is limited by tectonic contacts : to the east, it is overthrust by highly mylonitic amphibolitic rocks of the Megina Group, while to the west it overthrusts the Cerna Formation ascribed to the Silurian by Mirăuță, Mirăuță (1962) (Figs. 2, 3). These tectonic lines have been reported by Mirăuță (1966) in the Priopcea Hill (as dip slip faults), but their continuity in the Piatra Cernei Hill was not remarked.

In the Priopcea and Piatra Cernei hills, the Booclugea Group consists of three formations : Priopcea Quartzites, Pietroil Mare Quartzitic Schists and Piatra Cernei Phyllites. Although in both hills the metamorphic foliation ( $S_2$ ) underwent the same sequence of deformational events, the map patterns are quite different.

In the Priopcea Hill, hundreds of meters long  $B_3$  folds trend ENE-WSW, with axial planes strongly inclined to the NE or SW (Pl. III, Fig. 1, 2). Mesoscopic folds accompany these major folds. Usually, the Priopcea Quartzites occur in the antiform cores, overlain by quartz-muscovite schists, while the graphitic phyllites lie in the synform cores. Near the spring on the northern slope of the Priopcea Hill, two tight antiforms (3 m in wavelength) are exposed, with Megina amphibolites in their cores, muscovite-quartzitic schists lying in the synform between them. However, the deformations of the Booclugea Group are more complex than they seem, since both on the northern slope of the Priopcea Hill and on the southern slope of Piatra Cernei Hill, the  $B_3$  folds deform the isoclinal folds or refold the relic hinges (Pl. II, Fig. 1). The wavelength of  $B_3$  folds ranges between 50-100 m in the W part of the hill and 150-200 m to the SE, being complicated by lots of micro and mesoscopic folds (concentric folds in quartzites, sometimes mullions (Pl. III, Fig. 1) or kink folds in phyllosilicate rich rocks, especially obvious in mesoscopic hinges). Both cross (Pl. III, Fig. 2) and longitudinal sections (Pl. II, Fig. 2) of  $B_3$  folds are particularly well preserved in the Priopcea Hill, as well as in the quarries in the northern end of the Priopcea Hill and in the southern Piatra Rîioasă quarry. Such folds can be seen in the walls of the two transverse galleries in the SE part of the Priopcea Hill. A divergent fan of fracture cleavages occurs frequently in the  $B_3$  antiform hinges of the Priopcea Quartzites, while muscovite-quartzitic schists and phyllites develop crenulation cleavages and small scale kink folds. This crenulation cleavage is very obvious in thin sections ; sometimes it folds the static biotite porphyroblasts in  $B_3$  microfold hinges (Pl. V, Fig. 1, 3).

Similar to the other areas described,  $B_3$  folding is followed by open folds normal to the strike of  $B_3$  folds. Consequently, open undulations on the strike of  $B_3$  folds, boudinage and doubly plunging mesoscopic folds occur. In the Priopcea summit, a large  $B_4$  synform over-



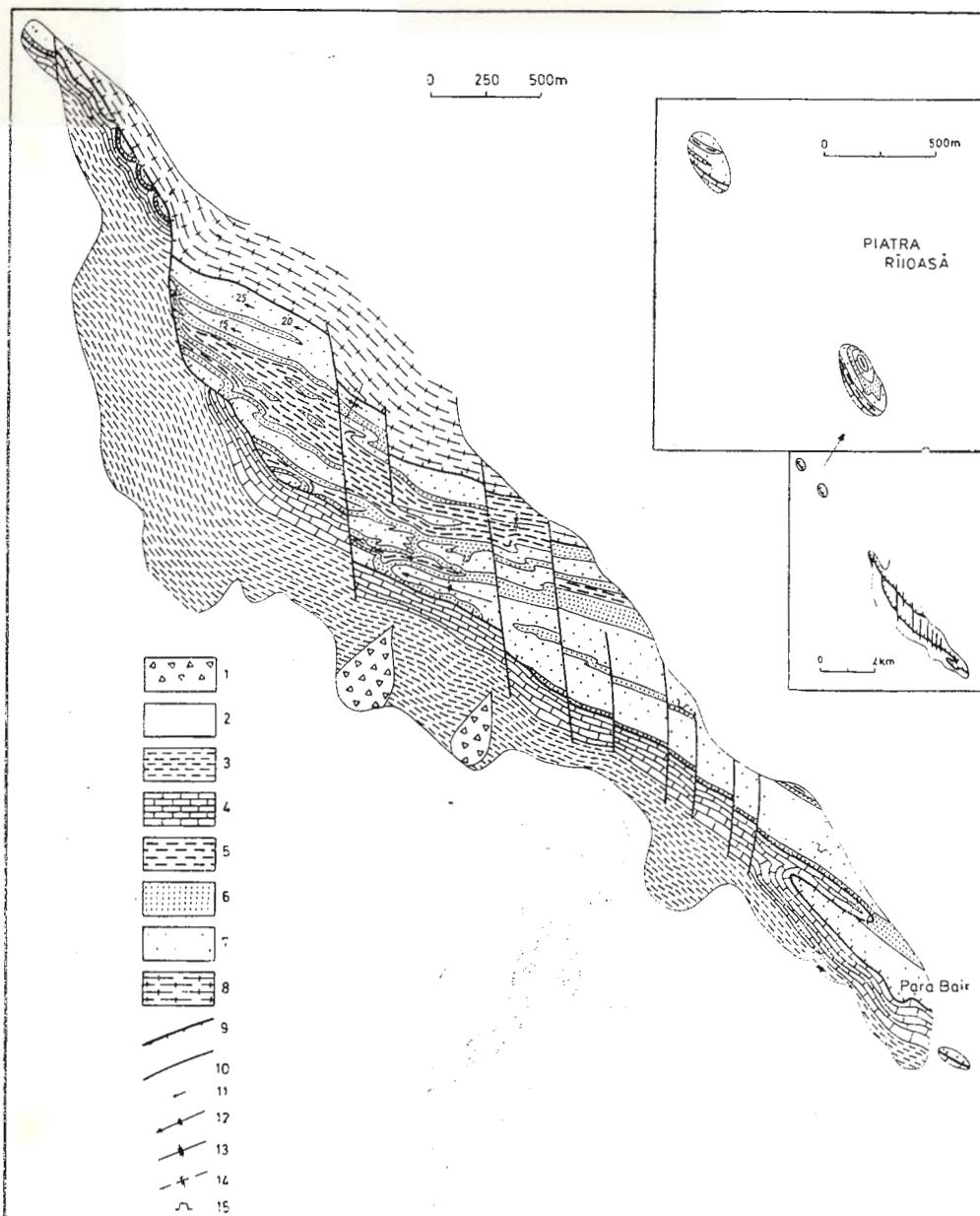


Fig. 2. — Geological map of the Priopcea Hill.

Quaternary : 1, debris fan ; 2, loess ; Cerna Formation (Silurian) : 3, grey slates+mica sandstones ; 4, grey pyritic limestones ; Boclugea Group : 5, Piatra Cernei Phyllites ; 6, quartz-muscovite schists ; 7, Priopcea Quartzites ; 8, Megina Group ; 9, thrust ; 10, fault ; 11, L<sub>2</sub> mineral lineation or B<sub>3</sub> microfold hinge ; 12, B<sub>3</sub> antiormal fold ; 13, B<sub>2</sub> synformal fold ; 14, B<sub>4</sub> synformal fold ; 15, gallery.

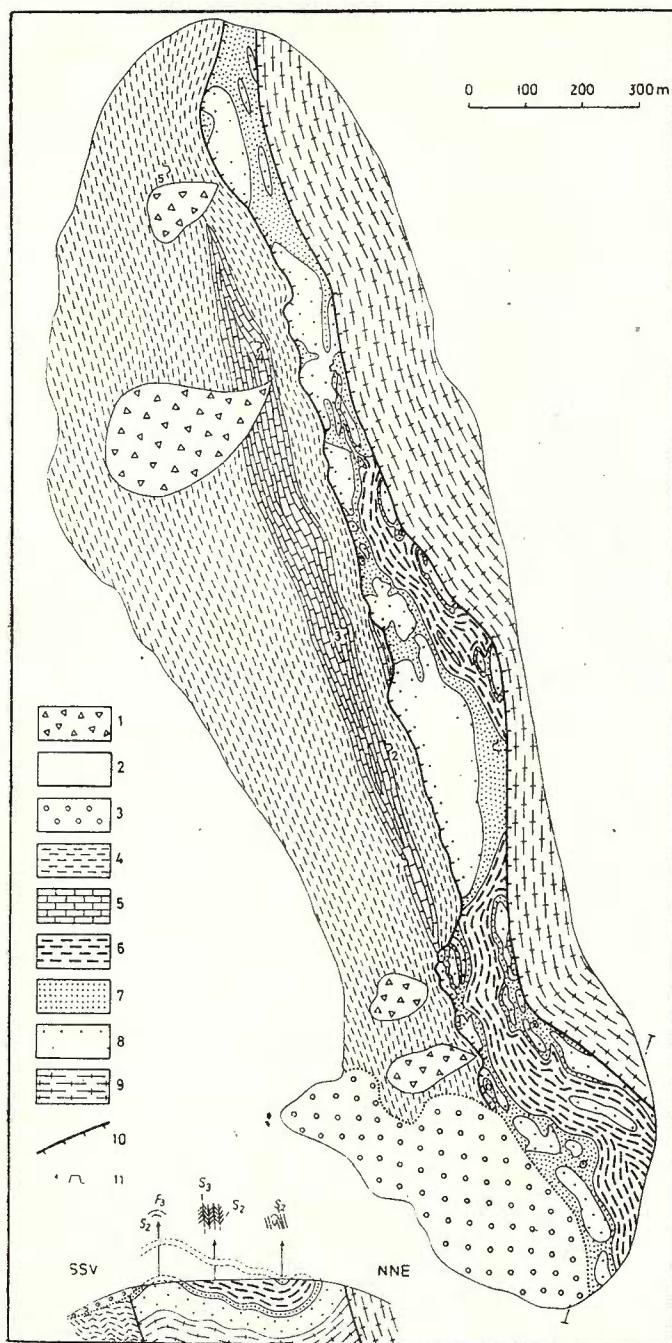


Fig. 3. — Geological map of the Piatra Cernei Hill.  
Quaternary : 1, debris fan ; 2, loess ; 3, Cenomanian ; Cerna Formation : 4, grey slates  $\pm$  mica sandstones ; 5, grey pyritic limestones ; Booclugea Group : 6, Piatra Cernei Phyllites ; 7, quartz-muscovite schists ; 8, Priopcea Quartzites ; 9, Megina Group ; 10, thrust ; 11, gallery.

printing a tight  $B_3$  antiform is exposed in Priopcea Quartzites (Fig. 2). It is possible that the great number of strike slip faults in the Priopcea crest are connected with the same deformations.

In the Piatra Cernei Hill, the Priopcea Quartzites occur in doubly plunging antiforms, with wavelength between 20-100 m, while the Piatra Cernei Phyllites lie in synform cores. The  $B_4$  folding is particularly obvious here, complicating a lot the mapping pattern of distinct lithological units.

The relationships of the Boclugea Group rocks to the Lower Paleozoic formations are visible on the western slopes of the Priopcea and Piatra Cernei hills, in the Vițelaru and Făcălețu quarries and in the Bugeac Hill.

The transverse galleries on the western slope of the Piatra Cernei Hill reveal strongly brecciated quartzites in the vicinity of highly compressed slates of the Cerna Formation. In the 2nd gallery, a horizontal contact between the Priopcea Quartzites (in the ceiling) and the Silurian slates (in the walls) is exposed on a length of 10 m.

On the northern and north-western slopes of the Priopcea Hill, Silurian siltstones underlie quartzites, quartz-muscovite schists of the Boclugea Group and Megina amphibolites. The penetrative slaty cleavage ( $S_1$ ) in the Silurian slates, usually striking NW-SE with steep NE dips is strongly deformed by asymmetrical kink folds, with the same NW-SE trends as  $S_4$  cleavage, but with much smaller dips (20-50° NW), parallel to the thrust plane. These kinks strongly fold the slaty cleavage in the vicinity of the thrust plane, diminishing in size to the west with increasing distance to the thrust. Intense mylonitisation affects the quartzites in N Priopcea and S Piatra Rîioasă quarries, where the Silurian carbonate sandstones are ultramylonitic.

In the Vițelaru quarry, the Priopcea Quartzites overlie the Silurian slates (Seghedi et al., 1980); the quartzites are highly mylonitic and brecciated along the contact. The short borings (Bacalu et al., 1970) in this quarry support the field observations that the Silurian slates are topped by the Priopcea Quartzites. The Priopcea Quartzites in the Vițelaru quarry lie in the core of an open synform, a situation similar to that in the Făcălețu quarry (Seghedi et al., 1980). These open folds are sure to postdate the thrusting of the Boclugea Group over the Lower Paleozoic deposits.

In the northernmost outcrops of the Bugeac Promontory, highly sheared black pyritic limestones are tectonically overlain by the Bugeac Quartzites. On lithological and petrographical accounts, these limestones have been ascribed to the Silurian Cerna Formation (Seghedi et al., 1980).

The age of the Boclugea Group, as well as the age of its metamorphism and overthrusting onto the Lower Paleozoic deposits are very important for a better understanding of the geological evolution of the Măcin unit.

Mirăuță (1966) accepted an Ordovician age for the Boclugea Group, by analogy with the Ordovician quartzitic sandstones from the Bordeiul Verde borehole (Moesian Platform), as well as on the following accounts: a sedimentary and metamorphic continuity between the



Megina and Boclugea Groups, and also between the latter and the Silurian deposits; since the Megina Group was assigned to the Cambrian, it seemed obvious that the Boclugea Group belonged to the Ordovician.

The geochronological evidence indicates the age of metamorphic and deformational events in these rocks. These data differ in Piatra Rîioasă quartzites (445 m.a., Mînzatu et al., 1975; 417 m.a., Giușcă et al., 1967) from those on sericite schists at Florești (Boclugea Hill) (508 m.a., Giușcă et al., 1967). Based on geochronological ages in the Piatra Rîioasă quarry, Ștefan (1966) considers the Taconic phase of the Caledonian orogeny responsible for the metamorphism of the Priopcea Quartzites. Giușcă et al. (1967) consider the same ages reset, assigning the rocks to the Baikalian cycle, while Patrulius et al. (1973) ascribe them to the Lower Cambrian (?).

The present knowledge of the Boclugea and Megina Groups, as well as of the Lower Paleozoic sequences of the Măcin unit suggest several conclusions:

- the relationships of the Boclugea Group to the Megina Group and the Silurian deposits are clearly tectonic;

- there is a clear discontinuity in metamorphic grade between Megina Group (staurolite zone, almandine amphibolite facies) and Boclugea Group (biotite zone, greenschist facies); there is no metamorphic continuity between the Boclugea Group and the Silurian slates (with a penetrative slaty cleavage in the latter pointing to the beginning of the very low grade stage of regional metamorphism);

- there is certainly no continuity in the sedimentation of the Boclugea Group and the Silurian deposits, the former being probably the basement of the latter;

- the Boclugea Group is a multiply deformed sequence; the main deformational event is connected with its low grade (greenschist facies) metamorphism, possibly synchronous with the overthrusting of the Boclugea Group onto the Megina Group rocks (in the Bugeac Hills) — a pre-alpine, probably pre-variscan, overthrust; the present structure of the Boclugea Group is the result of pervasive deformations of superficial type, not connected with regional metamorphism. These deformations involve the metamorphic foliation in upright folds with steeply dipping axial planes; a last event is represented by open or tight transverse folds with nearly vertical axes; their interference with the main upright folds gives rise to doubly plunging folds, to open microfolds of foliation along the strike (Priopcea and Boclugea hills), or to dome and basin structures (Bugeac and Piatra Cernei hills).

#### REFERENCES

- Bacală V., Predică L., Martinof Gh. (1970) Report, arch. IFLGS, București.  
 Giușcă D., Ivanovici V., Mînzatu S., Soroiu M., Lemne M., Tănăsescu A., Ioncică M. (1967) Asupra vîrstei absolute a formațiunilor cristaline din vîrlandul orogenului carpatic. Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., 12, 2, București.



- Mirăuță O. (1966) Contribuții la cunoașterea formațiunilor paleozoice din partea sudică a Munților Măcinului. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, 11, 2, 497-512, București,
- Mirăuță E. (1958) Report, arch. IGG, București.
  - Mirăuță E. (1962) Paleozoicul din partea de sud a Munților Măcin (regiunea Cerna-Hamcearca). *D. S. Com. Geol. XLVI* (1958-1959), 129-138, București.
- Mînzatu S., Lemne M., Vâjdea E., Tănăsescu A., Ioncică M., Tiepac I. (1975) Date geocronologice obținute pentru formațiuni cristalofiliene și masive eruptive din România. *D. S. Inst. Geol. LXI/5*, 85-111, București.
- Patrulius D., Mirăuță E., Mureșan M., Iordan M. (1973) Report, arch. IGG, București.
- Seghedi A. (1981) Pre-alpine structural elements in North Dobrogea. *Ann. IGG*, 59, București.
- Mirăuță E., Ghenea C., Ghenea A. (1980) Harta geologică a RSR, scara 1 : 50 000, foaia Măcin.
- Ștefan R. (1966) Report, arch. IGPSMS, București.

## METAMORFISM ȘI DEFORMARE ÎN SERIA DE BOCLUGEAN (DOBROGEA DE NORD)

(Rezumat)

Seria de Boclugea cuprinde succesiunile psamito-pelitice cu metamorfism de grad scăzut și polideformate ale unității de Măcin, reprezentate prin următoarele formațiuni: Cuartite de Priopcea, Cuartite de Bugeac, Filite de Piatra Cernei, Șisturi cuartitice de Pietroiu Mare, Șisturi micacee de Dealul Islamului. Vîrsta acestei serii este încă neprecizată în absența unor date paleontologice sau geocronologice concludente.

Foliația metamorfică a rocilor este rezultatul blastezei la nivelul izogradului biotitului sincron cu antrenarea formațiunilor în cute culcate izoclinale. Într-o fază ulterioară de metamorfism static cloritoidul și biotitul cristalizează peste foliația preexistentă. Imaginea structurală actuală a seriei de Boclugea este rezultatul deformărilor suprapuse ce au afectat foliația metamorfică, deformări intense dar de tip superficial, neînsoțite de metamorfism regional, ci de reorientarea mecanică a filosilicațiilor preexistenți. Faza principală a condus la cute verticale strînse sau izoclinale, deformate la rîndul lor, de cută largi, transversale, de asemenea verticale. Interferența acestor două sisteme de cutare determină fie structuri în domuri și bazine (dealurile Bugeacului, dealul Piatra Cernei), fie ondulații largi pe direcție ale cutelor majore verticale (dealul Boclugea, dealul Priopcea).



## EXPLANATION OF PLATES

### Plate II

Fig. 1. —  $B_2$  isoclinal fold refolded by  $B_3$  fold. Quartz-inuscovite schists, Piatra Cernei Hill.

Fig. 2. — Periclinal closure of  $B_3$  fold in Priopcea Quartzites, western slope of the Priopcea Hill.

### Plate III

Fig. 1. — Concentric folds ( $B_3$ ) in Priopcea Quartzites, western slope of the Priopcea Hill.

Fig. 2. — Quartz-muscovite schists involved in antiformal and synformal fold ( $B_3$ , cross section), Priopcea crest.

### Plate IV

Fig. 1. — Intrafolial microfold in graphitic phyllites, Bugeac Hill; N ||, 9 X.

Fig. 2. — Rootless intrafolial folds suggesting  $S_1$  transposition along  $S_2$ . Graphitic phyllites, Piatra Cernei Hill; N ||, 9 X.

Fig. 3. — Intrafolial folds refolded by  $B_3$  microfolds (along  $S_3$  crenulation cleavages). Quartz-muscovite schists, Priopcea Hill; N ||, 9 X.

Fig. 4. — Hinge of  $B_3$  kink microfold of the metamorphic foliation ( $S_2$ ); note the intense crenulation of the foliation in the phyllosilicate layers. Quartz-inuscovite schists, Islamului Hill; N ||, 9 X.

### Plate V

Fig. 1. —  $B_3$  microfolds crenulating the metamorphic foliation ( $S_2$ ) of quartz-muscovite schists, Piatra Râioasă quarry. N ||, 9 X.

Fig. 2. — Tight  $B_3$  microfolds of the metamorphic layering ( $S_2$ ) in quartz-muscovite schists. The spring on the northern slope of the Priopcea Hill. N ||, 9 X.

Fig. 3. — Intense crenulation of the metamorphic foliation ( $S_2$ ) by crenulation cleavages ( $S_3$ ); quartz-muscovite schists, the spring on the northern slope of the Priopcea Hill. Note biotite kinking (Bi) in the  $B_3$  microfold hinges. N ||, 9 X.

Fig. 4. — Crenulation of the metamorphic foliation in the Dealul Islamului Muscovite Schists, Boelugea Hill. N +, 9 X.



## GEOLOGICAL MAP OF THE BOCLUGEÀ AREA

0 250 500 750 1000m



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### DEFORMATIONAL AND METAMORPHIC HISTORY OF THE CARAPELIT FORMATION (NORTH DOBROGEA)<sup>1</sup>

BY

ANTONETA SEGHEDI<sup>2</sup>

*Carapelit Formation. Slaty cleavage. Slate belt. Shear zones. Folding phases. Dynamic metamorphism. Mylonites. Alpine orogeny. Variscan. Dobrogea — Northern Dobrogea — Măcin zone.*

#### Abstract

During the Sudetic phase of the Variscan orogeny, the Carapelit Formation (Lower Carboniferous) is involved in NW trending large scale folds. The very low grade metamorphism connected to this folding converted this formation into a slate belt. A pervasive slaty cleavage is the dominant structural element of the slate belt, but sedimentary structures, primary and diagenetic mineralogical assemblages are preserved.

Folding is succeeded by granite emplacement, creating thermal metamorphic aureoles within the Carapelit slates. Alpine dynamic metamorphism is restricted to narrow shear zones with mylonites, ultramylonites and blastomylonites. Both the slaty cleavage and the mylonitic foliation are overprinted by small scale kink folds, resulted during Kimmerian folding.

#### Résumé

*L'évolution déformationnelle et métamorphique de la formation de Carapelit (Dobrogea Septentrionale). Pendant la phase sudète de l'orogenèse varistique la formation de Carapelit (Carbonifère inférieur) a été entraînée dans des plis-*

<sup>1</sup> Received May 14, 1984, accepted for communication and publication May 14, 1984, presented at the meeting May 25, 1984.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș 1, R 19678, București, 32.



ments amples orientés NW. L'anchimétamorphisme associé a transformé cette formation-là dans un belt ardoisier. L'élément structural dominant est représenté par un clivage ardoisier pénétrant, mais les structures sédimentaires primaires et les associations minéralogiques diagénétiques se sont conservées.

Le plissement est suivi par la mise en place des granites qui engendrent des auréoles métamorphiques thermiques dans les ardoises de Carapelit. Le métamorphisme dinamique alpin est limité aux zones de cisaillement étroites contenant des mylonites, ultramylonites et blastomylonites. Tant le clivage ardoisier autant que la foliation mylonitique sont déformés par des petits plis en chevron générés pendant les plissements kimmériens.

The Carapelit Formation (Măcin Unit in North Dobrogea) consists of a sequence of detrital and volcaniclastic rocks deposited in adjacent continental environments during the Upper Devonian-Lower Carboniferous (Murgoci, 1914, Mirăuță, 1966) or in the Lower Carboniferous (Patrulius et al., 1973). The major folding of this formation resulted during the Sudetic phase of Variscan orogeny (Atanasiu, 1940, Mirăuță, Mirăuță, 1962). The very low grade metamorphism which accompanies the Sudetic folding was overprinted on large areas by thermal metamorphic effects of varying intensity, consequently to the intrusion of a suite of calc-alkaline and alkaline granitoid rocks emplaced (acc. to geochronological data, Mînzatu et al., 1975) since the Lower Carboniferous. Alpine dynamic deformations, mainly ductile, are limited to NW-SE trending mylonite zones.

### Phases of Folding

The NW-SE structural trend of Hercynian folds has been unanimously accepted (Murgoci, 1914, Rotman, 1914, 1917, Mirăuță, Mirăuță, 1962), while their structural style has been differently interpreted.

Rotman (1914) describes a suite of isoclinal folds with conglomerates in the anticline cores. Mirăuță, Mirăuță (1962) distinguish two large, symmetrical synclines — Blasova Syncline and Central Carapelit Syncline — with its western limb downthrown along the Ac Punar Fault (Murgoci, 1914).

Structural elements in the Carapelit Formation indicate two main folding events, successive in time and different in style, which have a different bearing on the present structural pattern.

During the main deformational phase — the Sudetic phase — prior to the emplacement of Lower Carboniferous intrusions, the Carapelit Formation is involved in major upright folds ( $B_1$ ), 200-300 m in wavelength, plunging 20-40°SE (Conaci Hill, Parâschiva creek, Martina creek, Cișmeaua lui Pomacu, Balabancea, La Patru Hectare hill) (Fig. 1). On the western slope of the Cetate hill (Fig. 2) the folds (100-150 m in amplitude) are slightly asymmetrical, with the western limb steeper, suggesting a wide limb of a larger scale structure. Mesoscopic concentric folds associated with  $B_1$  folds occur in places only in the hinge zones of the major folds (Fig. 3a, b, c; Pl. II, Fig. 1).



The second phase ( $B_2$ ) deforms the structural elements of the  $B_1$  folds, producing mesoscopic kink folds coaxial with  $B_1$  folds. In spite of their penetrative character,  $B_2$  folds have various sizes. Decimetric kinks have local occurrence (Fig. 3d; Pl. II, Fig. 2), but centimetric

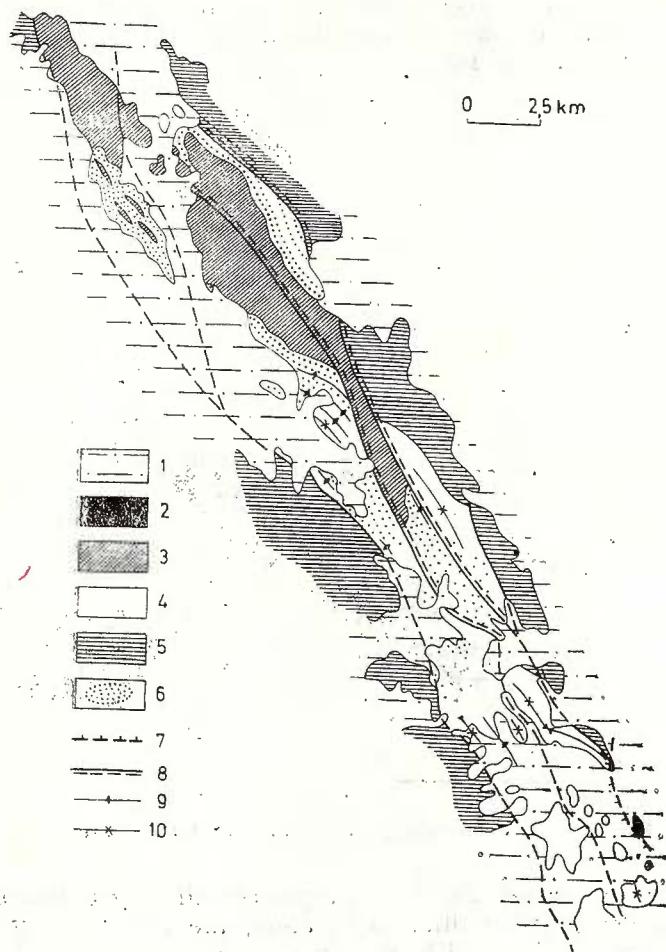


Fig. 1. — Structural sketch of the Carapelit Formation.  
1, loess; 2, Triassic; 3, Sudetic granites; 4, Carapelit Formation; 5, crystalline schists and granites; 6, thermal contact metamorphic zones; 7, alpine thrust; 8, strike-slip faults and mylonites; 9, anticlinal axis; 10, synclinal axis.

kinks are dominant, grading into open undulations of the cleavage along the dip, accompanied by horizontal or slightly inclined crenulations of the  $S_1$  planes  $L_{S_1/S_2}$  (Pl. III, Fig. 2). Kinks are usually asymmetrical (Fig. 3f; Pl. II, Fig. 2), but symmetrical ones do also occur (Fig. 3d, g), suggesting limbs and closures of larger scale folds which deform the

cleavage; conjugate kinks have seldom been noticed. Large folds of  $S_1$  cleavages, with wavelength of 100 m, are exposed in the Amzalar hill and on the northern slope of the Martina creek (Fig. 3d).

Starting with Murgoci (1914), numerous authors claimed the parallel trending of Variscan and Alpine folds; however, the style of Alpine folds has not been revealed yet, in spite of certain structural studies (Seghedi, 1983, 1984).

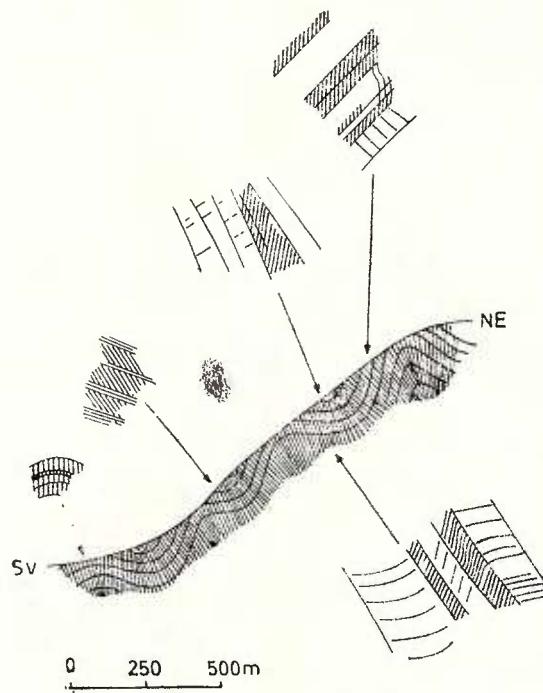


Fig. 2. — Cleavage fans in the Cetate Hill

In some exposures, the  $S_1$  cleavages are slightly deformed by open or tight mesoscopic undulations ( $B_3$ ) along the strike. They are asymmetrical or symmetrical, with axial planes trending NE-SW and almost vertical axes. Intersection of  $B_3$  fold closures with the  $S_1$  cleavages results in vertical or steeply dipping crenulations of the  $S_1$  planes (Fig. 3i). These last deformations are possibly Alpine, but their relationships to the  $B_2$  folds could not be observed.

#### *Structural Elements of the $B_1$ Folds*

The dominant structural element in most outcrops of the Carapelit Formation is the penetrative slaty cleavage ( $S_1$ ) related to folding in the Sudetic phase of Variscan orogeny. The only places where the cleavage is local are the outcrop areas of the Gc and Cm facies asso-

ciations (Seghedi, Oaie, 1984) (Fig. 4). Although sedimentary structures are well preserved in all lithologies, bedding is not a detachment plane (except the Gc facies association), the rocks split into plates or sheets along the  $S_1$  cleavage planes.

The cleavage is not axial planar, fanning in the fold closures; good exposures of cleavage fans occur mainly in fine and very fine grained sandstones in the Cetate and Muchia Carapelitului hills (Fig. 2). Cleavage refraction is frequent in areas with suitable lithological layering (CG and G facies associations).

On fold limbs, the angle between bedding and cleavage ( $S_0/S_2$ ) ranges between  $0-40^\circ$  (in very fine grained sandstones and siltstones) and between  $45-65^\circ$  in fine grained sandstones and conglomerates; in finer grain sizes,  $S_1$  surfaces are planar and closely spaced, while in the coarser grained rocks they are curved or sigmoidal (Fig. 4), occurring at larger intervals (millimetric or centimetric). Cleavage refraction is extremely important because it is the only way of determining the bedding in interlayered sequences where grain size differences between adjacent layers are so close that cannot be noticed in the outcrop.

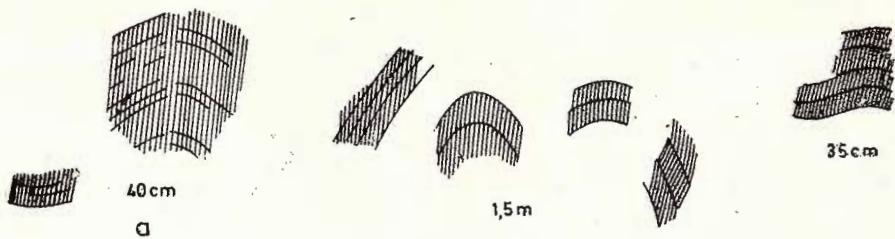
Several cleavage types have been revealed in thin sections, grading into one another as grain sizes or sedimentary structures change. Cleavage morphologies are described according to Williams (1972) and Borradaile et al. (1982):

- fracture cleavage, in conglomerates and volcaniclastic rocks;
- slaty cleavage, typical of siltstones and sandstones, consisting of irregular seams of opaque minerals truncating the clasts; the cleavages may be spaced, discontinuous and rough (Pl. V, Fig. 1, 3) or continuous, anastomosing, grading into parallel, smooth types (Pl. V, Fig. 2; Pl. VII, Fig. 1), related to grain size and matrix content of the rocks; the cleavage intensely crenulates the large detrital biotite or muscovite flakes arranged parallel to bedding; smaller flakes may be entirely reoriented along the cleavage planes.

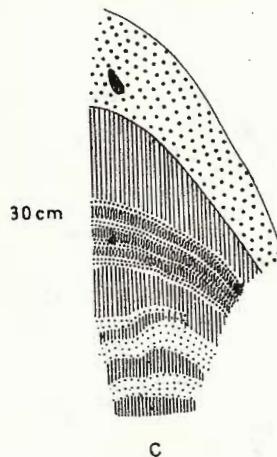
- differential foliation (the result of mineral segregation in the zonal cleavage, Borradaile et al., 1982) occurs in all grain sizes, usually parallel to the slaty cleavage (Pl. VI, Fig. 2); a colourless phyllosilicate occurs in fine grained oriented flakes, forming narrow, parallel zones, separated by microlithons wider than the zones; in siltstones and in the mudstone intraclasts the zones are wide and continuous. The detrital aspect of the clasts (subangular or subrounded shape) is preserved in sections both parallel and normal to the cleavage. A slight elongation of clasts along the  $S_1$  cleavage was rarely observed.

The Variscan metamorphism of the Carapelit Formation is of incipient type (Mirăuță, 1966) and the matrix in sandstones is frequently altered to a fine grained phyllosilicate (Drăgănescu, in Russo-Săndulescu et al., 1975). Thus, it is very difficult to evaluate how much of the phyllosilicates in the zones of differential foliation is the result of metamorphic blastesis or of rotation of diagenetic phyllosilicates in the matrix. Some thin sections suggest a preferential growth of phyllosilicates parallel to the cleavage, resulting in "phyllosilicate beards"; it is possible that at least some of the phyllosilicates on the foliation planes are metamorphic.

81



b



c

82

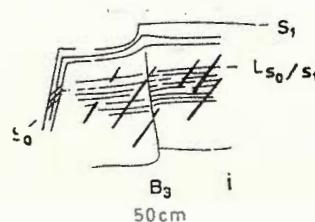
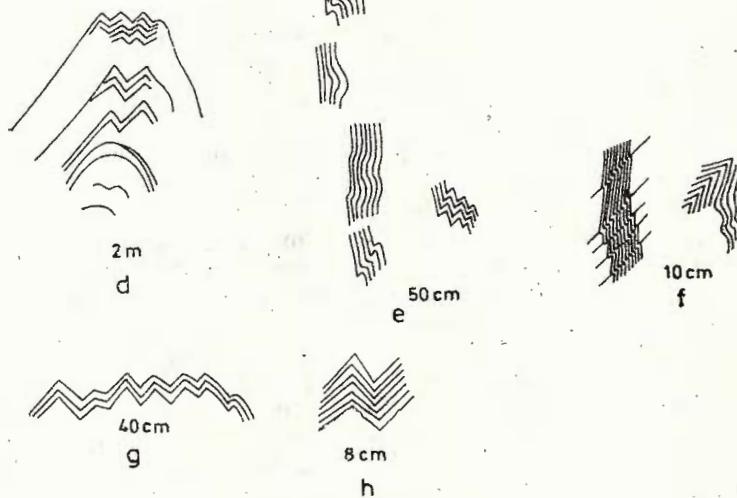


Fig. 3



Institutul Geologic al României

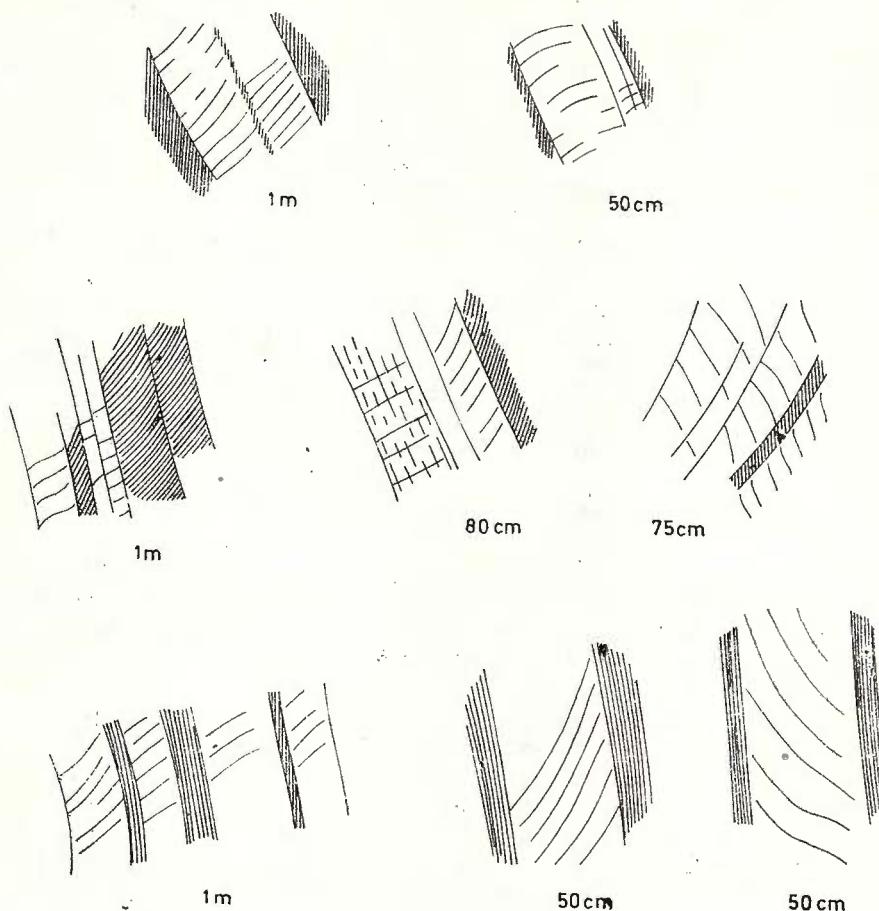


Fig. 4. — Cleavage refraction in fine-grained sandstones and siltstones (G. facies association).

For the moment, due to lack of X-ray data, it is not possible to identify the colourless phyllosilicate on the  $S_1$  cleavage and its crystallinity index, for a precise appreciation of the metamorphic zone. However, it can be stressed that the very low grade metamorphism (according to Winkler, 1976) of the Carapelit Formation favoured the preservation of primary and secondary (diagenetic overgrowth of authi-

Fig. 3. — Types of folds in the Carapelit Formation.

$B_1$  folds : a, concentric fold, Muchia Carapelitului ; b, concentric fold, Uzun Burun Hill ; c, fold hinges, Conaciu Hill ;  $B_2$  folds ; d, kink fold of  $S_1$  cleavage in siltstones, northern slope of the Martina creek ; e, conjugate kinks, Moroianu Hill ; f, asymmetrical kinks, Pietrele Mariei ; g, symmetrical kinks of the slaty cleavage in rhyolites, Amzalar Hill ; h, symmetrical kinks of cleavage in sandstones, Amzalar Hill ; i,  $B_3$  fold of  $S_1$  cleavage, Burghelaia Hill.

genic quartz or phyllosilicate oriented normal to clast surface) sedimentary structures, of primary textural aspects (subangular and subrounded clasts, clay matrix) and of sedimentary mineral associations : quartz, plagioclase, K feldspar, muscovite, chloritised biotite, lithic clasts. The rocks of the Carapelit Formation may be called slates due to the very low grade metamorphism. They constitute a NW trending slate belt in the eastern part of the Măcin unit.

### *Microstructural Aspects Related to the $B_2$ Folds*

No axial cleavage is related to  $B_2$  folds. Microscopic studies reveal that these folds slightly crenulate the differential foliation (Pl. VII, Fig. 1) (graded crenulation cleavage according to Boradaile et al., 1982). Reorientation of phyllosilicates along the crenulation cleavages occurs rarely. Most of the thin sections reveal just a low angle intersection of phyllosilicates disposed in two discontinuous zones.

### **Thermal Contact Metamorphism**

It is not the object of this study to describe either the various types of hornfelses resulted in the rocks of the Carapelit Formation undergoing the thermal influence of the Variscan granitoids, or the aspects of hydrothermal metamorphism, but some features must be underlined :

— detailed petrographical studies revealed that very low grade thermal metamorphism affects large areas of the Carapelit Formation (Fig. 1). In these areas the detrital shape of clasts is preserved, but some textural features are obscured, due to matrix recrystallization into a criptocrystalline or microcrystalline, quartz-feldspar aggregate, sometimes with tiny chlorite platelets or sparse, tiny epidote grains ;

— the most delicate sedimentary structures within some finely interlayered sequences, obscured by the cleavage in unaltered rocks, are spectacularly evidenced in hornfelses even in the albite-epidote hornfels facies, by cleavage obliteration, while metamorphic layering in hornfels is a consequence of initial rock composition variations (Pl. IV, Fig. 1-2) ;

— contact metamorphism in hornblende hornfels facies results in complete recrystallization of sandstones, but some primary structural aspects may be deduced from differences in grain size and mineral association in banded hornfelses ; even in these conditions, clasts of conglomerates (mainly vein quartz) are still preserved, with recrystallized margins.

### **Alpine Dynamic Metamorphism**

Mylonite zones recently revealed within the Carapelit Formation affect thermally metamorphosed rocks, suggesting an alpine age of these deformations (Seghedi, 1985).



In these mylonite zones, the structure, fabric and mineralogical associations of both regional and thermal Variscan metamorphism are overprinted by various products of dynamic metamorphism, mainly ductile and seldom brittle, sometimes accompanied by recrystallization and neomineralization.

These deformations resulted in mylonites, ultramylonites, in places blastomylonites, mainly at the expense of conglomerates. Unlike the  $S_1$  spaced cleavage which does not deform the clasts of the conglomerates, the mylonitic foliation is penetrative and continuous over the whole width of the mylonite zone, with a constant NW-SE strike and steep NW or SE dip. In an incipient stage, the clasts of the conglomerates are rotated and become rhombic. With increasing deformation, clasts become lenticular, while in ultramylonites they are entirely platy and smashed in the mylonitic foliation planes, occurring as distinctly coloured elongate patches. Microscopically, the mylonitic foliation is defined by thin layers of chlorite and muscovite with strong preferred orientation, wrapping the larger porphyroclasts; opaque minerals develop pressure fringes, quartz and plagioclase feldspars are subgranulated and cemented with fine grained quartz-chlorite or quartz-sericite aggregates, with polygonal quartz and oriented phyllosilicates. In sandstones, fine grained polygonal quartz recrystallizes at the clast contacts.

Blastomylonites occur in the conglomerates on the Negoiu creek; they consist of quartz, albite, muscovite, chlorites, epidote with strong preferred orientation, surrounding the eye shaped, polycrystalline quartz of the former clasts.

A model of imbricated thrust sheets, parallel to the Luncavița-Consul line, was proposed for the interpretation of the mylonite zones (Seghedi, 1985). An alternative model is that of a system of longitudinal faults, related to the initiation of the Triassic riftogenesis, faults which have been subsequently folded, during the Kimmerian events. This subsequent folding could account for the variations in the sense of dip of the mylonitic foliation.

### Conclusions

Detailed structural and petrographical studies within the Carapelit Formation reveal various deformational and metamorphic processes superimposed with distinct intensity and areal extent.

The major folding of the Carapelit Formation took place in the Sudetic phase of the Variscan orogeny (predating the emplacement of the Lower Carboniferous granitoids). Variscan folding resulted in a NW oriented slate belt, where the dominant structural element is the penetrative slaty cleavage coexisting with primary sedimentary structures, textures and mineral associations of the sedimentary rocks. Sudetic folds are large scale folds of concentric type, tight to open, with axial planes trending NW-SE, vertical or strongly inclined, with shallow axial plunges.

These structures are cut by granitoid intrusions, determining the formation of thermal aureoles with zoned structure. Very low grade



contact metamorphism makes up large areas within the Carapelit Formation, suggesting the existence of shallow intrusive bodies.

During the Triassic riftogenesis, the Carapelit Formation is involved into a system of NW trending longitudinal faults, marked by wide mylonite zones, where various products of dynamic metamorphism are accompanied by chlorite blastesis.

The Kimmerian events gave rise to small scale, kink type folds, which deform the previous structural elements (slaty cleavage and mylonitic foliation).

#### REFERENCES

- Atanasiu I. (1940) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Lucr. Soc. Geogr. „D. Cantemir“*, III, Iași.
- Borradaile G. J., Bayly M. B., Powell M. A. (1982) Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics, *Springer Verlag*, Berlin.
- Mirăuță O. (1966) Contribuții la cunoasterea formațiunilor paleozoice din partea sudică a munților Măcinului. Acad. R.S.R., *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, 11, 2, 497-512, București.
- Mirăuță E. (1962) Paleozoicul din partea sudică a Munților Măcin (regiunea Cerna — Hamcearca). *D. S. Com. Geol.*, XLVI, 129-138, București.
- Mînzatu S., Lemne M., Vâjdea E., Tănăsescu A., Ionciă M., Tiepac I. (1975) Date geocronologice obținute pentru formațiunile cristalofiliene și masive eruptive din România. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI/5, București.
- Murgoci G. (1914) Cercetări geologice în Dobrogea nordică cu privire specială asupra paleozoicului și tectonicii. *An. Inst. Geol. Rom.*, V, 2, 307-498, București.
- Patrulius D., Mirăuță E., Mureșan M., Iordan M. (1973) Report, Arch. I.G.G., București.
- Rotman D. (1941) Comunicare preliminară asupra întinderii, clasificării, repartitei și originii rocilor care alcătuiesc stratele din formațiunea de Carapelit în Dobrogea de nord-vest. *D. S. Inst. Geol.* V, 1-8, București.
- (1917) Masivul eruptiv de la Greci (jud. Tulcea, Dobrogea). *An. Inst. Geol. Rom.*, VII, București.
- Seghedi A. (1985) Variscan folding within alpine units of North Dobrogea. IGCP — Project 86, 4, Berlin.
- (1984) Prealpine structural elements in North Dobrogea. *An. Inst. Geol. Geofiz.* LVIII, București.
- Oaie Gh. (1986) Formațiunea de Carapelit (Dobrogea de Nord): faciesuri și structuri sedimentare. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/4, București.
- Russo-Sândulescu D., Berza T., Drăgănescu A., Seghedi A. (1975) Report, Arch. I.G.G., București.
- Williams P. F. (1972) Development of metamorphic layering and cleavage in low-grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *Am. J. Sci.*, 272, 1-46.
- Winkler H. G. (1976) Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer Verlag*, New York.



**EVOLUȚIA PROCESELOR DE DEFORMARE ȘI METAMORFISM  
ÎN FORMAȚIUNEA DE CARAPELIT  
(DOBROGEA DE NORD)**

(Rezumat)

Formațiunea de Carapelit (Carbonifer inferior) din unitatea de Măcin a Dobrogei de nord a suferit o evoluție complexă a proceselor de metamorfism și deformare, în cursul mișcărilor hercinice și alpine.

Structura majoră a formațiunii este rezultatul fazei sudețe a orogenizei hercinice, cutarea fiind însotită de dezvoltarea unui clivaj ardeziec penetrativ, cu variate aspecte morfologice. Metamorfismul hercnic de grad foarte scăzut a condus la formarea unui "slate belt", în care se conservă structurile și texturile sedimentare, asociațiile mineralogice primare și diagenetice; de-a lungul planelor de clivaj, are loc segregarea în benzi orientate și parțial blaseta unor filosilicati fini, incolori, din matricea recristalizată diagenetic.

Structurile sudețe sint străbătute de intruziuni granitoide calco-alcaline și alcaline, puse în loc, conform datelor geocronologice, începînd cu Carboniferul inferior. Ele determină dezvoltarea unor largi aureole termice, cele din partea sudică a masivului Greci avînd structura zonară. Metamorfismul de contact termic incipient mai păstrează angularitatea clastelor și evidențiază structurile sedimentare, prin ștergerea clivajului.

Metamorfismul dinamic alpin, predominant ductil, consecință a riftogenezei triasice, este limitat la zone milonitice înguste, cu alungire NW-SE și determină formarea unor tipuri variate de milonite, ultramilonite și blastomilonite.

Cutarea kimmerică a dat naștere unei generații de cufe de tip kink, de scară mică, ce deformează atât clivajul ardeziec, cît și foliația milonitică din zonele de metamorfism dinamic.

**EXPLANATION OF PLATES**

**Plate I**

Fig. 1. — Bedding/cleavage relationship in conglomerates (Balabancea).

Fig. 2. —  $S_0/S_1$  intersection in sandstones, Cerdak Hill.

**Plate II**

Fig. 1. —  $B_1$  microfold affecting medium-grained sandstones and siltstones, Conaciu Hill.

Fig. 2. — Asymmetrical kinks deforming  $S_1$  cleavage, Negoiu creek.

**Plate III**

Fig. 1. — Slaty cleavage in siltstones, Amzalar Hill.



Fig. 2. —  $B_2$  microfold hinges inducing  $L_{B_2/S_1}$  lineation on  $S_1$  cleavage planes in siltstones (Amzalar Hill).

#### Plate IV

Fig. 1. — Parallel and cross laminations in hornfelses, Racova creek.

Fig. 2. — Trough cross laminations in hornfelses on fine-grained sandstones, Aii Burun Hill.

#### Plate V

Fig. 1. — Discontinuous slaty cleavage ( $S_1$ ) in fine-grained sandstones ; N ||, 35 X.

Fig. 2. — Slaty cleavage ( $S_1$ ) intersecting  $S_0$  (laminations marked by opaque mineral concentrations) in sandstones ; N ||, 35 X.

#### Plate VI

Fig. 1. — Discontinuous slaty cleavage in siltstones marked by limonite films.

Fig. 2. — Differential foliation ( $S_1$ ) in sandstones, N X, 35 X.

#### Plate VII

Fig. 1. —  $B_2$  kink of  $S_1$  cleavage in siltstones ; note the intense crenulation of  $S_1$  in hinge area ; South Căprioara. N ||, 35 X.

Fig. 2. — Diagenetic overgrowths of quartz and phyllosilicates in sandstones. N ||, 35 X.

#### Plate VIII

Fig. 1. — Diagenetic phyllosilicate overgrowths on clastic grains in sandstones. N ||, 35 X.

Fig. 2. — Sedimentary micas strongly deformed by  $S_1$  cleavage ; N ||, 35 X.

#### Plate IX

Fig. 1. — Mylonitic sandstones ; N X, 35 X.

Fig. 1. — Mylonitic sandstones ; N X, 35 X.



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### UPPER CRETACEOUS FORMATIONS SOUTH OF RUSCHIȚA. PALEOTECTONIC SIGNIFICANCE<sup>1</sup>

BY

CAROL STRUTINSKI<sup>2</sup>

*Upper Cretaceous. Stratigraphic sequences. Retrograde metamorphism. Olistostrome. Continental-lagoonal deposits. Granodiorites. Mediterranean orogenesis. Ruschița. Rusca Montană.*

#### Abstract

Within the marine deposits of Upper Cretaceous age, that appear south of Ruschița, two lithostratigraphic sequences could be distinguished. The first covers the Cenomanian-Turonian time interval, while the second is of ? Upper Turonian-Campanian age. The last member of the first sequence is an olistostrome, which was subsequently overthrust by a metamorphic slice, on which the second sequence was then deposited. Both sequences, as well as the crystalline border of the marine basin are unconformably overlain by a continental-lagoonal formation of Maastrichtian age.

#### Résumé

*Formations du Crétacé supérieur situées au sud de Ruschița. Significations paléotectoniques.* La note porte sur le problème de la succession crétacée supérieure d'un périmètre situé au sud de Ruschița (massif de Poiana Ruscă), tel qu'on résulte des données lithostratigraphiques et tectoniques. Le but a été de

<sup>1</sup> Received March 2, 1983, accepted for publication April 6, 1983, presented at the Meeting of April 15, 1983.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, grupa geologică Cluj-Napoca, str. Cliniciilor, nr. 5-7, 3400, Cluj-Napoca.



relever la discordance existante dans la pile sédimentaire crétacée supérieure à un niveau, qui sur base des corrélations avec les sédiments de Rusca Montană datés paléontologiquement sont d'âge turonien supérieur. On fait également des précisions sur la base de la formation continental-lagunaire maestrichtienne de la région.

## Introduction

In a previous study Strutinski et al. (1981) accounted for the Supragetic thrust in the Poiana Ruscă Massif and for its Mediterranean (=Upper Turonian) age. The present study deals with the Upper Cretaceous deposits cropping out south of Ruschița (Fig. 1), especially

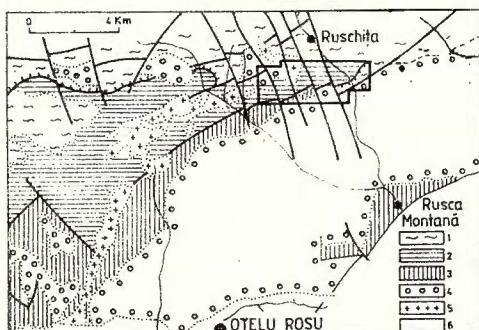


Fig. 1. — Geologic sketch-map showing location of the studied area. 1, crystalline schists; 2-4, Upper Cretaceous sedimentary rocks; 2, Cenomanian-Turonian; 3, ?Upper Turonian-Campanian; 4, Maastrichtian; 5, granodiorite bodies (banatites); 6, terrace deposits.

with their structural environment, in view of pointing out a main unconformity within the Upper Turonian or at the Turonian/Senonian boundary. It is worth mentioning that the most recent stratigraphic study on the Upper Cretaceous of the Rusca Montană Basin (Dincă, 1977) considers the sedimentation to be continuous during ?Albian-Campanian time.

Some lithostratigraphic remarks will concern the basal part of the Maastrichtian continental-lagoonal formation.

## 1. Pre-Maastrichtian Marine Formations

### 1.1. Observational data

In the studied area, the starting point of the author's investigations was the slice of diaphthorized mesometamorphic rocks known long before to crop out in the Ruschița and Capra Valleys (Fig. 2). It occurs undoubtedly in a sedimentary basin, its presence entailing very dif-

ferent interpretations (Dincă and Zimmerman, 1964; Kräutner and Kräutner, 1972). It is considered that this slice overlies a sedimentary member which represents the top of a sequence well noticed in the Ruschița Valley. The total thickness of the sequence is of at least 700 m. The lower part of it consists of quartz conglomerates and greyish-black micaceous sandstones, yielding a fossil fauna of Upper Cenomanian age (Dincă, 1977). The sandstones grade upwards into a series of marly limestones assigned to the Turonian according to microfaunal data and to the superposition principle. This formation is also widespread in the upper course of the Cucea Valley as well as in its left-side tributaries, where it was highly metamorphosed at the contact with the Cireșul granodiorite, at the expense of the marly limestones being generated skarns or calc-silicatic hornfelses (tactites), and sometimes marbles. In the Ruschița Valley, at the top of the marly limestones there are several silicolite interlayerings that have been noticed all along the Rusca Montană Basin (Dincă, 1977; Bucur et al., 1985), representing the sole marker on regional scale. Another marker, of only local importance, is represented by the marly limestones with metamorphic rock fragments and blocks. In the studied area they occur on a right-side tributary of the Fosile Brook. This peculiar level was first reported in 1973 from Varnița Valley and Pîrîul Rău (Strutinski and Balcu, 1973), more than 5 km to the west, where it occurs stratigraphically below the silicolite beds. Its presence in the studied area denotes the improbability of important lateral facies variations.

The last marly limestone horizons are overlain by an olistostrome formation (Strutinski et al., 1983), which consists of a black unbedded siltic-marly rock sequence of schistose-nodular aspect including paleontologically dated Cenomanian rock olistoliths at the top (Bucur and Strutinski, 1983). The latter are represented by calcarenites and sandstones which, beside an extremely rich lamellibranch and gastropod fauna, yield orbitolines otherwise unknown within the Rusca Montană Basin. The olistostrome is well exposed in the Ruschița Valley, in the lower course of the Capra Valley and in the upper course of the Fosile Brook, cropping out from below the metamorphic rocks mentioned above. Right below the contact, the olistostrome includes plenty of metamorphic rock debris and ferruginous (chamositic) oolites often fusiform due to syndepositional lamination, while the base of the metamorphic slice is highly brecciated and locally cemented by means of spilitized volcanic material. The cartographic contour of the contact between the two formations undoubtedly excludes the fault interpretation of Dincă and Zimmerman (1964), and, together with the other features, points to a low angle thrust. The occurrence of ferruginous oolites and of spilitic material implies a penecontemporaneous submarine basic volcanic activity, which possibly favoured the thrusting owing to the lubricating properties of its products.

The metamorphic rocks are overlain by sandstones and conglomerates preserved as small outliers in the area Fosile Brook — Capra Valley and in Tîlva Vîntului. In the source area of the Fosile Brook the sandstone fragments and blocks exhibit hollows resulted from dissolving of gastropod shells (? Nerinea).



In the western part of the studied region the Maastrichtian formation is well developed, mainly because of the fact that it appears in a sunken block, lowered by more than 1000 m down the dip of the Cireşu Fault (Fig. 2). In the Cucea and Porcul Valleys, from below

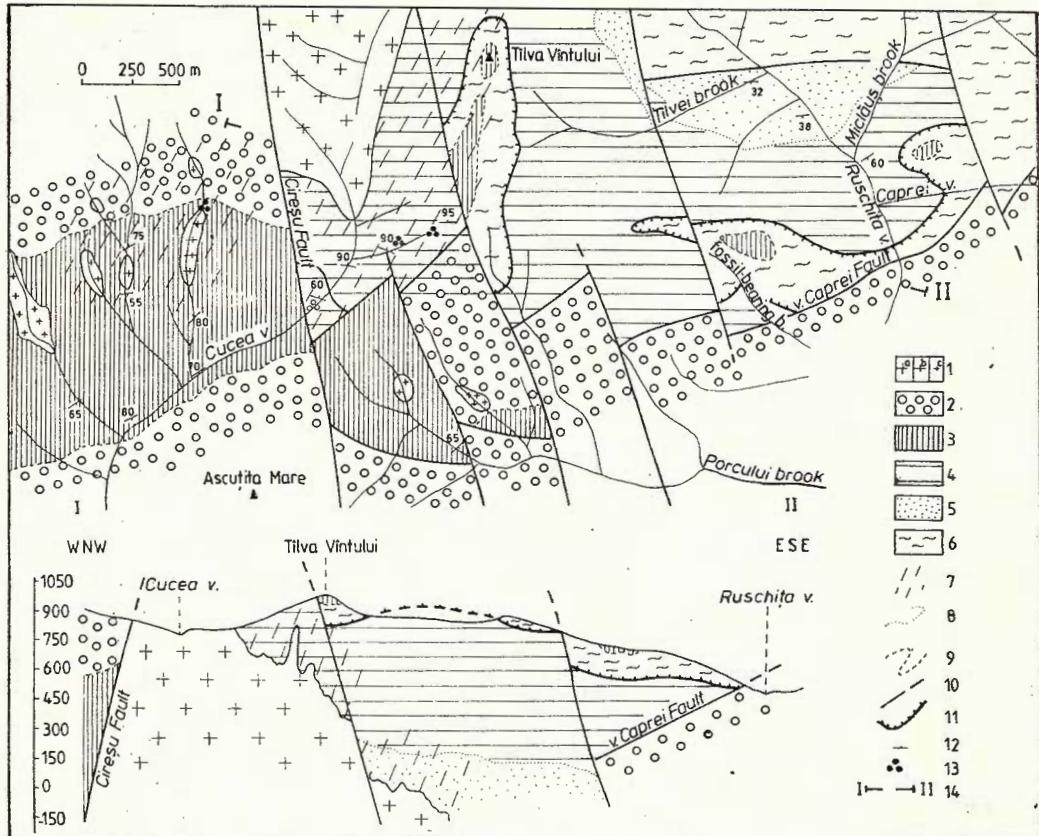


Fig. 2. — Geologic map of the area between Ruschița and Cucea Valleys.

1, eruptive rocks (banatites): a. granodiorites, b. granodiorite porphyries, c. dacites; 2, Maastrichtian: conglomerates, agglomerates, tuffs; 3, ?Upper Turonian-Campânián: conglomerates, sandstones, black clays, flysch deposits; 4, Turonian: marly limestones, resedimented formations (olistostrome); 5, Cenomanian: sandstones and conglomerates; 6, metamorphic rocks: diaphthorized and tectonized micaschists and gneisses; 7, contact metamorphism; 8, conformable lithostratigraphic boundaries; 9, unconformable geologic boundaries; 10, faults; 11, thrust planes; 12, bed strike; 13, base metal ores; 14, strike of geologic section.

the Maastrichtian deposits a sedimentary pile crops out which is wholly different from that exposed in the Ruschița Valley. The base of this sequence includes sandstones and conglomerates which seem to overlie a basement of brecciated metamorphic rocks. The initial features of the latter are difficult to recognize because of the intense thermal metamorphism they underwent. The sandstones and microconglomerates are overlain by a monotonous argillaceous sequence, followed by siltic-argillaceous, slightly calcareous rocks of black colour, with several

breccious conglomerate interlayerings abundant in fragments of dolomitic limestones and black clays with scarcely dispersed crystalline schist fragments as well. The black clay fragments resulted obviously through intraformational reworking, because such rocks are absent at lower stratigraphic levels. The clayey sequence is well exposed on all right-side tributaries of the Cucea Valley west of the Cireșul Fault and in the source area of the Porcul Valley. The clayey siltstones are overlain by flysch deposits, characterized by their extremely good rhythmicity. Medium-grained sandy rocks prevail, however. It is not obvious whether this sequence overlies conformably the clayey-siltic one or whether there is a slight unconformity in between. The flysch facies is well exposed in the middle course of the Cucea Valley and the upper course of the Porcul Valley. Both in the studied area and farther south, at Rusca Montană, where it shows similar features, the flysch series represents the last member of the Upper Cretaceous marine type deposits from the Rusca Montană Basin and it is transgressively overlain by the Maastrichtian basal conglomerate.

From the data presented above four conclusions, evolving from each other, may be inferred:

— the sedimentary sequence overlain by the metamorphic slice cropping out between the Fosile Brook and the Capra Valley is entirely different from the sequence overlain by the Maastrichtian basal conglomerate;

— therefore the metamorphic rocks under discussion should by no means be regarded as an olistolith embedded in the Maastrichtian basal conglomerate, as was suggested by Kräutner and Kräutner (1972); moreover, their relations with subjacent formations are clearly tectonic;

— the sandstone and conglomerate outliers overlying the metamorphic rocks are probably equivalents of the basal part of the sequence cropping out from below the Maastrichtian deposits;

— these conclusions call for the necessity to admit a stratigraphic discordance between the moment of closing of the olistostrome deposition and the moment of deposition of sandstones and conglomerates on the thrust metamorphic slice, a discordance which corresponds to the thrusting event.

### 1.2. Time assignment of the discordance

Because of insufficient biostratigraphic data available in the studied area we are compelled to refer to the data from Rusca Montană, from where Dincă (1964, 1977) reports the following faunal assemblage: *Inoceramus schloenbachi* Böhm, *I. cf. inconstans* Woods, and *Nowakites carezi* (Grossouvre). These specimens were yielded from the lower part of a marly horizon not thicker than 50-60 m which occurs between a coarse-grained conglomerate formation at the base and the mentioned flysch series at the top.

The quoted fauna is typical of Lower Coniacian, the specimen *Inoceramus schloenbachi* Böhm being considered a type species of Lowermost Coniacian (Szász, 1982). The conglomerate in the basement of the marly horizon is assigned, without paleontologic proof, to the Turo-Cenomanian (Dincă, 1964). Consequently, one should admit that Turo-

nian deposits are lacking at Rusca Montană and that the unconformity is placed between the conglomerates and the Lowermost Coniacian marls. However, the field relations seem to point to a conformity between conglomerates and marls, as had been previously mentioned by Dincă (1964). In this case, the conglomerates cannot be regarded any longer to be of Cenomanian age, but younger, probably of Upper Turonian-?Lowermost Coniacian age. That means that the unconformity should be placed at the Middle-Upper Turonian boundary or within the Upper Turonian. This would account for a sedimentation continuity during Upper Turonian-Coniacian only, but by no means during Turonian as a whole and Coniacian, as claimed by Dincă (1977) for the Rusca Montană Basin. Independent of the view adopted, it is obvious that the latter opinion is no more tenable at present. Moreover, a discordance placed within the Upper Turonian or at the Turonian/Senonian boundary may be related to the Mediterranean orogenic stage (Tollmann, 1964), the importance of which becomes more and more obvious in the South Carpathians. It is worth mentioning here the areas of Șopot (Pop, 1968), Hațeg (Pop et al., 1972) and Brezoi (Hann and Szász, 1985), where stratigraphic unconformities are known within this time interval, sometimes directly related to thrust tectonics (Brezoi).

Applying the conclusions mentioned above to the studied area south of Ruschița, the closing of the olistostrome deposition should be assigned to the Middle-Upper Turonian and the renewal of sedimentation firstly in a sandy-conglomeratic facies and then in a pelitic and flysch facies should correspond to the end of Upper Turonian and to the Lower Senonian.

## 2. Some features of the Maastrichtian formation

This formation is well developed south of the Valea Caprei Fault (Fig. 2). However, in the lowered block from the western part of the studied area, it also occurs north of it, overlying directly the crystalline schists that border to the north the Rusca Montană Basin. The sequence of the Maastrichtian continental-lagoonal formation, 3-4000 m thick, has been previously defined by Dincă et al. (1972), Dincă (1977) and Kräutner and Kräutner (1972, 1973); the present author's data regard only its basal part, cropping out in the studied area.

The first member of this formation is represented by a conglomerate built of dolomitic crystalline limestone fragments and crystalline schist fragments. The maximum thickness of this conglomerate appears west of Ciresul summit. It thins out to the south and to the west until complete disappearance. Above it appears, in an undefinable position due to outcrop lacking, a rhyodacite tuff thinning out to the west and south, similarly to the underlying conglomerate level. In the area of the Varnița Valley it forms a constant level, only 0.5-1.0 m thick. The overlying member, possibly ingressive, consists of a coarse-grained frequently breccious conglomerate built of fragments and blocks of epimetamorphic crystalline schists, with no fragments of dolomitic crystalline limestones. This conglomerate usually exhibits red sandstone interlayerings. Then follow (also ingressively?) the first pyroclastite



layers, which, unlike the lower tuff level, exhibit basic igneous components. Their maximum development occurs outside the studied area.

The occurrence of rhyodacite tuffs at the base of the Maastrichtian has not been mentioned yet. These tuffs are supposed to be consanguineous with the Cireșul granodiorite, being the volcanic equivalent of the latter. In this respect it is worth mentioning that in the lowered block west of the Cireșul Fault there appear only a few small apophyses of the granodiorite body, represented by near-surface facies (porphyritic granodiorites and dacites). In the Porcul Valley there are two small dacite bodies which evince the extension of the Cireșul granodiorite to the east, with interesting prospects regarding the occurrence, at depth, of base metal ore deposits similar to those reported from the Cucea Valley. The consanguinity of these dacites and of the Ciresul granodiorite has been recently pointed out by K-Ar ages of  $69.3 \pm 2.1$  and  $70.8 \pm 2.1$  Ma, respectively (Strutinski et al., 1986), which assign these rocks to the Lower Maastrichtian.

## REFERENCES

- Bucur I., Strutinski C. (1981) Rocile carbonatice cu Corallinaceae din Cretacicul superior al bazinului Rusca Montană. *St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Geologie*, 28, p. 85-93, Bucureşti.
- Strutinski C., Cucuruzan I. (1985) Formațiunile mezozoice din sud-vestul bazinului Rusca Montană. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/4, 59-76, Bucureşti.
  - Dincă Al. (1964) Asupra prezenței Senonianului inferior în bazinul Rusca Montană. *D. S. Com. Geol.*, XLIX/2, 173-175, Bucureşti.
  - (1977) Geologia bazinului Rusca Montană. Partea de vest. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LII, p. 99-173, Bucureşti.
  - Zimmermann P. (1964) Contribuționi asupra dislocației Tincova-Polom din partea de SW a masivului Poiana Ruscă. *D. S. Inst. Geol.*, L/2 (1962-1963), p. 41-48, Bucureşti.
  - Teodorescu M., Stilla Al. (1972) Despre vîrsta depozitelor continentale cu dinozaurieni din bazinile Hațeg și Rusca Montană. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LVIII/4 (1971), p. 83-94, Bucureşti.
  - Hann H. P., Szász L. (1985) Structura geologică a văii Oltului între Ciineni și Brezoi (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/5 (1983), Bucureşti.
  - Kräutner H. G., Kräutner Fl. (1972) Report, Arch. I.P.E.G. „Banat“, Caransebeș.
  - Kräutner Fl. (1973) Report, Arch. IPEG „Banat“, Caransebeș.
  - Pop Gr. (1968) Depozitele cretacic superioare din zona Sopot și semnificația lor paleotectonică. *Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Geol.*, 13/1, p. 189-200, Bucureşti.
  - Pop Gr., Neagu Th., Szász L. (1972) Senonianul din regiunea Hațegului (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LVIII/4, (1971), p. 95-118, Bucureşti.
  - Strutinski C., Balcu V. (1973) Report, Arch. I.P.E.G. „Banat“, Caransebeș.
  - Paica M., Bucur I. (1983) The Suprategic Nappe in the Poiana Ruscă Massif — an Argumentation. *An. Inst. Geol. Geophys.*, LX, 221-229, Bucureşti.



- Soroiu M., Paica M., Todros C., Catilina R. (1982) Preliminary Data on the K-Ar Ages of the Alpine Magmatites between Tincova and Ruschița (Southwestern Poiana Ruscă), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, p. 493-503, București.  
 Szász L. (1982) La signification biochronologique de la zone à *Inoceramus schloenbachi* J. Böhm en Roumanie et quelques problèmes de la limite Turonien-Coniacien. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/4 (1979), p. 119-130, București.  
 Tollmann A. (1964) Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 14 (1963), p. 81-83, Wien.

## FORMATIUNILE CRETACICULUI SUPERIOR DE LA SUD DE RUSCHIȚA. SEMNIFICATII PALEOTECTONICE

(Rezumat)

Sedimentarul cretacic superior al bazinului Rusca apare bine deschis într-un perimetru situat la sud de Ruschița. În absența unor date biostratigrafice, caracterele litostratigrafice și tectonica acestuia au fost luate în considerare pentru stabilirea succesiunii și a caracterului discontinuu al depozitelor.

1. *Formațiunile marine pre-maastrichtiene* alcătuiesc două cicluri de sedimentare cu caractere deosebite. Primul ciclu constă din următoarea succesiune: conglomerate și gresii de vîrstă cenomaniană, ce trece gradat la o serie marnocalcaroasă siltică, terminată la partea superioară printr-o formațiune de olistostromă. A doua succesiune începe de asemenea cu gresii și conglomerate, continuă cu o formațiune argiloasă, pentru ca să se încheie cu o serie flișoidă. Între cele două succesiuni se interpune o lamă subțire de șisturi cristaline retromorfe, care încalcă formațiunea de olistostromă, fiind acoperită transgresiv de gresiile și conglomeratele celui de-al doilea ciclu.

Intrucît la Rusca Montană, localitate situată la cîțiva kilometri sud de perimetru nostru, există argumente paleontologice care atestă vîrstă coniaciană a depozitelor din baza ciclului al doilea, întreruperea sedimentării și încălcarea cristalinului trebuie să fi avut loc în Turonianul superior, corespunzînd fazei orogene mediteraneene.

2. *Formațiunea continental-lagunară maastrichtiană* apare reprezentată în cadrul perimetrlui în special prin secvențele ei bazale. Astfel, peste un conglomerat a cărui notă caracteristică o constituie elementele de calcare dolomitice cristaline, apare un orizont de tufuri rio-dacitice, ce nu a mai fost menționat pînă în prezent în regiune. Deasupra acesteia urmează o stivă groasă de conglomerate brecioase, alcătuite din fragmente și blocuri de șisturi cristaline. În continuare urmează o succesiune vulcanogen-sedimentară a cărei dezvoltare maximă se poate urmări mai bine în afara perimetrlui nostru.

Datele radiocronologice efectuate pe roci banatitice din această regiune indică vîrste în jur de 70 m.a., ceea ce le plasează în Maastrichtianul inferior, existînd posibilitatea de a le corela cu orizontul de tufuri rio-dacitice.



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### RECONSIDÉRATION DE LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE RUSCA MONTANĂ ET SES IMPLICATIONS SUR LA TECTONIQUE DU MASSIF DE POIANA RUSCĂ<sup>1</sup>

PAR

CAROL STRUTINSKI<sup>2</sup>, HORST PETER HANN<sup>3</sup>

*Low metamorphism. Structural units. Tectonites. Metarocks. Lithofacies; Metagabbro. Monzonite. Dynamic metamorphism. Unconformity. Cretaceous. Tectonic relations. South Carpathians — Getic and Supragetic crystalline domains — Poiana Ruscă Mountains; Getic and Supragetic sedimentary domains — Rusca Montană area.*

#### Abstract

*Reconsideration of the Rusca Montană Geological Structure and Its Bearing on the Tectonics of the Poiana Ruscă Massif.* The weakly metamorphosed crystalline schists occurring SW of Rusca Montană exhibit features obviously distinct from those of the metamorphics assigned to the Sebeș-Lotru Series and are described as quartz-feldspar tectonites, partly recrystallized, including basic rock interbeddings marked by relict subophitic texture. Metagabbros, listwanitized in places and highly crushed nietamonzonites are also present. The rocks have undergone very low to low grade metamorphism. The Upper Cretaceous-pre-Maastrichtian deposits show an unconformity between the Cenomanian conglomerate formation and the Coniacian rocks. The metamorphic formations described are assigned to the Maciova-Straoni Unit which thrusts over the Getic Crystalline and its sedimentary cover, probably during the Upper Turonian. The Maciova-Straoni Unit and the Moniom Unit occurring to the west form the lower Supragetic Unit. This is overthrust by Bocșa and Tincova units. The Poiana Ruscă Crystalline represents a Supragetic unit which might correspond to the Timiș Nappe.

<sup>1</sup> Reçue le 30 mars 1984, acceptée pour être communiquée et publiée le 5 avril 1984, communiquée à la séance du 27 avril 1984.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, grupa geologică Cluj-Napoca, str. Cliniciilor, nr 5-7, 3400. Cluj-Napoca.

<sup>3</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș 1, 79678, București, 32.

## Résumé

Les schistes cristallins faiblement métamorphisés situés au SO de Rusca Montană présentent des caractères nettement dissemblables envers les métamorphites de la série de Sebeș-Lotru et sont décrits à titre des tectonites quartzo-feldspathiques, partiellement recristallisées contenant aussi des intercalations de roches basiques à structure relique subophitique. Outre celles-ci apparaissent également des métagabbros, parfois listvénitisés, et des métamonzonites intensément cataclasées aussi. Les roches ont subi un métamorphisme de degré très réduit à degré réduit.

Dans les dépôts crétacés supérieurs prémaestrichtiens se développe une discordance entre la formation conglomératique cénomanienne et les dépôts coniaiens. Les formations cristallines décrites appartiennent à l'unité de Maciova-Straoni qui chevauche le cristallin de l'unité gétique et sa couverture sédimentaire, probablement au cours du Turonien supérieur. L'unité de Maciova-Straoni représente, avec l'unité de Moniom située plus vers l'ouest, l'unité supragétique inférieure. Celle-ci est chevauchée à son tour par les unités de Bocșa et de Tincova. Le cristallin de Poiana Ruscă représente une unité supragétique correspondant éventuellement à la nappe de Timiș.

### 1. INTRODUCTION

Les plus récentes références et représentations cartographiques portant sur la géologie bien complexe des environs de la localité de Rusca Montană ont été faites dans les rapports géologiques par Dincă (in Răileanu et al., 1958, 1961) et par Dincă et al. (1963) dans les rapports de synthèse sur les roches banatitiques et les minéralisations polymétalliques associées du massif de Poiana Ruscă (Kräutner et Kräutner, 1972; Zimmermann et Zimmermann, 1978). Mentionnons aussi les recherches effectuées par Maier et al. (1975). Excepté les derniers auteurs, tous les autres considèrent qu'à Rusca Montană le cristallin de type Sebeș-Lotru supporte une succession de dépôts attribués aux suivants cycles de sédimentation : Jurassique moyen-supérieur, Cénomanien-Campanien et Maestrichtien. Seuls Maier et al. (1975) envisagent les apparitions de brèches des vallées de Cocina Mare et de Cocina Mică en tant que dépôts d'âge paléozoïque (Carbonifère supérieur ?) disposés transgressivement et d'une manière discordante sur les schistes cristallins de la série de Sebeș-Lotru et recouverts transgressivement par des dépôts céno-maniens.

Nos recherches des années 1979-1982 ont relevé que la situation est beaucoup plus compliquée. Cela est redéivable tant au fait qu'en plus de cristallin de Sebeș-Lotru apparaît également un cristallin à caractères nettement différents qu'à la mise en évidence d'une discordance stratigraphique au niveau du Turonien supérieur.



## 2. CRISTALLIN LÉGÈREMENT MÉTAMORPHISÉ AU SO DE RUSCA MONTANĂ

Celui-ci se développe sur une longueur de presque 2 km et une largeur maximum de 500 m, ayant une direction approximative EO, à l'ouest de la faille de Cireşu (Strutinski, 1986 ; failles de Măgura in Dincă, 1961) et au nord de la faille de la vallée de Straoni (Dincă, 1961). Il affleure dans les vallées de Straonii Mari, de Cocina Mică et de Cocina Mare. L'apparition de ce cristallin au nord de la faille de Lozna (Kräutner et Kräutner, 1972) qui délimite vers le nord le cristallin de Sebeş-Lotru est un premier indice dénotant qu'il s'y agit d'un terrain métamorphique à part. Un autre indice est celui mentionné dans le rapport de Zimmermann et Zimmermann (1978), à savoir que le long du cours supérieur de la vallée de Cocina Mare, dans le cristallin considéré de type Sebeş-Lotru, apparaît un niveau de métadiorites.

Nos recherches de détail ont révélé qu'il est question d'une série cristalline correspondant à un métamorphisme de degré fort réduit (Winkler, 1979) sur lequel se superpose un métamorphisme dynamique intense. On peut séparer dans cette série deux complexes bien dissemblables au point de vue pétrographique.

### 2.1. Complexe des tectonites quartzo-feldspathiques partiellement recristallisées (Hartschiefer sensu Spry, 1979)

Ce complexe comporte des mylonites et en quelques zones des brèches (vallée de Cocina Mare) mais formées aux dépens des mylonites. Les roches renfermées dans ce complexe, définies par leur structure cataclastique à mylonitique, sont constituées par des cristalloclastes de quartz menus et par du feldspath plagioclase (albite-oligoclase), rarement par du feldspath potassique, tous noyés dans une matrice recristallisée comprenant du quartz microcristallin, du feldspath alcalin, des minéraux écaillieux (chlorite, séricite), des minéraux opaques ou semiopaques  $\pm$  carbonates. Parfois, on observe plusieurs générations de matrice, les plus anciennes ayant la forme des lithoclastes anguleux dans la matrice, les plus anciennes ayant la forme des lithoclastes anguleux dans la matrice de la dernière génération. Du fait du métamorphisme dynamique très intense, des lithoclastes des roches primaires ne sont pas préservés. Les dimensions maximums des cristalloclastes varient entre 0,50 et 1,00 mm. Le carbonate, en général le dernier produit de cristallisation, varie quantitativement entre des limites très larges. Le rapport matrice/cristallo- ou lithoclastes est aussi fort variable, dû parfois à l'existence des bandes alternantes ou des passages latéraux allant des zones à caractères surtout cataclastiques à des zones mylonitiques avec prédominance de la matrice microcristalline et d'une foliation causée par l'orientation des paillettes de minéraux feuillettés ou bien à la disposition des files de minéraux opaques et semiopaques. D'après la composition de la roche, notamment la présence des minéraux reliques (quartz, feldspath plagioclase, feldspath potassique), la roche initiale au profit de laquelle se sont formées les tectonites a été peut-être une roche éruptive acide ou une roche métamorphique de type des porphyroïdes. L'absence, pratiquement, des minéraux écaillieux primaires nous porte à

considérer tout à fait improbable l'hypothèse que les tectonites se soient formées aux dépens des roches gneissiques de type de celles du cristallin de Sebeş-Lotru avec lesquelles elles viennent en contact tectonique (pl. I). Des arguments tels la fréquence de quelques albites en „tabelle d'échecs“ générées au cours de la tectonisation du feldspath potassique primaire (microcline) ou de l'idiomorphisme de certaines apatites primaires, rompues et courbées ultérieurement pendant les processus de métamorphisme dynamique dénotent qu'au moins quelques tectonites se sont formées aux dépens des roches granitiques.

Dans les tectonites quartzo-feldspathiques à matrice faiblement recristallisée, qui d'après la classification des roches métamorphisées dynamiquement de Spry (1979), correspondraient au terme de „hartschiefer“, apparaissent par endroits des niveaux de roches basiques exemptes de quartz, formées aux dépens de certains tufs ou de coulées diabasiques. L'importance de ces roches réside dans le fait qu'elles nous fournissent des données sur leur degré de métamorphisme. La paragenèse caractéristique est constituée de quartz, chlorite, carbonates, actinolite, ilménite ou titanite et pyrite. Apparaît également un minéral qui vu ses dimensions petites ne peut pas être déterminé avec précision : clinozoïsite ou pumpellyite. En association avec celui-ci se développe rarement un minéral — disposé exclusivement sur des fissures — la lawsonite, semble-t-il, si l'on envisage ses caractéristiques optiques déterminées (couleurs de birefringence du Ier et du II<sup>e</sup> ordre, relief moyen, biaxe positif). La structure de la roche en question est subophitique-relique. Suivant Shelley (1975) la lawsonite est fréquemment signalée dans les roches métamorphiques qui ont préservé leur structure pré-métamorphique, indice qui soutient notre opinion.

## 2.2. Complexe des métagabbros et des métomonzonites cataclasées

Les roches de ce complexe, décrites pour la première fois par Zimmermann et Zimmermann (1978) à titre de métadiorites, sont nettement délimitées du complexe des tectonites quartzo-feldspathiques et se caractérisent par une structure magmatique holocrystalline, équigranulaire, qui a subi peu de transformations au cours du métamorphisme régional qui les a affecté. Le métamorphisme dynamique a produit en échange d'intenses phénomènes de cataclase et de mylonitisation. Au point de vue pétrographique on distingue deux types de roches apparaissant sous forme de bandes alternantes (? schlieren). L'un a une composition gabbroïque, l'autre monzonitique, parfois même siénitique. Les bandes les plus minces observables en lames minces ont une épaisseur de 7 à 8 cm. Le contact entre ces deux types de roches est toujours très net, pas droit plutôt irrégulier, à fréquents entrecroisements et ondulations.

2.2.1. *Les gabbros* sont formés par feldspath plagioclase (55 à 65%), pyroxène monoclinique (sous 25 à 32%), hornblende brune (10 à 15%), ilménite (sous 1%), sporadiquement apatite. Parfois, ces minéraux se



sont conservés presque non altérés, mais d'habitude ils ont subi des transformations intenses, qui dans les cas extrêmes ont mené à l'altération complète de l'identité de la roche initiale. Le plagioclase basique est totalement transformé, en préservant toutefois ses contours hipidiomorphes. Au profit de lui s'est formé un plagioclase acide (albite et/ou albite-oligoclase), des minéraux du groupe de l'épidote, de la séricite, parfois du carbonate. Le pyroxène est une augite, variété diallage. Il est souvent corrodé par la hornblende brune qui le contourne ou apparaît en tant que nids à l'intérieur des cristaux. D'une manière secondaire, il est transformé en actinolite fibreux et ultérieurement carbonaté. La hornblende brune apparaît comme un produit de corrosion magmatique du pyroxène. Elle est aussi transformée en actinolite. L'ilménite apparaît sous forme de granules à contours fort irréguliers. Partiellement il est transformé en leucoxène ou titanite. Parmi les minéraux secondaires, le carbonate est développé le plus souvent sur des fissures et à une transformation plus avancée de la roche il remplace les fémiques, partiellement le plagioclase aussi. En bien des cas, il en résulte même une roche listvénitique comportant rien que du carbonate et peu du quartz secondaire. De telles transformations sont fréquemment signalées dans les massifs serpentinitiques, telle la région d'Eibenthal-Baia Nouă (Udubaşa, 1970). Les déterminations diffractométriques ont relevé que pour notre cas le carbonate est représenté par dolomite. La chlorite apparaît comme nids ou zones lentilliformes dans les variétés cataclasées intensément mylonitisées. On l'a aussi remarqué sur des fissures des pyroxénites et des plagioclases. Toujours sur des fissures on a observé isolément de la prehnite.

2.2.2. *Les monzonites* sont constituées de plagioclases, feldspath potassique transformé en albite „tablette d'échecs“, orthose, fémiques actinolitisées ou chloritisées et sporadiquement ilménite. Le plagioclase forme des cristaux à habitus tabulaire ou prismatique et à contour hipidiomorphe ou xénomorphe. On rencontre souvent des cataclasées des cristaux et des ploiemts des planes de macle de type albite. Il apparaît d'habitude trouble grâce aux minéraux d'altération (carbonate, minéraux du groupe de l'épidote, etc.). On n'a pas observé des zonations. Le feldspath potassique, quand il n'est pas transformé en albite „tablette d'échecs“, semble avoir (aux mêmes dimensions que le plagioclase) des contours de degré d'idiomorphisme plus élevé. Exceptionnellement il peut former des microcristaux de 3,10/1,90 mm. Il est maclé fréquemment d'après la loi Karlsbad et apparaît criblé par des minéraux secondaires. Par contraste avec lui, l'albite „tablette d'échecs“ est beaucoup plus claire, en représentant un produit de substitution du microcline qui caractérise les zones intensément affectées du point de vue tectonique (Voll fide Smith, 1974). Parmi les fémiques se sont conservés exceptionnellement des reliquats de hornblende brun verdâtre. D'ailleurs, les fémiques qui apparaissent bien subordonnés quantitativement par rapport aux feldspaths, sont tout à fait transformés

en agrégats fibreux d'actinolite, plus rarement en chlorite. Outre les minéraux secondaires susmentionnés apparaît aussi du quartz le long des fissures ou comme plages secondaires dans la masse de la roche

### 2.3. Degré de métamorphisme

Les roches quartzo-feldspathiques ne peuvent pas nous fournir des données sur le degré de métamorphisme des complexes décrits. Il s'agit, bien entendu, d'un métamorphisme de type régional qui a précédé celui cataclastique. Dans le cas des roches météruptives basiques il est question d'une situation à part. Premièrement, parce que ces roches ont été moins cataclasées que les roches de composition quartzo-feldspathique, dû peut-être à l'absence du quartz, comme principal minéral cassant, de leur composition. Cela a fait que leur structure d'avant le métamorphisme dynamique soit préservée le plus souvent. Cette structure est à son tour une relique pré-métamorphique, respectivement hipidiomorphe-granuleuse pour les roches gabbroïdes et monzonitiques ou bien subophitique pour les métadiabases. En plus de ces minéraux reliques, ces roches comportent une association caractéristique : albite-actinolite-chlorite-carbonate. Elle est commune autant au métamorphisme de degré réduit dans le faciès des schistes verts (basse température) qu'à celui de degré très réduit et de pression moyenne, caractérisé par la présence de la lawsonite ou de la pumpellyite (Winkler, 1979). Nos observations préliminaires, qui doivent être vérifiées, semblent indiquer aussi la présence de la lawsonite, éventuellement même de la pumpellyite pour les roches en question. Prenant aussi en considération les indices structuraux, nous envisageons les schistes cristallins du SO de Rusca Montană comme appartenant à la zone lawsonite/pumpellyite-albite-chlorite d'un métamorphisme de degré très réduit, avec possibilité de passage vers la zone clinzoïzite-albite-actinolite-chlorite d'un métamorphisme de degré réduit.

### 3. CARACTÈRE DISCONTINU DES DÉPÔTS CRÉTACÉS SUPÉRIEURS PRÉMAESTRICHTIENS DE RUSCA MONTANĂ

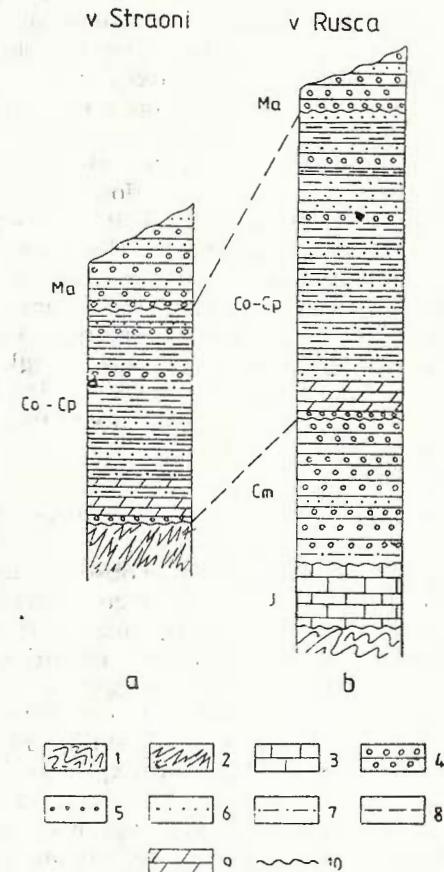
La succession des dépôts sédimentaires de Rusca Montană (fig. et pl.) débute par des calcaires blanc gris finement cristallins, peut-être jurassiques, sur lesquels reposent d'une manière discordante une série conglomeratique grossière (d'environ 250 à 300 m). Suit une série marneuse de presque 60 à 80 m, surmontée par une succession flyschoïde gréso-argileuse. Ces dépôts sont recouverts d'une manière discordante par une formation volcanogène-sédimentaire à caractère de molasse qui débute par un conglomérat basal. Dincă et al. (1963) considèrent les conglomérats de dessus des calcaires jurassiques d'âge cénonien et attribuent la série marneuse au Turonien-Coniacien, la série flyschoïde au Santonien-Campanien et la formation volcanogène-sédimentaire au Maestrichtien. Ces auteurs supposent aussi qu'il y a une continuité de sédimentation entre les dépôts cénoniens et les dépôts santoniens campaniens. De vrais arguments portent sur l'âge



envisageant seulement la partie inférieure de la série marneuse. Dincă (1964, 1977) y cite une macrofaune à *Inoceramus schloenbachi* Böhm, cf. *inconstans* Woods et *Nowakites carezi* (Grossouvre). Cette faune caractérise le Coniacien inférieur, la forme *I. schloenbachi* en indiquant même le Coniacien basal (Szász, 1982). Les éléments de microfaune confèrent au même intervalle stratigraphique l'âge turonien supérieur-

Fig. — Colonnes stratigraphiques dans la région de Rusca Montană.

1, cristallin gétique ; 2, cristallin de Maciova-Straoni ; 3, calcaires ; 4, conglomérats ; 5, microconglomérats calcaires ; 6, grès ; 7, grès fins argileux ; 8, argiles gréseux ; 9, marnes ; 10, discordance ; J — Jurassique ; Cm — Cénomanien ; Co-Cp — Coniacien-Campanien ; Ma — Maestrichtien.



coniacien (Bucur, Strutinski, 1982). Vu les considérants exposés antérieurement par l'un des auteurs (Strutinski, 1986), une continuité de sédimentation Cénomanien-Turonien-Sénonien inférieur et moyen de la région de Rusca Montană semble totalement improbable. Nos recherches récentes ont confirmé cette supposition. On a ainsi identifié dans la base de la formation marneuse un niveau d'eau moins 5 à 10 m d'épaisseur, constitué d'une roche qui lithologiquement ressemblerait à un microconglomérat dont les éléments sont non classés et anguleux, étant représentés principalement par du quartz et des roches marnocalcaires ainsi que par des feldspaths et par divers bioclastes (fragments

de bryozoaires, algues corallinacées, échinodermes et d'autres). Le liant de la roche est carbonaté, et comme caractéristique, contient dans sa masse de la glauconie. Englobés dans la masse microconglomératique apparaissent par endroits, distribués chaotiquement, des blocs de schistes cristallins parfois décimétriques. Ces caractères différencient ce type de roche des conglomérats sous-jacents d'âge cénomanien, dont le liant est d'habitude une matrice argileuse-micacée ou quartzitique. De plus, les particularités texturales de la roche indiquent des phénomènes de coulée en état plastique, lui conférant un caractère de „wildflysch“ ou d'olistostrome. Ces différences ne sont pas toutefois des arguments qui pourraient justifier l'existence d'une discordance entre ces deux types de conglomérats, raison pour laquelle elle a passé longtemps inaperçue. Péremptoire pour son identification c'est la détermination du même niveau microconglomératique dans le bassin de la vallée de Straoni, au SO de Rusca Montană, là où il recouvre d'une manière discordante le cristallin décrit ci-dessus (fig. a). Indifféremment des autres manières d'envisager le soubassement cristallin de ces deux zones, l'identification du même niveau dans les deux zones d'une part et l'absence des conglomérats cénomaniens dans le bassin de la vallée de Straoni d'autre part, nous mènent à reconnaître l'existence d'une discordance entre la formation conglomératique cénomanienne et les dépôts succédant dans la coupe de Rusca Montană, dépôts qui débutent par le Coniacien, englobant éventuellement à leur base le Turonien terminal.

#### 4. IMPLICATIONS TECTONIQUES

Les récentes données d'observation présentées dans cette note loin d'entrer en conflit avec l'image structurale du massif de Poiana Ruscă résultée à la suite des données recueillies du flanc septentrional du bassin de Rusca Montană (Strutinski et al., Strutinski, 1986) apportent de nouveaux arguments en sa faveur, l'approfondissant et l'intégrant mieux dans la structure générale des Carpates Méridionales. En ce sens, le cristallin faiblement métamorphisé identifié au SO de Rusca Montană explique la nature des processus qui ont conduit à la constitution de la structure du massif tandis que la discordance mise en évidence apporte des précisions sur le moment paroxysmal de ces processus. Quant au cristallin faiblement métamorphisé, il présente des ressemblances jusqu'à l'identité avec le cristallin de Maciova où on a rencontré des métaacidites et des métagabbros (Kräutner et Kräutner, 1972 ; Zimmermann et Zimmermann, 1978). C'est pour cette raison que nous considérons que les deux apparitions de cristallin représentent l'un et le même complexe, appartenant à l'unité tectonique de Maciova-Straoni (Strutinski et al., 1984). Le fait que dans le domaine géétique ne se développent pas des formations cristallines du type de celles décrites ainsi que l'évolution postmétamorphique particulière (dans la zone de Rusca Montană le cristallin géétique supporte des formations jurassiques et cénomaniennes inconnues dans la zone de la vallée de Straoni) exclut, selon notre opinion, la possibilité de rattacher le cristallin légèrement métamorphisé à l'unité gé-



tique. Le métamorphisme dynamique intense affectant cette unité (il peut être observé même à Maciova, mais d'une intensité plus réduite) est en échange un important indice pour son chevauchement sur le cristallin de l'unité gétique et sa couverture sédimentaire. Le moment de ce chevauchement correspond à la discordance mise en évidence, située probablement dans le Turonien supérieur, si on tient compte de l'âge coniacien+turonien terminal de la partie inférieure de la formation marneuse. Cette formation se dispose transgressivement aussi bien sur les congolomérats cénomaniens de l'unité gétique que sur le cristallin de l'unité de Maciova-Straoni. On pourrait dire que le cristallin faiblement métamorphisé fallait être retrouvé à Rusca Montană aussi, à savoir au lieu de la discordance même, respectivement en chevauchant les congolomérats cénomaniens et étant recouvert — tout comme dans la vallée de Straoni — par les dépôts marneux à niveau basal microconglomératique. Le fait que la situation ne se présente pas d'une telle manière peut être facilement expliqué en admettant un important mouvement de décrochement le long de la faille de Cireşul, le compartiment ouest subissant un déplacement relatif vers le sud, mis en évidence aussi par le pas de plus de 2 km du niveau repère de la coullée de l'andésite de Rusca des dépôts maestrichtiens (voir la carte de Kräutner et Kräutner, 1972). Ce pas, semble-t-il, est beaucoup plus important pour qu'il soit le résultat d'une faille ordinaire. Par suite de ce mouvement de décrochement, le front de la nappe de Maciova-Straoni du compartiment ouest a été beaucoup déplacé vers le sud, étant maintenant confiné tectoniquement avec le compartiment où la nappe, soit, elle n'est plus arrivée dans son avancement vers le sud, soit, elle a été érodée même avant le dépôt des formations coniaennes. Par conséquent, il est à supposer que les formations cristallines du domaine gétique et leur couverture sédimentaire (Jurassique, Cénomanien+Turonien) se développent dans le soubassement du bloc tectonique où affleure à présent le cristallin de Maciova-Straoni, chevauchées par celui-ci. Cette interprétation est illustrée dans la planche.

##### 5. CORRÉLATION DES UNITÉS STRUCTURALES DE POIANA RUSCA DE L'OUEST DES MONTS DU BANAT

Les considérations antérieures et les nouvelles données d'ordre tectonique recueillies de la zone de Moniom-Dognecea des monts du Banat (Iancu, 1985) nous conduisent à reconsiderer les interprétations structurales antérieures (Strutinski et al., 1983). Compte tenu des caractéristiques de l'unité de Maciova-Straoni, on peut affirmer qu'elle ressemble, tant pétrographiquement que du point de vue de la position structurale, à l'unité (nappe) de Moniom, considérée par Iancu (1985) comme représentant l'unité supragétique inférieure. Iancu sépare dans la dernière une formation volcano-sédimentaire, de Valea Satului, qui comporte des gabbros et des diorites-granodiorites déformées et recristallisées dans les conditions du faciès des schistes verts. L'unité de Moniom chevauche vers l'est-sud-est la nappe de Reşiţa

(Năstăseanu, 1978) qui appartient du point de vue paléogéographique à l'unité géтиque. Par analogie, on a montré que l'unité de Moniom-Straoni chevauche vers le sud l'unité géтиque.

L'unité de Moniom est chevauchée à son tour par l'unité de Bocșa, qui en diffère par le contenu pétrographique et lithostratigraphique complexe des formations cristallines et par la présence d'une couverture sédimentaire jurassique supérieure-crétacée inférieure. Dans le massif de Poiana Ruscă, à cette unité correspond ce qu'a été décrit sous le nom de série de Tincova (Kräutner et Kräutner, 1972) ainsi que les dépôts jurassiques supérieurs et cénomaniens-turoniens du versant nord du bassin de Rusca Montană qui repose sur les schistes cristallins de cette série. Nous avons dénommé cette unité d'après le nom de la série, unité de Tincova (Strutinski et al., 1984). Antérieurement, elle a été insérée à l'unité géтиque (Strutinski et al., 1983). Suivant cette opinion, l'unité supragétiqne ne comprenait que le cristallin de Poiana Ruscă (Kräutner et al., 1973), qui, selon une nouvelle interprétation, représente une unité supragétiqne correspondant éventuellement à la nappe de Timiș de la zone de Bocșa (Iancu, 1985). En ce qui concerne les deux dernières unités les investigations ultérieures devrons apporter un éclaircissement; la corrélation de ces unités indiquent que les séries mésométamorphiques de l'île cristalline du Buziaș apparaissent aussi dans le soubassement cristallin épimétamorphique de Poiana Ruscă.

Même s'il y a encore des problèmes à résoudre, il est évident que la corrélation des unités de Bocșa et de Tincova, d'une part, et des unités de Moniom et de Maciova-Straoni, d'autre part, ne peut pas être mise en doute; elle relève la continuité des unités structurales dans la zone de courbure des Carpathes Méridionales (pl. II), autrement inobservable due aux affaissements ultérieurs qui ont engendré des bassins post-tectoniques du Lugoj et du Caransebeș.

Quant au bassin de Rusca Montană, il s'est comporté en tant qu'un bassin unitaire à partir du Sénonien, en même temps avec l'achèvement de la structure en nappe du massif Poiana Ruscă durant la phase méditerranéenne. Jusqu'au Sénonien, on suppose qu'il a été divisé par l'existence d'un seuil constitué par les schistes légèrement métamorphisés de l'unité de Maciova-Straoni qui apparemment ne supportent pas des dépôts plus anciens. La partie centrale du secteur septentrional du bassin étant submergée même pendant le déroulement de la tectonique de charriage, la sédimentation a y été continue depuis le Cénomanien jusqu'au Sénonien moyen, fait généralisé antérieurement (Dincă et al., 1963; Dincă, 1977) pour tout le bassin de Rusca Montană. Pourtant, dans les secteurs où l'on peut envisager une continuité de sédimentation, l'échos des mouvements tectoniques s'est manifesté par la fréquence des phénomènes de sliding-slumping et par le dépôt des séquences turbiditiques ou de „Wildflysch“ à la partie supérieure de la succession des marno-calcaires turoniens (Strutinski, 1981; Bucur et Strutinski, 1983; Bucur et al., 1985; Strutinski, 1986). Ce secteur du bassin se continuait probablement jusqu'aux monts du Banat, vu les sédiments crétacés supérieurs qui surmontent le cristallin de type



Bocșa de la zone de Zorlencior-Ohaba Mîtnic (Bucur et Strutinski, 1982). Un forage effectué dans ce périmètre par IPEG Banat a aussi relevé au-dessous de l'unité de Bocșa, des schistes cristallins faiblement métamorphisés qui caractérisent les unités de Moniom et de Maciova-Straoni.

<sup>4</sup> Sur la planche annexe la formation marneuse n'a pas été séparée du point de vue cartographique qu'à Rusca Montană parce que le passage à la formation flyschoïde, dans la zone de la vallée de Straoni, s'effectue graduellement ; ainsi, il est très difficile d'établir une limite nette.

## BIBLIOGRAPHIE

- Bucur I., Strutinski C. (1982) Prezența microfaciesului cu *Pythonella ovalis* (Kaufmann) în Cretacicul superior din bazinul Rusca Montană (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/4 (1979-1980), p. 21-27, București.
- Strutinski C. (1983) Rocile carbonatice cu Corallinaceae din Cretacicul superior al bazinului Rusca Montană. *St. cerc. geol. geofiz. geogr., Geol.*, 27, p. 85-93, București.
  - Strutinski C., Cucuruzan I. (1985) Formațiunile mezozoice din sud-vestul bazinului Rusca Montană. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/4, p. 57-76, București.
- Dincă Al. (1981) Raport, Arch. I.P.E.G. „Banat“, Caransebeș.
- (1964) Asupra prezenței Senonianului inferior în bazinul Rusca Montană. *D. S. Com. Geol.*, XLIX/2, p. 173-175, București.
  - (1977) Geologia bazinului Rusca Montană. Partea de vest. *Ann. Inst. Geol. Geophys.*, LII, p. 99-173, București.
  - Georgescu D., Georgescu L. (1963) Raport, Arch. I.P.E.G. „Banat“, Caransebeș..
- Iancu V. (1985) Lower Supragetic Nappes of the Banat, Moniom-Dognecea Zone, *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/5. p. 31-37, București.
- Kräutner H. C., Kräutner Fl. (1973) Raport, Arch. I.P.E.G. „Banat“, Caransebeș.
- Mureșan M., Iliescu V., Mînzatu S., Vâjdea E., Tănăsescu A., Ionciță M., Andăr A., Anastase S. (1973) Devonian-Carboniferul inferior epimetamorfic din Poiana Ruscă. *D. S. Inst. Geol.*, LIX/4 (1972), p. 5-63, București.
- Maier O., Solomon I., Zimmermann P., Zimmerman V. (1975) Studiul geologic și petrografic al cristalinului din partea sudică a munților Poiana Ruscă. *An. Inst. Geol.*, XLIII, p. 67-189, București.
- Năstăseanu S. (1978) Considérations préliminaires sur l'existence d'un système de nappes alpines dans la zone de Reșița à Lupac (Banat). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, p. 89-106, București.
- Răileanu Gr. și echipa (1958), Raport, Arch. I.G.G., București.
- Russo-Sândulescu D., Iancu V., Rogge-Țăranu E., Savu H., Năstăseanu S., Mărunteanu M. (1982) Harta geologică a R. S. România, scara 1:50 000. Foaia Bocșa, Inst. Geol. Geofiz., București.
- Shelley D. (1975) Manual of Optical Mineralogy. Elsevier, XIII + 239 p., Amsterdam, Oxford, New York.

- Smith V. S. (1974) Feldspar Minerals. Vol. 2 Chemical and Textural Properties. Springer, XIII + 690 p., Berlin, Heidelberg, New York.
- Spry A. (1979) Metamorphic Textures. Pergamon Press, VIII + 350 p., Oxford, New York, Toronto, Sidney, Paris, Frankfurt.
- Strutinski C. (1981) Selective Silicification in a sandy bioclastic Limestone from the Rusca Montană Basin (Southern Carpathians). *Rev. Roum. Géol. Geophys., Géogr.*, 23/1, p. 171-174, Bucureşti.
- (1986) Upper Cretaceous Formations South of Ruschiţa. Paleotectonic Significance. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5 (1983, 1984), p. 247-254, Bucureşti.
- Paica M., Bucur I. (1983) The Supragetic Nappe in the Poiana Ruscă Massif — an Argumentation. *Ann. Inst. Géol. Géophys., LX, Trav. du XIIème A.G.C.B., Tectonica-Petrol și Gaze*, p. 221-229, Bucureşti.
- Paica M., Neaţu L. (1984) Raport, Arch. IPEG „Banat“, Caransebeş.
- Szász L. (1982) La signification biochronologique de la zone à Inoceramus schloenbachi J. Böhm en Roumanie et quelques problèmes de la limite Turonien-Coniacien. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/4 (1979), p. 119-130, Bucureşti.
- Udubaşa G. G. (1970) Listvenitele din Banatul de sud (Regiunea Eibenthal-Baia Nouă). *St. cerc. geol., geograf., Geol.*, 15/2, p. 381-398, Bucureşti.
- Winkler H. G. F. (1979) Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Fifth Edition. Springer, X + 348 p., New York, Heidelberg, Berlin.
- Zimmermann P., Zimmermann Z. (1978) Rapport, Arch. IPEG „Banat“, Caransebeş.

## RECONSIDERAREA STRUCTURII GEOLOGICE DE LA RUSCA MONTANĂ ȘI IMPLICAȚIILE EI ASUPRA TECTONICII MASIVULUI POIANA RUSCĂ

(Rezumat)

În sudul masivului Poiana Ruscă, la SV de Rusca Montană au fost identificate formațiuni cristaline și eruptive slab metamorfozate dar retromorfozate dinamic și cu caractere net deosebite față de cristalinul de Sebeș-Lotru. Rocile au fost separate în complexul tectonitelor cuarțo-feldspatice parțial recristalizate (hartschiefer — sensu Spry, 1979) și în complexul metagabbrourilor și metamonzonitelor cataclazate. Tectonitele s-au format probabil pe seama unei roci eruptive acide. Mineralele solzoase primare sunt practic absente. Apar și nivele subțiri de roci bazice, a căror parageneză caracteristică (albit, clorit, carbonat, actinolit, ilmenit sau titanit și pirită) indică gradul lor scăzut de metamorfism, roca prezentând totodată o structură relict subofitică. În fisurile din aceste roci a fost identificat și lawsonitul.

Metagabbrourile și metamonzonitele cataclazate se caracterizează prin faptul că s-au păstrat frecvent atît structurile lor relicte magmatische, cît și mineralele primare.

Gradul de metamorfism al acestor roci se situează la nivelul zonei lawsonit/pumpellyit-albit-clorit din cadrul metamorfismului de grad



foarte scăzut, posibil cu trecere spre zona clinozoizit-albit-actinolit-clorit din cădrul metamorfismului de grad scăzut.

Depozitele cretacic superioare premaastrichtiene au un caracter discontinuu indicat de lipsa conglomeratelor cenomaniene în bazinul văii Straoni.

Cristalinul slab metamorfozat în discuție, prezintă asemănări evidețe cu cristalinul de Maciova situat mai spre vest, constituind unitatea de Maciova-Straoni care încălecă peste cristalinul unității getice și cuvertura lui sedimentară, probabil în Turonianul superior. Datorită unei mișcări de decroșare, fruntea pînzei de Maciova-Straoni din compartimentul vestic, a fost mult deplasată spre sud.

Unitatea de Maciova-Straoni se asemănă din punct de vedere petrografic și ca poziție structurală cu unitatea (pînza) de Moniom, considerată de Iancu (1985) a reprezenta unitatea supragetică inferioară. Unitățile de Moniom și Maciova-Straoni sunt încălecate de unitățile de Boșca respectiv Tincova (în M-ți Poiana Ruscă). Cristalinul de Poiana Ruscă (Kräutner și colab., 1973) reprezintă astfel o unitate supragetică superioară corespunzînd eventual pînzei de Timiș (Iancu, 1985).

Bazinul Rusca Montană a funcționat ca un bazin unitar abia începînd din Senonian, odată cu desăvîrșirea structurii în pînza, în faza mediteraneană, a masivului Poiana Ruscă.

#### DISCUSSIONS

E. Matsch : Compte tenu d'une possible corrélation du bassin de Rusca Montană avec la zone de sédimentation de Reșița-Moldova Nouă je propose aux auteurs d'envisager la possibilité de corrélation de la formation à niveaux de métaroches basiques avec la formation paléozoïque inférieure volcano-sédimentaire séparée et mise en évidence dans la partie est de la zone de sédimentation de Reșița-Moldova Nouă (zone de la vallée de Minîș).

C. Strutinski : Les données de cette note nous mènent à considérer qu'il ne s'agit pas d'un seul bassin de sédimentation, tel qu'on connaît aujourd'hui sous le nom de „bassin de Rusca Montană“. Selon nous, les calcaires jurassiques et les congolomérats cénonmaniens de Rusca Montană représentent les seuls dépôts qui correspondraient à la zone de sédimentation de Reșița-Moldova Nouă. Ils viennent en contact avec les dépôts des unités supragétiques, représentant dans notre aire l'extension vers l'E de la zone de sédimentation d'Ezeriș-Cîrnecea. Par conséquent, les formations éruptives basiques légèrement métamorphisées, identifiées par nous au SO du massif de Poiana Ruscă, ne peuvent pas représenter que les correspondants de l'unité de Moniom située à l'O de la zone de sédimentation de Reșița-Moldova Nouă.

H. Kräutner : Les auteurs présentent de nouvelles données importantes d'ordre pétrographique et minéralogique concernant le cristallin de dessous du bassin de Rusca Montană et des hypothèses sur la tectonique et l'évolution géologique de la région.



Quant aux schistes cristallins, l'image présentée dans cette note peut être complétée d'une apparition de cristallin de type Tincova (gneiss blancs quartzofeldspathiques et gneiss œillés laminés) en rapport tectonique avec le groupe de Sebeş-Lotru, situé à l'E de Rusca Montană et le cristallin laminé à l'O de Rusca Montană (le cristallin est différent du „complexe des tectonites quartzofeldspathiques“) ainsi que en contact tectonique avec le groupe de Sebeş-Lotru et chevauché par le cristallin de type Maciova décrit par les auteurs. L'histoire métamorphique des „tectonites quartzofeldspathiques“ peut être complétée d'un métamorphisme hydrothermal antérieur à la couverture sédimentaire, manifesté par silicifications, pyritisations, carbonisations qui ont mené à la transformation du gabbros. De même, nous ne pouvons pas être d'accord avec la séparation spatiale de ces deux „complexes“ dans le sens proposé par les auteurs, puisque les affleurements offerts par les vallées principales révèlent une interpénétration entre les roches attribuées à ces deux complexes.

En parlant des dépôts sédimentaires, la discontinuité entre les conglomérats cénonmaniens et la formation marneuse a été signalée depuis 1983 par Szász et argumentée paléontologiquement par Jana Ion. A cette occasion on a mis en évidence des dépôts attribués au Cénomanien, disposés transgressivement sur le cristallin de Maciova dans la vallée de Maciova aussi bien que dans le bassin de Straoni.

Structuralement, nous n'avons pas la même opinion sur les relations de transgression figurées au nord du cristallin du bassin de Straoni. Les levés effectués par nous et Szász pour la feuille 1 : 25.000 de Rusca Montană ont montré un contact tectonique vertical le long duquel la formation flyschoïde, le conglomérat basal et les dépôts volcano-sédimentaires se joignent successivement au cristallin transformé hydrothermalement.

L'existence de plusieurs unités tectoniques à divers types de formations cristallines dans le soubassement du bassin de Rusca Montană est devenu un fait évident ; la présente note a y contribué beaucoup. Il n'y a pas d'arguments sur l'achèvement de cette structure de charriage durant le Turonien. La manière transgressive du Cénomanien tant sur le cristallin de Sebeş-Lotru que sur celui de Tincova et de Maciova indique une tectogenèse précénomanienne. L'absence des données regarde aussi l'interprétation du cristallin de la vallée de Maciova comme une fenêtre tectonique de dessous de sa couverture sédimentaire tel qu'il a été figuré sur l'esquisse générale. Dans un ouvrage antérieur cette occurrence de cristallin a été interprétée par Strutinski comme un olistolite. Cet essai de corrélation avec les unités de la zone de Bocşa est très intéressante. Les auteurs apportent de nouvelles données pour une meilleure parallélisation lithologique entre les unités supragéétiques du Banat et celles du soubassement du bassin de Rusca Montană.



C. STRUTINSKI, H.P.HANN  
**CARTE GEOLOGIQUE  
DE LA RÉGION DE RUSCA MONTANA-VALLÉE DE STRAONI**

0 250 500 m

**L É G E N D E**

Couvertures post-tectoniques

MAESTRICHEN

Conglomérats, grès, pyroclastites

CONIACIEN -  
CAMPANIEN

Marnes (1), grès, argiles

Unité de Maciova-Straoni (supragétique inférieure)

a-Complexe des tectonites quartzo-feldspathiques 1-Brèches  
b-Complexe des métagogabros et métamonzonites  
cataclastiques

Unité Gétiques

CÉNOMANIEN

Conglomérats grossiers

JURASSIQUE

Calcaires recristallisés

PRÉCAMBRIEN SUP.

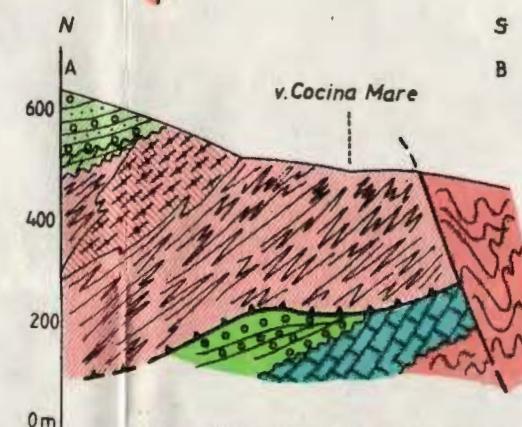
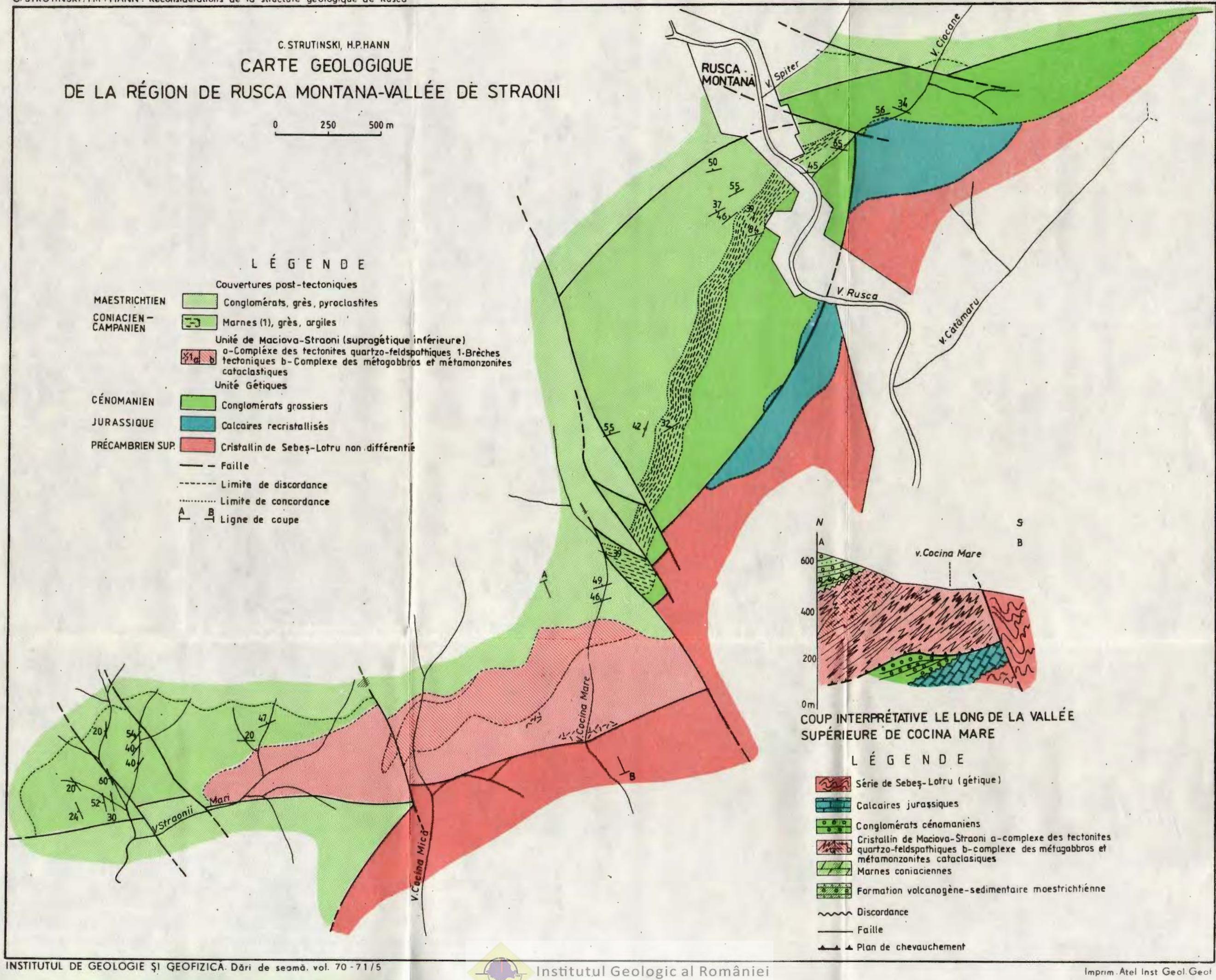
Cristallin de Sebeş-Lotru non différentié

— Faille

----- Limite de discordance

..... Limite de concordance

A — B Ligne de coupe

**L É G E N D E**

Série de Sebeş-Lotru (gétique)

Calcaires jurassiques

Conglomérats cénomaniens

Cristallin de Maciova-Straoni a-complexe des tectonites quartzo-feldspathiques b-complexe des métagogabros et métamonzonites cataclastiques

Marnes coniaciennes

Formation volcanogène-sédimentaire moestrichtienne

~~~~~ Discordance

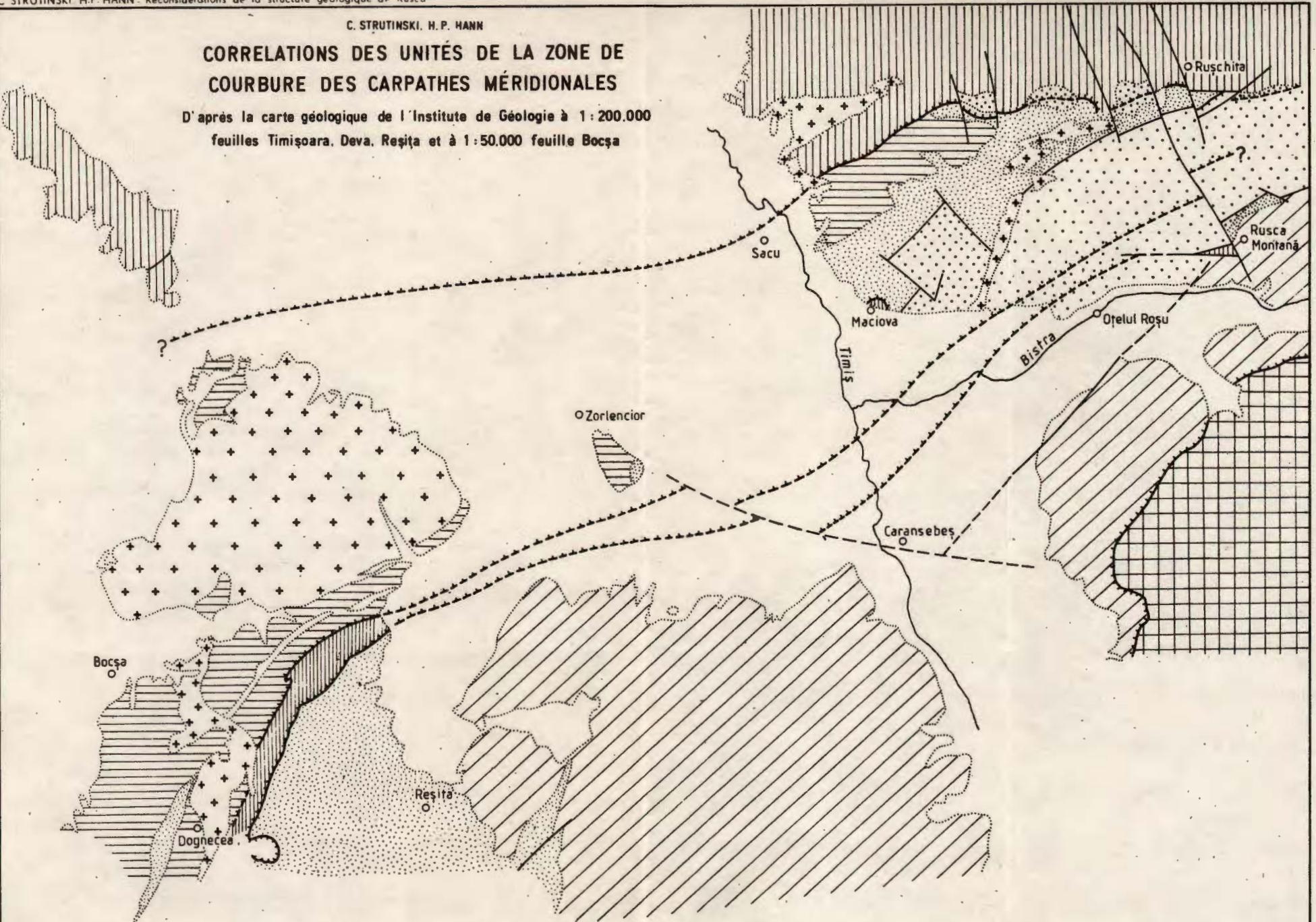
— Faille

▲ Plan de chevauchement

C. STRUTINSKI, H.P. HANN

## CORRELATIONS DES UNITÉS DE LA ZONE DE COURBURE DES CARPATHES MÉRIDIONALES

D'après la carte géologique de l'Institut de Géologie à 1:200.000  
feuilles Timișoara, Deva, Reșița et à 1:50.000 feuille Bocșa



### LÉGENDE

| UNITÉS SUPRAGÉTIQUES | FORMATIONS CRISTALLINES DANS          |                    | FORMATIONS SÉDIMENTAIRES NON DIFFÉRENTIÉES |                       |
|----------------------|---------------------------------------|--------------------|--------------------------------------------|-----------------------|
|                      | ANTÉMÉDI TERRANÉEN                    | POSTMÉDI TERRANÉEN | Paléozoïque supérieur - Turonien           | Sénonien              |
|                      | Unités de Timișoara et Poiana Ruscă   |                    |                                            |                       |
|                      | Unités de Bocșa et Tincova            |                    |                                            |                       |
|                      | Unités de Moniom et Maciova - Strooni |                    |                                            |                       |
|                      | Unité gétique                         |                    |                                            |                       |
|                      | Autochtone danubien                   |                    |                                            |                       |
| ROCHES ÉRUPTIVES     |                                       |                    |                                            | Néogène - Quaternaire |
|                      | + + + Banatites                       |                    |                                            | Nappe de charriage    |
|                      |                                       |                    |                                            | Faille                |

## 5. TECTONICA ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### CENTRAL EAST CARPATHIAN NAPPES IN THE BROŞTENI-BORCA REGION<sup>1</sup>

BY

ALEXANDRU VODĂ<sup>2</sup>

*Nappes. Prealpine nappes. Bucovinian Nappe. Subbucovinian Nappe. Infrabucovinian Nappe. Alpine orogeny. Tectonic relations. Structural model. East Carpathians — Crystalline-Mesozoic Zone — Bistrița Mountains.*

#### Abstract

In the Broșteni-Borca region the Central East Carpathian Nappes are represented by Bucovinian, Subbucovinian and Infrabucovinian nappes. Excepting the Bucovinian Nappe, the Mesozoic sedimentary cover of which occurs in the Grebin Mountain, the other alpine units are represented only by their metamorphic basement built of pre-alpine structural units. The basement of the Bucovinian Nappe consists of pre-alpine Rarău, Putna and Pietrosu Bistriței nappes; the Subbucovinian Nappe basement includes Borca (=Putna), Budacu (=Pietrosu Bistriței) nappes and Rodna Unit, and the Infrabucovinian Nappe basement exhibits Gura Steghioarei (=Rarău ?) and Dreptu (=Putna) nappes.

#### Résumé

*Nappes centrales est-carpathiques de la région de Broșteni-Borca. Les nappes centrales est-carpathiques sont représentées dans la région de Broșteni-Borca par les nappes bucovinienne, sub-bucovinienne et infrabucovinienne. Hormis la nappe bucovinienne dont la couverture sédimentaire mésozoïque se déve-*

<sup>1</sup> Received April 27, 1983, accepted for communication and publication April 28, 1983, presented at the Meeting May 13, 1983.

<sup>2</sup> Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, Str. Caransebeș 1, R. 79678, București, 32.



loppe dans le mont Grebin, les autres unités alpines ne sont représentées que par le socle cristallin constitué d'unités structurales préalpines. Le socle de la nappe bucovinienne comporte les nappes préalpines de Rarău, de Putna et de Pietrosu Bistriței ; celui de la nappe sub-bucovinienne les nappes de Borca (=Putna), de Budacu (=Pietrosu Bistriței) et l'unité de Rodna, tandis que celui de la nappe infrabucovinienne les nappes de Gura Steghioarei (=Rarău ?) et de Dreptu (=Putna).

According to the present author's lithostratigraphic studies presented in 1982 (Vodă, 1982) the Broșteni-Borca region belongs to the Bucovinian Nappe, excepting the Gura Steghioarei Unit assigned to the Subbucovinian Nappe. The Bucovinian Nappe was characterized by the doubling of pre-alpine units built of the Tulgheş and the Negrișoara Series which, owing to their extent, have been described as independent nappes — Borca Nappe and Budacu Nappe respectively. This doubling corresponds to the Bärnärel digitation pointed out by Balintoni and Gheuca (1978) in Zugreni and Neagra Broștenilor regions.

In their study of alpine and pre-alpine nappes from the central and southern parts of the East Carpathian Crystalline Mesozoic Zone, Balintoni et al. (1981) consider the Bärnärel digitation involved in the Bucovinian Nappe.

The new structural model put forward by the present author consists of the coherent and direct correlation of pre-alpine units occurring in the basement of the Central East Carpathian Nappes. This model makes possible some considerations on the shearing types related to both alpine and pre-alpine nappes, as well as the systematization of metallogenetic data (Fig. 1).

From the appended table one may infer the constitution of the Central East Carpathian Nappes in the Broșteni-Borca region in conformity with the new structural model based on the assignment of pre-alpine Borca and Budacu (Bärnärel digitation) units to the basement of the Subbucovinian Nappe. This is accounted by the thrust plane in the area of Putna and Pietrosu Bistriței nappes which, in the new view, form the Bucovinian Nappe. This plane crosses the Putna Nappe outwards, where the Tulgheş Series has constituted a synclinal structure, as shown by outcrop data collected from the Steghioara brook (Borca) and the left slope of Grințieșul Mare brook, in the southern extremity of the region (Fig. 2). Innerwards the pre-alpine Pietrosu Bistriței Nappe is affected by shearing as proved by the occurrence of the Borca Unit inside the tectonic windows lying on Barnar, Frasin, Capra and Căprița brooks (Fig. 1).

Fig. 1. — Structural Map of the Broșteni-Borca Region. Ceahlău Nappe : 1, Sinaia Beds; Central East Carpathian Nappes; 2, Mesozoic cover; 3, metamorphic basement. Pre-alpine units : R, Rarău (=Gura Steghioarei ?); M, Măndra (=Poiana Grebin slice ?); P, Putna (=Borca; =Dreptu ?); PB, Pietrosu Bistriței (=Budacu); Ro, Rodna; 4a, Bucovinian Nappe; 4b, Subbucovinian Nappe; c, Infrabucovinian Nappe; 5, fault; 6, overthrust; 7, alpine thrust; 8, pre-alpine thrust.



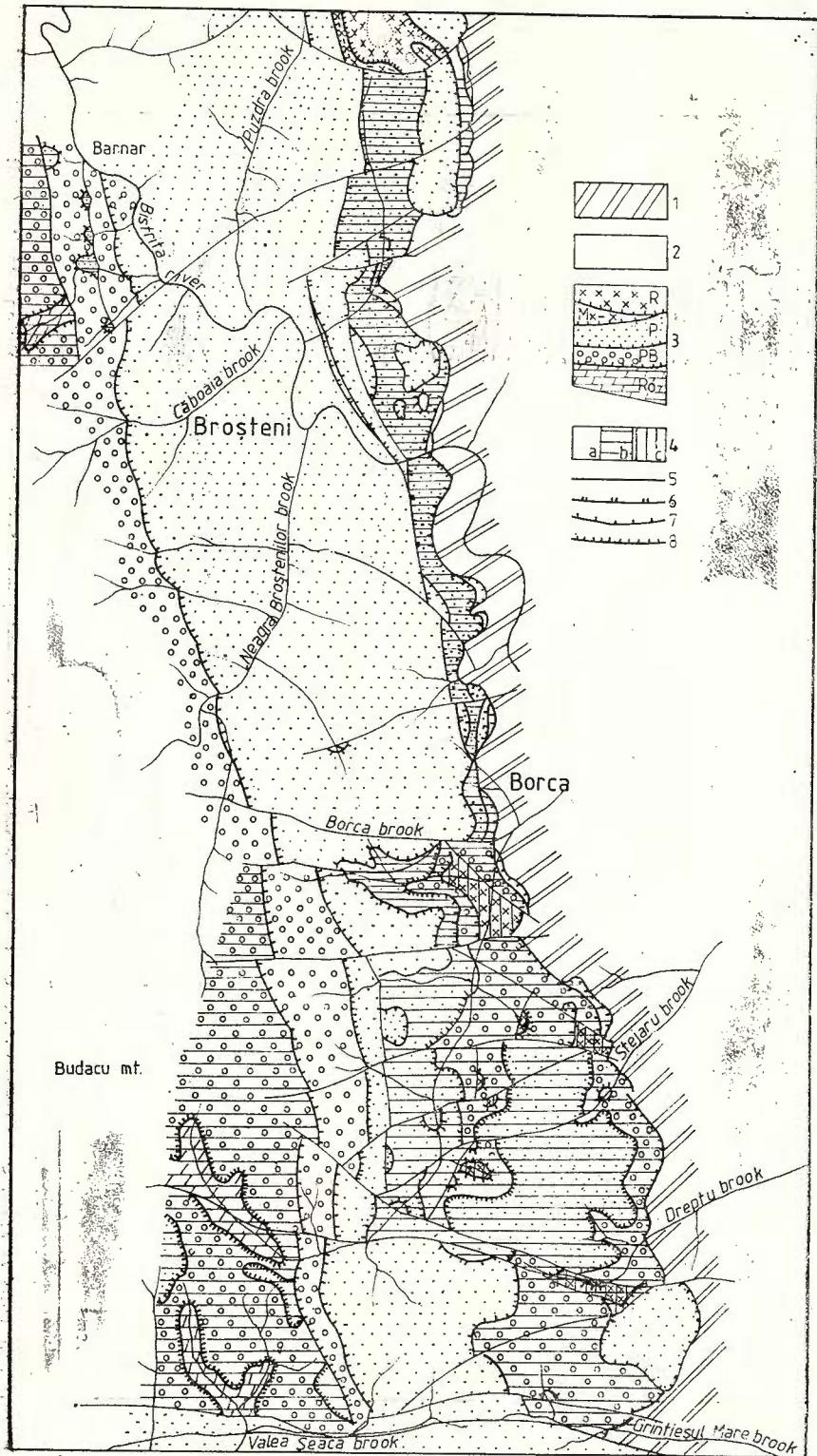


Fig. 1



Institutul Geologic al României

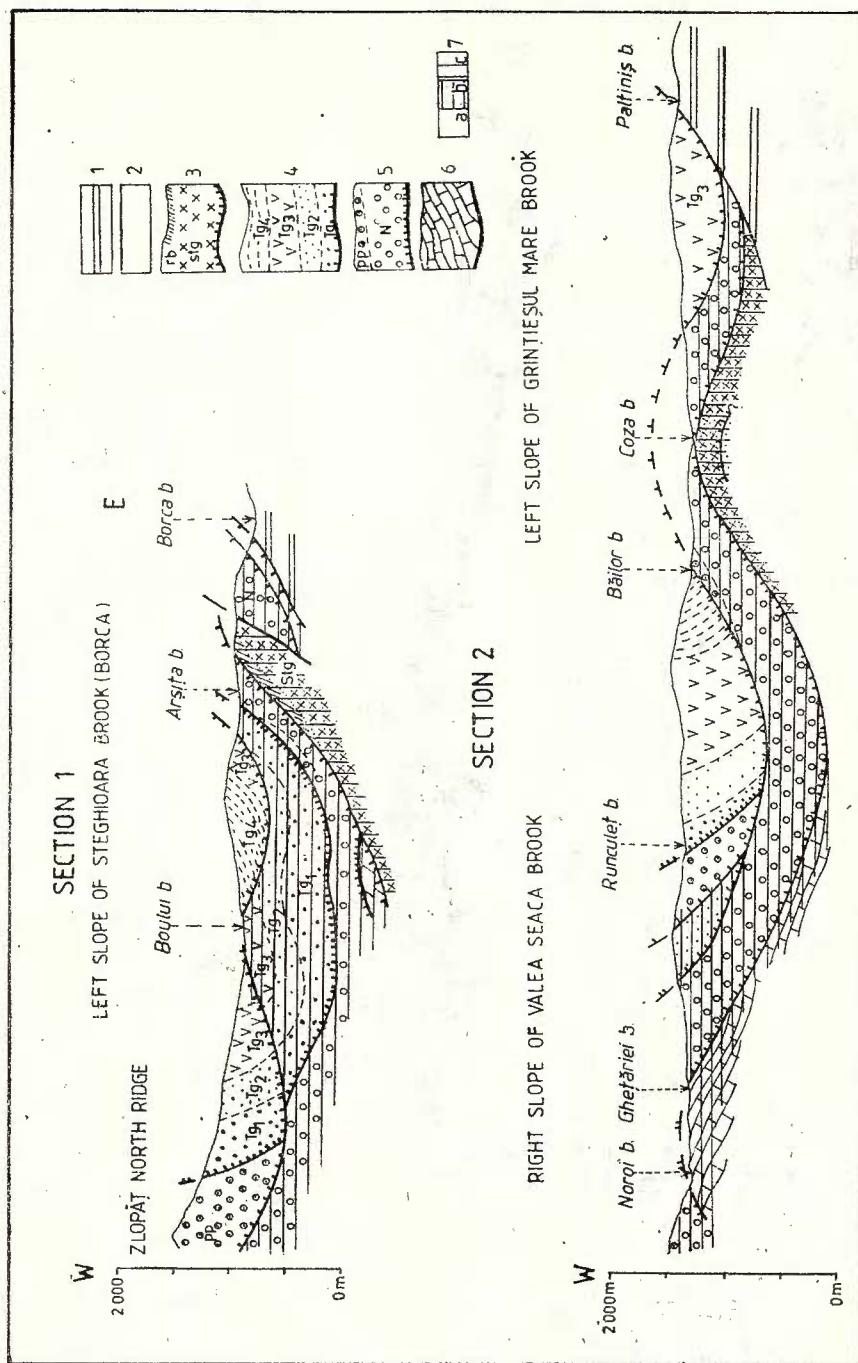


Fig. 2. — 1, Ceahlău Nappe ; 2-9, Central East Carpathian Nappes : 2, Mesozoic cover ; 3, metamorphic basement ; Rarău Unit (=Gura Steghioarei) ; rb, Stejaru basic rocks ; Stg, Steghioara Formation ; 4, Putna Unit (=Borca ; =Dreptuj) ; Tg<sub>1-4</sub>, formations of the Tulgheș Series ; 5, Pietroș Series ; 6, Rodna Unit (=Budacu) ; N, Negrișoara Series ; P.P., porphyroid gneisses ; 6, Rodna Unit : Rebra Series ; 7a, Bucovinian Nappe ; b, Subbucovinian Nappe ; c, Infra-bucovinian Nappe.

The thrust faces of pre-alpine nappes are almost parallel to the boundaries of component metamorphic formations or form a small angle with the stratification foliation. In the case of alpine thrusts the shearing took place at a bigger angle, the pre-alpine units from their basement being cross sectioned. Outwards, on the alpine shearing plane there are the pre-alpine upper units of the basement, and the lower ones occur innerwards. Therefore, to the east, in the Grebin Mountain, the Bucovinian Nappe consists of a Mesozoic sedimentary cover, the pre-alpine Rarău and Putna units, exhibiting a thrust slice (Poiana Grebin) on the western margin of the Rarău Unit. At about 7—8 km to the west, on the right slope of the Bistrița river, at Gura Barnarului, the Pietrosul Bistriței Unit (Nappe) crops out.

The Subbucovinian Nappe, exposed in the Borca-Grinteșul Mare half window, consists, outwards, of the pre-alpine Borca and Budacu units (nappes) and innerwards, in the windows situated at the springs of the Borca brook and on the right slope of the Valea Seacă brook, the Rodna Unit occurs in the basement.

As regards the Infrabucovinian Nappe, it includes the Gura Steghioarei Unit, which is a possible equivalent of the Rarău Unit, and a new pre-alpine structural unit — Dreptu Unit. This structural unit, mentioned for the first time, occurs in the Dreptu brook from below the Steghioara Formation and consists of a sequence of black graphitinous quartzites, grey-whitish crystalline limestones and sericite-graphitinous schists assigned to the black quartzite formation of the Tulgheș Series, being a possible equivalent of the Putna Unit in the Infrabucovinian Nappe.

By means of the new structural model the Subbucovinian Nappes in the Broșteni-Borca area may be correlated with the one in the Cîrlibaba-Iacobeni area; in both cases the Putna Unit (=Borca) yields manganese ore deposits.

In the Broșteni-Borca region the Infrabucovinian Nappe which consists of the pre-alpine Gura Steghioarei and Dreptu units is structurally similar with the Infrabucovinian Iacobeni Nappe. The Steghioara

TABLE

*Central East Carpathian Nappes in the Broșteni-Borca Region*

| Pre-alpine structural units in the basement of Central East Carpathian Nappes (Balintoni et al., 1981) | in the Broșteni-Borca region |                     |                        |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------|---------------------|------------------------|
|                                                                                                        | Bucovinian Nappe             | Subbucovinian Nappe | Infrabucovinian Nappe  |
| Rarău Nappe                                                                                            | Rarău Nappe                  | —                   | Gura Steghioarei Nappe |
| Borsec Nappe                                                                                           | Poiana Grebin tectonic slice | —                   | —                      |
| Putna Nappe                                                                                            | Putna Nappe                  | Borca Nappe         | Dreptu Nappe           |
| Pietrosu Bistriței Nappe                                                                               | Pietrosu Bistriței Nappe     | Budacu Nappe        | —                      |
| Rodna Unit                                                                                             | —                            | Rodna Unit          | —                      |

Formation (=Bretila ?) is overlain by the Stejaru basic rocks, probably Upper Silurian-Devonian in age (Vodă, 1962) — similar to the rocks of the Cimpoiasa Series (Kräutner, in Săndulescu et al., 1981) — fact which allows the comparison between the Gura Steghioarei Unit and the Maramureş nappes (=Infrabucovinian) in the Rodna Mts.

The structural model proposed implies a new interpretation of the age of Holdița-Hăleasa overthrust (obviously Mesorectaceous), the study of metamorphic rocks-flysch formation relation and the métallogenic study of the Broșteni-Borca region and of adjoining areas, too.

#### REFERENCES

- Balintoni I., Gheuca I. (1978) Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței și unitatea tectonică de Bărănel, în aria dintre râurile Barnar și Neagra Broștenilor (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 64, 5, p. 5-18, București.
- Gheuca I., Vodă Al. (1981) Alpine and pre-Alpine overthrust nappes in the central and southern parts of East Carpathians *Carp.-Balk. Geol. Assoc. XII Congr.* Bucharest.
- Săndulescu M., Kräutner H. G., Balintoni I., Russo-Săndulescu D., Micu M. (1981) The Structure of the East Carpathians (Moldavia-Maramureş Area). *Guide to Excursion. Carp.-Balk. Geol. Assoc. XII Congr. Bucharest-Romania.*
- Vodă Al. (1982) Studiul geologic al regiunii Broșteni-Borca. Teză de doctorat. Univ. București.

#### PÎNZELE CENTRAL-EST-CARPATICE ÎN REGIUNEA BROŞTENI-BORCA

(Rezumat)

Pînzele central est-carpatiche din regiunea Broșteni-Borca sunt reprezentate prin pînzele: bucovică, sub-bucovică și infrabucovică.

Noul model structural are la bază considerarea unităților prealpine de Borca și Budacu ca aparținând soclului pînzei sub-bucovicice.

Pînza bucovică are în est de muntele Grebin, în afară de cveratura sedimentară mezozoică, unitățile prealpine de Rarău și Putna, cu o lamă de șariaj (Poiana Grebin) pe conturul vestic al unității de Rarău, iar în vest, la 7-8 km, la Gura Barnarului, apare și unitatea de Pietrosu Bistriței.

Pînza sub-bucovică, în semifereastră Borca-Grinteșul Mare este constituită din unitățile prealpine de Borca și Budacu, iar în ferestrele



de la obîrșia pîrîului Borca și în versantul drept al pîrîului Valea Seacă, adăugîndu-se și unitatea de Rodna.

Pînzei infrabucovinice i s-a atribuit unitatea de Gura Steghioarei (= unitatea de Rarău ?) și unitatea de Dreptu (= unitatea de Putna).

Acceptarea modului structural propus obligă la rediscutarea : 1) vîrstei retroîncălecării Holdița-Hăleasa (evident mezocretacică) ; 2) problemelor legate de contactul cristalin/fliș și 3) metalogeneza regiunii Broșteni-Borca și regiunilor învecinate.



Revista de Geologie și Mineralogie  
Geological and Mineralogical Review  
Anuarul de științe geologice și mineralogice  
Anuarul de științe geologice și mineralogice  
Anuarul de științe geologice și mineralogice



BOOK REVIEWS

H. D. HOLLAND, A. F. TRENDALL (editors): *Patterns of Change in Earth Evolution*. Dahlem Konferenzen, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 1984, 431 p.

"Patterns of Change in Earth Evolution" is a synthesis of one of Dahlem Conferences organized in West Berlin in order to promote international exchange of information from interdisciplinary fields, to stimulate international cooperation of scientists and to promote and to check up the latest and the most efficient means of communication among scientists. The present volume includes 22 notes elaborated by well known geoscientists. They put forward data available so far regarding the origin and evolution of the main geospheres: atmosphere, hydrosphere, biosphere, lithosphere and mantle. The authors conclude that the Earth history is marked by some sudden changes of both internal and external physico-chemical factors, with special impact on the biosphere, as well as by irreversible long time changes of these factors which resulted in the evolution of some global geological processes and/or the generation of some characteristic geological bodies during limited time periods of the Earth evolution.

The mass extinction of Mesozoic fauna at the Cretaceous-Paleogene boundary seems to have been caused by a catastrophic event. As regards the geological phenomena and bodies limited to certain periods of the Earth evolution, it is to note: komatiids typical of the Archaic; anorthosite suites characteristic of the Proterozoic; the occurrence of glaucophane-bearing blue schists during the Phanerozoic only. It is commonly agreed that the Earth is gradually cooling. All attendants to this conference consider that panglobal tectonic events are not proved. Several notes emphasize the absence of a sudden change of the Earth tectonic conditions at the Archaic-Proterozoic boundary.

The global tectonics is considered to have acted since probably the Archaic, undoubtedly the Proterozoic. It is worth mentioning that the most spectacular results concerning the Earth primary stages and evolution have been obtained by isotopic geochemistry, especially the isotopes of actionless gases and rare earth elements, and others, too.



Almost all "hot spots" of the Earth evolution are referred to, the problems bearing deep philosophical meaning and representing the main pathways of fundamental research employed by geosciences.

I. Balintoni

JOHN E. COSTA, P. JAY FLEISCHER (eds.) : *Developments and Applications of Geomorphology*. Springer Verlag, Berlin, 1984, 372 p., 120 Figs.

Geomorphology is still a privileged field of geosciences. This is proved by the rich references due to the prominent place of geomorphology among other geographic disciplines, in several countries, and to its traditional assimilation to geological studies in north American area. The interest in geomorphology is equally evinced by the organization in September 1985 in Manchester, U.K., of the first conference of geomorphologists all over the world; about 1,000 specialists from 69 countries met in order to establish this field of investigation on international level and to appoint these meetings every four years.

The last period has also made obvious the development of geomorphological application to numerous projects and studies, concomitantly with the large scale progress of theoretical geomorphology, the increasing interest in present-day geomorphological processes, the ever improved, quantified techniques of geomorphological survey of the territory.

The present collection — 11 studies — includes some relevant results of applied geomorphology obtained by north American geomorphologists during the seventies.

The objects of study represent the different applications of geomorphology, being illustrative of the scientific renown of the authors and the original methods used. The aim — stated in the foreword — is to point out concepts, principles and applications of present-day geomorphology, to validate the characteristic methods used and to apply the results obtained in different regions of the Earth to other instances as well.

The first two studies regard the contribution of modern techniques, like remote sensing, to geomorphology and of computer application to the quantification of littoral geomorphological processes, marked by significant progress as concerns their accuracy and rapidity.

The next papers point to the different fields investigated by geomorphologists, such as shore management, outcrop mining in the western area of the United States and their implications on the conservation of the environment, the rapid urbanization of humid tropical regions and the changes induced in the hydrological conditions, the damage produced by mass movements, the risks implied by active tectonics, among others from the point of view of paleoseismic studies, or the inference of hydrological consequences of some climatic variations during short periods. A comprehensive study is devoted to the use of maps in applied geomorphology and to their characteristics. Another paper treats of the different methods of fluvial paleohydrology. Finally, "Geomorphology and Public Policy" is concerned with a possible deontology of applied geomorphology.



The volume is a survey of this relatively recent trend of geomorphology in the United States. It is also worth mentioning that the eleven studies belong to university geographers and geologists. During the last decade the American universities have directed a larger part of their efforts to applied education and research.

Ample reference consisting mainly of English literature excludes the literature written in the other European languages to the detriment of the universal character of geography.

To the Romanian reader, the volume puts forward some suggestions for new objects of applied study in the geomorphological field, which in Romania has been marked by notable results.

S. Dragomirescu

JAMES P. KENNETT (edit.) : *Marine Geology*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs

N.J. 07632, 1982, 813 p.

The last two decades have known a major scientific revolution in marine geology, revolution that can be compared only with the Copernican and Darwinian ones. This revolution, with its modern concepts of continental drift, sea-floor spreading and plate tectonics, has totally changed our knowledge on the history of oceans and enabled to understand the geological mechanisms and processes on a global scale. These scientific acquisitions together with the enormous amounts of new information gathered by diverse scientific programs on the history of oceans, including the famous Deep Sea Drilling Project (DSDP), necessitated imperatively a synthesis.

*Marine Geology*, an impressive treatise of over 800 pages, represents such a synthesis of the newest data not always accessible. Its author is a well known expert in marine geology and paleoceanography, a new discipline to which he has valuable contributions. Professor of oceanography at the University of Rhode Island, USA, since 1970, member of the JOIDES Antarctic Advisory Committee from 1970-1975, of the IPOD Planning Committee from 1975-1978, of the IPOD Paleoenvironmental Panel from 1975, and of several other international and national earth science commissions, member of the editorial board of the journal *Marine Micropaleontology*, James P. Kennett is one of the best entitled to write such a book.

*Marine Geology* has 19 chapters organized into four sections: the structural and oceanographic setting, the ocean margins, the ocean sediments and microfossils, and the ocean history. The chapters are arranged into a natural progression of ideas, introducing the reader to the fundamental concepts of marine geophysics, stratigraphy, geology and oceanography necessary for the understanding of the nearshore processes, continental margins, marine sediments and paleoceanography.

The first section comprises data of geophysics and morphology of oceans, marine stratigraphy, correlation and chronology. In three successive chapters are discussed the new revolutionary concepts of continental drift, sea-floor spreading and plate tectonics, and the tectonic history of oceans. The structure, petro-



logy and magnetization of the ocean crust, its sources and changes after formation are also largely discussed, as well as the surface and deep ocean circulation.

The second section concerns the sea-level history, seismic stratigraphy, nearshore geological processes and continental shelf, continental margin types (divergent, convergent and transform) and their evolution explained by the plate tectonics.

The third section is devoted to the different types of oceanic sediments (terrigenous, biogenic and authigenic), to the calcareous and siliceous microfossils frequent in the oceanic sediments, and to the geological effects of the bottom currents.

The fourth section deals with the global paleoceanographic evolution and the critical events in the ocean history from Paleozoic till present such as: Paleozoic paleoceanography, fragmentation of continents and oceans, mass extinctions at the end of the Cretaceous, Cenozoic paleoclimatic history which culminated with the Quaternary glaciation.

The treatise is very well documented, more than 1150 titles of papers being listed in the Reference chapter but, as the author confesses, many others have not been cited. The text is accompanied by a number of over 350 figures and plates including 100 maps, all of them selected from a large variety of recent papers.

*Marine Geology* is written in a clear, readable style. It is a very useful tool not only to those interested in the field of the geology of oceans but to every geologist, taking into account that the earth is predominantly a water planet, that the tectonism in the oceans ultimately controls the geography of the earth, and that the oceanic paleocirculation changes through geologic times exerted enormous influences upon the global environment. Finally, a great part of the geology studies processes and phenomena that took place in the seas and oceans of the past.

The book makes an excellent impression in all respects. That is why I should like to close these lines with the words of a great Romanian poet: "Beautiful book, praised be he who wrote you!" To which I would add: "...and he who printed you".

P. Dumitrica

A. D. MIALL: *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer Verlag. New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo, 1984, XII+490 p., 387 figs.

The enormous progress achieved during these last 20 years concerning the petrology of sedimentary deposits, especially the sedimentology of different types of ancient and recent sedimentary formations, the stratigraphy, including its continuously developing modern branches such as seismostratigraphy, magnetostratigraphy and chemistratigraphy, the eustatic changes of the sea level in time and the impact of plate tectonics concept have revolutionized the study of sedimentary basins, implicitly of associated mineral resources.

This new, most complex approach to the sedimentary basin analysis on the whole is the object of A. D. Miall's book, which is the result of the analysis,



synthesis and interpretation of the vast reference material available at the time it was written.

The book consists of ten chapters in accordance with the gradual increasing complexity of the problems treated, is amply illustrated and renders, in a clear, readable style, both the main aspects of sedimentary basin study and the adequate investigation methods, being a source of scientific information and a practical guide of analysis of sedimentary basins. The brief introduction is followed by the presentation of data implied by sedimentary basin analysis, obtained by different investigation methods (geological, geophysical, geochemical), their stratigraphic correlation and chronostratigraphic or geochronometric assignment. A special chapter regards the analysis of sedimentary deposit facies and their environmental significance with special reference to their association and modelling. Further on, selected examples are given of spatial representation (different types of maps, sections, etc.) of sedimentary formations, their interpretation and finally the inference of the paleogeographic evolution of sedimentary basins. The paper also treats the depositional types which cause the basin architecture (continental, littoral, clastic shelf, carbonate-evaporite shelf, continental shelf and basinal slope), briefly the diagenetic history of buried formations and more amply the sedimentation cycles on both regional and global scale, the eustatic changes of sea level and their causes. The most extensive and interesting chapter deals with the relations between plate tectonics and sedimentation processes, including the modern definition and classification of sedimentary basins and their evolution. According to plate tectonics concept and based on the Wilson cycle one notes major basins, such as divergent margin, convergent margin, transform and transcurrent fault, continental collision — suturing and cratonic — basins which include, in their turn, two or more secondary basins.

Being ample documented and considering the synthesis of new data and their interpretation, A. D. Miall's book is a valuable, useful one to those interested in the study of sedimentary formations and basins.

Gr. Pop

MICHAIL A. ZHARKOV : *Paleozoic Salt Bearing Formations of the World.*  
Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, Tokyo, 1984, 427 p.

The paper is the English version of the Russian edition published by Nedra publishing house, Moscow, 1974 and written by professor M. A. Zharkov from the Institute of Geology and Geophysics in Novosibirsk.

It is a synthesis of all Paleozoic salt bearing deposits and formations known in the world, with direct reference to the distribution of Paleozoic evaporite sequences and basins, their areal extent and amount, the high accumulation epochs of evaporite deposits, the continent paleogeography and paleoclimatic zonation, the evaporite sedimentation and finally the evolution of evaporite sedimentation during the Paleozoic.

The clear description of evaporite stratigraphy and geographic distribution is followed by the relations between evaporite accumulation and paleogeography, plate tectonics and paleoclimate.



The paper consists of seven chapters which comprise the description of Precambrian deposits (Amadeus and Officer in Australia), Cambrian deposits (in East Siberia, Iran and Pakistan), Ordovician deposits (in the Canadian Arctic Archipelago), Silurian deposits (in Don-Dniester and Appalachian areas), Devonian deposits (in West Canada, Michigan, Hudson, Russian Platform, North Siberia and Moesian Platform), Carboniferous deposits (in North-East Canada, Urals, Amazons and North-West Africa) and Permian deposits (in North Europe, Urals, the middle of North America, Peru-Bolivia in Andine area).

The description of these deposits, to which geological sketch maps and lithological columns showing the thickness and chemical composition of evaporite deposits are appended, implied the study of an ample reference list (more than 700 titles) which is really useful to the reader interested in the study of salt-bearing formations and of their genesis.

The book is intended for both the scientists who take interest in theoretical and practical problems related to the salt bearing formations and the geologists directly involved in the study or the exploitation of evaporite deposits.

Gh. Popescu

HANS VOLLMAND: *Atmospheric Electrodynamics*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 1984

The present work represents an interdisciplinary study of two subjects so far independently considered as electrodynamics and external geomagnetism, respectively. It deals with present-day knowledge in the fields of meteorology, aeronomy and physics of the Earth, viewed on the whole, and divided into three main parts: atmospheric storms and related phenomena; interaction between tidal currents and ionosphere plasma and between solar wind and magnetosphere. All of them represent the main sources of the atmospheric electric field and of the low frequency electromagnetic radiations. The geophysicist may be interested in the chapters assigned to the last two parts, which represent the physical grounds of the main geomagnetic variation types, quiet or disturbed, implied by the investigation of the distribution of electric conductivity through the underground to great depth by natural electromagnetic induction. Special interest arises from the theoretic elements related to the wave propagation in this area of the external geomagnetic field.

A. Soare

PAUL SCHEN (ed.): *Regional Trends in the Geology of the Appalachian-Caledonian-Hercynian-Mauritanide Orogen*.

The book is devoted to the scientific results of an international cooperation programme: the correlation of the areas surrounding the North Atlantic Ocean. The Appalachian, Caledonian, Hercynian and Mauritanide orogen were segments of a homogeneous Paleozoic folded belt, which has been fragmented during the Mesozoic-Tertiary spreading of the Atlantic. Six main chapters (Geophysics, Stratigraphy,



graphy and Sedimentology, Volcanism and Plutonism, Metamorphism, Deformation and Symposium) group 39 papers of north american, west european and moroccan authors.

The contents of the contributions are various and of very different "coverages". It is to stress out some general papers which "cover" the whole area (geophysics, stratigraphy, deformation) and give a general picture of the analysed problems. The following main conclusions concerning the North Atlantic Paleozoic folded belt could be emphasized :

— the ophiolitic suture of the former Iapetus Ocean runs through North American coast-Ireland-England-Scandinavia and trends two Paleozoic deformed continental margins ;

— the western continental margin could be recognized in the southeast and northeast USA, in eastern Canada, Greenland and Island, the eastern continental margin groups units cropping out in Mauritania, Morocco, northwest of France, southern England and Scandinavia ;

— Meguma, Avalonian a.o. "suspected terranes" were recognized within the eastern coast of United States ;

— different assemblages of igneous rocks could be recognized as : pre-Iapetus rifting igneous rocks, Iapetus spreading magmatites (ophiolites, magmatic rocks connected to the closing of the Iapetus Ocean and extension-type igneous rocks following the closure) ;

— the metamorphic events are of different types, connected to intrusions, oceanic metamorphism connected to the spreading processes and metamorphic events connected to the collision (regional metamorphism, dynamic metamorphism and reverse metamorphism) ;

— it was possible to distinguish 5 main deformation periods in the whole orogen : Cadomian-Avalonian-Panafrican (650-550 m.y.), Grampian-Finmarkian-Pneobacatian (530-490 m.y.), Taconian (470-435 m.y.), Late Caledonian-Ligerian-Scandinavian-Acadian (425-400 m.y.), Hercynian-Alleghanian (350-250 m.y.) ;

— the deformations occur during the collision and /or accretion moments, in relative short time spans, being generally diachronic, some deformation periods being polyphasic.

The book is also an excellent source of various and numerous detail data concerning the different areas on both shores of the North Atlantic Ocean, including also the northwestern Africa. Interesting data concern the "suspected terranes" which seem to have a different significance than the "accreted terranes" from the Pacific Coast of the North America.

M. Săndulescu

B. P. TISSOT, D. H. WELTE : "Petroleum Formation and Occurrence", 2nd revised and enlarged edition, 1984, Berlin — Heidelberg — New York — Tokyo, Springer Verlag, 1984, 327 figs., 699 pages.

The origin of petroleum is one of the theoretical geological problems directly involved in the practical assessment of economic prospects of a new area of economic interest as regards the hydrocarbon occurrences.

The authors of the volume "Petroleum Formation and Occurrence" treat this problem from geochemical point of view, and related to the natural geological environment.



B. P. Tissot and D. H. Welte are two of the best known specialists in this field all over the world, fact which accounts for the high quality of the present volume.

The book consists of five parts which correspond to the natural evolution from the organic matter to petroleum and then to its accumulation stages, as follows: Part I (5 chapters) regards the production and accumulation of organic matter; Part II (9 chapters) is a critical analysis of the transformation of organic matter to kerogen and then to oil and gas; Part III (5 chapters), deals with the primary and secondary migration, reservoir rocks, traps and oil pools; Part IV (6 chapters) is concerned with both the composition and classification of petroleum and the influence of geological environment. Finally, Part V (6 chapters) is of peculiar practical interest as treating problems directly related to hydrocarbon exploration: identification of source rocks, correlation between oil and source rock, location and age distribution, and geological setting of oil reserves; practical geochemical approach to petroleum exploration.

Each chapter ends with summary and conclusion, and each part has its own reference list. The book contains 327 figures and a subject index.

Considering the authors' own words, the book is of use for those specialists interested in the theoretical or practical problems implied by the study of petroleum, starting from the academic world (students included) to geochemists and geologists from petroleum industry.

Being well organized and including the latest data in this field, the book is a readable account of great interest. It is a very useful tool recommended to all geologists and geochemists in the field of hydrocarbon prospecting and exploration. All its qualities have been proved by the publishing of a second revised and enlarged edition which succeeds to the first edition after only six years.

M. Ștefănescu

G. C. AMSTUTZ et al. (eds.): *Ore Genesis — The State of the Art*. Springer, Verlag, 804 p., 1982.

The papers in this volume are all dedicated to Professor Paul Ramdohr, on the occasion of his 90th anniversary. The task of the editors — Prof. G. C. Amstutz and his coworkers from the Institute of Mineralogy and Petrography of the Heidelberg University — was very difficult as they had to select and put in order the numerous contributions sent from all over the world. The homogeneity of the volume was achieved both by using only the English language and by an arrangement corresponding to a wide but unitary range of themes of the papers. Thus, an appraisal of the present-day problems of the study of the ore deposits has been achieved. The subtitle of the volume "The State of the Art" suggests the reference value of the book.

The 10 chapters of the volume include 74 papers, all of them valuable papers each worth a review. We shall present briefly the contents of the book:

— Genesis of ores (mostly diagenetic) in sedimentary and weakly metamorphosed sedimentary rocks; the well-known antithesis "syngenetic-epigenetic" is tackled on other bases, with other arguments.



- Genesis of ores in volcano-sedimentary sequences.
  - Genesis of deposits in recent sediments (chemical forms of metal enrichment, ocean floor metalliferous sediments, manganese nodules in the Atlantic).
  - Weathered products of ore deposits (vanadium oxides, Co-Ni asbolane, chromites in lateritic soils, alteration of radioactive minerals in granite, etc.).
  - Genesis of ores in igneous rocks (chromite, gold distribution in chromites, stannum pneumatolitic deposits of porphyry copper type).
  - Genesis of ores in metamorphic rocks (problems regarding the remobilization of ores in connection with diagenetic processes, processes of polyphase metamorphism and of mylonitization).
  - Studies of a regional nature (studies of regional metallogenesis as well as genetic interpretation of textures, genesis of uranium deposits, etc.).
  - Spatial and temporal considerations of ore genesis. This chapter includes two papers which present interesting ideas on the topology of mineralization and genesis of ores linked to the uniformitarianism. The ore deposits are regarded as normal consequences of the geological evolution. Ore deposits are not the result of exceptional processes occurring rarely in the earth history but seen as normal consequences of geologic evolution.
  - Experimental studies on the associations of metalliferous minerals. This chapter includes both the "classical" experimental results as well as experiments on the extraction of diverse metals from sulphides by means of bacterias.
  - Studies on mineralogy (significance of the fluid inclusions in minerals, associations of some minerals or some of their characteristic features).
- The graphics of the book is very good. Such a book has to be included in any relevant library either it is intended to students or to specialists in the field of ore deposits or to university teaching staff.

G. Udubaşa

PROCEEDINGS OF THE INTERNATIONAL SYMPOSIUM, HELD IN APRIL 1983,  
AT HANGZKON, CHINA : *Sedimentation on the Continental Shelf, with  
Special Reference to the East China Sea*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg,  
New York, Tokyo, 1983, 952 p.

The first and, at the same time, successful symposium "Sedimentation on the continental shelf, with special reference to the East China Sea" held in China (April 12-16, 1983) resulted in the publication of the papers presented by scientists from eight countries, which are included in this book. The majority of papers are written by Chinese and North American oceanographers reflecting thus a direct test of the opportunity of the "Working Group on China — U.S. cooperation in the field of marine and fishery science and technology" — an example of "friendship and understanding between peoples", as Luo Yuru and Ned A. Ostenso, the co-chairmen of the Group were pleased to write in the foreword.

As expected, the book covers a large number of topics such as hydrology of estuary, chemistry of estuary, hydrology of continental shelf, suspended matter (in the sediments of various loci, i.e. estuaries continental shelf, seas, etc.), sedimentation and geomorphology of continental shelf and estuary, geochemistry (of surficial sediments, of pore waters, of the organic matter etc.), benthorganisms ;



most of the data refer to the East China Sea and the Changjiang River. The last chapter includes, however, some data on "sedimentation of other continental shelf". Together with the "report of general meeting" (first chapter) the data presented bring a modern approach to the sediment dynamics in the main area of study, i.e. the East China Sea.

Covering not only the problems of sedimentology but also some aspects of water and sediment geochemistry, including the transport of trace metals as well, the book will be of help for many geoscientists. Mineralogists will find in this book many data on clay and carbonate minerals of sediments from different rivers, as well as some special geochemical features of the ferro-manganese and ferric nodules, etc. Some aspects of interest for paleontologists are also treated here, e.g. transport of foraminiferal tests in estuaries and the whole chapter "benthooorganisms". Quantitative data are further presented concerning the use of  $^{210}\text{Pb}$  dating technique in order to determine the sedimentation rates; for the same purpose the BHC (benzene hexachloride) dating is presented too.

Every library in the Geology departments and institutes should possess or order this book, full of information and useful ideas concerning the processes developed at the "interface" continent/sea water.

G. Udubăsa

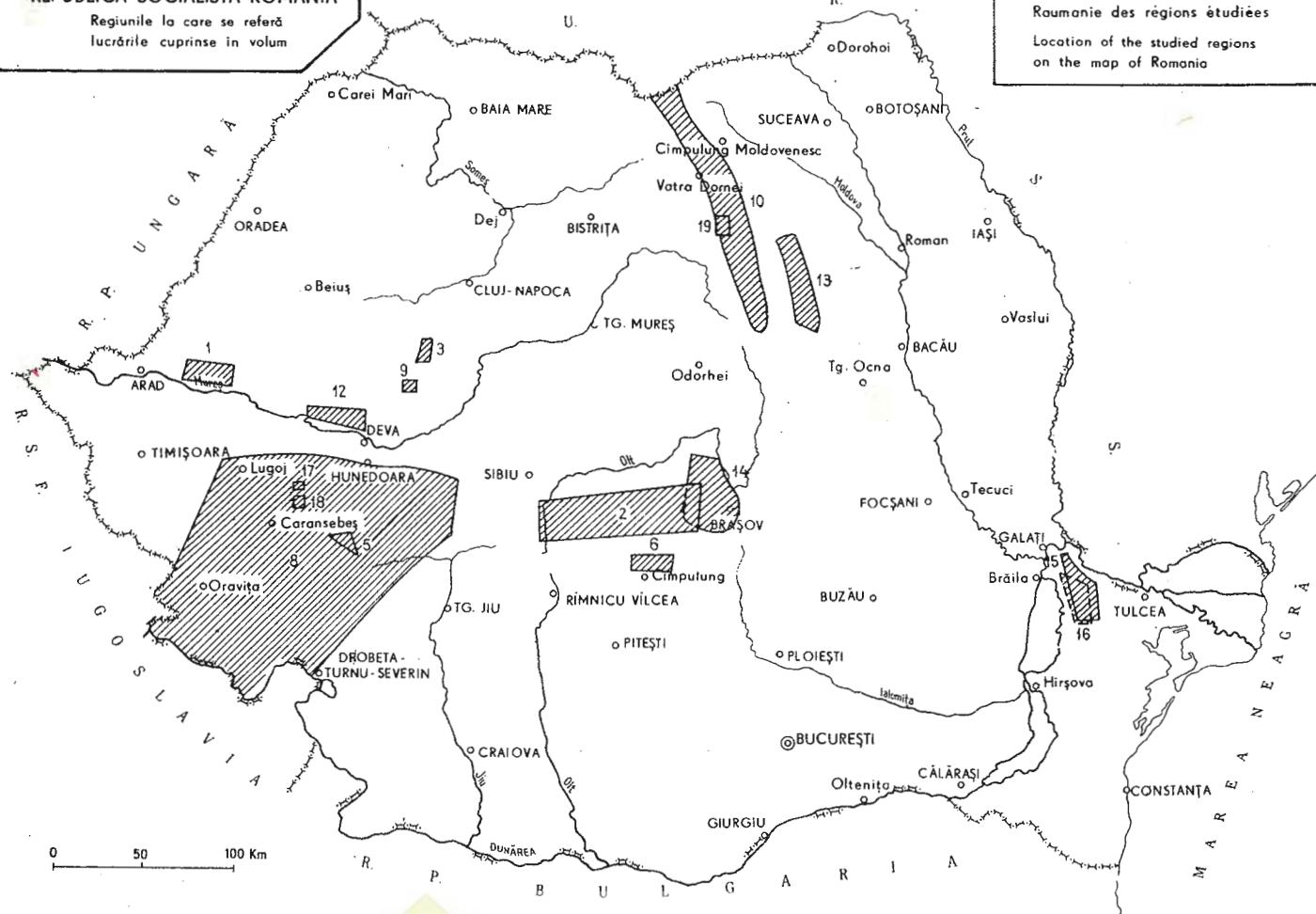


Institutul Geologic al României

**REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA**

Regiunile la care se referă  
lucrările cuprinse în volum

Emplacement sur la carte de la  
Roumanie des régions étudiées  
Location of the studied regions  
on the map of Romania



Redactor : D. ROBU  
Traducători : R. NEGREA, D. RĂDULICI, M. TOPOR  
Ilustrația : V. NIȚU

---

Dat la cules : iunie 1986. Bun de tipar : septembrie 1986.  
Tiraj : 700 ex. Hirtie de scris IA. Format 70×100/56 g. Coli  
de tipar : 18. Comanda : 626. Pentru biblioteci indicele de  
clasificare 55(058)

---



Intreprinderea Poligrafică „Informația“  
str. Brezoianu nr. 23–25  
București — Romania



Institutul Geologic al României

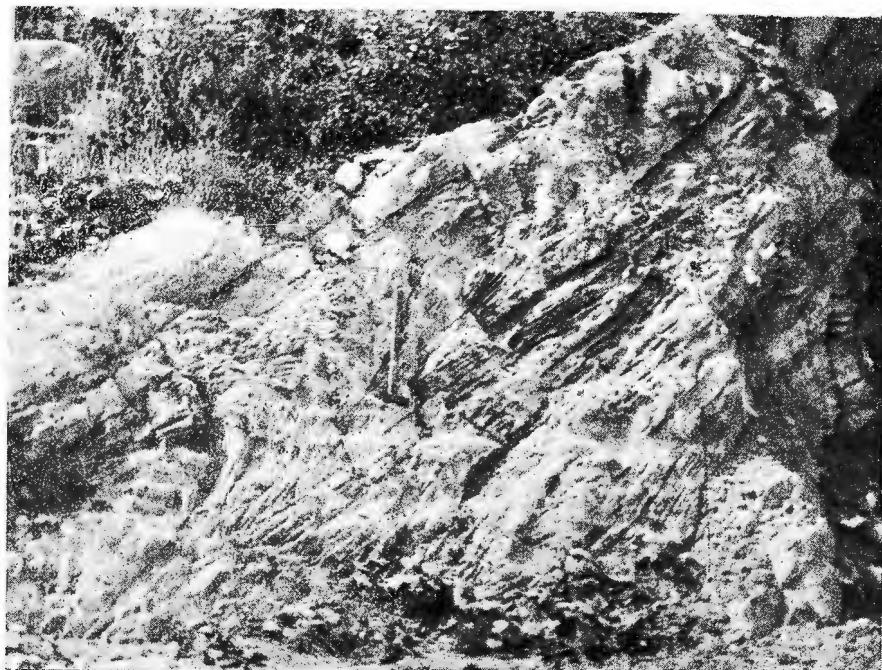
Geological Institute  
of the Romanian Academy  
Bucharest, Romania

Editorial office: Institute of Geological Sciences  
Bucharest, Romania

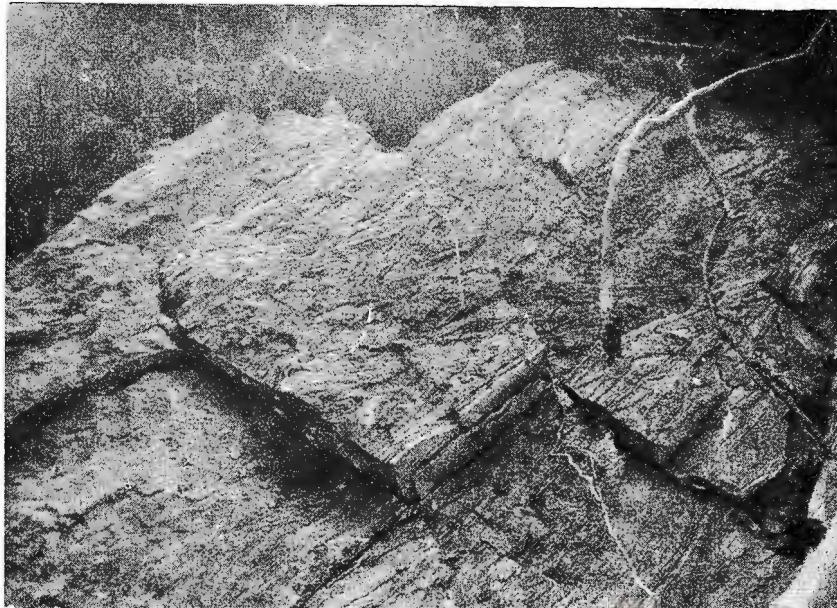
Geological Institute  
of the Romanian Academy  
Bucharest, Romania



Institutul Geologic al României



1

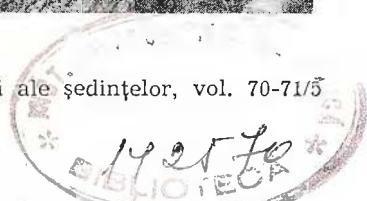


2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5

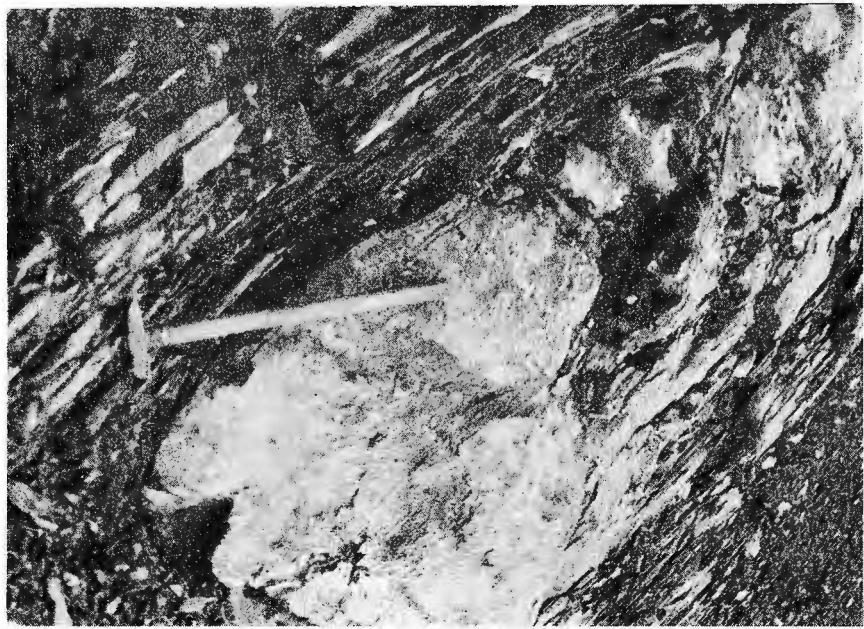


Institutul Geologic al României





1



2

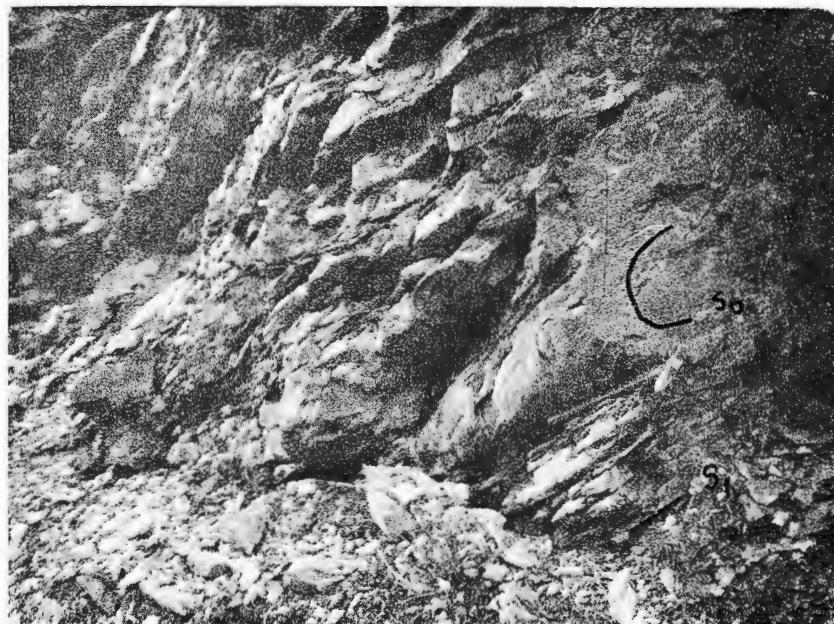
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



Institutul Geologic al României



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5

1425 fo



Institutul Geologic al României





1

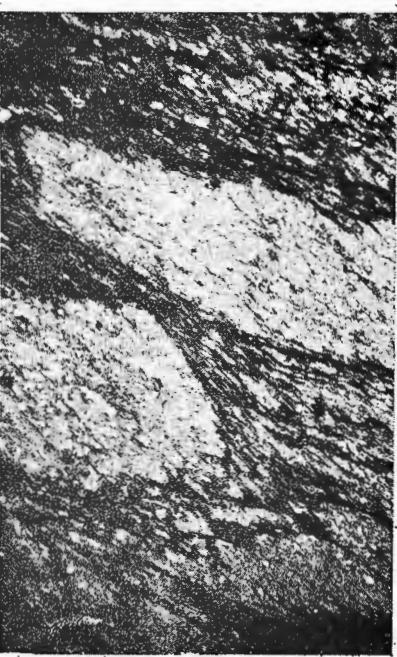
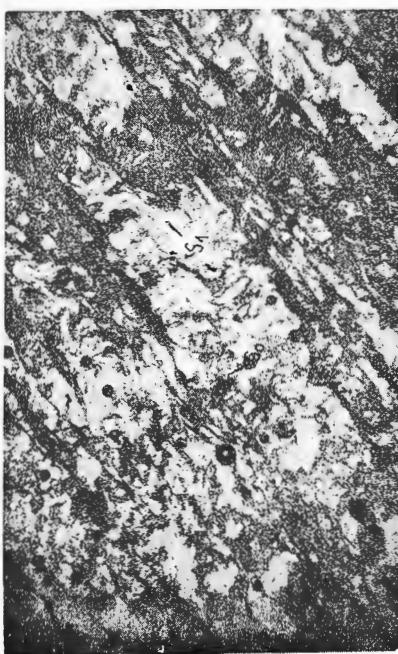


2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



Institutul Geologic al României

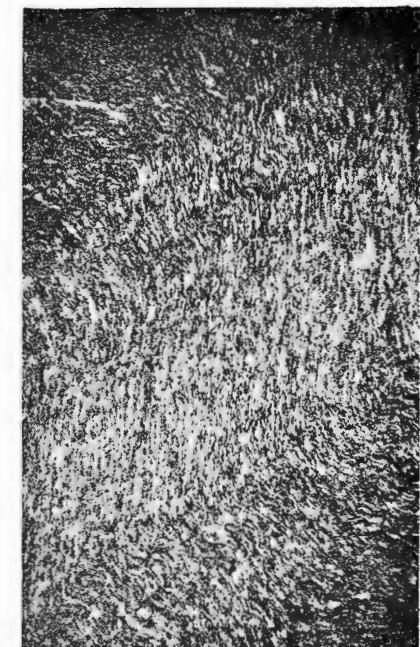
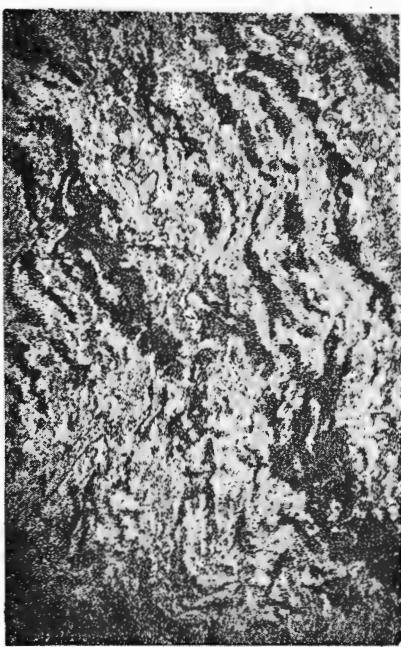


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5

142590  
B  
IGR  
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

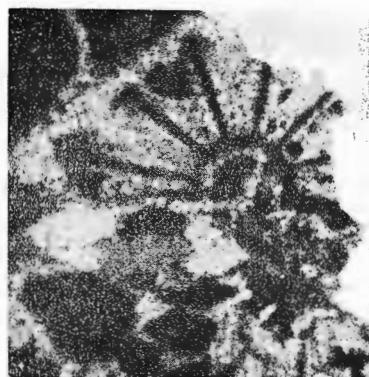


GH. MANTEA, C. TOMESCU. Geological Structure of the  
Central part of Metaliferi Mts.

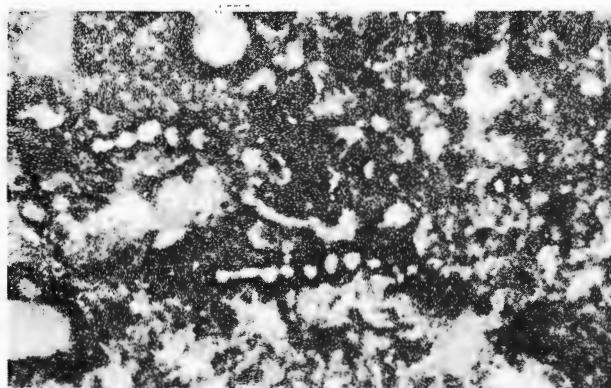
Pl. III.



1



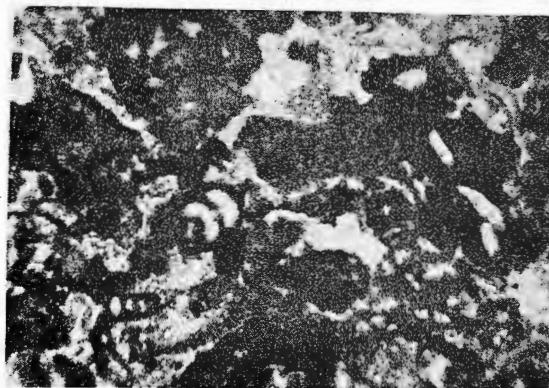
2



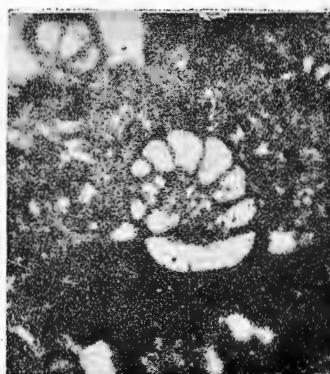
3



4



5



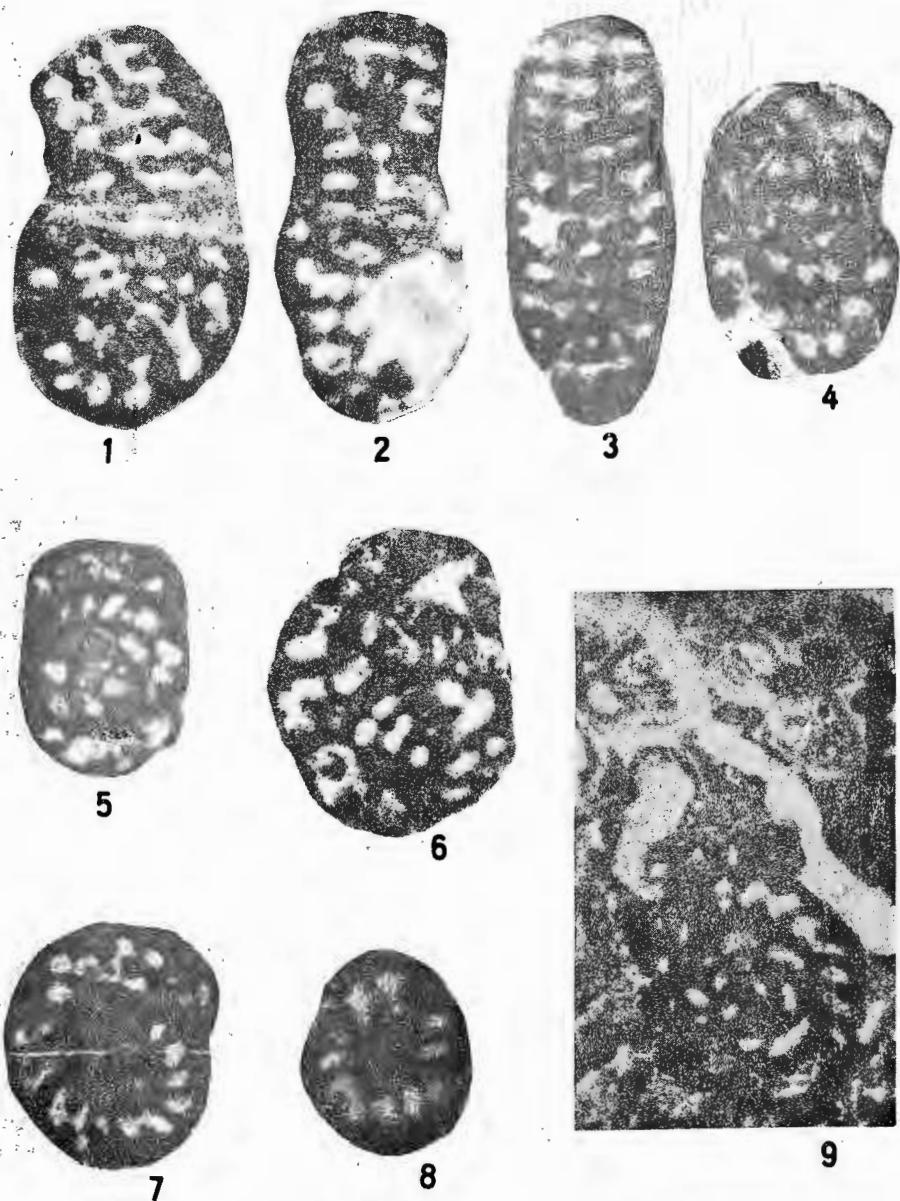
6

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5

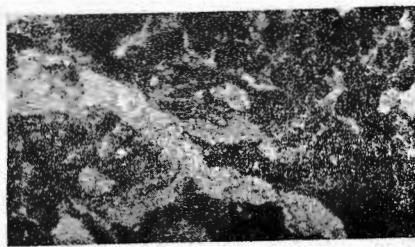
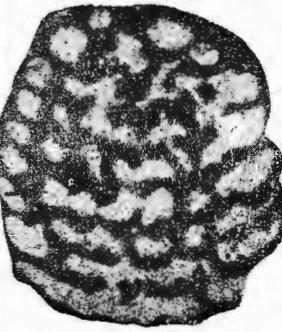
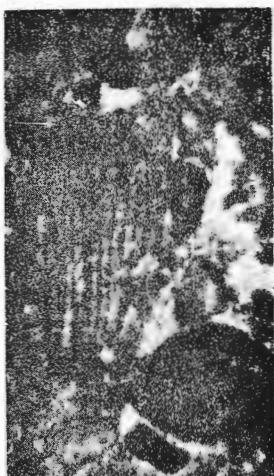
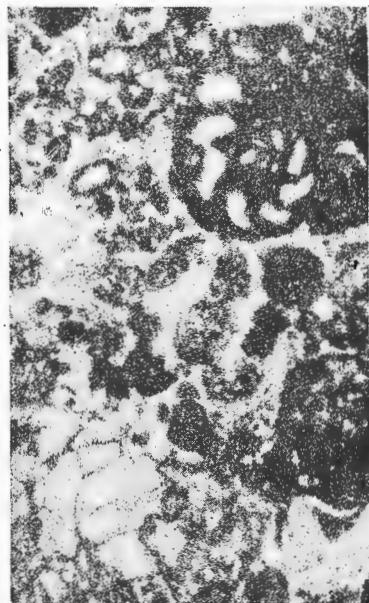
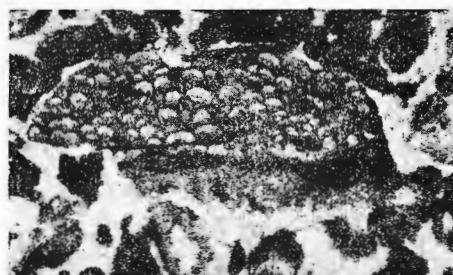
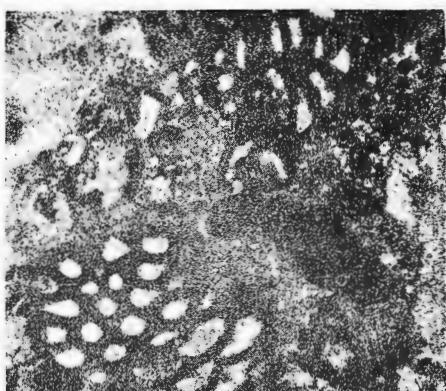
142540  
IGR  
Institutul Geologic al României



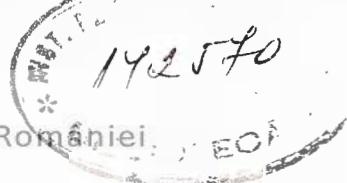
Institutul Geologic al României



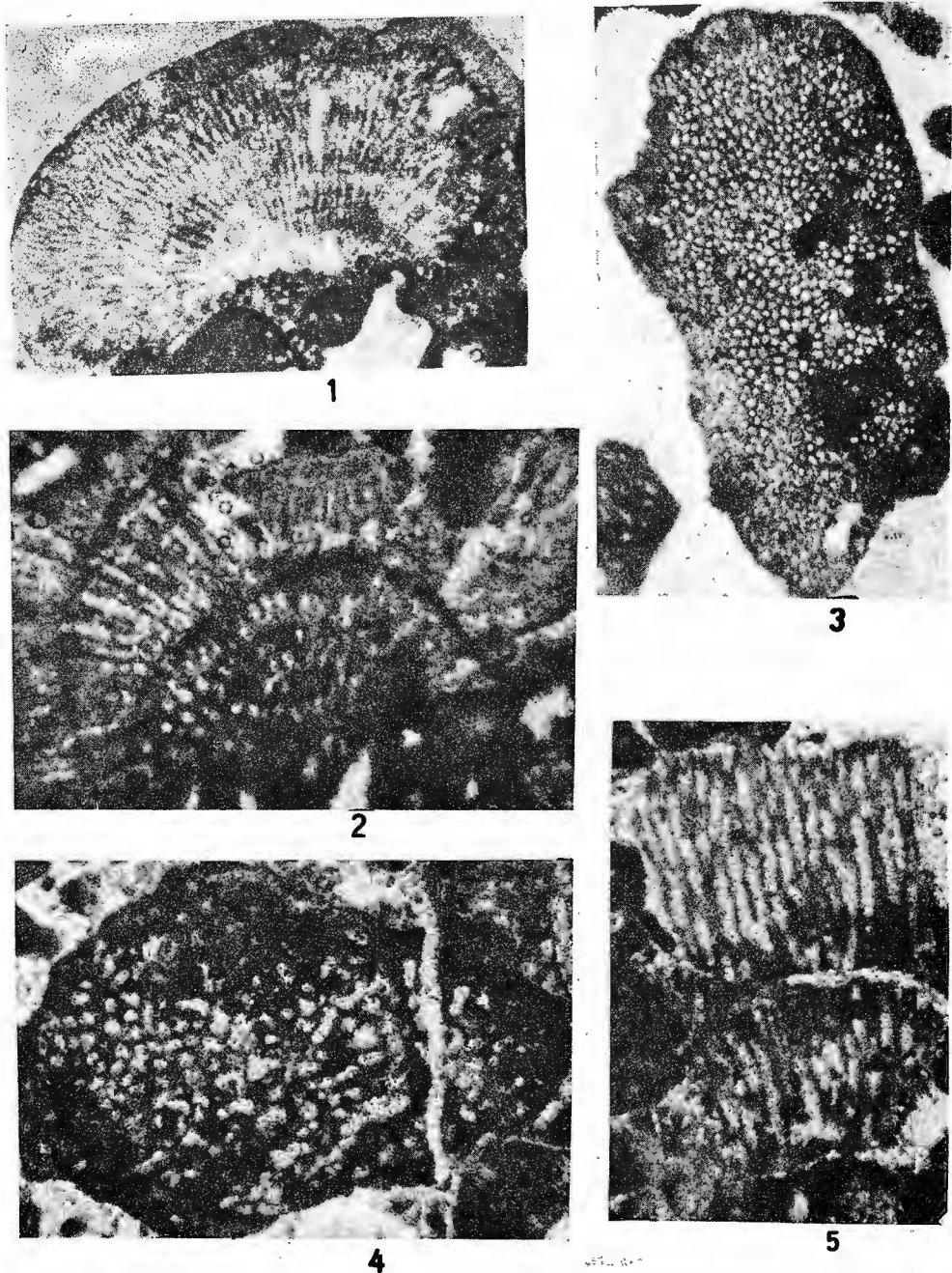
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5 . .



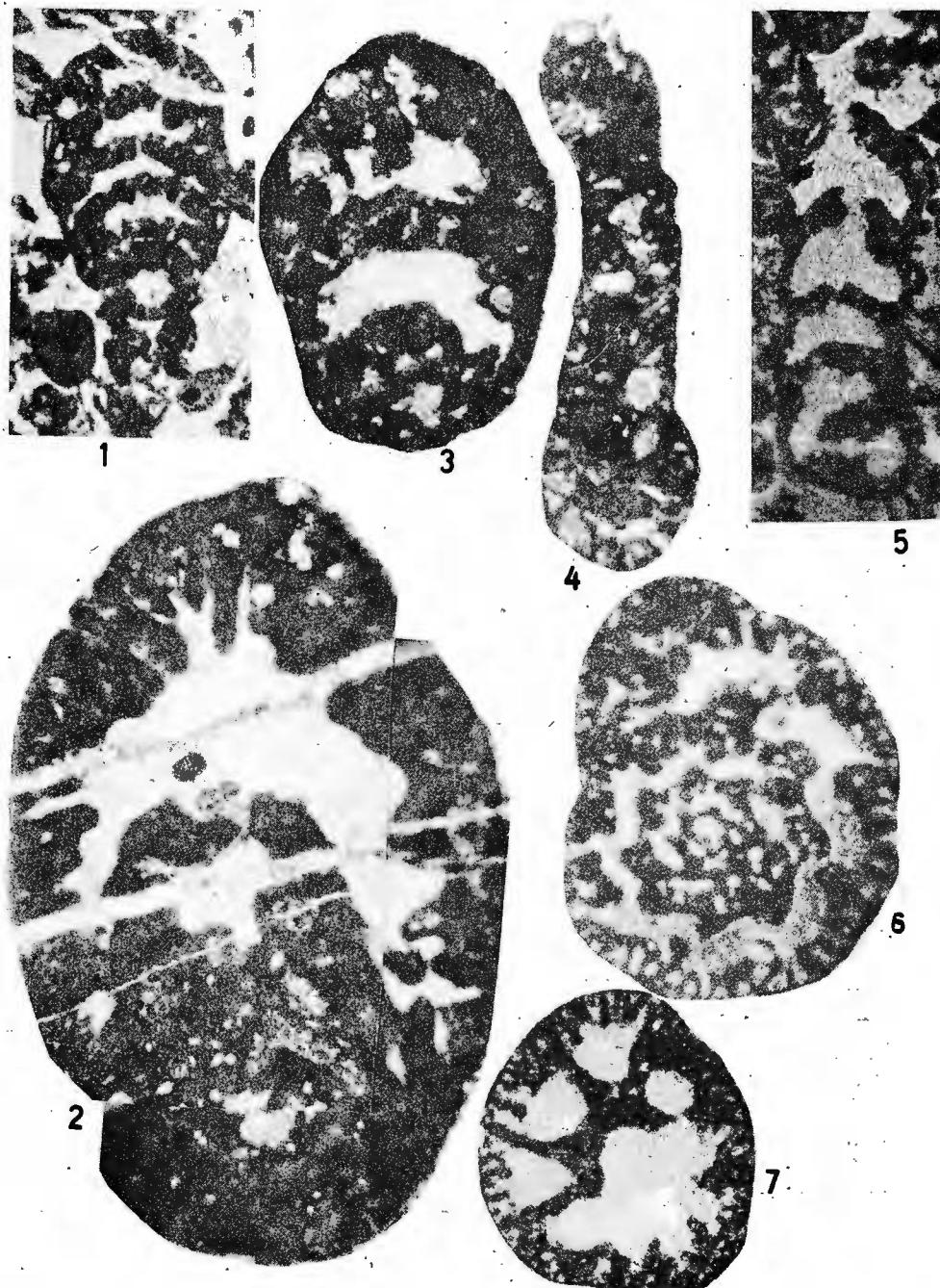
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședintelor, vol. 70-71/5

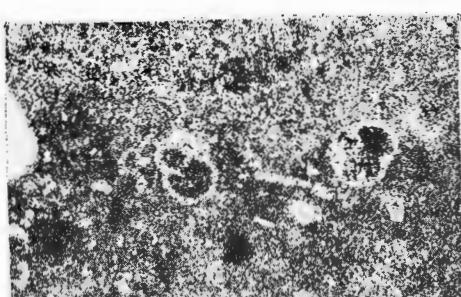
142/70



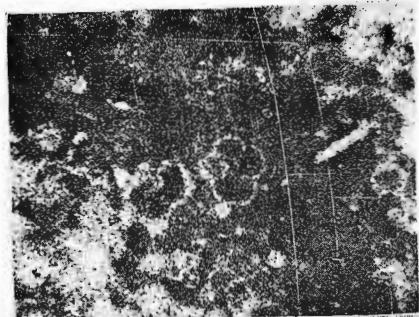
Institutul Geologic al României

GH. MANTEA, C. TOMESCU. Geological Structure of the  
Central part of Metaliferi Mts.

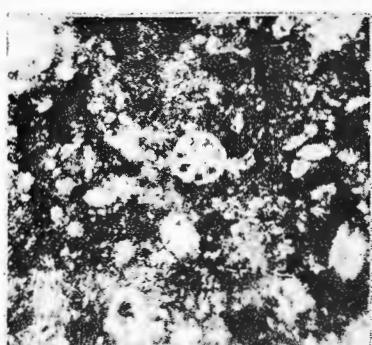
Pl. VIII.



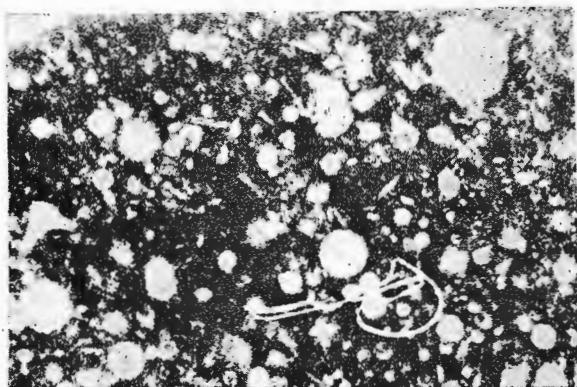
1



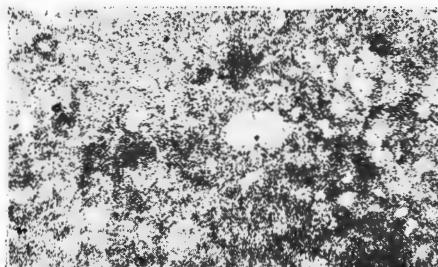
2



3



4



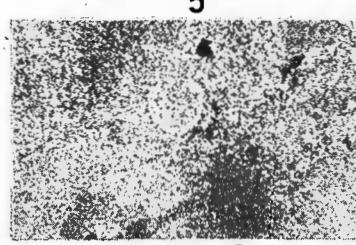
5



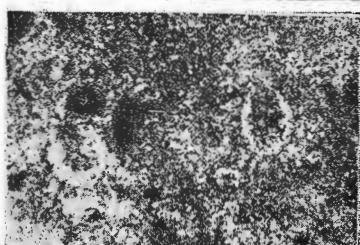
6



7



8



9

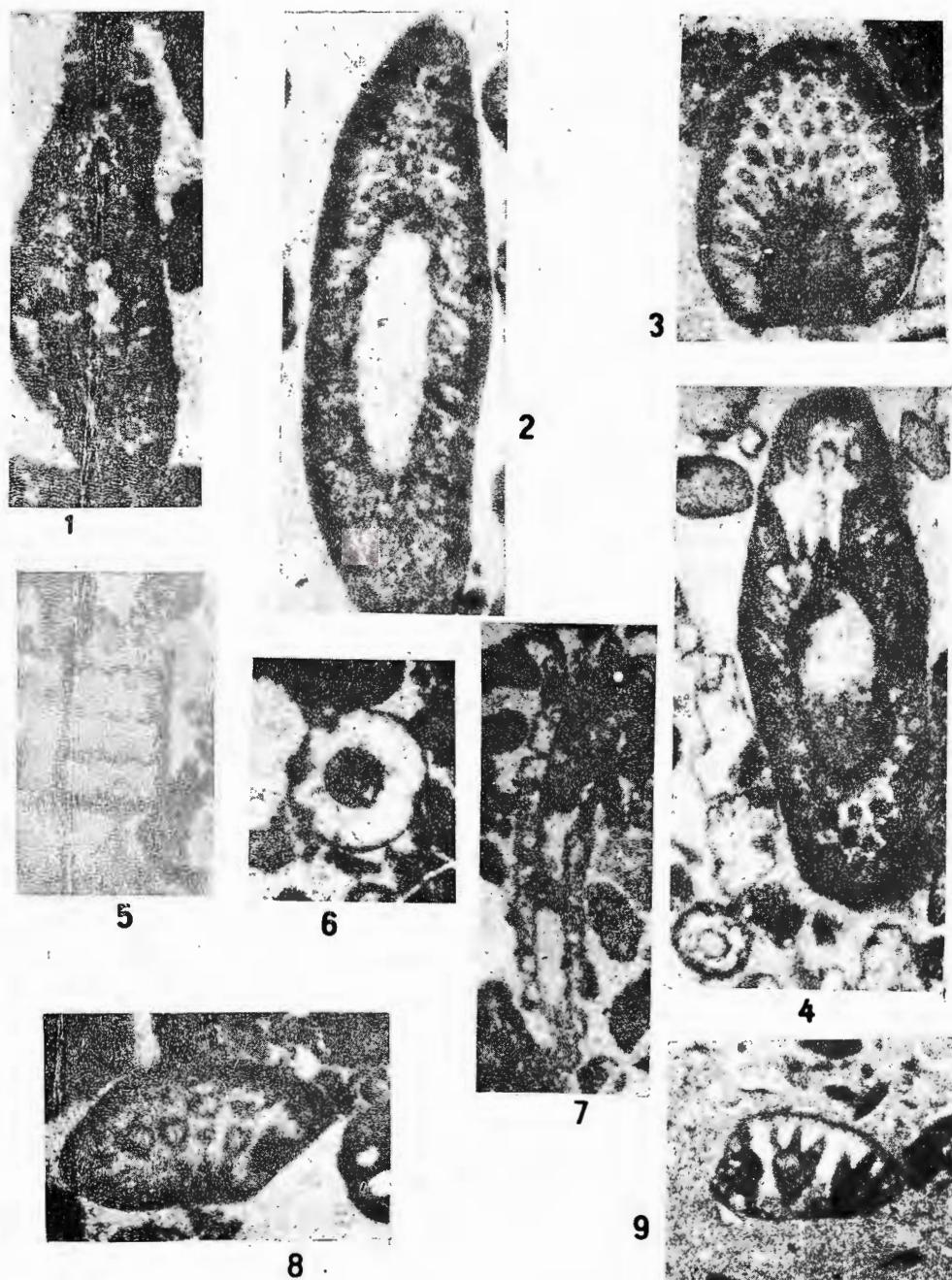
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale şedințelor, vol. 70-71/5



Institutul Geologic al României

GH. MANTEA, C. TOMESCU. Geological Structure of the  
Central part of Metaliferi Mts.

Pl. IX.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5

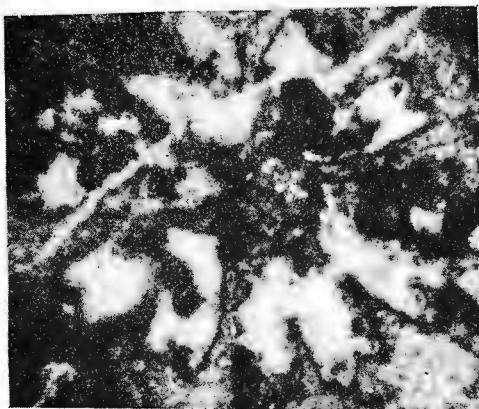
1425-70



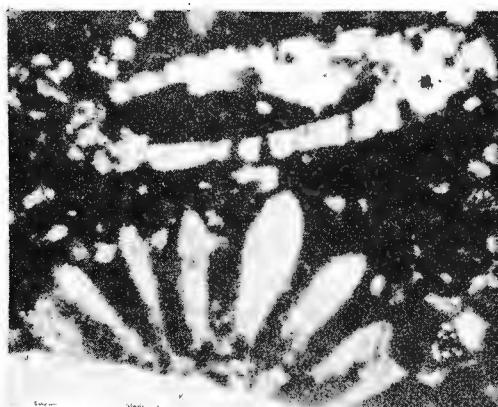
Institutul Geologic al României

GH. MANTEA, C. TOMESCU. Geological Structure of the  
Central part of Metaliferi Mts.

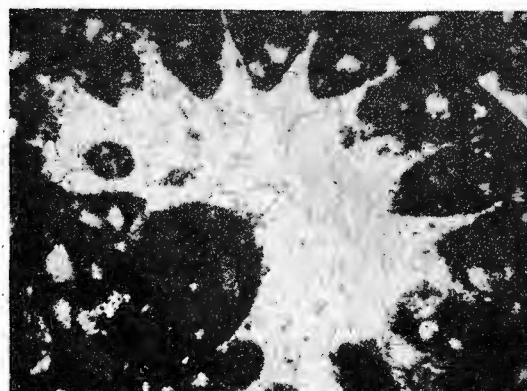
Pl. X.



1



2



3

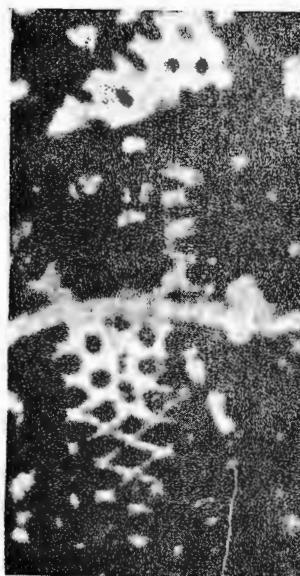


4

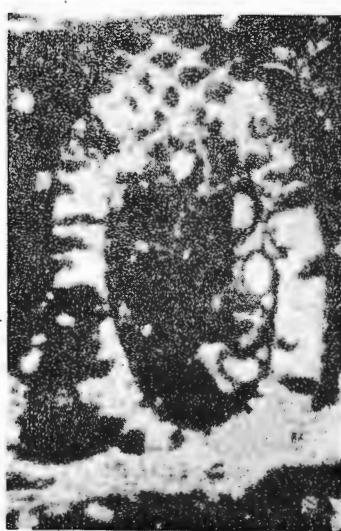
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



Institutul Geologic al României



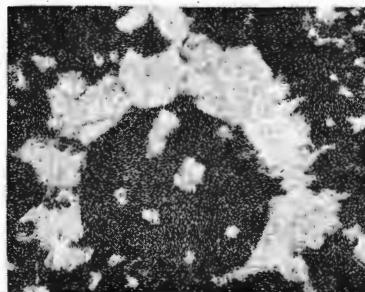
1



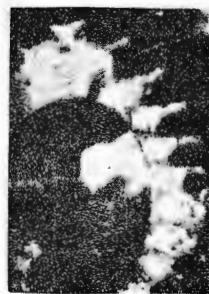
2



3



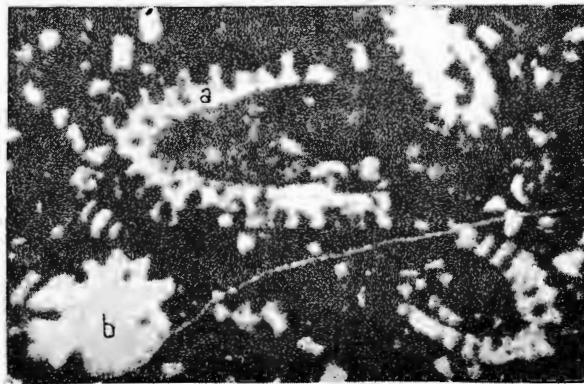
4



5

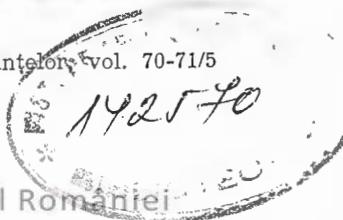


6



7

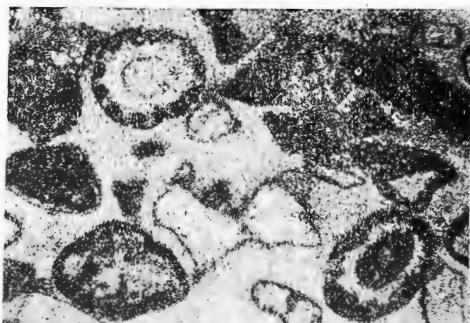
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședintelor vol. 70-71/5



Institutul Geologic al României



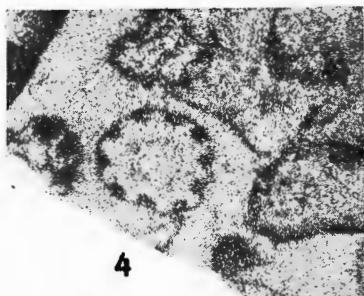
1



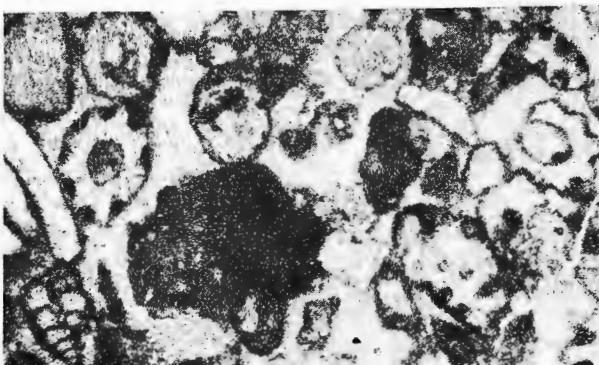
2



3



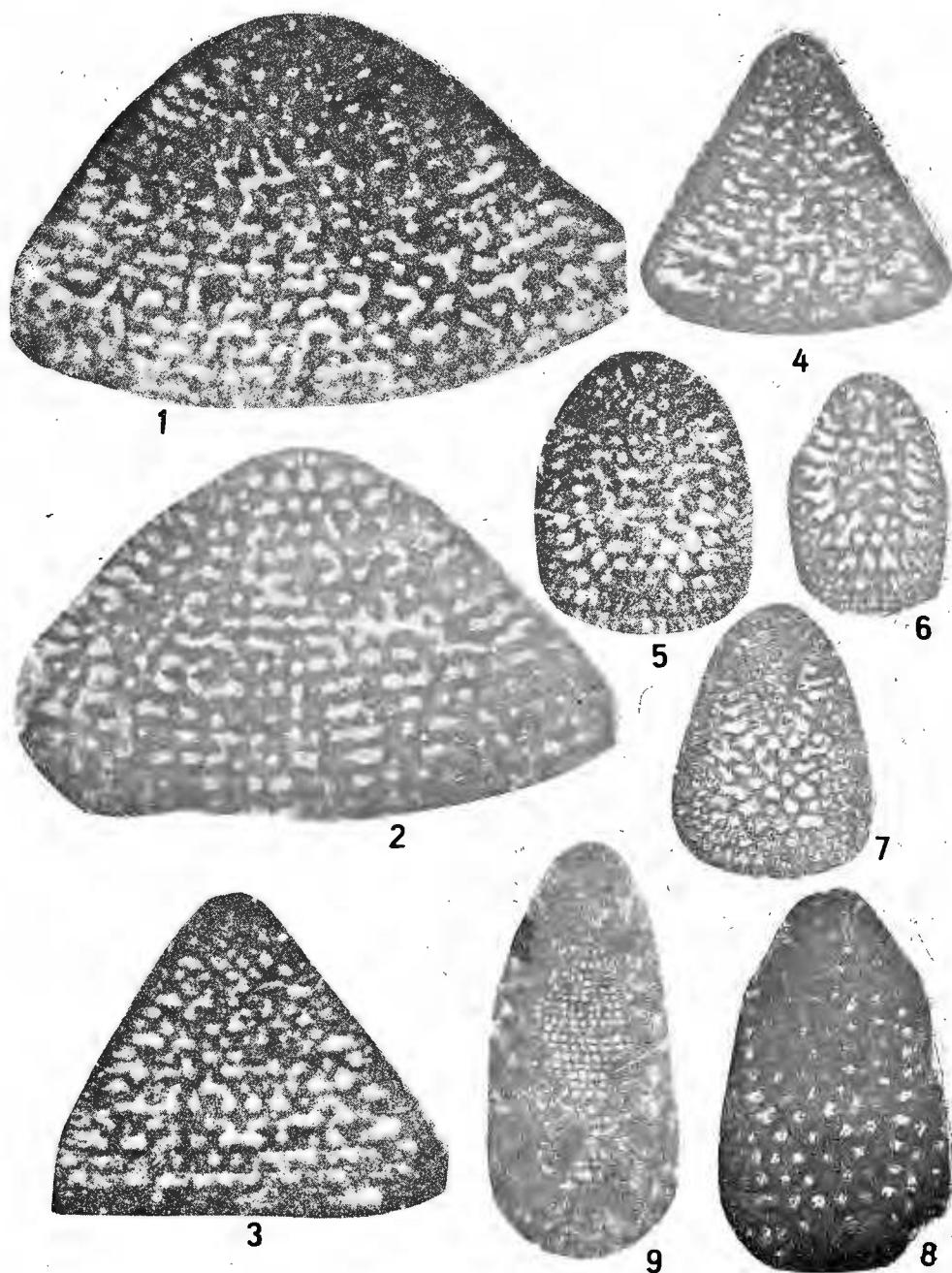
4



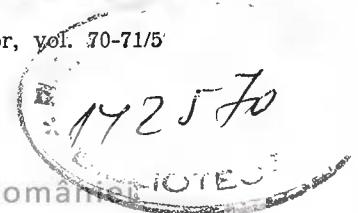
5



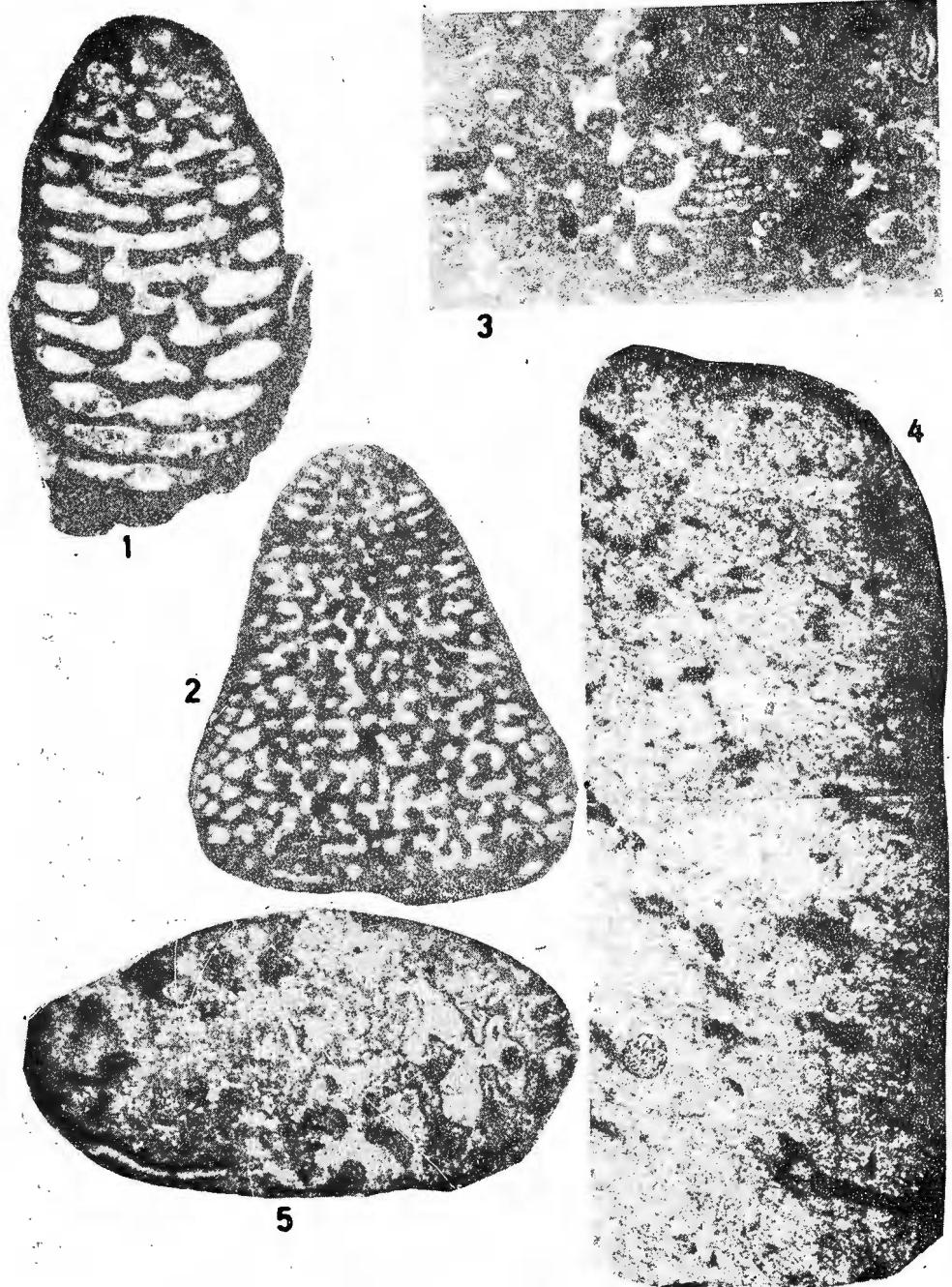
6



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



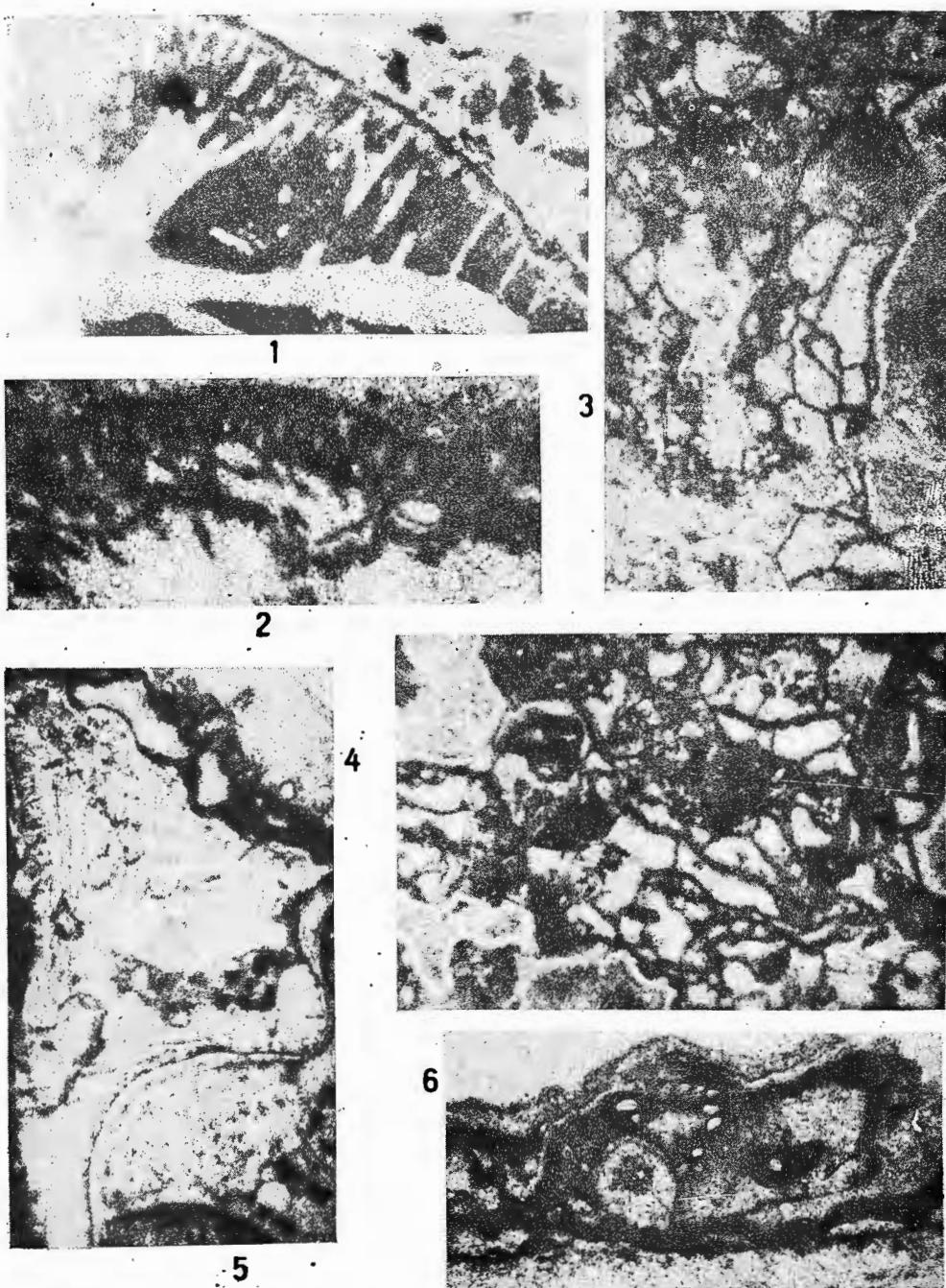
Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5

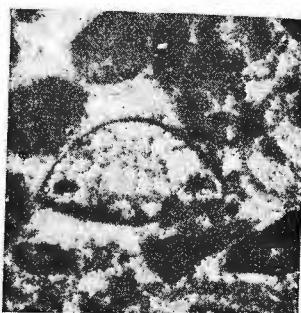
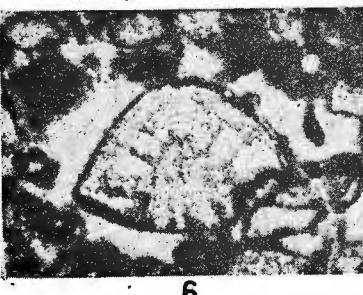
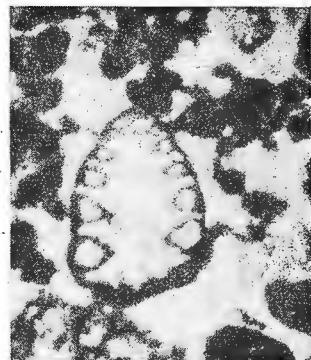
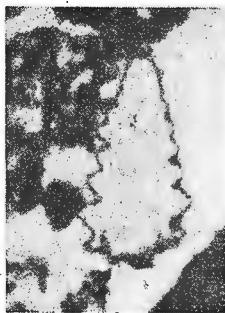


Institutul Geologic al României

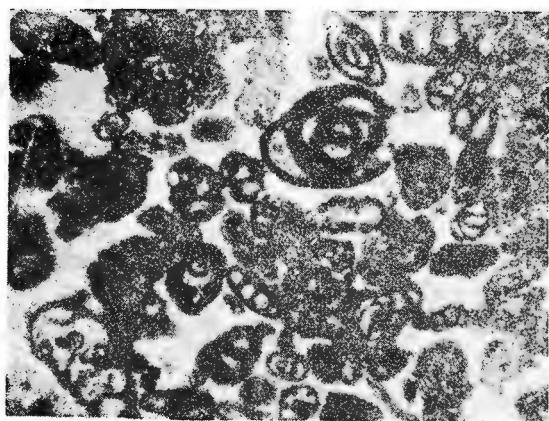


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5

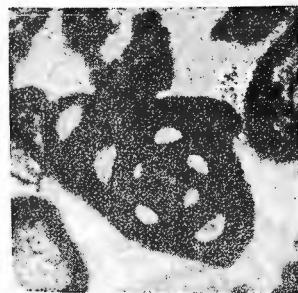




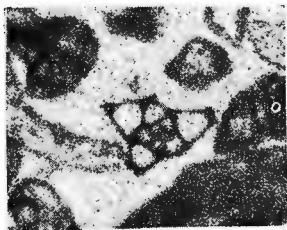
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



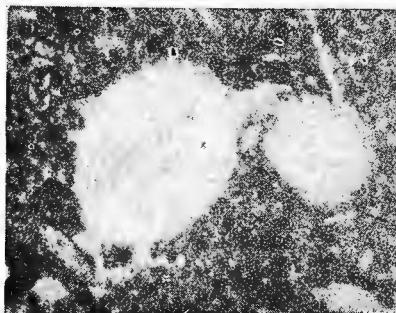
1



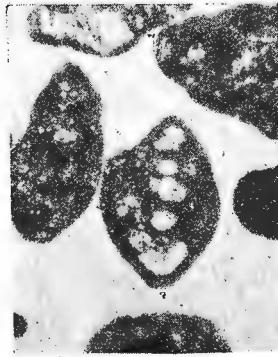
2



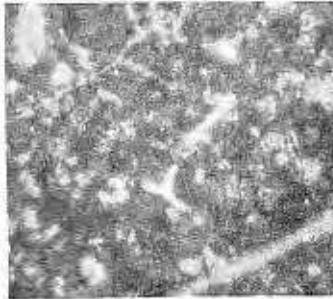
3



4



5



6

Institutul de Geologie și Geofizică. Dári de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



Institutul Geologic al României

GH. MANTEA, C. TOMESCU. Geological Structure of the  
Central part of Metaliferi Mts.

Pl. XVIII.



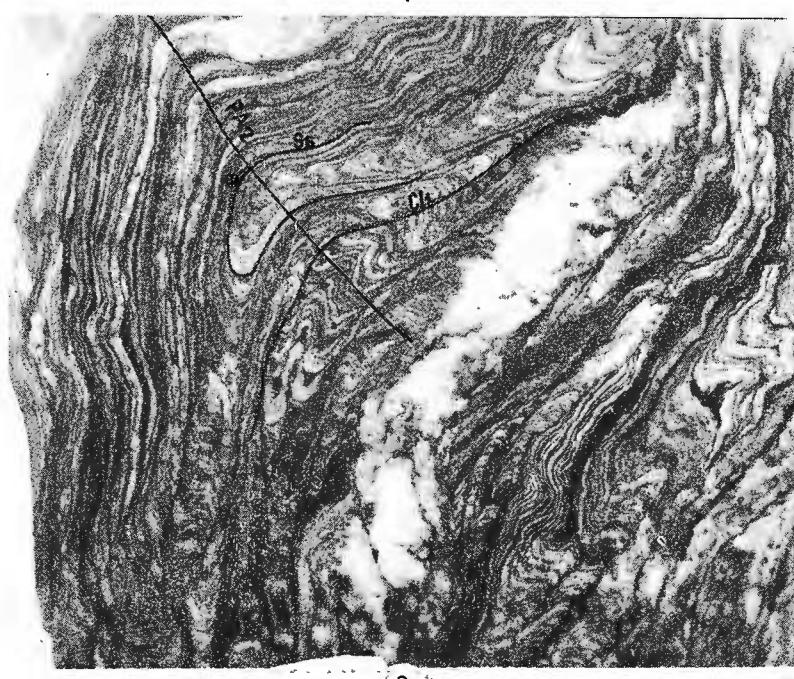
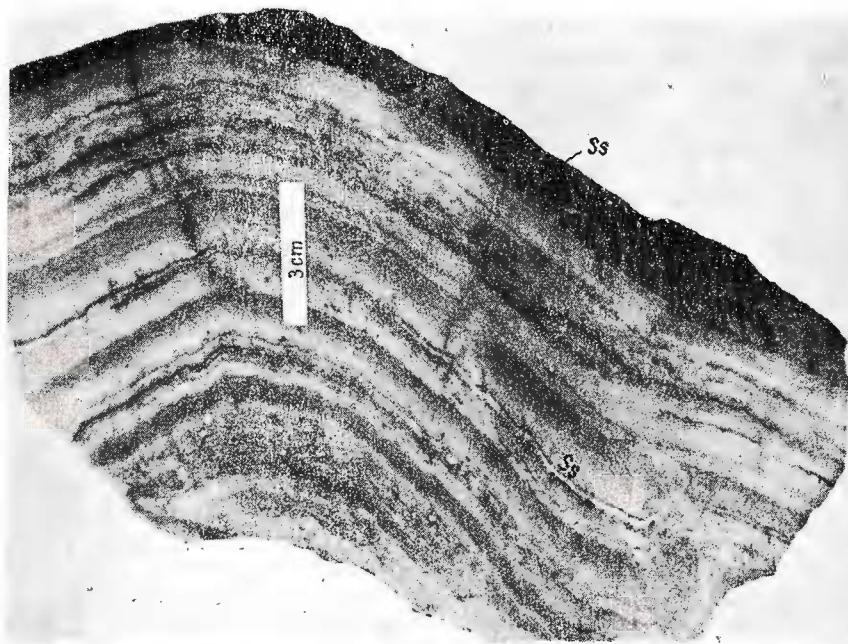
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



Institutul Geologic al României

M. MUREŞAN. Tectonique  $B_1$  des métamorphites de la série  
de Tulgheş

Pl. I



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședintelor, vol. 70-71/5

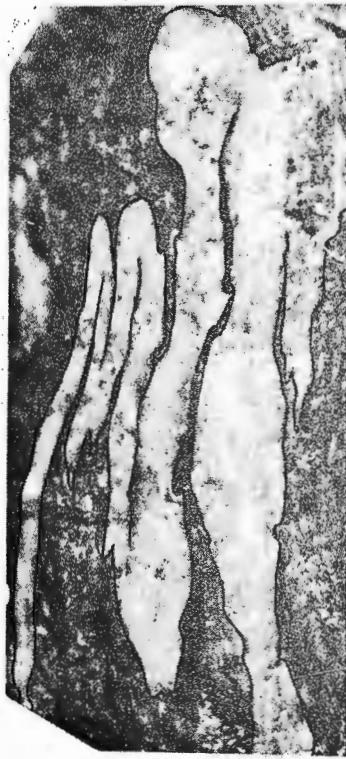


Institutul Geologic al României

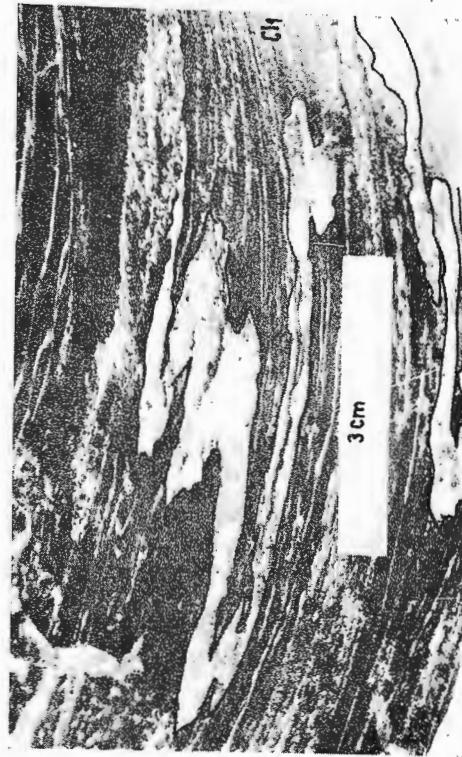
BIBLIOTECĂ

M. MUREŞAN. Tectonique B<sub>1</sub> des métamorphites de la série de Tulgheş

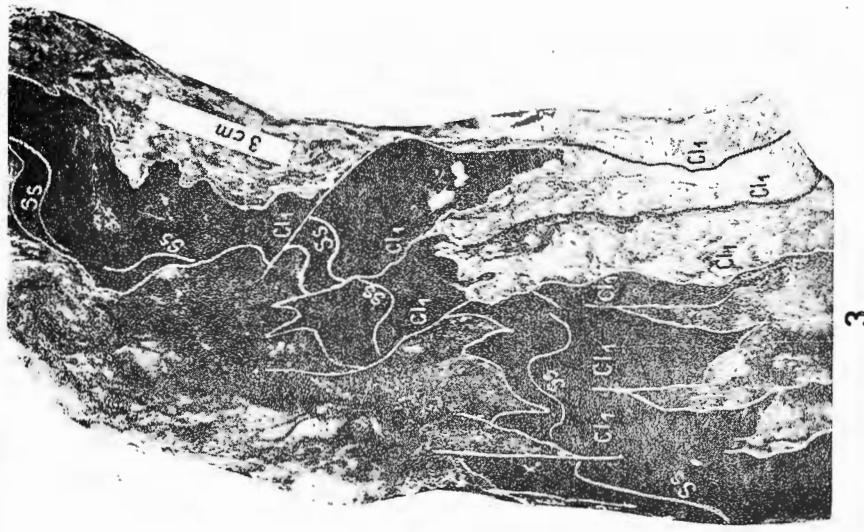
Pl. II.



1



2



3

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



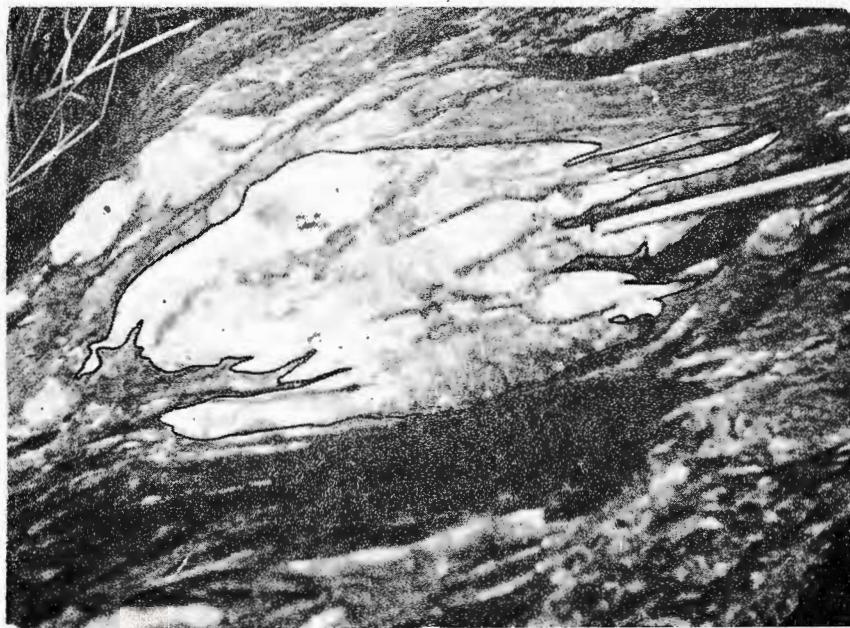
Institutul Geologic al României

M. MUREŞAN. Tectonique B<sub>1</sub> des métamorphites de la série  
de Tulgheş

Pl. III.



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



Institutul Geologic al României



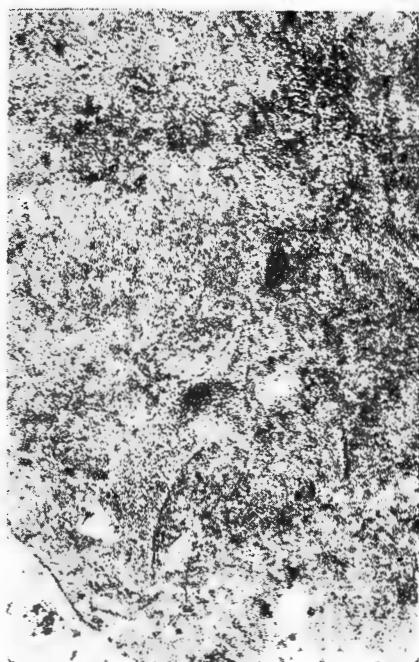
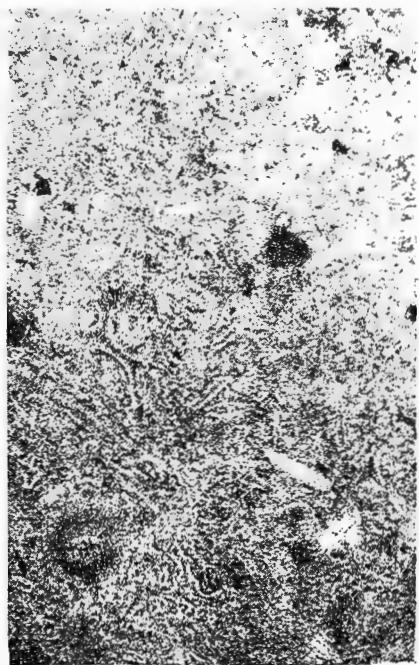
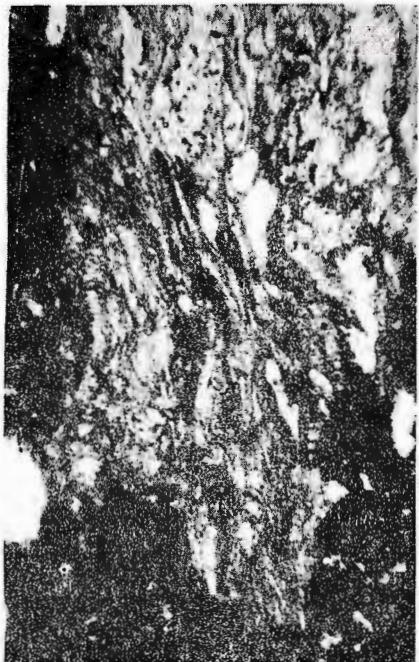


1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



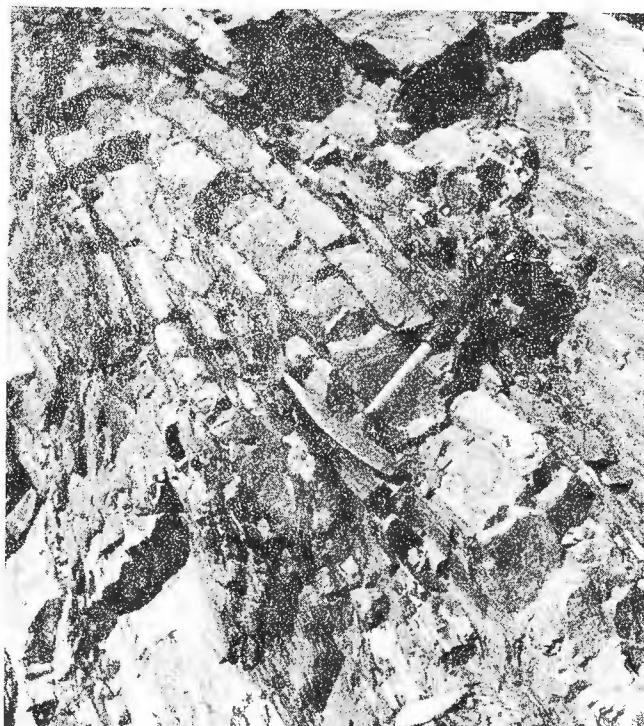
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



Institutul Geologic al României

A. SEGHEDEI. Metamorphism and deformation in Boelu Group

Pl. II



1



2

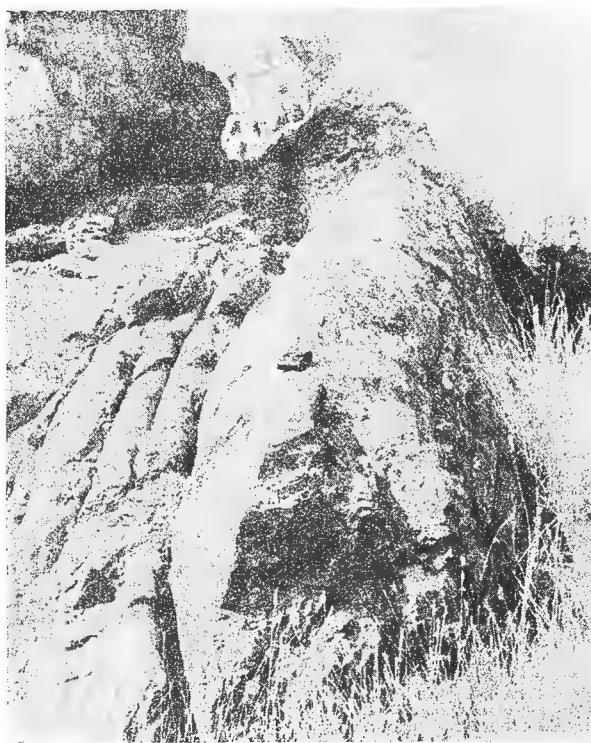
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor Vol. 70-71/5



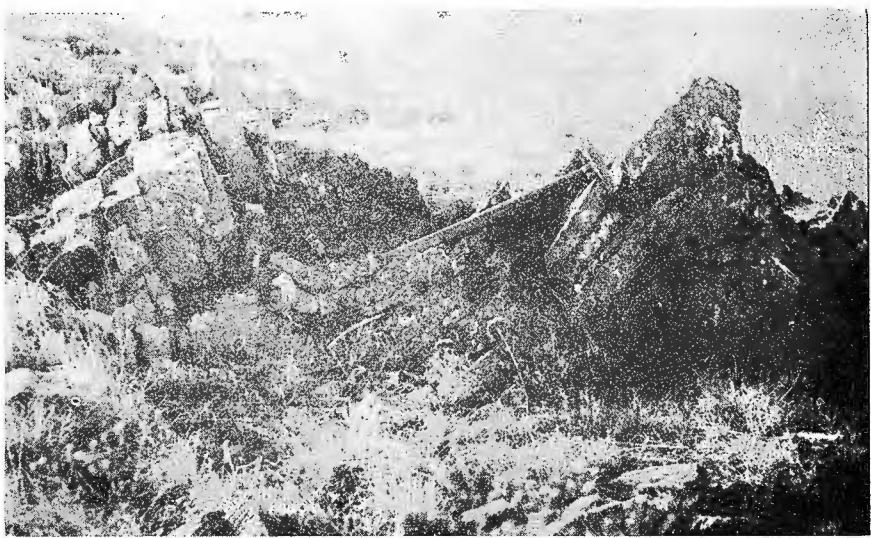
Institutul Geologic al României

A. SEGHEDI. Metamorphism and deformation in Boclugea Group

Pl. III.



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



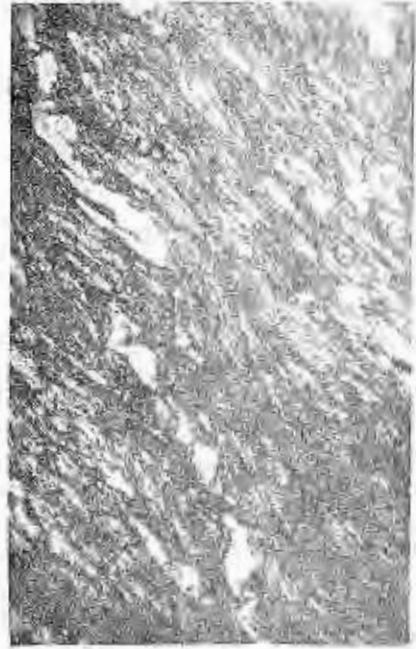
Institutul Geologic al României

A. SEGHEDEI. Metamorphism and deformation in Boclugea Group

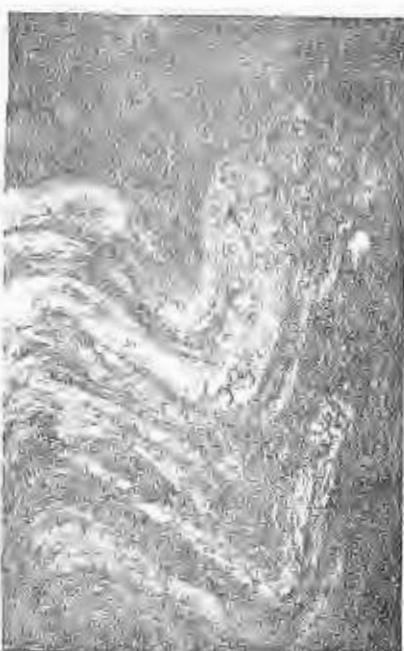
Pl. IV.



1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



Institutul Geologic al României

A. SEGHEDEI. Metamorphism and deformation in Boclugea Group

Pl. V.



1



2



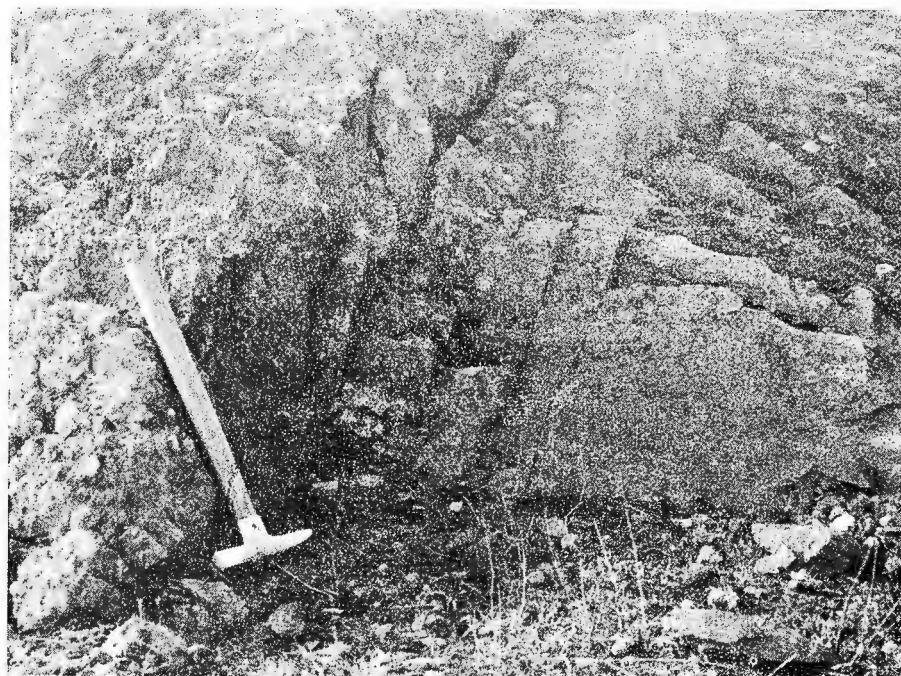
3



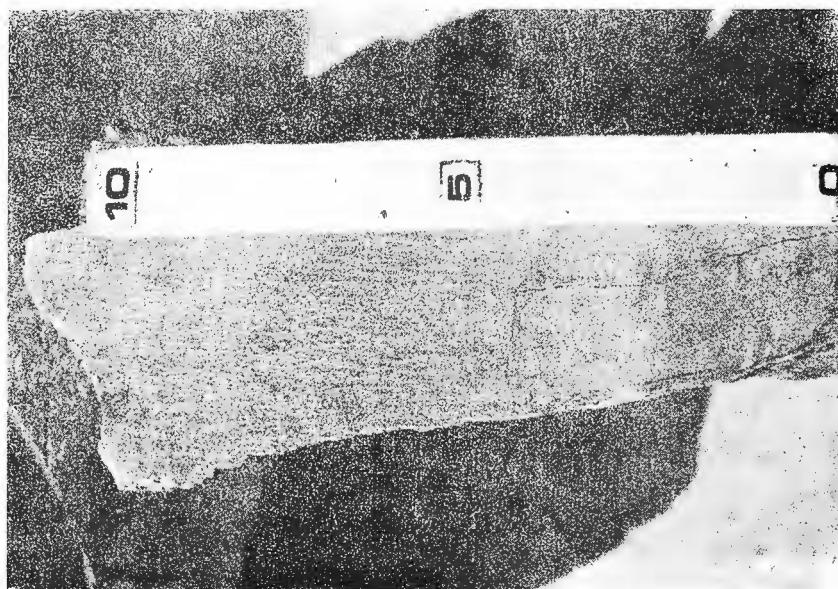
4

A. SEGHEDEI. Deformational History of the Carapelit Formation

Pl. II.



1



2

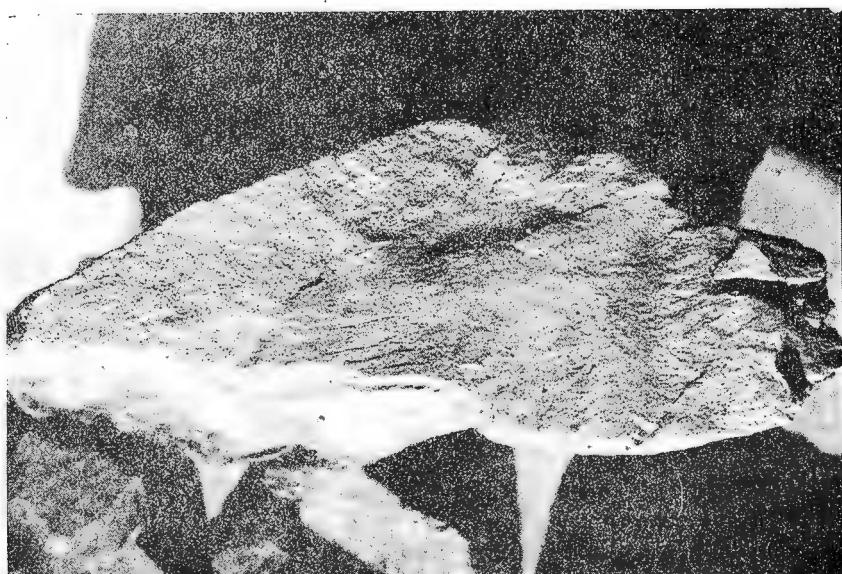
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședintelor vol. 70-71/5



Institutul Geologic al României

A. SEGHEDEI. Deformational History of the Carapelit Formation

Pl. III



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



Institutul Geologic al României

A. SEGHEDEI. Deformational History of the Carapelit  
Formation

Pl. IV



1

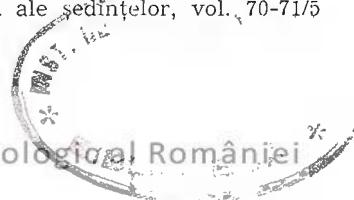


2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale sedințelor, vol. 70-71/5

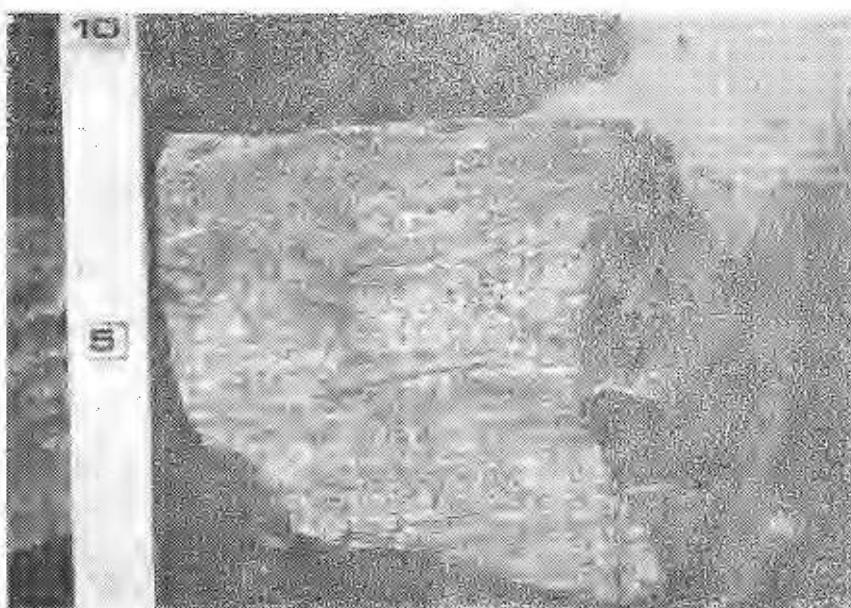


Institutul Geologic Românesc

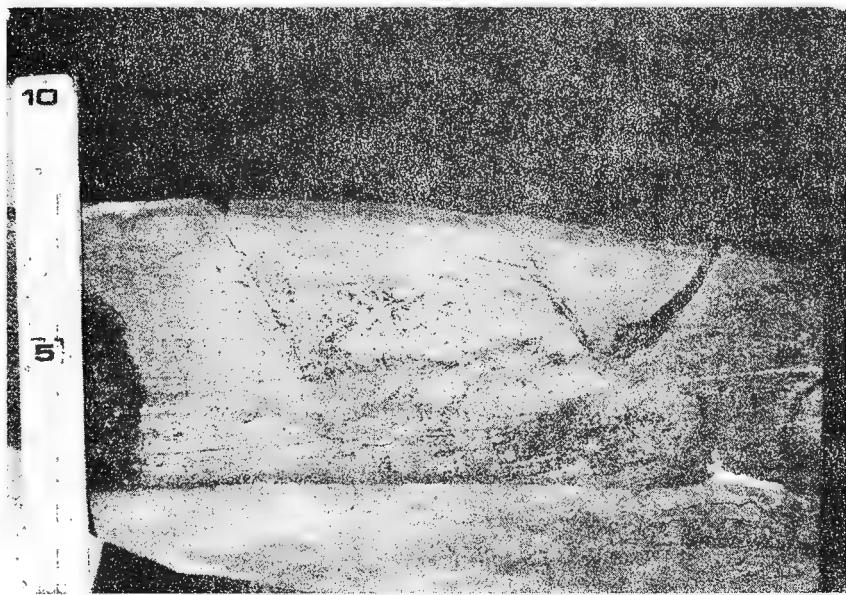


A. SEGHEDEI. Deformational History of the Carapelit Formation

Pl. V



1



2

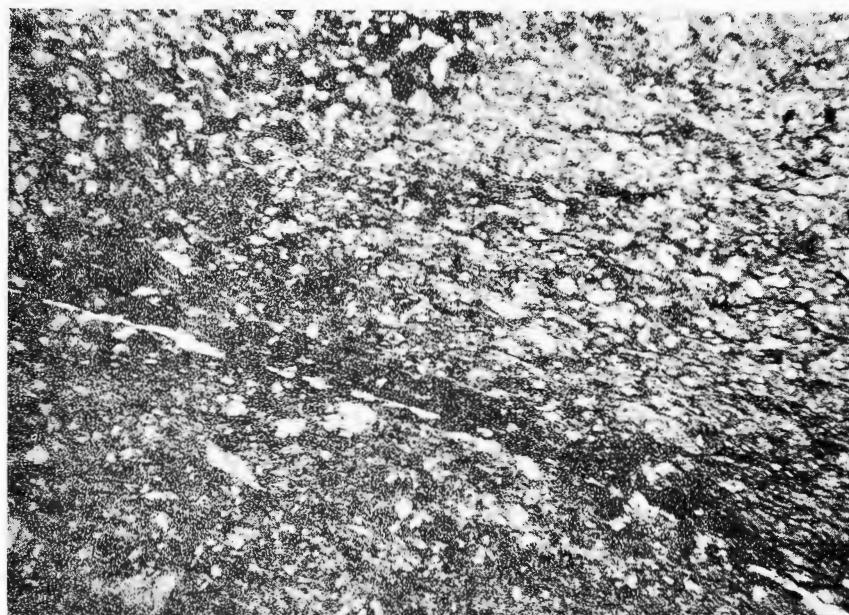
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



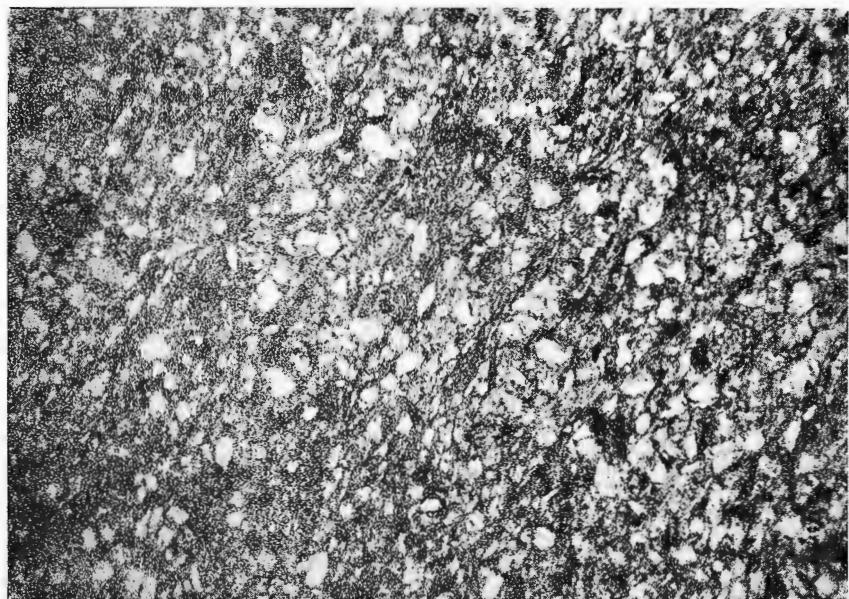
Institutul Geologic al României

A. SEGHEDEI. Deformational History of the Carapelit Formation

Pl. VI.



1



2

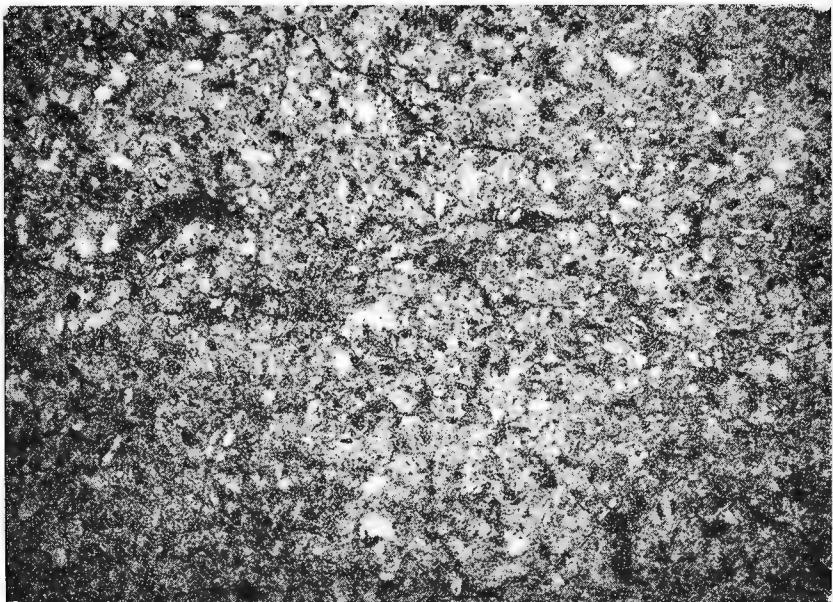
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședintelor, vol. 70-71/5



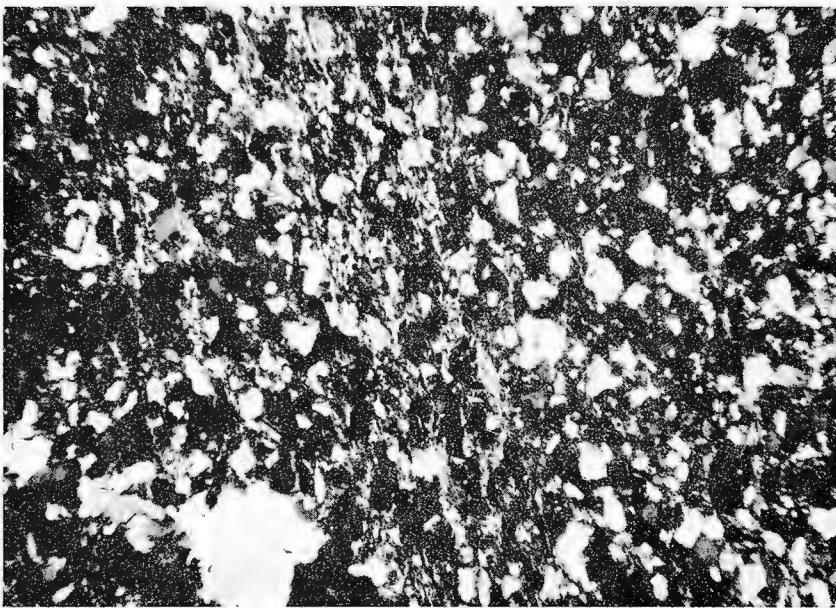
Institutul Geologic al României

A. SEGHEDEI. Deformational History of the Carapelit  
Formation

Pl. VII.



1



2

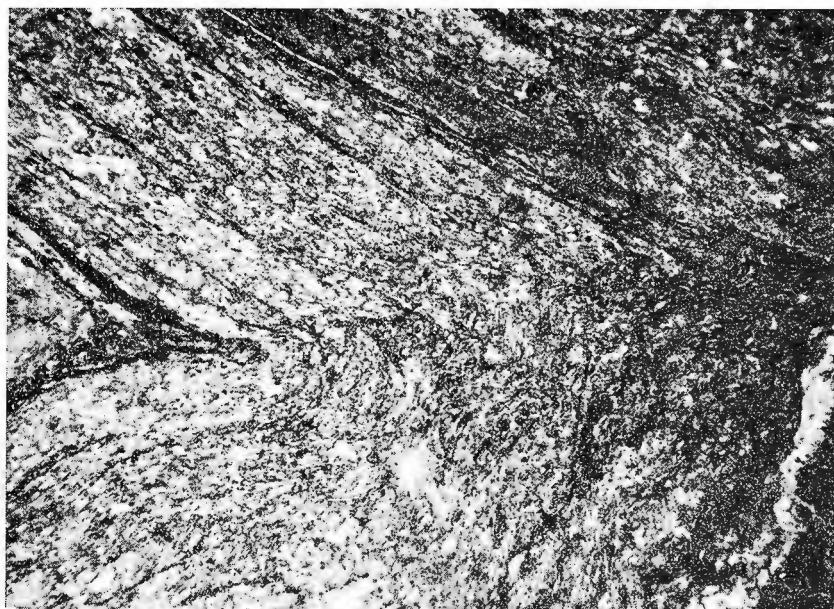
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



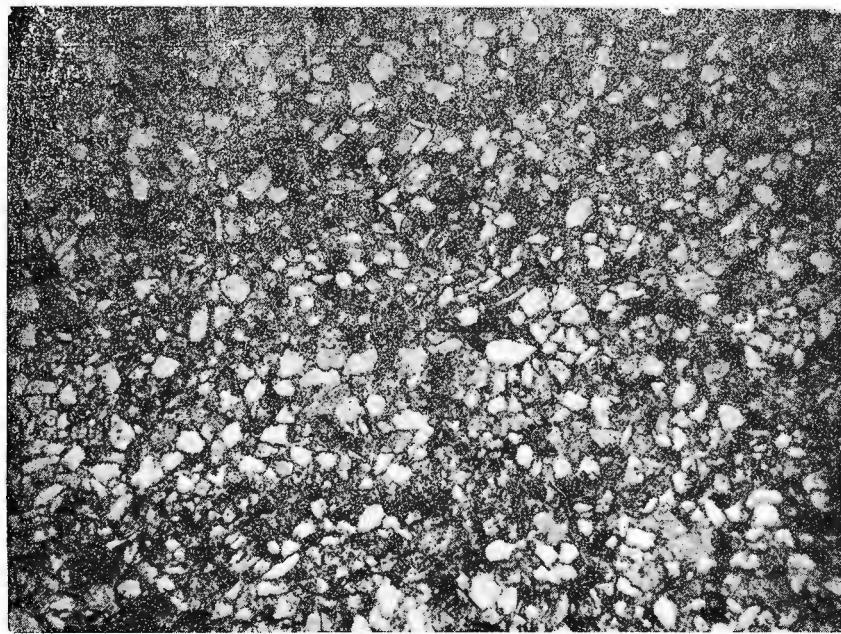
Institutul Geologic al României

A. SEGHEDEI. Deformational History of the Carapelit Formation

Pl. VIII.



1

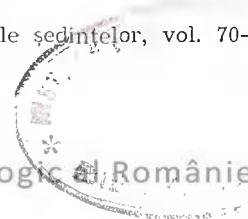


2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5

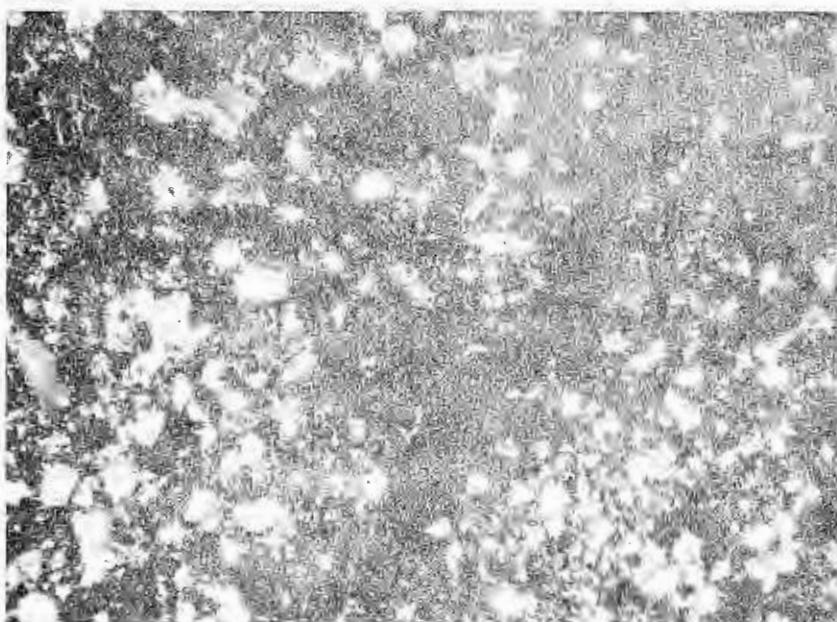


Institutul Geologic din România

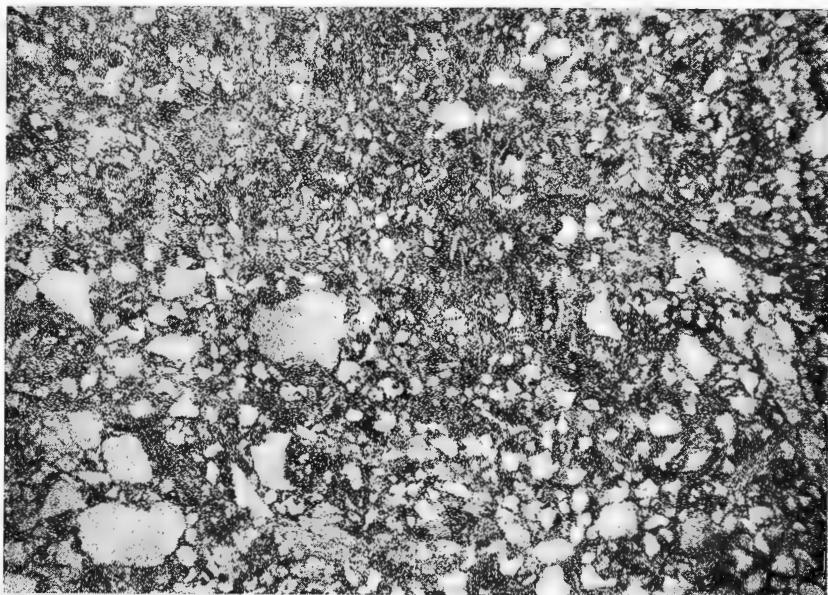


A. SEGHEDEI. Deformational History of the Carapelit Formation

Pl. IX.



1



2

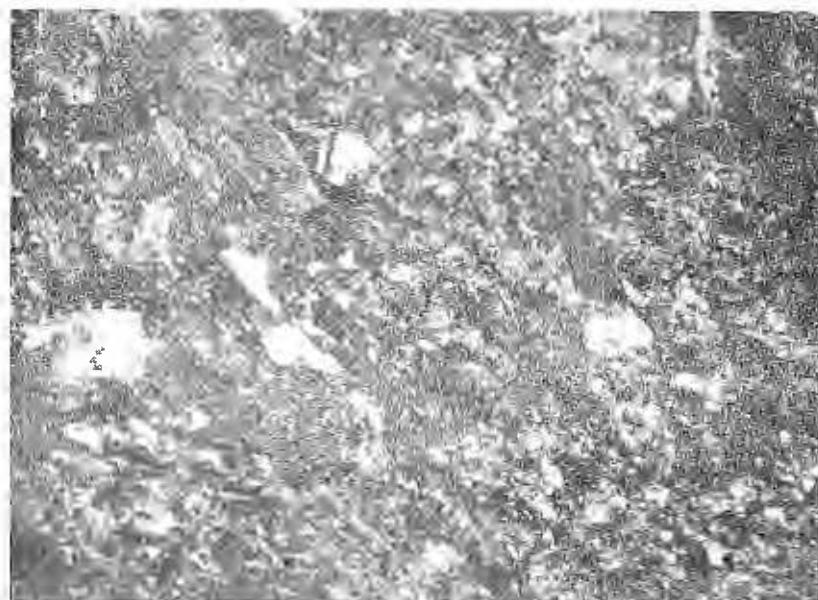
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5



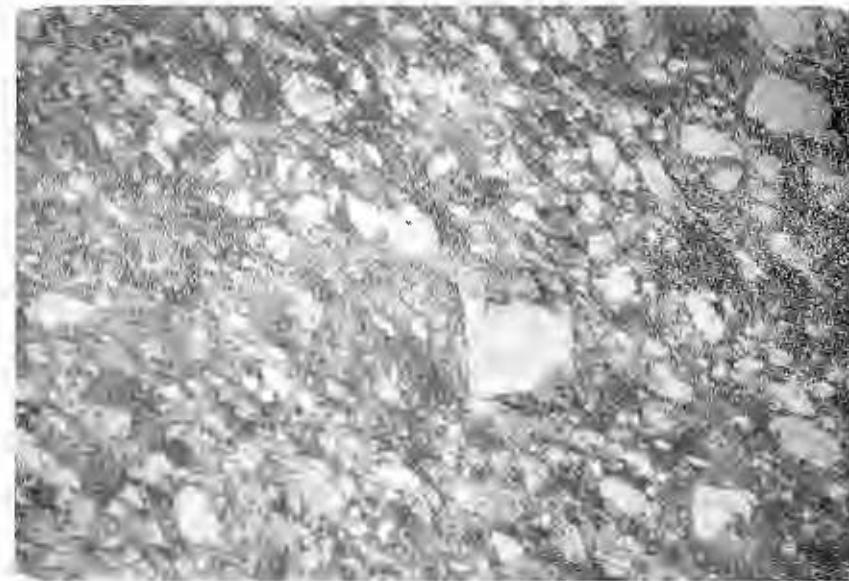
Institutul Geologic al României

A. SEGHEDEI. Deformational History of the Carapelit  
Formation

Pl. X.



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 70-71/5

142/5



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

## ERRATA

| Pag. | Rîndul                                                                                                                        | In loc de :                       | Se va citi :                                           |
|------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------------------------------|
| Page | Ligne                                                                                                                         | Au lieu de :                      | On va lire :                                           |
| Page | Line                                                                                                                          | Instead of :                      | Read :                                                 |
| 69   | 3 de sus                                                                                                                      | Arcoleze                          | Arcozele                                               |
| 82   | 14 de jos                                                                                                                     | folosilikat                       | filosilikat                                            |
| 159  | 10 d'en haut                                                                                                                  | mésoscopiques                    | mégascopiques                                         |
| 164  | 2 d'en bas                                                                                                                    | primiare                          | primaire                                               |
| 176  | Le dernière proposition de l'avant-dernier alin eat ("Il recourt"...) a été publi e par erreur et doit être consid r e nulle |                                   |                                                        |
| 187  | 3 (mots clef)                                                                                                                 | Inner                             | Outer                                                  |
| 189  | 13 d'en haut                                                                                                                  | in Micu                           | Ion, in Micu                                           |
| 191  | 4 d'en bas                                                                                                                    | Raport geologic,                  | Rapport, arch.                                         |
|      |                                                                                                                               | Arh.                              |                                                        |
| 197  | 4 (mots clef)                                                                                                                 | Getic and crystal-line Supragetic | Getic and Supragetic                                   |
| 199  | Fig. 1-6 b                                                                                                                    | Dogges                            | Dogger                                                 |
| 200  | 7 d'en bas                                                                                                                    | sous                              | sub                                                    |
| 202  | 9 d'en haut.                                                                                                                  | tithonique  o-crétacé             | tithonique- oc r tac                                   |
| 203  | Fig. 3-6                                                                                                                      | le                                | du                                                     |
| 207  | Fig. 3                                                                                                                        | I.Variegatus                      | I.variegatus                                           |
| 203  | Fig. 3                                                                                                                        | Callialaspopites                  | Callialasporites                                       |
| 203  | Fig. 3                                                                                                                        |                                   | (Datations palynologiques effectu es par E. Antonescu) |
| 215  | Fig. 9-3                                                                                                                      | sous                              | sub                                                    |
| 220  | 3 d'en bas                                                                                                                    | sous                              | sub                                                    |
| 221  | 12 d'en haut                                                                                                                  | sous                              | sub                                                    |
| 225  | 18 from bottom                                                                                                                | chloritoid                        | clinozoisite                                           |
| 231  | 23 from top                                                                                                                   | S <sub>4</sub>                    | S <sub>1</sub>                                         |
| 233  | 11 from bottom                                                                                                                | chloritoid                        | clinozoisite                                           |
| 238  | 7 from top                                                                                                                    | 1984                              | 1985                                                   |
| 239  | 1 from top                                                                                                                    | 1984                              | 1986                                                   |
| 244  | 10 from bottom                                                                                                                | 1984                              | 1983                                                   |

A. Seghedi - "Deformational History of the Carapelit Formation" -  
the numbering of plates starts with Plate 1

142570





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 - LII / I (1953 - 1966)
- Comitetul de Stat al Geologiei t. LII / 2 - LV / I (1967 - 1969)
- Institutul Geologic t. LV / 2 - LX (1970 - 1974)
- Institutul de Geologie și Geofizică - à partir du tome LXI (1975)





Peg

|                          |                                                                     |     |
|--------------------------|---------------------------------------------------------------------|-----|
| I. BALINTONI             | PETROLOGY AND TECTONICS OF THE HIGHIȘ - DROCEA MASSIF               | 5   |
| I. BALINTONI et al.      | SOUTH CARPATHIAN STRUCTURE EAST OF OLT RIVER                        | 23  |
| I. BALINTONI, V. IANCU   | LITHOSTRATIGRAPHY AND TECTONICS NORTH OF TRASCĂU                    | 45  |
| G. CARAIAN et al.        | NEW PROOFS OF THE BLACK SEA RISE DURING THE MIDDLE WÜRM             | 57  |
| N. GHERASIU et al.       | GEOLOGIA PĂRTII DE NORD A MASIVULUI GODEANU                         | 63  |
| I. GHEUCA DINICĂ         | LITHOSTRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE DU CRISTALLIN DE LEAOTA            | 87  |
| P. M. GOČEV              | SYNTHESE TECTONIQUE BULGARIE                                        | 97  |
| V. IANCU                 | UNITÉS STRUCTURALES DANS LA PARTIE OUEST DES CARPATHES MERIDIONALES | 104 |
| GH. MANTEA, C. TOMESCU   | GEOLOGICAL STRUCTURE OF CENTRAL PART OF METALIFERI MTS.             | 129 |
| M. MUREŞAN               | TECTONIQUE B <sub>1</sub> DES MÉTAMORPHITES DE LA SÉRIE DE TULGHEŞ  | 149 |
| D. PARASCHIV             | SUR LES CONDITIONS GÉOLOGIQUES DE LA ZONE DE BUCUREŞTI              | 165 |
| R. PURECEL, T. CIBOTARU  | SUR LA TECTONIQUE DU SUD-OUEST DES MONTS METALIFERI                 | 175 |
| M. SANDULESCU, M. MÎCU   | DIGITATIONS NAPPE DE TARCĂU ENTRE TAZLĂU ET BISTRITA                | 187 |
| M. SÂNDULESCU et al.     | MAGMATITES MESOZOIQUES DE TÂRA BÎRSEI                               | 197 |
| A. SEGHEDI               | METAMORPHISM AND DEFORMATION IN BOGLUGEÀ GROUP                      | 223 |
| A. SEGHEDI               | DEFORMATIONAL HISTORY OF CARAPELIT FORMATION                        | 236 |
| C. STRUTINSKI            | UPPER CRETACEOUS FORMATIONS SOUTH OF RUŞCHIȚA                       | 247 |
| C. STRUTINSKI, H.P. HANN | RECONSIDERATION DE LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE RUSCA MONTANĂ         | 256 |
| A.I. VODĂ                | THE CENTRAL EAST CARPATHIAN NAPPS IN BROŞTENI-BORCA REGION          | 269 |

