

B.I.G.

138747  
MINISTERUL GEOLOGIEI  
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ  
ALE  
ŞEDINȚELOR

VOL. LXVIII  
1981

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



BUCUREȘTI  
1984



Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor  
revine în exclusivitate autorilor



Institutul Geologic al României

MINISTERUL GEOLOGIEI  
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

# DĂRI DE SEAMĂ

A L E  
Ş E D I N T E L O R  
VOL. LXVIII  
(1981)



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

BUCUREŞTI  
1984



Institutul Geologic al României

## CONTENU

	Page
1. Balintoni I. Structure of the right side of the Bistrița River between Ciocănești and Vatra Dornei (East Carpathians) . . . . .	5
2. Hann H. P., Szász L. Geological structure of the Olt Valley between Ciineni and Brezoi (South Carpathians) . . . . .	23
3. Mâneacan C. D. Lithostratigraphie et tectonique des formations métamorphiques de la région à l'ouest de l'Olt, entre la vallée du Vădului et la vallée de Călinești (Carpathes Méridionales) . . . . .	58
4. Mureșan M. Nappes de charriage à métamorphites de la partie méridionale de la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales	63
5. Nedelcu L., Anton L. Tectonique de la région des sources de la vallée de Birsa (Monts Făgăraș) . . . . .	83
6. Savu H., Bratosin I., Neacșu V. Remarks on the petrology, geochemistry and tectonics of the geological formations of the Parâng Mountains concerning especially the Drăgsan amphibolite series (South Carpathians) . . . . .	97
7. Solomon I., Motoi G., Motoi A., Mărgărit M., Mărgărit G. Recherches géologiques concernant le versant est des Monts Gilău (Monts Apuseni)	133



## CUPRINS

	<u>Pag.</u>
1. Balintoni I. Structure of the right side of the Bistrița River between Ciocănești and Vatra Dornei (East Carpathians) . . . . .	5
2. Ham H. P., Szász L. Geological structure of the Olt Valley between Cîjeni and Brezoi (South Carpathians) . . . . .	23
3. Mâneanu C. D. Litostratigrafia și tectonica formațiunilor metamorfice din regiunea de la vest de Olt, între valea Vadului și valea Călinești (Carpații Meridionali) . . . . .	39
4. Mureșan M. Nappes de charriage à métamorphites de la partie méridionale de la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales . . . . .	63
5. Nedelcu L., Aントン L. Tectonique de la région des sources de la vallée de Bîrsa (Monts Făgăraș) . . . . .	83
6. Savu H., Bratosin I., Neacșu V. Remarks on the petrology, geochemistry and tectonics of the geological formations of the Parâng Mountains concerning especially the Drăgușan amphibolite series (South Carpathians)	97
7. Solomon I., Moțoi G., Moțoi A., Mărgărit M., Mărgărit G. Cercetări geologice pe versantul estic al munților Gilău (Munții Apuseni) . . . . .	115
Recenzii . . . . .	141



Redactor responsabil : M. SÂNDULESCU  
Tehnoredactor : P. CUCIUREANU  
Traducători : A. BĂJENARU, A. NĂSTASE, M. TOPOR

---

Dat la cules : martie 1984. Bun de tipar : august 1984. Tiraj :  
700 ex. Hârtie scris IA. Format 70×100/56 g. Coli de tipar : 9/4.  
Comanda 636. Pentru biblioteci indicele de clasificare : 55(058).



Intreprinderea poligrafică „Informația”  
Str. Brezoianu nr. 23–25  
București — România



Institutul Geologic al României

## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



Project 22 : Precambrian in Younger Fold Belts

### STRUCTURE OF THE RIGHT SIDE OF THE BISTRITA RIVER BETWEEN CIOCANEŞTI AND VATRA DORNEI (EAST CARPATHIANS)<sup>1</sup>

BY

ION BALINTONI<sup>2</sup>

Overthrust nappe. Tectonic unit. Hercynian orogenesis. Rodna Unit. Pietrosu Bistriței Nappe. Putna Nappe. Rarău Gneiss Nappe. Alpine orogenesis. Bucovinian Nappe. Sub-Bucovinian Nappe. Infrabucovinian Nappe. East Carpathians. Crystalline-Mesozoic Zone. Bistriței Mountains.

#### Sommaire

*Structure du versant droit de la Bistrița, entre Ciocanești et Vatra Dornei (Carpathes Orientales).* La zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales tient une structure compliquée, en nappes de charriage, réalisées en deux orogenèses : hercynienne et alpine. Les unités tectoniques hercyniennes sont : unité de Rodna, nappe de Pietrosu Bistriței, nappe de Putna, nappes des gneiss de Rarău. Les nappes de charriage hercyniennes se retrouvent actuellement dans le socle des nappes de charriage alpines, qui, de haut en bas sont : nappe bucovinienne, nappe subbucovinienne et nappe infrabucovinienné.

The necessities of lithostratigraphic and structural correlation with a view to the drawing up of the geological map of Romania, scale 1 : 50 000, Șaru Dornei sheet (Balintoni et al., 1981), made us to review areas situated at considerable distances from the Șaru Dornei zone. The results obtained, which modify certain knowledges on the correlation of the tectonic units forming the central and southern parts of the Crystalline-Mesozoic Zone of the East Carpathians, as well as the lithostratigraphic content of some of them, have been partly shown on the mentioned sheet (Balintoni et al., 1981) and in a paper referring to the area around the Ditrău alkaline massif (Balintoni, 1981 b). This paper

<sup>1</sup> Received on April 24, 1981, accepted for communication and publication on April 26, 1981, presented at the Meeting of April 29, 1981.

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



deals with information mostly concerning the structure of the right side of the Bistrița River, upstream Vatra Dornei. Our cartographic representation of the study area develops the tectonic and lithostratigraphic conceptions represented by Bercia et al. (1975) on the geological map of Romania (scale 1 : 50 000), Vatra Dornei sheet, a reference cartographic document for the knowledge of the geology of the central part of the Crystalline-Mesozoic Zone of the East Carpathians.

### I. Meso-Cretaceous Nappes

Recent researches (e.g. Balintoni, 1981 a, 1981 b ; Balintoni, Gheuca, 1981 a, 1981 b ; Balintoni et al., 1981), sometimes with results which seemed to be in contradiction with Săndulescu's opinions (1967, 1975, 1980) on the Alpine structure of the Crystalline-Mesozoic Zone of the East Carpathians, have confirmed those ideas in the end. Săndulescu (1967) included the Alpine nappes with pre-Mesozoic metamorphites in their constitution in a system of the central nappes. According to his latest synthesis (Săndulescu, 1980) those nappes are (from top to bottom), as follows : Bucovinian Nappe, Sub-Bucovinian Nappe, and Infrabucovinian Nappes. In the right side of the Bistrița River, upstream the town of Vatra Dornei, there certainly occur the Sub-Bucovinian Nappe, the Iacobeni Infrabucovinian Nappe and probably the Bucovinian Nappe (Fig. 1).

#### 1. Sub-Bucovinian Nappe (Săndulescu, 1967)

In the mapped area, the Sub-Bucovinian Nappe comprises the metamorphites of the Negrișoara and Tulgheș series. On the Vatra Dornei sheet, scale 1 : 50 000 (Bercia et al., 1975), the Tulgheș Series is assigned in structural respect to the Rodna-Mestecăniș Meso-Cretaceous Nappe (the mentioned authors use another classification for the Meso-Cretaceous nappes than Săndulescu) and the Negrișoara Series is not separated. Among the metamorphites constituting the Negrișoara Series only the Pietrosu porphyry gneisses are presented (but as a part of the Tulgheș Series). In the basin of the Diaca Brook (Balintoni, 1980 — unpublished data) the Sub-Bucovinian Nappe consists also of rocks of the Rebra Series and in the area of the Putna Valley (Balintoni, 1981 a) it includes also metamorphites of the Bretila Series, transgressively overlain by the "Sub-Bucovinian sedimentary series" (Săndulescu, 1976).

#### 2. Iacobeni Nappe (Bercia et al., 1971)

In the present paper the Iacobeni Nappe is regarded as the uppermost Infrabucovinian Meso-Cretaceous tectonic unit, which crops out in the Iacobeni tectonic window. In the mapped area it is constituted of the Mesozoic sediments of the "Iacobeni Series" (Săndulescu, 1976) and the underlying mesozonal metamorphites. The latter belong to the Bretila Series. South of Vatra Dornei, nearby the locality of Panaci, the Iacobeni Nappe includes the metamorphites of the Tulgheș and Negrișoara series, as well. The boundaries of the Iacobeni Nappe mapped



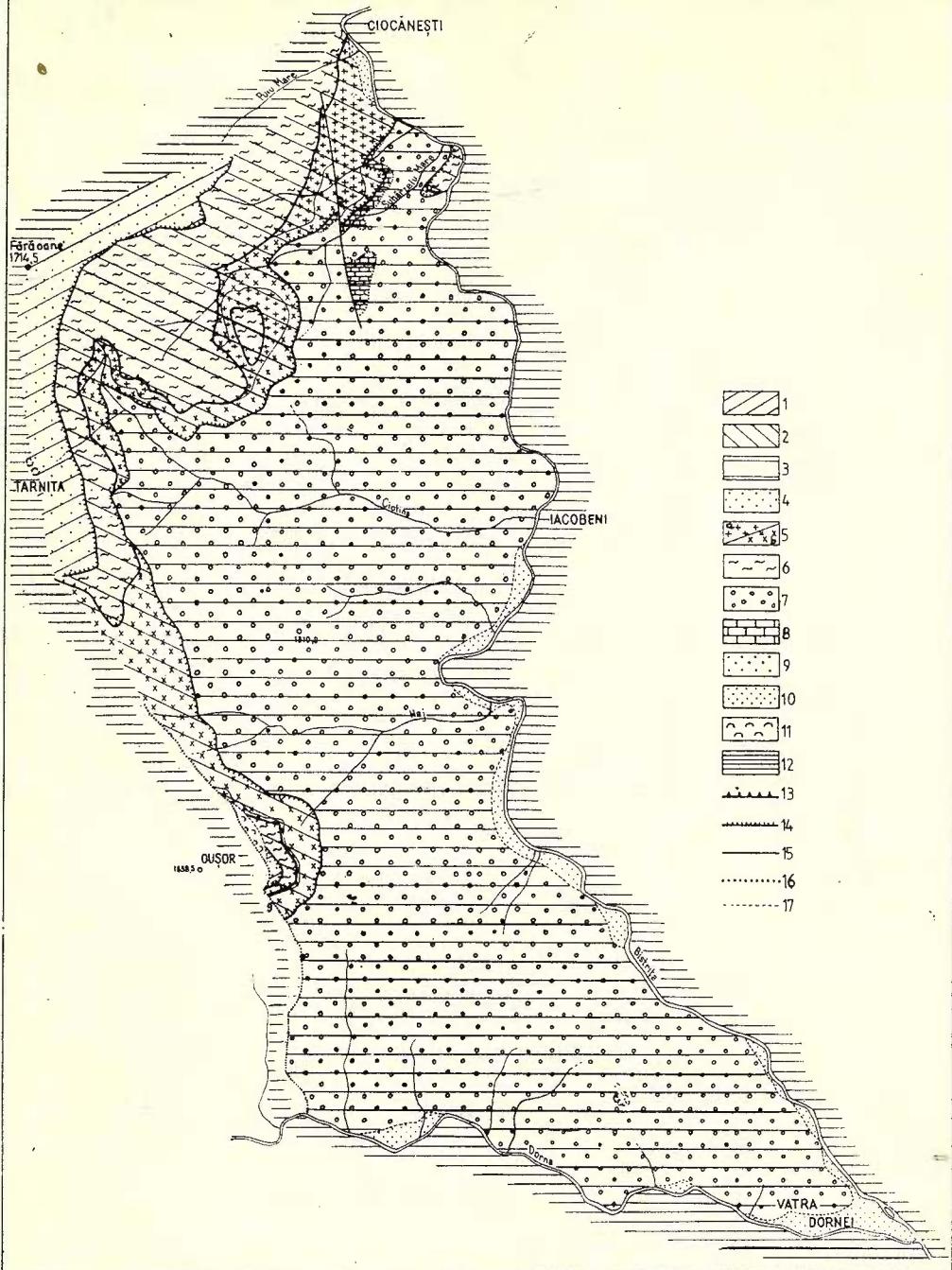


Fig. 1. — Tectonic map of the right side of the Bistrița Valley between Vatra Dornei and Ciocănești. Mesorectaceous nappes : 1, Bucovinian Nappe ; 2, Sub-Bucovinian Nappe ; 3, Iacobeni Infrabucovinian Nappe. Pre-Alpine nappes : 4, Rebra Series ; 5, Negrișoara Series : a, Pietrosu Bistriței porphyroid gneisses ; b, biotite-bearing quartzitic paragneisses ; 6, Tulgheș Series ; 7, Bretila Series ; 8, Iacobeni Mesozoic Series ; 9, Post-tectonic cover. Quaternary : 10, Alluvia ; 11, Detritus ; 12, Unmapped area ; 13, Pre-Alpine thrust plane ; 14, Meso-Cretaceous thrust plane ; 15, Fault ; 16, Transgression line ; 17, Quaternary boundary.

by us almost coincide with those of the nappe with the same name drawn up by Bercia et al. (1975) on the Vatra Dornei sheet (scale 1 : 50 000). The mentioned authors, however, assigned the mesozonal metamorphites, transgressively overlain by the "Iacobeni Series", to the Rebra Series.

We include those metamorphites to the Bretila Series for the following reasons : a) the petrographic association consisting of micaeuous quartzites, micaschists, gneisses and amphibolites, in the absence of the carbonatic rocks, does not occur in the known portions of the Rebra Series ; b) the same petrographic association characterizes the Bretila Series in those zones in which it cannot be confused with the Rebra Series ; c) the superior structural position of the Iacobeni mesozonal metamorphites within the Iacobeni Infrabucovinian Nappe excludes the possibility to consider them as Rebra Series.

### *3. Bucovinian Nappe (Săndulescu, 1967)*

We include, with certain reserves, in the Bucovinian Nappe, the metamorphites from the right side of the Bistrița River, represented as the Tibău Series on the Vatra Dornei Sheet, scale 1 : 50 000 (Bercia et al., 1975). Bercia et al. (1971) and Bercia et al. (1976) describe the Tibău Series as representing the weakly metamorphosed Hercynian cover, of Lower Carboniferous age, of the Tulgheș and Rebra series. The hypothesis that the rocks of the Tibău Series (as a matter of fact referred to the Rebra Series in that area) should be thrust over those of the Tulgheș Series is rendered on the Șaru Dornei sheet (scale 1 : 50 000) (Balintoni et al., 1981). Our opinion that the metamorphites under discussion should be assigned to the Bucovinian Nappe is based on the following observations :

a) Those metamorphites are in fact older mesozonal rocks, intensely retromorphosed during the Hercynian orogenesis ; their initial degree of metamorphism was superior to that of the underlying Tulgheș Series, and therefore the superposition of the two series can be but tectonically explained.

b) From the viewpoint of the petrographic association (carbonatic rocks, micaschists, gneisses, amphibolic rocks) and of the metamorphic history, the rocks which follow over the Tulgheș Series from the Sub-Bucovinian Nappe in the right side of the Bistrița River are compatible with sequences of the Rebra Series.

c) In the right side of the Bistrița River, the spatial relationship between the Tulgheș Series, as the upper part of the Sub-Bucovinian Series, and the Tibău Series (in the sense of Bercia et al., 1975) is identical to the relationship observable between Păltiniș and Dorna Arini, where the Tulgheș Series from the Sub-Bucovinian Nappes is certainly overlain by rocks of the Rebra Series from the Bucovinian Nappe (Balintoni et al., 1981).

The statement from point (a) is argued as follows :

a.1. The initial metamorphism (M1) of the rocks under discussion was achieved in a field of thermodynamic stability situated over the



"chlorite-out" isograds. It results from the frequent preservation of intensely deformed relict biotites whose characteristics are identical with those of the relict biotites occurring in the retrograde parts of the Rebra or Bretila series. A large amount of biotite of that kind is apt to be found in the Suhard Summit, for instance, over carbonatic rocks, as well as in the left side of the Bistrița River, in the outcrops along the highway, between the localities of Botoș and Cîrlibaba.

a.2. The initial paragenesis (+biotite, -chlorite) was regressively affected by a metamorphic event (M2), which generated muscovite and chlorite as stable minerals, accompanied by the separation in large amounts of iron, probably as magnetite. Concomitantly with the new paragenesis a transposition foliation S2 occurred, muscovite and neo-formation chlorite being disposed in a parallel position with S2.

a.3. The metamorphic event (M2) was followed by a mostly dynamic event (M3), which microfolded the S2 foliation and induced a S3 foliation, parallel to the axial planes of the microfolds. After the mentioned foliation rock fragments are separated by striking. The S3 foliation is the most prominent one in outcrops. It is not out of question that the S3 foliation should be in connection with overthrusts, but taking into account that it penetrates a rock pile thick enough it might be considered prior to them, too. Such successions of events are proper to the mesozonal series from the East Carpathians and by all means they cannot be observed in the Hercynian formations found in the study area. In order to exclude all doubts we have also investigated the Rusaia Series in the Om Brook area; the macro- and microscopic analysis of the rocks belonging to the two series under discussion excludes any possibility to refer them to a similar geological history (Pl. Figs. 1, 2, 3).

All this does not exclude the possibility that the succession assigned to the Tibău Series, from Vatra Dornei up to Maramureș, should also include rocks belonging to the Hercynian orogenesis. Likewise, the rocks under discussion may represent an independent retrograde meso-zone in a structural position comparable with that of the Mindra Formation (Balintoni, 1981 b), but within the Sub-Bucovinian Nappe (the above-mentioned relationship is described by us within the Bucovinian Nappe).

In conclusion the following observations are to be pointed out: the contacts between the Meso-Cretaceous nappes are marked by very thick mylonites; where patches of sedimentary rocks occur, the underlying metamorphites preserve a sub-aerial intense alteration, characterized by the complete oxidation of the iron previously included in the felsic silicates (Fig. 2).

## II. Structure of the Basement of the Meso-Cretaceous Nappes

The research works of several generations of geologists rendered evident, in the Crystalline-Mesozoic Zone of the East Carpathians, nappes which cannot be correlated with the Meso-Cretaceous nappes mentioned in the previous chapter. They proved to be pre-Alpine tectonic units forming the basement of the Meso-Cretaceous nappes. In the



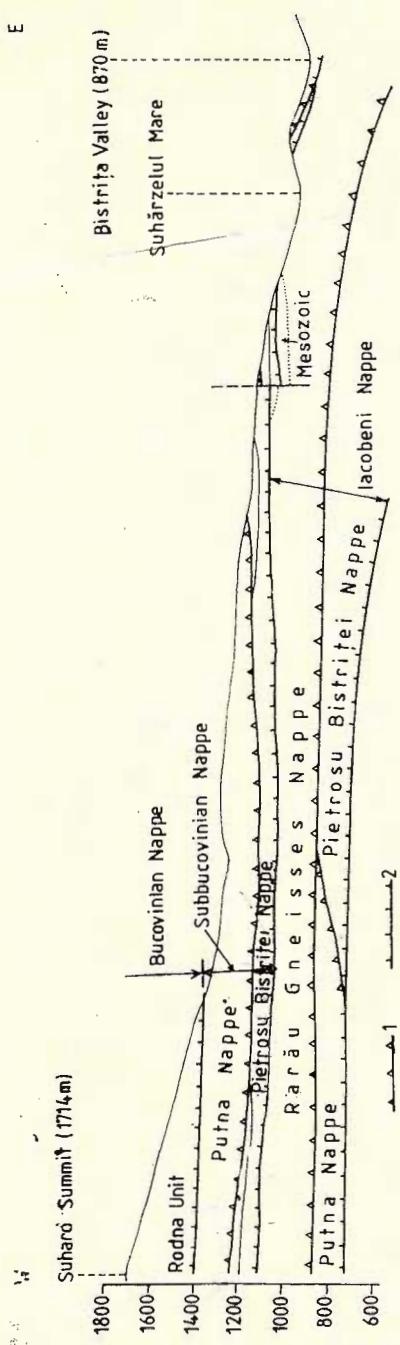


Fig. 2. — Geological profile between the Suhard Summit and the Bistrița Valley. 1, Pre-Alpine thrust = plane ;  
2, Mesocretaceous thrust plane.

region around Vatra Dornei the pre-Alpine tectonic units are, as follows : Rodna Unit, Pietrosu Bistriței Nappe, Putna Nappe, Rarău Gneiss Nappe. Further on we shall give some data on their history. Till the autumn of the year 1980, when the areas around the Ditrău alkaline massif were mapped, we (Balintoni, 1981 b) considered the mentioned tectonic units of Alpine age. The pre-Alpine age of the Rarău Gneiss Nappe, as part of the basement of the Bucovinian Nappe, was postulated by Streckeisen in 1934 and then argued by Săndulescu (1972, 1975, 1976) and by Streckeisen and Hunziker (1974). In the discussion on our paper related to the Valea Putnei metamorphites (Balintoni, 1981 a), Săndulescu ascertained that, besides the Rarău Gneisses, there are also other nappes which can be of pre-Alpine age and they may be found in the constitution of the basement of other Meso-Cretaceous nappes, not only of the Bucovinian Nappe. Our investigations carried out in 1980 throw a new light on many of the previous information and provide arguments in favour of Săndulescu's suppositions.

#### *A) Characteristic Features of the Pre-Alpine Tectonic Units*

A.1. Except of the Rarău Gneiss Nappe, in all the areas known up to now, they consist of a single crystalline series.

A.2. They are thin and their thicknesses vary very much and may become fragmentary.

A.3. Besides the Rarău Gneiss Nappe they are deprived of Meso-zoic covers.

A.4. They show a poor internal structure, on considerable surfaces the thrust of the planes being parallel to the limits between the litho-stratigraphic units.

A.5. The constituent crystalline series are intensely retromorphosed at the upper parts during the Hercynian orogenesis, but they do not indicate any sub-aerial alteration except the Bretila Series.

A.6. The mylonites nearby the thrust planes are thin as compared to those between the Meso-Cretaceous nappes.

A.7. All the four pre-Alpine tectonic units mentioned above are found in the constitution of the basement of the Meso-Cretaceous Bucovinian and Sub-Bucovinian nappes ; the Rodna Unit is not known up to now in the basement of the Iacobeni Nappe (Infrabucovinian).

A.8. The succession of the pre-Alpine tectonic units in the basement of the Meso-Cretaceous nappes is always the same (from bottom to top) : Rodna Unit, Pietrosu Bistriței Nappe, Putna Nappe, Rarău Gneiss Nappe.

#### *B) Crystalline Series of the Pre-Alpine Tectonic Units*

B.1. *Rodna Unit.* Up to the present only rocks of the Rebra Series are known in this unit.

B.2. *Pietrosu Bistriței Nappe.* It includes only metamorphites of the Negrișoara Series.



B.3. *Putna Nappe*. It contains rocks of the Tulgheş Series. The facies of the metamorphites of the Tulgheş Series from the basement of the Bucovinian Nappe seems to be partly different from that of the rocks of the same series from the basement of the Sub-Bucovinian Nappe.

B.4. *Rarău Gneiss Nappe*. It consists of mesometamorphic rocks of the Bretila Series transgressively overlain by Hercynian covers in several places in the East Carpathians.

The A.8. observation and those from point B indicate that the lithostratigraphic units of the basement of the Meso-Cretaceous nappes (the pre-Hercynian ones) are always in tectonic relationships, and the Iacobeni mesozone, which is transgressively overlain by the "Iacobeni Series", cannot belong to the Rebra Series.

### C) Age of the Pre-Alpine Tectonic Units

The data which may be taken into account in order to know the moment of emplacement of the pre-Alpine tectonic units are the following : first of all the observation at point A.3. (absence of the overlying Mesozoic sedimentary cover, excepting the Rarău Gneiss Nappe) and observation at point A.5. (intense Hercynian retromorphism at the upper parts of the crystalline series ; then the fact that the overthrust plane between the Putna Nappe and the Rarău Gneiss Nappe is transgressively overlain by sediments from the Lower Triassic (Săndulescu, 1975, 1976) (C.1.) and that the Rodna Unit, the Pietrosu Bistriței, Putna and Rarău gneiss nappes from the basement of the Bucovinian Nappe are intersected by the Ditrău alkaline massif (C.2.) (Balintoni, 1981 b) ; the Ditrău alkaline massif is considered Jurassic on the basis of isotopic K/Ar ages (160—170 m.y. ; Streckeisen, Hunziker, 1974). The corroboration of the observations A.3., C.1. and C.2. points out the pre-Triassic as the moment of emplacement of the pre-Alpine tectonic units, whereas observation A.5. indicates the post-Sudete time. Consequently, we have to choose among the paroxismal Upper Paleozoic, Asturian and Saalic phases. Taking into account general geological reasons (Balintoni, 1981 b) we choose the Saalic tectogenesis.

### D) Historic Considerations

1. *Rodna Unit*. A tectonic contact which coincides with the overthrust plane of the Rodna Unit in the respective point was first marked, in the right side of the Valea Vinului, by Reinhard and Atanasiu in 1927. The nappe structure of the Rodna Mts was stated by Popescu-Voitești in 1929 and 1931 ; the upper nappe (the Transylvanian Nappe according to Popescu-Voitești) corresponds to the present Rodna Unit. The Ineu outlier was mentioned in 1929 and represented on profile IV in 1931. An image close to the present one of the Rodna Unit was given by Th. Kräutner in 1938. It was completed by H. Kräutner in 1968 under the name of Rodna Nappe. The presence of the Rodna Unit in the southern part of the Crystalline-Mesozoic Zone of the East Carpathians was established by Mureșan in 1976 and in the central part of the same zone by Balintoni and Gheuca in 1977. The denomination used



by the latter authors — Iacobeni Nappe (Rodna ?) — comes from the partial accepting of Mureşan's comparison (1976), yet not proved, between the Iacobeni Nappe and the Rodna Nappe.

2. *Pietrosu Bistriței Nappe*. It was first separated in the Bistrița Mts and called so by Balintoni and Gheuca in 1977.

3. *Putna Nappe*. The history of this nappe is old. Reinhard (1911) was the first who stated that the Mesozoic sediments at Valea Putnei are in a tectonic window ; his statement was used as an argument by all those who later on drawn up an overthrust plane over the Mesozoic sediments from that zone. However, according to Reinhard, the whole crystalline of the East Carpathians would constitute a single nappe which represents in essence Uhlig's hypothesis (1907). In 1931 Kober put forward the hypothesis that the Valea Putnei and Iacobeni Mesozoic sediments appear in tectonic window from under a nappe, transgressively overlying a crystalline with which it constitutes another nappe. Therefore Kober divides the crystalline of the East Carpathians into two nappes (Bucovinian I and Bucovinian II), the base of the upper nappe partly corresponding to the lower limit of the pre-Alpine Putna Nappe from the basement of the Bucovinian Nappe. Ştefan et al. (1956, fide Dimitrescu, 1960) are the first after the War who considered that in the Şaru Dornei-Vatra Dornei area the epizonal series (in essence the Tulgheş Series) thrusts over the mesozonal one from E to W, the overthrust being of Hercynian age; they point out also the intense mylonitizations at the contact of the two series. In August 1966, Joja (fide Joja et al., 1968) supposed the existence of two nappes with epizonal crystalline over the Iacobeni mesozonal crystalline and the overlying Mesozoic sediments, both trending to the east. In the above-mentioned paper (Joja et al., 1968) Mureşan calls the two nappes the "Mestecăniş epimetamorphic unit (nappe)" and the "Fundu Moldovei epimetamorphic unit (nappe)". Both nappes should be mainly formed of rocks of the Tulgheş Series. Later on the Fundu Moldovei epimetamorphic unit will be called the Putna Unit.

A hypothesis closer to Kobler's is proposed by Bercia and Bercia (1970), who state that the Bretila-Iacobeni autochthonous unit is overlain by the Bistrița Unit, striking to the east, mostly formed of rocks of the Tulgheş Series. The Bistrița Nappe is represented by two subunits : a lower subunit called the Mestecăniş Subunit, and an upper one, the Valea Putnei Subunit, the latter trending to W. This concept partly takes over Dimitrescu's opinion (1964) and Bercia's opinion (Bercia et al., 1967) ; according to it the crystalline of the East Carpathians would represent an orogen with significant bilateral dislocations, strongly asymmetric. The Putna Nappe, described as a major structural unit of the Crystalline-Mesozoic Zone of the East Carpathians formed only of rocks of the Tulgheş Series, is first mentioned in the paper of Bercia et al., (1971). In 1976, Bercia et al mentioned the Putna Nappe as the Putna pre-Alpine tectonic unit, part of the basement of the Bucovinian Alpine Nappe.

4. *Rarău Gneiss Nappe*. This nappe (in an acception close to the present one) was first mentioned by Popescu-Voitești in 1929 on the basis of Atanasiu's map (1927). Popescu-Voitești's argument was the abnormal position of the rocks with a higher metamorphic degree over rocks with a lower metamorphic degree. The presence of the Rarău Gneisses has been later confirmed by almost all researches of the Crystalline-Mesozoic Zone.

#### E) Rodna Unit

In structural respect the Rodna Unit is obviously a nappe, being bounded at the lower part by a major overthrust plane. Our designation is based on the following facts: on the one hand, as far as we know the overthrust plane from the bottom of the basement of the Rodna Unit in Meso-Cretaceous, or at least reactivated in the Meso-Cretaceous; on the other hand, the crystalline of the Rodna Unit was overlain by the pre-Alpine nappes during their emplacement. The crystalline of the Rodna Unit might represent un autochthon for the pre-Alpine nappes or it might be a pre-Alpine nappe, too, the Alpine overthrust planes reactivating the old plane from the base of the Rodna Unit or intruding that unit. We have included the Rodna Unit into the pre-Alpine tectonic units as it is a part of the basement of the Alpine nappes. We consider the problem unsolved as long as no decision is taken on the way of solving such cases.

### III. The Structural Model of Explaining the Structure of the Crystalline-Mesozoic Zone of the East Carpathians

Our structural model is based on the following observations:

1. The structure of the Crystalline-Mesozoic Zone has been achieved during two paroxismal tectogenetic planes belonging to two different orogeneses: Hercynian and Alpine.
2. The basement of at least three Alpine nappes (Bucovinian, Sub-Bucovinian, Iacobeni) includes the pre-Alpine tectonic units in an almost complete succession.

Consequently, our structural model admits, in a first Hercynian paroxismal tectogenetic phase, the formation of a tectonic edifice in which the Pietrosu Bistriței, Putna and Rarău Gneiss nappes overlain an autochthon, possibly represented by the crystalline of the Rebra Series. The domain overlain by the pre-Alpine nappes had an extension at least equal to that of the territory resulting from the emplacement of the Alpine nappes in their origin place. The pre-Alpine nappes were resumed in the Meso-Cretaceous paroxismal tectogenesis, being superposed as many times as the number of the Alpine nappes. The succession of the pre-Alpine nappes is so complete as it is a Meso-Cretaceous nappe with a more internal initial position (Fig. 3).



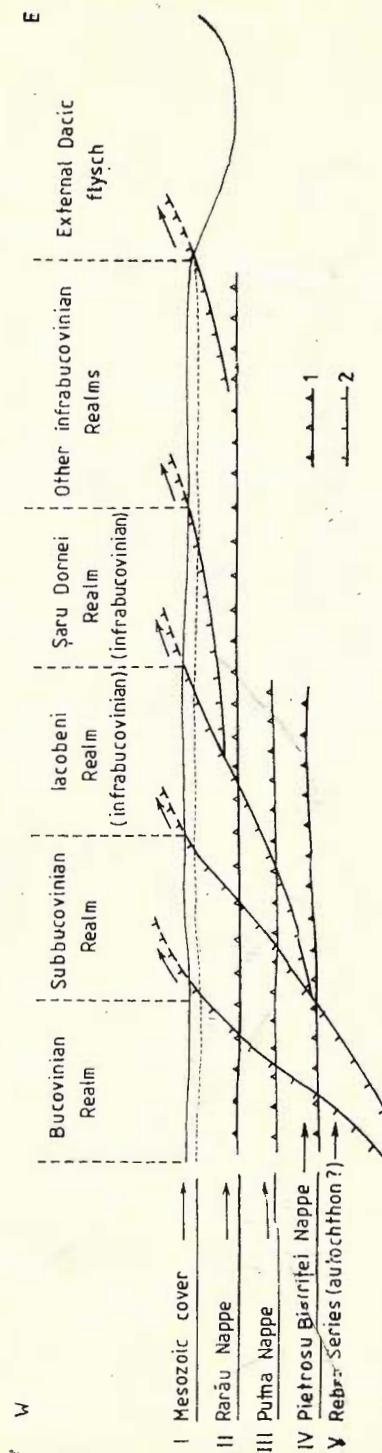


Fig. 3. — Pre-Alpine schematic paleostructural reconstitution of the Crystalline-Mesozoic Zone of the East Carpathians (thickness scale much exaggerated) (see legend of Figure 2).

#### IV. Conclusions

In comparison with our previous paper, the present one deals with different ideas referring also to zones out of the area on the annexed map. The most important ideas are, as follows :

a) The Barnar retro-overthrust (Balintoni, Gheuca, 1981 b) represents the plane of the Bucovinian Nappe and the Mihăileş retro-overthrust (Balintoni, Gheuca, 1981 b) — the plane of the Iacobeni Nappe. The possibility that the Barnar and Mihăileş retro-overthrusts should represent major Alpine nappe was discussed by us with Gheuca (1979, 1980). The same hypothesis was proposed by Săndulescu on December 20, 1980, with a view to solving some structural problems of the řarău Dornei sheet, scale 1 : 50 000 (Balintoni et al., 1981). For the Mihăileş retro-overthrust the above-mentioned solution had already been used by Vodă and Vodă (1981).

b) The nappe called by us Iacobeni (= Rodna ?) (Balintoni, Gheuca, 1977) is, as a matter of fact, the Rodna Unit from the basement of the Bucovinian Nappe.

c) The Călineşti Nappe from the Valea Putnei-Arseneasa area (Balintoni, 1981 a) represents in fact the pre-Alpine nappe of the Rărău Gneiss from the basement of the Sub-Bucovinian Nappe.

d) The Rărău and Bretila series prove to be equivalents not only due to lithostratigraphic and metamorphic history similarities but also due to the structural position.

Referring only to the right side of the Bistriţa River, between Vatra Dornei and Ciocăneşti, our contributions are the following :

1. The Negrişoara Series and the Pietrosu Bistriţei pre-Alpine nappe have been separated for the first time in the study area within the Sub-Bucovinian Nappe.

2. It is considered that in the study area the Tulgheş Series belongs to the Putna pre-Alpine nappe from the basement of the same nappe.

3. In the mapped area the Tibău Series might represent an intensely retromorphosed sequence of the Rebra Series of the Rodna Unit, part of the basement of the Bucovinian Nappe.

4. The mesozonal series around the locality of Vatra Dornei is proved to be the Bretila Series from the Rărău pre-Alpine gneiss nappe, the upper component of the basement of the Iacobeni Nappe.

5. The Argeştru series and tectonic unit could not be recognized in the study area.

#### REFERENCES

- Atanasiu I. (1927) La masse cristalline et les dépôts mésozoïques des Monts Hăgimaş. In Assoc. l'avanc. géol. Carpates, *Guide des excursions*, p. 263—264, Bucarest.



- Balintoni I. (1981 a) Date noi asupra poziției structurale a metamorfitele din bazinul Văii Putnei (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI/5 (1979), p. 25—36, București.
- (1981 b) The Importance of the Ditrău Alkaline Massif Emplacement Moment for Dating of the Basement Overthrusts in the Eastern Carpathians. *Rev. Roum. Geol. Geoph. Geogr.*, 25, București.
- 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.
- Gheuca I. (1981 a) Probleme structurale ale văii Bistriței între Dorna Arini și Zugreni (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI/5, p. 37—49, București.
- Gheuca I. (1981 b) Structura și stratigrafia sectorului vestic al cristalinului Bistriței, între Dorna Arini și Drăgoiasa (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVII/5, București.
- Gheuca I., Nedelcu L., Nițoi E., Seghedi I., Szász L. (1981) Harta geologică a României scara 1 : 50 000. Foaia Șaru Dornei, Inst. geol. geofiz., București.
- Bercia I., Bercia E. (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Vatra Dornei-Iacobeni (Carpații Orientali). *An. Inst. geol. geofiz.*, XXXVIII, p. 7—49, București.
- Bercia E., Kräutner H., Kräutner F., Mureșan M. (1967) Unitățile economice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a munților Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol.*, LIII/1, (1965—1966), p. 17—38, București.
- Bercia E., Kräutner H., Kräutner F., Mureșan M., Mureșan G., Iliescu V. (1971) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Bercia E., Săndulescu M., Szász L. (1975) Harta geologică a României scara 1 : 50 000, Foaia Vatra Dornei, Inst. geol. geofiz., București.
- Kräutner H., Mureșan M. (1976) Pre-Mesozoic Metamorphites of the East Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz.*, I, p. 37—70, București.
- Dimitrescu R. (1960) Observații privind depozitele mezozoice și tectonica regiunii Iacobeni. *S.S.N.G., Comunicări de Geologie-Geografie* (1957—1959), p. 25—33, București.
- (1964) Asupra existenței unor vergențe îndreptate spre interiorul arcului Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol.*, I/1, (1962—1963), p. 197—200, București.
- Joja T., Mutihac V., Mureșan M. (1968) Crystalline, Mesozoic and Flysch Complexes of the East Carpathians (Northern Sector). *Intern. Geol. Congr.*, XXIII Sess. Guide to Excursion 46 AC, Bucharest.
- Kober L. (1931) Das Alpine Europa und sein Rahmen. Borntraeger Verlag, Berlin.
- Kräutner H. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geol.*, 13, 2, p. 337—355, București.
- Kräutner Th. (1938) Das Kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). *An. Inst. geol.*, XIX, p. 161—292, București.

- Mureșan M. (1976) O nouă ipoteză privind pînzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/5, (1974—1975), p. 77—94, București.
- Popescu-Voitești I. (1929) Aperçu synthétique sur la structure des régions Carpathiques. *Rev. Muz. Geol. Miner. Univ. Cluj*, III, 1, p. 1—40, Cluj.
- (1931) Încălcările din regiunea Văii Vinului-Ineul (Rodna Veche). *D. S. Inst. geol. Rom.*, XVIII, (1929—1930), p. 273—274, București.
- Reinhard M. (1911) Cercetări în regiunile șisturilor cristaline ale Carpaților Meridionali și Occidentali. *An. Inst. geol. Rom.*, IV, 1, (1910), p. 108—117, București.
- Atanasiu I. (1927) Geologische Beobachtungen über die Kristallinen Schiefer der Ost-Karpathen. *An. Inst. geol. Rom.*, XII, p. 391—413, București.
- Săndulescu M. (1967) La nappe de Hăgħimtaş — une nouvelle nappe de décollement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carp.-Balk.*, VIII-ème Congr., rapp. géotect., p. 179—185, Belgrad.
- (1972) Considerații asupra posibilităților de corelară a structurii Carpaților orientali și occidentali. *D. S. Inst. geol.*, LVIII/5, (1971), p. 125—150, București.
- (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *B.S.G.F.* (7); XVII/3, p. 299—358, Paris.
- (1976) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și poziției tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al văii Moldovei. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/5, (1974—1975), p. 149—176, București.
- (1980) Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVI, p. 5—54, București.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates méridionales. *Ann. Inst. geol. Rom.*, XVI, (1931), p. 327—418, București.
- Hunziker J. C. (1974) On the Origin and Age of the Nepheline Syenite Massif of Ditró (Transylvania, Rumania). *Schweiz. Miner. und Petr. Mitt.*, 54, 1, p. 59—77.
- Stefan R., Cosma S., Vasilescu L. Contribuții la geologia și petrografia cristalinului din regiunea Șaru Dornei-Argestru. Comunicare la Comit. Geol. la 24.II.1956.
- Uhlig V. (1907) Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsber. d. k. Acad. d. Wissen. Wien, Math.-nat. Klasse*, CXVI, Wien.
- Vodă A., Vodă D. (1981) Date noi asupra litostratigrafiei și structurii geologice a regiunii dintre pîrul Dorna și pîrul Neagna Șarului. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI/5, (1979), p. 147—155, București.

#### QUESTIONS

D. Zincenco : 1. Is there the Tibău Series (sensu Bercia et al., 1976) only a retromorphous mesozome or is there also the Tibău Series in the initial acceptancé ?



2. Do you know other papers which showed that the Ditrău massif pierces and dates the relationships between the Tulgheş Series, the Pietrosu porphyries (Negrişoara Formation), Rebra Series, and Rărău Series ?

*Answers :* 1. Yes, there may be, besides the study area, the Tibău Series in the acceptance of the mentioned authors.

2. Yes, I do : Streckeisen, 1934, 1968 ; Streckeisen and Hunziker, 1974 ; Zinchenko and Papadopol, 1978.

V. Iancu : 1. Do the pre-Alpine nappes (pre-Saalic) consist each of a single metamorphic series or do they include Paleozoic, too ?

2. Are the phenomena accompanying the pre-Alpine and Alpine nappes the same or do they differ ?

*Answers :* 1. Besides the area mapped by us there are also Paleozoic series, metamorphosed during the Hercynian orogenesis, transgressively overlying the mesozonal series, e.g. the Rusaiia Series in the Bretila tectonic window.

2. The pre-Alpine thrust planes are accompanied by thin mylonites and do not present any fossil sub-aerial alterations. The Alpine thrust planes are accompanied by much thicker mylonites and below the Mesozoic sedimentary patches the effects of a subaerial alteration can be observed (oxidation of iron from silicates).

C. Chivu : Is not the interval of emplacement of the rocks in the Ditrău zone larger than you stated ?

*Answer :* Streckeisen and Hunziker (1974) discussed that problem and they proposed the age of 10 m.y. for the interval of emplacement of the Ditrău rocks. We agree with them.

## DISCUSSIONS

M. Mureşan : The fact that the metamorphic nappes around the Ditrău massif are previous to it has been presented and discussed by me in the summary of one of my papers, handed in to Dr. M. Săndulescu, secretary of the Organizing Committee of the 12th CBGA Congress, in order that the mentioned paper should be presented "in extenso" at the Congress. It is very frequently in science that two scientists should concomitantly find out a scientific truth.

I point out to my colleague Dr. I. Balintoni that when elaborating his hypothesis on the existence of the pre-Jurassic (Saalic) and Meso-Cretaceous nappes in the East Carpathians he took into account for the Ditrău massif only the apparent K/Ar ages from the relevant literature (Streckeisen, Hunziker, 1974 ; Bagdasarian, 1972) passing over the isochronous ages of 130—135 m.y. (corresponding to the beginning of the Lower Cretaceous), established on the basis of these data (Kräutner et al., 1976). Considering, on the one hand, that the known apparent ages for the Ditrău massif are mostly higher than those obtained by the K/Ar isochronous ages and, on the other hand, that there are no many K/Ar determinations, it is more indicated for him to describe "ante-Ditrău" nappes and Meso-Cretaceous nappes (Austrian). It is possible that the apparent ages



obtained for the rocks of the Ditrău massif and from its hornfelses might be higher than the real age of the massif formation due to the frequent presence of an amount of argon inherited from physico-chemical processes and rocks subsequent to its emplacement. Thus, it would be possible that as the K/Ar data will be more numerous isochrones might be obtained to place the Ditrău massif after the Lower Cretaceous (in the Bamatitic province?), after the Meso-Cretaceous, respectively; in that case the "ante-Ditrău" nappes might be Austrian.

L. Nedelcu: In the Cîrlibaba area, on the Cîrlibaba Valley north of the Tătarca Brook, there occurs a succession of the tectonic unit similar to that presented in the paper. Taking into account that the rocks of the Rebra Series in the Suhard Zone, belonging to the Rodna Nappe, are similar in petrographic respect to those of the Tibău Series at Cîrlibaba, there results that the extension of those formations and implicitly of the nappe they belong to north of the Ciocănești parallel seems to be possible.

D. Zincenco: The extrapolation of the situation around the Ditrău massif has to be regarded with caution because the relationship between the Ditrău massif and the metamorphic formations, within which it is intruded, are not unanimously accepted (Mureșan, in Bercia et al., 1971; Streckeisen and Hunziker, 1974; Zincenco and Papadopol, 1978). Thus the generalization of the existence of certain pre-Ditrău nappes is still hypothetic (except the Rarău Nappe).

*Answer:* The relationships between the lithostratigraphic units and the tectonic ones recognized by us around the Ditrău alkaline massif are identical with those from the central part of the Crystalline-Mesozoic Zone of the East Carpathians: if it is true, in lithostratigraphic and structural respect, what one observed in the Bistrițioara Neagra Șanului zone, then it is also true what one observed around the Ditrău alkaline massif.

M. Săndulescu: Among the contributions brought by the present paper mention should be made of the assigning of the crystalline to the Iacobeni Nappe of the Bretila type. It is important because erroneous tectonic correlations were made considering only its appurtenance to the Rebra type. The presence of the Bretila type crystalline in the Iacobeni Nappe, too, besides other Infrabucovinian units, shows that group of crystalline formations have a wide spreading in the Infrabucovinian nappes. This conclusion has a significant paleogeographic implication in the reconstitution of the pre-Alpine structural aspects.

Referring to the evolution of the ideas on the pre-Alpine nappes in the Crystalline-Mesozoic Zone of the East Carpathians it is to be mentioned that there was a period in which most of the researchers considered all the thrust planes pointed out in this zone of Alpine age (Bercia, Kräutner, Mureșan, Balintoni, Gheuca, etc.). That time only one researcher (Săndulescu) maintained the existence of pre-Alpine overthrusts, as well. It is worth mentioning because in the close past and at present the existence of pre-Alpine overthrusts is more and more frequently pointed out.

#### EXPLANATION OF PLATE

Fig. 1.— Rebra Series of the Rodna Unit? Botoș quarry, left side of the Bistrița, upstream of Ciocănești. Biotite crystal deformed relict from S<sub>1</sub> (pre-Hercynian), transposed in S<sub>2</sub> (Hercynian). Neoformation muscovite and



chlorite microfolded (Hercynian) at one of the ends. Axial planes of the microfolds visible on the scale of a sample as a new foliation (S3). NII ; +40 ; Bi (biotite).

Fig. 2. — The same biotite grain as in Figure 1. Quartz mechanic inclusions, elongated, parallel to S2, can be observed. NII ; +80 ; Bi(biotite) ; Q (quartz).

Fig. 3. — Rebra Series of the Rodna Unit ? Botoş quarry, left side of the Bistriţa, upstream of Ciocăneşti. S2 foliation (Hercynian, of transposition), subsequently microfolded, probably due to thrustings. NII ; +80.





Institutul Geologic al României

## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE OLT VALLEY BETWEEN CÎINENI AND BREZOI (SOUTH CARPATHIANS)<sup>1</sup>

BY

HORST P. HANN<sup>2</sup>, LADISLAU SZASZ<sup>2</sup>

*Getic Nappe. Supragetic Nappe. Tectonic units. Metamorphic series. Retro-morphism. Metallogenetic control. Iron mineralization. Magnetite. Overthrust nappe. Fault. Cretaceous. Miocene. South Carpathians. Crystalline Getic Domain. Lotru Mountains. Făgărăș Mountains.*

#### Sommaire

*Structure géologique de la vallée de l'Olt entre Ciineni et Brezoi (Carpathes Méridionales). On distingue dans la région la nappe gétique, les unités supragéétiques et les dépôts sédimentaires des bassins de Brezoi-Titești et d'Olănești.*

La nappe gétique est constituée de la série de Sebeș-Lotru et de la formation de Uria qui a un caractère polyrétrémorphe, étant située entre les roches de la série de Sebes-Lotru sur laquelle charrient les unités supragéétiques. Les minéralisations de fer de la formation de Uria se sont formées pendant la transformation rétromorphe des roches riches en amphiboles, biotite et grenat, d'où l'importance du rétromorphisme en tant que facteur métallogénétique.

Le plan de charriage supragétique repose sur l'unité de Uria et se continue allant de la vallée de Uria (N) à Valea lui Stan (S). L'âge de chevauchement est turonien, s'insérant dans les mouvements méditerranéens.

Dans le cadre de l'échafaudage supragétique peuvent être séparées les suivantes unités : unité de Călinești (constituée de roches représentant un équivalent de celles de la série de Voinești de l'unité de Leaota), unité de Ciineni (constituée de roches de la série de Cumpăna, plissées suivant la direction nord-sud), unité de Făgărăș (constituée aussi de roches de la série de Cumpăna, mais à directions structurales est-ouest), écaille de Balota, lambeau de sommet du Gorgamul, écaille de Cornet-Călinești, écaille de sommet de l'Omul et écaille de Valea lui Stan.

Un rôle important dans l'achèvement de l'ensemble structural actuel de la région revient à deux failles : faille de l'Olt qui est une faille de distension et

<sup>1</sup> Received May 9, 1981, accepted for communication and publication May 14, 1981, presented at the Meeting of May 19, 1981.

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



dont le compartiment oriental est fortement abaissé et faille de Cozia qui initialement a fonctionné comme une faille de décrochement et ultérieurement comme une faille de distension, le compartiment nord étant abaissé.

### 1. Introduction

The mappings carried out in the last three years ("Titești" map 1 : 50,000) represent the continuation of our study of the Cozia-Năruțui crystalline massif and the surrounding sedimentary rocks (Szász, 1976 ; Hann in Popescu et al., 1977 ; Szász in Popescu et al., 1977 — "Călimănești" map ; Szász in Lupu et al., 1978 ; Hann in Lupu et al., 1978 "Vînturarița" map). They provided new data concerning the tectonics, the retromorphic character of the previously described Sibișel Series, the characteristics of other metamorphic rocks and the age and facies specifications of certain sequences of Upper Cretaceous sedimentary rocks.

The priority given to the tectonic considerations resulted from the peculiar character of the region, that is a relatively narrow band involving clusters of tectonic lines of various importance, extent and age.

The geological mapping was carried out as follows : the metamorphic formations by Hann, the sedimentary rocks by Szász and common works along the main tectonic lines.

I. Gheuca also contributed to the mapping of the Stan Valley, the delimitation of the Supragetic line, the Olt Fault and the sedimentary outlier on the right bank of the Boia Valley.

Some of the limits regarding the Sibișel Series have been taken over from the Mălaia map 1 : 50,000 (Savu, Schuster, 1977).

We are grateful to H. G. Kräutner for discussions.

### 2. Previous Works

The Olt Valley has been earlier studied by various geologists. The first data on the general geological structure were provided by Mrazec and Murgoci (1898), who described and grouped both the metamorphic formations and the sedimentary rocks. In 1906 Reinhard published a paper on the Cozia Gneiss, including also some tectonic considerations. Popescu-Voitești (1918) provided new structural data, pointed out the scale structure and separated the Bucegi Conglomerate Nappe of Miocene age, the basal part of which would be made up of the Leâota metamorphic rocks. Later on Schmidt (1931) discussed the polymetamorphic character of the Făgărăș metamorphic rocks. He assumed that they represent an upper unit of the Getic Nappe, like the Leaota metamorphic rocks. Streckeisen (1934) develops Schmidt's ideas, establishing the tectonic alignment between Răsinari and Valea lui Stan, between the Lotru crystalline zone and the Făgărăș metamorphic rocks. Like Schmidt, he pointed out the possible westward curvature of this line in the northern part of the Sebeș Mountains. At the same time he stated that the Făgărăș, Cozia and Leaota crystalline massifs constitute tectonic units.



superior to the Getic Nappe. Ghika-Budeşti (1940) denies the existence of a Supragetic line and of a tectonic contact between the Făgăraş and Lotru metamorphic rocks, accepting only the existence of local dislocations (e.g. Valea lui Stan). He accepted the occurrence of conformable piles of schists, representing a large geosyncline.

Dessila-Codarcea (1961, 1962, 1965, 1967, 1969) has an important contribution to the knowledge of the petrographic structure and age of the metamorphic formations in the region. She distinguished the following major tectonic units : the Sebeş-Lotru Unit and the Olt Unit. She separated the Sibişel Series in the Sebeş-Lotru Unit. This series overlies unconformably and transgressively the Sebeş-Lotru Series and was metamorphosed in the greenschist facies in the Baikalian tectono-magmatic cycle. The Olt Unit comprises the western prolongations of the Făgăraş and Cozia crystalline zones. She also pointed out that suprafolding movements brought about a large scale forming process involving all the complexes ; the respective scales trend NE-SW in the Brezoi-Călineşti region. Codarcea et al. (1967) separated in this region a Supragetic unit, overthrust during the Austrian phase. They correlated it with the Bucovinian Nappe. Trifulescu et al. (1972) considered that the metamorphic rocks belong to two horst groups ; Făgăraş and Cozia to the east and Cibin and Căpătina to the west, separated by the Olăneşti-Valea lui Stan-Răsinari graben. The Cibin and Căpătina horsts sink asymmetrically under the Făgăraş and Cozia horsts. This eastern sinking, as mentioned by the authors, excluded the thrusting hypothesis in the South Carpathians. Dragomir et al. (1973) separated the Lotru-Cibin tectonic Unit, which comprises the Sebeş-Lotru Series, the Sibişel Series and the Făgăraş Series from the Făgăraş Unit along a regional fracture with dipping of 75° eastwards.

The Făgăraş metamorphic rocks on the left bank of the Olt River were mapped by Arion et al. (1967). The Cozia massif was mapped by Pitulea et al. (1960).

Numerous prospecting works (Dragomir and Arsenescu (1961), Dragomir and Arbore (1974), Mânean and Mânean (1974), Arbore et al. (1975)) were carried out on the right bank of the Olt Valley, especially within the area covered by the Sibişel Series.

Synthetic geological reports were written by Mânean et al. (1978, 1979). Detailed petrographic researches were also carried out by Mânean (1977).

Savu and Schuster in Savu et al. (1977) assigned the Sibişel and Valea lui Stan Series to the Assyntic tectono-magmatic cycle. They considered them also as overlying transgressively and unconformably the Sebeş-Lotru Series, metamorphosed in the Dalslandian tectono-magmatic cycle.

### 3. Tectonic Units

#### 3.1. Getic Nappe

It occupies a lower position in the structural setting of the region and appears in the western part of the investigated zone (Pl. I). It is represented by the Sebeş-Lotru Series and the Uria Formation (partly equivalent to what the previous authors named the Sibişel Series).



**3.1.1. Sebeș-Lotru Series.** It consists of paragneisses, micaceous paragneisses, micaschists, amphibolites, quartz-feldspar gneisses, crystalline limestone intercalations, pegmatite lenses. Savu and Schuster in Savu et al. (1977) separate three complexes of this Dalslandian series (Upper Precambrian A — 1600—850±50 m.y.) : the paragneiss complex, the amphibolite and quartz-feldspar gneiss complex, the micaschist and paragneiss complex.

In the vicinity of the tectonic contact with the Uria Formation the rocks of this series have been strongly laminated. This dynamic retro-morphism is very well noticed in the half-window from the Călinești Valley as well as in the Boul Valley basin (left tributary of the Vasilatu Valley) or, over a larger area, in the basins of the Robești and Uria Valleys.

**3.1.2. Uria Formation.** We assign to the Uria Formation the intensely regionally and dynamically retromorphosed schists situated beneath the Supragetic units and over the rocks of the Sebeș-Lotru Series. We also assign to this formation the Valea lui Stan Series (Savu, 1977). Thus the Uria Unit underlies in its upper part the rocks of the Aluta group (Kräutner, 1980), the Cumpăna Series, included in the Ciineni Unit and the Făgăraș Unit, and the rocks of the Călinești Unit — equivalent to the Voinești Series of the Leaota Unit.

Dessila-Codarcea (1965) separated the Sibișel Series in the Rășinari region. The author distinguishes four lithostratigraphic complexes : the amphibole schist complex, the magnetite schist complex, the limestone complex and the graphite complex.

Based on palynological data confined to the limestone and graphite complexes the author establishes the Rifean age of the series (Dessila-Codarcea, Iliescu, 1967, 1969). These considerations were subsequently applied to the region studied in the present work (Codarcea et al., 1967 ; Dessila-Codarcea, 1969).

Dragomir and Arbore (1974) distinguished within this series a volcano-sedimentary complex with magnetite and a terrigenous complex between the Boul Valley and Călinești. Trifulescu et al. (1972) separated between Robești and Ciineni a lower magma complex and an upper terrigenous complex. Mâneacan (1977) distinguished the initial igneous complex, the terrigenous complex and the carbonate-graphite complex. He also describes acid metamorphic rocks of porphyroid and respectively metacinerite character within the initial igneous complex. Subsequently Mâneacan et al. (1978, 1979) stated that the Sibișel Series belongs to two complexes : the initial igneous complex and the terrigenous complex.

Savu and Schuster in Savu et al. (1977) separated within the Sibișel Series, between the Uria Valley and the Boul Valley, the "magnetite schist complex" which contains five lithological sequences. The metamorphism belongs to the almandine zone and the biotite zone, and took place during the Assyntic (Cambrian-Upper Precambrian B) events.

During the field trip of the "Working Group for the Study of the Precambrian of Romania" of the Institute of Geology and Geophysics along the Olt Valley (1979) the whole rock pile considered to belong



to the epimetamorphic Sibișel Series was visited along the Uria Valley. The field evidence, followed by discussions, indicated the retrograde character of these rocks. Accordingly Kräutner proposed the name of "Uria Formation" for this sequence of retromorphosed rocks. Later on the amphibolite-leptynite "Uria Formation" was described by Kräutner (1980) as undergoing a regional retrograde metamorphism; it has a basal position in the Sibișel Series *sensu stricto*.

The southward continuation of this formation in the basins of the Robești, Călinești, Boul and Valea lui Stan Valleys shows that the amphibolitic rocks with white quartz-feldspar gneiss intercalations frequently contain also retrograde gneiss levels and represent in fact a more developed sequence within a pile of retrograde gneisses, micaschists and quartzites. Both rock piles also contain restricted lenses of laminated crystalline limestones. The whole rock pile thrusts over the schists of the Sebeș-Lotru Series. They are in turn overthrust by the Supragetic units. This is a reason why the succession of the above-mentioned lithological sequences exhibits quite varied occurrences, due to the way they were overlain by the upper unit.

The rocks of the amphibolite-leptynite formation consist of an alternation of amphiboles and retrograde amphibolic gneisses with thinner levels of white, retrograde quartz-feldspar gneisses. We also point out the presence of garnet-bearing biotite gneisses occurring during various stages of retrograde metamorphism. Most of the amphibolites and amphibolic gneisses were converted, due to the intense and almost homogeneous retrograde metamorphism, into green schists with actinote, tremolite, chlorite, albite, epidote and magnetite. Under the microscope various alteration stages of hornblende into actinote, tremolite, epidote are to be seen, including iron oxides. In places, in some zones of gradual transition, relatively narrow parts preserved their initial mineralogical character, showing only some traces of lamination. These rocks were previously interpreted as metagabbros or metagabbrodiorites, without evidence of some igneous relict structures.

In such zones intercalations of biotite paragneisses with a crystallinity degree typical of the mesometamorphic rocks are found in places. They have not been practically affected by the retrograde processes. Other times even these rocks together with the surrounding amphibolites undergo intensive alteration, which can nevertheless be followed gradually, until the rocks are converted into magnetite-bearing chlorite-quartzite schists.

The quartz-feldspar gneiss changes through the same retrograde processes into white quartzite-feldspar schists with sericite, often preserving the relict mesometamorphic gneissic texture; the reorganization of the mineral structure, adapted to the new retrograde conditions, takes place along some new S planes marked especially by the subparallel disposition of the white mica (sericite). The presence of the structural and mineralogical aspects typical of the initial metamorphic facies, accompanied by retrograde, epimetamorphic aspects, which eventually prevail, are characteristic of this setting.

The early prospected iron ores are exclusively hosted in this formation and are represented by magnetite. The latter is disseminated as

idiomorphic or hypidiomorphic grains, with subordinate amounts of hematite, limonite, and rarely ilmenite and rutile (Dragomir, Arbore, 1979).

The retromorphic transformation of amphibolites, amphibolic gneisses and biotite paragneisses into amphibolic schists or chlorite + sericite was accompanied by an accumulation of iron oxides. It is likely that a higher initial iron content was subsequently enriched owing to the retromorphism. The main minerals that can provide iron are hornblende, biotite and garnet. A certain amount of iron may enter the epidote composition; but when, during the retromorphic processes this stage is surpassed, iron can fix in carbonates, hydroxides and especially directly in oxides, respectively in magnetite-hematite<sup>4</sup>. The process leading to the alteration of biotite into chlorite (or muscovite) is known. Some secondary reaction products are represented by magnetite, ilmenite, hematite, sphene. The possibility of producing, through the retromorphic transformation of biotite, an iron amount of economic interest was demonstrated by Müller (1966) and pointed out by Morariu (1980) too. These considerations reveal the metallogenetic importance of the retromorphism.

The pile of gneisses, paragneisses, micaschists, crystalline limestones and quartzites, most of which are retromorphically transformed into sericite-chlorite quartzite schists with albite, quartzite-sericite schists, limy schists, chlorite-muscovite quartzite schists with garnet, are well developed in the Robești Valley basin and on the left bank of the Călinești Valley.

The relict mesometamorphic structures are often found and can be pointed out both macroscopically and microscopically. Garnet has a characteristic behaviour, appearing usually cataclasized, chloritized on fissures, rotated, showing traces of stress. In other cases it is almost completely retromorphosed and is found as remnants among grains of sericite, chlorite, rutile needles and opaque minerals.

Considering the petrographic similarity of the Sebeș-Lotru Series, the Uria Formation is likely to represent its equivalent.

In this case it represents a section of the Carpathian sequence (Kräutner, 1980) and consequently corresponds to the Middle Proterozoic (Upper Precambrian A).

The rocks of this formation underwent a predominantly regional, probably Marisian (Lower Paleozoic) retromorphism that was subsequently affected by the dynamic metamorphism varying in intensity, which led to mylonitizations and phyllonitizations: the latter print the latest S planes generated by the probably Alpine overthrust of the retromorphic pile over the Sebeș-Lotru Series. These facts point to the polyretromorphic character of this formation.

### 3.2. Supragetic Units

The following units can be distinguished within the Supragetic architecture: the Călinești Unit, the Cîineni Unit, the Făgăraș Unit, the Balota Scale, the Gorganul Peak Outlier, the Cornet-Călinești Scale, the Omul Peak Scale and the Valea lui Stan Scale.



The Supragetic overthrust plane is considered a newer line along which the Supragetic units thrust over the Getic Nappe, respectively over the Uria Unit.

The Supragetic overthrust plane traverses the region from the north towards the south, reaching the Glodu Valley (left tributary of the Vasilatu Valley). Here, owing to a fault system and, first of all, to the Lotru system that functioned as a wrench fault, the Supragetic plane reappears farther west, on Valea lui Stan. The metamorphics belonging to the Călinești Formation thrust over the schists of the Uria Formation (an equivalent to what was described as the Valea lui Stan Series — Săvu, 1977) which appear very intensely laminated-phyllo-nitized in this zone due to the clustering of various tectonic planes.

In the Boul Valley basin, under the overthrust plane, there are Middle-Upper Cenomanian deposits consisting of sandy marls. They contain rotalipora (Szász in Savu et al., 1977) and ammonites (*Turrilites scheuchzerianus*) ; this represents a different facies, which does not occur in the Olănești basin, but only northwards, at Cisnădioara, where it is of the same age and shows a similar lithological constitution.

The Supragetic plane is covered by undisturbed Coniacian deposits. This relation can be very well observed along Valea lui Stan. It follows that the age of the overthrust is post-Cenomanian and pre-Coniacian, therefore Turonian, belonging to the Mediterranean movements.

3.2.1. *Călinești Unit*. It has a lower position and consists of the Călinești Formation (Hann, Gheuca in Ștefănescu et al., 1980). It bounds the Supragetic plane between the Robești Valley and the Valea lui Stan Valley, except for the interruption mentioned in the Glodu Valley. North of the Robești Valley it is covered by the Gorganul Peak Outlier, which is part of the Făgăraș Unit. Towards the east it is thrust by the Balota Scale, which belongs to the Ciineni Unit, and farther south is overlain by Coniacian-Santonian and Maastrichtian sediments.

Along the Valea lui Stan River it underlies Permo-Triassic deposits and a narrow band of Santonian-Coniacian sediments that lie under the overthrust plane of the Valea lui Stan Scale which consists of Cozia augen gneisses.

From the petrographic point of view the Călinești Formation consists of paragneisses with albite-oligoclase porphyroblasts, two mica paragneisses, a few amphibolite intercalations and several levels of augen gneisses or banded gneisses. The petrographic similarity to the Leacta crystalline zone was noticed by Popescu-Voîtești (1918) and Schmidt (1930), who provided also microscopic observations, and later by Dessila-Codarcea (1962), who mentioned them as the "nappe of the albite porphyroblast schists". She correlated it with the "Riușorul Cisnădioarei Nappe" in the Răsinari-Cisnădioara region, formed of paragneisses and quartzites with albite porphyroblasts.

Recent investigations<sup>5</sup> have shown that these rocks represent an equivalent of the rocks of the Voinești-Păpușa Series of Upper Pre-cambrian A age. One should also mention the presence of a regional metamorphism which affects especially the paragneisses. One can notice the transformation of biotite into muscovite and chlorite and the chloriti-



zation of garnets. Cataclasis and mylonitization processes are noticed in the vicinity of the tectonic pile. This rock pile, situated between important tectonic planes, is intensely faulted.

**3.2.2. Cîineni Unit.** This unit comprises the metamorphics of the Aluta Group (Kräutner, 1980), the Cumpăna Series (Dimitrescu, 1978; Kräutner et al., 1978) generally folded in the N-S direction. It is bounded on the west by the Supragetic plane, on the south-west by the Gorganul Peak Outlier, the Călinești Formation and along a short length by the Cornet-Călinești Scale. Towards the south-east it is overlain transgressively and unconformably by the Upper Cretaceous sedimentary deposits of the Brezoi-Titești Basin. On the north and east it is bounded by the overthrust line of the upper unit — the Făgăraș Unit.

Following this rock pile towards the north we found that it correlates to what has been separated under the name of Sadu Scale (Dessila-Codarcea, 1965).

This unit consists of paragneisses with micaceous paragneisses and micaschist intercalations, together with amphibolite levels and sometimes quartz-feldspar gneisses levels. As far as the metamorphism is concerned it belongs to the disthene-staurolite zone. Both minerals were identified in the micaceous paragneisses on the left bank of the Boia Valley. The whole rock pile was affected, approximately along the strike, by the Olt Fault and other subparallel faults, but also by transversal faults.

**3.2.3. Făgăraș Unit.** It has an upper position and consists of the schists of the Aluta Group, the Cumpăna Series, folded in the general east-west direction. It overthrusts the lower Cîineni Unit along an overthrust plane that can be followed from north of Cîineni, where it is traversed by the Olt Fault, on the left bank of the Olt; then it crosses the basins of the Satul and Boia Mare Valleys, afterwards it is transgressively overlain by Maastrichtian-Paleogene sediments, consisting of limy conglomerates belonging to the Brezoi-Titești Basin. Therefore we know that the overthrust took place before the Maastrichtian.

Lithostratigraphically there develop south-northwards, therefore in the lower part, the following lithological sequences: an alternation of two micas paragneisses with bands of stromatitic and ophthalmitic migmatites, figured on the map also by Arion et al. (1967), trending also east-west and with rare amphibolite intercalations.

Towards the north the augen and banded gneisses are more restricted, eventually disappearing so that the alternation of micaschists with garnet, sometimes also with disthene, with paragneisses and amphibolites prevails. As can be noticed, the whole mentioned succession is part of the Cumpăna Series.

There is a strong resemblance between the petrographic rock types of the Făgăraș Unit and Cîineni Unit in the region investigated.

The contact between two rock piles of regional extent, whose directions are perpendicular to each other, implies the existence of an overthrust line. In this case a sharp contact is also noticed along the



line marked by mylonitizations and cataclasations, between the lithological levels on either side of the plane, which excludes the hypothesis of a simple rotation of the alternation of lithological sequences.

This situation also results from the cartographic outline of the contact, that indicates the presence of a plane, which, although resumed along some portions by newer faults, preserves the sinuousity characteristic of an eastern trend.

North of Ciineni this plane was cut by the Olt Fault, a distensional fault whose eastern compartment was strongly lowered, while the western one was raised ; the plane remaining high, was eroded, and the contact between the two units remained on the fault.

**3.2.4. Balota Scale.** It is found on the right bank of the Olt, between the Robești and Siliștea Valleys ; westwards it is thrust over the crystalline schists of the Călinești Unit, while westwards it is bounded by the Olt Fault. It belongs to the Ciineni Unit and consists of an alternation of paragneisses with white quartz-feldspar gneisses, a few amphibolite intercalations and some thin micaschist levels. Both the Călinești Unit and the Balota Scale contain mesometamorphic crystalline schists in their mass, this time with apparently conformable structural trends. The delimitation of the plane could be achieved following the mylonitization zones and due to the fact that the characteristic alternation of paragneisses with white quartz-feldspar paragneisses ends suddenly at the boundary of the overthrust plane ; beyond it there continues the monotonous sequence of paragneisses and micaceous paragneisses with albite-oligoclase porphyroblasts of the Călinești Formation.

On the right bank of the Siliștea Valley the crystalline schists are overlain by Coniacian-Santonian deposits of the Vasilatu Formation (Szász, 1976). The age of the overthrust is therefore pre-Coniacian.

**3.2.5. Gorganul Peak Outlier.** It is found between the Robești and Uria Valleys and thrusts, together with the Ciineni Unit which underlies it, over the Uria Unit along the Supragetic line.

It consists of an alternation of paragneisses with bands of augen gneisses and migmatic gneisses ; the latter trend E-W and are quite similar to the lower part of the succession described within the Făgăraș Unit, which is well exposed in the Găujani Valley basin.

The overthrust relationship is proved both by the geometric superposition relations and the cataclasis and mylonitization phenomena accompanying the contact zones.

Its present position and the fact that the outlier is not refound on the left bank of the Olt, where lies the lower compartment of the Olt Fault, can be explained by a scale-forming process of the Făgăraș Unit that took place before the Olt Fault had become active.

**3.2.6. Cornet-Călinești Scale.** It lies west of the Olt and thrusts over the Maastrichtian deposits of the Brezoi-Titești Basin.

The deposits of the Brezoi-Titești Basin were tectonized during the movements generally trending E-W, at the extremity of the basin the beds being in almost vertical position and even reversed (e.g. on the Suliței Valley, Glodu Valley).



The age of this scale is therefore post-Maastrichtian, probably Miocene.

In the Cornet Zone the scale consists mostly of augen gneisses and subordinately paragneisses forming a breccia of tectonic origin, pre-Senonian in age — the Năruțiu type breccia (Hann, Szász, 1981), laminated then along the overthrust plane. The overthrust plane on the left bank of the Călinești Valley was also mentioned by Popescu-Voitești (1918) and Ghika-Budești (1940). The overthrust is confirmed by the existence of a small tectonic window with Maastrichtian conglomerates, situated between the Cornet Monastery and the Călinești Valley, close to the road. A borehole carried out in this place by I.S.P.H. stopped at the depth of 120 m in these deposits.

At Călinești paragneisses prevail, while micaschists occur subordinately but all the rocks are intensely laminated, mylonitized. The Cornet-Călinești Scale is bounded towards the east by the Olt Fault plane.

**3.2.7. Omul Peak Scale.** It is situated east of the Cozia Peak, over the Simniceanu and Grebla Valleys, also overthrusting the Upper Cretaceous deposits (Campanian-Maastrichtian, being therefore also of Miocene age). Northwards the overthrust plane ends in the Cozia Fault. It consists almost exclusively of Cozia augen gneisses, with rare paragneiss intercalations. These rocks belong to the migmatic gneisses formation of the Cumpăna Series (Kräutner et al., 1978).

**3.2.8. Valea lui Stan Scale.** It is part of the same system as the scales described above and lies north-west of the Năruțiu Mountain. Under the overthrusts plane it includes Coniacian-Santonian deposits.

But it thrusts, together with Campanian-Maastrichtian deposits, which overlie it transgressively, over Coniacian sediments ; the overthrust plane is therefore also post-Maastrichtian, probably Miocene in age, as in the case of the above-described scales. It shows the same petrographic constitution as the Omul Peak Scale — that is Cozia augen gneisses.

On the Valea lui Stan Brook the scale is strongly affected by two faults ; the southern one disturbed significantly the overthrust plane, breaking and turning it simultaneously.

The scale can be also followed towards the south in the Campanian-Maastrichtian sedimentary deposits.

#### 4. Faults

Two faults of regional importance acted in the investigated region. They are oriented almost perpendicular to each other, namely north-south and east-west.

##### 4.1. Olt Fault

It is a distensional fault, striking north-south, following in general the Olt Valley. The fault plane generally shows eastern dips or is subvertical. It represents, together with the other fault, the latest tectonic event in the region.



This fault was subsequent to some long lasting compression effects from the east towards the west, which, after their disappearance, created the necessary conditions that gave rise to a distentional fault. The eastern compartment is lowered to a great extent.

This fracture is marked on the field by strong mylonitizations, giving rise to phyllonites and even pseudotachylites on distances of 10—15 m, which can be well observed in the I.S.P.H. adit on the left bank of the Olt, downstream the Cornet Monastery or in a small valley, north of the Balota locality.

#### 4.2. Cozia Fault

It generally trends east-west and functioned almost simultaneously with the Olt Fault. It can be followed both along the Lotru Valley and north of the Cozia Massif.

This fracture functioned in two phases: in a first phase as a wrench fault, the southern compartment being shifted towards the west (during this phase the Supragetic plane was also shifted) and then in a second phase, as a distentional fault, the northern compartment undergoing a pronounced sinking. East of the Olt this effect increased due to the Olt Fault, the northern compartment sinking by over 1,000 m.

### 5. Conclusions

In the region investigated we distinguish the Getic Nappe, the Supragetic units and the sedimentary deposits of the Brezoi-Titești and Olănești basins (Plates II, III).

The Getic Nappe consists of the Sebeș-Lotru Series and the Uria Formation that has a polyretromorphic character and is situated among the rocks of the Sebeș-Lotru Series, which is overthrust by the Supragetic units. The iron mineralizations from the Uria Formation formed during the retromorphism of the amphibole-, biotite-, garnet-rich rocks, lending a metallogenetic importance to the retromorphism.

The Supragetic overthrust plane is situated above the Uria Unit, and can be followed from the Uria Valley (N) to Valea lui Stan (S). The overthrust is Turonian in age, belonging to the Mediterranean movements.

The Supragetic architecture comprises the following units: the Călinești Unit (consisting of rocks representing an equivalent of those in the Voinești Series of the Leaota Unit), the Ciineni Unit (consisting of rocks of the Cumpăna Series folded in the north-south direction), the Făgăraș Unit (consisting also of rocks of the Cumpăna Series, but with east-west structural directions), the Balota Scale, the Gorganul Peak Outlier, the Cornet-Călinești Scale, the Omul Peak Scale and the Valea lui Stan Scale.

An important role in the completion of the present structural setting was played by two faults: the Olt Fault, a distentional fault,

whose eastern compartment is strongly lowered, and the Cozia Fault, that previously acted as a wrench fault and subsequently as a distensional fault, its northern compartment being lowered.

<sup>3</sup> H. G. Kräutner, R. Dimitrescu, I. Balintoni, T. Berza, I. Gheuca, H. P. Hann, I. Hârtopanu, V. Iancu, F. Kräutner, O. W. Maier, M. Măruntu, L. Nedelcu, A. Seghedi, N. Stan, C. D. Mânean.

<sup>4</sup> M. Şeclaman — oral communication.

<sup>5</sup> R. Dimitrescu — oral communication. We are grateful to Prof. R. Dimitrescu for his assistance during discussions.

## REFERENCES

- Arbore V., Mânean C. D., Condurache C., Mânean T., Dragomir N. (1975) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Arion M., Ceauşu N., Andrei A., Teodoreanu V., Nedelea N. (1967) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Codarcea A., Lupu M., Codarcea-Dessila M., Lupu D. (1967) Unitatea supragetică în Carpații Meridionali. *Acad. R. S. România, Stud. cerc. geol., geofiz., geogr. (Geol.)*, 12/2, p. 387—392, București.
- Codarcea-Dessila M. (1961) Contribuții la stratonomia și tectonica șisturilor cristaline ale Carpaților Meridionali centrali la vest de Olt. *Stud. cerc. geol., Acad. R.P.R.*, VI/3, p. 553—569, București.
- (1962) Încercare de reconstituire paleogeografică și orogenetică a Carpaților Meridionali centrali. *Stud. cerc. geol., Acad. R.P.R.*, VII/3—4, p. 569—576, 2 f, București.
- (1962) Contribuții la cunoașterea structurii formațiunilor metamorfice din regiunea Brezoi-Călinești-Robești, Comun. Acad. R.P.R., XII/5, p. 583—588, 1 f, București.
- (1965) Studiul geologic și petrografic al regiunii Rășinari-Cisnădioara-Sadu. *Mem. Inst. geol.*, VI, p. 4—28, București.
- Iliescu V. (1967) Asupra prezenței depozitelor metamorfice ale Paleozoicului inferior în Carpații Meridionali centrali (regiunea Rășinari-Cisnădioara-Sadu). *Acad. R. S. România, Stud. cerc. geol., geofiz., geogr. (Geol.)*, 12/2, p. 311—319, București.
- (1969) Noi date microfloristice asupra vîrstei complexului calcaros al seriei de Sibișel. *Stud. cerc. geol., geogr. (Geol.)*, Acad. R. S. România, 14/1, p. 279—282, București.
- Iliescu V. (1969) Asupra vîrstei metaflișului intracarpatic. *Stud. cerc. geol., Acad. R. S. România*, 14, 1, p. 13—19, București.
- Dragomir N., Arsenescu V. (1961) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Ceauşu N., Mânean C. D., Mânean T. (1973) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.

- Arbore V. (1974) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Dimitrescu R. (1978) Structure géologique du massif cristallin Făgăraş-Ezer-Leaota. *Rév. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Sér. Géol.*, 22, p. 43—51, Bucureşti.
- Ghika-Budeşti Ş. (1940) Les Carpates méridionales centrales (recherches pétrographiques et géologiques entre le Parâng et le Negoi). *An. Inst. geol. Rom.*, XX, p. 175—220, Bucureşti.
- Hann H. P., Szász L. (1981) Originea breciilor din masivul cristalin Cozia-Nărujiu (Brezoi-Vilcea, Carpaţi Meridionali). *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., (Geol.)*, 26/2, p. 167—322, Bucureşti.
- Kräutner H. G., Maier O., Stan N., Berza T., Mărunţiu M., Hârtopanu I., Hann H., Gheuca I. (1978) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucureşti.
- (1980) Lithostratigraphic correlation of the Precambrian of the Romanian Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVII, p. 229—297, Bucureşti.
- Lupu M., Popescu B., Szász L., Hann H., Gheuca I., Dumitrică P., Popescu G. (1978) Harta geologică a R. S. România scara 1 : 50.000, Foaia Vînturariţa, *Inst. geol. geofiz.*, Bucureşti.
- Mâneacan C. D. (1977) Asupra prezenţei unor roci metaeruptive acide în seria de Sibişel (Munţii Cibin). *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., geol.*, 22, p. 131—137, Bucureşti.
- Mâneacan T. (1974) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Condurache C., Mâneacan T., Arbore V. (1978) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Condurache C., Mâneacan T., Arbore V. (1979) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Morariu D. (1980) Notă preliminară asupra unor mineralizaţii de fier din bazinul inferior al Lăpuşnicului Mare şi Muntele Slăvei (Retezatul sudic — Domeniul Danubian al Carpaţilor Meridionali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV/2, p. 119—123, Bucureşti.
- Mrazec L., Murgoci G. (1898) Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara anului 1897, III. Munţii Lotrului (extras).
- Müller G. (1966) Die automorphe retrograde Umwandlung von Biotiten in Chlorite und Muskovite in sauren Tiefengesteinen. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 13, p. 295—365, Berlin.
- Pitulea G., Arion M., Ionescu D. (1960) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Popescu-Voiteşti I. (1918) La nappe du congolomérat des Bucegi dans la vallée de l'Oltu avec de nouvelles données sur la structure de cette vallée dans la région des Carpathes méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, 1914, VIII, p. 57—116, Bucureşti.
- Popescu B., Szász L., Hann H., Schuster A. C. (1977) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50.000, Foaia Călimăneşti, *Inst. geol. geofiz.*, Bucureşti.
- Reinhard M. (1906) Der Coziagneisszug in den rumänischen Karpathen. *Bul. Soc. řtiinţe*, XVI, p. 1—35, Bucureşti.
- Savu H., Schuster A. C., Szász L. (1977) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50.000, Foaia Mălaia, *Inst. geol. geofiz.*, Bucureşti.
- Schmidt O. (1931) Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaţilor Meridionali. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, XVII, p. 1—10, Bucureşti.

- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, p. 1—96, Bucureşti.
- Szász L. (1976) Biostratigrafia și paleontologia Cretacicului superior din bazinul Brezoi (Carpătii Meridionali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/4, p. 189—220, Bucureşti.
- Ştefănescu M., Szász L., Hann H. P., Gheuca I., Ştefănescu M. (1980) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Trifulescu M., Mâneanu C. D., Mâneanu T., Pitropov O., Condurache C. (1972) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.

#### QUESTIONS

I. Gheuca : 1. What is the age of the scales of the Făgăraş Unit ? What is the relationship between this age and that of the Făgăraş Unit ?

2. You state that a westward displacement of the southern compartment of the Cozia Fault took place. What is its extent ?

*Answer* : 1. The present relations indicate that the major overthrust took place before Maastrichtian times. Certain segments of the overthrust were subsequently reworked, a scale-forming process taking place.

2. The shift of the compartments was of about 3 km.

I. Stănoiu : 1. What are the directions and trends of the movements on the mentioned overthrust planes ?

2. Does the mentioned E-W direction belong to the Supragetic Nappe or to younger tectonic accidents ?

*Answer* : 1. The movements that led to the formation of the overthrust planes took place in the E-W direction.

2. The present situation does not allow a different conclusion concerning the direction of the movements. Subsequent movements that might have modified the initial direction of the Supragetic Nappe cannot be overlooked.

M. Ştefănescu : 1. Do you think that the Supragetic Nappe was emplaced in a unique overthrust stage that is the Mediterranean event ?

2. What is the sense of the emplacement of the Supragetic Nappe ?

*Answer* : 1. The overthrust plane of the Supragetic Nappe is probably older than the Turonian times. But the last movements took place in the Mediterranean phase.

2. The present tectonic relations, the map outline indicate an E-W direction of the emplacement of the Supragetic Nappe. But this fact does not mean that the direction of the overthrust could not be different in a previous stage.

M. Trifulescu : 1. Why do you subordinate the "unit" notion to the "series" notion ?

2. What minerals are associated with almandine in order to support the retromorphism in the area under discussion ?

*Answer* : 1. We did not subordinate the notion of "unit" to the notion of "series". Accidentally in the investigated region the units consist of a single series. The Făgăraş Unit for instance comprises also some other series farther north, which are situated outside the map presented by us.



2. The amphibolite rocks show various stages of retrograde transformation of hornblende into actinote, tremolite, epidote, chlorite, magnetite. Biotite and muscovite of the gneissic intercalations, almost unaffected retrograde, show all the characteristics displayed by micas in the mesometamorphic rocks.

### DISCUSSIONS

I. Gheuca : There is a disagreement between the pre-Campanian age of the Făgărăș Unit, that was based on the Campanian-Maastrichtian sedimentary rocks of the Boișoara Zone and the situation in the Călinești zone, where the front of the same unit overlies the deposits of the same age.

To the extent to which the sedimentary rocks in the Brezoi Zone overlie the crystalline of the Călinești Unit and are overthrust by the Făgărăș Unit they belong to the former unit. In this context the presence of a half-window with the Călinești (Lower) Unit in the Brezoi Zone, therefore in the lowered compartment of the Cozia Fault, is in contradiction with the presence of the upper (Făgărăș) unit in the lifted compartment.

M. Ștefănescu : Underlining the factual contributions of the authors, I want nevertheless to point out that, taking into account the areal development of the formations assigned to the Supragetic Nappe, the latter cannot be considered as emplaced along a general N-S direction. Consequently the complications in the presented part of the Olt Valley seem to represent overthrusts subsequent to the main overthrust moment of the Supragetic Nappe; this fact is also proved by the lithological uniformity of the Neo-Cretaceous deposits involved in the overthrusts.

M. Trifulescu : In my opinion what you call "units" corresponds to some petrogenetic complexes of the Getic Domain.

The almandine of Uriea is a contact-metamorphic mineral. The garnet of the respective formation is a spessartite associated with albite, which indicates a greenschist facies, not a retrograde.

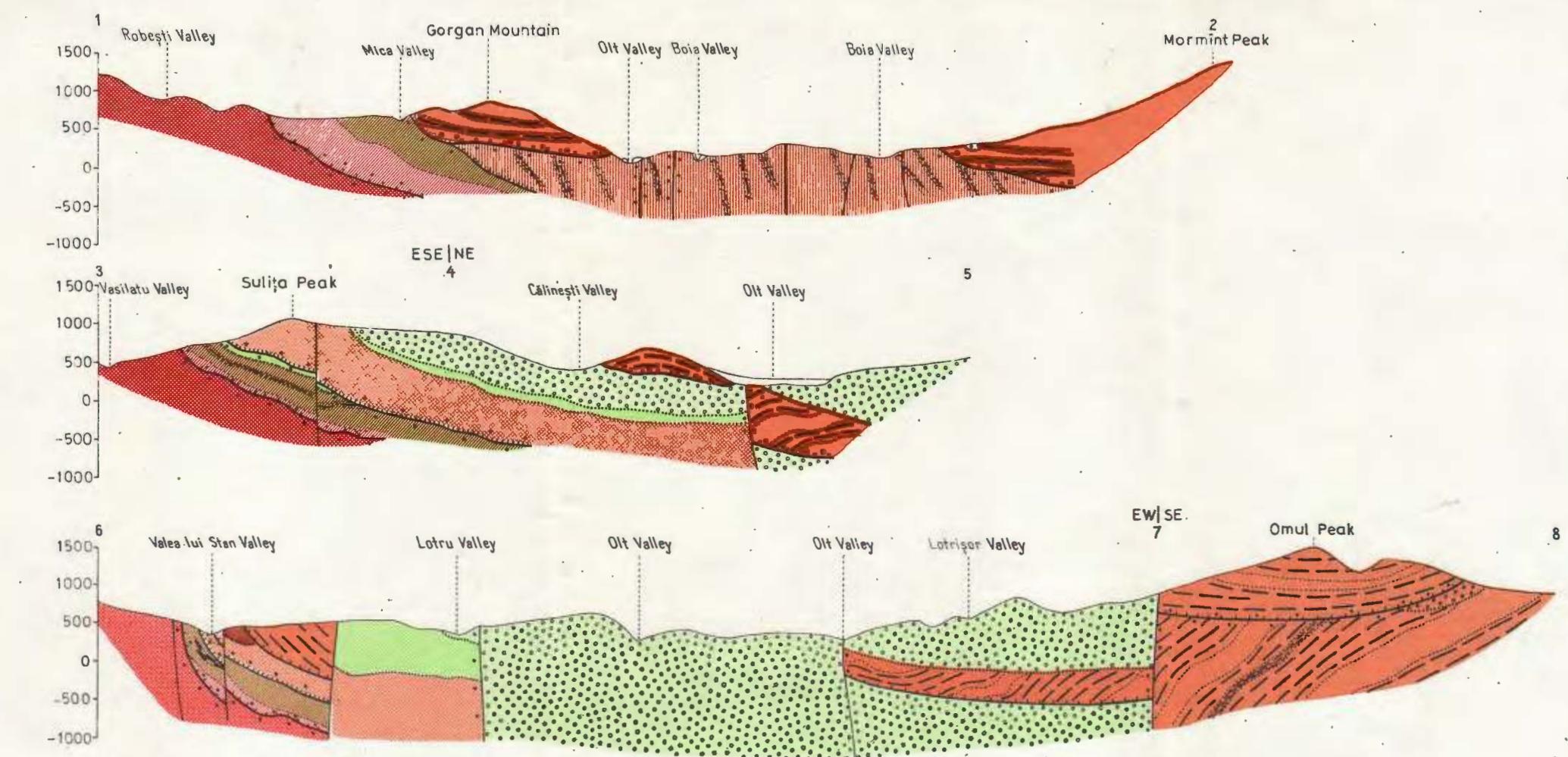
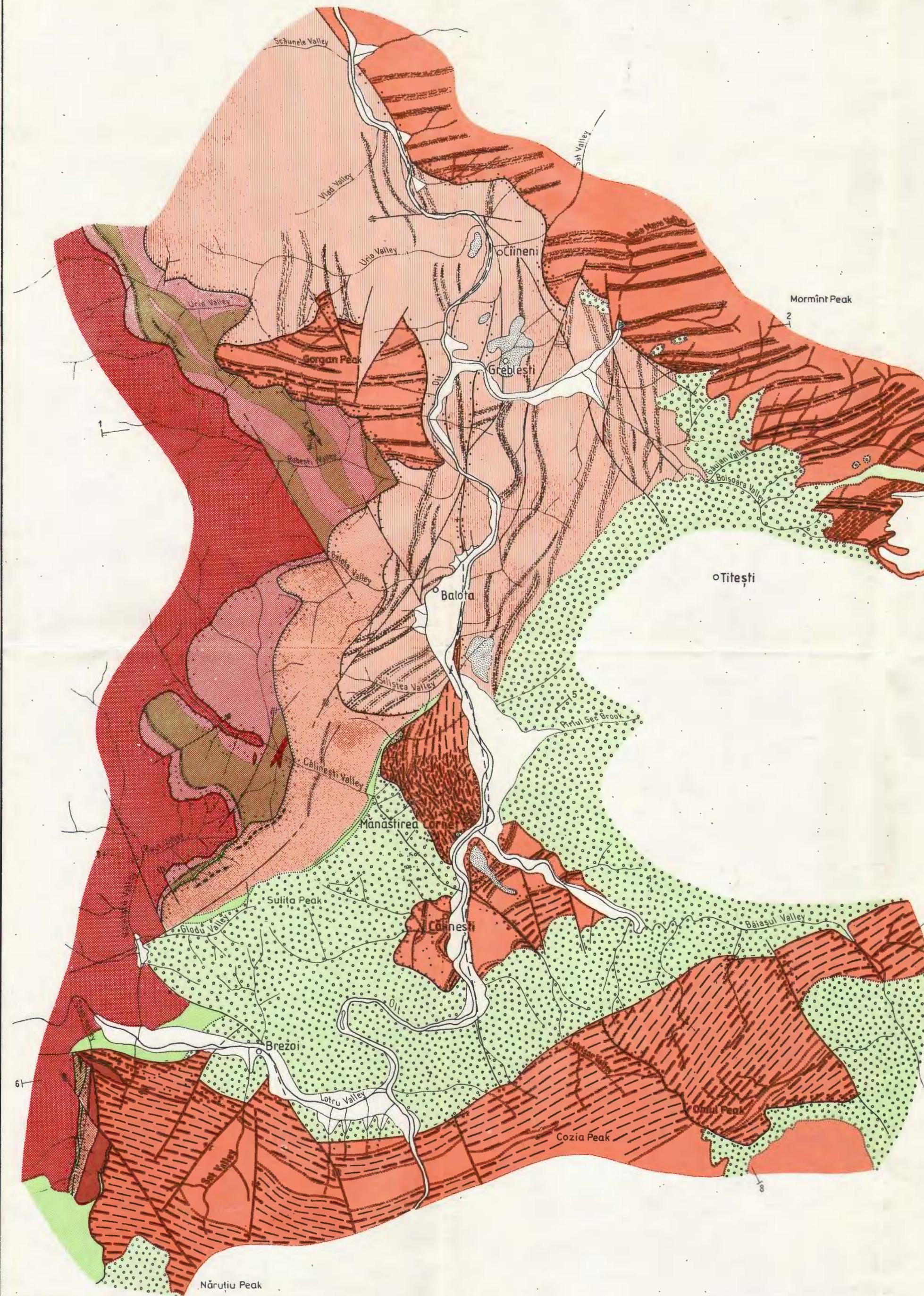
Another argument against retrograde is of structural nature as the epimetamorphics of the Valea lui Stan-Răsinari graben trend N-S, at 100° from the Getic basement, oriented W-E.

The Cozia Fault shifts the direction of the epimetamorphics alignment by 1-5 km, between the Valea lui Stan and Vasilatu Valleys. There existed several scales, of which one is removed by the Olt, where there occur thermal sources and igneous apices at the depth of 3.5 km (Airinei — thesis for a doctor's degree).





Institutul Geologic al României



H.P. HANN, L. SZÁSZ  
GEOLOGICAL MAP OF THE CĂINENI - BREZOI REGION

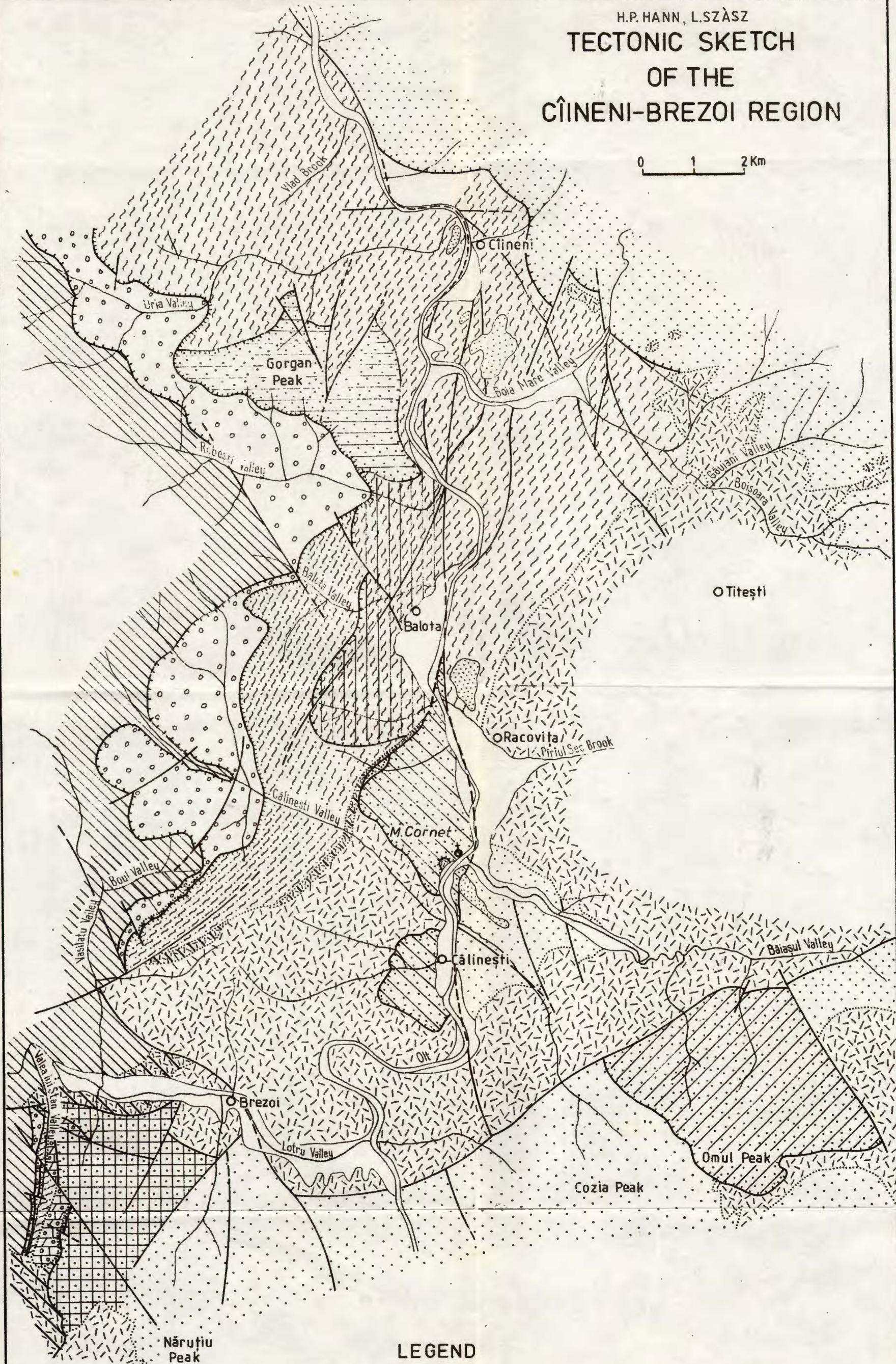
0 1 2 Km

#### LEGEND

QUATERNARY	
Alluvia	
Terrace deposits	
CAMPAÑIAN - MAASTRICHTIAN (Brezoi Formation)	
Breccias, polymeric conglomerates CONIACIAN - SANTONIAN (Vălăii lui Stan Formation)	
Sandy marls with ammonites CENOMANIAN	
Sandy marls with Rotalipora TRIASSIC + PERMIAN	
Conglomerates, marly limestones	
SUPRAGETIC UNITS	
FĂGĂRĂS UNIT	
Cumpăna Series (Middle Proterozoic)	
a. Micaschists	
b. Quartz - feldspar white gneisses	
c. Amphibolites and amphibole gneisses	
d. Paragneisses and micaschists ± staurolite and diabase	
MIGMATIC ROCKS	
Ophthalmic and stromatitic migmatites	
CĂINENI UNIT	
Cumpăna Series (Middle Proterozoic)	
a. Micaschists	
b. Quartz - feldspar white gneisses	
c. Amphibolites and amphibolic gneisses	
d. Paragneisses and micaschists ± staurolite and diabase	
CĂLINEȘTI UNIT	
Călinești Formation (Middle Proterozoic)	
a. Augen gneisses	
b. Amphibolites	
c. Paragneisses, micaceous paragneisses with albite - oligoclase porphyroblasts	
GETIC NAPPE	
URIA UNIT	
Uria Formation (Middle Proterozoic)	
a. Quartz - feldspar retrograde white gneisses (and sericite - quartzite feldspar schists)	
b. Retrograde amphibolites (amphibole schists) and chlorite schists with epidote, albite, magnetite	
c. Retrograde crystalline limestones (linsy schists)	
d. Retrograde gneisses (sericite - chlorite - quartzite schists and quartzite - sericite schists)	
Sebes - Lotru Series (Middle Proterozoic)	
Paragneisses, micaschists, amphibolites, quartz - feldspar gneisses, migmatites	
MAGMATIC ROCKS	
Monzonodioritic porphyries	
Tectonic breccia of Năruțiu type	
Cataclases and mylonitizations	
Geologic boundary in general	
Lithologic boundary	
Discontinuity boundary	
Overthrust boundary	
Digitation, lambeau de rabotage, scale	
Vertical or strongly inclined faults	
Wrench fault	
Position of geologic sections	

H.P. HANN, L.SZASZ  
**TECTONIC SKETCH  
 OF THE  
 CÎNENI-BREZOI REGION**

0 1 2 Km



**LEGEND**

SUPRAGETIC UNITS		CĂLINEȘTI UNIT	
FĂGĂRAŞ UNIT		GETIC NAPPE	
[a] [b]	Terrace deposits (a); alluvia (b)	..... Cumpăna Series (Middle Proterozoic)	! ! ! ! Călinești Formation (Middle Proterozoic)
	CAMPANIAN-MAASTRICHTIAN (Brezoi Formation)	..... Valea lui Stan Scale	..... Uria Formation (Middle Proterozoic)
[x-x]	Breccias, polymictic conglomerates	! / / Omul Peak Scale	! / / Sebeș-Lotru Series (Middle Proterozoic)
	CONIACIAN-SANTONIAN (Vasilatu Formation)	! / / / Cornet-Călinești Scale	— Fault
[x-x]	Sandy marls with ammonites	..... Gorgan Peak Outlier	— Supragetic overthrust plane
	CENOMANIAN	..... Cumpăna Series (Middle Proterozoic)	— Digitation, lambeau de rabotage, scale
[x-x]	Sandy marls with Rotalipora	..... Balota Scale	
	TRIASSIC + PERMIAN		
[o-o]	Conglomerates, marly limestones		

## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### LITOSTRATIGRAFIA ȘI TECTONICA FORMAȚIUNILOR METAMORFICE DIN REGIUNEА DE LA VEST DE OLT, ÎNTRЕ VALEA VADULUI ȘI VALEA CĂLINEШTI (CARPAШII MERIDIONALI)<sup>1</sup>

DE

CORNEL DOREL MÂNECAN<sup>2</sup>

*Lithostratigraphy. Stratigraphy of crystalline schist formations. Micaschist. Paragneiss. Initial magmatism. Metamorphic facies. Sillimanite-almandine-muscovite subfacies. Albite-epidote-almandine subfacies. Magmatites. Pliocative tectonics. Disjunctive tectonics. Sibiшel Series. Cumpаna Series. South Carpathians. Crystalline Getic Domain. Lotru Mountains. Sebeш-Cibin Mountains.*

#### Abstract

*Lithostratigraphy and Tectonics of the Metamorphic Formations in the Region West of the Olt Valley, between the Vadu Valley and the Călineшti Valley (South Carpathians). Metamorphics occurring in this region were assigned to three lithostratigraphic units : the Sebeш-Lotru Group (micaschists and paragneisses formations), the Cumpаna Series (garnet-staurolite paragneisses formation and garnet-oligoclase porphyroblasts paragneisses formation) and the Sibiшel Series (initial magmatites formation, terrigenous formation and graphite-carbonates formation). The metamorphic rocks of the three lithostratigraphic units were cut by some small dykes of alpine lamprophyres and porphyries. The micaschists and paragneisses of the Sebeш-Lotru Group belong to the sillimanite-kyanite-almandine-muscovite subfacies, while the schists of the Cumpаna Series in this region belong to the staurolite-almandine subfacies. The Sibiшel Series was metamorphosed in the quartz-albite-epidote-almandine subfacies. The metamorphics are grouped in two overthrust tectonic units : the Getic Unit, in lower position, and the Supragetic Unit, in upper position. The metamorphics of the Sebeш-Lotru Group and of the Sibiшel Series belong to the Getic Unit and those of the Cumpаna Series to the Supragetic Unit.*

<sup>1</sup> Depusă la 21 aprilie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 11 mai 1981, comunicată la 15 mai 1981.

<sup>2</sup> Întreprinderea de prospectiuni geologice și geofizice, Str. Caransebeш nr. 1, 78344 Bucureшti, 32.



## 1. Istorul cercetărilor

Regiunea situată la vest de Olt, aparținând munților Cibin și Lotru, a constituit încă de la sfîrșitul secolului XIX obiectul de cercetare a mai multor generații de geologi. În evoluția cunoașterii geologice a regiunii se disting trei etape.

Între anii 1883 și 1930, cercetările geologice au avut un caracter de ansamblu și au cuprins regiuni cu suprafețe mari.

Așa cum remarcă Popescu-Voitești (1918), geologii români, grupați în jurul Biroului geologic, au avut cinstea de a se fi ocupat cei dintâi de structura geologică a văii Oltului. Dintre primele cercetări le amintim pe cele ale lui Ștefănescu (1883) și Ștefănescu (1883), la care se adaugă cele ale lui Mrazec și Murgoci (1898), Mrazec (1904 a, b), Redlich (1899), Murgoci (1907, 1910), Popescu-Voitești (1918), Schmidt (1930), Streckeisen (1930, 1934).

Cea de-a doua etapă de cunoaștere a geologiei Carpaților Meridionali este legată de numele lui Ghika-Budești, care într-o serie de lucrări (1932—1942) se ocupă de studiul terenurilor cristalofiliene din această zonă a lanțului carpatic.

Ultima etapă, după 1945, se caracterizează prin cercetări și lucrări de prospecții amănunțite ale terenurilor cristalofiliene, folosindu-se metode moderne și complexe de investigare.

Cercetările din ultimii 35 de ani întreprinse în munții Lotru și Cibin s-au axat pe cunoașterea litostratigrafiei diferitelor formațiuni, a relațiilor dintre ele, ca și pe stabilirea vîrstei acestora, prin metode fizice și palinologice.

Din numărul mare de geologi care au contribuit prin lucrările lor la elucidarea diferitelor probleme legate de geologia munților Lotru și Cibin, amintim pe: Codarcea, Dessila-Codarcea, Savu, Trifulescu, Kräutner, Dragomir, Schuster, Ceaușu, Nedelcu, Szász, Hann și mulți alții pe care îi vom aminti pe parcursul prezentei lucrări, atunci cînd vom face referiri la lucrările lor.

## 2. Litostratigrafia

Regiunea cercetată aparține din punct de vedere geologic domeniului getic și supragedetic al Carpaților Meridionali centrali. Șisturile cristaline aparțin ciclurilor orogenetice dalslandian-grenvillian și assyntic (Savu et al., 1978 a, b).

### 2.1. Evoluția cercetării litostratigrafiei șisturilor cristaline în regiune și în zonele învecinate

Streckeisen (1930) introduce pentru prima dată denumirea de „Cristalinul Lotrului“, pentru regiunea care se întinde de la Brezoi pînă la Petroșani.

Schmidt (1930) grupează sub denumirea de „Cristalinul Făgărașului“ metamorfitele întîlnite în munții Făgăraș, care se continuă și în versantul drept al Oltului.



Ghika-Budești (1934) cuprinde sub denumirea de „serie de Lotru“ metamorfitele din munții Lotru. În masivul Făgăraș în apropierea defileului Oltului același autor (1940) recunoaște două serii metamorfe cu mai multe zone: seria de Cumpăna cu zonele de Măgura Ciinenilor, de Cozia, de Cumpăna, mai intens metamorfozate și seria de Făgăraș, mai slab metamorfozată cu zonele de Vemeșoaia, de Suru, de Șerbotă, de valea Satului-Porcești.

Pavelescu (1959) numește „seria de Sebeș“ cristalinul pînzei getice, exceptind munții Lotru.

Savu et al. (1968) au unificat cele două noțiuni („seria de Lotru“ și „seria de Sebeș“) sub denumirea de „seria de Sebeș-Lotru“.

În bazinul văii Vasilatu (valea Boului) și valea Călinești (pîriul Lotrișor), Dessila-Codarcea și Dragomir (1960) au repartizat sisturile cristaline la două unități: „unitatea de Lotru“ și „unitatea de Făgăraș“. Prima unitate cuprinde roci metamorfozate inițial în faciesul amfibolitelor cu almandin. Metamorfitele celei de-a doua unități au fost grupate în trei serii: de Cumpăna-Cozia, de Făgăraș, de Răsinari. Primele două serii cuprind roci metamorfozate inițial în faciesul amfibolitelor cu almandin, iar seria de Răsinari, roci metamorfozate inițial în faciesul sistemelor verzi.

Referindu-se la regiunea Brezoi-Călinești-Robești, Dessila-Codarcea (1962) stabilește următoarea succesiune a formațiunilor metamorfice: în poziție inferioară stau cristalinul de tip Cumpăna-Cozia și de tip Lotru, seria de Cumpăna-Cozia fiind mai veche decît seria de Lotru; seria sistemelor cu porfiroblaste de tip Leaota este transgresivă pe seria de Cumpăna-Cozia și seria de Făgăraș este transgresivă peste cristalinul de Lotru; transgresivă pe seria de Făgăraș stă seria de Răsinari.

În regiunea Răsinari-Cisnădioara-Sadu, Dessila-Codarcea (1965) divizează metamorfitele în următoarele șapte serii: de Măgura, de Sadu, de Valea Muntelui, de Riușorul Cisnădioarei, de Steaza, de Sibișel și de Răsinari. Primele trei serii cuprind roci metamorfozate inițial în faciesul amfibolitelor cu almandin, iar următoarele patru, roci metamorfozate inițial în faciesul sistemelor verzi.

Pentru separarea metamorfitelor aparținând ciclurilor orogenetice prealpine, Dessila-Codarcea (1967) introduce noțiunea de „complex cutat“. Astfel, autoarea deosebește în Carpații românești două complexe prebaicaliene: „complexul cutat lotrian“ și „complexul cutat alutian“. Primul include în Carpații Meridionali masivele cristaline Cumpăna, Cozia, Sebeș, Lotru și Semenic, iar cel de-al doilea, nordul masivului Făgăraș. Al treilea complex cutat, cel baicalian, are o largă extindere în nordul masivului Făgăraș, în munții Sebeș și Poiana Ruscă, unde repauzează peste complexul cutat alutian, sau direct, peste cel lotrian (regiunea defileului Oltului). Cel de-al patrulea complex cutat este cel varistic, reprezentat în Carpații românești prin depozitele Carboniferului inferior ale autohtonului danubian.

Savu, în Dessila-Codarcea și Savu (1967) admite un singur complex cutat, prebaicalian. În aceeași lucrare, Dessila-Codarcea atribuie seria de Sebeș-Lotru din munții Lotru și seria de Cumpăna-Cozia din munții Făgăraș Lotrianului, iar Alutianului, seria de Făgăraș. Seria de Sibișel este considerată baicaliană, iar seria de Răsinari varistică.



Giușcă et al. (1969) atribuie seria de Sebeș-Lotru ciclului postkarelian-prebaicalian, considerînd-o formată în geosinclinalul creat după consolidarea zonelor de platformă din vorlandul Carpaților.

Pavelescu și Pavelescu au atribuit în 1969 seria de Sebeș-Lotru Precambrianului inferior (Arhean), iar în 1971, Proterozoicului inferior și mediu-Huronian-Laurențian.

În munții Lotru, Savu (1968) repartizează metamorfitele dintre Valea lui Stan și Voineasa la patru complexe: al gnaiselor cu sillimanit și cordierit ( $C_1$ ), al amfibolitelor și gnaiselor asociate ( $C_2$ ), al gnaiselor cuarțo-feldspatice ( $C_3$ ) și al micașisturilor ( $C_4$ ).

Savu (1970) reafirmă ipoteza exprimată de Giușcă et al. (1969) și susține că între formațiunile celor două cicluri prebaicalian și baicalian,<sup>1</sup> nu există o lacună stratigrafică importantă.

Pe harta geologică a României, scara 1 : 50.000, foaia Mălaia, Savu et al. (1977) separă în cadrul seriei de Sebeș-Lotru trei complexe: al paragnaiselor, al amfibolitelor și gnaiselor cuarțo-feldspatice și al micașisturilor și paragnaiselor.

Primul stadiu din evoluția geologică a zonei Carpaților Meridionali este atribuit, de către Savu et al. (1978 a), ciclului dalslandian-grenvillian (1600—850±50 m.a.), notat Precambrian superior A (Pc III A). În cadrul acestui ciclu autorii separă trei diviziuni (Pc III A<sub>1</sub>, Pc III A<sub>2</sub>, Pc III A<sub>3</sub>). În accepția lui Savu et al. (1978 a) seria de Sebeș-Lotru cuprinde Pc III A<sub>1</sub> și Pc III A<sub>2</sub>. Autorii citați echivalează seria de Sebeș-Lotru cu seria de Cumpăna (sensu Dimitrescu, 1976) din munții Făgăraș.

Următorul stadiu din evoluția geologică a Carpaților Meridionali aparține după Savu et al. (1978 b) ciclului assyntic (850±50—500 m.a.) (Precambrian superior B-Cambrian inferior). Printre alte formațiuni, acestui ciclu îi este atribuită și seria de Sibișel, în munții Cibin și Lotru (sensu Dessila-Codarcea, 1965).

Kräutner (1980 a) prezintă o corelare a litostratigrafiei Precambrianului din Carpații românești. În această lucrare seria de Sebeș-Lotru este denumită grupul de Sebeș-Lotru, aparținând supergrupului Carpian, iar seria de Cumpăna grupului Aluta, a acelaiași supergrup. Seria de Sibișel este atribuită grupului Cibin, din supergrupul Marisian.

Kräutner (1980 b) restrînge aria seriei de Sibișel din aliniamentul estic de la vest de Olt, o parte din metamorfitele acestei serii fiind incluse în „formațiunea de Uria“, atribuită grupului Sebeș-Lotru.

## 2.2. Descrierea unităților litostratigrafice din regiune

Luînd în considerare cele prezentate, precum și rezultatele obținute în regiunea cercetată, în perioada 1973—1979, vom adopta în prezentarea șisturilor cristaline din această regiune, următoarea schemă litostratigrafică.

Șisturile cristaline metamorfozate inițial în faciesul amfibolitelor cu almandin, le-am atribuit grupului Sebeș-Lotru (sensu Kräutner, 1980 a) și seriei de Cumpăna, iar cele metamorfozate inițial în faciesul șisturilor verzi au fost grupate în seria de Sibișel.



În aria cartată, doar seria de Sibișel este reprezentată aproape cu întreaga ei succesiune litostratigrafică, în timp ce grupul Sebeș-Lotru și seria de Cumpăna aflorează doar parțial.

Structural, grupul Sebeș-Lotru și seria de Sibișel le-am reunit în unitatea getică, iar seria de Cumpăna în unitatea supragedetică.

### 2.2.1. Grupul Sebeș-Lotru. Formațiunca paragnaiselor și micașisturilor

Considerăm că metamorfitele grupului Sebeș-Lotru, care aflorează în regiunea cercetată, pot fi atribuite doar formațiunii paragnaiselor și micașisturilor.

Ele se caracterizează printr-o varietate petrografică relativ redusă. Diversitatea materialului premetamorfic, în principal, a determinat formarea unor roci diverse, cum ar fi: paragnaise micacee, paragnaise micacee cu granat, paragnaise micacee cu granat și sillimanit, paragnaise biotitice, cuarțite biotitice, micașisturi cu granat și disten, roci amfibolice (amfibolite eclogitice, amfibolite, amfibolite cu epidot, gnaise amfibolice cu biotit + granat) și peridotite serpentinizate.

Separarea unor varietăți petrografice a fost posibilă numai microscopic (paragnaise micacee cu granat și sillimanit, amfibolite eclogitice, amfibolite, amfibolite cu epidot). Între diversele specii de roci predomină paragnaisele micacee și micașisturile cu granat ± disten. Asociate cu ele, apar celelalte varietăți petrografice, care formează asociații binare sau ternare, rîtmice, cu grosimi reduse, fapt care a împiedicat, în unele cazuri, separarea lor cartografică.

Condițiile termodynamice ale subfaciesului disten/sillimanit-almandin-muscovit au favorizat producerea unor fenomene de migmatizare, care au afectat o parte din metamorfitele formațiunii paragnaiselor și micașisturilor.

Prezentăm mai jos principalele varietăți petrografice ale formațiunii paragnaiselor și micașisturilor și asociațiile mineralogice care le caracterizează.

**Paragnaise micacee.** Reprezintă varietatea petrografică cea mai răspândită. Asociația mineralologică a acestor roci este: cuarț + oligoclaz + muscovit + biotit + granat ± minerale opace.

**Paragnaise micacee cu granat.** În cuprinsul paragnaiselor micacee granatul se îmbogătește la unele nivele, generind varietatea petrografică menționată. Trecerile de la paragnaisele micacee la cele cu granat fiind treptate, paragnaisele micacee cu granat nu au putut fi separate cartografic. Asociația mineralologică este: cuarț + oligoclaz + muscovit + biotit + granat ± disten ± minerale opace.

**Paragnaise micacee cu granat și sillimanit.** Au același aspect macroscopic ca și paragnaisele micacee cu granat. Sillimanitul se observă doar microscopic. Au fost întlnite în malul drept al văii Robești. Asociația mineralologică este: cuarț + oligoclaz + muscovit + biotit + granat + sillimanit + minerale opace.

**Paragnaise biotitice.** Apar ca intercalații cu grosimi reduse, în paragnaisele micacee cu granat și frapează prin cantitatea ridicată de biotit. Asociația mineralologică este: cuarț + oligoclaz + biotit + muscovit + clorit + granat ± zircon + minerale opace.

**Cuarțite biotitice.** Se asemănă mult cu paragnaisele biotitice și constituie intercalații subțiri în paragnaisele mițacee. Asociația mine-



ralogică este : cuarț + biotit  $\pm$  mușcovit  $\pm$  granat  $\pm$  zircon  $\pm$  minerale opace.

Micașisturi cu granat și disten. Diferă de paragnaisele micacee cu granat prin abundența micelor, în special a muscovitului, care conferă rocii aspectul faneroblastic și prin prezența distenului. Asociația mineralologică este : cuarț + oligoclaz + muscovit + sericit + biotit + granat + disten  $\pm$  apatit + minerale opace.

*Roci amfibolice.* Ele apar ca intercalații de dimensiuni variabile. Compoziția mineralologică, structura și textura acestor roci variază în limite largi. Uneori se constată treceri gradate de la o varietate la alta, caz în care nu a fost posibilă separarea cartografică a respectivelor varietăți.

Amfibolite eclogitice. Caracteristică pentru aceste roci este prezența agregatelor chelifitice formate din hornblendă, oligoclaz, biotit, sfen, leucoxen, zoizit, minerale opace în care se dispun granații.

Amfibolite. Acestea reprezintă rocile melanocrate cu răspândirea cea mai mare. Se întâlnesc la diferite nivele cu grosimi diferite în cadrul formațiunii paragnaiselor și micașisturilor. Asociația mineralologică este : cuarț + oligoclaz + hornblendă comună  $\pm$  epidot  $\pm$  sfen + minerale opace.

Amfibolite cu epidot. Macroscopic nu se disting de amfibolitele descrise mai înainte. Le caracterizează abundența epidotului, dispus izolat, sau în mici aglomerări. Asociația mineralologică este : cuarț + oligoclaz + hornblendă comună + sfen + epidot + minerale opace.

Gnase amfibolice cu biotit și granat. Asociația mineralologică este : cuarț + plagioclaz + hornblendă + biotit + granat + minerale opace.

*Peridotite serpentinizate.* Aceste roci se prezintă sub forma unor lentile-strat, concordante, de dimensiuni reduse, nedepășind 30 m grosime. Pe direcție au fost urmărite pe o lungime de maximum 1,7 km. Contactul cu rocile înconjурătoare este net. Au fost întâlnite în cursul superior al izvorului Muntenilor și pe interfluviul valea Uria-izvorul Muntenilor. Asociația mineralologică este : olivină + piroxeni + tremolit + + antigorit + minerale opace. De remarcat faptul că gradul de serpentinizare este foarte diferit, ajungîndu-se în unele cazuri la transformarea completă a olivinei în antigorit cînd asociația mineralologică devine : piroxeni + tremolit + antigorit + minerale opace. În cazul în care olivina este complet transformată, conținutul de antigorit este de cca 60%.

*Migmatite.* Ele se întâlnesc numai la nivelele superioare ale formațiunii paragnaiselor și micașisturilor, în imediata apropiere a limitei cu seria de Sibișel, în bazinul văii Căprărețul. Mai jos, stratigrafic se constată la scară regională, fenomenul de metatexie (sensu Mehnert, 1971) ; rocile afectate de acest proces nu le-am încadrat la migmatite (*stricto sensu*).

*Metatexite.* Fenomenul de metatexie a afectat paragnaisele micače  $\pm$  granat. În aflorimente, în paragnaise micacee  $\pm$  granat, apar mai mult sau mai puțin concordant mici fișii cu aspect pegmatoid, bordate de un înveliș format din biotit. Asociația mineralologică este : cuarț + microclin + mirmekit + oligoclaz + muscovit + biotit + granat.

*Migmatite oculare.* Singurele roci cu acest aspect separate cartografic sunt cele din versantul drept al văii Căprărețul și din interfluviul



valea Floarea-pîrul Iacob, din imediata apropiere a limitei cu seria de Sibișel. Constituie intercalări de grosimi variabile, care nu depășesc 200 m. Relațiile acestora cu rocile înconjurătoare sunt în general nete. Neosoma este reprezentată prin oculi de microclin și cuarțo-feldspatici de pînă la 5—6 cm în diametru, bordați de biotit.

Asociațiile mineralogice ale metamorfitelor formațiunii paragnaiselor și micașisturilor (grupul Sebeș-Lotru) indică pentru metamorfismul său inițial o intensitate ridicată, la nivelul faciesului amfibolitelor cu almandin, subfaciesul disten/sillimanit-almandin-muscovit.

### 2.2.2. *Seria de Sibișel*

Metamorfitele aparținînd seriei de Sibișel aflorează în zona centrală a regiunii cercetate, cu o singură întrerupere, în pîrul Iacob. Metamorfitele seriei de Sibișel le-am atribuit la trei formațiuni, corespunzătoare fiecare unei faze din evoluția geosinclinalului assyntic (Mânean, 1977).

#### 2.2.2.1. *Formațiunea magmatitelor inițiale*

Această formațiune reprezintă baza seriei de Sibișel, corespunzînd fazei de început a evoluției geosinclinalului assyntic. Metamorfitele provenite din magmatitele inițiale ale acestui geosinclinal se dispun discordant peste cele ale grupului Sebeș-Lotru. Sunt formate predominant dintr-o alternanță de metatufuri, metatufite și metagabbrouri. Subordonat au fost separate și metaacidite (porfiroide și metacinerite). Particularitățile petrografice și chimice ale metabazitelor și metaaciditelor trădează surse magmatice diferite.

Grosimea formațiunii metainițialitelor este variabilă. De la întreruperea din pîrul Răvașului (secțiunea geologică 3—4), se ajunge la aproximativ 600 m în bazinul Văii lui Vlad (secțiunea geologică 5—6) și la cca 1000 m în bazinul văii Uria.

*Metagabbrouri.* Apar ca sill-uri intercalate în metatufuri și metatufite bazice, la partea inferioară și partea mediană a formațiunii magmatitelor inițiale; în ultimul caz aceste sill-uri se situează în proximitatea metaaciditelor. În general, au grosimi reduse, ceea ce a împiedicat, adesea, reprezentarea lor cartografică. Totuși, uneori, cum este în Valea lui Vlad și în pîrul Tăieturii, grosimea acestor sill-uri atinge valori de pînă la 100 m. Asociația mineralologică este: hornblendă comună (tscher-makit) + antofilit + albit + (cuarț) + clorit + biotit + zoizit + leucoxen + minerale opace.

*Metatufuri bazice.* Constituie majoritatea formațiunii magmatitelor inițiale și se asemănă mineralologic cu metagabbrourile. Deosebiri se constată în caracterele lor structurale și texturale. Metatufurile bazice au structură nematoblastică sau fin nematogranoablastică și textură cu orientare pronunțată. Între metatufurile bazice se remarcă următoarele varietăți:

Şisturi amfibolice cu hornblendă. Asociația mineralologică caracteristică este antofilit + hornblendă comună + albit + epidot + (cuarț) + clorit + leucoxen + minerale opace.



Şisturi amfibolice cu epidot. Asociaţia mineralogică este : actinolit + epidot + clorit + leucoxen. Se remarcă absenţa totală a cuarşului și a feldspatului și abundenţa epidotului (30%).

Şisturi clorito-amfibolice. Asociaţia mineralogică este : actinolit + + hornblendă comună + albit + epidot + clinoclор + cuarş + minerale opace.

Şisturi cuarşitice clorito-amfibolice. Asociaţia mineralogică este : actinolit + cuarş + albit + epidot + clinoclор + minerale opace.

*Metatufite bazice.* Sînt subordonate cantitativ metatufurile bazice și au caractere comune atît cu metatufurile bazice cît și cu metapelitele din formaţiunea terigenă a seriei de Sibișel.

Ca varietăți petrografice menționăm :

Şisturi cuarşitice amfibolice. Asociaţia mineralogică este : cuarş + albit + epidot + zoizit + sericit + clinoclор + hornblendă comună + + actinolit + minerale opace. Caracterul tufitogen al acestei roci se deduce din cantitatea apreciabilă a cuarşului (25—30%) și a sericitului, alături de hornblendă și actinolit.

Şisturi cuarşitice clorito-sericitoase cu amfiboli. Asociaţia mineralogică este : cuarş + albit + epidot + clorit + sericit + actinolit.

Şisturi cuarşitice amfibolice cu biotit și granat. Asociaţia mineralogică este : cuarş + albit + epidot + zoizit + clinoclор ± biotit + + hornblendă actinolitică ± granat + leucoxen + minerale opace.

Şisturi cuarşitice cu biotit. Aceste roci s-au format cînd aportul de material terigen a fost foarte mare. Asociaţia mineralogică este : cuarş + albit + sericit + epidot + biotit + granat + (leucoxen + + minerale opace).

*Metaacidite.* Magmatismul iniţial assyntic a fost însoţit și de episoade acide, ale căror produse, prin metamorfozare au generat rocile acestei grupe. Ele au fost întîlnite numai în bazinile Văii lui Vlad și văii Uria. În bazinul Văii lui Vlad (pîriul Tăieturii și pîriul Marcului) aceste roci constituie o intercalaţie orientată NNE-SSV, cu înclinări de 30—45° spre est, avînd o grosime de maximum 200 m. Către sud ele au fost întîlnite în valea Uria, în ambii versanți și în valea Murgaciului. Aici metaaciditele au o mai largă dezvoltare, ca intercalaţii orientate NV-SE, cu înclinări de 33—63° spre NE și grosimi cuprinse între 10 și 80 m. Deși observaţiile macroscopice și microscopice, precum și interpretările rezultatelor analizelor chimice evidenţiază o usoară diferenţă între rocile celor două ocurenţe (Valea lui Vlad și valea Uria) se poate atribui totuși, acestor roci o origine comună (Mănecan, 1977).

Compoziţia mineralogică a metaaciditelor este prezentată în tabelul alăturat.

Metaaciditele din bazinul văii Uria prezintă diferenţe atît în asociaţia mineralogică, cît și în structura și textura lor. Aceasta permite separarea de porfiroide și de metacinerite. Cele două tipuri de roci apar intim asociate, ceea ce nu a permis separarea lor cartografică. Metacineritele din Valea lui Vlad, mai leucocrate și cu o șistozitate mai pronunţată decit cele din valea Uria, prezintă o compoziţie mineralogică asemănătoare (tab.).



TABEL  
*Compoziția mineralologică a metaaciditelor*

Minralele (fenocristale și din pasta)		Porfiroid		Metacinerite	
		9003	9407	9681	5053
Fenocristale	Albit	12 %	3 %	5 %	10 %
	Microclin	5 %	5 %	7 %	4 %
Pasta	Cuarț Albit Microclin Muscovit + Sericit Biotit + Clorit Epidot + Clinozoizit	83 %	92 %	88 %	86 %

9003, 9407, 9681 – valea Uria; 5053 – Valea lui Vlad.

### 2.2.2.2. Formațiunea terigenă

Această formațiune corespunde fazei de subsidență a geosinclinalului assyntic. Metamorfitele formațiunii terigene se dispun concordant peste cele ale formațiunii magmatitelor inițiale. În alcătuirea sa, alături de metamorfitele cu origine terigenă, care predomină, au fost separate metatufuri bazice și calcare cristaline, totul fiind metamorfozat în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul cuarț-albit-epidot-almandin.

Formațiunea terigenă însumează grosimi cuprinse între 400 m (valea Floarea Mică, secțiunea geologică 1–2) și 600 m (valea Uria). În bazinul văii Robești probabil ca grosimea acestei formațiuni să fie și mai mare.

Rocile predominante cantitativ în această formațiune sunt: șisturile cuarțitice muscovito-cloritoase  $\pm$  magnetit, șisturile cuarțitice muscovito-cloritoase cu granat  $\pm$  cloritoid, șisturi cuarțitice clorito-sericitoase cu porfiroblaste de albit.

Șisturi cuarțitice muscovito-cloritoase  $\pm$  magnetit. Asociația mineralologică este: cuarț + muscovit + clorit + biotit  $\pm$  epidot  $\pm$  magnetit. În unele cazuri acumulările de magnetit (10–15% în volum) se mențin constante, atât pe grosimea, cât și pe direcția pachetelor de roci, fapt ce a permis delimitarea în cadrul lor, a două nivele (median și superior) care constituie mineralizația de fier din seria de Sibișel (Mâncan et al., 1979).

Șisturi cuarțitice muscovito-cloritoase cu granat  $\pm$  cloritoid. Alături de varietatea prezentată mai sus, aceste roci sunt cele mai răspândite în cadrul formațiunii terigene. Le sunt caracteristice porfiroblastele de cloritoid care ating dimensiuni de pînă la 1 cm sau mai mult. Asociația mineralologică este: cuarț + albit + muscovit + clorit + granat  $\pm$  cloritoid  $\pm$  minerale opace.



Şisturi cuarțitice clorito-sericitoase cu porfiroblaste de albit. Macroscopic, există o asemănare între aceste roci și șisturile cuarțitice clorito-muscovitice cu granat. Deosebirea constă în prezența porfiroblastelor de albit, în proporție notabilă (cca 11%) cu dimensiuni de 0,4—0,9 mm. Masa fundamentală a rocii este formată din cristale fine de cuarț, albit, clorit și sericit. Izolat apare calcitul, în proporție de pînă la 7%.

Subordonat mai apar : șisturi cuarțitice sericitoase, șisturi cuarțitice cloritoase cu epidot, șisturi amfibolice, calcare cristaline. Asociațiile mineralogice ale acestor roci sunt : pentru șisturi cuarțitice sericitoase : cuarț + albit + sericit + muscovit + epidot + minerale opace ; pentru șisturi cloritoase cu epidot : cuarț + albit + clorit + minerale opace. Șisturile amfibolice se asemănă mineralologic și petrografic cu șisturile amfibolice din cadrul formațiunii magmatitelor inițiale. Calcareale cristaline apar izolat ca o lentilă de 25—30 m grosime și aproximativ 250 m lungime. Această lentilă a fost întinută în versantul stîng al văii Robești, în locul numit „La comori“. Este constituită din cca 98% calcit.

Roci milonitice. Se dispun în jurul contactului de încălcare dintre metamorfitele seriei de Cumpăna și cele ale seriei de Sibișel. Au fost întinute în valea Uria (în ambii versanți), precum și în afluenții de stînga ai văii Robești. Asociația mineralologică este : cuarț + albit + epidot + sericit + clorit + calcit + minerale opace.

#### 2.2.2.3. Formațiunea carbonato-grafitoasă

Această formațiune este incomplet dezvoltată în regiunea cerceată, fiind mai bine reprezentată în nord, la Rășinari și în sud, în Valea lui Stan. Formațiunea carbonato-grafitoasă este compusă din calcare cristaline și calcisisturi. Rocile grafitoase lipsesc. Între formațiunea carbonato-grafitoasă și cea subiacentă există o concordanță perfectă. Grosimea sa nu depășește 75 m (bazinul Văii lui Vlad).

Calcisisturi. Aceste roci stau în imediata apropiere a contactului tectonic, dispuse sub forma unei benzi, care pornește din pîrul Tăieturii și se continuă pînă sub Dealul lui Vlad, unde se efilează și reapare în versantul drept al pîrului Răvașului. Asociația mineralologică este : cuarț + calcit + biotit + clorit + epidot + minerale opace.

Calcare cristaline. Sunt reprezentate printr-o lentilă, orientată nord-sud, cu o lungime de 250—300 m și o grosime de 25—30 m. Această lentilă a fost întinută într-un mic affluent stîng al Văii lui Vlad, în aval de confluența acestei văi cu pîrul Tăieturii.

Asociațiile mineralogice ale metamorfitelor seriei de Sibișel indică un metamorfism inițial în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul cuarț-albit-epidot-almandin.

#### 2.2.3. Seria de Cumpăna

Metamorfitele seriei de Cumpăna aflorează în partea de est a regiunii, în tot lungul văii Oltului. Suprafața ocupată de metamorfitele acestei serii este mai redusă, comparativ cu aceea a metamorfitelor aparținând grupului Sebeș-Lotru.



După opinia noastră, metamorfitele seriei de Cumpăna din această regiune pot fi grupate în două formațiuni: a paragnaiselor micacee cu granat și staurolit și a paragnaiselor micacee cu granat și porfiroblaste de oligoclaz. Cursul inferior al văii Uria deschide aproape întreaga succesiune litostratigrafică a metamorfitelor seriei de Cumpăna, situate la vest de Olt. Metamorfitele seriei de Sibișel suportă tectonic metamorfitele formațiunii paragnaiselor micacee cu granat și staurolit, cu o largă dezvoltare în jumătatea nordică a regiunii. În aval de confluența văii Uria cu pîrîul Fierotei, au fost interceptate paragnaisele micacee cu granat și porfiroblaste de oligoclaz, care se dezvoltă pînă în extremitatea de est a regiunii, iar spre sud pînă în valea Călinești.

#### 2.2.3.1. Formațiunea paragnaiselor micacee cu granat și staurolit

Este echivalentă cu „zona de Măgura Ciinenilor”, sensu Ghika-Budești, 1940. Paragnaisele micacee se dezvoltă din valea Uria pînă în valea Vadului. Paragnaisele micacee cu granat și staurolit predomină cantitativ, alături de ele întîlnindu-se: paragnaise micacee cu granat, ortocamfibolite, gnase amfibolice cu biotit.

Paragnaise micacee cu granat și staurolit. Aflorimentele cele mai reprezentative sunt cele de pe Valea lui Vlad. Culoarea lor este cenușie-ruginie-verzuie, cu reflexe argintii-satinate, care se datorează prezenței în cantitate mare a muscovitului și a cloritului, acesta format pe seama biotitului și a granatului. Granatul și staurolitul sunt frecvente și ating dimensiuni de peste 2 cm. Asociația mineralologică este: cuarț + plagioclaz + muscovit + clorit (penin) + granat + staurolit + minerale opace. Aceste roci sunt retromorfozate datorită acțiunii ulterioare a unui metamorfism cu o intensitate mai scăzută decît a celui inițial.

Paragnaise micacee cu granat. Au o dezvoltare limitată, se prezintă ca intercalații în paragnaisele micacee cu granat și staurolit. Au fost întîlnite și la est de falia Oltului. Asociația mineralologică este: cuarț + plagioclaz + muscovit + biotit + granat + minerale opace.

Ortoamfibolite. Se intercalează concordant în paragnaisele micacee cu granat și staurolit. Pe direcție au fost urmărite, în valea Uria și Valea lui Vlad, pe cca 2—3 km. Grosimea lor este de la cîțiva metri pînă la 200—300 m. Asociația mineralologică este: cuarț + plagioclaz + hornblendă comună + sfen + granat + epidot + minerale opace.

Gnase amfibolice cu biotit. Au fost întîlnite în pîrîul Băncioiu (afluent drept al văii Vadului) și între valea Stupina și valea Lungă (afluenți de dreapta ai Oltului). Macroscopic se observă treceri gradate de la gnase amfibolice cu biotit (predominante) la paragnaise biotitice cu amfiboli. Asociația mineralologică este: cuarț + plagioclaz + hornblendă + biotit + epidot + minerale opace.

*Migmatite.* Anatexia parțială a rocilor preexistente în timpul metamorfismului inițial a condus la formarea migmatitelor în unele locuri. Sunt prezente două varietăți texturale: migmatite oculare și migmatite stromatitice.

Migmatitele oculare se dispun sub forma a două benzi orientate NNV-SSE, ale căror grosimi nu depășesc 200—300 m în valea Scăuelelor, Pîrîul lui Ispas, pîrîul Larg, valea Vadului și pîrîul Iacob. Distribuția

oculilor în masa rocii este neuniformă, diametrul lor variază între 2 și 4 cm, uneori mai mult. În general trecerile de la migmatitele oculare la rocile înconjurate se fac în mod gradat. Analiza microscopică a paleosfemei din imediata apropiere a oculilor evidențiază următoarea asociere mineralologică: cuarț + microclin + plagioclaz + muscovit + biotit + granat + apatit + minerale opace.

Migmatitele stromatitice se dezvoltă în cursul inferior al pîrului Fierăta și interfluviul valea Uria-valea Robești. Asociația mineralologică este: cuarț + microclin + plagioclaz + muscovit + biotit + granat + epidot + minerale opace.

#### 2.2.3.2. Formațiunea paragnaiselor micacee cu granat și porfiroblaste de oligoclaz

Această formațiune se echivalează cu „complexul de Voinești-Păpușă”, separat de Dimitrescu (1978) pe foaia Nucșoara-Iezer, a hărții geologice a României, scara 1:50.000, denumită și „formațiunea de Călinești” (Kräutner, 1980 a). Metamorfitele sale apar începînd din valea Uria pînă în valea Călinești.

Paragnaisele micacee cu granat și porfiroblaste de oligoclaz predomînă cantitativ. Subordonat au mai fost întîlnite: paragnaise micacee cu granat, gnase cuarț-feldspatice (leptinite), amfibolite cu epidot.

Paragnaisele micacee cu granat și porfiroblaste de oligoclaz se aseamănă macroscopic cu paragnaisele micacee cu granat. În spărtură proaspătă se disting cu ușurință porfiroblastele de oligoclaz, care nu depășesc 2—3 mm în diametru. Izolat apar și granule de granat. Asociația mineralologică este: cuarț + plagioclaz + muscovit + biotit + granat + minerale opace.

Gnase cuarț-feldspatice. Au frecvență redusă și apar sub forma unor intercalații subțiri (de la cîțiva metri la 20—30 m). Singura intercalatie separabilă cartografic se află în cursul inferior al văii Robești. Asociația mineralologică este: cuarț + microclin + oligoclaz + muscovit + biotit + epidot + minerale opace.

Amfibolite cu epidot. Apar ca intercalații ce nu depășesc 50 m grosime. Asociația mineralologică este: cuarț + plagioclaz + hornblendă + clorit + epidot + calcit + minerale opace.

*Migmatite.* Și în această formațiune, la anumite nivele s-a realizat anatexia parțială a rocilor preexistente, cu generarea de migmatite.

Se întîlnesc numai migmatite oculare. Ele aflorează în lungul văii Oltului, începînd din pîrul Gușatului și pînă în amonte de mînăstirea Cornetu.

Asociațiile mineralogice ale metamorfitelor seriei de Cumpăna, din regiunea de la vest de Olt, indică pentru metamorfismul lor inițial fațiesul amfibolitelor cu almandin, subfațiesul staurolit-almandin.

### 2.3. Magmatite

Rocile magmatice din cuprinsul regiunii cercetate se dezvoltă pe un areal limitat. Ele sănt reprezentate prin: lamprofire, porfire adamiellitice cuarțifere și porfire sienitice.



### Lamprofire :

a) Filonul de lamprofir din valea Călinești. Aflorează într-un affluent stîng al văii Călinești, amonte de locul numit „La Soci“. Grosimea sa nu depășește 1 m și pe direcție nu a putut fi urmărit. Față de paginasele micacee în care apare, acest filon este disconform.

Masa fundamentală microcristalină este formată din plagioclazi bazici (labrador); ca fenocristale apar plagioclaz (labrador), augit, hornblendă și minerale opace.

b) Filonul de lamprofir din valea Scăuelelor. Aflorează la cca 700 m amonte de confluența cu Oltul. Este discordant, nu depășește 2 m grosime; pe direcție nu a fost urmărit.

Pasta fin-granulară este formată din: labrador, biotit, hornblendă, epidot, minerale opace, iar fenocristalele sunt reprezentate prin microclin, labrador, diopsid, augit.

Porfire adamellitice cuarțifere. Aflorează în pîriul Ses și Pîriul lui Ispas (afluenți de dreapta ai văii Scăuelelor). Blocuri de porfir adamellitic cuarțifer au mai fost întîlnite și în valea Lungă. Cele două ocorențe din pîriul Ses și Pîriul lui Ispas nu ne permit să observăm relațiile magmatite-metamorfite.

Pasta microcristalină este alcătuită din: oligoclaz, biotit, sericit, minerale opace. Fenocristalele sunt reprezentate prin: cuarț și oligoclaz.

Porfire sienitice. Au fost întîlnite în bazinul văii Robești și în valea Călinești.

În bazinul văii Robești porfirele sienitice formează trei corpuri de dimensiuni reduse, în Valea Mică și în pîriul Risului (afluenți de stînga ai văii Robești).

În valea Călinești ele apar ca dyke-uri: unul de dimensiuni reduse (scara hărții nu a permis separarea cartografică a sa), situat în versantul stîng al văii, în amonte de confluența pîriului Lotrisor cu valea Călinești, iar al doilea, situat în aval de această confluență, cu dimensiuni mai mari (50 m grosime), care se continuă și la sud de valea Călinești, în valea Aninoasa. Macroscopic, aceste roci au culoare roz-verzuie, aspect masiv și o structură porfirică. Asociația mineralologică este: cuarț + microclin pertit + oligoclaz + biotit + clorit + minerale opace.

### 2.4. Brecia de Brezoi

Un loc aparte, cu o poziție stratigrafică discutabilă, îl ocupă formațiunea tectonică, denumită de Mrazec și Murgoci (1898) „brecia de Brezoi“, considerată de acești autori drept o brecie sedimentară. Popescu-Voitești (1918) o consideră brecie de frictiune, Ghika-Budești (1940, 1958) o echivalează ca vîrstă cu conglomeratele de Bucegi, considerînd-o de origine sedimentară, iar Boldor et al. (1966) îi atribuie o origine tectonică.

### 2.5. Depozite sedimentare

Rocile sedimentare din cuprinsul regiunii cercetate sunt reprezentate prin depozitele „bazinului Brezoi“ (Cretacic superior-Eocen), la care se adaugă depozitele de vîrstă cuaternară.



Sedimentele „bazinului Brezoi“ se încadrează la două cicluri de sedimentare : cel cretacic superior și cel paleogen (Boldor et al., 1966).

Cuaternarul este reprezentat prin : depozite de terasă (pleistocene) și depozite coluviale, proluviale, aluvioane actuale și subactuale (holocene).

### 3. Tectonica

Regiunea de la vest de Olt, cercetată de noi, este alcătuită din două unități structurale : unitatea getică care are în componență metamorfitele grupului Sebeș-Lotru și ale seriei de Sibișel și unitatea supragetică, reprezentată prin metamorfitele seriei de Cumpăna.

#### 3.1. Tectonica plicativă

*Unitatea getică.* În bazinele văilor Căprăreț, Floarea și izvorul Muntenilor, formațiunea paragnaiselor și micașisturilor formează o serie de cute normale, largi sau strânse, cu un grad de asimetrie variabil. La sud de Coasta Ciinenilor, în bazinul văii Uria și bazinul superior al văii Robești, metamorfitele acestei formațiuni formează flancul nord-estic al unei cute anticlinale, al cărei ax este situat în versantul stâng al văii Călinești. Flancul nord-estic al acestei cute este ridicat și în același timp decroșat, spre sud-est față de zona axială a cutei, de către o falie longitudinală. Pe direcție această cută poate fi urmărită pe cca 3,5 km. Ea este întreruptă de două fali transversale. În firul văii Călinești, între pîrîul Sindrilăriei și pîrîul Larg (afluenți de dreapta ai văii Călinești) pe aproximativ 1 km se individualizează axul unei cute normale, care se pare a fi continuarea spre est-sud-est a axului de cută sus-amintit.

Direcția acestor cute variază în limite largi, de la nord-vest—sud-est, la vest—est. Afundarea structurii reprezentată prin direcția și inclinarea liniației este în general spre est-sud-est cu valori cuprinse între 25—50°.

Direcția stratelor celor trei formațiuni ale seriei de Sibișel variază mult de la un sector la altul.

În nordul regiunii, în valea Vadului și valea Floarea, direcția lor este nord-vest—sud-est cu o afundare spre sud-est de cca 24°, iar spre sud în pîrîul Răvașului, pîrîul Tăieturii și Valea lui Vlad, direcția devine nord-sud.

În bazinul văii Uria direcția stratelor se schimbă din nou, variind în limite largi, de la nord-vest—sud-est, în versantul stâng al văii, pînă la vest-nord-vest—est-sud-est, în versantul drept al văii, direcție care se menține și în bazinul văii Robești, unde structura se afundă spre est-sud-est cu valori cuprinse între 12—34°.

În sudul regiunii, în bazinul pîrîului Lotrișor, direcția și sensul de afundare se mențin aceleași ca și în valea Robești.

*Unitatea supragetică.* În nordul regiunii, metamorfitele seriei de Cumpăna sănt antrenate într-o serie de cute normale, strânse, orientate nord-nord-vest—sud-sud-est, cu afundări spre sud-est de 30—35°. Spre



sud, cutele devin tot mai largi, ajungîndu-se ca între valea Urii și valea Robești metamorfitele acestei serii să reprezinte flancul estic al unui sinclinal, orientat nord-nord-vest—sud-sud-est.

În extremitatea nord-estică a regiunii, falia Oltului separă un sector redus ca suprafață, în care direcția stratelor este vest-est, cu înclinări spre sud. Metamorfitele din acest sector reprezintă probabil flancul sudic al unui anticlinal, al cărui ax se află posibil la nord de valea Vadului.

La sud de valea Robești se constată prezența unor cute normale, strînse (la vest de Plaiul Viei). Aceste cute sunt orientate nord-sud, cu afundări de 40—60° spre sud.

În bazinul văii Călinești cutele devin mai largi, direcția se schimbă ușor, axele lor curbindu-se ușor spre sud-est, afundarea structurii fiind spre sud-sud-est.

### 3.2. Tectonica disjunctivă

Între metamorfitele seriei de Sibișel și cele ale seriei de Cumpăna există numai relații tectonice, deoarece formațiunile cristalofiliene cu un grad de metamorfism inițial mai avansat ale seriei de Cumpăna stau peste formațiunile cristalofiliene cu un metamorfism inițial de grad mai scăzut ale seriei de Sibișel.

În sprijinul acestei opinii vine și identificarea în 1973 a unei mici ferestre tectonice situate în cursul superior al pîriului Culmii, situată la cca 250 m de fruntea planului de șariaj din versantul stîng al pîriului Lotrișor. Secțiunea geologică 11—12 vizualizează o încălecare de cel puțin 1 km. Existența unui plan de șariaj între formațiunile menționate și deci implicit a unei unități supragetice a fost susținută de majoritatea geologilor care au cercetat regiunea. Codarcea et al. (1967) figurează în Carpații Meridionali o unitate superioară pînzei getice — unitatea supragetică — de vîrstă austrică.

Dessila-Codarcea (1967) preconizează extinderea unității suprageticice pînă în Banat.

Nu toți geologii care au cercetat această regiune admit existența acestui plan de șariaj.

Trifulescu, în Trifulescu et al. (1972) individualizează în Carpații Meridionali centrali șase horsturi: Parîng, Sebeș, Cibin, Făgăraș, Căpățîna și Cozia. Horsturile Cibin și Căpățîna sunt separate de horsturile Făgăraș și Cozia prin grabenul transversal Valea lui Stan-Rășinari, iar grabenul longitudinal Loviștea-Brezoi-Vidra-Petroșani separă horsturile Sebeș, Cibin, Făgăraș de horsturile Parîng, Căpățîna, Cozia.

În perimetrul valea Boului-valea Aninoasa-valea Călinești, situat în sudul regiunii cercetate, Dragomir și Arbore (1974) susțin că unitatea Cibin-Lotru, la alcătuirea căreia participă în această zonă seria (mezometamorfică) de Sebeș-Lotru, peste care urmează transgresiv și discordant seria (epimetamorfică) de Sibișel, suportă tectonic unitatea de Făgăraș, reprezentată prin seria (mezometamorfică) de Făgăraș. Această fractură regională orientată, în acest perimetru, aproximativ nord-vest—sud-est, marchează subîmpingerea blocului unității Cibin-Lotru sub uni-



tatea de Făgăraș. Planul de falie, măsurat în versantul stîng al văii Călinești, inclină cu  $75^{\circ}$  spre nord-est.

Asupra vîrstei încălecării formațiunilor cristalofiliene ale seriei de Cumpăna peste cele ale Seriei de Sibișel, toți cercetătorii care admit existența acestui accident tectonic major, o consideră prealpină, cu excepția lui Streckeisen, care a propus vîrstă alpină, din cauza atribuirii calcarelor cristaline, Mezozoicului.

Descoperirea depozitelor triasice în Valea lui Stan (Lupu și Lupu, 1967) confirmă cel puțin reluarea acestui sistem ruptural în ciclul alpin.

Pe harta perimetrlului „valea Boului-valea Aninoasa-valea Călinești“, scara 1 : 5.000 (Dragomir și Arbore, 1974), în bazinul văii Boului, conturul planului de șariaj este bordat pe unele porțiuni de depozite sedimentare, considerate de acești autori senoniene, fapt ce i-a determinat să presupună că subîmpingerea unității Ciibin-Lotru sub unitatea de Făgăraș a avut loc probabil în faza laramică a orogenezei alpine.

Aceleași sedimente sunt considerate de către Savu et al. (1977, harta geologică a României, scara 1 : 50.000, foaia Mălaia) de vîrstă cenomaniană.

Asociațiile micropaleontologice determinate de Viorica Cosma și Zorela Munteanu, din probele prelevate din pîrul Glodului (afuent stîng al văii Vasilatu) de către Condurachi (Mănecan et al., 1978), au permis identificarea Senonianului inferior.

Bazați pe aceste date putem considera că șariajul unității suprategice peste unitatea getică s-a desăvîrșit post-Senonian inferior.

Urma intersecției acestui plan de încălecare cu suprafața topografică este sinuoasă; în general ea merge nord-sud, cu unele schimbări bruse de direcție, ca în versantul stîng al văii Uria, unde se poate contura o semifereastră tectonică.

Alături de acest plan de șariaj semnalăm prezența unor fali veritcale sau puternic inclinate. Unele au determinat numai ridicarea sau coborârea unor compartimente, iar altele și decroșări.

Printre faliile mai importante menționăm :

Falia din bazinele văilor Floarea și izvorul Muntenilor, care întrerupe continuitatea structurilor plicative de o parte și de alta a ei.

Falia care poate fi urmărită de la izvoarele pîrului Lupului, affluent stîng al văii Călinești și pînă în pîrul Tisei, affluent stîng al văii Sărăcinești. Traiectul ei este destul de sinuos. Acestei fali i se atribuie ridicarea și decroșarea spre est-sud-est a flancului nord-estic al anticliniului, al cărui ax este situat în versantul stîng al văii Călinești.

Falia Oltului, care împreună cu sistemul ei de fali de sprijin, separă în extremitatea nord-estică a regiunii un sector, în care direcția metamorfiteelor seriei de Cumpăna este est-vest. Această falie are importanță regională și poate fi urmărită înspre nord pînă în valea Lotrioașă și probabil mai departe. Spre sud, în dreptul comunei Ciineni, ea traversează valea Oltului, ca apoi să reapară în versantul drept al Oltului, între Robești și Sărăcinești, pe o lungime de cca 1 km. La nord de pîrul Viei (un mic affluent al văii Oltului), falia Oltului traversează din nou Oltul.



#### 4. Concluzii

Metamorfitele care aflorează în regiunea de la vest de Olt între valea Vadului și valea Călinești au fost atribuite la trei unități litostratigrafice: grupul Sebeș-Lotru (formațiunea paragnaiselor și micașisturilor), seria de Cumpăna (formațiunea paragnaiselor cu granat și staurolit și formațiunea paragnaiselor micacee cu granat și porfiroblaste de oligociaz), seria de Sibișel (formațiunea magmatitelor inițiale, formațiunea terigenă și formațiunea carbonato-grafitoasă).

Paragenezele mineralogice evidențiate indică pentru metamorfitele grupului Sebeș-Lotru și ale seriei de Cumpăna un metamorfism inițial de intensitate ridicată (faciesul amfibolitelor cu almandin, subfaciesul disten/sillimanit-almandin-muscovit, respectiv subfaciesul staurolit-almandin).

Intensitatea metamorfismului inițial al seriei de Sibișel a atins nivelul faciesului șisturilor verzi, subfaciesul quart-albit-epidot-almandin.

Din punct de vedere structural, în regiunea cercetată pot fi deosebite două unități tectonice: unitatea getică care reunește metamorfitele grupului Sebeș-Lotru (formațiunea paragnaiselor și micașisturilor) și cele ale seriei de Sibișel și unitatea supragetică, căreia i-au fost atribuite metamorfitele seriei de Cumpăna. Unitatea supragetică este șariată peste unitatea getică.

#### BIBLIOGRAFIE

- Boldor C., Ștefănescu C., Iavorschi M., Dinu L. (1966) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
- Codarcea A., Lupu M., Codarcea-Dessila M., Lupu D. (1967) Unitatea supragetică în Carpații Meridionali. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, 12, 2, p. 387—392, București.
- Codarcea-Dessila M., Dragomir N. (1960) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
- (1962) Contribuții la cunoașterea structurii formațiunilor metamorfice din regiunea Brezoi-Călinești-Robești. *Comun. Acad. R.P.R.*, XII/5, p. 583—588, București.
  - (1965) Studiul geologic și petrografic al regiunii Răsinari-Cișnădioara-Sadu. *Mem. Com. geol.*, VI, București.
  - (1967) La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates Roumaines. *Rév. Roum. de Géol. Géophys. Géogr., Ser. Géol.*, XII/1, p. 57—63, București.
  - Savu H. (1967) Cu privire la interpretarea geologică a datelor obținute prin metoda K/Ar în Carpații Meridionali. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, 12, 2, p. 351—365, București.
- Dimitrescu R. (1976) Macrostructure et microstructure dans les roches cristallines du Massif de Făgăraș (Roumanie). *Rév. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Sér. Géol.*, 20, 1, p. 103—108, București.
- (1978) Harta geologică a R. S. România scara 1 : 50.000, Foaia Nucșoara-Iezer, Inst. geol. geofiz., București.



- Dragomir N., Ceașu N., Mânecan C. D., Mânecan T. (1973) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
- Arbore V. (1974) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
  - Ghika-Budești S. (1934) Etudes géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului (Carpates Méridionales Roumaines). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, p. 419—480, 1931, București.
  - (1940) Les Carpates Méridionales Centrales (Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parâng et le Negoi). *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, p. 175—200, București.
  - (1958) Depresiune intramontană Loviștea și creasta horstului Cozia. *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, III, 1—2, p. 61—78, București.
- Giușcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. G. (1969) Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles on the territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 13, p. 221—234, Budapest.
- Hedberg H. (ed.) et al. (1976) International Stratigraphic guide. J. Wiley & Sons, New York, London.
- Kräutner H. G. (1980 a) Lithostratigraphic correlation of Precambrian in the Romanian Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVII, p. 229—296, București.
- (1980 b) Precambrian unconformity in the Getic Nappe (South Carpathians). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVII, p. 305—324, București.
- Lupu D., Lupu M. (1967) Prezența Werfenianului în Carpații Meridionali centrali (Valea lui Stan). *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, 12, 2, p. 461—464, București.
- Mânecan C. D., Mânecan T. (1974) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
- Mânecan T., Mateescu G. (1976) Proiect, arhiva Întreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
  - (1977) Asupra prezenței unor roci metaeruptive acide în seria de Sibișel (Munții Cibin). *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, 22, p. 131—137, București.
  - Condurachi C., Mânecan T., Arbore V. (1978) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
  - Mânecan T. (1979) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
  - Bordea R., Mânecan T. (1979) Mineralizația de fier din seria de Sibișel (valea Uria-Munții Cibin). *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, 24, p. 75—80, București.
- Mehnert K. R. (1971) Migmatites and the origin granitic rocks. New York.
- Mrazec L., Murgoci G. M. (1898) Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara 1897. III. Munții Lotrului. Raport înaintat Ministerului Agriculturii, București.
- (1904 a) Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales (versant roumain). *C. R. IX-e Congr. Géol. Inst. de Vienne*.
  - (1904 b) Asupra vîrstei breciei de Brezoiu. *Bul. Soc. Stt.. XIII*, București.
- Murgoci G. M. (1907) La grande nappe des Carpathes Méridionales. Contribution à la tectonique de Carpathes Méridionales. *C. R. Acad. Paris*, 3, VIII, 1905.



- (1910) The Geological Synthesis of the South Carpathians. C. R. XI-e Congr. Geol. Inst. de Stockholm 1910 (traducerea românească. D. S. Inst. Geol. Rom., I, București, 1910).
- Pavelescu L. (1959) Geologia Carpaților Meridionali. An. Rom. Soc. Geol. Geogr., 3, (36), p. 5—25, București.
- (1971) Einige geologische Aspekte des Kristallins in der S. R. Rumänien. Sonder. aus geol., 2, 1, Acad. Verlag, Berlin.
- Pavelescu M. (1969) Zonal correlations in the crystalline schists of the Southern Carpathians. Acta geol. Acad. Sci. Hung., 13, Budapest.
- Popescu-Voitești I. (1918) Pinza conglomeratului de Bucegi în valea Oltului cu date noi asupra structurii acestei văi în regiunea Carpaților Meridionali. An. Inst. Geol. Rom., VIII, p. 1—55, București.
- Redlich K. A. (1899) Geologische Studien im Gebiete der Olt und Oltetzthal in Rumänien. Jähr. d. k. k. geol. R.A., XLIX, Wien.
- Savu H. (1968) Sienitele cu nefelin de la Mălaia și poziția lor în structura cristalinului Lotrului. D. S. Inst. geol.. LIII/3, p. 79—117, București.
- Pavelescu M., Stancu I., Lupu D. (1968) Harta geologică a R. S. România scara 1 : 200.000, Foaia 26 Orăștie, Inst. geol., București.
- (1970) Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din Munții Semenic. An. Inst. geol., XXVIII, p. 77—94, București.
- Schuster A. C., Szász L. (1977) Harta geologică a R. S. România scara 1 : 50.000, Foaia Mălaia, Inst. geol. geofiz., București.
- Maier O., Bercia I., Hârtopanu I. (1978 a) Dalslandian metamorphosed formations in the South-Carpathians. Rév. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Sér. Géol., 22, p. 7—17, București.
- Maier O., Bercia I., Berza T. (1978 b) Assyntic metamorphosed formations in the Southern Carpathians. Rév. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Sér. Géol., 22, p. 22—29, București.
- Schmidt O. (1930) Scurtă expunere a rezultatelor cercetărilor geologice făcute în șisturile cristaline ale Carpaților Meridionali. D. S. Inst. Geol. Rom., XVII, p. 80—93, București.
- Streckeisen A. (1930) Observațiuni geologice în Carpații Meridionali între Valea Oltului și Valea Jiului. D. S. Inst. Geol. Rom., XVII, București.
- (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. An. Inst. Geol. Rom., XVI, p. 327—417, București.
- Ștefănescu G. (1883) Lucrările Biroului Geologic în campania de lucru a anului 1882. Anuar. Bir. Geol. pe anul I, 1, București.
- Ștefănescu S. (1883) Memoriu relativ la geologia jud. Argeș. Anuar. Bir. Geol. pe anul I, 1, București.
- Trifulescu M., Mânean C. D., Mânean T., Pitropov O., Condurachi C. (1972) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecționi pentru substanțe minerale solide, București.

#### INTREBĂRI

- M. Trifulescu : 1. Ce lucrări au mai fost efectuate în regiune între anii 1969—1972 și ce semnificații au acestea ?  
 2. Cu ce alte serii poate fi asemănătă seria de Sibișel ?



*Răspuns :* 1. Din anul 1969 și pînă în anul 1977 în regiune au fost executate lucrări de prospecțiuni de mare detaliu, scara 1 : 5.000, de către echipe geologice ale I.G.P.S.M.S. (Trifulescu, Dragomir, Mânecan), care au utilizat o schemă stratigraphică a seriilor de Sebeș-Lotru, Cumpăna și Sibișel elaborată pe criterii petrogenetice.

2. Seria de Sibișel (sensu Dessila-Codarcea, 1967) poate fi echivalată cu seria de Căpîlna-Cărpiniș (sensu Chivu) și seria de Dăbica (sensu Maier).

## DISCUȚII

I. Balintoni : Considerăm drept meritorie comunicarea lui Mânecan prin contribuțiile de ordin lithostratigrafic, petrografic și structural pe care le aduce la cunoașterea teritoriului cartat. Una din aceste contribuții ar fi recunoașterea cartografică precisă a unei pînze de sariaj supragetice. De asemenea, studiul petrografic amănunțit permite un bun punct de plecare și pentru cei ce pot avea alte păreri despre evoluția metamorfică a rocilor decât ale autorului.

M. Trifulescu : Lucrarea este importantă prin cartografierea deranjamentelor tectonice și a complexelor petrogenetice, pe baza cărora opinia autorului se înscrie în interpretările clasice. Aici, însă, nu este vorba de un suprașariaj, ci de o încălcare locală a seriei de Cumpăna (horstul Făgăraș) peste horstul Cibin, prințind între ele grabenul Valea lui Stan-Rășinari, umplut cu formațiunile epimetamorfice ale seriei de Sibișel, ce se poate paraleliza cu seria de Lainici-Păiuș. De remarcat că seria de Sibișel are la partea superioară un complex de metaporfiroide de Rîmca, asemenea seriei de Lainici-Păiuș, din Parîng. Lucrarea reprezintă o contribuție evidentă la cunoașterea detaliată a tectoniciei și petrografiei părții de est a munților Cibinului.

## LITHOSTRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE DES FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES DE LA RÉGION À L'OUEST DE L'OLT, ENTRE LA VALLÉE DU VADULUI ET LA VALLÉE DE CĂLINEȘTI (CARPATHES MÉRIDIONALES)

(Résumé)

La région étudiée appartient du point de vue géologique au domaine gétique des Carpathes Méridionales Centrales.

Considérant les résultats des recherches antérieures, et ceux obtenus entre 1973 et 1979, nous avons envisagé la présentation des métamorphites de cette région selon la suivante schéma lithostratigraphique.

Les métamorphites, résultées à la suite du métamorphisme initial d'intensité élevée (faciès des amphibolites à almandin), ont été attribuées par l'auteur au groupe de Sebeș-Lotru, et respectivement à la série de Cumpăna, alors que les métamorphites résultées à la suite du métamorphisme initial de degré réduit (faciès des schistes verts) ont été englobées dans la série de Sibișel.

Tectoniquement, le groupe de Sebeș-Lotru et la série de Sibișel ont été réunies dans l'unité gétique et la série de Cumpăna dans l'unité supragéétique.



*Groupe de Sebeș-Lotru. Formation des paragneiss et des micaschistes*

L'aréal d'affleurement des métamorphites du groupe de Sebeș-Lotru apparaît dans l'extrême ouest de la région en question. Les métamorphites de cette formation se caractérisent par une variété pétrographique relativement réduite. La diversité du matériel pré-métamorphique d'une part et la variabilité des conditions thermodynamiques du métamorphisme d'autre part ont déterminé la formation des variétés pétrographiques bien définies, à savoir : paragneiss micacés, paragneiss à grenat, paragneiss micacés à grenat et sillimanite, paragneiss biotitiques, quartzites biotitiques, micaschistes à grenat et disthène, roches amphiboliques (amphibolites éclogitiques, amphibolites, amphibolites à epidote, gneiss amphiboliques à biotite + grenat) et péridotites serpentinisées.

Les conditions thermodynamiques propres au faciès des amphibolites à almandin, sous-faciès sillimanite-almandin-muscovite, ont favorisé l'apparition des phénomènes de migmatisation.

Les associations minéralogiques des métamorphites de la formation des paragneiss et micaschistes (groupe de Sebeș-Lotru) dénotent que le métamorphisme initial de cette formation est d'une grande intensité au niveau du faciès des amphibolites à almandin, sous-faciès disthène/sillimanite-almandin-muscovite.

*Série de Sibișel*

Les métamorphites de la série de Sibișel affleurent dans la zone centrale de la région, présentant une seule interruption, tout au long du ruisseau de Iacob. Elles ont été attribuées à trois formations, chacune correspondant à une phase de l'évolution du géosynclinal assyntique.

*Formation des magmatites initiales.* Elle est située dans la base de la formation de Sibișel et correspond à la phase de début de l'évolution du géosynclinal assyntique. Cette formation comprend des alternances de métatufs, métatuffites et métagabbros.

Subordonnement, on a aussi séparé des métaacidites (porphyroïdes et métacénrites). Chacun de ces produits basiques et acides du magmatisme initial se caractérise par des particularités pétrographiques et chimiques propres, fait qui montre qu'il s'agit de plusieurs sources magmatiques.

*Formation terrigène.* Elle correspond à la phase de subsidence du géosynclinal assyntique. Les métamorphites de la formation terrigène se disposent d'une manière concordante sur celles de la formation des magmatites initiales. Dans sa composition, ce sont les métamorphites à origine terrigène qui prédominent ; subordonnement, on a également séparé des métatufs basiques et des calcaires cristallins.

*Formation carbonato-graphiteuse.* Elle est incomplètement développée dans la région étudiée, étant représentée par des calcaires cristallins et des calcschistes, provenus des sédiments carbonatés.

Les associations minéralogiques des métamorphites de la série de Sibișel indiquent que leur métamorphisme est d'une faible intensité au niveau du faciès des schistes verts, sous-faciès quartz-albite-épidote-almandin.

*Série de Cumpăna*

L'aire d'affleurement des métamorphites de la série de Cumpăna se situe dans la partie est de la région, le long de la vallée de l'Olt. Les métamorphites de cette série ont été incluses à deux formations : celle des paragneiss micacés à grenat et staurotide et celle des paragneiss micacés à grenat et porphyroblastes d'oligoclase.



*Formation des paragneiss micacés à grenat et staurotide.* Cette formation est équivalente à „la zone de Măgura Ciinenilor“ (sensu Ghika-Budești, 1940).

Associés au paragneiss micacés à grenat et staurotide apparaissent subordonnément des paragneiss micacés à grenat, des ortoamphibolites, des gneiss amphiboliques à biotite, des migmatites.

*Formation des paragneiss micacés à grenat et porphyroblastes d'oligoclase.* Elle est équivalente au „complexe de Voinești-Păpușa“, séparé par Dimitrescu (1978) sur la feuille de Nucșoara-Iezer, de la carte géologique de la Roumanie, à l'échelle de 1 : 50.000.

En outre des paragneiss micacés à grenat et porphyroblastes d'oligoclase, apparaissent subordonnément des : paragneiss micacés à grenat, gneiss quartzofeldspathiques (leptinites), amphibolites à epidote, migmatites.

Les associations minéralogiques des métamorphites de la série de Cumpăna, à l'ouest de l'Olt, dénotent un métamorphisme initial d'une intensité élevée, au niveau du faciès des amphibolites à almandin, sous-faciès staurotide-almandin.

#### *Magmatites*

Les roches magmatiques de la région étudiée présentent un aréal de développement extrêmement limité. Elles sont représentées par des : lamprophyres, porphyres adamellitiques quartzifères et porphyres siénitiques.

#### *Brèche de Brezoi*

Les observations concernant la composition pétrographique et les relations spatiales avec les formations environnantes nous permettent de considérer cette formation comme une brèche tectonique.

#### *Dépôts sédimentaires*

Les roches sédimentaires occupent un aréal de développement réduit, étant représentées par des dépôts sédimentaires du bassin de Brezoi (Crétacé supérieur-Eocène), auxquels s'ajoutent des dépôts d'âge quaternaire.

#### *Tectonique*

Les métamorphites de la région à l'ouest de l'Olt, entre la vallée du Vadului et la vallée de Călinești, ont été attribuées par l'auteur à deux unités tectoniques : l'unité gétique où l'on a englobé les métamorphites du groupe de Sebeș-Lotru et celles de la série de Sibișel et l'unité supragéétique où ont été insérées les métamorphites de la série de Cumpăna.

#### *Tectonique plicative*

**Unité gétique.** Les métamorphites de la formation des paragneiss et micaschistes (groupe de Sebeș-Lotru) forment une série de plis normaux larges ou minces, à un degré d'asymétrie variable. La direction de ces plis oscille entre des limites assez grandes à partir du nord-ouest-sud-est à l'ouest-est. L'affaissement de la structure, représentée par la direction et l'inclinaison de la linéation, est en général orienté vers l'est-sud-est à valeurs comprises entre 25 et 50°.

Les métamorphites de la série de Sibișel se disposent transgressivement sur celles du groupe de Sebeș-Lotru. Dans quelques secteurs, le contact entre ces deux unités lithostratigraphiques est marqué d'un plan de faille. Le sens d'affaissement de la structure est généralement orienté vers l'est-sud-est, ayant des valeurs qui ne dépassent pas 34°.



**Unité supragétique.** Les métamorphites de la série de Cumpăna de ces deux formations prennent part à la formation d'une série de plis normaux larges ou minces à degré d'asymétrie variable. Ils sont orientés vers le nord-nord-ouest-sud-sud-est, à affaissement vers le sud-sud-est, ayant des valeurs moyennes de 40—45°.

#### Tectonique disjonctive

La tectonique disjonctive de la région se caractérise par un degré de complexité élevé.

L'élément tectonique à grande importance est le contact tectonique entre l'unité géтиque et l'unité supragétique. Son caractère de chevauchement est souligné par la petite fenêtre tectonique du ruisseau de Culmii. Les données fournies par la section géologique 11—12 nous permettent d'admettre que la longueur du plan de chevauchement est au moins d'un kilomètre.

Vu les données obtenues, nous considérons que le charriage de l'unité supragétique sur l'unité gétiue s'est achevé après le Sénonien inférieur.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Carte géologique de la région à l'ouest de l'Olt, entre la vallée du Vadului-vallée de Călinești (Carpathes Méridionales).

1, Holocène : a, alluvions actuelles et subactuelles ; b, dépôts prolluviaux : cônes de déjection ; c, dépôts colluviaux : éboulis ; 2, Pléistocène : a, dépôts de la terrasse inférieure ; b, dépôts de la terrasse supérieure ; 3, Eocène : conglomérats polymictiques et brèches ; 4, Sénonien inférieur : marnes et conglomérats polygènes ; 5, (?) brèche de Brezoi ; 6, formation carbonato-graphiteuse : a, calcaires cristallins ; b, schistes carbonatés ; 7, formation terrigène : schistes quartzitiques muscovito-chloriteux ± magnétite ; schistes quartzitiques muscovito-chloriteux + + grenat ± cloritoïde ; schistes quartzitiques sériciteux : schistes quartzitiques chloriteux à épidoïte : a, calcaires cristallins ; b, métataufs basiques ; 8, formation des magmatites initiales : métataufs et métatuffites basiques : a, métacidites (prophyroïdes et métacénarites) ; b, métagabbros ( $6 + 7 + 8 =$  Cambrien-Précambrien supérieur B, série de Sibișel — métamorphisme en faciès des schistes verts) ; 9, Précambrien supérieur A, groupe de Sebeș-Lotru — métamorphisme en faciès des amphibolites à almandin, formation des paragneiss et micaschistes : paragneiss micacés ; paragneiss micacés à grenat, paragneiss micacés à grenat et sillimanite, paragneiss biotitiques, quartzites biotitiques, micaschistes à grenat et disthène ; a, migmatites oeillées ; b, amphibolites, amphibolites à epidote, gneiss amphiboliques à biotite + grenat ; c, périclinites serpentinisées ( $\sigma$ ) ; d, amphibolites éclogitiques ; 10, formation des paragneiss micacés à grenat et porphyroblastes d'oligoclase ; paragneiss micacés à grenat et porphyroblastes d'oligoclase, paragneiss micacés à grenat : a, gneiss quartzo-feldspathiques (leptinites) ; b, amphibolites à epidote ; c, migmatites oeillées ; 11, formation des paragneiss micacés à grenat et staurotide : paragneiss micacés à grenat et staurotide, paragneiss micacés à grenat ; a, migmatites oeillées ; b, migmatites stromatitiques ; c, gneiss amphiboliques à biotite ; d, ortoamphibolites ( $10 + 11 =$  Précambrien supérieur A, série



de Cumpăna — métamorphisme en faciès des amphibolites à almandin ; 12, lamboorphyres ( $\gamma$ ) ; 13, porphyre adamellitique quartzifère ( $\pi$ ) ; 14, porphyres siénitiques (12 + 13 + 14 = roches magmatiques) ; 15, mylonites ; 16, limite géologique ; 17, limite de discordance ; 18, faille verticale et subverticale, (+) compartiment relevé, (—) compartiment affaissé ; 19, faille de décrochement ; 20, position des couches ; 21, position de couche et linéation ; 22, axe d'anticlinal ; 23, axe de synclinal ; 24, charriage ; 25, position des coupes géologiques.

### Planche II

Coupes géologiques de la région à l'ouest de l'Olt, entre la vallée du Vadului-vallée de Călinești (Carpathes Méridionales).

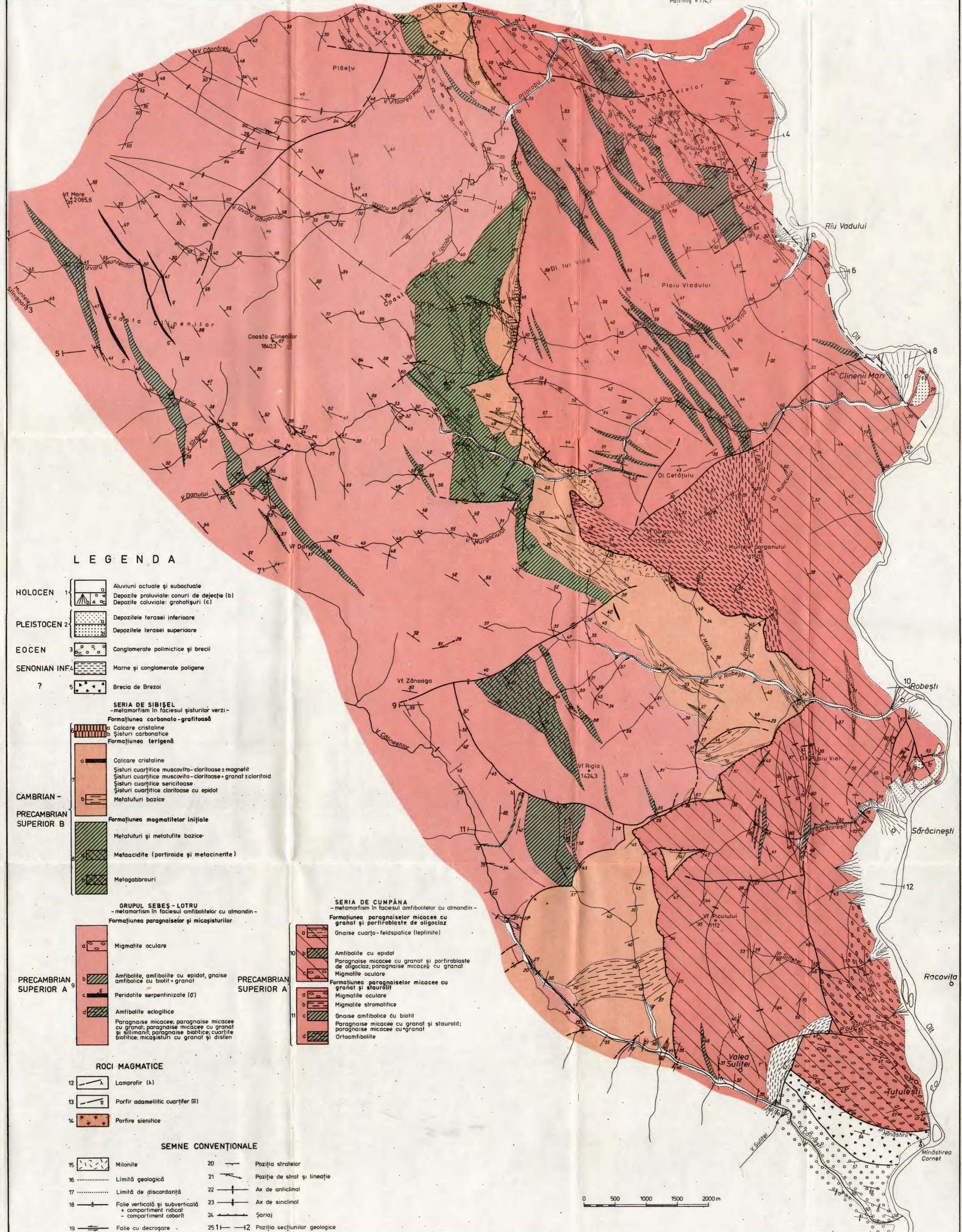
Voir la légende de la planche I.



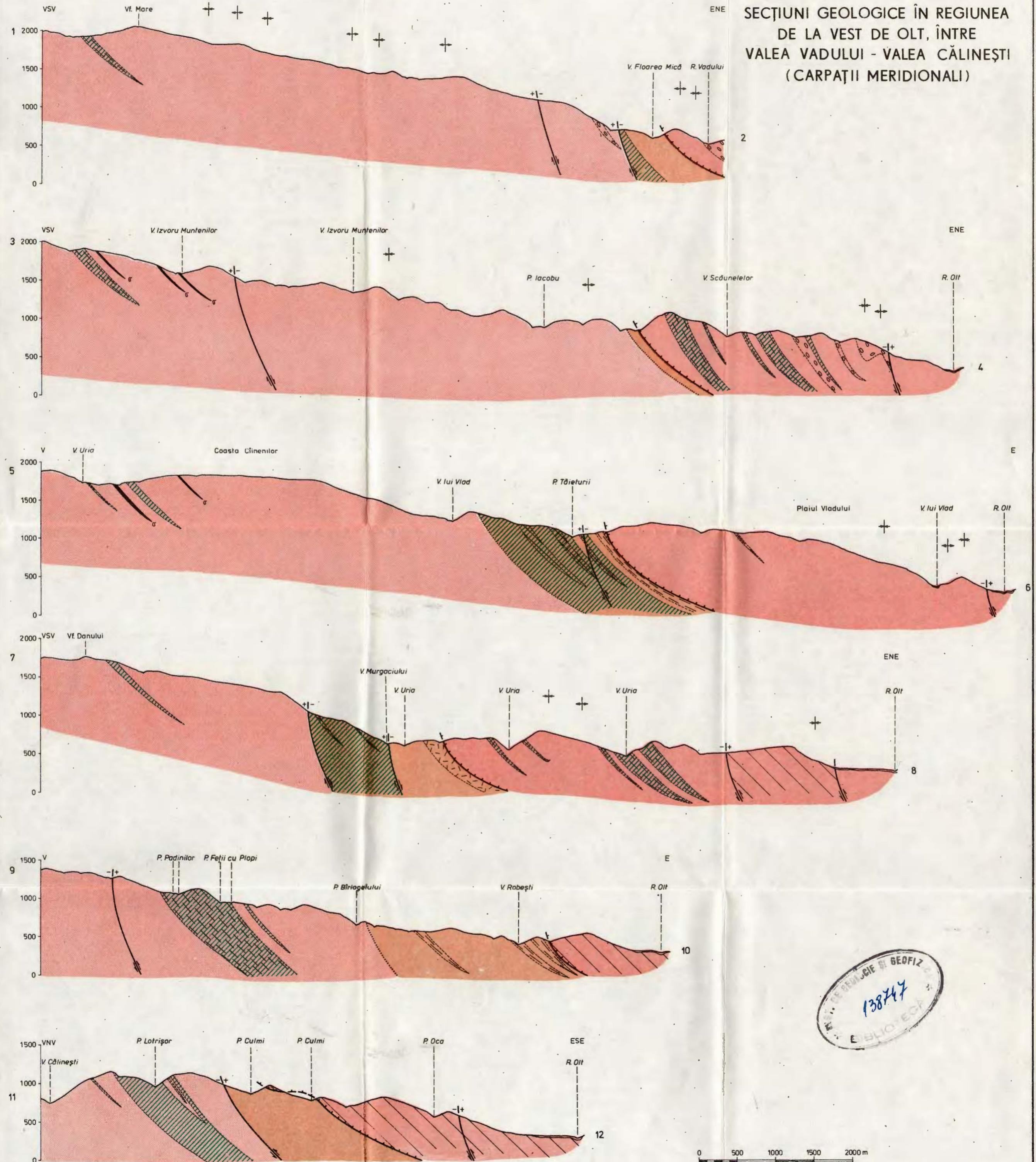
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII DE LA VEST DE OLT, ÎNTRE VALEA VADULUI - VALEA CĂLINEȘTI  
(CARPAȚII MERIDIONALI)

C.D. MÂNECAN. Litostratigrafia și tectonica regiunii de la vest de Olt

PI. I



**SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA  
DE LA VEST DE OLT, ÎNTRE  
VALEA VADULUI - VALEA CĂLINEȘTI  
(CARPAȚII MERIDIONALI)**



Vezi legenda hărții

imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### NAPPES DE CHARRIAGE À MÉTAMORPHITES DE LA PARTIE MÉRIDIONALE DE LA ZONE CRISTALLINO-MÉSOZOÏQUE DES CARPATHES ORIENTALES<sup>1</sup>

PAR

MIRCEA MUREŞAN<sup>2</sup>

*Overthrust nappes. Lithostratigraphy. Stratigraphy of crystalline schist formations. Paleozoic. K/Ar. Alkaline massif. Porphyroid. Metatuffs. East Carpathians. Crystalline-Mesozoic Zone. Hăgimaș. Giurgeu.*

#### Abstract

*On the Overthrust Nappes with Metamorphics in the Southern Part of the Crystalline-Mesozoic Zone of the East Carpathians. The following overthrust nappes with metamorphics are known in the region (from bottom to top) : 1. the Tomeşti Nappe (the Bretila Series of mesometamorphic character, of Precambrian age, the Permian Formation of the Hăgimaş breccias. Triassic and Middle Jurassic deposits) ; 2. the Rodna Nappe (the Rebra Series of mesometamorphic character, of Precambrian age) ; 3. the Pietrosu Bistriței Nappe (the Negrișoara Series of mesometamorphic character and the Pietrosu dacitic porphyroids, both entities being possibly of Precambrian age) ; 4. the Tulgeş Nappe (the Tulgeş Series of epimetamorphic character, of Vendian?-Lower Cambrian age) ; 5. the Rărău Nappe (the metamorphic basement of which consists of the Bretila Series of mesometamorphic character and the Hăgimaş granitoids, both entities being synchronously metamorphosed during the Upper Precambrian — about 850—1,000 m.y.). Excepting the thrust of the Rebra Series over the Mesozoic deposits of the Tomeşti Unit, the other overthrusts do not disturb the sedimentary formations ; on the other hand, field data show that these overthrusts are older than the Ditrău alkaline massif. The isochronous K/Ar ages indicate the Neocomian age for the Ditrău massif ; it would mean that the overthrust nappes are pre-Austrian. Still, the isochronous K/Ar ages should be carefully considered as they have been obtained on the basis of few (apparent) model K/Ar ages. The Ditrău massif might have formed within a post-Lower Cretaceous interval ; therefore the overthrust nappes that formed prior to this massif genesis may be Austrian.*

<sup>1</sup> Recue le 15 mai 1981, acceptée le 16 mai 1981, présentée à la séance du 29 mai 1981.

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



On connaît aujourd'hui dans la partie méridionale de la zone cristallino-mésozoïque les suivantes unités tectoniques (de bas en haut) : 1, nappe de Tomeşti ; 2, nappe de Rodna ; 3, nappe de Pietrosu Bistriţei ; 4, nappe de Tulgheş ; 5, nappe de Rarău (pl.). Excepté la nappe de Tulgheş<sup>3</sup>, ces unités tectoniques et les formations composantes ont été consignées par nous en 1978 (Mureşan, 1980) dans une esquisse tectonique d'ensemble de la partie sud de la zone cristallino-mésozoïque.

**1. Nappe de Tomeşti.** Cette unité tectonique (attribuée par Săndulescu à la nappe subbucovinienne, 1967) est logée à la base de l'échafaudage des nappes connues à jour dans cette région-là. Sur le ruisseau des Fagilor, au NO de Tomeşti, apparaît un soubassement prémesozoïque, constitué de roches mésométamorphiques (série de Bretila) et de la formation permienne des brèches de Hăghimaş (Mureşan, 1970). Ce soubassement est recouvert d'une couverture mésozoïque (mise en évidence par Streckeisen — 1940 et détaillée au point de vue lithostratigraphique par Patrulius et al., 1965). La succession comporte des dépôts triasiques et des séquences jurassiques, les dernières argumentées paléontologiquement (Grasu, 1976). L'unité de Tomeşti a été attribuée par nous (Mureşan, 1976) aux „nappes de Maramureş“, là où se développe d'une manière prédominante la série de Bretila (cf. Kräutner, 1972).

**2. Nappe de Rodna.** Dans sa partie NO, l'unité de Tomeşti est chevauchée (Patrulius et al., 1965) par les roches carbonatées précambridores de la série de Rebra, à caractère mésométamorphique. Ce plan de chevauchement a été ultérieurement considéré en tant que charriage (Săndulescu, 1967 ; Mureşan, 1967). On y a récemment démontré (Mureşan, Tănărescu, 1981) au moyen des forages exécutés dans la région de Mădăraş-Ciuc, située plus vers le sud. Nous avons argumenté (Mureşan, 1976) que la succession des „nappes de Bistriţa“ (groupe supérieur de nappes à métamorphites séparées par Bercia et al., 1976) débute par la nappe de Rodna.

Dans la région, la nappe de Rodna présente une tendance d'effacement vers le sud ; ainsi, cette unité d'une largeur cartographique de 6 à 7 km, visible dans la zone de la vallée de Chindeni et représentée par les formations Rb<sub>3</sub> et Rb<sub>2</sub> atteint, plus vers le sud, entre Sîndominic et le ruisseau de Luncii (là où apparaissent les formations de la nappe de Tomeşti), une largeur cartographique d'au moins 3 km, étant représentée seulement par le complexe Rb<sub>2</sub>, le complexe Rb<sub>3</sub> et s'effilant tectoniquement au-dessous du plan de charriage qui délimite la partie supérieure de la nappe de Rodna.

Au point de vue lithostratigraphique, les formations de la série de Rebra de la région sont insérées dans le complexe Rb<sub>2</sub>, à caractère prédominant carbonaté (dolomies et calcaires à intercalations de micaschistes) et dans le complexe Rb<sub>3</sub> à caractère terrigène (schistes quartzeux à biotite à intercalations de quartzites noirs et de calcaires)<sup>4</sup>. Il est intéressant à remarquer que dans le bassin de la vallée de Chindeni et de ses environs (partie supérieure de la série de Rebra) se développent en continuité stratigraphique des formations terrigènes si-



milaïres à celles du complexe  $Rb_3$  (surtout des schistes quartzeux à biotite), où, sauf des intercalations de quartzites noirs et des roches carbonatées, apparaissent aussi des roches quartzo-feldspathiques à muscovite du type des roches tuffogènes acides de la série de Tulghes proprement-dite. Cette association de type Tulghes dont la limite inférieure a été conventionnellement estimée immédiatement au-dessous des premiers métatufs acides (Mureşan, Mureşan, 1972 ; Mureşan, 1976) a été antérieurement considérée par nous comme partie basale de la série de Tulghes. C'est ainsi qu'on a accepté qu'initiallement entre la série de Rebra et la série de Tulghes, il y avait une continuité de sédimentation et de métamorphisme (Mureşan, in Joja et al., 1968 ; Streckeisen, 1968). Mentionnons que, dans les monts de Rodna (Kräutner et al., 1978 ; Kräutner, 1980), a été séparée une succession analogue du point de vue pétrographique, logée dans la partie supérieure de la série de Rebra, situation qui pourrait être valable même pour notre région.

Les données palynologiques attestent l'âge précambrien des formations initiales de la série de Rebra (Ilieșcu, Dessila-Codarcea, 1965 ; Ilieșcu, Mureşan, 1970, 1972 ; Ilieșcu, Kräutner, 1975). Le métamorphisme régional de la série de Rebra se situe aussi, vu les âges isochrones K/Ar (Kräutner et al., 1976), dans le Précambrien ( $850 \pm 50$  m.a.).

**3. Nappe de Pietrosu Bistriței.** A partir de la limite méridionale du massif alcalin de Ditrău, vers le sud, se développe une zone à largeurs variables constituées de porphyroïdes dacitiques de type Pietrosu, associées aux schistes quartzeux à biotite, situés géométriquement au-dessus de la série de Rebra et supportant les formations de la série de Tulghes.

Nous considérons que les schistes à biotite auxquels s'associent les porphyroïdes de type Pietrosu de la région, se trouvent dans une position tectonique similaire à la série de Negrișoara et aux porphyroïdes associées des monts de Bistrița (Balintoni, Gheuca, 1977, 1978) s'intégrant à la nappe de Pietrosu Bistriței ; cette opinion s'appuie sur les données ci-dessous.

a) Les porphyroïdes de type Pietrosu sont fréquemment rétromorphisées (chloritisation du biotite) et affectées par un métamorphisme dynamique (laminées, bréchifiées), dues au charriage de la série de Tulghes. Une telle situation est observable à l'est de Gheorgheni (sur la vallée de Belcina, en face du confluent avec le ruisseau Mogoșbiuc, affluent de droite de celle-ci), où ces roches forment des escarpements le long de la chaussée ; ici, les porphyroïdes prennent des aspects très semblables aux porphyroïdes chloriteuses des monts de Bistrița décrites par Savul et Mastacan (1952).

b) Au contact avec la nappe de Pietrosu Bistriței, dans les formations de la série de Rebra situées au-dessous, on reconnaît des roches filonitisées et bréchifiées.

c) Les porphyroïdes de Pietrosu et les roches terrigènes biotitiques associées viennent en contact cartographiquement avec de divers termes lithostratigraphiques de la série de Rebra. Ainsi, dans la zone de la vallée de Belcina-vallée de Chindeni-vallée de Meseș, entre le



complexe carbonaté  $Rb_2$  et l'unité de Pietrosu Bistriței, s'interposent sur des largeurs cartographiques considérables les formations terrigènes du complexe  $Rb_3$ ; vers le sud, l'unité susmentionnée prend contact avec les dolomies et les calcaires du complexe  $Rb_2$ . Vis-à-vis de la série de Tulgheș on peut constater une situation analogue; dans la zone de la vallée de Belcina, la distance cartographique entre les porphyroïdes de Pietrosu et l'horizon de Șipoș de la série de Tulgheș dépasse 5000 m; vers le sud, cette distance diminue, arrivant à presque 1500 m plus vers le nord de Sîndominic; au sud de cette localité, l'horizon de Șipoș dépassant tectoniquement l'unité de Pietrosu Bistriței prend contact avec le complexe  $Rb_2$ .

La délimitation des roches quartzeuses biotitiques de la série de Negrișoara de celles voisines du complexe  $Rb_3$  de la série de Rebra est correcte du point de vue cartographique seulement dans le cas où des milonites et des brèches tectoniques peuvent être observées directement entre ces deux entités; contrairement, cette délimitation est approximative, puisque les roches quartzeuses à biotite de ces deux séries ressemblent très bien. Malheureusement, à cause du nombre réduit des affleurements rien que dans quelques secteurs limités de cette région, ont été observées les roches affectées du charriage de la nappe de Pietrosu Bistriței sur la série de Rebra. Nous en avons tenu compte de l'apparition des quartzites noirs et des roches carbonatées dans le cadre des schistes quartzeux biotitiques, association qui explique ainsi la présence du complexe  $Rb_3$ , de même que celle des porphyroïdes de Pietrosu indique la présence de la nappe de Pietrosu Bistriței.

Dans la région, l'unité de Pietrosu Bistriței présente un développement variable et discontinu, savoir: à partir de la vallée de Belcina, où cette nappe a le développement cartographique le plus grand (plus de 4000 m), on observe une tendance d'effilement de celle-ci, de sorte que tout près de la localité de Sîndominic, elle disparaît complètement, en permettant ainsi que les formations de la série de Tulgheș soient charriées directement sur la nappe de Rodna. La nappe de Pietrosu Bistriței apparaît de nouveau au SE de la localité susmentionnée (à partir du sud du ruisseau de Cristo). Un affleurement isolé de la nappe en question, constituant le reste d'une crête enfouie dans les formations volcanogènes-sédimentaires cainozoïques, apparaît à Racu, dans le versant droit de l'Olt; c'est ici qu'apparaissent des porphyroïdes de Pietrosu typiques.

Il y a lieu de mentionner que dans le voisinage de la localité de Sîndominic non seulement la nappe de Bistrița s'effile mais apparaissent aussi des diminutions importantes d'épaisseur aux nappes de Rebra (comme nous avons démontré) et de Tulgheș. Ainsi, la dernière unité perd en épaisseur vers le sud (largeur cartographique dans la zone de la vallée de Belcina) de 5 km à 1-2 km (entre Sîndominic et Livezi). En conséquence, la nappe de Rărău se rapproche visiblement de la nappe de Tomești. Étant donné que les effilements tectoniques des nappes de charriage analysés se produisent le long d'une même direction géographique et les maximus d'effilement se trouvent dans le même secteur (aux environs de la localité de Sîndominic), il faut accepter une cause commune qui a actionné pendant la formation de ces nappes. Nous ne



pouvons pas imaginer cette cause sous la forme d'un „bombement“ du substrat sur lequel ont avancé les nappes de charrié. Vu que chaque nappe a pu acquérir par moulage un bombement superposé sur celui initial, les plans de charriage successifs ont réduit, par cisaillement l'apex de telles déformations, les épaisseurs des nappes en question diminuant dans le même secteur.

La nappe de Pietrosu Bistriței apparaît aussi au sud de Tulgheș (Mureșan, données inédites) et au NO de la localité de Corbu de Jos (Popa, Căruntu, 1979). Les porphyroïdes biotitiques et les roches quartzées biotitiques qui apparaissent dans la zone du bassin de la vallée de Muncel et de Hărlăgia et dans le forage 45 Hărlăgia et 48 Muncelul (Mureșan et Mureșan, données inédites) sont aussi attribuées par nous à la nappe de Pietrosu Bistriței.

La série de Negrișoara étant probablement rompue, par cisaillement, de la série de Rebra (Balintoni, Gheuca, 1977, 1978 ; Mureșan, 1980) son appartenance à un intervalle précambrien est plausible.

**4. Nappe de Tulgheș.** Sur la nappe de Pietrosu Bistriței sont charriées les formations de la série de Tulgheș (à caractère épimétamorphique) qui à leur tour supportent la nappe de Rarău. Le nom qui pourrait être attribué à cette unité tectonique où se développe la série susmentionnée soulève bien des discussions.

Dans la zone cristallino-mésozoïque on a séparé depuis 1967 (Săndulescu, 1972, 1976 ; Mureșan, 1967 et in Joja et al., 1968 ; Bercia et al., 1971, 1976 ; Kräutner, 1978) deux nappes superposées constituées des formations de la série de Tulgheș. Ces unités ont reçu le long des années des noms, contenus et définitions variées tel qu'on constate dans ces exemples ci-dessous.

Mureșan (1967 et in Joja et al., 1968) distingue deux nappes : nappe de Mestecăniș constituée de la série de Tulgheș (dénommée alors par l'auteur „série épimétamorphique de Fundul Moldovei“) et dépôts mésozoïques précrétacés supérieurs, sur laquelle est charriée la nappe de Fundul Moldovei à constitution similaire. Sur cette dernière unité est charriée la nappe de Rarău, formée de la série de Bretila (en ce temps-là connue comme „série des gneiss de Rarău“) et couverture mésozoïque transgressive de Rarău et Hăghimaș.

Săndulescu (1972, 1976) sépare également deux nappes, auxquelles participent la série de Tulgheș : nappe subbucovinienne à la constitution de laquelle, hors d'autres métamorphites participent aussi la série de Tulgheș et les dépôts mésozoïques précrétacés supérieurs, sur laquelle repose la nappe bucovinienne formée de deux sous-unités séparées par un charriage préalpin ; dans la sous-unité inférieure de la nappe bucovinienne se développe la série de Tulgheș et dans la sous-unité supérieure la série des gneiss de Rarău (série de Bretila n.n.). Cet ensemble de formations métamorphiques de l'unité bucovinienne supporte la couverture précrétacée supérieure du synclinal de Hăghimaș et de Rarău.

Bercia et al. (1971) ont changé le nom (mais pas le contenu) de la nappe de Fundul Moldovei (sensu Mureșan) en „nappe de Putna“, nom



repris tel quel dans bien des ouvrages ultérieurs portant sur les Carpathes Orientales ; la nappe de Mestecăniş, par unification avec la nappe de Rodna (constituée de la série de Rebra et la série de Tibău) et étant jointe à celle-ci le long d'un plan tectonique considéré précarbonifère supérieur, devient „la nappe de Rodna-Mestecăniş“.

Bercia et Kräutner (in Bercia et al., 1976) en acceptant que le charriage de la nappe de Rarău est hercynien, admettent la nappe bucovinienne définie auparavant par Săndulescu (1967, 1968, 1972). Les auteurs susmentionnés maintiennent le contenu de la nappe de Rodna-Mestecăniş. Dans le même ouvrage, Mureşan considère toutefois que le charriage de la nappe de Rarău est alpin (cependant l'unité de Putna n'est constituée que de la série de Tulgheş) et la nappe de Rodna est inférieure à la nappe de Mestecăniş, ne pouvant pas être unifiées sous le nom de nappe de Rodna-Mestecăniş (cf. Mureşan, 1976).

Balintoni (1981) doute l'existence de deux nappes de charriage auxquelles participe la nappe de Tulgheş, en reconnaîtrant une seule unité — nappe de Putna, charriée sur celle de Pietrosu Bistriței, séparée par Balintoni et Gheuca (1977, 1978).

Dans la partie méridionale de la zone cristallino-mésozoïque, la série de Tulgheş constitue d'après les données actuelles une seule nappe, situation similaire à celle présentée par Balintoni (1981) dans les monts de Bistriţa. Dans ce cas, quelle dénomination doit être acceptée pour cette nappe de charriage ? De tout ce qu'on a présenté plus haut, on peut conclure que les notions de nappe bucovinienne et subbucovinienne d'une part, de Mestecăniş, de Fundul Moldovei, de Rodna-Mestecăniş, de Putna d'autre part ont des contenus différents étant employés autrement ; ainsi, pour la seule unité constituée de la série de Tulgheş il n'est pas adéquat d'utiliser l'une des dénominations mentionnées. Donc, s'il y a en réalité une seule nappe initiale de la série de Tulgheş, nous proposons de donner à celle-ci le nom de „nappe de Tulgheş“.

Dans la partie sud de la zone cristallino-mésozoïque, la série de Tulgheş se développe dans une grande aire logée à l'ouest de la nappe de Rarău, respectivement dans une aire restreinte (crête du Dămuc) située à l'est de l'unité susmentionnée. Les formations de la série de ces deux secteurs se joignent sous la nappe de Rarău, constituant ensemble un synclinal large (synforme), formé par remplissage tardif (très probable styrique) de toutes les nappes de la région (Săndulescu, 1969, 1975 ; Mureşan, 1976, 1980).

La succession des formations de la série de Tulgheş peut être poursuite sur un large intervalle lithostratigraphique seulement dans la zone ouest de développement de celle-ci ; cette succession a été présentée et considérée jusqu'à présent comme continue (Mureşan et Mureşan, 1972 ; Kräutner, Popa, 1973 ; Popa, 1974, 1975 ; Mureşan et Mureşan, 1977) en constituant une structure homoclinale descendante vers l'est.

En réalité c'est à cause d'un plan tectonique directionnel, important à vergence ouest — ligne Sîndominic-Şipoş-Belcina (mise en évidence successivement en divers secteurs — Mureşan et Mureşan in Bercia et al., 1971 ; in Săndulescu et al., 1975 et in Mureşan et al., 1976 b ; Kräutner, Popa, 1973 ; Mureşan, 1976, 1980) dont le compartiment oriental est beaucoup plus élevé vis-à-vis de celui occidental<sup>5</sup>, d'où on



ne connaît pas une bonne partie de la pile de la série de Tulgheş. A l'est de la ligne Sîndominic-Sipoş-Belcina apparaît une succession attribuée provisoirement au complexe Tg<sub>3</sub>, représenté par plusieurs termes lithostratigraphiques, à savoir (de bas en haut)<sup>6</sup> :

a) horizon Voroc — Tg<sub>3</sub><sup>V</sup> (> 400 m)<sup>7</sup>, formé de schistes séricito-graphiteux, où s'intercalent des roches quartzeuses graphiteuses, schistes sériciteux et schistes séricito-chloriteux ;

b) horizon Bălan — Tg<sub>3</sub><sup>B</sup> (300—400 m), formé de schistes séricito-chloriteux, schistes quartzeux chloriteux, schistes sériciteux et schistes séricito-graphiteux, où s'intercalent ses corps lentiliformes de minéraux volcanogènes-sédimentaires (pyrite, chalcopyrite) de la zone de Bălan-Fagul Cetăţii ;

c) horizon des métatufts rhyolitiques de Bălan — Tg<sub>3</sub><sup>mB</sup> (1 à 150 m), constitué surtout de métatufts rhyolitiques où s'intercalent localement des métatuffites acides, schistes séricito-graphiteux et schistes séricito-chloriteux ;

d) horizon Valea Băii — Tg<sub>3</sub><sup>VB</sup> (> 500 m), constitué principalement de roches séricito-chloriteuses+quartzeuses, où s'intercalent des schistes sériciteux+quartzeux et parfois (dans la partie médiane de l'horizon) des schistes quartzeux à séricite+chlorite à pyrite+chalcopyrite ;

e) horizon des métatufts rhyolitiques de Sedloca — Tg<sub>3</sub><sup>Sd</sup> (50 à 200 m) qui comprend des métatufts rhyolitiques et métatuffites acides ; localement, dans l'horizon apparaissent des sills de métagabbros ;

f) horizon Arama Oltului — Tg<sub>3</sub><sup>AO</sup> (> 700 m) formé de schistes séricito-chloriteux+quartzeux, où apparaissent localement des quartzites à feldspath et parfois de faibles concentrations syngénétiques de pyrite et de chalcopyrite (à Arama Oltului). L'horizon d'Arama Oltului achève la succession connue dans la région des formations attribuées au complexe Tg<sub>3</sub>, prenant contact vers l'ouest avec la nappe de Rărău et recouvert ensuite par elle à partir de Bălan vers le nord.

Dans le compartiment est, dans les formations analysées de la série de Tulgheş, apparaît un important corps de porphyroïdes rhyolitiques, considéré d'après les caractères pétrographiques et chimiques (Mureşan et Mureşan, in Bercia et al., 1971) voisin des porphyroïdes de Mindra, séparées au sud de Borsec par Savul et Mastacan (1952). Ces porphyroïdes à relictus de phénocristaux de quartz et feldspath de grandes dimensions (jusqu'à 1 à 2 cm) forment un sill, incliné à 30°—40° vers l'est, de même que dénotent les forages du bassin des vallées de Belcina (23 Mediaş, 19 Gherpotocul Mic, 163 Belcina) et de Fiugheş (41 Fiugheş) étudiés par nous (Mureşan et Mureşan, 1980b, 1981b) ainsi que les données de surface (Jakab, Balla, 1980 ; Mureşan et Mureşan in Mureşan et al., 1975b). Le corps est localisé dans les formations de la série de Tulgheş, envers laquelle il a une position en général concordante<sup>8</sup>. Les arguments que ce corps appartient au cycle où se sont formés les dépôts initiaux de la série de Tulgheş sont illustrés ci-dessous :

a) Il y a des intercalations de schistes terrigènes (schistes séricito-chloriteux, schistes séricito-graphiteux) à l'intérieur du corps de porphyroïdes (forages 23 Mediaş, 163 Belcina, 41 Fiugheş) et respectivement



des sills-satellite minces de porphyroïdes rhyolitiques dans les formations de la série de Tulgheş, tout proche du corps principal de porphyroïdes (forages 41 Fiugheş et 163 Belcina).

b) Vers le sud, à partir de la vallée de Mediaş (affluent gauche de la vallée de Belcina), le corps principal des porphyroïdes se sépare en plusieurs apophyses (également concordantes) dans les formations de la série de Tulgheş, en sorte que plus vers le sud, dans le bassin supérieur de la vallée de l'Olt, les porphyroïdes disparaissent.

c) Le fait que ces porphyroïdes s'insèrent dans les formations de la série de Tulgheş est aussi relevé par les données palynologiques. Ainsi, dans la zone de la vallée de Belcina, dans les roches graphiteuses de dessous du corps de porphyroïdes, ont été mises en évidence (Ilieșcu, Mureşan, 1972) plusieurs formes rencontrées d'habitude dans cette série (*Polyprata* sp., *Leiopsophsphaera* sp., *Protomycterosphaeridium* sp., *Aspertapsosphaera* sp., *Pterospermopsimorpha* sp., *Trematosphaeridium* sp.). Ilieșcu a déterminé dans un échantillon prélevé par nous (du forage 19 Gherpotocul Mic) comportant des schistes graphiteux de la série de Tulgheş, situés au-dessus du corps des porphyroïdes de type Mîndra, la suivante association palynologique (fide Mureşan et Mureşan, 1981 b) : *Trachysphaeridium* sp., *Pterospermopsimorpha* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Podoliella* sp., *Kildinella* sp., *Synsphaeridium* sp., *Leioarachnium* sp., rencontrées également dans la série de Tulgheş.

d) La présence dans la région, dans le cadre du corps de porphyroïdes, des faciès marginaux finement granulaires (à phénocristaux beaucoup plus petits, millimétriques) — faciès de refroidissement, tant à la partie supérieure qu'à celle inférieure de celui-ci (forages 23 Mediaş, 19 Gherpotocul Mic, 163 Belcina, 41 Fiugheş) dénote que ce corps a des limites d'intrusion et non pas des limites tectoniques envers les formations de la série de Tulgheş qui le logent. En même temps, l'absence de tout phénomène du contact est un indice que l'intrusion a eu lieu au cours d'un moment pré-métamorphique, mais le métamorphisme régional a effacé tout trace d'influence magmatique des porphyroïdes sur les dépôts initiaux de la série de Tulgheş.

Conformément à nos recherches, les porphyroïdes rhyolitiques analysées se continuent vers le NO avec les porphyroïdes de Mîndra du sud de Borsec (décris par Savul et Mastacan, 1952), constituant un corps de plus de 30 km de longueur, affecté par des nombreuses failles et décrochements. Nous l'avons retrouvé à partir du bassin supérieur de la vallée de l'Olt vers le nord, dans les vallées de Belcina, Alunu Mare, Alunu Mic, Tisaş, Rezu Mare (dans la partie supérieure de la vallée) et de Corbu (dans sa partie supérieure), sur le sommet Mîndra et dans la vallée de Vinul et ensuite il est recouvert par les dépôts pliocènes du bassin de Borsec.

Dans le compartiment abaissé, situé à l'ouest de la dislocation Sîndominic-Sipoş-Belcina, la série de Tulgheş est représentée par la succession entrecroisée tectoniquement à sa partie inférieure par le plan de charriage de la nappe de Tulgheş sur l'unité de Pietrosu Bistriței et à sa partie supérieure par la dislocation susmentionnée. Du fait de la structure descendante vers l'est, les termes lithostratigraphiques se succèdent de l'ouest vers l'est, savoir :



a) horizon Arama Neagră — Tg<sup>An</sup> ( $> 500$  m) ouvre la succession connue dans le compartiment occidental et est représenté par des schistes séricito-chloriteux quartzeux et schistes séricito-graphiteux où s'intercalent des quartzites noirs, métatufs acides et rien que localement des schistes verts ;

b) horizon des métatufs rhyolitiques de Sadocut — Tg<sup>Sa</sup> (300 à 400 m) comprend les produits tuffogènes d'une importante phase extrusive ; les roches quartzo-feldspathiques sont rubanées et quelques-unes ont un chimisme rhyolitique (Georgeta Mureşan, 1968) ; il semble qu'une bonne partie de ces roches représentent en réalité des sédiments rédéposés (épiclastites) à la suite de l'érosion d'un matériel volcanogène acide ;

c) horizon Fagul Înalt — Tg<sup>F1</sup> (400 à 1000 m) est constitué d'une alternance de schistes séricito-chloriteux et schistes séricito-graphiteux où s'intercalent des quartzites noirs et métatufs acides ; dans la base de l'horizon apparaissent des lentilles discontinues de calcaires blancs, parfois rubanés ;

d) horizon Virgău — Tg<sup>V1</sup> (300 à 400 m) est formé de schistes séricito-chloriteux  $\pm$  quartzeux, où s'intercalent localement des métatufs acides et quartzites à séricite ;

e) horizon Sîndominic — Tg<sup>Sn</sup> (750 à 1250 m) comprend une succession constituée surtout des schistes séricito-graphiteux où se localisent des couches minces de quartzites noirs et des roches basiques ;

f) horizon Fiureş — Tg<sup>F1</sup> (100 à 200 m) est formé de schistes sériciteux  $\pm$  chloriteux et schistes séricito-graphiteux, auxquels s'associent des métatufs acides et, localement, des métaconglomérats ;

g) horizon des métatufs basiques de Şipoş — Tg<sup>Sp</sup> (30 à 250 m) comprend des schistes chloriteux à albite  $\pm$  calcite  $\pm$  épidoïte, à chimisme gabbroïde (Georgeta Mureşan, 1968) auxquels s'associent des schistes séricito-chloriteux, schistes séricito-graphiteux, quartzites graphiteux et, localement, des roches gabbroïdes métamorphosées.

Si l'on essaie de faire une parallélisation entre la succession analysée de la série de Tulghes et celle établie récemment dans la même série des monts de Bistriţa (zone de Crucea-Colbu) (Kräutner et al., 1981) on peut discerner une bonne corrélation entre l'ensemble des horizons de Şipoş, Fiureş et Sîndominic et la formation Tg<sub>5</sub>, constituée par des schistes graphiteux où s'intercalent des quartzites noirs, schistes verts (métatufs basiques), schistes quartzo-feldspathiques, schistes séricito-chloriteux et calcaires. Les horizons de Virgău, Fagul Înalt pourraient être corrélés avec la formation Tg<sub>4</sub> des monts de Bistriţa, constituée des schistes séricito-chloriteux, auxquels s'associent des schistes séricito-graphiteux, quartzites noirs, quartzites, roches quartzo-feldspathiques, métatufs acides et d'autres. L'horizon des métatufs rhyolitiques de Sadocut se parallélise au membre de Fundul Moldovei formé principalement des métatufs acides et épiclastites quartzeuses. Enfin, l'horizon Arama Neagră correspondrait au membre de Moroşan, toujours de la formation Tg<sub>3</sub> des monts de Bistriţa.

La disposition des formes cambriennes inférieures connues en région (Ilieşcu, Mureşan, 1970, 1972) dans la nouvelle succession de la série de Tulghes est la suivante :



a) dans les formations du complexe  $Tg_3$  ont été observées les formes *Lophosphaeridium rugosus*<sup>9</sup> (partie inférieure de l'horizon Voroc), *Acanthosphaera cambriensis* Naum. (partie inférieure de l'horizon Băilor) et *Microconcentrica atava* Naum. (partie supérieure de l'horizon Băilor) ;

b) dans l'horizon Fagul Înalt on a relevé la forme *Granomarginata vulgaris* Naum., associée à *Spumosata* sp. (développée surtout dans le Cambrien inférieur et moyen) ;

c) dans la partie médiane de l'horizon Sindominic on a mis en évidence la forme *Spumosata* sp., rencontrée surtout dans le Cambrien inférieur et moyen (la forme apparaît sporadiquement dans la partie supérieure du Vendien).

En guise de conclusion on peut affirmer l'âge cambrien inférieur pour les formations attribuées aux complexes  $Tg_3$  et  $Tg_4$  et cambrien inférieur-moyen pour celles attribuées au complexe  $Tg_5$ . Attendu qu'on a récemment déterminé des formes cambriennes inférieures même dans le complexe  $Tg_2$  des monts de Bistrița (Kräutner et al., 1981), il en résulte que la plus grande partie de la série de Tulgheș est cambrienne, dont les complexes  $Tg_2$ ,  $Tg_3$ ,  $Tg_4$  sont certainement cambriens inférieurs.

**5. Nappe de Rarău.** Dans le sud de la zone cristallino-mésozoïque, sur la série de Tulgheș, est charriée la série de Bretila à caractère mésométamorphique, en participant à la formation de la nappe de Rarău. À la série en question s'associent les granitoïdes de Hăghimaș métamorphisés du point de vue régional en même temps avec les formations de la série de Bretila (Georgeta Mureșan, 1968 ; Mureșan et al., 1975 a ; Mureșan et Mureșan, 1980 a). La nappe de Rarău constitue au sud de la zone cristallino-mésozoïque un grand lambeau de recouvrement d'une longueur de plus de 60 km et d'une largeur de 20 km.

En faveur de l'existence de cette nappe, fort controversée jusqu'aux dernières années, s'ajoutent des nouvelles données fournies par les forages qui ont traversé la nappe de Rarău pénétrant dans la série de Tulgheș située au-dessous de celle-ci. Nous en mentionnons : le forage 11 (Mureșan, 1967) du bassin de la vallée de Primătar (partie nord du lambeau de recouvrement), le forage 41 (Mureșan et Mureșan, 1980 b) du ruisseau Fiugheș (partie occidentale de la nappe de Rarău) et les forages 405, 410, 460 et 463 (Mureșan et al., 1976) de la partie supérieure de la vallée de l'Olt (au NNO de Bălan), sur le versant ouest de la nappe de Rarău. On a constaté dans tous ces forages (tout comme à la surface) des phénomènes de diaphorèse et de transformation métamorphique dynamique des roches de la série de Bretila, phénomènes qui s'accentuent au fur et à mesure dans le voisinage du plan de charriage de la nappe de Rarău (Mureșan, 1967). On a observé ainsi des chloritisations de la biotite et du grenat, laminages et milonitisations aussi bien que la séricitisation des feldspaths. L'épaisseur des roches dynamométamorphisées est d'habitude plus petite que celle des roches où ont été observées des transformations minéralogiques susmentionnées.

On connaît dans la région rien qu'une succession restreinte de la série de Bretila, reconnue autant sur le flanc occidental qu'oriental de la nappe de Rarău (Mureșan et Mureșan, 1972 ; Mureșan et Mureșan, in Săndulescu et al., 1975 ; 1978 ; Mureșan, 1980). Le terme inférieur



est représenté par le complexe Br<sub>1</sub>, constitué en base par l'horizon Olt Br<sup>01</sup> (micaschistes  $\pm$  biotite  $\pm$  grenat, schistes quartzeux muscovitiques  $\pm$  biotite, quartzites à muscovite  $\pm$  biotite, subordonnément amphibolites) sur lequel se dispose l'horizon Naghiag — Br<sup>N<sub>a</sub></sup> (gneiss quartzo-feldspathiques à muscovite et gneiss oeillés blanes) (toutes les deux entités de nature tuffogène acide — Georgeta Mureşan, 1968) à intercalations de micaschistes. Le complexe supérieur (Br<sub>2</sub>) a une composition lithologique similaire à celle de l'horizon Olt. Dans le cadre des formations terrigènes de ces deux complexes, on a remarqué (Mureşan, 1980) des séquences rythmiques de type flysch, des termes extrêmes d'un rythme représentés surtout par des quartzites et respectivement par des micaschistes.

Le métamorphisme régional de la série de Rebra se situe, conformément aux âges isochrones K/Ar (Kräutner et al., 1976) dans le Précambrien.

*Considérations sur l'âge des nappes de charriage.* Tenant compte de : a) dans l'unité de Tomeşti la couverture sédimentaire comprend le Trias et le Jurassique moyen (Grasu, 1976) ; b) les lambeaux de rabotage d'en face de la zone cristallino-mésozoïque (détachées probablement des unités de Maramureş) comprennent également des dépôts crétacés inférieurs (Săndulescu, 1969, 1973, 1975, 1976) ; c) la couverture postcharriages de la zone cristallino-mésozoïque débute par le Cénomanien, il est possible que le charriage de la série de Rebra sur l'unité de Tomeşti soit lié aux mouvements autrichiens, tel qu'on a supposé antérieurement (Săndulescu, 1969, 1972, 1975 ; Bercia et al., 1971, 1976 ; Mureşan, 1976).

Quel âge ont les plans de charriage existants entre les unités de Rodna, de Pietrosu Bistriţei, de Tulgheş et de Rarău ? Faute de dépôts sédimentaires, qui soient entraînés dans les charriages mentionnés, (situation constatée d'ailleurs dans toute la zone cristallino-mésozoïque), nous avons pris en considération les relations de ces unités avec le massif alcalin de Ditrău logé en schistes cristallins, massif qui a été daté par la méthode K/Ar (Bagdasarian, 1972 ; Streckeisen, Hunziker, 1974) ; cette état des choses est caractéristique pour la zone de Lăzarea-Gheorgheni-vallée de Belcina-sommet Magaşbiuc, c'est-à-dire dans la zone S, E et NE du massif.

On y constate que les deux plans de charriage de cette zone délimitant l'unité de Pietrosu Bistriţei sont „soudés“ par le massif intrusif de Ditrău et s'y arrêtent (soulignons que le plan de charriage supérieur a été considéré dans un ouvrage antérieur — Mureşan, 1973) plus ancien que le massif de Ditrău.

C'est toujours dans cette zone qu'on a remarqué que l'auréole de métamorphisme magmatique (en particulier thermique) se développe sur des distances appréciables dans les métamorphites des environs du corps intrusif, fait auquel Streckeisen (1952, 1960, 1968 ; in Streckeisen, Hunziker, 1974) a accordé un intérêt particulier ; cette situation a été confirmé ces dernières années par les chercheurs qui l'ont étudié. Sur la carte du massif de Ditrău et de son voisinage (Streckeisen, Hunziker,



1974) sont illustrés dans le cadre de l'auréole de contact, outre la biotite omniprésente, l'andalousite, le corindon, le spinelle, les amphiboles alcalins ; une situation similaire a été présentée par Jakab (1976) en mentionnant aussi la présence du cordiérite et du wolastonite.

Cette auréole de contact renferme toutes les entités métamorphiques du voisinage du massif de Ditrău : série de Rebra, série de Negrișoara, porphyroïdes de Pietrosu, série de Tulgheş, porphyroïdes de Mindra et série de Bretila.

Ainsi, dans la série de Rebra (dans le complexe Rb<sub>3</sub>) apparaissent des filons de roches siénitiques et des phénomènes de cornification, qui ont été reconnus par nous à la surface au SO du massif de Ditrău (par exemple, dans la zone des bassins des vallées de Chiuruş Mare et Cianod). Dans les galeries d'exploration du ruisseau de Cianod, Jakab a signalé la présence des enclaves de calcaires (probablement du complexe Rb<sub>3</sub>) englobées dans les roches siénitiques. L'influence magmatique du massif de Ditrău sur la série de Rebra a été mise en évidence par deux forages (141, 142) de Lăzarea, étudiés récemment par Minzatu et Ardeleanu (1980) et par Jakab (information verbale), qui ont mentionné dans le cadre de la série la présence des cornéennes et des skarnes aussi bien que des filons des tinguaïtes, spécifiques au massif de Ditrău.

Nous avons argumenté (Mureşan, 1976) que la succession des „nappes de Bistriţa“ (groupe supérieur de nappes à métamorphites séparées par Bercia et al., 1976) débute par la nappe de Rodna. Dans la série de Negrișoara et dans les porphyroïdes de Pietrosu, nous avons observé des cornéennes percées par ailleurs (bassin du ruisseau de Cetăţii) par des roches alcalines spécifiques au massif de Ditrău.

Dans la série de Tulgheş s'est également formée une auréole épaisse de contact, dont les cornéennes ont un grand développement dans la partie supérieure des affluents de droite de la vallée de Belcina. Tout proche du massif, dans ces cornéennes sont logés des filonets de roches alcalines, en relevant que le processus de cornification a précédé celui d'insinuation de ces injections artéritiques. Bien que situé à 2 km vers l'est du massif de Ditrău, au-delà de la limite de la surface de l'auréole de contact, le forage 17 (situé à l'est du ruisseau de Nyergheş — affluent gauche supérieur de la vallée de Belcina) a intercepté, dans son tiers inférieur, des roches à biotite et des cornéennes dans les formations de la série de Tulgheş, ainsi que des filons de roches siénitiques à néphélin (Mureşan et Mureşan, 1981). Cela prouverait que le massif alcalin et son auréole de contact présentent un pendage vers l'est, opinion exprimée aussi par Jakab (information verbale). La cornification, la feldspathisation et les injections artéritiques affectent même les porphyroïdes rhyolitiques de type Mindra de la zone du sommet Aurora, logées dans les formations de la série de Tulgheş.

Enfin, la série de Bretila s'insère elle-aussi dans l'auréole de contact du massif intrusif alcalin, fait observé pour la première fois par Streckeisen (1968 et in Streckeisen, Hunziker, 1974) au NE de celle-ci, dans la zone du sommet Magaşbiuc (entre la vallée de Putna et la vallée de Rezu Mare).



Il en résulte que les charriages entre les nappes de Rodna, Pietrosu Bistriței, Tulgheș et Rarău<sup>10</sup> sont antérieurs à la mise en place du massif de Ditrău. Cette image contrevient aux opinions antérieures (Mureșan, 1967, 1976 ; Săndulescu, 1972 ; Bercia et al., 1976) conformément auxquelles le massif de Ditrău était considéré comme mis en place rien que dans les formations de la série de Tulgheș, avant les charriages attribués aux mouvements autrichiens.

Les datations d'âge absolu par la méthode K/Ar effectuées sur des roches du massif de Ditrău ont été présentées par Bagdasarian (1972) et Streckeisen et Hunziker (1974). Les données du premier auteur, recalculées sur base de nouvelles constantes de Kräutner et al. (1976) sont de 189—152 m.a. pour les hornblendites et de 145—115 m.a. pour les siénites à néphélin et granites. Les âges-modèle K/Ar présentés par Streckeisen et Hunziker (qui n'ont pas exigé une nouvelle recalculation vu les constantes récentes) sont de 161—153 m.a. pour les tinguaites (roche totale) et les siénites à néphélin (sur biotite) et de 150 m.a. pour une cornéenne (sur biotite). Kräutner et al. (1976) ont démontré que des âges-modèle K/Ar des hornblendites peuvent être obtenus sur une isochrone de 135 m.a. à interception positive et de ceux des roches siénitiques et granitiques sur une isochrone de 130 m.a. à interception négative. Selon l'opinion des auteurs, cela montre que les valeurs plus élevées des âges-modèle K/Ar pour les hornblendites sont dues à la rétention d'un argon hérité et les valeurs plus réduites pour les siénites et les granites (115—122 m.a.) représentent les âges de refroidissement ; la conclusion finale est que la mise en place des roches analysées a eu lieu il y a 130—135 m.a., c'est-à-dire au cours du Crétacé inférieur (Néocomien).

Si les âges isochrones de 130—135 m.a. correspondent réellement à la formation du massif de Ditrău, ce fait contredit alors l'opinion suivant laquelle les nappes en question étaient considérées autrichiennes<sup>11</sup>. Dans cette situation, les nappes de Pietrosu Bistriței, de Tulgheș et de Rarău se sont formées après le Carbonifère inférieur (vers sa fin se produisant le dernier métamorphisme régional dans les Carpathes Orientales — phase sudète) et jusqu'au début du Crétacé inférieur. Il s'ensuit que si le plan de charriage de la série de Rebra sur l'unité de Tomești est autrichien (voir le texte ci-dessus), toutes les nappes affectées par le massif de Ditrău, celui-ci compris, font partie d'une seule nappe autrichienne charriée surtout sur les dépôts mésozoïques de l'unité de Tomești. Cette grande nappe, constituée de plusieurs nappes anciennes (nappe „composée” — Mureșan, 1980) à l'échelle de la zone cristallino-mésozoïque, correspondrait „pro parte” à la nappe bucovinienne séparée par Săndulescu (1967, 1972, 1975) dans cette unité majeure des Carpathes Orientales.

D'après notre opinion, il est possible que les âges isochrones K/Ar de 130 m.a., respectivement de 135 m.a. (établis par Kräutner et al., 1976) ne correspondent pas à la mise en place et à la consolidation des roches du massif de Ditrău. Premièrement, notre doute réside dans le nombre total relativement petit (15) des âges-modèle K/Ar (âges apparents) d'où seulement 8 (4 âges-modèle pour l'isochrone des hornblendites, respec-



tivement 4 âges-modèle pour l'isochrone des siénites et des granites) ont été employés dans le calcul de ces deux âges isochrones K/Ar. Cependant, il faut ajouter que Kräutner et al. (1976) ont démontré que les âges-modèle K/Ar connus ne peuvent pas servir dans l'estimation de l'âge réel du massif de Ditrău ; ainsi, la plupart (10 données) des âges-modèle (obtenus des hornblendites, tinguaïtes et siénites à néphélin) sont plus grands (145—189 m.a.) que les âges isochrones (130—135 m.a.) établis sur leur base, rien qu'un petit nombre (4 âges) de ceux-ci (siénites, granites) ayant des valeurs plus petites (115—122 m.a.) que ces âges isochrones ; un seul âge-modèle K/Ar de 134 m.a. (donnée par une roche siénitique) correspond aux âges isochrones. La présence de l'argon en excès („hérité“ cf. Kräutner et al., 1976) observé dans la grande majorité des roches analysées peut être expliquée selon notre opinion par contamination quasi-pénétrante à argon des roches du massif de Ditrău par des schistes cristallins (à prédominance terrigène riches en potassium) qui entourent le massif et qui apparaissent aussi à l'intérieur de lui sous la forme de nombreuses „plumes“ (septes) et d'enclaves (Codarcea et al., 1957).

Vu tous les considérants susmentionnés, il serait possible par augmentation des données des âges-modèle K/Ar aussi bien que par acquisition des âges-modèle par d'autres méthodes — par exemple Rb/Sr d'obtenir des âges isochrones à degré de confiance élevée ; par suite de ce fait il n'est pas exclus que la formation de ce massif se produise pendant l'intervalle post-Crétacé inférieur<sup>12</sup> (dans le cadre du cycle magmatique banatitique ?). Cette situation pourrait réconcilier les interprétations conformément auxquelles les nappes de charriage seraient autrichiennes bien que le massif de Ditrău les perçoit.

<sup>3</sup> Au lieu de la nappe de Tulgheş (dénomination nouvelle que nous proposons dans le présent article) étaient considérées les nappes de Mestecăniş et de Putna, toutes les deux constituées des formations de la série de Tulgheş (voir la discussion portant sur la description de la nappe de Tulgheş).

<sup>4</sup> La notation des formations de la série de Rebra coïncide avec celle utilisée par Bercia et al. (1976).

<sup>5</sup> Jusqu'à présent, le compartiment ouest était considéré élevé et l'ampleur de la dislocation était envisagée pas si importante.

<sup>6</sup> Détails sur les termes de la série de Tulgheş de la région voir dans Mureşan et Mureşan, 1972 ; Mureşan et Mureşan, 1977 et Kräutner, Popa, 1973.

<sup>7</sup> Les épaisseurs des termes lithostratigraphiques illustrées dans cet ouvrage sont en réalité des „épaisseurs déformées“ (sensu Mureşan, 1981 b) par microplissement synmétamorphique et par transposition de la schistosité de stratification.

<sup>8</sup> Il est possible l'existence d'une discordance de quelques degrés, à l'échelle régionale, entre le corps de porphyroïdes et la série de Tulgheş.

<sup>9</sup> Décris par Iliescu et Mureşan (1970) comme „Lophotriletes rugosus Naum“.

<sup>10</sup> La nappe de Rarău a été considérée par Streckeisen et Hunziker (1974) antérieure au massif alcalin de Ditrău.



<sup>11</sup> Excepté la nappe de Rarău, considérée par bien des auteurs (Streckeisen, 1933, 1968, 1974 — in Streckeisen, Hunziker, 1974 ; Kräutner, 1938 ; Băncilă, 1941 ; Sândulescu, 1967, 1972, 1975 ; Bercia et Kräutner in Bercia et al., 1976) comme préalpine.

<sup>12</sup> Streckeisen (1931, 1933) et Reinhard (1911) ont supposé pour le massif de Ditrău un âge postnéocomien.

## BIBLIOGRAPHIE

- Bagdasarian P. G. (1972) Despre vîrsta absolută a unor roci eruptive și metamorfice din masivul Ditrău și Munții Banatului din România. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, 17/1, p. 13—21, București.
- Balintoni I., Gheuca I. (1977) Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonică în regiunea Zugreni-Barnar (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIII/5 (1976), p. 11—38, București.
- Gheuca I. (1978) Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței și unitatea tectonică de Bărănel, între râurile Barnar și Neagra Broștenilor (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV/5, p. 5—16, București.
  - (1981) Date noi asupra poziției structurale a metamorfitelor din bazinul văii Putnei (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI/5, p. 25—36, București.
- Băncilă I. (1941) Étude géologique dans les Monts Hăgimaș-Ciuc (Carpathes Orientales). *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, p. 1—118, București.
- Bercia I., Bercia E., Kräutner H., Kräutner F., Mureșan M., Mureșan G., Iliescu V. (1971) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Kräutner H., Mureșan M. (1976) Pre-mesozoic metamorphites of the East Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, p. 37—70, București.
- Codarcea A., Dessila-Codarcea M., Ianovici V. (1957) Structura geologică a Masivului de roci alcaline de la Ditrău. *Bul. Șt. Acad. R.P.R., secția geol. geogr.*, II, 3—4, p. 385—514, București.
- Grasu C. (1976) Sedimentarul mezozoic de la sud de Izvorul Mureșului. Problema pînzei subbucovinice. *An. Muz. Șt. Nat. Piatra Neamț*, III, ser. geol. geogr., p. 43—53, Piatra Neamț.
- Iliescu V., Dessila-Codarcea M. (1965) Contribuții la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali. *D. S. Com. Stat. Geol.*, LI/2 (1963—1964), p. 13—18, București.
- Mureșan M. (1970) Contribuții de ordin palinologic la cunoașterea stratigrafiei și vîrstei seriilor metamorfice din partea sudică a compartimentului Tisa-Ciuc (zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali). *D. S. Inst. geol.*, LVII/3, p. 97—110, București.
  - Mureșan M. (1972) Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpații Orientali — Seria epimetamorfică de Tulgheș. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LVIII/4, p. 23—28, București.
  - Kräutner H. G. (1975) Contribuții la cunoașterea conținutului microfloristic și a vîrstei formațiunilor metamorfice din munții Bistriței. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXI/4 (1973—1974), p. 11—25, București.



- Jakab G. (1976) Considerații asupra poziției spațiale a masivului alcalin de la Ditrău. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/1, p. 93—98, București.
- Balla Z. (1980) Raport, arhiva I.P.E.G. „Harghita“.
- Kräutner H. (1972) Voralpidische Entwicklung und alpidischer Deckenbau in der Kristallinen Zone der Nördlichen Ostkarpaten (Maramurescher Massiv). *Rév. roum. géol. géophys. geogr., ser. géol.*, 16/2, București.
- Popa G. (1973) Succesiunea litostratigrafică și tectonica Cambrianului inferior epimetamorfic (seria de Tulgheș) din regiunea Bălan-Carpații Orientali. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LIX/1, p. 252—278, București.
- Kräutner F., Tănăsescu A., Neacșu V. (1976) Interprétation des âges radio-métriques K/Ar pour les roches métamorphiques régénérées. Un exemple — Les Carpates Orientales. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, p. 167—229, București.
- (1978) Precambrian in the Romanian Carpathians. C. East Carpathians. *Guide to Excursions*. I.G.C.P. Project 22 "Precambrian in Jounger Fold Belts". *Inst. geol. geofiz.*, p. 1—40, București.
- Kräutner F., Szász L., Udubașa G., Istrate G. (1978) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50.000, Foaia Rodna-Veche, *Inst. geol. geofiz.*, București.
- (1980) Lithostratigraphic correlation of Precambrian in the Romanian Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVII, p. 229—296, București.
- Kräutner F., Hann H., Iliescu V., Udrescu C., Colios E. (1981) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Kräutner Th. (1938) Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). *An. Inst. geol. rom.*, XIX, p. 164—287, București.
- Mînzatu S., Ardeleanu P. (1980) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Mureșan G. (1968) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Mureșan M. (1972) Asupra prezenței conglomeratelor metamorfozate în seria de Tulgheș (zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LVIII/1, p. 243—256, București.
- Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, 12/1, București.
- (1968) Metamorphic formations. In "Crystalline Mesozoic and Flysch Complexes of the East, Carpathians (Northern Sector)" by Th. Joja, V. Mutihac, M. Mureșan. Intern. Geol. Congr., Sess. XXIII, Prague, *Guide to Excursion*, 46 AC, p. 9—13 ; 36—46, Romania, București.
- (1970) Asupra prezenței Paleozoicului superior nemetamorfozat, în facies continental, în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol.*, LVI/4 (1968—1969), p. 5—18, București.
- (1973) Seria de Izvorul Mureș — o nouă formățiune paleozoică a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol.*, LIX/4, p. 65—70, București.
- Tănăsescu A., Ioncică M. (1975 a) Concordanța de vîrstă între metamorfismul regional proterozoic al granitoidelor de Hăghimaș și cel al seriei de Bretila-Rarău (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXI/5 (1973—1974), p. 135—149, București.
- Mureșan G., Zincenco D., Bandrabur T. (1975 b) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50.000, Foaia Gheorgheni. *Inst. geol. geofiz.*, București (sub tipar).



- (1976) O nouă ipoteză privind pînzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/5, (1974—1975), p. 77—94, București.
- Sóos Al., Krauss H., Karda L. (1976) Proiect geologic, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Mureșan G. (1977) Mineralizațiile de sulfuri vulcanogen-sedimentare metamorfozate din zona Hărăgăia în contextul litostratigrafic, magmatogen și tectonic al seriei epimetamorfice de Tulgheș — Cambrian inferior (Carpații Orientali). *St. tehn. econ.*, A/12, p. 77—124, București.
- (1980) Replissements alpins régionales des métamorphites precambriennes et paléozoïques de la chaîne carpathique. Un exemple : Carpates Orientales. *Ann. Inst. géol. géophys.*, LVII, p. 325—365, București.
- Mureșan G. (1980 a) Granitoïdes associées au Précambrien métamorphique des Carpates Orientales. *Ann. Inst. géol. géophys.*, LVII, p. 367—402, București.
- Mureșan G. (1980 b) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- (1981 a) Relations entre le massif alcalin de Ditrău et les nappes de charriage des Carpates Orientales. *Résumés, Congr. XII, Assoc. Carp.-Balk.*, Bucarest.
- (1981 b) Considérations sur l'épaisseur des formations métamorphisées régionalement. *Résumés, Congr. XII, Assoc. Carp.-Balk.*, Bucarest.
- Mureșan G. (1981) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Tănărescu L. (1981) Poziția în pînză a metamorfiteelor seriei de Rebra (Precambrian superior) din partea de sud a Carpaților Orientali — Argumente furnizate de forajele din zona Mădăraș-Ciuc. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI/5, p. 65—74, București.
- Patrulius D., Popa E., Popescu I. (1965) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Popa G. N. (1974) Litostratigrafia și tectonica seriei de Tulgheș la nord de regiunea minieră Bălan (perimetrul Șipoș-Belcina — Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LX/2, p. 65—88, București.
- (1975) Litostratigrafia și tectonica seriei de Tulgheș, între V. Putna și V. Belcina — Carpații Orientali. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXI/5, (1973—1974), p. 151—177, București.
- Căruntu C. (1979) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Reinhard M. (1911) Sur l'âge de l'intrusion de syénite néphélinique de Ditrö-Tran-sylvanie. *C. R. Inst. géol. Roum.*, II, p. 116—117, București.
- Savul M., Mastacan G. (1952) Contribuții la cunoașterea gnaiselor porfiroide din Carpații Orientali. *Acad. R.P.R. Bul. St., Sect. Biol. Agron., Geogr.*, IV/2, p. 427—439, București.
- Săndulescu M. (1967) La nappe de Hăghimaș, une nouvelle nappe de décollement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carp.-Balk.*, VIII-ème Congr., p. 179—185, Belgrade.
- (1968) Probleme tectonice ale sînclinalului Hăghimaș. *D. S. Com. Stat. Geol.*, LIII/3, p. 221—244, București.
- (1969) Structura geologică a părții centrale a sinclinalului Hăghimaș. *D. S. Com. Stat. Geol.*, LIV/3, p. 227—263, București.



- (1972) Considérations sur les possibilités de corrélation de la structure des Carpathes Orientales et Occidentales. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LIII/5, p. 125—150, Bucureşti.
  - (1973) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a sinclinalului Rarău (sectorul central). *D. S. Inst. geol.*, LIX/5, p. 59—92, Bucureşti.
  - (1975) Studiul geologic al părții centrale și nordice a Sinclinalului Hâghmaș (Carpații Orientali). *An. Inst. geol. geofiz.*, XLV, p. 6—166, Bucureşti.
  - Mureșan M., Mureșan G. (1975) Harta geologică a R. S. România scara 1 : 50.000, Foaia Dămuc, Inst. geol. geofiz., Bucureşti.
  - (1976) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și a poziției tectonice a serilor mezozoice din bazinul superior al văii Moldovei (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/5, p. 149—176, Bucureşti.
  - Mureșan M., Mureșan G. (1978) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50.000, Foaia Tulgheș, Inst. geol. geofiz., Bucureşti, (sub tipar).
- Streckeisen A. (1931) Über das Nephelinsyenit-Massiv von Ditrö (Rumänien). *Neues Jahrb. Miner. B.* — B. 64, A, p. 615—628, Stuttgart.
- (1933) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Géol. Roum.*, XVI, p. 327—417, Bucureşti.
  - (1940) Le Mésozoïque de Tomești (Dép. de Ciuc) — Carpates Orientales. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXLV, p. 85—90, Bucureşti.
  - (1952) Das Nephelinsyenit — Massiv von Ditrö (Sienenbürgen). I. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 32, p. 249—310, Bern.
  - (1960) On the Structure and Origin of the Nepheline-Sienite Complex of Ditrö (Transylvania, Romania). Rep. 21th I.G.C., Part 13, p. 228—238.
  - (1968) Stipnomelan im Kristallin der Ostkarpaten. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48/3, p. 751—780, Bern.
  - Hunziker C. I. (1974) On the origin and age of the nepheline syenite massif of Ditrö (Transylvania, Rumania). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 54/1, p. 59—77, Bern.

Vodă A., Vodă D., Velio C. (1977) Raport, arhiva I.G.P.S.M.S., Bucureşti.

#### QUESTIONS

M. Ștefănescu : Est-ce que vous considérez que le plan à vergence ouest de „la nappe de Tulgheș“ est synchrone aux plans de charriage ? Considérez-vous que ce plan est le même de celui déterminé par Balintoni dans les régions situées plus vers le nord ?

Réponse : Il est possible que le plan tectonique à vergence ouest (ligne Sîndominic-Șipoș-Belcina) soit postérieur au charriage de la nappe de Tulgheș. La seule certitude est que ce plan tectonique est antérieur au massif alcalin de Ditrău, puisque les formations de la série de Tulgheș situées d'une part et d'autre de ce plan sont affectées par le massif en question (cornification).

M. Sândulescu : Vous avez mentionné que vous êtes d'accord avec l'opinion de Balintoni exprimée il y a quelques années, conformément à laquelle la série de Tulgheș participe à la constitution d'une seule nappe. Plus récemment, Balintoni a changé d'opinion, en acceptant que la série de Tulgheș est présente dans plusieurs nappes. Quelle est votre position dans ce nouveau contexte (qui représente en fait



le retour aux hypothèses plus anciennes soutenues pour les nappes de la zone cristallino-mésozoïque ?

Réponse : Il en résulte des données que nous avons qué, dans la région, la série de Tulgheş apparaît dans une seule nappe. Le modèle adopté récemment par Balintoni qui accepte plusieurs nappes autrichiennes, chacune formée d'un grand nombre de nappes anciennes de sorte que la série de Tulgheş apparaît en plusieurs unités alpines, me semble très compliqué et insuffisamment argumenté. En ce sens, la nappe initiale formée par la série de Tulgheş peut être dénommée „nappe de Tulgheş“.

L. Nedelcu : Si dans la région au sud de Ditrău, à savoir dans la succession des unités tectoniques, a été observée l'unité de Chiril (Nedelcu, 1980 ; Kräutner et al., 1981), laquelle s'interpose dans les monts de Bistriţa entre „la nappe de Tulgheş“ et la nappe de Rarău ?

Réponse : Les données de surface tout comme celles de forage révèlent que l'unité de Chiril (constituée des formations mésométamorphiques fortement dinométamorphisées et diaphoritisées) n'apparaît pas dans la région étudiée par nous.

D. Russo-Săndulescu : Vous suggérez dans l'ouvrage que le massif de Ditrău pourrait avoir un âge plus récent, savoir crétacé supérieur. Considérez-vous qu'il est possible qu'en régime de compression reconnu dans les Carpathes Orientales apparaissent les magmatites alcalines de Ditrău ?

Réponse : Vu le grand nombre des données K/Ar à excès d'argon (dû probablement à la contamination intime des roches du massif de Ditrău à argon des schistes cristallins), il ne serait pas une surprise, grâce à l'augmentation du nombre des données K/Ar, de pouvoir calculer un âge isochrone K/Ar qui atteste la formation du massif de Ditrău dans un intervalle postcrétacé inférieur. Dans cette situation hypothétique, il est difficile de faire des appréciations concernant l'âge de formation de ce massif et d'autant plus sur les conditions géotectoniques qui ont déterminé la formation de ce massif intrusif.



Institutul Geologic al României

M. MUREŞAN

## ESQUISSE TECTONIQUE DE LA PARTIE SUD DE LA ZONE CRISTALLINO-MÉSOZOÏQUE

0 4 8 12 Km

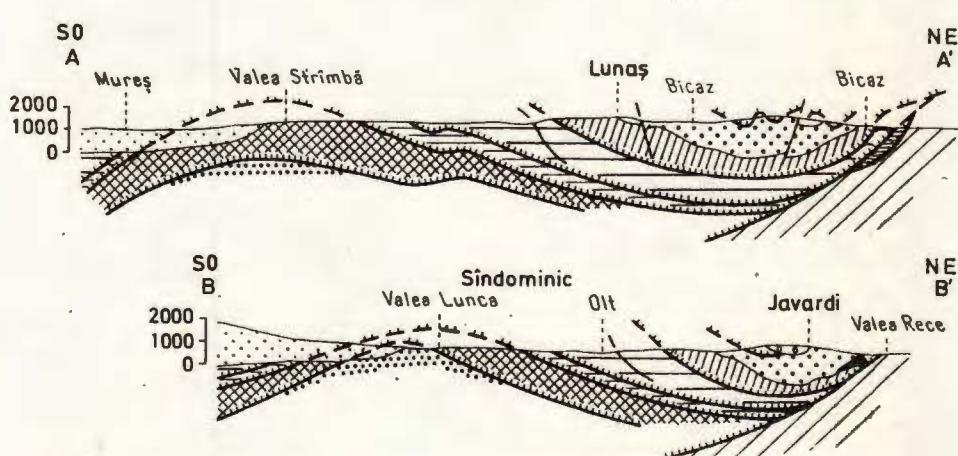
### LÉGENDE

- [White box] Alluvions récentes
- [Dotted box] Caïnozoïque
- [Cross-hatched box] Cénomanien
- [Solid box] Trias-Crétacé inférieur (de la nappe de Hăghimaş)
- [Dotted box] Permien supérieur-Crétacé inférieur (du synclinal de Hăghimaş)
- [Black box] Série de Dămuc (de la nappe de Rărău)
- [Hatched box] Série de Bretila et granitoïdes de Hăghimaş (de la nappe de Rărău)
- [Horizontal lines box] Série de Tulgheş et porphyroïdes de Mindra (de la nappe de Tulgheş)
- [Vertical lines box] Série de Negrişoara et porphyroïdes de Pietrosu (de la nappe de Pietrosu Bistriţei)
- [Cross-hatched box] Série de Rebra (de l'unité de Rodna)
- [Dotted box] Série de Bretila + Permien supérieur - Jurassique moyen (de la nappe de Tomeşti)
- [Solid box] Trias-Crétacé inférieur (des lambeaux de rabotage au front de la zone cristallino-mésozoïque)
- [Plus signs box] Massif alcalin de Ditrău
- [Hatched box] Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (couches de Sinaia de la zone du flysch - nappe de Ceahlău)
- Forage qui a intercepté la série de Tulgheş au dessous de la nappe de Rărău
- Forage qui a intercepté des formations métamorphiques au dessous des dépôts caïnozoïques
- Charriage
- Faille inverse et chevauchement
- Faille
- Anticinal de nappes (ATBIS, anticinal de nappes Tisa - Bretila - Iacobeni - Sindominic)
- Sinclinal de nappes

Zone cristalline des Carpates Orientales



0 2 4 6 Km



Note : Nappe du Hăghimaş selon Săndulescu (1967-1975) ; dépôts mésozoïque du synclinal de Hăghimaş selon Săndulescu (1975) et Patrulius et al. (1969) ; couverture mésozoïque de la région de Tulgheş selon Atanasiu (1929) ; nappe de Pietrosu Bistriţei, au NO de la localité de Corbu de Jos, selon Popa et Căruntu (1979).

## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### TECTONIQUE DE LA RÉGION DES SOURCES DE LA VALLÉE DE BÎRSA (MONTS FĂGĂRAŞ)<sup>1</sup>

PAR

LIVIU NEDELCU<sup>2</sup>, LIVIU ANTON<sup>2</sup>

*Tectonic units. Stratigraphy of crystalline schist formations. Cumpăna-Holbav gneiss. Metamorphic facies. Granitoid. Lamprophyre. Overthrust nappe. Fracture system. Alpine tectonics. Disjunctive tectonics. South Carpathians. Crystalline Getic Domain. Făgăraş Mountains.*

#### Abstract

*Tectonics of the Source Region of the Bîrsa Valley (Făgăraş Mountains).* Recently several Alpine tectonic units have been pointed out within the metamorphic pile in the eastern part of the Făgăraş massif in the source region of the Bîrsa Valley : the Cumpăna-Holbav Gneisses Unit consisting of rocks belonging to the Cumpăna Series, the Bîrsa Fierului Unit comprising rocks of the Bîrsa Fierului Series, the Strîmba Unit including rocks of the Strîmba Series, as well as a supposed pre-Alpine unit, the Bîrsa lui Bucur Unit, comprising rocks of the Făgăraş Series (Kräutner et al., 1978). These units differ from one another both by their stratigraphic content and the metamorphism grade of their metamorphic formations, a single metamorphic series being characteristic of each unit. At a regional scale, the units are well correlated with those pointed out by Săndulescu (1976) in the internal part of the Carpathian Bend and can be paralleled with the Central East Carpathian Nappes as follows : the Strîmba and Bîrsa Fierului Units would constitute the Bucovinian Nappe ; the Bîrsa lui Bucur Unit and the Cumpăna-Holbav Gneisses Units would correspond to the Sub-bucovinian Nappe, while the Leaota Unit would correspond to the Infrabucovinian Nappe. The structure of the region is controlled by two important faults : the fault on the Bîrsa Fierului Valley (directional) and the Bîrsa Fault (transversal) ; the latter is quite important for the preservation of the upper part of the geological structure in the eastern part of the Făgăraş massif.

<sup>1</sup> Reçue le 14 mai 1981, acceptée le 28 avril 1981, présentée à la séance du 29 mai 1981.

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



## 1. Introduction

La région des sources de la vallée de Bîrsa (monts Făgăraş) fait partie d'une aire plus grande qui représente au point de vue géologique la zone d'interférence des unités structurales de ces deux tronçons carpathiques : oriental et méridional. C'est pour cette raison que la corrélation des éléments stratigraphiques et structuraux de la région avec ceux des régions susmentionnées n'est pas encore élucidée. Pour mieux comprendre les problèmes qui y seront discutés, il est nécessaire de faire une courte présentation des principales données portant sur la stratigraphie et la structure de la région, connues jusqu'à présent.

Les premiers ouvrages, à caractère de référence pour la partie est du massif de Făgăraş, sont ceux de Schmidt (1930) qui sépare dans cette région quatre groupes de roches : série des micaschistes feldspathiques (= série de Leaota) ; zone du gneiss de Holbav (= série de Cumpăna) ; série de Ciuta (schistes, micaschistes, phyllites à intercalations de roches sédimentaires légèrement métamorphisées, considérées d'âge permotriasique) ; gneiss (série) de Strîmba. Manilici (1956) reprend, faisant quelques modifications insignifiantes, la détermination de Schmidt. Dimitrescu (1964) est le premier qui revoit l'image géologique de Schmidt, en séparant les formations cristallines, logées dans la série de Ciuta, des intercalations sédimentaires. Les schistes cristallins faiblement métamorphisés sont attribués par Dimitrescu à la série de Făgăraş, tandis que les roches sédimentaires sont séparées en deux étages stratigraphiques : inférieur, constitué de conglomérats quartzeux, probablement d'âge permowerfénien, et supérieur, formé des calcaires dolomitiques et des brèches calcaires, considérées anisiennes. Il envisage le cristallin de Strîmba en tant que soubassement de Cumpăna affleurant de dessous la série de Făgăraş dans un anticlinal. L'axe structural des monts Făgăraş se trouverait dans la série de Cumpăna, qui constitue un grand anticlinorium à direction approximativement est-ouest. Savu et Schuster (1971) considèrent que l'actuelle structure de la partie est du Făgăraş est redéivable à la superposition de deux directions principales de plissement : l'une parallèle à l'axe structural de la chaîne et l'autre presque transversale sur celle-là. Săndulescu (1976) réalise une première corrélation structurale des Carpathes Orientales avec les Carpathes Méridionales, en séparant dans la région plusieurs unités tectoniques mésocrétacées. Gheuca (in Heredea et al., 1980) fait quelques observations à caractère préliminaire, en signalant, dans la région des sources de la vallée de Bîrsa, l'existence de quatre unités tectoniques, corrélables à celles de Săndulescu (1976). Kräutner et al. (1978) reconnaissent dans la région trois unités tectoniques importantes : unité de Leaota, unité de Făgăraş et nappe de Strîmba, au-dessous de la dernière en séparant l'écailler de Bîrsa Fierului.

## 2. Unités tectoniques et leur contenu stratigraphique

Les unités tectoniques, observées dans notre région, se parallélisent en grandes lignes aux unités reconnues par Săndulescu (1978) et Kräutner et al. (1978) dans la partie est des monts Făgăraş, ainsi qu'à



celles signalées par Gheuca (in Heredea et al., 1980) dans la région des sources de la vallée de Bîrsa.

Ces unités diffèrent autant par le contenu stratigraphique du cristallin, à chaque unité correspondant une série cristalline métamorphisée en différentes conditions de faciès, que par la composition et le faciès des formations de la couverture sédimentaire.

Mentionnons que les dénominations données par nous à ces unités tectoniques qu'aux séries cristallines composantes ont, avec quelques exceptions, un caractère strictement local déterminé par le stade préliminaire de nos recherches.

### 2.1. Unité de Leaota (*Kräutner et al.*, 1978)

Nous comprenons sous ce nom l'unité tectonique comportant au sud de notre région le cristallin de Leaota. De ce cristallin n'y est représenté que le complexe de Voinești-Păpușa qui débute en aval du confluent de la vallée de Bîrsa lui Bucur avec la vallée de Ciuma (pl.). Le complexe est constitué d'une succession de micaschistes et paragneiss à niveaux de gneiss amphiboliques et d'amphibolites. Le degré de métamorphisme du complexe atteint le niveau du faciès des amphibolites à almandin, zone à staurotide et disthène, accompagné de migmatisations.

### 2.2. Unité de gneiss de Cumpăna-Holbav

Par sa position plus interne, voire plus vers le nord, cette unité est supérieure à l'unité de Leaota qui présenterait les mêmes relations tectoniques de charriage le long d'une ligne de chevauchement dénommée par Dimitrescu (1964) et Săndulescu (1976) „ligne du Holbav“. Elle est délimitée à la partie supérieure par le plan de charriage de l'unité de Bîrsa lui Bucur. L'unité est représentée par des formations cristallines appartenant à la série de Cumpăna, des formations métamorphisées dans le faciès des amphibolites à almandin, zone à staurotide et disthène, accompagné de migmatisations.

2.2.1. Série de Cumpăna. Elle est formée d'un complexe caractéristique de gneiss oeillés, à la partie inférieure, et d'un complexe de micaschistes et paragneiss phanéroblastiques à grenat, intercalations d'amphibolites et gneiss oeillés laminés, à la partie supérieure. Les formations de cette série se développent à partir de la zone du confluent de la vallée de Bîrsa lui Bucur avec la vallée de Ciuma et se continuent vers l'est, au sud du contact, avec le granitoïde de Bîrsa Fierului, à travers le cours médian de la vallée à même nom.

### 2.3. Unité de Bîrsa lui Bucur

Le plan de l'unité de Bîrsa lui Bucur est délimité par une zone de mylonites qui traverse le ruisseau de Bîrsa lui Bucur, le confluent de la vallée Rusească-vallée Crăiese, la source de la vallée de Secuiului et s'étend jusqu'à la zone de la source du ruisseau de Șutila et d'ici



jusqu'à la vallée de Bîrsa Fierului affectant la limite méridionale du corps de granitoïde. A la partie supérieure, la limite est marquée par le plan de charriage de l'unité de Bîrsa Fierului. L'unité est constituée des formations cristallines appartenant à la série de Făgăraș, en supportant une couverture sédimentaire permienne et crétacée inférieure.

**2.3.1. Série de Făgăraș.** Nous avons attribué à la série de Făgăraș (sensu Kräutner et al., 1978) toute la pile de métamorphites située entre le plan de l'unité de Bîrsa lui Bucur, à la partie inférieure, et le premier niveau de sédiments permiens, à la partie supérieure. La série a été définie par nous à partir des suivants caractères distinctifs : constitution principalement terrigène du matériel pré-métamorphe, absence des gneiss migmatiques, présence des niveaux de calcaires et d'une manière subordonnée des lentilles d'amphibolites. La série a subi un métamorphisme prograde dans le faciès des amphibolites à almandin, zone à disthène et staurotide. Attendu que la succession de cette série est délimitée par les plans de charriage des unités de Bîrsa lui Bucur et Bîrsa Fierului, elle ne peut être parallélisée pour le moment qu'avec la partie inférieure de la série de Făgăraș, rédéfinie par Kräutner et al. (1978) dans le reste du massif.

Les formations de cette série sont constituées d'une succession de micaschistes phanéroblastiques et paragneiss à grenat, staurotide et disthène, les derniers prédominant dans la partie supérieure de la succession. C'est toujours dans la partie supérieure de la pile de métamorphites, sur le ruisseau Bîrsa lui Bucur et Valea Ursului, qu'apparaissent, dans la masse des paragneiss et des micaschistes, deux niveaux de calcaires blancs : l'un supérieur, d'environ 70 m de puissance et l'autre inférieur, plus mince, de presque 10 m de puissance. Autant entre eux, qu'au-dessous d'eux, sur de petites distances, apparaissent renfermer tectoniquement de nombreuses écailles de blocs cassés et de lentilles métriques des mêmes calcaires. Au-dessus des niveaux de calcaires, les processus dynamiques ont une intensité plus grande aux environs du plan de l'unité immédiatement supérieur de Bîrsa Fierului. Ainsi, les paragneiss et les micaschistes de cette partie sont milonitisés et phyllonitisés sur des épaisseurs de 200—300 m. Ces milonites présentent quelques caractères spécifiques qui les distinguent des autres milonites rencontrées en région : prépondérance du matériel quartzo-feldspathique, coloration jaunâtre-rougeâtre et séparation en surfaces planes-parallèles sur lesquelles sont étirés des minéraux micacés, surtout la muscovite et la sérécite. Nous considérons que cette coloration peut être tant le résultat d'une altération permienne, hypothèse exprimée aussi par Gheuca (in Heredea et al., 1980) que d'une déferrisation de la biotite au cours des processus dynamiques qui ont engendré des milonites.

Dans ce contexte tectonique, des niveaux de calcaires sont considérés en tant qu'écailles produits en face de l'unité surjacente, durant son charriage sur l'unité de Bîrsa lui Bucur.

**2.3.2. Couverture sédimentaire.** Elle se dispose au-dessous du plan de l'unité de Bîrsa Fierului d'une manière discontinue. Elle a des puissances variables de 10 à 150 m. Quant à l'âge de ces dépôts et de



ceux similaires de la région, les opinions diffèrent : Schmidt (1930), Manilici (1956), Dimitrescu (1964) les considèrent permo-triasiques, Săndulescu (1976) les attribue l'âge permien et aptien, Dimitrescu et al. (1974) l'âge permien et barrémien, âge adopté également par nous dans le présent article.

a) Le Permien, développé surtout en faciès caractéristique de Verrucano, est représenté par des conglomérats et microconglomérats polymictiques rouge-violacés et gris, aussi bien que par des grès micacés rougeâtres. Il apparaît discontinu tant dans la crête Fața lui Ilie, à partir des sources de Valea Ursului jusqu'à la source de Pîrîul cu Troci que dans la semi-fenêtre de Bîrsa Fierului : sur le ruisseau Pîrîul cu Troci, le ruisseau Ciorogarul, le ruisseau Iuzii et le ruisseau Bolovanul.

b) Le Barrémien est représenté par des calcaires blanc-café à diaclases à calcite, qui à la partie inférieure comportent un niveau mince de brèches calcaires à éléments angulaires et arrondis de calcaires, quartz et schistes cristallins. Il apparaît aussi discontinu dans la vallée de Bîrsa Fierului, le ruisseau Ruginii et sur le premier affluent de droite du ruisseau Bolovanul.

#### 2.4. Unité de Bîrsa Fierului

Le plan de cette unité est défini par le chevauchement par dessus la couverture permo-barrémienne appartenant à l'unité de Bîrsa lui Bucur. Là où le sédimentaire manque, le plan peut être mis en évidence par la discordance angulaire et de métamorphisme entre ces deux séries qui viennent en contact.

Par conséquent, la zone de contact est matérialisée par un paquet de paragneiss chloriteux, verts, rétromorphes, à foliation de lamination plane-parallèle, dissemblables comme faciès de paragneiss milonitisés de la série de Fâgăraș. A la partie supérieure, l'unité est limitée par le plan de charriage de l'unité de Strîmba. Elle comporte deux étages structuraux : l'un inférieur, cristallin, représenté par la série de Bîrsa Fierului et l'autre supérieur, constitué des formations sédimentaires permianes.

2.4.1. Série de Bîrsa Fierului. Dans la crête Fața lui Ilie et sur le versant gauche de la vallée Bîrsa Fierului affleure une séquence fortement rétromorphe et laminée par des paragneiss à biotite chloritisée qui diffère des autres métamorphites de la région par leur teinte verdâtre caractéristique. Les restes de biotite, incomplètement chloritisée, aussi bien que l'absence des autres minéraux index de la paragenèse suggèrent que le métamorphisme progressif de cette séquence a eu lieu dans le domaine de P-T des schistes verts, au niveau de la zone à biotite, parfois pouvant atteindre même l'isograde du grenat. On reconnaît dans la séquence des niveaux discontinus de schistes et micaschistes  $\pm$  biotite, ainsi que des lentilles à développement local de gneiss blancs laminés. Antérieurement, cette séquence rétromorphe a été attribuée soit à la partie supérieure de la série de Fâgăraș (zones de Vemeșoaia et Poiana Neamțului, Dimitrescu, 1963), soit à toute la série, conformément à une nouvelle rédéfinition de la série faite par Dimitrescu (1964) qui



admettait les zones de Valea Satului-Porcești et de Poiana Neamțului. A remarquer que sur la carte géologique à 1:200.000 — feuille de Brașov (Patrulius et al., 1967), à la place de cette série, sur le versant gauche de Bîrsa Fierului, apparaît figuré un Carbonifère situé entre deux bandes de Permien.

**2.4.2. Couverture sédimentaire de l'unité de Bîrsa Fierului.** Elle se dispose au-dessous du plan de l'unité de Strîmba et elle est constituée de dépôts permiens en faciès conglomératique-gréseux gris. Il se différencie du sédimentaire de l'unité de Bîrsa lui Bucur par l'absence du faciès de Verrucano du Permien, par l'absence du Crétacé inférieur et par l'apparition dans la constitution des conglomérats des éléments remaniés de granitoïde de Bîrsa Fierului. Il présente le même caractère discontinu et de grandes variations de l'épaisseur sur direction (20 à 200 m). Il affleure dans le versant sud de Muchia Lungă, à partir des sources du ruisseau Nomaia à l'ouest jusqu'aux sources de la vallée Morișoara à l'est. Toute la pile sédimentaire est affectée par des laminations et milonitisations, parfois très intenses.

### 2.5. Unité de Strîmba (= nappe de Strîmba, Kräutner et al., 1978)

Cette unité représente, dans le cadre de l'échafaudage structural de la région, l'unité tectonique supérieure. Elle apparaît rien que dans le nord de la région, la crête Muchia Lungă-Plaiul Nomaia, étant constituée du cristallin de la série de Strîmba.

**2.5.1. Série de Strîmba.** Nous avons maintenu cette dénomination donnée par Schmidt (1930) pour la pile de métamorphites qui chevauche, dans le versant sud de Muchia Lungă, la couverture sédimentaire de l'unité de Bîrsa Fierului. La série comporte des micaschistes et paragneiss à biotite fine et à grenat. A la partie inférieure de la série et fréquemment sur le plan de charriage de l'unité apparaît un niveau caractéristique de gneiss laminés, à microcline, dénommé par Schmidt „gneiss de Strîmba“. La série est partiellement rétromorphisée, le phénomène se traduisant par la chloritisation incipiente du biotite et du grenat. Il en résulte donc que le métamorphisme progressif de la série serait produit au niveau du faciès des amphibolites à almandin.

### 2.6. Roches magmatiques

Il faut mentionner dès le début que les roches magmatiques rencontrées dans cette région n'ont pas été envisagées dans le présent article, elles étant analysées seulement dans le cas où ces roches ont participé à des processus tectogénétiques produits en région. C'est ainsi que nous avons séparé des magmatites préalpines (granitoïde de Bîrsa Fierului) et des magmatites alpines (lamprophyres).

**2.6.1. Granitoïde de Bîrsa Fierului.** Nos observations récentes portant sur le corps de granitoïdes de Bîrsa Fierului nous ont mené à des conclusions différentes de celles exprimées jusqu'à présent.



a) Le corps de granitoïdes est situé au contact entre deux unités tectoniques : unité des gneiss de Cumpăna-Holbav et unité de Bîrsa lui Bucur.

b) Le granitoïde est affecté par des phénomènes de laminage et milonitisation autant au contact avec les roches cristallines que dans son intérieur. Les laminages présentent un parallélisme évident avec la foliation de laminage observée chez les schistes cristallins environnants. Le phénomène de laminage est aussi accompagné par la chloritisation de la biotite sur ces plans. Les processus dynamiques se caractérisent par une gradation évidente, leur intensité augmentant au fur et à mesure qu'on approche de l'élément tectonique perturbateur. On passe ainsi d'un granitoïde fissuré à des cataclasites, des brèches et finalement des milonites, par destruction totale de la structure et transformation de la roche dans une masse noirâtre constituée des minéraux argileux et des minéraux opaques.

c) L'allure de détail du corps de granitoïdes ne ressemble pas à l'image cartographique figurée sur les cartes géologiques connues. La différence réside dans le fait qu'à l'intérieur du corps apparaît un bon nombre de plans de discontinuité tectonique, renfermant de grandes lames de cristalin (pl.). Cet état de choses suggère que le corps de granitoïdes, déjà consolidés, est impliqué aux mouvements tectoniques qui ont déterminé le charriage de l'unité de Bîrsa lui Bucur sur l'unité des gneiss de Cumpăna-Holbav. Les mouvements ont généré dans la masse du granitoïde de nombreux chevauchements et écaillements ayant des positions légèrement parallèles à l'orientation du plan de charriage respectif.

d) L'âge du granitoïde est antépermien ; nous le supposons en nous basant sur le fait que le granitoïde apparaît remanié dans les conglomérats permiens de la couverture de l'unité de Bîrsa Fierului. Récemment, Savu et al. (1981) considèrent, vu des données pétrochimiques, que ce granitoïde appartient à la même province magmatique liasique tout comme les lamprophyres de la région.

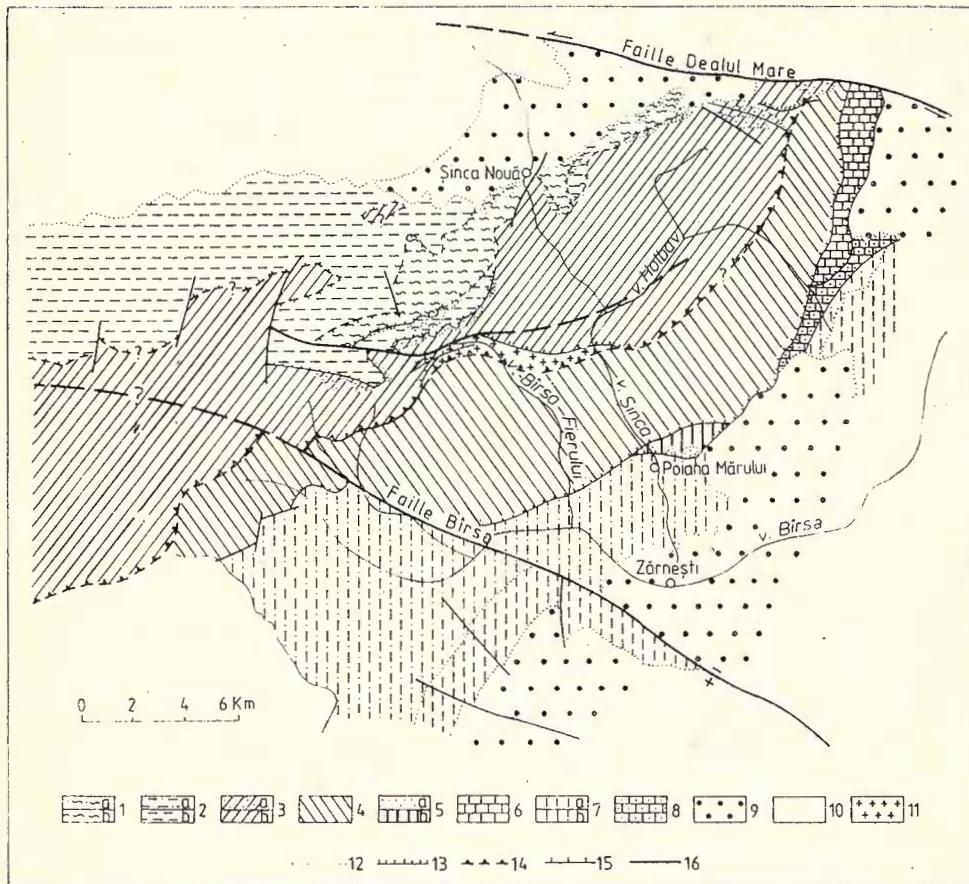
**2.6.2. Lamprophyres.** Ils constituent une suite de roches filonniennes à grande distribution dans la région. Parmi elles prédominent les camptonites, les diabases, les bostonites et les siénites. Leur âge a été considéré soit liasique (Manilici, Vilceanu, 1963 ; Savu et al., 1981), soit sénonien (Micu, 1970). Les filons de lamprophyres sont disposés généralement sur des alignements orientés NE—SO, en suggérant de cette façon leur évolution le long des fractures directionnelles majeures. Les autres, qui n'ont pas cette orientation, se sont mis en place, probablement, sur des fractures d'appui du système principal. On remarque, autant dans notre région, mais surtout en delà d'elle, vers l'est (Micu, 1970), un accroissement brusque de la densité des filons de lamprophyres le long d'une ceinture qui se développerait dans le prolongement nord-est du corps de granitoïdes, sur la direction de la vallée de Holbav.

### 3. Tectonique disjonctive

Les éléments tectoniques séparés par nous dans la région, excepté les plans de charriage, sont des failles directionnelles et des failles transversales. Du premier système fait partie une faille importante qui



poursuit presque le cours de la vallée de Bîrsa Fierului entre Plaiul Nomai și le ruisseau Bolovanul, se continuant ensuite, supposons-nous, sur la direction de la vallée de Holbav. Cette faille produit un abaissement d'à peu près 300 m du compartiment nord, en mettant en contact tant des séries que des unités tectoniques différentes (pl., fig.). En même temps elle affecte partiellement la limite septentrionale du



Esquisse tectonique de la région de Holbav-sources de la vallée de Bîrsa.  
 Unité de Strîmba : 1, couverture sédimentaire : Trias-Crétacé inférieur (a); cristallin : série de Strîmba (b). Unité de Bîrsa Fierului : 2, couverture sédimentaire : Permien (a); cristallin : série de Bîrsa Fierului (b). Unité de Bîrsa lui Bucur : 3, couverture sédimentaire : Permien, Trias, Crétacé inférieur (a); cristallin : série de Făgăraș (b). Unité des gneiss de Cumpăna-Holbav : 4, cristallin : série de Cumpăna. Ecaille de Poiana Mărului : 5, couverture sédimentaire : Trias (a); cristallin : série de Cumpăna (b). Ecaille de Măgura Codlei : 6, sédimentaire : Jurassique. Unité de Brașov-Dâmbovicioara : 7, couverture sédimentaire : Permien-Aptien supérieur (a); cristallin de Leaota, Iezer-Păpușa, Vulcan (b). Unité de Holbav : 8, sédimentaire : Jurassique-Crétacé inférieur. Couverture post-tectonique : 9, Crétacé supérieur; 10, dépressions; 11, granitoïdes de Bîrsa Fierului; 12, limite de transgression; 13, plan de charriage alpin; 14, plan de charriage préalpin; 15, écaille; 16, faille. Matériaux employés et réinterprétés par des auteurs : feuilles géologiques à 1 : 200.000 Brașov (1967), 1 : 50.000 Bîrsa Fierului (1974), Zărnești (1972), Codlea (1972); données de corrélation régionale selon Săndulescu (1976).

corps de granitoïdes. L'une des failles transversales les plus importantes, probablement d'ordre régional, est la faille observée par Săndulescu et al. (1972 b) au sud-ouest de Zărneşti. Cette faille, dénommée par nous „faille de Birsa“ met en contact les dépôts jurassiques de Piatra Craiului avec ceux de la couverture post-tectonique, crétacée supérieure du bassin de la vallée de Birsa. Plus vers le nord-ouest, nous avons rencontré le trajet de la faille dans la zone de confluent de la vallée de Ciuma avec la vallée de Birsa lui Bucur, où elle met en contact l'unité des gneiss de Cumpăna-Holbav avec l'unité de Leaota. A en juger selon l'âge et la puissance des formations sédimentaires mises en contact, il en résulte un abaissement de presque 2 000 m du compartiment est de la faille. Ce fait explique la conservation dans le secteur oriental des monts Făgăraş de la partie supérieure de la structure du cristallin et le manque de celle-ci dans le secteur occidental. On remarque aussi le parallélisme de cette faille avec la faille de Dealul Mare (Săndulescu, 1967), recte la terminaison orientale de la faille sud-transylvaine. L'idée que la formation de la faille sud-transylvaine a été facilitée d'une ancienne faille transformante (Săndulescu, 1980) suggère l'importance particulière que la faille de Birsa a eu pendant l'achevèvement de l'actuelle structure de la partie est du Făgăraş.

#### 4. Corrélation régionale des unités tectoniques

L'analyse des possibilités de corrélation des unités tectoniques de la région des sources de la vallée de Birsa avec celles de toute la partie est des monts Făgăraş représente un problème assez difficile. Quoique cette corrélation paraisse prématuée, elle est en fait absolument nécessaire pour saisir l'importance, au point de vue régional, des éléments tectoniques rencontrés dans une région moins étendue comme celle des sources de la vallée de Birsa. En analysant sur plan régional la continuité des éléments respectifs, nous avons observé qu'elles apparaissent aussi à l'est de la vallée de Șinca, tel qu'on résulte autant de l'interprétation des données figurées sur les feuilles géologiques à 1:50.000 Zărneşti (Săndulescu et al., 1972 b), Codlea (Săndulescu et al., 1972 a) et à 1:200.000 Braşov (Patrulius et al., 1967), que de l'esquisse tectonique élaborée par Săndulescu (1976) pour la partie interne de la courbure des Carpathes. Ainsi (fig.) :

a) l'unité de Strîmba se continue vers le nord-est, s'affaissant au nord de Șinca Nouă sous des dépôts de la couverture post-tectonique, en conservant les dépôts permiens au-dessous de son plan. Immédiatement à l'ouest et à l'est de Șinca Nouă, apparaît également l'étage structural supérieur, représenté par des dépôts triasiques et crétacés inférieurs ;

b) l'unité de Birsa Fierului apparaît dans un seul point, à l'est de Șinca Nouă, dans la même position tectonique que dans notre région. Elle est représentée tant par l'étage cristallin (série de Birsa Fierului) tel qu'on résulte de la feuille géologique à 1:200.000 Braşov (Patrulius et al., 1967) que par l'étage sédimentaire permien figuré sur la feuille à 1:50.000 Codlea (Săndulescu et al., 1972 a). Si nous accordons la même valeur tectonique à la limite de la série de Făgăraş, figurée sur



la feuille à 1:200.000 Brașov (Patrulius et al., 1967), tout comme dans notre région, il s'ensuit que le développement de l'unité de Bîrsa Fierului au nord de cette région est possible.

c) la continuité du plan de l'unité de Bîrsa lui Bucur jusqu'au nord de la vallée de Holbav est donnée par l'allure de la limite supérieure du complexe des gneiss de Cumpăna-Holbav, limite qui y supporte transgressivement les dépôts aptiens de la couverture de digitation de Șinca (Sândulescu, 1976).

Vers le nord, longeant ce plan, s'inscrit également la faille de chevauchement figurée sur la feuille à 1:50.000 Codlea (Sândulescu et al., 1972 a), à l'est du confluent de Valea Lupului avec la vallée du Holbav. Le blocage du mouvement le long de ce plan, avant l'Aptien, que l'absence de certains sédiments au-dessous du plan de charriage pourraient mettre en évidence, par similitude avec quelques charriages des Carpathes Orientales, l'idée que le plan respectif est préalpin.

Il en résulte, vu ce contexte structural, que l'unité de Făgăraș (Kräutner et al., 1978) serait constituée en réalité de deux unités alpines (unité des gneiss de Cumpăna-Holbav et unité de Bîrsa Fierului) et une unité préalpine (unité de Bîrsa lui Bucur).

Etant donné les éléments de corrélation structurale des Carpathes Orientales avec les Carpathes Méridionales (Sândulescu, 1976), on peut conclure pour notre région :

a) la corrélation peut être considérée satisfaisante au niveau des faciès des couvertures sédimentaires des unités tectoniques, mais il est difficile à corrélérer des étages structuraux cristallins en ce qui concerne leur contenu structural ;

b) certaines difficultés de corrélation sont redatables au fait qu'on a séparé récemment dans la constitution des unités tectoniques présentées par Sândulescu (1976) des unités tectoniques nouvelles. C'est le cas du „lambeau de recouvrement de Bîrsa Fierului“, où nous avons reconnu deux unités tectoniques alpines : unité de Strîmba et unité de Bîrsa Fierului ainsi que le cas de la „digitation de Șinca“ constituée effectivement par deux unités : unité de Bîrsa lui Bucur, probablement préalpine et unité des gneiss de Cumpăna-Holbav, alpine.

En raison du faciès des couvertures sédimentaires et de la position de ces unités dans l'échafaudage structural de la région, on peut faire les suivantes correspondances avec les nappes connues dans les Carpathes Orientales (tabl.) :

- unités de Strîmba et de Bîrsa Fierului appartiendraient à la nappe bucovinienne ;

- unité de Bîrsa lui Bucur et unité des gneiss de Cumpăna-Holbav constituerait la nappe sub-bucovinienne ;

- unité de Leaota représenterait les nappes infrabucoviniennes. En ce qui concerne la possibilité de corrélation lithostratigraphique des étages structuraux cristallins des unités tectoniques de la région avec ceux des Carpathes Orientales, il s'ensuit que :

- la série de Făgăraș présente des successions lithostratigraphiques et un degré de métamorphisme similaire à la série de Rebra ;



## TABLEAU

*Possibilités de corrélation des unités tectoniques de la région des sources de la vallée de Bîrsa avec celles des Carpates Orientales et Méridionales*

Unités tectoniques reconnues	Partie interne de la courbure des Carpathes (selon Săndulescu, 1976)	Parallélisations		
		selon Săndulescu		selon Nedelcu Anton
		1976	1980	
Région des sources de la vallée de Bîrsa (selon Nedelcu, Anton)	Lambeau de recouvrement Bîrsa Fierului : Couverture sédimentaire Permien Série de Bîrsa Fierului	Nappe bucoviennienne	Nappe supragélique	Nappe bucoviennienne
Unité de Bîrsa lui Bucur : Couverture sédimentaire : Permien, Barrémien Série de Făgărăş	Digitation de Şinca : Couverture sédimentaire : Permien, Séisien, Campilien(?) – Anisien, Urgo-Aptien Séries de Cumpăna et de Făgărăş	Nappe sub-bucoviennienne	Nappe sub-bucoviennienne	Nappe sub-bucoviennienne
Unité des gneiss de Cumpăna-Holbav : Série de Cumpăna		Nappe gélique		
Unité de Leaota : Complexe de Voineşti-Păpuşa	Unité de Braşov–Dîmbovicioara : Couverture sédimentaire : Permien, Séisien, Trias moyen, Ladinien, Jurassique, Néocomien-Aptien inférieur, Aptien supérieur Cristallin de Leaota, Iezer-Păpuşa, Vulcan	Nappes infra-bucoviennes	Nappe supragélique	Nappes infra-bucoviennes

— la série de Cumpăna, où sont renfermés les gneiss de Cumpăna-Holbav, peut être corrélée à la série de Bretila ;

— la série de Bîrsa Fierului et la série de Strîmba comportent, pour le moment, des successions incomplètes pour nous permettre de faire une corrélation satisfaisante.

### 5. Conclusions

Nous considérons que le présent article apporte de nouvelles données significatives sur la tectonique de la partie est du massif de Făgărăş.

Dans la région des sources de la vallée de Bîrsa, nous avons séparé plusieurs unités tectoniques à contenu stratigraphique différent. De bas en haut, celles-ci sont :

1. unité des gneiss de Cumpăna-Holbav contient des formations cristallines appartenant à la série de Cumpăna ; métamorphisées prograde en faciès des amphibolites à almandin, zone à staurotide et dis-thène, accompagné de migmatisations ;



2. unité de Bîrsa lui Bucur contient des formations cristallines, métamorphisées en faciès des amphibolites à almandin, zone à staurotide et disthène (série de Făgăraș) et une couverture sédimentaire permienne et barrémienne ;

3. unité de Bîrsa Fierului, constituée des formations cristallines appartenant à la série de Bîrsa Fierului (métamorphisme en faciès des schistes verts, zone à biotite, rétromorphisme dans la zone du chlorite) et formations sédimentaires de couverture, permianes ;

4. unité de Strîmba, formée du cristallin de la série de Strîmba (métamorphisme en faciès des amphibolites à almandin, zone à almandin ; par endroits, rétromorphisme au niveau de la zone à chlorite).

Les plans de charriage de ces unités ont été définis à partir des suivants éléments :

- présence des dépôts sédimentaires au-dessous des plans ;
- découverte des phénomènes de métamorphisme dynamique alpin (parfois voire préalpin) situés au contact des unités respectives : laminations et milonitisations qui ont affecté dans la même mesure aussi bien les roches cristallines que les dépôts sédimentaires de couverture. Les mêmes phénomènes ont impliqué, probablement, le corps de granitoïdes de Bîrsa Fierului ainsi que les niveaux supérieurs de calcaires de la série de Bîrsa lui Bucur, dans une série de chevauchements locaux à caractère d'écaillles.

Les corrélations régionales proposées par Săndulescu (1976, 1980) nous permettent de faire les suivantes parallélisations possibles des unités tectoniques de la région avec les nappes centrales est-carpathiques :

- les unités de Strîmba et de Bîrsa Fierului représenteraient la nappe bucovinienne ;
- les unités de Bîrsa lui Bucur et les gneiss de Cumpăna-Holbav seraient l'équivalent de la nappe sub-bucovinienne ;
- l'unité de Leaota correspondrait aux nappes infrabucoviniennes.

Les unités tectoniques de la région sont constituées d'une seule série cristalline. Elles sont en fait des nappes de charriage du deuxième degré, de cisaillement. L'âge de ces charriages est alpin (mésocrétacé), excepté l'unité de Bîrsa lui Bucur, considérée préalpine, étant la seule dépourvue de sédiments au-dessous du plan de chevauchement.

La structure en nappes de charriage de ce territoire est compliquée également par l'existence de deux systèmes de fracture : directionnel et transversal. Au premier système appartient la faille de Bîrsa Fierului qui abaisse le compartiment nord de presque 300 m. Du deuxième système fait partie la faille de Bîrsa qui produit un abaissement du compartiment est de presque 2 000 m, en menant à la conservation dans le secteur est du massif de Făgăraș de la partie supérieure de la structure du cristallin. Le parallélisme avec la faille de Dealul Mare, considérée comme générée par la réactivation d'une ancienne faille



transformante (Săndulescu, 1980), révèle l'idée que la faille de Bîrsa a joué un rôle important dans la définitivation de l'actuelle structure du secteur est de Făgăraş.

## BIBLIOGRAPHIE

- Dimitrescu R. (1963) Structura părții centrale a Munților Făgărașului. *Congr. V, Asoc. Geol. Carp.-Balc.*, II, București.
- (1964) Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș. *An. Com. geol.*, XXXIII, p. 153—212, București.
  - Popescu I., Schuster A. C. (1974) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50.000, Foaia Bîrsa Fierului. Inst. geol. geofiz., București.
- Heredea N., Rădulescu F., Gheuca I., Ardelean P. (1980) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Kräutner H. G., Maier O., Stan N., Berza T., Măruntu M., Hîrtopan I., Hann H., Gheuca I., Mînzatu S., Lemne M., Vîjdea E., Tănăsescu A., Romanescu O., Ionescu F., Popescu-Brădet L. (1978) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Manilici V. (1956) Studiu petrografic al rocilor eruptive mezozoice din reg. Poiana Mărului-Șinca Nouă. *An. Com. geol.*, XXIX, p. 5—76, București.
- Vilceanu P. (1963) Contribuții la studiul rocilor eruptive din bazinul Codlea. *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V, 1961*, II, p. 119—122, București.
- Micu C. (1970) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Patrulius D., Dimitrescu R., Codarcea-Dessila M., Gherasi N., Săndulescu M., Popescu I., Popa E., Bandrabur T. (1967) Harta geologică a R. S. România sc. 1 : 200.000, Foaia Brașov, Inst. geol. geofiz., București.
- Savu H., Schuster A. (1971) Structura și petrologia șisturilor cristaline din regiunea Șinca Nouă-Holbav (Munții Făgăraș). *D. S. Inst. geol.*, LVII, p. 89—114, București.
- Neacșu V., Bratosin I. (1984) Petrological and geochemical study of the vein rocks in the Șinca Nouă-Poiana Mărului-Holbav area (Făgăraș Mts.). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVIII/1, București.
- Săndulescu M. (1967) La structure géologique des terrains mésozoïques de l'extérieur du massif cristallin du Făgăraș. *D. S. Com. Geol.*, LII/2, București.
- (1976) La corrélation structurale du tronçon oriental avec celui méridional des Carpates Roumaines. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/5, p. 177—194, București.
  - (1980) Analyse géotectonique des chaînes alpines autour de la Mer Noire occidentale. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVI, p. 5—54, București.
  - Săndulescu J., Schuster A., Bandrabur T. (1972 a) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50.000, Foaia Codlea. Inst. geol. geofiz., București.
  - Popescu I., Săndulescu J., Mihăilescu N., Schuster A. (1972 b) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50.000, Foaia Zărnești. Inst. geol. geofiz., București.
- Schmidt O. (1930) Cercetări geologice în ramificațiile nord-estice ale Munților Făgăraș. *D. S. Inst. geol. Rom.*, XV, p. 15—20, București.



### QUESTIONS

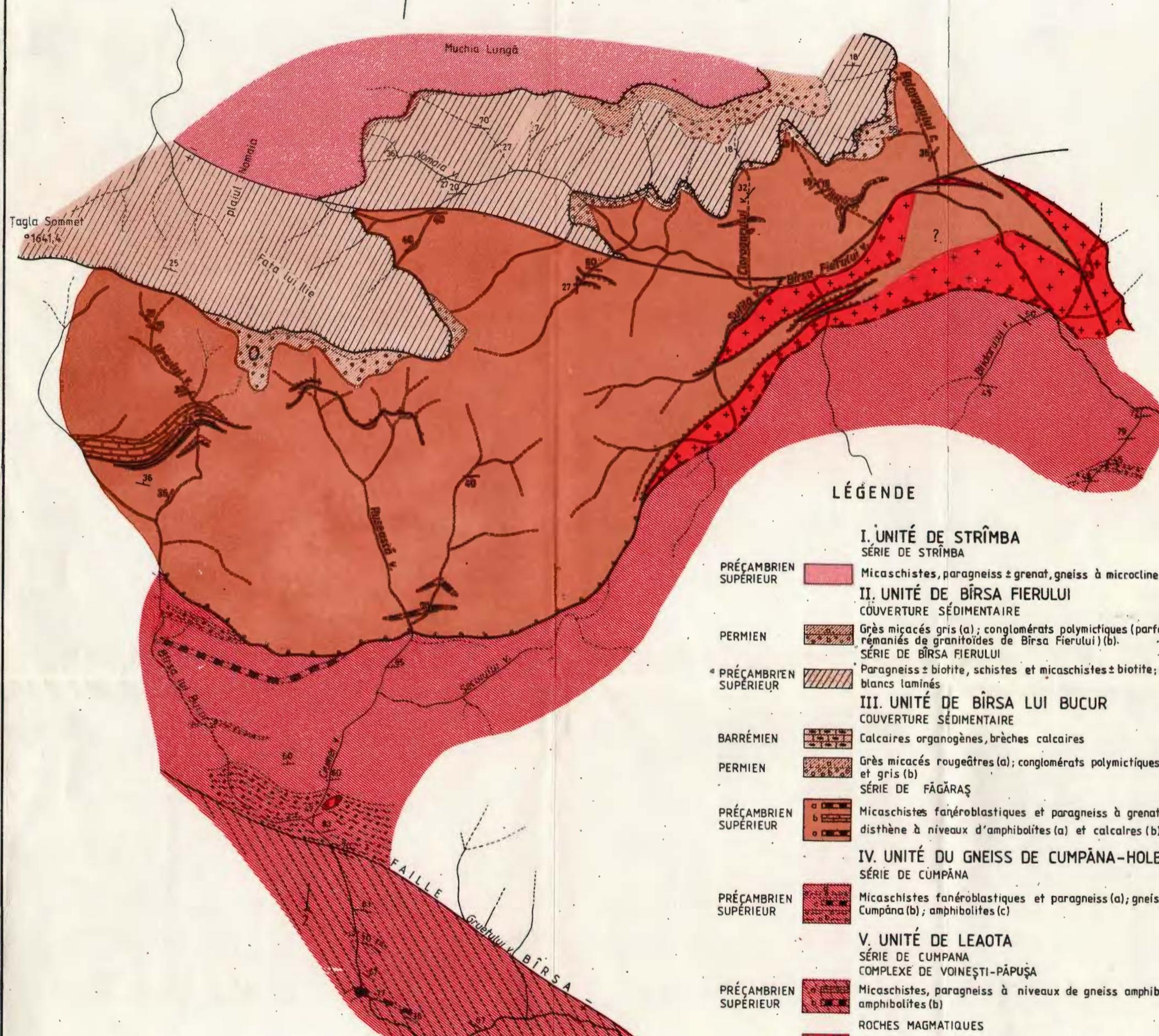
G. Udubaşa : Comment pourrait-on considérer les roches granitoïdes par rapport aux métamorphites insérées dans la nappe de Bîrsa lui Bucur (syn- ou postcinématiques) ?

Réponse : La position des granitoïdes, renfermées au contact de deux unités tectoniques, respectivement l'unité des gneiss de Cumpăna-Holbav et l'unité de Bîrsa lui Bucur, rend pour le moment impossible leur considération pour syn- ou postcinématique vis-à-vis des métamorphites de la série de Făgărăş dans le cadre de l'unité de Bîrsa lui Bucur.

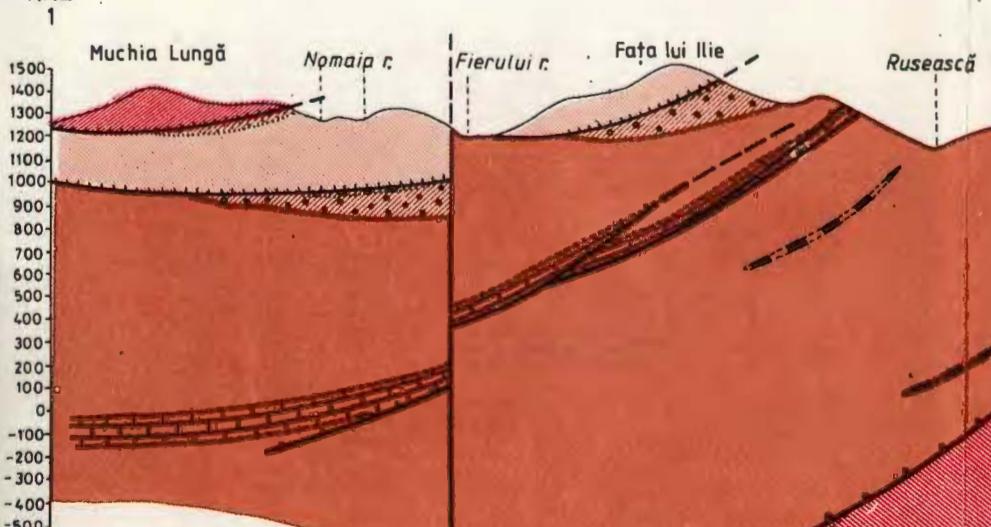


## CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DES SOURCES DE LA VALLÉE DE BÎRSA

0 0,5 1km

Fâget Sommet  
°1412,5

NNE



## LÉGENDE

PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR	Micaschistes, paragneiss ± grenat, gneiss à microcline de Strîmba
II. UNITÉ DE BÎRSA FIERULUI COUVERTURE SÉDIMENTAIRE	Grès micacés gris (a); conglomérats polymictiques (parfois à éléments rémanés de granitoïdes de Bîrsa Fierului) (b).
III. UNITÉ DE BÎRSA LUI BUCUR COUVERTURE SÉDIMENTAIRE	Paragneiss ± biotite, schistes et micaschistes ± biotite; gneiss blancs laminés
IV. UNITÉ DU GNEISS DE CUMPĂNA-HOLBAV SÉRIE DE CUMPĂNA	Calcaires organogènes, brèches calcaires
V. UNITÉ DE LEOTA SÉRIE DE CUMPĂNA COMPLEXE DE VOINEȘTI-PÂPUȘA	Grès micacés rougeâtres (a); conglomérats polymictiques rouges et gris (b).
PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR	Micaschistes fanéroblastiques et paragneiss à grenat, staurolite, disthène à niveaux d'amphibolites (a) et calcaires (b).
ROCHES MAGMATIQUES	Granitoïdes de Bîrsa Fierului (a), granitoïdes (b).

Limité géologique

Limité de transgression

Plan de charriage alpin

Plan de charriage préalpin

Échelle

Faille

Bîrsa lui Bucur v.

SSV

2



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



Project 39 : Ophiolites of Continents and Comparable Oceanic Rocks

### REMARKS ON THE PETROLOGY, GEOCHEMISTRY AND TECTONICS OF THE GEOLOGICAL FORMATIONS OF THE PARÎNG MOUNTAINS CONCERNING ESPECIALLY THE DRĂGŞAN AMPHIBOLITE SERIES (SOUTH CARPATHIANS)<sup>1</sup>

BY

HARALAMBIE SAVU<sup>2</sup>, IRINA BRATOSIN<sup>2</sup>, VASILICA NEACŞU<sup>2</sup>

Petrology. Drăgșan amphibolites. Volcano-sedimentary series. Almandine amphibolites. Tholeiitic series. Ophiolites. Lainici-Păiuș Series. Drăgșan Series. Assyntic orogenesis. Hercynian orogenesis. Pre-Hercynian overthrust. South Carpathians. Crystalline Danubian Domain. Parîng Mountains.

#### Sommaire

Considérations sur la pétrologie, la géochimie et la tectonique des formations géologiques des Monts Parîng, notamment sur la série des amphibolites de Drăgșan (Carpathes Méridionales). On connaît dans la zone de l'autochtone danubien plusieurs séries métamorphiques. La série des amphibolites de Drăgșan est une série volcanogène-sédimentaire assyntique, métamorphisée dans les conditions du faciès des amphibolites à almandin. Elle est le résultat d'un nombre d'alternances de coulées de basaltes et de leurs tufs, à roches sédimentaires ; les amphibolites s'associent avec de petits corps de serpentinites. Leurs caractéristiques pétrochimiques et géochimiques indiquent la présence des roches de la série tholéitique, qui ont été contaminées pendant leur formation par apport sédimentaire et migmatique. La série de Lainici-Păiuș est terrigène et a été métamorphisée au niveau de la zone à almandin. Elle est traversée par les granitoïdes assyntiques de Reci. La série de Drăgșan chevauche la série de Lainici-Păiuș par un poussement à partir de l'ONO vers le SSE, durant les plissements assyntiques tardifs. Les formations paléozoïques, constituant la suprastructure de l'autochtone danubien, ont été métamorphisées au cours des mouvements hercyniens, au moment où les formations assyntiques de l'infrastructure ont été rétromorphisées.

<sup>1</sup> Received on May 5, 1981, accepted for communication and publication on May 9, 1981, presented at the Meeting of May 26, 1981.

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



## Introduction

On the occasion of the researches carried out by one of us in the period 1979—1980 in the western part of the Parîng Mountains for drawing out the Geological Map of Romania at the scale 1:50,000, sheet Schela, the relationship between the Drăgșan amphibolite Series and the Lainici-Păiuș Series was established. Both series were then investigated in petrologic respect, special attention being paid to the Drăgșan Series, which was also studied from the geochemical and genetic points of view. The results of these investigations were also mentioned in the geological reports of those years (Savu et al., 1980 ; 1981 a). The aim of this paper is to present the results of these investigations.

The region investigated covers the western and south-western parts of the Parîng Mountains, lying between the Jiu Valley to the west and the Polatiștea Valley to the north, the Sadu Valley to the south-east and the parallel of the Lainici Monastery to the south (Pl. I). The above-mentioned valleys have strongly eroded the region, a reason why almost continuous outcrops are to be found on some of them. The Jiu Valley is the most important in this respect ; in 1979 it allowed us to discover some plicative structures inverted towards south-south-east ; the correlations between these and other elements finally led us to a new conception on the tectonic relationships between the Drăgșan and Lainici-Păiuș Series.

The first systematic data on the geology of this region belong to Mrazec (1899), who dealt with the geology of the Jiu Valley.

There follow Manolescu's investigations (1937), who separates the Lainici-Păiuș Series of terrigenous character and the amphibolite complex consisting mainly of amphibolites. He finds that the contact between the two series is revealed by a very important fault ; later, in a synthetical report on the Precambrian formations of the South Carpathians belonging to Savu et al. (1977), Berza and Schuster name this fault the Virful lui Stan-Curmătura Oltețului Fault (see also Savu et al., 1978).

Paliuc (1937) also describes the rocks of the amphibolitic complex in the Parîng Mountains as well as the terrigenous rocks south of this complex and the granitoids on the Reci Peak.

In 1964 Pavelescu and his collaborators investigate the geological structure of the Jiu Valley, describing the two metamorphic series established by Manolescu and the fault separating them. Later, Pavelescu and Pavelescu (1970) are again concerned with the two metamorphic series — Lainici-Păiuș and Drăgșan (= the amphibolite complex, Manolescu, 1937), showing that they formed at the same time in the Archean-Precambrian geosyncline, but in different zones, so that there are interfingering relations between them.

Among the more recent investigations in the region, those carried out by Georgescu (1969 ; 1975), Georgescu and Dimofte (1971), Solomon et al. (1976) and Anton (1974 ; 1975) are worth mentioning.

In 1970, on the occasion of establishing the major virgation structure of the Danubian Autochthon, Savu also deals with this region, whose investigation is later resumed by him (Savu et al., 1972 b, 1976).



The investigated region is marked by the presence of Upper Precambrian formations making up the Assyntic infrastructure of the Danubian Autochthon and Paleozoic formations constituting the folded-Hercynian superstructure of this unit.

### Assyntic Formations

Two series of crystalline schists are known within the Assyntic infrastructure, in addition to which there are granitoid rocks, as follows : (1) the Drăgșan Series ; (2) the Lainici-Păiuș Series ; (3) the Assyntic granitoid rocks of the Reci Peak.

**1. Drăgșan Series.** This series develops in the northern part of the region. It is above all a volcano-sedimentary, metamorphosed series. It consists of numerous alternations of orthoamphibolites, amphibole gneisses (metagreywackes), micaceous paragneisses and quartz-feldspathic gneisses. These rocks include rare serpentinite and crystalline limestone lenticular intercalations. The formations of the Drăgșan Series — especially when the amphibolites alternate with amphibolic gneisses — make up horizons and levels with very characteristic banded texture, which can be observed in good outcrops, such as those on the Jiu Valley (Pl. II, Fig. 1).

The Drăgșan Series and the Lainici-Păiuș Series belong to the Assyntic cycle ; they were formed successively, partly concomitantly, during the Upper Precambrian B, according to the terminology used for the Geological map of the S.R.R. scale 1:50,000. These series originated in the oceanic zone that functioned during this period of time along the northern margin of the Moesian microplate, about the present place occupied by the South Carpathians. The Drăgșan Series is the first, beginning to form on the bottom of the Assyntic ocean (Savu et al., 1972 a). It is equivalent to the Măru amphibolite series (Savu et al., 1973 ; 1984) and to other Assyntic metamorphic series of the Danubian Autochthon (Savu et al., 1978 ; Schuster, 1972), such as the Ielova amphibolite series.

a) *Ultramafic rocks.* These rocks are represented by small serpentinite bodies of which one was found on the Polatiștea Valley and another towards the springs of the Sadu lui Sîn Valley, a tributary of the Sadu Valley. The rocks consist mainly of antigorite pseudomorphoses after olivine, a mass often showing a cellular texture, within which bastite pseudomorphoses, formed at the expense of an orthopyroxene, can be observed. Asbestos veinlets were also found in the body on the Polatiștea Valley, whose fibres reach 15 cm in length.

b) *Orthoamphibolites.* These rocks resulted from the metamorphism of some basaltic lavas or their tuffs and tuffites under the almandine amphibolite facies conditions (Turner, Verhoogen, 1960). They consist of plagioclase, amphibole, biotite, sometimes also almandine, a



TABLE 1  
*Chemical Composition of Amphibolites*

No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Sample	102 A	102 B	93	44	90	83	87	82	50	107	37	51	36	48	42
Rock type	Serpentinite	Serpentinite	Banded amphibolite	Banded amphibolite	Banded amphibolite	Amphibolite	Banded amphibolite	Amphibolite	Banded amphibolite						
Location	Poiana Valley	Poiana Valley	Jiu Valley	Jiu Valley	Jiu Valley	Jiu Valley	Jiu Valley	Jiu Valley	Jiu Valley	Jiu Valley	Poiana Valley	Jin Valley	Jiu Valley	Jiu Valley	Jiu Valley
SiO <sub>2</sub>	36.85	37.18	44.80	45.85	47.40	48.30	48.41	48.80	49.18	49.28	49.36	50.08	50.82	52.00	54.19
A <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.77	3.12	13.84	13.66	18.57	15.54	8.68	19.24	13.94	16.01	18.34	17.31	18.61	14.84	17.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.04	8.04	4.90	3.11	3.97	4.12	2.19	1.65	4.95	3.44	3.10	5.30	2.76	3.54	1.30
FeO	3.84	4.67	8.84	8.46	8.11	7.59	7.49	6.02	9.06	6.69	7.18	6.46	7.16	7.05	6.14
MnO	0.15	0.15	0.22	0.21	0.21	0.20	0.21	0.16	0.28	0.20	0.18	0.25	0.19	0.20	0.13
MgO	34.81	34.80	9.82	11.59	5.30	7.34	16.40	6.76	5.19	7.16	5.50	4.65	4.71	5.75	5.90
CaO	0.15	0.11	11.27	10.39	9.48	9.03	11.74	10.86	8.84	9.38	9.88	8.25	8.25	8.80	8.59
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.05	1.57	2.04	2.85	2.91	1.58	1.85	2.73	2.98	2.56	3.74	3.88	3.05	2.65
K <sub>2</sub> O	0	0	0.64	1.51	0.54	1.67	0.42	1.41	0.74	1.15	0.89	0.80	0.66	0.99	0.77
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.04	0.84	0.36	1.36	1.69	0.80	0.34	2.64	1.26	0.60	1.48	0.78	1.72	0.62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0.15	0.12	0.16	0.14	0.29	0.07	0.49	0.20	0.12	0.28	0.17	0.39	0.08
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	0.13	0.10	0.13	0.12	0.11	0.09	0.21	0.09	0.27	0.08	0.12	0.17	0.11	0.14	0.17
Fe(S)	0.11	0.09	0.11	0.10	0.09	0.08	0.18	0.08	0.23	0.07	0.10	0.15	0.09	0.12	0.15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	10.30	10.96	2.55	1.97	2.60	2.10	1.24	2.28	0.96	1.76	2.50	2.01	1.25	1.12	1.79
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total	99.26	99.31	99.68	99.49	100.75	100.80	100.02	99.61	99.50	99.66	100.43	100.93	99.44	99.71	99.58



little quartz and magnetite, in addition to epidote and chlorite, as secondary minerals. Plagioclase ( $An_{42-32}$ ) occurs as crystals with polysynthetic twins which have often undergone saussuritization phenomena.

Amphibole is a green-brown hornblende occurring as prismatic crystals with irregular margins, exhibiting the following optical properties :  $Ng = \text{green}$ ;  $Nm = \text{green-brownish}$ ;  $Np = \text{yellowish}$ ;  $c \wedge Ng = 23^\circ - 25^\circ$ . In places it is replaced by chlorite and epidote. Quartz and magnetite grains, sometimes associated with sphene also occur in these rocks. The following paragenesis is found in some rocks, including, in addition to plagioclase and amphibole, almandine as crystalloblasts with irregular margins :

Plagioclase-hornblende-almandine-quartz-magnetite-sphene.

The paragenesis reveals the metamorphism grade of the Drăgșan Series. The constant presence of chlorite and epidote in the amphibolites of the Drăgșan Series, within which almandine is often found, shows that they, like the other Assyntic formations, were subject to retromorphism processes (Pavelescu et al., 1964), partly determined by the Assyntic autoretromorphism phenomenon and partly by the Hercynian alloretnromorphism (Savu, 1970).

c) *Amphibolic gneisses (metagreywackes)*. These are more leucocratic rocks, consisting of plagioclase associated with quartz, a little amphibole and biotite, a reason why they are also known as plagiogneisses. Concerning their origin, the question arises whether they were formed of sedimentary rocks and tuffites or resulted by metamorphic differentiation processes, being influenced or not by migmatic solutions of granitoid nature.

d) *Micaceous paragneisses*. They show a schistous texture, like the other rocks, and consist prevailingly of quartz, feldspar and biotite lamellae, and possibly muscovite. The rocks of this sort are found as bands in amphibolites or the other mentioned gneisses, as can be seen on the Jiu Valley.

e) *Crystalline limestones*. In the zone of the Capra bridge the banded amphibolites of the Drăgșan Series are interbedded with boudines of crystalline limestones or silicate limestones, especially pyroxene (reaction skarns or "erlane") which are often folded, as one can observe on the left bank of the Jiu Valley, about 150 m downstream from the Capra bridge. The following paragenesis can be distinguished within these rocks :

1. calcite-clinopyroxene-sphene-quartz-feldspars
2. calcite-garnet-amphibole-clinopyroxene-sphene-quartz.

Manolescu (1937) and Pavelescu et al. (1964) assigned this horizon to the Lainici-Păiuș Series, a reason why they drew the tectonic line between the two series about 500 m farther north, in the zone of the Capra bridge, which was not real. As a matter of fact, other geologists concerned with this region (Georgescu, 1969) could not clearly draw this tectonic line either. We observe that the parageneses within limestones do not correspond to those in the Lainici-Păiuș Series with which



the horizon comes into tectonic contact, but they are in agreement with the metamorphism grade of the Drăgșan Series, which accounts for the belonging of this horizon to this series.

f) *Quartz-feldspathic gneisses.* They are leucocrate rocks, formed especially of feldspars and quartz and small amounts of biotite with which magnetite or ilmenite grains associate. In point of composition, these gneisses, which are rarely found, are supposed to represent acid tuffs, metamorphosed simultaneously with the other rocks of the Drăgșan Series.

Still we should mention that a lot of leucocrate bands within the amphibolites of the Drăgșan Series represent rocks of aplitic or pegmatoid character, determined by ascending granitoid solutions coming from depth or from the Păring granitoid massif (Savu et al., 1976). The latter, unlike the granitoid bodies in the south of the Danubian Autochthon, which are located in the area covered by the Lainici-Păiuș Series, crosses the Drăgșan amphibolite series in the Păring Mountains, immediately east of the eastern boundary of the adjoining map. For this reason, the granitoid solutions and the quartz-feldspathic injections, which circulated through this series, led to the formation of numerous migmatite types. In this way, there form stromatitic, lenticular and agmatitic arteritic migmatites (Savu et al., 1974).

g) *Petrochemistry of the Drăgșan Series.* The results of the chemical analyses of the most characteristic basic and ultramafic rocks in the region are presented in Table 1, which reveals several peculiarities of these rocks. The first two samples analysed are serpentinites, ultramafic rocks, their  $\text{SiO}_2$  content being low (36.85–38.18%), while the  $\text{MgO}$  content is very high (34.80%) in comparison with the other ophiolitic rocks in the region. The amphibolite samples were usually collected from the melanocrate-basic material from the zones with banded structure, characteristic of the Drăgșan Series as well as from some thicker and more homogeneous amphibolite intercalations.

In point of composition, the rocks of the Drăgșan Series resemble the series of basic unmetamorphosed rocks from the Alpine oceanic zones. Thus the various oxides range between the following limits:  $\text{SiO}_2 = 44.80–54.19\%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 8.68–19.24\%$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1.65–5.30\%$ ;  $\text{FeO} = 6.02–9.06\%$ ;  $\text{MgO} = 4.65–16.40\%$ ;  $\text{CaO} = 8.25–11.74\%$ ;  $\text{Na}_2\text{O} = 1.57–3.88\%$  and  $\text{K}_2\text{O} = 0.42–1.51\%$ . They differ from the Alpine series by the somewhat higher  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{K}_2\text{O}$  values, but there are also some differences as regards the content of some minor elements. Taking into account these data, it is obvious that most of the analysed amphibolites were contaminated by siliceous-aluminous materials. As we also showed in the report of 1981 (Savu et al., 1981) and in a recent paper on the Măru amphibolite series (Savu et al., 1984), the contamination phenomenon could manifest during a long process in the Precambrian ocean, since the formation of the basic eruptive rocks to their transformation into amphibolites, under the following conditions:

— During the volcanic activity, considering that the amphibolitic bands from the banded levels resulted from basic tuffs. When the tuffs



deposited on the ocean floor, they could also include argillitic minerals from the sea water.

— During the metamorphism, when the pile of crystallizing amphibolites was crossed by migmatic solutions carrying  $\text{SiO}_2$  and alkalies,

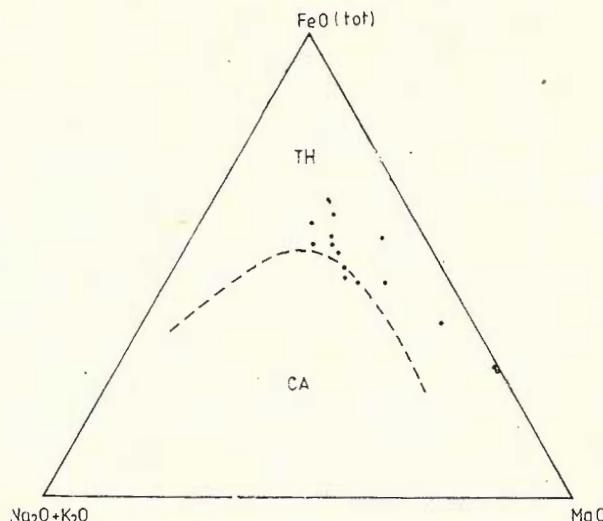


Fig. 1. — FeO (total) —  
MgO —  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$   
diagram.

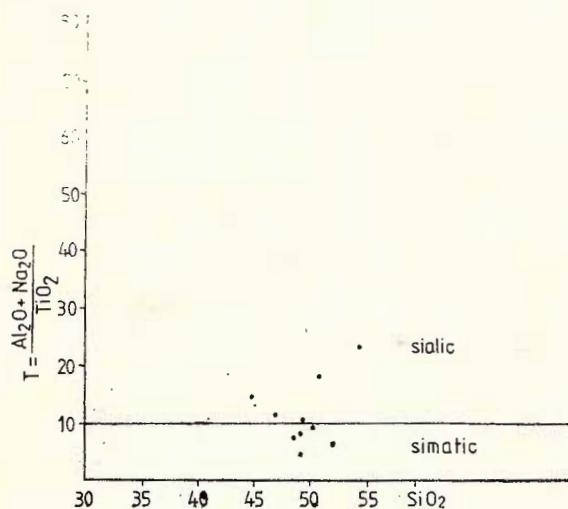


Fig. 2. — T —  $\text{SiO}_2$

which led to the formation of migmatites and the introduction of some major and trace elements.

— The metamorphic differentiation phenomena have surely contributed to the redistribution of the chemical elements among the melanocrate (amphibolitic) and leucocrate bands.

Owing to these contamination processes, biotite forms in addition to amphibole in some amphibolites, while the migmatization of the amphibolic rocks takes place.



It is interesting to note that the most characteristic feature of these rocks, namely the character of the magma from which they originated, is still present. This conclusion clearly arises from the diagram on Figure 1, drawn after Irvine and Baragar (1971), where all the rocks lie in the field of tholeiitic magmas. This fact shows that the initial magma giving rise to the basalt flows and their basic tuffs, which subsequently generated the amphibolites, was formed in the upper mantle.

The fact that the rocks originating in this magma were contaminated, their composition including alien amounts of aluminium and alkalies, is clearly shown in Figure 2, drawn after Gottini (1969). The uncontaminated basic rocks on this diagram are projected on the field of simatic magmas, while the amphibolites collected from the levels with banded structure, being more or less intensely affected by the contamination phenomena, shift to the sialic domain, although the basic eruptive material within these rocks is of simatic origin.

*h) Distribution of minor elements.* Table 2 presents the results of 27 spectral analyses carried out on the amphibolitic rocks from Table 1 and on other rocks of the Drăgșan Series. Generally Ni, Co, Cr and V

TABLE 2  
Minor Elements (ppm) in Amphibolites

No	Sample	Pb	Cu	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Sc	Yb	Y	La	Zr	Nb	Sr	Ba
1	93	2.5	115	16	<2	220	75	490	500	44	2.7	23	<30	36	<10	700	270
2	44	8	3	20	2	78	41	270	180	33	<0.5	<10	<30	85	<10	450	630
3	90	3.5	23	16	<2	9.5	26	22	210	36	1.1	10	<30	24	<10	700	300
4	83	2.5	53	19	<2	105	48	350	440	36	4.2	34	<30	135	<10	170	330
5	87	<2	40	12	<2	300	55	950	160	32	2.2	17	<20	80	<10	115	85
6	82	3	16	16	2	21	32	115	290	32	1.6	10	<30	30	<10	830	380
7	50	3.5	80	22	2	35	49	10	500	32	6.5	48	<30	300	<10	600	160
8	107	3	40	17	<2	100	38	210	260	25	2.2	15	<30	96	<10	450	330
9	37	3	15	20	<2	14	27	11	290	37	2.2	18	<30	42	<10	560	300
10	51	3.5	33	21	<2	12	31	3	320	33	3.7	31	<30	150	<10	500	220
11	36	5.5	7.5	20	<2	15	26	12	290	31	2.2	17	<30	42	<10	600	260
12	48	5	56	22	<2	40	32	83	230	27	4.7	36	<30	190	<10	450	400
13	42	6	21	20	<2	46	30	150	290	28	2.7	17	<30	85	<10	570	470
14	7	2	95	20	2.5	53	46	83	360	42	6	38	<30	95	<10	135	140
15	35	2	5.5	26	<2	10	21	21	250	31	1.1	10	<30	25	<10	460	72
16	43	5	48	17	<2	39	21	138	210	21	3.7	23	<30	90	<10	420	300
17	46	<2	21	15	<2	165	46	360	300	24	3.7	28	<30	120	<10	200	57
18	52	3.5	6.5	23	2	175	55	230	340	30	2.7	28	<30	96	<10	260	410
19	86	5.5	30	23	2.5	86	44	80	230	20	3.7	25	<30	230	<10	530	950
20	88	<2	6	17	<2	105	32	450	390	31	1.6	10	<30	150	<10	490	68
21	104	2.5	130	17	<2	70	53	125	480	29	2.7	20	<30	150	<10	400	160
22	137	3.5	14	22	<2	32	27	200	170	40	5.4	54	38	260	11	280	300
23	138	4	46	18	<2	110	38	185	330	40	2.2	26	<30	115	<10	165	115
24	139	2	46	19	<2	110	43	160	250	41	2.6	26	<30	50	<10	95	40
25	143	3	30	16	<2	32	40	58	390	60	1.5	20	<30	48	<10	340	160
26	145	<2	12	17	<2	23	26	180	250	50	1.8	22	<30	50	<10	430	440
27	146	2	5	28	<2	125	38	230	310	48	2.6	35	<30	100	<10	330	400



within this series show contents similar to those determined in the series of basic rocks from the ophiolitic series. V is such an example, its values ranging between 160 and 500 ppm.

Nickel and chromium, whose values range within wide limits, show lower contents in some rocks, as in the case of the sample 51 ( $\text{Ni} = 12$ ;  $\text{Cr} = 3$  ppm), which is a banded amphibolite. The  $\text{Cr}/\text{Ni}$  ratio varies between 1 and 5 for most rocks.

Scandium shows a similar situation to that of vanadium. Its contents vary between 20 and 60 ppm.

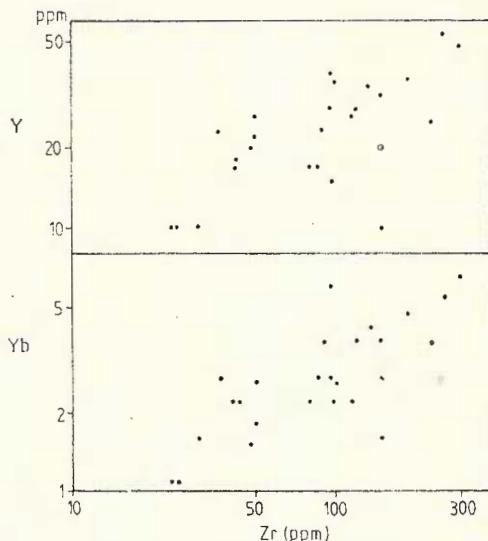


Fig. 3. — Y, Yb-Zr diagram

Yttrium, ytterbium and zirconium also show values similar to those known in the basic rock series. Yttrium and ytterbium have a positive correlation with zirconium (Fig. 3).

A positive correlation was also established between zirconium and titanium. It is worth underlining the fact that the differentiation line of the magmas from which the amphibolitic rocks of the Drăgșan Series finally derived is parallel and very close to the differentiation line of the Alpine ophiolitic series from the Mureș zone of the South Apuseni (Savu, Udrescu, 1975, Fig. 5). A few rocks (48,50 and 137) make an exception, the three elements reaching higher values. They belong to the group of rocks that were affected by contamination processes.

The Sr contents vary between 95 and 700 ppm. These values also belong to the variation field of the contents of this element in the basic rock series.

In the case of Ba, which also shows values corresponding to the basic rock series, there are some samples (no. 44 and no. 86) in which its values reach 630 ppm and 950 ppm respectively. These higher contents may be also determined by the contamination process.



i) *Origin of amphibolitic rocks.* Owing to the contamination process of the amphibolitic rocks during their formation, it is very difficult to apply the methods used for the igneous rocks in order to establish the geotectonic conditions under which the initial magmas formed, giving rise to the amphibolites. Still, we have drawn several diagrams based on the immobile chemical elements; we present only one of them which is more edifying, the rocks on the other diagrams being rather dispersed. Thus the five samples that lie in the simatic domain on the diagram in Figure 2 are situated in the ocean floor basalts domain on the diagram

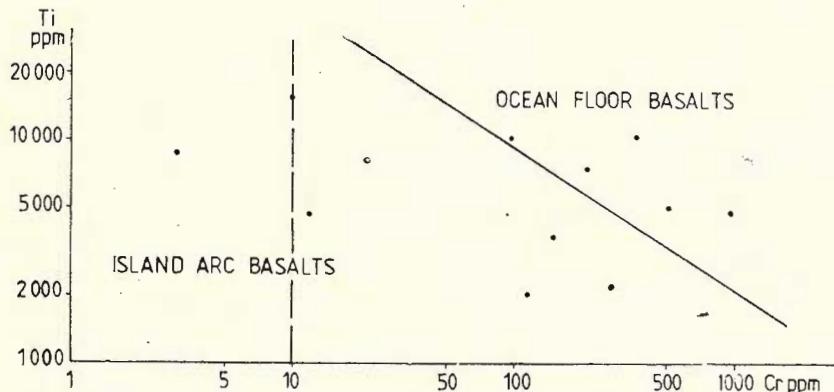


Fig. 4. — Ti — Cr diagram.

in Figure 4. Taking into account also the fact that these rocks show a tholeiitic character, we may conclude that they indicate the ocean floor conditions under which the Upper Precambrian basic eruptions manifested. These five amphibolites probably formed at the expense of some tholeiitic basalts, that were not contaminated during the subsequent geological processes.

Although the other analysed rocks on the diagram of Figure 1 lie in the field of the tholeiitic rocks, on the diagram in Figure 4 they shift to the island arc basalts domain, due to the fact that they underwent more or less advanced contamination processes. A similar situation was present in the amphibolites of the Măru Series (Savu et al., 1981 b), which is of the same age as the Drăgșan Series.

**2. Lainici-Păiuș Series.** This series develops in the central and northern parts of the region. It consists of terrigenous rocks that form alternations of fine biotitic gneisses, quartzitic schists with muscovite or biotite and, rarely, paragneisses and quartzites. These rocks consist mainly of quartz grains, with an irregular extinction or recrystallized in finer grains, due to the retrograde processes. Plagioclase is usually dim, being filled with secondary minerals such as zoisite, clinzozoisite and sericite, sometimes associated with calcite. Biotite is usually transformed into chlorite.

The Lainici-Păiuș Series was intensely retrograde and laminated, sometimes forming phyllonites, rocks encountered in the Drăgșan Series, too. That is why the secondary foliation  $S_3$  often prevails in out-

crops. The initial Assyntic metamorphism grade of the series is more difficult to establish in this region owing to the great intensity of the retrograde metamorphism. But we point out that typomorphic relict minerals, or replaced by secondary minerals, are represented by biotite lamellae and small almandine grains, which are very rarely found.

The presence of garnet in the parageneses of these rocks shows that, during the Assyntic movements, this series, which was at an upper stratigraphic level, as compared to the Drăgșan Series, was metamorphosed in the conditions of the almandine zone (Savu, 1970; 1975). In the aureole of the Șușita Granite in the south, the synkinematic contact metamorphism reaches the level of the sillimanite zone (Savu et al., 1972 b).

The retrograde metamorphism processes seem to have manifested in two stages: a weaker one, situated towards the end of the Assyntic movements, when the Drăgșan Series overthrusts the Lainici-Păiuș Series, and a stronger one which manifested during the folding and metamorphism of the Paleozoic formations (Savu, 1970). Similar relations are also pointed out by Berza (1978) west of the region investigated by us.

Some authors, especially Pavelescu and Pavelescu (1970) think that there is a transition between the two series. As already shown in the report of 1980, these relations are masked, at least in this region, by the overthrust tectonic relations between the Drăgșan Series and the Lainici-Păiuș Series, which is more obvious on the Jiu Valley, where there are better outcrops than in the rest of the region.

**3. The Reci Granitoids.** These granitoids form a body of Assyntic acid synorogenic intrusive rocks developing on the Reci Peak and extending towards ENE and WSW of the latter (Pl. I). In the east-north-eastern extremity the granitoid body is overlain by the amphibolites of the Drăgșan Series which overlie the Lainici-Păiuș Series and the granitoid body. Towards the west it ends with a zone of migmatic injections that reach the right bank of the Chitu Brook. The granitoid body consists of granitic rocks and porphyritic granites which are laminated owing to the Hercynian movements. The latest Assyntic movements might have also contributed to this phenomenon. A zone of arteritic, synkinematic migmatites develops on the margins of the body.

### Assyntic Tectonics

The Assyntic tectonics formed concomitantly with the metamorphism of the Drăgșan and Lainici-Păiuș Series that form the Assyntic infrastructure of the region. It is represented by folds trending ENE-WSW, overthrust towards the SSE (Pl. II, Fig. 2), making up a virgation structure (Savu, 1970).

In the report of 1979—1980 we mention an important inverse fold, overthrust towards the SSE, through which the formations of the Drăgșan Series overthrust those of the Lainici-Păiuș Series. The investigations carried out during the summer of 1980 showed that the relations between the two series are determined by a greater thrust of the Drăgșan Series over the Lainici-Păiuș Series, a fact which was pointed out in a report of the summer of that year (Pl. I). In the Jiu Valley this over-



thrust does not exactly coincide with the fault pointed out by Manolescu (1937), which was extended by Berza and Schuster (see Savu et al., 1977, 1978) along the Danubian Autochthon. We call this tectonic accident the Assyntic Virful lui Stan-Curmătura Oltețului overthrust line or the Cerna-Ciunget Unit overthrusting the Godeanu village-Olteț Unit. The pre-Hercynian age of this overthrust is proved by the fact that, in the Vulcan Mountains, it is overlain by the metamorphosed Paleozoic formations of the Tulișa Series (Manolescu, 1937).

The presence of this overthrust explains several facts which had not been previously elucidated, namely :

a) The advance of the formations belonging to the Drăgșan Series on the crests southwards and their retirement on the valleys northwards. This fact was observed by Savu et al. (1973) in the zone at the sources of the Gilort Valley and was then explained by the idea of the interfingering of the two metamorphic series.

b) The upper geometric position of the formations of the Drăgșan Series in comparison with the formations of the Lainici-Păiuș Series, which was observed by Savu et al. (1973) in the upper basin of the Gilort Valley on the crest south of the Păpușa Peak and which was explained by the same interfingering phenomenon at that time. Similar relationships arise also from the analysis of Paliuc's map (1937), especially in the Tătărău Peak zone.

c) The unconformable angle between the Drăgșan Series and the structures of the Lainici-Păiuș Series, which is overlain by the former, a fact observed by Savu et al. (1973) in the eastern part of the Danubian Autochthon.

d) The metamorphism unconformity, which was observed on the Jiu Valley (Savu, 1975), between the Drăgșan Series — rose from depth and metamorphosed at the level of the almandine amphibolites and the upper part of the Lainici-Păiuș Series which is overthrust by the former series. In spite of the retro-morphism of the latter series one can infer that its initial metamorphism was at the level of the almandine zone, being evident in its upper part and in the zones where the synkinematic contact metamorphism of the Assyntic granitoid intrusions did not manifest (Savu, 1970), as in the case of the regions situated between the Lainici Monastery and the Păiuș Brook.

e) The occurrence of some sillimanite gneisses on the middle course of the Latorița Valley (Savu et al., 1976), resembling those formed at the expense of the Lainici-Păiuș Series round the Şușița granitoid pluton. These gneisses might represent the outcrop, within an erosion window, of the formations belonging to the Lainici-Păiuș Series from under the formations of the Drăgșan Series which they overthrust.

Taking into account its general characteristics, the thrust of the Drăgșan Series over the Lainici-Păiuș Series took place towards the end of the Assyntic movements, appearing as a suprafolding overthrust. It might have been partly resumed also during the Hercynian foldings.

### Hercynian Formations

The Hercynian formations in the region belong to the Tulișa Series. They are represented by : (1) the Rafailea Formation and (2) the Pietrele Albe Formation, which are weakly metamorphosed.



These two formations are isolated on the field, but, as banded limestones occur in the upper part of the Rafailă Formation, at the Locuri Rele Hermitage, and graphite schists are found in the lower part of the Pietrele Albe Formation, on the Polatiștea Valley, we think that within the Tulișa Series the stratigraphic sequence starts with the Rafailă Formation.

**1. Rafailă Formation.** The complex of Paleozoic graphite rocks of the Rafailă faulted syncline in the southern part of the region was also examined; it constitutes the Rafailă Formation (Semaka, 1963; Savu, 1970). This formation is of Paleozoic age and represents an element of the Tulișa Series. It consists of sericite-graphite schists with chloritoid, metasandstones, metaconglomerates, grey and white crystalline, limestones and basic tuffs. Remnants of fossil metamorphosed resin are found sometimes in the graphite schists.

**2. Pietrele Albe Formation.** This formation consists of Paleozoic rocks overlying transgressively the Assyntic rocks of the Drăgșan Series. Thus they are found on the main crests in the northern part of the region (Pl. I), but also down to the Polatiștea Valley on the northern margin of the map. The Pietrele Albe Formation is represented in this region by a carbonatic complex, formed of banded crystalline limestones, made up of thin bands of white and grey limestones. The name of this formation comes from the railway station on the Jiu Valley, situated below the Pietrele Albe crest, deriving from its Paleozoic limestones. Sometimes graphite schists also occur at the base of this complex.

### Hercynian Tectonics

Hercynian movements led to the folding of the Paleozoic crystalline schists of the Tulișa Series, by the formation of folds involving also the Precambrian basement or the Assyntic infrastructure. The faulted syncline including the Rafailă Formation in the southern part of the region also formed in this way. During the achievement of this tectonics, the Paleozoic formations are metamorphosed at the level of the green-schists facies, the chlorite zone, while the Assyntic series are retro-morphosed (Savu, 1970).

### Conclusions

The following main conclusions arise from this paper.

The Drăgșan amphibolite series is an Assyntic volcano-sedimentary series, metamorphosed under the almandine amphibolite facies conditions.

It resulted from alternations of basalt flows together with their tuffs and sedimentary rocks; amphibolites are associated with small serpentinite bodies.

The petrochemical and geochemical characteristics of the amphibolites indicate a rock series of tholeiitic character that were contaminated during their formation by sedimentary and migmatic materials.



The Lainici-Păiuș Series is a terrigenous series, metamorphosed at the level of the almandine zone.

The Drăgășan Series overthrust the Lainici-Păiuș Series due to a pushing from NNW to SSE, during the late Assyntic foldings.

The Paleozoic formations making up the superstructure of the Danubian Autochthon were metamorphosed during the Hercynian movements, when the Assyntic formations from the infrastructure were retromorphosed.

## REFERENCES

- Anton L. (1974) Report, the archives of I.G.G., Bucharest.  
 — (1975) Report, the archives of I.G.G., Bucharest.
- Berza T. (1978) Studiul mineralologic și petrografic al masivului granitoid de Tismana. *An. Inst. geol. geofiz.*, LIII, p. 5—172, București.
- Georgescu M. (1969) Complexul petrografic de Reci din Munții Parângului. *Bul. Soc. Șt. Geol., R. S. România*, XI, p. 283—307, București.  
 — (1975) Studii geologice și petrografice între valea Sadului și Vîrful Reci cu privire specială asupra proiectării construcțiilor hidrotehnice. *St. tehn. econ. Inst. geol. geofiz.*, F/9, 181 p., București.
- Dimofte C. (1971) Observații petrologice-structurale în zona văii Sadului (Gorj). *Anal. Univ. București (Geol.)*, XX, p. 31—45, București.
- Gottini V. (1969) Serial character of the volcanic rocks of Pantelleria. *Bull. Volcan.*, XXXIII, 3, 1—10, Napoli.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can J. Earth Sci.*, 8, p. 523—548, Toronto.
- Manolescu G. (1938) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan (Carpathes Meridionales-Roumanie). *An. Inst. Geol., Rom.*, XVIII, p. 79—172, București.
- Mrazec L. (1899) Contributions à l'histoire de la Vallée du Jiu. *Bul. Soc. Șt. București*, VIII, 4—5, p. 407—416, București.
- Paliuc G. (1937) Étude géologique et pétrographique du massif du Parâng et des Munții Cimpia (Carpates méridionales). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, p. 173—279, București.
- Pavelescu L., Pavelescu M., Bercia I., Bercia E. (1964) Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului, între Bumbești și Iscroni. *D. S. Com. Geol.*, L/1, p. 43—60, București.  
 — Pavelescu M. (1970) Cercetări geologice și petrografice în zona mediană a Carpaților Meridionali. *An. Inst. Geol.*, XXXVIII, p. 181—222, București.
- Pearce J. A. (1975) Basalt geochemistry used to investigate post-tectonic environment on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 41—67, Amsterdam.
- Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Șușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpății Meridionali). *D. S. Inst. Geol.*, LVI/5, p. 123—153, București.  
 — (1975) Particularités des types de métamorphisme régional préalpin sur le territoire de la Roumanie. *An. Inst. Geol.*, XLVI, p. 219—239, București.
- Udrescu C. (1975) Distribution of Zr in some basic rocks from Romania and its petrological significance. *Xth Congress CBGA*, 1973, IV, p. 214—221, Bratislava.



- Vasiliu C., Udrescu C. (1972 a) Studiul petrologic și geochemical al granitoidelor sinorogene și tardeorogene din zona plutonului de Șușita (Carpații Meridionali). *An. Inst. geol.*, XXXIX, p. 257—297, București.
  - Vasiliu C., Udrescu C. (1972 b) Geneza granitoidelor și sisturilor cristaline din regiunea valea Sadului-Stâncești (Munții Păring). *D. S. Inst. geol.*, LVIII, p. 175—220, București.
  - Vasiliu C., Udrescu C. (1973) Granitoidele și sisturile cristaline de pe versantul sudic al Munților Păring (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. geol.*, LIX/1, p. 101—133, București.
  - Vasiliu C., Udrescu C., Tiepac I. (1973) Crystalline schists and Baikalian granitoid rocks in the Muntele Mic region. *An. Inst. geol.*, XLII, p. 395—447, București.
  - Vasiliu C., Udrescu C. (1974) Pétrologie et géochimie des migmatites artéritiques de l'autochtone danubien (Carpates Méridionales). *D. S. Inst. geol.*, LX/1, (1972—1973), p. 123—141, București.
  - Schuster A., Vasiliu C., Udrescu C., Măruntu M. (1976) Studiul structural, geochemical și petrologic al granitoidelor din zona centrală și nordică a munților Păring. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/1, p. 263—303, București.
  - Maier O., Bercia E., Schuster A. C., Berza T., Hirtopanu I. (1977) Report, the archives of I.G.G., Bucharest.
  - Maier O., Bercia I., Berza T. (1978) Assyntic metamorphosed formations in the Southern Carpathians. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., géologie*, 22, p. 19—29, București.
  - Stan N., Năstăseanu S. (1980) Report, the archives of I.G.G., Bucharest.
  - Stan N., Năstăseanu S., Bratosin I., Neacșu V. (1981) Report, the archives of I.G.G., Bucharest.
  - Hanău H. P., Udrescu C., Neacșu V. (1984) Petrologia și geochemia amfibolitelor din seria de Măru (Muntele Mic) și a rocilor ultrabazice asociate lor. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVIII/1, București.
- Schuster A. C. (1972) Considerații asupra evoluției domeniului danubian — Carpații Meridionali. *D. S. Inst. geol.*, LVIII/5, p. 151—171, București.
- Semaka A. (1963) Despre vîrsta formațiunii de Schela. *Asoc. geol. Carp.-Balc., Congr. al V-lea, 1961*, III/2, p. 165—173, București.
- Solomon I., Visarion A., Iordan M. (1976) Considerații asupra formațiunilor cristaloiliene și anchimetamorfice din Munții Vulcan și Munții Retezat (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/5, București.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. McGraw-Hill, B. C. New York.

#### DISCUSSIONS

M. Trifulescu : The interpretation made by various authors on the stratigraphy, petrology and tectonics of the metamorphic rocks in the Păring, Vulcan and Retezat Mountains is important. In my opinion there are petrogenetic and tectonic confusions, while the nomenclature priority is not observed. Each author



fails to take into consideration his predecessors or neighbours ; the similitude of the notions is not checked. There are stratigraphic and structural unconformities among the strongly and slightly metamorphosed rocks, so that the epimetamorphic formations of the Lainici-Păiuș and Drăgșan Series are synchronous as they include the same chlorite quartzitic schists ; the formations with porphyroblastic sillimanite, disthene, staurolite belong to some older subjacent series.

*Answer :* The discussion does not agree with all the geological observations obtained in the region ; the author seems to confound some series.

V. Iancu : I think that several superposed metamorphic and deformational events, which took place in clearly distinct stages, are assigned to the Assyntic orogenesis. Regional data as well as my own observations indicate that the Virful lui Stan-Curmătura Oltețului "tectonic line" is post-Assyntic and pre-Hercynian.

On the Cernei Hill this tectonic line is represented by an alignment of blastomylonites (with chlorite, actinote, albite, epidote) ; it differs from the newer alpine lines by the deformation types which are accompanied by recrystallization.

*Answer :* I think that the overthrust took place towards the end of the Assyntic movements, therefore in one of the later stages of the Assyntic movements.

T. Berza : 1. The most important contribution of this paper seems to be the discussion on the relationship between the Drăgșan and the Lainici-Păiuș Series. The authors support the tectonic interpretation of the relationship between these two series (Manolescu, 1937). The superposition of the amphibolites (Drăgșan) over the terrigenous rocks (Lainici-Păiuș), established by Paliuc (1937) and Savu et al. (1973) in the zone of the Sadului Brook sources, and considered by the last-named authors as normal, is now interpreted as tectonic. Moreover, these authors consider the Virful lui Stan-Curmătura Oltețului Fault (Berza and Schuster, 1977 in Savu et al., 1978), which separates the above series, as an overthrust plane, the Drăgșan Series thrusting over the Lainici-Păiuș Series.

2. In order to support this point of view and show its regional significance I shall further present two tectonic interpretations of the region situated immediately west of that presented in the paper. I was informed by R. Dimitrescu that in the 1950's G. Manolescu thought that the amphibolites (Drăgșan) form an overthrust nappe ; after Pavelescu (1953) had described a terrigenous sequence in the south-east of the Retezat Mountains, identical to the Lainici-Păiuș Series, and an amphibolitic one resembling that in the Vilcan and Paring Mountains, G. Manolescu pointed out an amphibolitic sequence and a terrigenous one through a north-south section in the Retezat and Vilcan Mountains north and south of the Petroșani Basin which, together with the inclination of the tectonic plane between amphibolites and the terrigenous rocks, proved the existence of an over-thrust of the amphibolites.

The mapping I did in the same region as Manolescu led me to a similar conclusion. I added petrographic arguments to the geometric ones, already provided by Manolescu and Savu. Thus the superposition of a metamorphosed sequence in a subfacies of the barrovian series (staurolite-disthene, Iancu, 1974 ; Berza, Seghedi, 1975 a) on a metamorphosed sequence developed under low pressure conditions ("Danubian metamorphism" — Savu, 1970) can only be examined by a shift over a considerable distance of the former sequence. The same conclusion is reached if we take into account the fact that the numerous dykes of porphyritic microdiorites and microgranodiorites (the pre-Silurian vein complex — Berza, Seghedi, 1975 b), which cross the crystalline schists of the Lainici-Păiuș Series on the southern limbs of the Vilcan and Retezat Mountains, do not exist in the outcropping area of the Drăgșan Series. Concerning the problem of the age



of the overthrust planes, Manolescu (1937), Berza (1978) and Stănoiu (1976) considered that the tectonic plane in the Vîlcăni Mountains is sealed by the weakly metamorphosed formations developed on the crest of these mountains. According to Stănoiu (1976) the oldest formations overlying this plane belong to the Ordovician-Silurian.

The overthrust of the south-eastern Retezat is post-Devonian as the Valea de Brazi Formation (Schuster and Visarion, communication of 1975) underlies the Drăgșan Series (Savu and Schuster, 1977). It follows that either there are tectonic planes of various ages, therefore the structure is more complex than it seems at first sight, or the mapping on the Sigleu Peak erroneously indicated the superposition of the Ordovician-Silurian formation over the two tectonic units. In this case the overthrusts in the south-eastern Retezat and Vîlcăni Mountains might be equivalent, following the Valea de Brazi Formation and preceding the Oslea Formation (in the Oslea Mountain the limestones of the same name unquestionably seal this plane); therefore taking into account the current datings of these formations, they would be of Upper Devonian-Lower Carboniferous age.

The study of the tectonic relationship between the Lainici-Păiuș and the Drăgșan Series will be included in a paper on the tectonics of the Danubian area from the South Carpathians, written together with H. Kräutner and R. Dimitrescu, which will be presented at the 12th Congress of the CBGA in September, 1981.

*Answer:* 1. There are several confusions in the first part of T. Berza's discussion. This is why I shall give a short account of the conceptions published on the relationship between the Drăgșan and the Lainici-Păiuș Series as follows:

In 1937 Manolescu found that the contact between the Drăgșan and the Lainici-Păiuș Series is marked by an important fault on the Jiu Valley (see the map drawn by this author). The analysis of the map published by Paliuc (1937) reveals the existence of a superposition of the Drăgșan Series over the Lainici-Păiuș Series in the zone of the Tărtărău Peak; however, the author of the map did not make any comment concerning this matter. In 1964 Pavelescu and his co-workers resumed the discussion about the "fault" separating the two above-mentioned crystalline series. In 1973 Savu and his co-workers, who were concerned with the Șușița Granite, noticed the superposition of the Drăgșan Series over the Lainici-Păiuș Series in the zone of the Păpușa Peak and the Gilort hydrographic basin; they attributed it to the interfingering relations between the two series. In the synthetic report of 1977 as well as in the paper published by Savu and his co-workers in 1978 Berza and Schuster established the Virful lui Stan-Curmătura Oltețului "fault" extending along the Danubian Autochthon and intersecting the Jiu Valley 500 m north of the overthrust plane established by us, as it had also been established by Manolescu (1937). In this respect I and Berza refer in fact to two different tectonic elements.

I have never denied the existence of the fault on the Jiu Valley and in 1977 and 1978 I accepted the variant proposed by Berza and Schuster. I established the new conception, according to which the Drăgșan Series thrusts over the Lainici-Păiuș Series, in 1980, after special field investigations (1979-1980) on the relationships between the two series and not through discussions. Further I would like to point out that, west of the Jiu Valley, where the relief is more even and the overthrust plane is overlain by Paleozoic formations, the overthrust character is less evident, resembling the root zone of the overthrust. But east of the Jiu



Valley this overthrust looks like a real overthrust nappe through which the Drăgșan Series thrusts over the Lainici-Păiuș Series.

The second part of T. Berza's discussion deals with the tectonics of the Vulcan Mountains. The ideas presented seem to be drawn upon our communication as in his quoted papers as well as in a recent talk he expressed quite different opinions from those presented here, namely :

1. He maintained that, in the Vulcan (Vilcan) Mountains, the tectonic line has not an overthrust character, appearing as a fault, an idea he had also previously expressed.

2. He considered, in accordance with the facts established by Manolescu (1937), that the Vîrful lui Stan-Curmătura Oltețului "fault" intersected the Jiu Valley about 500 m north of the overthrust plane of the Drăgșan Series on the Lainici-Păiuș Series which we discovered in 1980 ; therefore we can state now that the "fault" lay within the area overlain by the Drăgșan Series. There is a secondary fault indeed at his place, which indicates that they "referred" to another tectonic accident.

3. The part of the Drăgșan Series lying south of the "fault" was not assigned to this series by Berza and Schuster, but to the Lainici-Păiuș Series, thinking that it formed the "lower complex" of the latter, which is erroneous.

Still, I am glad T. Berza shares our opinion now concerning the tectonic and stratigraphic relationships of the Drăgșan and the Lainici-Păiuș Series.

I mention that Manolescu's idea on the nappe structure of the Vulcan and Retezat Mountains in its generalized form, if there had been one, was erroneous.

---

#### EXPLANATION OF PLATE

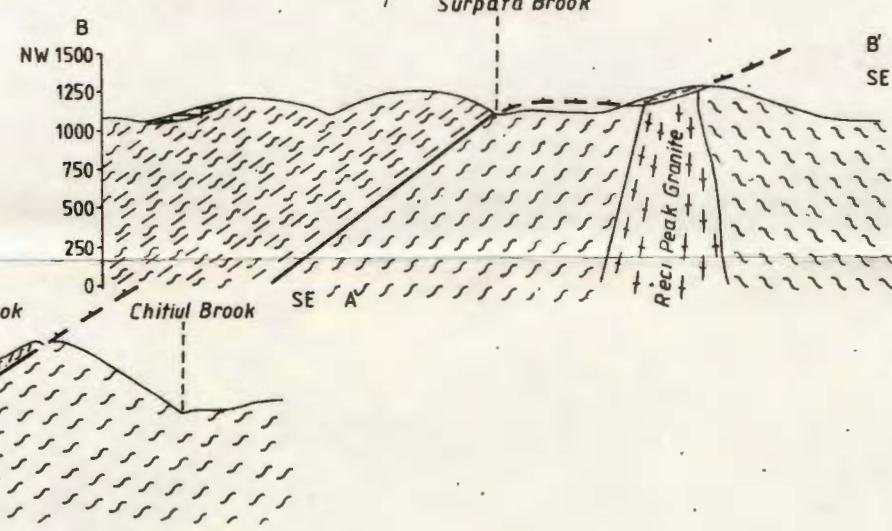
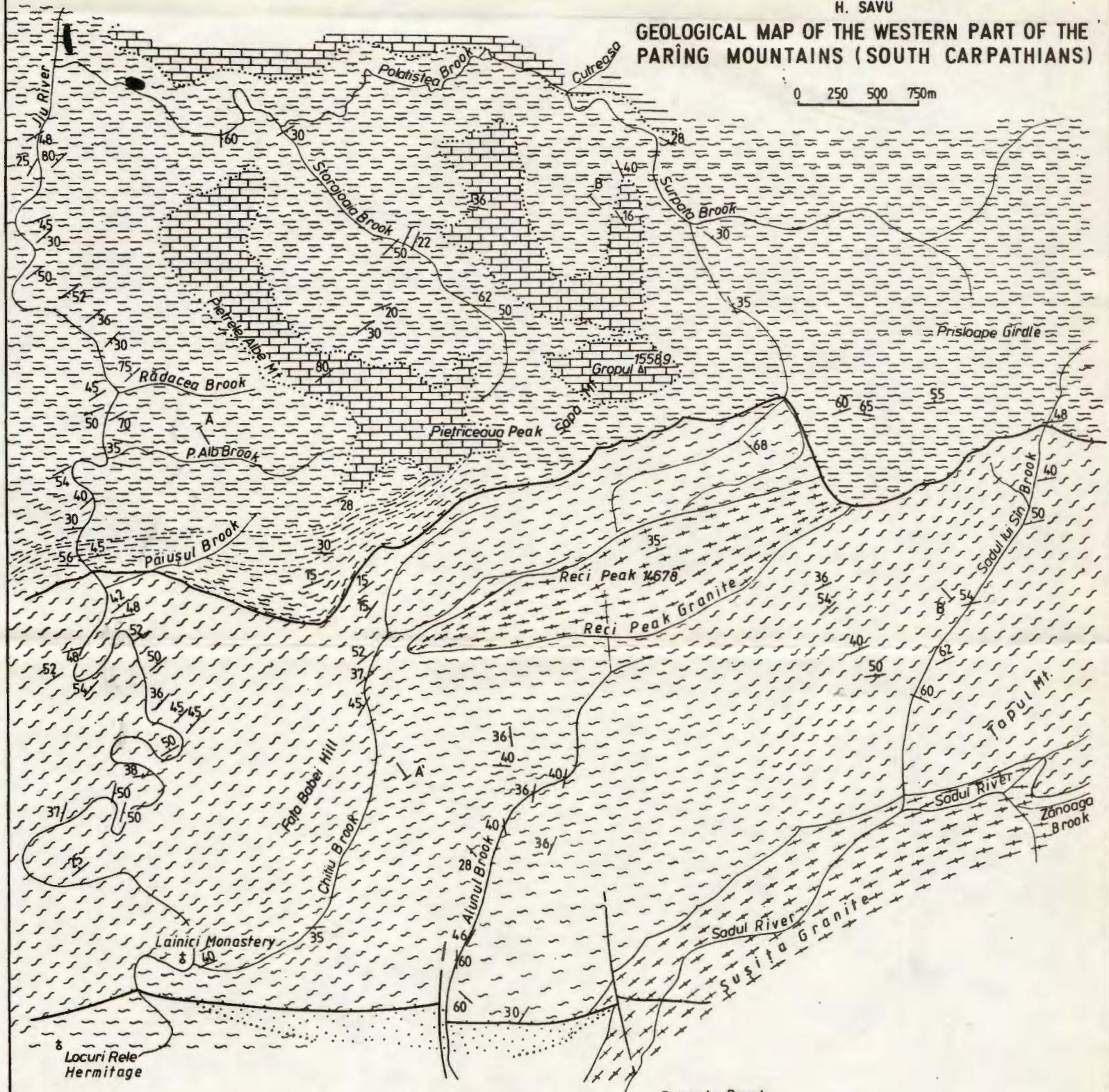
##### Plate II

- Fig. 1. — Banded amphibolites affected by arteritic migmatization processes. Jiu Valley.  
Fig. 2. — Overturned fold towards the south-south-east, the Drăgșan Banded Amphibolite Series. Jiu Valley.
- 



H. SAVU  
GEOLOGICAL MAP OF THE WESTERN PART OF THE  
PARÎNG MOUNTAINS (SOUTH CARPATHIANS)

0 250 500 750m



**LEGEND**

**Paleozoic formations**

- Tulisa Series
- Pietrele Albe Formation
- Rafaila Formation

**Assyntic formations**

- Reci and Susita Granitoids
- Lainici - Păiuș Series
- Drăgășan omphibolitic series:  
a. amphibolites, amphibolitic gneiss;  
b. biotite + muscovite gneiss

Serpentinites

Thrust

Fault

Strike and dip of formations

Geological boundary

Unconformity



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### CERCETĂRI GEOLOGICE PE VERSANTUL ESTIC AL MUNTILOR GILĂU (MUNȚII APUSENI)<sup>1</sup>

DE

IOAN SOLOMON<sup>2</sup>, GRIGORE MOTOI<sup>2</sup>, ALEXANDRA MOTOI<sup>2</sup>,  
MARIA MĂRGĂRIT<sup>2</sup>, GHEORGHE MĂRGĂRIT<sup>2</sup>

*Lithostratigraphic units. Stratigraphy of crystalline schist formations. Someș Series. Middle Proterozoic. Biharia Series. Cambrian. Baia de Arieș Series. Silurian? Lower Carboniferous. Granitoid. Banatites. Plicative tectonics. Disjunctive tectonics. Apuseni Mountains. Codru Unit. Gilău Massif.*

#### Abstract

*Geological Researches on the Eastern Slope of the Gilău Mountains (Apuseni Mountains).* Three large lithostratigraphic units have been identified within the Gilău metamorphic rocks: the Someș Series, the Biharia Series and the Baia de Arieș Series. On the basis of lithological parallelisms of the superposition and of the paleontological evidence the three above-mentioned series were assigned respectively to the Dalslandian, Caledonian and Hercynian ages. The Dalslandian metamorphics of the Someș Series are divided into three lithostratigraphic complexes crossed by the Muntele Mare granitoid and its apophyses. The Biharia Series consisting of metagreywackian rocks, basic tuffogenous schists and pelitic rocks was modified in its lower complex by anatectic melts that generated granitoid gneisses and migmatic rocks. Palynological evidence (*Polyedrixium*, *Cymatiosphaera* etc.) prompted our assigning of these series to the Cambrian age metamorphosed during the Sardinian phase of the Caledonian orogenesis. The rocks of the Baia de Arieș Series undergoing a polyphasic metamorphism are assigned both to a complex of quartz-sericite schists with graphite, biotite and garnet, a Devonian flora having been identified within it (*Lophotrilobites*, *Archaeozonotrilobites*, *Dictyotrilobites* etc.) and to a Lower Carboniferous quartz-carbonate complex (*Leiotrilobites*, *Verrucosporites* etc.). Both complexes are involved in a synclinal and anticlinal structure overthrust towards the west. The alpine tectonic movements also induced the thrust of the metamorphic rocks of the Baia de Arieș Series over the Senonian deposits in the Transylvanian Basin.

<sup>1</sup> Depusă la 30 aprilie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 10 februarie 1982, comunicată în sesiunea științifică a Întreprinderii de prospecții geologice și geofizice din 15 mai 1981.

<sup>2</sup> Întreprinderea de prospecții geologice și geofizice. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



Regiunea studiată este situată în partea de est a munților Gilău, fiind alcătuită din metamorfite, granitoide, banatite și depozite sedimentare.

Cercetarea geologică a Gilăului a început după 1850. Lucrări detaliate au fost efectuate de : Borcoș și Vasilescu (1954), Saulea (1954, 1955), Gheruci și Popa (1961), Borcoș și Borcoș (1962), Teodoru (1965, 1966), Giușcă et al. (1967), Trif (1968), Mârza (1969), Lazăr et al. (1972), Gaboș (1975), Ianovici et al. (1976).

În perioada 1976—1980 autorii prezentei lucrări au efectuat cercetări geologice ale căror rezultate au fost consimilate în rapoarte.

### Geologia regiunii

Relațiile structurale surprinse între formațiunile geologice situate în estul munților Gilău au permis separarea următoarelor unități tectonice : soclul metamorfozat, depozite sedimentare cretacice și cuvertura post-tectonică cu sedimente paleogene și neogene.

Datorită stilului tectonic plicativ, foarte complicat, polimetamorfismului seriilor cristaline și efectelor tectonice rupturale cunoașterea stratigrafică a terenurilor cristaline a progresat destul de lent în munții Gilău.

În separarea seriilor metamorfice, s-a apelat la criteriile oferite de recunoașterea rocilor inițiale în cadrul evoluției fiecărui ciclu tectono-magmatic și la determinări palinologice.

Metamorfitele soclului prealpin au fost atribuite seriilor de Someș, de Bihară și de Baia de Arieș.

Sedimentele cretacice, intens cutate și străbătute de magmele banatitice, sunt localizate pe rama vestică a bazinului Transilvaniei și în culoarul Iara-Sălciaiu.

Cuvertura post-tectonică, evasională, la Iara, cuprinde sediamente paleogene și neogene, de bazin puțin adânc.

#### A) Formațiuni cristalofiliene

La partea inferioară a stivei de metamorfite, care aflorează în munții Gilău, sunt localizate șisturile mezometamorfice ale seriei de Someș, peste care se suprapun succesiv metamorfitele seriilor de Bihară și de Baia de Arieș.

Datele privind vîrstă metamorfitelor, adeseori contradictorii, au generat numeroase discuții și tot atîtea posibilități de încadrare. Acest aspect este relevat și în ultimele lucrări publicate, în care seriile de Someș și de Baia de Arieș, considerate inițial ca făcînd parte din unități structurale diferite, dar avînd aceeași vîrstă (Lupu et al., 1967), au fost ulterior departajate prin atribuirea unei vîrste mai noi seriei de Baia de Arieș (Giușcă et al., 1967). Ipotetic, inversind poziția celor două serii, Dimitrescu (în Ianovici et al., 1976) consideră a fi mai nouă seria de Someș. Același autor atribuie o parte a metamorfitelor seriei de Someș la alte două serii : pachetul de gnais amfibolice dintre valea Iara și valea Bocului, străbătut de granitoide este inclus (ca și de Trif, 1968) la seria de Codru iar gnaisele micacee și micașisturile cu almandin la seria de Arada.



Pentru seria de Someș, caracterele litologice și de metamorfism, asemănătoare cu cele ale seriei de Sebeș-Lotru, fac posibilă paraleлизarea și deci atribuirea vîrstei dalslandiene.

Fără a avea relații normale cu seria de Someș, deoarece pe tot cuprinsul regiunii cercetate prezintă contacte tectonice, urmează seria de Biharia. Și în cazul acestei serii, dacă în mare măsură, conținutul petrografic este cunoscut, în schimb stratonomia nu este suficient clarificată. Astfel, la contactul cu seria de Someș se dispune un pachet de roci filitoase, atribuit de Dimitrescu (în Ianovici et al., 1976), pe baza datelor prezentate de Borcoș și Borcoș (1962), seriei de Muncel. Mârza (1969) separă în acest sector, ca și pe valea Ocolișului, un complex filitic aparținind seriei de Biharia. Acest complex a fost inclus la seria de Biharia de Pitulea et al. (1975) și de Solomon et al. (1976).

Observațiile structurale și asupra metamorfismului ne-au permis să precizăm că metamorfitele seriei de Biharia sunt antrenate într-un sistem de cute majore, strînse, cu vergențe vestice. Partea inferioară a seriei aflorează la vest de creasta Belioara, în zona axială a unui important anticlinal și este alcătuită dintr-un complex cu metagrauwacke. Flancul estic al anticlinalului este făiat la Băisoara iar la sud de valea Ocolișului acoperit transgresiv de metamorfite paleozoice din creasta Vulturese. Pe flancul vestic se dispun, în succesiune inversă, complexul șisturilor tufogene bazice și complexul șisturilor cuarțito-sericitoase (complexul filitic). Complexul filitic, la Săgăgea, alcătuiește un mic sincinal, tot deversat spre vest.

În privință gradului de metamorfism Dimitrescu (în Ianovici et al., 1976) afiră că metamorfitele seriei de Biharia s-ar situa la nivelul izogradului cu clorit și numai în masivul Biharia s-ar ajunge la izogradul cu biotit și la cel cu almandin. Cercetările efectuate de noi au arătat că pe întreaga arie în complexul inferior, al metagrauwackelor, este prezent atât biotitul cât și almandinul.

Determinările palinologice (Visarion și Dimitrescu, 1971 ; Mărgărit în Solomon et al., 1978) au arătat că sedimentele metamorfozate ale seriei de Biharia aparțin intervalului proterozoic superior-cambrian.

În extremitatea sud-estică a munților Gilău apar metamorfitele seriei de Baia de Arieș, cu caracter epimetamorfice și mezometamorfice.

Seria de Baia de Arieș, cunoscută din lucrările lui Dimitrescu (1958), cuprinde o stivă cu roci de origine detritică, caracterizată litologic prin prezența unor nivele de cuarțite negre, a șisturilor cuarțitice sericito-grafitoase cu biotit și granat, a metadoleritelor și a calcarelor recifale. În estul munților Gilău seria, incompletă, conține numai complexul median, al șisturilor cu aspect filitos, cu biotit și granați și complexul superior cu calcare dolomitice recifale.

Numeroase opinii pro și contra au fost exprimate cu privire la încadrarea complexului superior, cu metaconglomerate și calcar dolomitice la această serie precum și la vîrsta metamorfitele. Astfel, calcarurile dolomitice din estul munților Gilău au fost atribuite seriei de Baia de Arieș, de vîrstă precambriană (Lupu et al., 1967), pe cînd Borcoș și Borcoș (1962) considerau că seriei mezometamorfice fi aparține numai orizontul superior al marmurelor, mod de interpretare preluat, parțial, și de Mârza (1969). Primul cercetător care grupează conglomeratele și



calcarele dolomitice într-o singură unitate stratigrafică (seria de Vulturese-Belioara) este Dimitrescu (în Ianovici et al., 1976). Discutând vîrsta acestei „serii“ autorul înclină să o atribuie Triasicului aşa cum propusese Borcoş și Borcoş (1962) pentru termenii superiori. Este admisă, însă, și posibilitatea apartenenței seriei la Devonian sau la Permian.

Precizăm că transgresiunea din baza complexului superior, marcată de prezența conglomeratelor, nu constituie un criteriu satisfăcător pentru separarea unei serii cristalofiliene, deoarece nu este însoțită și de o discordanță metamorfică. Conglomeratele, în acest caz, nu indică decât expansiunea bazinului de sedimentare paleozoic, la începutul Carboniferului inferior.

Cercetări recente (Solomon et al., 1978) au arătat că metaconglomeratele și calcarele recifale sunt antrenate într-o structură cutată, diversată spre vest, la alcătuirea căreia participă și filitele cu granați ale complexului median, dispuse pe flancul invers.

Conținutul litologic al complexului median precum și continuitatea structurală, repartizarea izogradelor de metamorfism și argumentele paleontologice ne-au determinat să considerăm că cele două complexe fac parte din seria de Baia de Arieș.

### 1. Seria de Someș

Cu o arie de aflorare extinsă în centrul Munților Apuseni, seria de Someș este prezentă, în regiunea cercetată, numai pe o fâșie îngustă, cuprinsă între valea Iara și izvoarele văii Săgăgea (pl. I).

Deschideri favorabile prezintă profilul văii Iara ca și cele ale văilor Bocu, Ierții, Tisa și Săgăgea. Pe valea Iara, în aval de confluența cu valea Calului este deschis un pachet de gnaisse feldspatice, cenușii-gălbui, compacte, în care pe rarele plane de sistozitate se observă prezența muscovitului (leptinite). Suită se continuă cu un pachet de micașisturi și paragnaise micacee și se încheie cu gnaisse amfibolice. Cele trei pachete de roci au fost atribuite la trei unități litostratigrafice cu valoare de complex.

#### 1.1. Complexul gnaiselor feldspatice (leptinitelor)

Pe valea Ierii pachetul de gnaisse feldspatice, omogene ca granulație și compoziție mineralologică, este slab afectat de procese de feldspatizare, local întîlnindu-se gnaisse ocelare. Tot atât de rare sunt și lentilele de pegmatite și filoanele cuarțo-feldspatice care dau, uneori, cutede ptygmatică.

Gnaisele feldspatice au o compoziție mineralologică simplă: cuarț, plagioclaz (14—16% An), muscovit, biotit și almandin.

Gnaisele micacee apar ca intercalații, cu grosimi reduse, în tot complexul. Alături de acestea, subordonat, mai sunt prezente sisturi cuarțitice cu biotit și muscovit, sisturi cuarțito-feldspatice cu biotit și almandin și sisturi cuarțo-feldspatice cu hornblendă.

Adeseori, se observă prezența rocilor retromorfozate, în care biotitul și granatul trec în clorit iar plagioclazul este sericitizat.

#### 1.2. Complexul micașisturilor cu almandin și al paragnaiselor micacee

Pe valea Iara (în aval de localitatea cu același nume) complexul median, intens cutat, este antrenat într-o cută sinclinală și anticlinală.



Cu o răspîndire mai largă, pînă în valea Săgăgea, micașisturile cu almandin, în apropierea granitoidului de Muntele Mare, sunt transformate în gnaisă oculare.

În acest complex, varietățile petrografice sunt reprezentate prin: micașisturi cu almandin, cu almandin și turmalină, cu almandin și staurolit; gnaisă cu muscovit și biotit, cu muscovit și hornblendă; șisturi cuarțo-muscovitice cu grafit și cuarțite negre.

Rocile pelitice și psamitice alcătuiesc alternanțe ritmice, de multe ori incartabile.

Partea superioară a complexului se caracterizează prin frecvența mai mare a rocilor cu amfibol, anunțîndu-se astfel componenta petrografică dominantă în complexul superior.

Procesele de retromorfism, mult mai accentuate la nivelul acestui complex, au generat zone largi, în care se întîlnesc veritabile șisturi epizonale, cu albit, clorit și sericit.

### 1.3. Complexul gnaiselor amfibolice

La partea superioară a seriei de Someș, între valea Hășdate și valea Bocului, se separă un complex cu gnaisă amfibolice, provenite din metamorfozarea unor gabbrouri și gabbradoriite (Borcoș și Borcoș, 1962; Trif, 1968).

Complexul gnaiselor amfibolice are o dezvoltare locală, datorită limitării spre est de către un plan tectonic, la contactul cu seria de Biharia.

La limita cu complexul micașisturilor cu almandin, gnaisele amfibolice, între valea Sălașe și valea Huzii, au fost străbătute de mici corpuri de granitoide. Pe valea Iara gnaisele amfibolice au fost străbătute de filonașe cu cuarț și microclin roz, localizate pe fisuri. În intercalăriile de gnaisă cuarțo-feldspatice se observă dezvoltarea largă a feldspatului plagioclaz și a microclinului, de natură migmatică.

O parte dintre intercalăriile de natură terigenă, migmatizate, prinse între gnaisele amfibolice, de pe valea Iara, au fost considerate anterior (Borcoș și Borcoș, 1962) drept granitoide, figurate astfel și pe harta geologică a României, 1 : 200.000, foaia Turda (Lupu et al., 1967).

Complexul este alcătuit din gnaisă amfibolice, amfibolite, gnaisă amfibolice cu epidot, gnaisă feldspatice cu biotit și almandin, paragnaisă biotitice, șisturi cuarțo-feldspatice cu amfiboli, șisturi cuarțo-feldspatice cu muscovit, biotit și hornblendă și șisturi cuarțo-feldspatice cu hornblendă, epidot și clorit.

În apropierea contactului tectonic cu seria de Biharia gnaisele amfibolice (între valea Iara și valea Bocu) au fost intens retromorfozate, milonitizate și cataclazate.

### 1.4. Granitoidul de Muntele Mare și rocile migmatice

În vestul regiunii, la izvoarele văii Săgăgea, aflorează terminația estică a granitoidului de Muntele Mare. Latura sud-estică a corpului granitoid este localizată în complexul micașisturilor cu almandin. Marginal, acesta prezintă o coroană cu granitoide gnaisice, în care apar, frecvent, enclave de gnaisă micacee retromorfozate.



Granitoidul prezintă următoarea compoziție mineralogică : cuarț, microclin-pertit, plagioclaz, muscovit și biotit la care se adaugă mineralele secundare : clorit, epidot, zoizit și sericit, generate de retromorfismul caledonian și hercinic.

Mici apofize ale corpului granitoid de Muntele Mare se întâlnesc pe valea Huzii și valea Sălașe (Borcoș și Borcoș, 1962 ; Trif, 1968). Aceste coruprii sunt alcătuite din granite plagioclazice cu muscovit (valea Sălașe) și granite cu microclin (valea Huzii).

Rocile migmatice ocupă suprafețe importante la izvoarele văii Săgagiea și văii Gerului. Cantitatea mare de topituri silico-alcaline care au invadat șisturile cristaline a condus la apariția gnaiselor oculare cu oceli (1–3 cm Ø) constituți din microclin, cuarț și plagioclaz. În zonele mai depărtate de corpul granitoid aflorează gnaisे aplitice, gnaisе oculare și gnaisе lineare.

Conținutul petrografic al seriei de Someș relevă că evoluția ciclului tectono-magmatic dalslandian a fost completă, cuprinzând magmatite inițiale, metamorfite de tip barovian și roci granitoide și migmatice.

## 2. Seria de Biharia

Între valea Poșaga și valea Iara, o importantă suprafață este ocupată de metamorfitele seriei de Biharia. Această serie, al cărei caracter este evident epimetamorfic (faciesul șisturilor verzi), cuprinde trei complexe litostratigrafice, fiecare prezentând un anumit grup de roci metamorfice. Complexul inferior provine din roci psamitice, de tipul grauwackelor feldspatiche, cărora le sunt asociate curgeri submarine de bazalte. Complexul median cuprinde metatufuri bazice, curgeri de metabazalte, filoane de metadolerite și mici coruprii de metagabbrouri și metacuarț-diorite, toate produse ale magmatismului inițialitic expulzate în fază paroxismală. Asociat roilor bazice se întâlnesc intercalații terigene cuarț-feldspatiche și rare nivale de calcare silicioase gălbui. În complexul superior predomină rocile de natură terigenă, cuarț-feldspatiche și cele pelitomorfe uneori grafitoase, cu intercalații subțiri de calcare cenușii.

### 2.1. Complexul metagrauwackelor

Rocile terigene ale complexului inferior au rezultat în urma denuărării soclului precambrian care cuprindea și numeroase coruprii de granitoide.

În seria de Biharia, rocile leucocrate au fost atribuite de Rozloznik (1915) și ulterior de Borcoș și Borcoș (1962) grupului gnaiselor granitice și al gnaiselor albitive. În anul 1969 aceste roci au fost descrise de Mărza ca metagranite albătizate și plagiometavulcanite. În regiunile învecinate, roci asemănătoare sunt cunoscute ca metaporfire granitice (Giuşcă et al., 1967) sau ca gnaisă cu microclin și roci porfiroide (Dimitrescu, 1958).

Observarea relațiilor dintre rocile leucocrate și șisturile înconjurătoare, în aflorimente, și studiul microscopic ne-au permis să imaginăm următorul model genetic : după acumularea materialului detritic și încheierea proceselor de sedimentare, la finele metamorfismului caledonian, în subasmentul seriei de Biharia, prin ultrametamorfism, au



luat naștere topituri litogene, cuarțo-feldspatice. Acestea migrând pînă la nivelul complexului inferior, al metagrauwackelor, au generat grani-toide cu o textură gnaisică și migmatite.

Rocile anatectice și migmatice sunt localizate în zona axială, anticlinorie, valea Ierții-Belioara. Poziția inferioară a complexului metagrauwackelor precum și prezența primelor produse ale magmatismului inițialitic, reprezentate prin silluri de dolerite și curgeri de bazalte, exclude posibilitatea emiterii în geosinclinal, în aceeași fază, a unor magme anatectice care să fi generat granite sau granite trondhjemitice.

Metamorfitele neafectate de granitizare au o largă răspîndire pe flancul vestic al anticlinialului valea Ierții-Belioara. Acestea sunt reprezentate prin paragnaise cu muscovit, biotit și almandin, gnais albîtice cu epidot, sisturi cuarțo-albitice cu clorit și sericit.

Gnaisele cu muscovit, biotit și almandin au o alcătuire mineralologică simplă : cuarț și albît, cărora li se adaugă cloritul și sericitul, care le conferă aspectul de gnais verzi-metagrauwacke. Biotitul, în cristale lamelare, este parțial cloritizat ca și almandinul cu aspect scheletiform. Participarea materialului argilos și a celui tufaceu a condus la apariția unor intercalații de sisturi verzi, cuarțo-albito-cloritice, mai frecvente în sudul regiunii (bazinul văii Poșaga).

La gnaisele cu muscovit, cuarțul și albîtul participă în proporții de 65—75% ; acestora li se asociază clinoclorul, prochloritul, muscovitul, epidotul, clinozoizitul, biotitul, almandinul, ilmenitul și magnetitul. Cînd cantitatea de albît este ridicată apar structuri nodulare date de porfiroblastele de albît. Albîtul porfiroblastic prezintă macle simple și conține numeroase incluziuni de epidot și clinozoizit, microlitice, care-i conferă o structură poikilitică. Uneori, albîtul prezintă o structură în tablă de săh, albitezarea afectând în acest caz un plagioclaz bazic.

Sisturile cuarțo-albitice cloritoase, verzi, cu o sistozitate pronunțată, alcătuiesc intercalații metrice, omniprezente în complexul inferior.

Metadoleritele, sub formă de silluri, cu grosimi de ordinul metriilor, se întîlnesc frecvent între văile Ierții și Pociovaliște. Rocile au o culoare neagră-verzuie, structura microgranular-ofitică, textura ușor orientată și sunt constituite din plagioclaz saussuritizat, hornblendă uralitică, epidot, clinozoizit, calcit, clorit și magnetit.

La partea superioară a complexului apar intercalații de ordinul zecilor de metri de calcare albe-cenușii, aflorînd pe văile Iara și Săgagiea.

## 2.2. Complexul sistemelor tufogene bazice

Paroxismul manifestărilor vulcanismului bazic submarin, paleozoic inferior, a avut loc la nivelul complexului median al seriei de Biharia.

Erupțiile submarine au generat pachete, cu grosimi de ordinul sutelor de metri, de roci tufogene bazice. Acestea ocupă, între valea Iara și valea Săgagiea, o bandă orientată aproximativ nord-sud. La sud de Săgagiea complexul dispare datorită retezării lui de două fracturi.

Împreună cu metatufurile bazice, la alcătuirea complexului participă curgeri de lave metabazaltice, mici corpuri de roci metagabbroice, metasedimente terigene și calcare detritice.



Rocile tufogene bazice din seria de Biharia prezintă caractere petrografice asemănătoare cu ale rocilor similare din alte serii cristaline: o culoare verde intensă și goluri de dizolvare după carbonați.

La metatufuri se remarcă prezența unui al doilea stadiu de cristalizare, tardecinematic, cu creșterea porfiroblastică a albitalui, clinoclorului și magnetitului. Cristaloblastele nou formate conservă șiruri de minerale opace, paralele cu  $S_1$ . Sunt și cazuri cînd cristalele au suferit o rotire în timpul blastezei. În cazul metatufurilor creșterea mineralelor din a doua generație a avut loc prin remobilizarea metamorfică a componentelor inițiale.

### 2.3. Complexul șisturilor cuarțitice sericitoase

Dispuse pe flancul invers al anticinalului valea Ierții-Belioara, metamorfitele acestui complex aflorează într-o poziție geometrică aparent inferioară (valea Iara, valea Vadului), sub forma unei benzi orientată nord-sud.

Gradul scăzut de rezistență la eroziune a rocilor silitoase a determinat modelarea unor forme de relief liniștite, fapt ce a permis localizarea unor mici cătune de munte.

Complexul este constituit din șisturi cuarțitice sericitoase, gălbui, dispuse într-un nivel bazal, care cuprinde, uneori, intercalații decimetrice de calcare silicioase, gălbui (valea Ierții).

În nivelul superior se întâlnesc șisturi sericitoase cu clorit, șisturi sericito-grafitoase, satinate, cu aspect filitos, șisturi cuarțitice și calcare cenușii-negricioase cu grafit.

### 2.4. Gnaisse granitoide și roci migmatice

În seria de Biharia, rocile cu aspect granitic s-au format prin invadarea cu topituri silico-alcaline a metagrauwackelor. Natura sedimentelor inițiale a creat un substrat favorabil generării rocilor cu o compoziție granitoidă.

Explicarea genezei mixte a gnaiselor granitoide la nivelul complexului metagrauwackelor cu clorit, biotit și granat este favorizată de asocierea lor cu migmatitele oculare și lineare.

Gnaisele granitoide, localizate între valea Vadului și valea Tisei prezintă o structură blastoporfirică și o textură vag orientată. Pe valea Jgheburoasă, în corpurile de gnaisse granitoide, cu limite difuze, s-au conservat septe metrice de șisturi verzi, cuarț-clorito-sericitoase, nefeldspatizate.

Minerologic, gnaisele granitoide sunt constituite din: cuart, plagioclaz, microclin-micropertit și muscovit, la care se adaugă mineralele relicte ale paleosomului: cuart I, albital, sericit, clorit, calcit și epidot.

Plagioclazul neosomatic, maclat polisintetic, este proaspăt. În paleosom, cristalele de albital, cu dimensiuni mai reduse, apar sericitizate și caolinizate.

Microclinul, cu structură pertitică, conține incluzioni de cuart și albital.

Relațiile din teren cu rocile învecinate și coexistența microclinului cu cloritul conduce la concluzia că gnaisele granitoide s-au format, în



loc, prin invadare și înlocuirea rocilor preexistente cu topituri litogene, anatectice.

Rocile migmatice sunt localizate, de regulă, în vecinătatea gnaiseelor granitoide, însă, se întâlnesc și la distanțe mai mari (pe afluenții văii Pociovaliște). Migmatitele sunt reprezentate prin următoarele tipuri: gnais ocular, ocelare și lîneare.

Gama largă de roci migmatice reflectă cantitatea, mai mare sau mai mică, de neosom introdusă în metagrauwacke. Aspectele mineralogice prezentate de ocelii migmatitelor sunt identice cu ale gnaiseelor granitoide, reflectând geneza comună a celor două tipuri de roci.

## 2.5. Vîrsta seriei de Biharia

Analiza palinologică efectuată pe un mare număr de probe prelevate din complexul superior al seriei de Biharia (Muntele Săcel, valea Mărginită) a indicat prezența unei bogate asociații floristice, alcătuită din: *Protosphaeridium torulosum* Tim., *P. scabridum* Tim., *P. parvulum* Tim., *P. flexuosum* Tim., *P. aff. patelliforme* Tim., *P. aff. densum* Tim., *P. cf. tuberculiferum* Tim., *P. cf. rigidulum* Tim., *Favosphaeridium cf. favosum* Tim., *Protoleiosphaeridium bullatum* Andr., *Trachysphaeridium* sp., *T. simplex* Sin, *T. incrassatum* Sin & Liu, *T. cultum* Sin, *T. aff. chisienne* Liu & Sin, *Leiosphaeridia cf. hyalinum* Sin & Liu, *L. undulata* Tim., *Stictosphaeridium pectinale* Tim., *S. sinpaticuliferum* Tim. *S. aff. torulosum* Tim., *S. implexum* Tim., *Orygmatosphaeridium exille* Sin, *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. cf. sinica* Tim., *Podoliella irregularare* Tim., *P. regulare* Tim., *Leiominuscula orientalis* Sin & Liu, *L. minuta* Naum., *Lophominuscula prima* Naum., *L. cf. orbillata* Naum., *Margominuscula rugosa* Naum., *M. sp.*, *Uniporata nitidus* Pych., *Polyporata glabella* Lop., *Granomarginata notata* Naum., *Pseudozonosphaera verrucosa* Liu & Sin, *Spumosata prima* Naum., *S. minor* Pych., *Leiopsophosphaera apertus* Schep., *L. rarorugosa* Naum., *L. aff. eensus* Schep., *Asperatopsophosphaera umishanensis* Sin & Liu, *Quadratimorpha ordinata* Sin & Liu, *Archaeofavosina pussila* Naum., *Archaeosacculina cf. atava* Pych., *A cf. rugosa* Naum., *Turuchanica cf. alara* Rud., *Funaria hygrometrica* (L) Hedw., *Polyforma* sp., *Microsphaera cf. foveolata* Sin, *Brochopsophosphaera cf. simplex* Pych., *Taeniatum* sp., *Octaedrixium* sp., *Polyedrixium cf. prituli* Rud., *Acanthodiacrodium* sp., *Cymatiosphaera* sp., *Microconcentrica cf. induplicata* Sin & Liu, *Veryhachium aff. balticum* Eis., *Archaeohystrichosphaeridium cf. pungeus* Tim., cf. *Lophosphaeridium* sp.

Asociația determinată cuprinde elemente caracteristice pentru Precambrianul superior-Cambrianul inferior din Eurasia, Podolia (Timofeev, 1974) și alte teritorii. În probele analizate apar, însă, și forme (*Veryhachium*, *Polyedrixium* s.a.) a căror evoluție începe din Cambrianul mediu (Timofeev, 1974).

Argumentele paleontologice pledează pentru atribuirea vîrstei cambriene seriei de Biharia, serie a cărei metamorfozare a avut loc la finele Cambrianului, în faza sardă a orogenezei caledoniene.

## 3. Seria de Baia de Arieș

În lungul ramei estice a munților Gilău, la contactul cu depozitele sedimentare, se dispun șisturile cristaline ale seriei de Baia de Arieș.



Acoperite de sedimentele cretacice ale culoarului Iara-Sălcia, metamorfitele paleozoice reaflorează în nordul munților Trascău.

Partea bazală a seriei, în estul munților Gilău, este constituită din roci terigene, atribuite unui complex median, peste care se dispune transgresiv complexul superior, cu metaconglomerate și calcar. Metaconglomeratele și calcarile cristaline recifale alcătuiesc un sinclinal deversat spre vest, pe flancul invers dispunindu-se, tot în succesiune inversă, filitele cu granați ale complexului median.

Complexul inferior apare numai în munții Trascău (Moțoi et al., 1977) și în sudul munților Gilău și deci nu va fi tratat în această lucrare.

### 3.1. Complexul șisturilor cuarțito-sericitoase cu grafit, biotit și granat (complexul median)

Complexul median este format, aproape în întregime, din roci terigene metamorfozate, cu aspect filitos, dat de mezostaza sericito-grafitoasă în care, ulterior, cresc porfiroblaste de cloritoid, biotit, almandin și staurolit. În intercalații, cu grosimi reduse, apar cuarțite negre, calcar cristaline, șisturi amfibolice și metadolerite.

Complexul median aflorează, în nordul regiunii, de sub sedimentele eocene, în mici ferestre de eroziune, pe valea Săcel, valea Iara, valea Ierții, valea Almășani și valea Ocolișel. Între valea Ocolișelului și valea Sălcia, acesta aflorează continuu, iar de aici spre vest după o rotire a structurii pe direcția est-vest se reîntilnește, într-un compartiment tectonic deplasat spre nord, între două fracturi paralele, în bazinul văii Belioara (Mărza, 1969).

La partea bazală a complexului median, metamorfitele mai larg cristalizate, prezintă fenoblaste centimetrice. În fenoblaste, la microscop, se remarcă, adeseori, vechea șistozitate  $S_1$  marcată de șiruri de minerale opace. Ordinea de cristalizare, dedusă din relațiile prezentate de porfiroblaste, este următoarea: muscovit-biotit-almandin-staurolit. Dimensiunile ridicate (5–6 cm la staurolit) precum și disponerea dezordonată denotă condiții statice de cristalizare însușite de o creștere accentuată a temperaturii.

Șisturile au o culoare negricioasă, sănt satinate și microcutate. Trećerile de la varietățile cuarțo-feldspatice la cele micacee au loc continuu. Variațile micacee pot fi sericitoase cu biotit și almandin, sericito-cloritoase sau sericito-grafitoase. Șisturile cuarțito-sericitoase cu cloritoid aflorează într-o mică deschidere pe valea Ocolișelului, în amonte de chei și pe versantul drept al văii Pociovaliște.

Cuarțitele negre alcătuiesc intercalații cu grosimi de ordinul metri sau al zecilor de metri în dealul Muncel și la Belioara. Cuarțitele negre conțin un pigment grafitos căruia i se asociază, în procente reduse, oxidul de mangan.

Calcarile cristaline, cenușii-negricioase, rubanate aflorează sub forma unor lentile, cu dimensiuni metrice, pe valea Ierții.

Șisturile amfibolice formează intercalații, cu grosimi reduse, pe valea Iara.

Cu o mai largă arie de aflorare, metadoleritele se întâlnesc la sud de valea Ocolișelului și în bazinul văii Belioara, formând silluri, cu grosimi metrice. Metadoleritele prezintă ca relicte: structura ofitică sau sub-



ofitică și mineralele: un plagioclaz sericitizat și caolinizat și o hornblendă uralitică provenită din transformarea unui piroxen. Aceștora li se asociază epidotul, clinozoitul, calcitul, cloritul, titanitul și magnetitul.

### 3.2. Complexul cuarțitic-carbonatic (superior)

Caracterul puternic transgresiv, marcat de prezența unui nivel conglomeratic, în bază, a determinat ca sedimentele acestui complex să depășească aria ocupată de complexul median și să se dispună discordant peste metamorfitele seriei de Biharia (între valea Ocoliș-valea Poșaga și la Scărița). Complexul superior (de Vulturese-Belioara) este constituit din metaconglomerate, cuarțite, dolomite grafitoase, calcare dolomitice, sisturi cuarțito-sericitoase și calcare cristaline.

În nord, la Iara, primele aflorimente cu metamorfitele acestui complex, se întâlnesc, în mici iviri, de sub sedimentele eocene, pe valea Almășani și pîrul Cacovei. Începînd din valea Ocolișului spre sud, aflorimentele sunt continue pînă în valea Sălcuța, iar de aici în creasta Scărița (pl. I).

Secvența carbonatică, între creasta Scărița, valea Sălcuța-valea Ocolișului, a constituit o barieră recifală. La nord de valea Ocolișului bariera a fost înlocuită prin recifi izolați, localizați la Cacova Ierii și la Dîlma Grecului. În partea nordică a regiunii calcarele recifale au fost înlocuite prin material terigen, cu care se îndințează lateral și pe verticală (pîrul Cacovei). Rocile terigene ajung la grosimi de ordinul sutelor de metri, pe valea Ocolișului și pe pîrul Cacovei, unde, în bază, aflorează mai multe nivale de metaconglomerate. Spre sud, metaconglomeratele aflorează continuu, pe flancul vestic al sinclinalului Vulturese, cu grosimi ce ajung la 100—150 m. Pe flancul estic al sinclinalului, metaconglomeratele aflorează începînd de la sud de valea Pociovaliște.

Metaconglomeratele sunt alcătuite din elemente rulate și aplatizate de cuarț alb, uneori ușor colorat în roz-violaceu. Elementele mai sunt constituite din feldspat (valea Pociovaliște) sau din granitoide de Munțele Mare, cu microclin (pîrul Cacovei, valea Pociovaliște). Amintim că mici granule rulate, de granitoide, au fost întâlnite și în metagresile grosiere ale complexului median. Matricea metaconglomeratelor, abundantă, este formată din cuarț, feldspat și sericit.

În cadrul secvenței cu roci carbonatice au fost separate două orizonturi: orizontul calcarelor dolomitice, feruginoase și orizontul calcarelor marmoreene.

În orizontul inferior se remarcă prezența unui nivel bazal, cu dezvoltare lenticulară, pe valea Ocolișului și Valea lui Martin, format din dolomite negricioase cu grafit, ușor stratificate. Nivelul următor este alcătuit din dolomite, slab ferifere, cenușii-crem, masive, ușor alterabile la suprafață.

Orizontul superior este separat de cel inferior printr-un nivel, lenticular, cu grosimi metrice, de sisturi cuarțito-sericitoase cu clorit, în care s-a identificat o asociație microfloristică.

Orizontul superior este constituit din calcare și calcare dolomitice, albe, masive, cu aspect marmorean. Calcarele marmoreene alcătuiesc, în mare măsură, bariera recifală din creasta Vulturese și creasta Scărița.



Sedimentele complexului superior au fost metamorfozate în condițiile faciesului de șisturi verzi (izogradul cu clorit). Metamorfismul hercnic a generat o șistozitate  $S_1$  (comună întregii serii cristalofiliene de Baia de Arieș) penetrantă. Aceasta se manifestă sub forma unei noi șistozități  $S_2$  în metagrauwackele seriei de Biharia, localizate la contactul cu metaconglomeratele complexului superior. Tot în aceste zone, metagrauwackele au fost intens retromorfozate (ajungind la stadiul de șisturi cuarțo-feldspatice, sericito-cloritoase), fapt pentru care, anterior, au fost incluse la complexul filitic (Mărza, 1969).

### 3.3. Vîrstă seriei de Baia de Arieș

În vederea obținerii unor date suplimentare, menite să completeze argumentele stratigrafice și de metamorfism, privind poziția și vîrstă metamorfitelor seriei de Baia de Arieș, s-au probat sistematic șisturile cristaline de pe valea Runc și valea Pociovaliște.

Prin analiză palinologică, din complexul median, s-a determinat următoarea asociatie: *Leiotriletes simplex* Naum., *L. cf. simplicissimus* Naum., *L. cf. microrugosus* Naum., *L. sp.*, *Archaeotriletes* sp., *Dictyotriletes rotundatus* Naum., *D. cf. sagenoformis* Sullivan, *Lophotriletes famenensis* Naum., Tsch., *L. cf. mutilus* Tsch., *L. evlanensis* Tsch., *Retusotriletes divulgatus* Tsch. var. *plicatus* Tsch., *Lophozonotriletes curvatis* Naum., *L. cf. cristifer* (Luber) Kedo, *L. cf. grumosus* Naum., *L. sp.*, *Archaeozonotriletes variabilis* (Naum.) Allen, *A. polymorphus* Tsch., *A. sp.*, *Hymenozonotriletes cf. lepidophytus* var. *tener* Kedo, *H. cf. lepidophytus* var. *minor* Kedo, *H. sp.*, *Apiculatisporites minimus* Kalibova, *A. baccatus* cf. var. *trebechoviensis* Kalibova, *Anapiculatisporites cf. concinnus* Playford, *Gulisporites* sp., *Triquitrites* sp., *Savitrisporites* sp., *Calamospora* sp., *Convolutispora venusta* Hoff., Staph., Malloy, C. sp., *Raistrickia* sp., *Rugospora* cf. *corporata* Neven & Owens, *Reticulatisporites polygonalis* (Ibrahim) Smith & Buterworth, *R. cf. bonapartensis* Playford, *Corbulispora* cf. *cancellata* (Waltz) Barad. Venk., C. sp., *Verrucosisporites* cf. *cerrosus* Butt. & Will., V. sp., *Microreticulatisporites concavus* Butt. & Will., *Granulatisporites* sp., *Rhabdosporites cf. parvulus* Richardson, *Rotaspora fracta* Schemel, *Camptotriletes cf. superbus* Neves, *Anisozonotriletes cristifer* (Luber) Pych., *A. varius* var. *angularis* Tsch., *Laevigatosporites* sp., *Azonomonoletes* sp., *Polyedrixium aff. multiformis* Deunff., *Brochopsophosphaera* aff. *vitis* Tsch., *Hymenodiscina sincera* Tsch., *H. conspicua* Tsch.

Luînd în discuție valoarea acestei asociatii se desprind unele concluzii, menite să faciliteze stabilirea unei diagnoze de vîrstă pentru formațiunile analizate.

Între elementele de floră continentală o participare majoritară o au cele de tip Devonian superior cum sint: *Retusotriletes*, *Hymenozonotriletes*, *Lophotriletes famenensis*, *L. mutilus*, *Dictyotriletes*, *Lophozonotriletes*, *Anisozonotriletes* și.a.

Alături de acestea există numeroase exemplare care indică vîrstă carbonifer-inferioară, după cum sint: *Leiotriletes*, *Verrucosisporites*, *Convolutispora*, *Raistrickia*, *Rugospora*, *Camptotriletes*, *Triquitrites*, *Reticulatisporites*, *Corbulispora* și.a.



În acest context, în care asociația este alcătuită prioritar din elemente de tip Devonian superior și Carbonifer inferior, considerăm justificată atribuirea metamorfitelor din complexul median, acestui interval.

Din complexul superior, două probe palinologice recoltate din intercalăția filitoasă situată între cele două orizonturi carbonatice, din cheile Runcului, au indicat următoarea asociație : *Leiotriletes cf. gulariferus* Alp., *L. sp.*, *Trachytriletes cf. minor* Naum., *Planisporites cf. microtuberous* (Loose) Knox., *Convolutispora* sp., *Microreticulatisporites cf. fistulosus* (Ibrahim), *M. cf. nobilis* (Wicher.), *Triquitrites* sp., *Laevigatosporites aff. perminutus* Alp., *Retialetes cf. radzathii* Staplin.

Această asociație ne permite să acordăm complexului superior al seriei de Baia de Arieș o vîrstă carbonifer-inferioară.

Continuitatea metamorfică dintre complexul median și cel superior precum și argumentele paleontologice ne-au permis să atribuim seriei de Baia de Arieș o vîrstă paleozoic-superioară.

## B) Formațiuni sedimentare

Formațiunile sedimentare din partea de est a munților Gilău au fost investigate în scopul identificării de noi corpuri de magmatite bana-titice, generatoare a unor mineralizații de fier și sulfuri polimetalice și în vederea stabilirii relațiilor structurale cu cristalinul munților Gilău și Trascău. Din punct de vedere structural acestea aparțin bazinului Sălciaua și Depresiunii Transilvaniei.

Pe baza argumentelor paleontologice, a superpoziției și similitudinii de facies, formațiunile sedimentare au fost atribuite Cretacicului, Paleogenului, Neogenului și Cuaternarului.

*Cretacicul.* Depozitele cretacice au fost cercetate în extremitatea nordică a bazinului Sălciaua și sunt reprezentate prin Turonian-Senonian.

Turonian-Senonianul este reprezentat, în bază, prin conglomerate și brecii alcătuite din elemente de cuartite, cu diametrul pînă la 0,25 m, cu liantul grezo-nisipos de culoare roșcată-violacee și subordonat gresii cuartoase de aceeași culoare sau verzuie. Acestea se întâlnesc la vest de localitatea Băisoara, respectiv între valea Ierții și dealul Piatra Mare cît și la sud de valea Ocolișelului, au o dezvoltare lentiliformă, cu excepția celor de la Băisoara, care reprezintă un graben, fiind delimitate la est și vest de fracturi orientate nord-sud.

În valea Ocolișelului, echivalentul depozitelor menționate îl reprezintă un nivel de conglomerate mărunte, alcătuite în exclusivitate din elemente de cuarțite albe, bine rulate, care spre partea superioară trec la gresii cuartoase grosiere, cenușii-gălbui cu structură oblică.

Aparent în continuitate de sedimentare peste depozitele roșii, sau direct peste sisturile cristaline, în sectorul de la sud de valea Ocolișelului, urmează calcar, grezo-calcare și gresii calcaroase, dure, de culoare cenușie-albicioasă sau maronie, care conțin resturi fosile slab conservate și diagenizate (lamelibranhiate), pe baza cărora li s-a atribuit vîrstă Santonian superior, eventual și Campanian-inferior (Ianovici et al., 1976). Si aceste depozite au dezvoltare lentiliformă și se întâlnesc pe valea Craca și cea de la nord de aceasta, precum și la nord de văile Pociovaliște, Ocolișelului, Ocolișelului și Ierii, unde au cea mai mare dezvoltare.



Calcare asemănătoare cu cele amintite mai apar și la un nivel stratigrafic superior, așa cum este cazul celor de pe affluentul stîng al pîriului Craca (vest Ocoliș), dar mai ales la nord de localitatea Runc.

În continuitate de sedimentare peste calcare, sau discordant peste șisturile cristaline, urmează un al treilea pachet de depozite, în general cu caracter de fliș, care are cea mai mare dezvoltare areală, începînd de la nord de valea Ierii, pînă la sud de valea Ocolișului. Acesta este reprezentat prin gresii calcaroase, fine și grosiere, de culoare cenușie-gălbui sau maronie-roșcată, depozite situate în partea inferioară a succesiunii și apoi alternanțe de gresii cuarțoase sau calcaroase, stratificate în bancuri de pînă la 0,30 m și șisturi argiloase cenușii-vineții sau gălbui.

În afara de caracterele litologice generale prezентate, trebuie menționat faptul că în cadrul celui de-al treilea pachet al depozitelor senoniene, mai sunt prezente și intercalării de conglomerate. Dintre acestea amintim pe cele de la nord de localitatea Runc, alcătuite în exclusivitate din elemente de cuarțite mărunte, cenușii-albicioase, cu aspect masiv, care au o grosime de 10—15 m, ce se pot urmări pe cca 1 km, pînă la sud de pîrul Crengii și conglomeratele care se întîlnesc la izvoarele văii Cristineasa (est Ocoliș), dispuse peste depozite de fliș și suportă gresii calcaroase gălbui-albicioase, de vîrstă senoniană, sau peste șisturile cristaline ale munților Trascău, alcătuite din elemente de cuarțite, calcare cristaline și micașisturi, bine rulate, de dimensiuni ce ating 0,50 m.

De asemenea, aproximativ în partea mediană a aceluiași pachet, începînd de la confluența pîriului Craca cu valea Ocolișului, pînă în dealul Bărăoi și apoi mai departe pînă la nord de valea Ocolișului, se întîlnește un nivel cu caracter de Wildflysch, alcătuit în principal din blocuri de micașisturi și cuarțite, angulare sau slab rulate, de dimensiuni ce ating 2 m diametru și subordonat gresii calcaroase cretacice, prinse într-un liant marno-argilos, de culoare vineție. Alterarea și dezagregarea acestui nivel generează adevărate pietrișuri sau bolovănișuri, care au fost reluate și depuse în orizontul argilelor vărgate inferioare, de vîrstă eocenă, situație întîlnită la sud de dealul Ierii.

Prezența acestui nivel ar putea fi legată de existența unei fracturi regionale, asemănătoare și paralelă cu cea care reprezintă contactul dintre bazinul Sălcia și munții Trascău.

*Paleogenul.* În bazinul Iara, Paleogenul este reprezentat numai prin Eocen, aria de dezvoltare a depozitelor oligocene fiind situată mult mai la nord-est, în afara perimetrlui cercetat.

Eocenul. Depozitele eocene au fost atribuite Ypresian-Lutetianului inferior (orizontul argilelor vărgate inferioare), Lutetianului superior (orizontul marnelor verzi și al gipsurilor inferioare, marnelor și calcarelor cu *Anomia* și *Gryphaea eszterhazyi*, marnelor și calcarelor cu *Nummulites perforatus*, marnelor cenușii, calcarelor grosiere inferioare) și Priabonianului (orizontul argilelor vărgate superioare, marnelor verzi și al gipsurilor superioare, calcarelor grosiere superioare).

Noutățile pe care le prezentăm privesc orizontul argilelor vărgate inferioare și constau din identificarea și separarea unor calcar și calcar dolomitic de tip Rona, sub forma unor nivele continue, de cca 1,5—2 km lungime, la est de dealul Pîrvul Cătușilor (sud-vest de locali-



tatea Cacova Ierii) și sud de dealul Grâul Sînii (nord de localitatea Ocolișel), unde au o grosime de 1—4 m și ca o butonieră de eroziune la nord-vest de dealul Ierii, iar pe de altă parte, litologia părții superioare a orizontului argilelor vărgate inferioare, în sectorul de la est de localitatea Iara. Referitor la acest aspect menționăm variațiile de facies pe laterală și verticală, unde se întâlnesc mai multe nivele de tufuri, tufite și calcare silicificate, depozite care nu pot fi paralelizate cu nivelul de calcare de tip Rona.

În ceea ce privește orizontul marnelor verzi și al gipsurilor inferioare, precum și orizontul marnelor și calcarelor cu *Anomia* și *Gryphaea eszterhazyi*, menționăm că acestea au fost identificate de noi în sectorul cuprins între localitățile Liteni și Iara, fiind reprezentate prin mărne verzi și nisipuri cuarțoase de aceeași culoare, având o dezvoltare discontinuă și grosime foarte redusă (în jur de 1 m), respectiv gresii calcaroase și calcare grezoase cenușii-gălbui, bogat fosilifere (predomină formele de anomii și grifei, care definesc orizontul), care au o grosime de pînă la 2 m.

Pentru celelalte orizonturi ale Eocenului sănătate caracteristice variațiile de facies pe care le prezintă de la o zonă la alta, de unde și dificultățile de trasare a unor limite și argumentele aduse în sprijinul separațiilor efectuate (Solomon et al., 1976).

*Neogenul.* Neogenul din bazinul Iara este reprezentat numai prin Miocen, respectiv Tortonian și Sarmatian.

Tortonianul. Depozitele tortoniene se extind mult mai la vest decît se cunoștea din lucrările anterioare (Saulea, 1954), fapt ce demonstrează amploarea deosebită a transgresiunii de la acest nivel stratigrafic.

În urma cercetărilor efectuate am identificat depozite tortoniene pe toată creasta dealurilor de la vest de valea Cacovei și pînă la nord de valea Ocolișelului, cu o extindere mult mai mare, pe Dealul lui Boitoș și la est de acesta, precum și între Livada și Plaiuri.

De asemenea, s-au adus precizări privind litologia depozitelor, în constituția cărora intră pietrișuri și bolovănișuri, gresii cuarțoase și calcaroase, nisipuri cuarțoase, calcare, mărne, tufuri și tufite, precum și la variațiile de facies pe laterală și verticală, de la o zonă la alta (Solomon et al., 1976).

Sarmatianul. Depozitele sarmatiene se întâlnesc pe cele mai înalte dealuri dintre valea Iara și valea Hășdate. Cercetările efectuate de noi au mai evidențiat un nou punct de apariție cu depozite sarmatiene, la vest de drumul ce unește localitățile Iara și Agriș, la nord de dealul Rîpane, reprezentat prin conglomerate și gresii.

### C) Roci eruptive banatitice

Magmatitele banatitice au generat, la Iara, în rocile gazdă, transformări pirometasomatische și hidrotermale însoțite de importante acumulări de fier și sulfuri polimetalice.

Corpurile de banatite sunt dispuse în lungul unui aliniament nord-sudic, care urmărește traseul marilor fracturi regionale. Principalul corp eruptiv, care aflorează, este situat pe valea Almășani. Spre nord, corpurile intrusive sunt localizate sub nivelul de eroziune (Băișoara), la

suprafață întlnindu-se numai apofizele, dyke-urile și filoanele acestora, constituite din porfire granodioritice, porfire dioritice, andezite, dacite, riolite și lamprofire. La o distanță mare de aliniamentul Iara-Băișoara (cca 15 km), spre vest, pe valea Negrii, în seria de Someș, au fost întâlnite filoane de riolite felsitice.

Corpul din valea Almășani prezintă o terminație în cupolă, relevată de structura holocristalină a granodioritelor din zona centrală, de la care gradat, spre margini, se trece la porfire granodioritice. Forma ovală, cu un diametru de cca 2 km, a acestui corp, sub cuvertura eocenă a fost conturată prin foraje (pl. III).

Porfirele granodioritice alcătuiesc și apofizele care aflorează, pe valea Vadului, valea Ierții și în cheile Băișorii. Asociat acestora, pe văile Vadului și Ierții, se întâlnesc porfire dioritice cuarțifere, mai inchise la culoare.

Rocile filoniene sunt reprezentate prin: andezite, dacite, riolite și lamprofire.

#### D) Considerații tectonice

Desăvîrșirea mai multor cicluri orogene a condus la formarea nucleului cristalin al Munților Apuseni.

Metamorfitele din munții Gilău, ca și întreg ansamblul cristalin al Munților Apuseni, în ipoteza unor structuri șariate, au fost incluse în sistemele de pînze, de Biharia și de Codru (Ianovici et al., 1976).

Cercetările efectuate ne-au condus, însă, la concluzia că relațiile dintre seriile cristalofiliene sunt mai simple: de transgresiune sau tectonice prin intermediul unor fracturi direcționale.

Aparent, metamorfitele din munții Gilău prezintă o structură simplă, monoclinală. Modul de dispunere a seriilor și a complexelor cristaline, precum și repartizarea izogradelor de metamorfism a permis descifrarea unor structuri plicative deversate spre vest și, în mare măsură, afectate tectonic de fracturi majore direcționale. Astfel contactul tectonic dintre seria de Someș și seria de Biharia, cu o înclinare ce depășește  $70^{\circ}$ , este considerat de noi ca o falie inversă. La Băișoara, însă, cristalinul seriei de Baia de Arieș încalcă spre est, pe mai multe sute de metri, depozitele senoniene ale bazinului Iara. Această încălcare a fost interceptată direcțional, pînă la Cacova Ierii, și prin lucrările miniere și de foraj executate în zonă.

##### 1. Structuri plicative

În seria de Someș metamorfitele au fost mai larg cutate, fiind antrenate într-o cută anticlinală și una sinclinală, la est de Valea Ierii-sat, cute ce se urmăresc pe mai mulți kilometri spre sud.

În seria de Biharia, metamorfitele, aparent monoclinale, alcătuiesc flancul invers al unei mari cute anticlinale (determinată după dispunerea complexelor cristalofiliene), a căror zonă axială este făiată la contactul cu cristalinul seriei de Baia de Arieș. Spre vest, la Săgăgea, anticlinialul se continuă cu un sinclinal, de proporții mai reduse, în care sunt antrenate șisturile cu aspect filitos ale complexului superior. Cuta



sinclinală este, de asemenea, deversată spre vest și este faliată la contactul cu seria de Someș.

Pe flancul invers al anticlinalului, în metamorfitele seriei de Biharia, complexul metagrauwackelor, au fost identificate mici cute sin-forme și antiforme.

Tot un sistem de cute deversate prezintă și metamorfitele seriei de Baia de Arieș. Complexul superior al acestei serii este antrenat într-un sinclinal deversat spre vest, la Vulturese, iar metamorfitele complexului median se dispun pe flancul invers al unui anticlinal, a cărui zonă axială este faliată și acoperită tectonic de sedimentele senoniene ale culoarului Iara-Sâlciau.

Tectonica alpină a generat, în sedimentele flișoide senoniene un sistem de cute strînse, cu o amplitudine redusă. Structurile anticlinale și sinclinale au o orientare generală nord-sudică. Cute, cu o dezvoltare regională, cuprinzind depozite senoniene sunt sinclinalul de la Piatra Mare, cu o dezvoltare de cca 2 km, la nord de valea Iara și sinclinalul și anticlinalul dintre valea Ocolișelului și valea Ocolișului dezvoltat pe cca 5—6 km, în sudul regiunii.

## 2. Structuri disjunctive

Cristalinul din estul munților Gilău a suferit o puternică compartimentare, determinată, în primul rînd, de un sistem de fali direcționale.

După relațiile cu formațiunile datează și relațiile dintre ele, fracturile au fost grupate în prelaramice, laramice și postpaleogene.

*Fracturi prelaramice.* Una dintre fracturile direcționale importante, cunoscută în vestul regiunii, aduce în contact anormal, metamorfitele seriei de Someș cu cele ale complexului superior al seriei de Biharia.

La sud de valea Jgheburoasă, tot în lungul unei fracturi orientată nord-sud, se delimită complexul superior al seriei de Biharia, de complexul median al aceleiași serii.

Un cuplu de fali orientate nord-sud, la Belioara (Mărza, 1969), deplasează spre nord un compartiment cu metamorfitele seriei de Baia de Arieș, pe mai mult de 5 km, în creasta Scărița.

De asemenea, este retezat flancul estic al sinclinalului Vulturese, între Cacova Ierii și dealul Paltin, tot de o fractură, relativ direcțională, parțial mascată de sedimentele senoniene pe valea Creanga și valea Ocolișelului.

O mare parte dintre fracturile prelaramice au fost reactivate de tectogeneza alpină, fapt ce a condus și la generarea bazinelor de sedimentare limitrofe.

*Fracturi laramice.* Una dintre fazele importante ale orogenezei alpine s-a manifestat la finele Senonianului prin coborîrea, în trepte, a cristalinului, în lungul unor fracturi orientate nord-sud.

Una dintre fracturile laramice direcționale a condus la încălecarea cristalinului seriei de Baia de Arieș, peste Senonian, la Iara.

Tot direcțional, la Băisoara, între două fracturi orientate nord-sud, s-a conservat, într-un mic graben, un pachet de conglomerate, gresii și argile senoniene.



Fracturile direcționale au fost decroșate de fracturi orientate est-vest. Astfel, la Mașca, un sistem de două fracturi a deplasat, spre est, compartimentul cu rocile carbonatice recifale ale seriei de Șaia de Arieș.

*Fracturi postpaleogene.* Dintre dislocațiile laramice reluate în fazele mai noi se detașează, în primul rind, falia regională inversă de la contactul sedimentarului din culoarul Iara-Sălcia cu metamorfitele din munții Traseau. Această falie afectează numai partea bazală a orizontului argilelor vărgate inferioare având, astfel, o vîrstă ypresian-lutetian-inferioară.

Pe valea Cacovei și în forajele executate în apropiere a fost evidențiată o fractură orientată nord-sud care afectează depozitele paleogene.

## BIBLIOGRAFIE

- Borcoș M., Vasilescu A. (1954) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Borcoș E. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Runc-Săgea-V. Ierii sat (Bazinul văii Iara, Munții Apuseni). *D. S. Inst. Geol.*, XLII, p. 131—148, București.
- Dimitrescu R. (1958) Studiul geologic și stratigrafic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa. *An. Com. Geol.*, XXXI, p. 51—119, București.
- Gaboș E. (1975) Geologia bazinului Iara, cu privire specială asupra depozitelor neogene. Rezumatul tezei de doctorat, Cluj.
- Gheruci O., Popa G. (1961) Raport, arhiva Întreprinderii de prospecții geologice și geofizice, București.
- Giușcă D., Savu H., Borcoș M. (1967) Asupra stratigrafiei șisturilor cristaline din Munții Apuseni. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., Ser. Geol.*, 12/2, p. 143—159, București.
- Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. Ed. Acad. R.S.R., 631 p., București.
- Lazăr C., Întorsureanu I., Popescu M. (1972) Studiul petrografic al rocilor bana-tice din zona Mașca-Băișoara (Munții Apuseni). *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/1, p. 144—173, București.
- Lupu M., Borcoș M., Dimitrescu R. (1967) Notă explicativă la harta geologică a R.S.R. 1 : 200.000, foaia Turda. *Inst. Geol.*, București.
- Mârza I. (1969) Evoluția unităților cristaline din sud-estul Muntelui Mare. Ed. Acad. R.S.R., 162 p., București.
- Moțoi G., Solomon I., Picerea I., Moțoi A., Mărgărit M., Mărgărit G. (1977) Raport, arhiva Întreprinderii de prospecții geologice și geofizice, București.
- Pitulea G., Ghițulescu I., Mărunțeanu C., Florescu C., Bergheș S., Bergheș M. (1975) Raport, arhiva Întreprinderii de prospecții geologice și geofizice, București.
- Rozloznik P. (1915) Geologische Beobachtungen in verschiedenen Gliedern der im weiteren Sinne genommenen Bihar-Gebirgsgruppe. *Jahresber. d. k. ung. geol., An. f.*, p. 326—332, Budapest.
- Saulea E. (1954) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- (1955) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.



- Solomon I., Moțoi G., Viforeanu A., Mărgărit G., Mărgărit M. (1976) Raport, arhiva Întreprinderii de prospecțiuni geologice și geofizice, București.
- Moțoi G., Florescu C., Moțoi A., Mărgărit M. (1978) Raport, arhiva Întreprinderii de prospecțiuni geologice și geofizice, București.
- Stoicovici E., Trif A. (1961) Contribuții la cunoașterea granitizării în regiunea Munțele Mare-Munții Gilăului. *Stud. Univ. „Babeș-Bolyai“ Ser. geol. geogr.*, VI/1, p. 71—82, Cluj.
- Teodoru I. (1965) Raport, arhiva Întreprinderii de prospecțiuni geologice și geofizice, București.
- (1966) Raport, arhiva Întreprinderii de prospecțiuni geologice și geofizice, București.
- Timofeev B. V. (1974) Simpozium po microfitofosiliam proterozoia i ranevo paleozoia. Microf. proterozoia i ranevo paleozoia S.S.S.R. Izd. Nauka, p. 56—58, Moskva.
- Trif A. (1968) Migmatitele, granitizarea, budinajul în regiunea munțele Săcel-Valea Ierii sat-văile Rîșca-Someșul Rece. Rezumatul tezei de doctorat, 42 p., Cluj.
- Visarion A., Dimitrescu R. (1971) Contribuții la determinarea vîrstei unor șisturi cristaline din Munții Apuseni. *Anal. șt. Univ. Iași (Seria Nouă), Secția II-a, b*, XVII, p. 1—13, Iași.

## RECHERCHES GÉOLOGIQUES CONCERNANT LE VERSANT EST DES MONTS GILĂU (MONTS APUSENI)

(Résumé)

La zone étudiée représente la moitié est des Monts Gilău, étant constituée de formations cristallophylliennes, de dépôts sédimentaires et de roches éruptives.

Les métamorphites, appartenant au socle préalpin, sont le résultat de plusieurs cycles tectono-magmatiques et ont été attribuées aux séries de Someș, Biharia et Baia de Arisă.

### *Série de Someș*

Les schistes mésométamorphiques de la série de Someș sont situés dans la partie inférieure de la pile des métamorphites et affleurent dans les Monts Gilău.

Les roches de cette série se développent dans la partie ouest de la région étudiée, sous la forme d'un lambeau mince, situé entre la vallée de Iara et les sources de la vallée de Săgăgea.

Compte tenu de leur composition pétrographique, les mésométamorphites de la série de Someș ont été attribuées à trois complexes lithostratigraphiques.

Le complexe des gneiss feldspathiques (leptynites) occupe la partie basale de la série, étant constitué, surtout, des gneiss micacés à micaschite, où apparaissent d'une manière subordonnée et à des épaisseurs réduites des gneiss micacés, des schistes quartzitiques à biotite et muscovite, des schistes quartzito-feldspathiques à biotite et almandin et des schistes quartzo-feldspathiques à hornblende.

Le complexe médian, celui des micaschistes à almandin et des paragneiss micacés, est intensément plissé, tandis que dans le voisinage du granitoïde de



Muntele Mare les roches cristallines sont transformées en gneiss oeillés (sources de la vallée de Săgăgea).

On observe vers la partie supérieure de ce complexe une importante occurrence des roches à amphibole.

Entre la vallée de Hășdate et la vallée de Bocului, on a séparé le troisième complexe, celui des gneiss amphibolitiques, provenus de la transformation métamorphique des gabbros et des gabbrodiortes.

Le complexe est formé des gneiss amphibolitiques, gneiss amphibolitiques à biotite, gneiss feldspathiques à hornblende, paragneiss biotitiques, gneiss feldspathiques à biotite et almandin, schistes quartzo-feldspathiques à muscovite, biotite et hornblende et schistes quartzo-feldspathiques à amphibole, chlorite et epidote.

On a attribué à la série de Someș l'âge dalslandien, vu les parallélisations lithostratigraphiques et de métamorphisme avec la série de Sebeș-Lotru et de la superposition.

Ces trois complexes dalslandiens sont traversés par le granitoïde de Muntele Mare et par ses apophyses.

Les orogenèses calédonienne et hercynienne ont produit sur les roches de la série de Someș des phénomènes de rétromorphisme, plus accentués au niveau des complexes médian et supérieur. Proche du contact tectonique avec la série de Biharia, les gneiss amphibolitiques du complexe supérieur ont été intensément milonitisés et cataclasés.

#### *Granitoïde de Muntele Mare*

Dans la partie ouest de la région, dans le complexe des micaschistes à almandin, affleure la terminaison sud-est du granitoïde de Muntele Mare, qui vers ses marges présentent une couronne à granites gneissiques.

On rencontre sur la vallée de Huzii et la vallée de Sălașe de petites apophyses du même corps de granitoïdes.

Les fluides silico-alcalins, qui ont envahi les schistes cristallins de la série de Someș, ont engendré des roches migmatiques (gneiss oeillés, gneiss aplitiques, gneiss linéaires), ayant une large aire d'apparition dans la région des sources des vallées de Săgăgea et de Gerului.

Analysant la composition pétrographique de la série de Someș on peut remarquer que le cycle dalslandien a eu une évolution complète, renfermant des magmatites initialitiques, des métamorphites de type barrovien, des roches granitoides et des migmatites.

#### *Série de Biharia*

Parmi les schistes cristallins, les métamorphites de cette série présentent un ample développement. Les roches de la série de Biharia, à caractère évidemment épimétamorphique (faciès des schistes verts, sous-faciès à chlorite, biotite et almandin) ont été attribuées à trois complexes lithostratigraphiques.

Le complexe inférieur est constitué de roches psammítiques, quartzo-feldspathiques, engendrées à la suite de la dénudation du socle précamalien qui renfermait aussi des granitoïdes. Les roches détritiques, avec les sills de dolérites, interstratifiées, ont été métamorphisées pendant l'orogenèse calédonienne (phase sarde), au moment où ont pris naissance les fluides lithogènes, par ultramétamorphisme ; ces fluides ont migré ensuite vers le niveau de ce complexe, en-



gendarant des granitoïdes gneissiques et des migmatites oeillées, localisées dans la zone axiale de l'anticlinal de la vallée de Ierții-Belioara.

Sauf les gneiss à muscovite, biotite et almandin, les gneiss albitiques à epidote et les schistes quartzo-albitiques à chlorite et séricite, qui composent le fond pétrographique de ce complexe, apparaissent encore des métadolérites et des calcaires blanc-gris à épaisseur de quelques dizaines de mètres dans la partie supérieure du complexe.

Le complexe médian de la série de Biharia, celui des schistes tuffogènes basiques, est formé par des tufs basiques, laves basaltiques ainsi que de petits corps de roches gabbroïques, des sédiments terrigènes et des calcaires détritiques.

Chez les métamorphites des complexes inférieurs on a remarqué une deuxième étape de cristallisation, tardécinématique, à croissance porphyro-blastique de l'albite, du clinochlore et du magnétite, par rémobilisation métamorphique des composants initiaux.

La partie supérieure de la série de Biharia est occupée par le complexe des schistes quartzitiques sériciteux, situé sur le flanc inverse de l'anticlinal de la vallée de Ierții-Belioara, d'une telle manière que ces métamorphites se disposent à la base de cette série, dans une position apparemment inférieure.

Les métamorphites du complexe supérieur, les schistes quartzitiques sériciteux, les schistes séricito-chloriteux, les schistes séricito-graphiteux, les calcaires cristallins siliceux sont le résultat de la transformation métamorphique de certaines roches terrigènes dans les conditions du sous-faciès à chlorite du faciès des schistes verts.

#### *Gneiss granitoïdes et roches migmatiques*

Les roches à aspect granitique de la série de Biharia se sont formées par envahissement avec des fluides silico-alcalins des métagrauwackes, durant les derniers moments du métamorphisme régional. La nature des sédiments-roches de type grauwackes métamorphisées a favorisé la formation des roches à composition granitique.

Les gneiss granitoïdes sont localisés entre la vallée du Vadului et la vallée de la Tisa.

Les limites difuses entre les corps de gneiss granitoïdes, les septes des roches nonfeldspathiques conservées et la coexistence du microcline à chlorite mènent à la conclusion que les gneiss granitoïdes se sont formés par remplacement des roches préexistantes avec du matériel granitique.

#### *Age de la série de Biharia*

Les analyses palynologiques effectuées sur un grand nombre d'échantillons prélevés du complexe supérieur de la série de Biharia ont mis en évidence des genres et des espèces qui entrent dans la constitution des associations précambriennes-supérieures-cambriennes-inférieures (*Uniporata nitidus Spumosata nova*, *Polyporata verrucosa*, *Margoporata glabella*, etc.) et de celles cambriennes moyennes (*Veryhachium balticum*, *Polyedrixium prituli*, *Archaeohystrichosphaeridium pungeus*, etc.). Dû à ces déterminations et au fait que l'orogenèse assyntique est reconnue dans toute l'Europe et que le Cambrien est limité par l'intervention de la phase sarde de l'orogenèse calédonienne, on a attribué aux roches de la série de Biharia l'âge cambrien, leur métamorphisme se produisant au cours de la phase sarde.



### *Série de Baia de Arieș*

Dans la partie est des Monts Gilău, les métamorphites de la série de Baia de Arieș ont été séparées en deux complexes lithostratigraphiques : un complexe des schistes quartzito-sériciteux à graphite, biotite et grenat, sur lequel repose transgressivement le complexe supérieur à métaconglomérats et calcaires dolomitiques cristallins.

Le complexe des schistes quartzito-sériciteux à graphite, biotite et grenat se développe d'une manière continue entre la vallée de Sălciuța et la vallée d'Ocolisel, plus vers le nord-est apparaissant sous forme de petits affleurements de dessous des dépôts éocènes.

A la partie inférieure de ce complexe, constituée, principalement, des roches terrigènes métamorphisées, on observe dans la mésostase séricito-graphiteuse à aspect phylliteux, des porphyroblastes fraîches de chloritoïde, biotite, almandin et staurotide. On remarque souvent dans les porphyroblastes l'ancienne schistosité  $S_1$  formée par une suite de minéraux métalliques ou de graphite.

Les dimensions des cristaux de staurotide (5–6 cm) et leur disposition désordonnée dénotent les conditions statiques de cristallisation et l'augmentation accentuée de la température, pendant la dernière phase de cristallisation métamorphique.

Dans le cadre de ce complexe apparaissent également des quartzites noirs, calcaires cristallins, schistes amphiboliques et métadolérites sous forme d'intercalations.

Le complexe quartzitique-carbonaté (de Vulturese-Belioara), à caractère fortement transgressif, mis en évidence par la présence, dans la base, d'un niveau de conglomérats, se dispose d'une manière discordante sur les métamorphites de la série de Biharia, dépassant l'aire des schistes quartzito-sériciteux du complexe médian.

Ce complexe est constitué des métaconglomérats, quartzites, dolomies graphitiques, calcaires dolomitiques, schistes quartzito-sériciteux et calcaires cristallins, marmoréens, métamorphisés au niveau du faciès des schistes verts, sous-faciès à chlorite.

Tout comme le complexe médian, les métamorphites du complexe supérieur affleurent d'une manière continue entre la vallée de Sălciuța et la vallée d'Ocolisel, plus vers le nord apparaissant sous forme de petits affleurements de dessous des sédiments éocènes, sur la vallée de Cacovei et la vallée d'Almășani.

Les métaconglomérats de la base sont constitués d'éléments de quartz, feldspath et granitoïdes.

Dans les roches carbonatées de la partie supérieure du complexe ont été séparés deux horizons : horizon des dolomies et calcaires dolomitiques ferrugineux et horizon des calcaires marmoréens, séparés par un niveau lenticulaire à épaisseurs métriques de schistes quartzitiques sériciteux à chlorite ; c'est là qu'on a identifié, sur la vallée du Runcului, une association microfloristique.

#### *Age de la série de Baia de Arieș*

Par analyse palynologique, on a obtenu de nouvelles données concernant les schistes cristallins à caractères épi- et mésométamorphiques de la série de Baia de Arieș, qui ont subi un métamorphisme polyphasique. Ces données s'ajoutent aux arguments stratigraphiques et de métamorphisme, portant sur la position et l'âge des formations de cette série.



Dans le complexe médian des schistes quartzito-sériciteux a été identifiée une flore dévonienne (*Retusotriletes divulgatus*, *Hymenozonotriletes tener*, *Brochotriletes scrobiculosus*, *Acanthotriletes pullus*, *Lophotriletes famenensis*, *L. evlanensis*, *L. mutilus*, *Archaeozonotriletes amplectus*, *A. polymorphus*, *A. crassimus*, *Dictyotriletes rotundatus*, *Lophozonotriletes curvatus*, *L. sairamus*, *L. grumosus*, *Trachytriletes minor*, *Calamospora*, etc.) et dans celui supérieur, une flore carbonifère inférieure (*Leiotriletes gulaferus*, *Planisporites microtuberosus*, *Verrucosisporites difficilis*, *Microreticulatisporites nobilis*, *M. fistulosus*, *Triquitites*, etc.).

#### *Formations sédimentaires.*

On a identifié dans les dépôts sédimentaires de nouveaux points d'apparition de quelques conglomérats et grès quartzeux rouges, dans la base de la succession stratigraphique du bassin de Sălcia, attribués par nous au Crétacé inférieur, tout comme ceux de l'ouest de la localité de Băisoara considérés permiens. On a également fait des précisions portant sur la structure des formations sénoniennes, qui mettent en évidence la présence de plusieurs structures anticlinales et syncliniales, certaines présentant un développement régional.

D'importantes contributions ont été enregistrées pour ce qui est des dépôts paléogènes-néogènes du bassin de Iara. C'est ainsi qu'on a mis en évidence la présence des horizons de la base de l'Eocène, respectivement de l'horizon des marnes et calcaires à *Anomia* et *Gryphaea eszterhazyi*, entre les localités de Liteni et de Iara aussi bien que la présence de l'horizon des marnes vertes et gypses supérieurs. On a identifié de nouveaux points d'apparition de l'horizon des calcaires supérieurs et des dépôts sarmatiens, on a précisé l'extension des formations tortoniennes au sud de la localité de Cacova Ierii et les environs de la localité de Livada.

De plus, on a fait des précisions sur les variations de faciès des autres horizons de l'Eocène (horizon des argiles bariolées inférieures, horizon des marnes grises, horizon des calcaires grossiers inférieurs) et la possibilité de séparation de ceux-ci d'une manière similaire à celle effectuée pour les zones classiques des environs des localités de Cluj-Napoca et de Jibou.

#### *Roches éruptives banatitiques*

Les magmatites banatitiques sont disposées le long d'un alignement nord-sud, poursuivant le trajet des grandes fractures régionales.

La présence d'importantes accumulations de fer et de sulfures engendrées par ces roches ont mené à de nombreuses études qui ont contribué à la connaissance des banatites de la zone de Iara.

L'intrusion la plus importante est représentée par le corps de granodiorites de la vallée d'Almășani, qui passe vers les marges aux porphyres granodioritiques. Du reste, on connaît encore des porphyres dioritiques sur la vallée du Vadului, la vallée de Ierjii et les gorges de Băisoara.

Les roches filonniennes sont représentées par des andésites, dacites, rhyolites et lamprophyres. Vers l'ouest, à une grande distance de l'alignement de Iara-Băisoara, on a identifié des filons de rhyolites felsitiques, altérés, sur la vallée de Negrii, cantonnées dans la série de Someș.

Des lamprophyres ont été identifiées rien que dans les forages de Cacova Ierii et de Dilma Grecului, localisées dans les métamorphites de la série de Baia de Arieș et les sédiments sénoniens.

Les intrusions de banatites ont généré des phénomènes de métamorphismes de contact thermique et métasomatique, à la suite desquels apparaissent des



cornéennes et des skarnes, suivies d'une activité hydrothermale intense. Tous ces phénomènes ont été accompagnés par la formation des accumulations de minerai de fer et de sulfures (Mașca, Cacova Ierii, Băișoara).

#### *Considérations tectoniques*

A la suite du déchiffrement de la manière de disposition des séries cristallines ainsi que de la répartition des isogrades de métamorphisme on a mis en évidence un nombre de structures plicatives déversées vers l'ouest, sectionnées, la plupart d'entre elles, par des fractures directionnelles.

Les métamorphites de la série de Someș ont été entraînées dans un pli, plus large, synclinal et anticlinal, qui peut être poursuivi sur plusieurs kilomètres à l'est de Valea Ierii-sat.

Les métamorphites de la série de Biharia, apparemment monoclinales, composent le flanc inverse d'un grand pli anticlinal, dont la zone axiale est sectionnée tectoniquement.

Le même déversement ouest est observable également aux plis englobant les métamorphites de la série de Baia de Arieș. C'est ainsi que le complexe supérieur forme un synclinal, déversé vers l'ouest, à Vulturese, tandis que les métamorphites du complexe médian se disposent sur le flanc inverse d'un anticlinal.

Les sédiments sénoniens, flychoïdes, forment des plis étroits, à amplitudes réduites, quelques-uns présentant un développement régional.

La tectonique disjonctive est bien représentée autant par des failles directionnelles que transversales.

Les fractures directionnelles, d'âge préaramien, ont donné naissance à des contacts anormaux entre les séries métamorphiques.

La réactivation de ces dislocations dans l'orogenèse alpine a déterminé la formation des bassins marginaux et le chevauchement, pendant la phase laramique, des métamorphites de la série de Baia de Arieș sur les dépôts sénoniens entre Săcel et Cacova Ierii.

Parmi les plus nouvelles dislocations rupturales on mentionne la faille régionale qui lie les formations crétacées du bassin de Sălcia și et celles paléogènes-néogènes du bassin de Iara, à partir de la vallée d'Ocolișului jusqu'à la vallée de Hășdate avec les schistes cristallins des Monts Trascău.

### EXPLICATIONS DES PLANCHES

#### Planche I

##### Carte géologique des Monts Gilău — zone ouest.

Formations sédimentaires : Quaternaire, 1, Holocène : a, terrasses ( $Qh_1$ ,  $Qh_2$ ) ; b, plaines alluviales ; c, éboulements ; Néogène, Miocène ; 2, Sarmatien (sm) ; conglomérats, grès ; 3, Tortionien (to) : marnes, sables, tufs, calcaires ; Paléogène, Eocène : Priabonien ; 4, horizon des calcaires grossiers supérieurs ( $pb_2$ ) ; horizon des marnes vertes et des gypses supérieurs ( $pb_2$ ) ; 5, horizon des argiles bariolées supérieures ( $pb_1$ ) ; Lutétien supérieur : 6, horizon des calcaires grossiers inférieurs ( $lt_3$ ) ; 7, horizon des marnes grises ( $lt_2$ ) ; 8, horizon des marnes vertes et des gypses inférieurs ( $lt_1$ ) ; Lutétien inférieur-Yprésien ; 9, horizon des argiles bariolées inférieures (y-lt), calcaires ; Crétacé supérieur, Sénonien (sn) : 10, grès, marnes



gréseuses, microconglomérats, conglomérats ; 11, écalcaires récifaux. Roches magmatiques : 12, magmatites crétacées-supérieures : granodiorites ( $\gamma\delta$ ), diorites ( $\delta$ ), porphyres granodioritiques ( $\pi\gamma\delta$ ), andésites ( $\alpha$ ), dacites ( $v$ ), rhyolites ( $\rho$ ). Formations cristallines : série de Baia de Arieș : Carbonifère, inférieur ; 13, Complexe quartzito-carbonaté (série de Vulturese-Belioara) : a, calcaires marmoréens ; b, calcaires dolomitiques, dolomies à graphite, dolomies ankéritiques ; c, schistes quartzitiques sériciteux ; d, quartzites, schistes quartzitiques ; e, métaconglomérats ; Dévonien : 14, Complexe des schistes quartzito-sériciteux à graphite, biotite et grenat (complexe médien) : a, schistes quartzito-micacés à almandin  $\pm$  staurotide ; b, schistes séricito-graphiteux ; c, quartzites noirs ; d, gneiss amphiboliques ; e, métadolérites. Série de Biharia, Cambrien : 15 a, granitoïdes gneissiques ; b, gneiss oeillés, gneiss micro-oeillés ; c, gneiss feldspathisés diffusément ; 16, Complexe des schistes quartzitiques sériciteux : a, schistes quartzitiques séricito-chloriteux ; b, schistes séricito-graphiteux ; c, calcaires cristallins ; d, schistes quartzitiques, quartzites, schistes quartzitiques à séricite  $\pm$  carbonates ; 17, Complexe des schistes tuffogènes basiques : a, schistes chlorito-albitiques à épidoze et calcite ; b, calcaires cristallins ; c, métagabbros, métadiorites ; 18, Complexe métagrauwackes : a, gneiss albitiques à chlorite et séricite  $\pm$  muscovite  $\pm$  biotite  $\pm$  almandin ; b, calcaires cristallins ; c, métadolérites ; Dalslandien : 19, granitoïde de Muntele Mare : a, granitoïdes massifs ; b, granitoïdes gneissiques ; 20, gneiss oeillés, gneiss micro-oeillés ; b, gneiss linéaires ; c, gneiss feldspathiques à muscovite  $\pm$  almandin ; série de Someș : 21, Complexe des gneiss amphiboliques ; a, gneiss amphiboliques, amphibolites ; b, gneiss micacés à almandin ; 22, Complexe des micaschistes et des paragneiss micacés : a, micaschistes à almandin, paragneiss micacés ; b, gneiss amphiboliques, amphibolites ; c, calcaires cristallins ; 23, Complexe des gneiss feldspathiques (leptinites), gneiss feldspathiques à muscovite et biotite ; 24, mineraï de fer ; 25, cornéennes ; 26, pyritisations ; 27, mylonites, cataclasites ; 28, rétromorphites ; 29, limite lithologique ; 30, limite de transgression ; 31, position ; 32, axe b ; 33, linéation ; 34, axe de synclinal ; 35, axe de synclinal déversé ; 36, axe d'anticlinal ; 37, faille ; 38, ligne de chevauchement ; 39, coupe géologique ; 40, ligne de coupe palynologique ; 41, point fossilière ; 42, puits d'exploitation.

### Planche II

Coupes géologiques dans les Monts Gilău — zone est.

Légende commune avec celle de la carte géologique.

### Planche III

Carte géologique du socle prépaléogène de la zone de Băișoara-Mașca-Cacova Ierii.

1, magmatites crétacées-supérieures : granodiorites, diorites, andésites, dacites, rhyolites ; 2, Sénonien-Turonien : calcaires, grésocalcaires, grès, conglomérats ; série de Baia de Arieș (Dévonien-Carbonifère inférieur) : 3, Complexe quartzito-carbonaté (série de Vulturese-Belioara) : a, calcaires cristallins ; b, schistes quartzitiques, quartzites ; c, métaconglomérats ; 4, Complexe des schistes quartzito-micacés ; schistes quartzito-micacés  $\pm$  almandin  $\pm$  staurotide ; série de Biharia (Cambrien) : 5, Complexe des métagrauwackes ; gneiss albitiques à chlorite et séricite  $\pm$  muscovite  $\pm$  biotite  $\pm$  almandin ; 6, cornéennes ; 7, axe de synclinal déversé ; 8, faille ; 9, limite lithologique ; 10, limite de transgression ; 11, puits d'exploitation ; 12, galerie de recherche ; 13, forages exécutés.





Institutul Geologic al României

HARTA GEOLOGICĂ  
A  
MUNȚILOR GILĂU-ZONA ESTICĂ

0 1,5 3 Km.

## LEGENDA

## FORMATIUNI SEDIMENTARE

1	a b c	a-Terasă (Qh <sub>1</sub> , Qh <sub>2</sub> ); b-sesuri aluviale; c-pornituri
2	sm	Conglomerate,gresii (sm)
3	to	Marne, nisipuri, tufuri, calcare (to)
4	pb <sub>2</sub>	Orizontul calcarelor groșiere superioare (pb <sub>2</sub> ); Orizontul marnelor verzi și al gipsurilor superioare (pb <sub>2</sub> )
5	pb <sub>1</sub>	Orizontul argilelor vărgate superioare (pb <sub>1</sub> )
6	lt <sub>3</sub>	Orizontul calcarelor groșiere inferioare (lt <sub>3</sub> )
7	lt <sub>2</sub>	Orizontul marnelor cenușii (lt <sub>2</sub> )
8	lt <sub>1</sub>	Orizontul marnelor verzi și al gipsurilor inferioare (lt <sub>1</sub> )
9	y-lt	Orizontul argilelor vărgate inferioare (y-lt); calcare
10	sm	Gresii, marne grezoase, microconglomerate, conglomerate; calcare recalcitate (sm)
11		

## ROCI MAGMATICE

12	magm	Magmatische cretacee-superioare Granodiorite (f), diorite (d), porfir granodioritice (Pf), andezite (a) dacite (D), riolite (g)
----	------	---

## FORMATIUNI CRISTALINE

13		Seria de Boia de Arieș Complexul cuarțific-carbonatic(senă de Vulturese-Belișoara)
----	--	---

13	a b c d e	Complexul sisturilor cuarțito-sericitoase cu grafit, biotit și granat (complexul median)
----	-----------	---

14	a b c d e	Sisturi cuarțito-micace cu almandin + staurotit Sisturi sericitic-grafitoase Cuarțite negre Gnais amfibolice Metadolerite
----	-----------	---

15	a b c	Seria de Biharia a-Granofide gnaisice, b-gnais oculare, gnais microoculare; c-gnaisfeldspatizate difuz
----	-------	--

16	a b c d e	Complexul sisturilor cuarțito-sericitoase a-Sisturi cuarțito-sericito-cloritoase b-Sisturi sericitic-grafitoase c-Calcare cristaline d-Sisturi cuarțifice, cuarțite, sisturi cuarțifice cu sericit+carbonați
----	-----------	--

17	a b c d e	Complexul sisturilor tufogene bazice a-Sisturi clorito-albitice cu epidot și calcit b-Calcare cristaline c-Metagabbrouri, metadiorite d-Complexul metagranuwalcelor
----	-----------	---

18	a b c	Complexul sisturilor abitice cu clorit și sericit, muscovit+biotit+almandin a-Gnais abitice cu clorit și sericit, muscovit+biotit+almandin b-Calcare cristaline c-Metadolerite
----	-------	---

19	a b	Granitoidul de Muntele Mare a-Granofide masive b-Granitoid gnaise
----	-----	---

20	a b c	Complexul gnaiselor amfibolice a-Gnais oculare, gnais microoculare; b-gnais lineare c-gnaisfeldspatice cu muscovit+almandin
----	-------	---

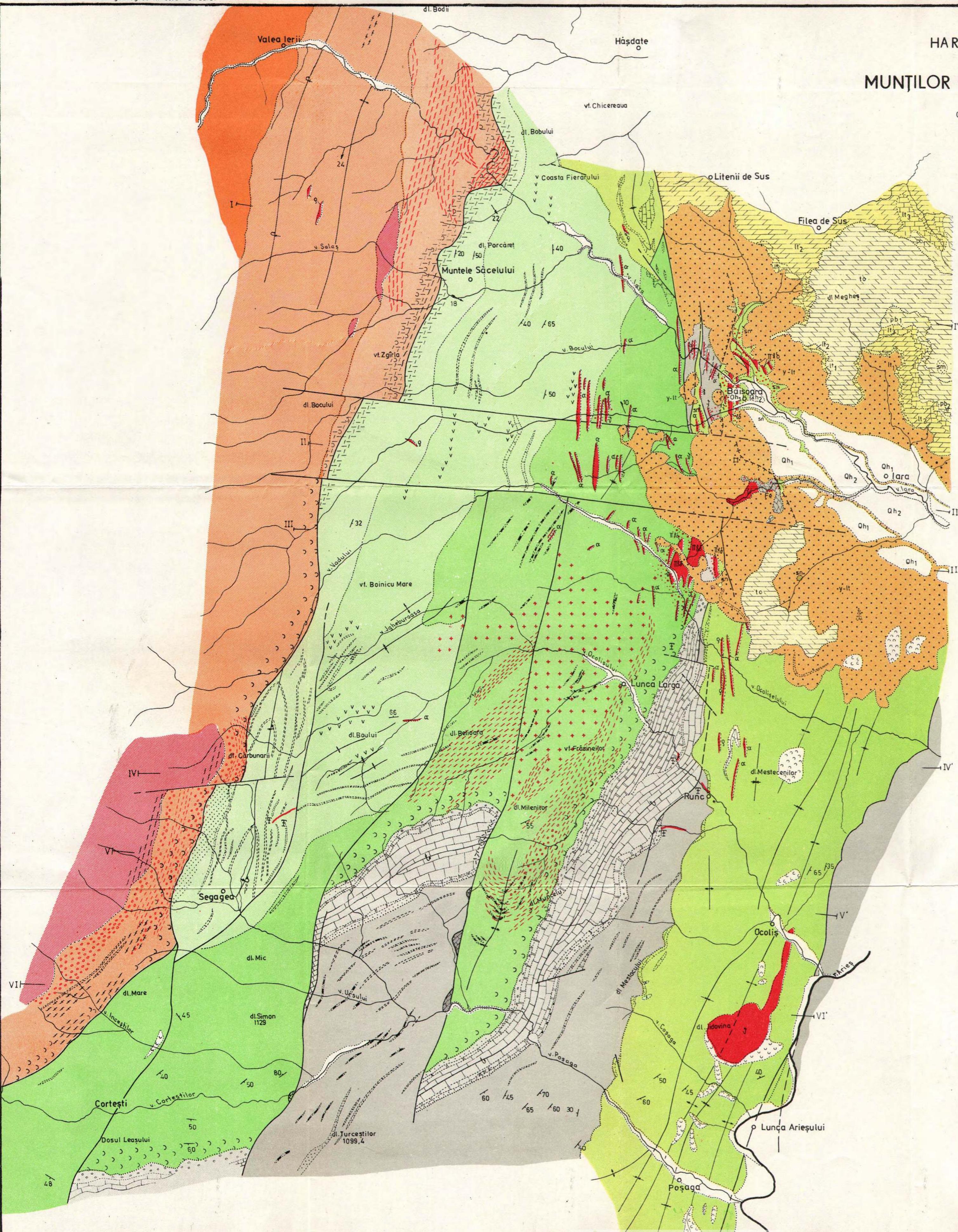
21	a b	Seria de Someș Complexul gnaiselor amfibolice a-Gnais amfibolice, amfibolite b-Gnais micacee cu almandin
----	-----	---

22	a b c	Complexul micașisturilor și al paragnaiselor micacee a-Micașisturi cu almandin, paragnais micacee b-Micasisturi amfibolice, amfibolite c-Calcare cristaline
----	-------	--

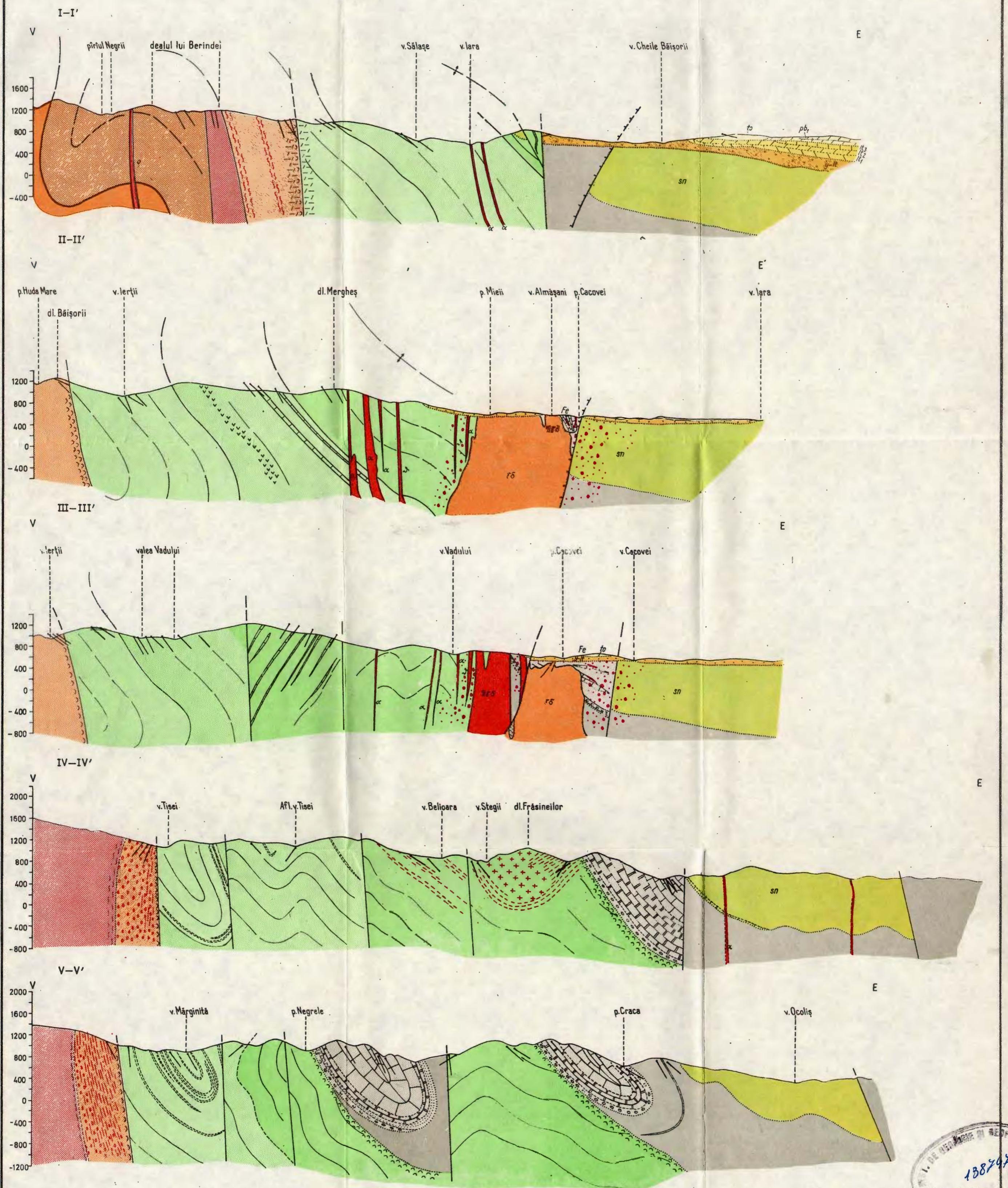
23		Complexul gnaiselor feldspatice (leptinitelor)
----	--	--

## SEMNE CONVENTIONALE

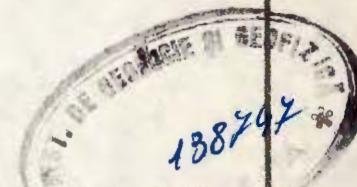
- 24 Minereu de fier
- 25 Corneene
- 26 Piritizări
- 27 / / / / Milone, cataclazite
- 28 3 3 3 Retromorfite
- 29 - Limita litologică
- 30 ..... Limita de transgresiune
- 31 50 Poziție
- 32 10 A x b
- 33 15 Liniație
- 34 Ax de sinclinal
- 35 Ax de sinclinal deversat
- 36 Ax de anticlinal
- 37 Falie
- 38 - - Linie de încalecare
- 39 - - Secțiune geologică
- 40 Line de profil palinologic
- 41 T Punct fosiliier
- 42 II Puț de explorare



## SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN MUNȚII GILĂU-ZONA ESTICĂ



Legenda comună cu hărții

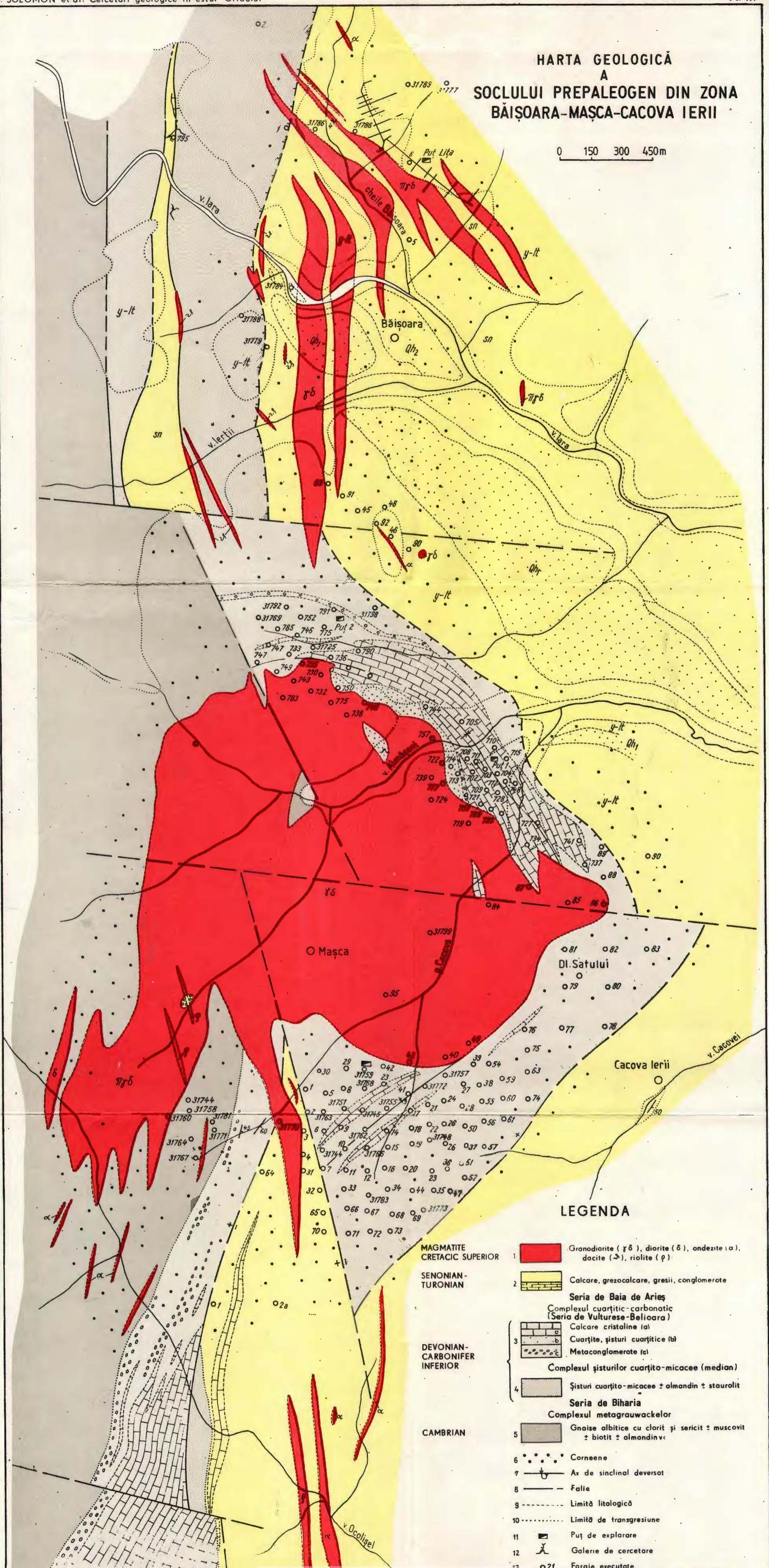


# HARTA GEOLOGICĂ A SOCLULUI PREPALEOGEN DIN ZONA BĂISOARA-MAȘCA-CACOVĂ IERII

0 150 300 450m

## LEGENDA

- 1 Granodiorite ( $\gamma\delta$ ), diorite ( $\delta$ ), ondezite ( $\alpha$ ), dacite ( $\Delta$ ), riolite ( $\wp$ )
- 2 Calcare, grezocalcare, gresii, conglomerate
- 3 Seria de Baia de Aries  
Complexul cuarțitic-carbonatic  
(Seria de Vultureșe-Belișara)  
Calcare cristaline (a)  
Cuarțite, sisturi cuarțitice (b)  
Metaconglomerate (c)
- 4 Complexul sisturilor cuarțito-micacee (median)  
Sisturi cuarțito-micacee  $\pm$  almandin  $\pm$  staurolit
- 5 Seria de Biharia  
Complexul metagrauwackelor  
Gnoise albite cu clorit și sericit  $\pm$  muscovit  
 $\pm$  biotit  $\pm$  almandin
- 6 Corneene
- 7 Ax de sinclinal deversat
- 8 Fale
- 9 Limită litologică
- 10 Limită de transgresiune
- 11 Puț de explorare
- 12 Galerie de cercetare
- 13 Foraje executate



## 5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

### RECENZII

A. E. SCHEIDEgger : *Principles of geodynamics*. Springer Publishing House, Berlin, Heidelberg, New York, 395 p., 126 Figs, 1982.

Profes. Scheidegger's book is at its third completely changed and revised edition. After having gained a well ascertained, if not peculiar, place among modern treatises of dynamic geology, it is now drawn up according to new principles brought about by the great revolution of earth sciences, the global tectonics. Just like the previous editions, this one aims at the mathematic presentation of geological processes and thus at laying the foundations of modern geology, concerned with the quantitative estimations of all components.

The first two chapters deal with general notions, regarding the physiographic and geophysical characters of the Earth, while from chapter 3 onward, the subject matter of geodynamics is treated upon by discussing the mechanisms of deformation according to theoretical rheology. Thus the physics of deformations, the kinematics of fluids, the plastic deformations, the convections within viscous fluids and the convections within plastic flowage are discussed and then applied to the Earth. Starting from the assumption that the main concern of geodynamics is the description of deformations inside the globe as well as on its surface, the author recognizes three fields of response to increasing stress of the terrestrial material : the elastic reaction range, the creep reaction range which manifests by attenuations and the failure range. The attenuation range is very important, as it includes the attenuation of seismic waves, the tide effects, isostatics and the chandler Wobble effects.

The next chapter treats upon the geodynamic effects of rotation of the Earth, such as modifications in the length of the day, terrestrial tide, centrifugal force, Coriolis forces etc. Then follows a chapter on "planetary problems" which deals with the origin of the Earth as planet, its evolution and the formation of continents and oceans.

The sixth chapter — "Orogenesis" — is the most interesting and at the same time a novel one, which deals with orogenesis from global tectonics point of view. First the main notions (expansion, subduction, collision etc.) are defined and then some fundamental processes are quantitatively described : the impossibility of geosyncline generation due to the weight of sediments alone, the time and power needed for the constitution of an orogenic belt, the energy implied by subduction. Rather worth mentioning are the remarks on the power required for the movement of lithospheric plates, the thermal stability, the convection currents and the mantle plumes, concluding that the forces which induce the movement of plates have not been discovered yet and the autogenerating mechanisms have proved far from sufficient.

The title of the following chapter, "Geotectonics" is rather strange as compared to the previous one, but the author treats the geotectonics on a reduced



scale, discussing the mechanisms which generate the folds, the faults and the petrofabrics, at which the study of focal mechanisms of earthquakes is added. Finally, the last chapter is concerned with the theory of some local aspects such as boudinage, piercement structures (magmatic intrusions, diapirs), consequences of volcanism, impact features (impact craters) and the theory of contemporary displacements (isostatic, orogenic etc.).

Professor Scheidegger's book is first disconcerting by the organization of the subject matter, which is very different from any other treatise of dynamic geology, the internal law of succession of chapters as well as of their content being sometimes ambiguous. Repetitions are also present (e.g. convections are treated upon in three chapters; the same for the tide effects or isostatic effects). However, the effort of a quantitative analysis, of mathematical study of processes is worth mentioning and offers the geologist a new, astonishing image. Even if some problems are briefly treated upon, the references are meant to guide the reader. On the whole, the book is extremely interesting and its reading is rewarding; it prefigures the future treatises of geology which should be conceived only on strictly mathematical grounds.

M. Bleahu

G. J. BORRODAILE, M. B. BAYLY, C. Mc A. POWELL : *Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1982, 649 Figs., XIII, 551 pages.

The dominant physiographic character of metamorphic rocks is deformation, that is the way in which it manifests in the textural aspects of the rocks. At the same time, there are numerous non-metamorphosed or incipiently metamorphosed rocks, which, owing to the specific way of deformation, tend to show textural aspects similar to those of the metamorphic rocks. We infer from this that the mere observation and description of the rocks from the textural viewpoint is not sufficient, though necessary, for defining a deformed rock. This dilemma is solved in the present atlas by an introductory presentation divided into three chapters: a chapter devoted to observation, accompanied by a welcomed glossary of terms, the next chapter, presenting the processes that are supposed to lead to the development of the cleavage and, finally, a third chapter, dealing with the possibility of deducing the processes from observation.

The last chapter, the largest one, is devoted to the presentation of plates, about 200 in number, grouped in 18 sections which are in turn differentiated in three large sub-chapters :

— continuous cleavage — corresponding to what is usually called penetrative cleavage ;

— spaced cleavage — corresponding to the non-penetrative cleavage ;

— a last sub-chapter, entitled "Other Topics", which presents photos illustrating major problems of petrology in connection with deformation: non-planar differentiation and blastesis, cleavage and polyphasic deformation, etc.

The photos belong to cca 80 contributors, some of whom are world-known in the study of rock deformation or metamorphic petrology, such as W. D. Means from the University of Albany, New York, U.S.A., R. H. Vernon and C. Mc. Powell from the Macquarie University, Australia, H. R. Wenk from the Berkeley University of California and other, less known, contributors from our country.



Most photos are very clear and their content is very suggestive. Each photo is accompanied by a concise, but exhaustive description of the subject, drawn out by the author. There are genetic suggestions and comments on the interpretation from various points of view. A lot of photos are accompanied by photographic details or explanatory sketches. Some of them are stereoscopically presented.

The Atlas ends with a complete list of references and an alphabetic index.

On the whole, the album is a valuable guide for those who begin to decipher the deformation textures as well as a good means of information for those interested in this subject and a work instrument for specialists.

I. Hărtopanu

A. J. TANKARD, M. P. A. JACKSON, K. A. ERIKSSON, D. K. HOBDAY, D. R. HUNTER, W. E. L. MINTER : *Crustal Evolution of Southern Africa — 3.8 Billion Years of Earth History*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1982, 503 p.

Unlike very many books with comprehensive titles, which are merely a collection of heterogeneous articles presented at a symposium or colloquium, this is a real book, whose content corresponds entirely with its promising title. It presents in an exhaustive manner the evolution of one of the most interesting regions of the world, Southern Africa, which is the only one to preserve the entire Earth history, beginning with the oldest rocks known on the Earth. Yet the book is not a regional geology proper since it lacks important chapters, such as one regarding ore deposits of Southern Africa, which might constitute by themselves the subject of one book. The present work, as its title indicates, presents the stages of the formation and evolution of the Southern Africa crust: the Archaean crustal evolution, the Proterozoic development, the Gondwana Era and the After Gondwana Era. The main stratigraphic units (supergroups and groups) of each period are presented with detailed petrologic, sedimentologic, geochemical etc. descriptions. The latter refer to the large structural units (provinces, geosynclines or basins) which show a well-defined tectonics.

The book exhibits some positive features. First, it contains an interdisciplinary treatment, almost all the possible geological aspects being involved, from isotopic age to paleontological content, from geochemical diagrams to structural analyses, the sedimentologic interpretations playing an important role. Second, the text is very clear, the authors succeeding in creating a precise image, without useless details (there are no lists of fossils or of chemical analyses), of the space and time units. Third, the book stands out by the remarkably suggestive and clear illustration (columns, sketch-maps, comprehensive tables and excellent photos). One could object to the lack of cross-sections and cartoons with evolutionary sketches. Also, except for a chapter dealing with several evolution patterns of the Panafrican geosynclines, including a mobilistic model, and a few things on the post-Gondwana drift, the book does not stress the fact that we live in the age of global tectonics, the plate tectonics models being used to a small extent in the explanation, at least as hypotheses, of certain structures.



On the whole, it is a clear, comprehensive book which can be easily used and understood. It provides the geologists working in various branches with rapid, up-to-date information on the evolution of one of the geologically most interesting zones of the Earth.

M. Bleahu

U. von RAD, K. HINZ, M. SARNTHEIN, E. SEIBOLD : *Geology of the Northwest African Continental Margin*, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1982, 703 pages, 325 Figs.

The book is a collection of papers presented at a symposium held at Bonn-Bad Godesberg (Federal Republic of Germany) on the German contribution to the knowledge of the zone mentioned in the title. This zone was investigated in the programme of submarine drillings (IPOD) carried out by the Glomar Challenger ship (legs 14, 41, 47 A, 50 and 79). The book comprises especially the results obtained by the German participants to these legs as well as those of the investigations carried out by land in Northwest Africa, on the Canary and Cape Verde Islands and in the Atlantic Ocean by the Meteor ship within the programme sponsored by the Deutsche Forschungsgemeinschaft.

The articles are grouped in 7 sections covering all the fields of investigation : introduction (an article containing a general presentation of the problems), structure and geodynamic evolution of the continental margin (9 articles), comparison of the Northwest African margin with the Northwest American margin (1 article), volcanism evolution (1 article), Cretaceous stratigraphy, sedimentation and paleoenvironment (10 articles), Cenozoic stratigraphy, sedimentation and paleoenvironment (4 articles) and inorganic/organic geochemistry (2 articles).

The great interest in Northwest Africa is due to the fact that it fitted North America before the continental drift and the formation of the Atlantic Ocean. It is a passive, mature continental margin, the shelf in front of the coast showing, by its sediments, the whole separation process of the two continents and the early sedimentation stages in the Atlantic. The book contains a detailed analysis of the formations and mechanisms that led to the constitution of the present structures, providing a considerable amount of new data. One should mention the interesting seismic reflection profiles, with minute interpretations, the numerous stratigraphic columns of the Meso-Cenozoic formations from bore-holes with detailed paleontological (especially nannoplankton and foraminifers), petrological and sedimentological interpretations. It is also noteworthy the contribution to the stratigraphic and tectonic knowledge of the mountain belts of Northwest Africa.

On the whole the book is valuable and interesting for numerous categories of researchers, such as stratigraphers, magnetostratigraphers, tectonicians, volcanologists and geochemists, being convincing for those who do not believe in the continental drift hypothesis.

M. Bleahu

DIERK HENNINGSEN : *Einführung in die Geologie der Bundesrepublik Deutschland (Introduction to the Geology of the Federal Republic of Germany)*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 2 Auflage, 126 p., 69 Figs, 1981.

A small, but valuable book which offers a general view of the geology of the Federal Republic of Germany. It is divided into chapters devoted to the



main structural units of the territory, most of them treating of the Hercinides, which cover the largest area of the country. Hercinides are presented in the order of age : first the pre-Hercynian crystalline terrains, then the Paleozoic terrains, affected by the Hercynian orogenesis, the Carboniferous basins and the zones with unfolded Mesozoic cover and, finally, the Tertiary basins. The Alpine zone, which appears as a narrow strip in the south of the country, is dealt with separately. The Quaternary northern plain and the young volcanics are presented in other chapters. The petrographic constitution of each unit is presented in stratigraphic order (without paleontological data) and so are the structure, the characteristic relief and the main ore deposits, even those which are of historical interest.

The book is very well illustrated, with simple but extremely clear and eloquent drawings, in addition to which there are 16 plates with photos representing the main relief types and characteristic outcrops.

The book is written in a language of wide circulation, providing clear information on the geology of a territory with varied and complicated structure that greatly contributed to the development of geology.

M. Bleahu

PETER G. BREWER : *Oceanography : The Present and Future*. Springer-Verlag, New York-Heidelberg-Berlin, 1983, 392 p., 123 Figs.

In 1980 the Springer Publishing House edited a volume entitled "Oceanography : The Past", meant to celebrate the fiftieth anniversary of the foundation of the Woods Hole Oceanographic Institution and at the same time the Third International Congress of the History of Oceanography (see the review in D. S. vol. XLVII'5, p. 169). The present book is a continuation of the previous one, including the papers presented at the same anniversary, but dealing with the present and future of oceanography.

The 22 papers published in this volume are suggestively grouped, not according to the various disciplines, but as groups by scale of oceanic processes : the small and local scale, the medium or regional scale, the global scale and the human scale. Each section includes various categories of papers namely of physical oceanography, bio-oceanography, climatology, unfortunately not of geology and geophysics, branches of oceanography that have recently seen a spectacular development.

Among the valuable contributions it is worth noting the one regarding the microstructures of oceanic water (S. Turner), which present at a molecular scale the mixture of waters in various circumstances, such as the mixture of the Mediterranean waters with the Atlantic waters, or, a case recently pointed out, the eruption of hydrothermal solutions on the ocean floor, as well as the article dealing with the impact of the evolution of the shore line on the human activity and the possibilities of predicting and combating the unfavourable evolution trends (O. H. Pilkey).

The second section is devoted to oceanography at the medium scale. Within it one should mention J. J. Childress's article which presents an important discovery of the geologists from the submersibles, namely the vents of hydrothermal solutions on the ocean floor, with which an entire biotope is connected ; the latter

takes over, by means of some symbiotic bacteria, the energy necessary for life from the warmth of water and of the chemical elements it contains. H. D. Livingston's and W. J. Jenkins's article on the experiments with radioactive tracers for observing the water movements, but especially for estimating the possibilities of the radioactive waste materials to deposit on the ocean floor, is also interesting.

The part devoted to oceanography on a global scale is undoubtedly the most interesting to the non-specialist who is eager to understand thoroughly the general processes; it includes, among other chapters, one concerned with the ocean geochemistry of the entire planet (together with a discussion on the magnesium accumulations), the water circulation on a planetary scale and the methods of observing the oceanic processes by satellite images.

Finally the section entitled "The Human Scale" presents a few aspects on the ocean utilization (aquaculture, energy sources) and the problems of circulation and specific technology.

Although the book does not provide a complete image on the present and future oceanography, it contains interesting data to the non-specialist willing to be informed on the latest news and research papers of high value to the specialist.

M. Bleahu

E. C. DAHLBERG : *Applied Hydrodynamics in Petroleum Exploration*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1982, 103 Figs.

The energy crisis brought about, among other things, the intensification of the investigations concerning the hydrocarbon prospection and exploration, which led to an increase in the number of papers published in these fields.

One of the books that have appeared recently (1982) is "Applied Hydrodynamics in Petroleum Exploration", written by Eric C. Dahlberg and published by the Springer-Verlag.

The book is meant for all the petroleum specialists, but especially for geologists and geophysicists. It deals systematically with all the problems connected with the fluid circulation within rocks, these problems being grouped in eight chapters as follows: Fluids in Subsurface Environment, Hydrogeological Conditions, Hydrodynamics Exploration Analysis, The Potentiometric Surface, Pressure-Depth Gradients, Hydrocarbon Entrapment Potential Constructions, Entrapment Potential Cross-Sections, Hydrodynamic Mapping. The text is richly illustrated (103 figures) with sketches, models, sections, water-oil boundary maps and tables. The diagrams are very useful for the understanding of the problems discussed. The volume is completed with two appendices, an alphabetical index and references.

The most important and well-treated practical questions are: Hydrostatic environment, Hydrodynamic environment, Effects of flow magnitude on locations of hydrocarbon pools, Inference of subsurface flow patterns, Hydrogeological correlations of the depth data, Predicting oil and gas migration, Structural traps with a hydrostatic environment, Structural traps with a hydrodynamic environ-



ment, Stratigraphic trap hydrodynamic model, Downdip oil and gas accumulations, Hydrodynamic mapping of structural traps, Non-structural hydrodynamic traps.

The book is written in a direct style, thus being easily read. Its drawback is the fact that it deals only with simple accumulation conditions, while the more complicated problems are raised especially by the accumulation zones with complicated structure.

In conclusion, "Applied Hydrodynamics in Petroleum Exploration" is a book which should be studied by all those interested in the prospection and exploration of the oil and gas sediments. It can be useful both for geology students with a more advanced knowledge and for all the geologists, hydrogeologists and geo-physicists.

M. Ștefănescu

A. R. RITSEMA, A. GÜRPINAR : *Seismicity and Seismic Risk in the Offshore North Sea Area*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Boston, London.

This book deals with a subject of great present interest, namely the seismic risk as an important factor in the design and siting of the offshore platforms and submarine pipelines with reference to the North Sea region.

The work is a collection of articles written by various authors, which were presented and discussed at the symposium on the same subject, held at Utrecht, Holland, between 1-4 June, 1983.

The book comprises six sections dealing with the major studied field, each starting with an exhaustive presentation of the latest data on the respective matter and ending with discussions on the papers.

The first section presents a summary of the geological evolution of the North Sea, seismotectonic considerations regarding the Rhine graben and attempts at elaborating an adequate seismotectonic model necessary to the design of the offshore platforms.

The second section deals with the seismicity of the North Sea and the Rhine graben, considered both statically and dynamically and its implications in the seismotectonic setting and the evaluation of the seismic hazard in the region.

The following sections treat of the elements of seismic risk that contribute to the vulnerability of the structures designed, namely: tides, ocean waves, changes in the level, seaquakes; ocean bottom seismic instrumentation and testing methods of recording the offshore earthquakes; testing methods and techniques related to the soil and structure behaviour under dynamic loading as well as problems of geotechnical engineering referring to the evaluation of the siting stability, with special regard to the North Sea (liquefaction potential, slope stability).

We mention that in the fifth section the paraseismic codes applicable to constructions (the French code PS 69 and the American code UB) are described and commented upon, while design problems for offshore structures and nuclear power plants are tackled.

The problems of the seismic risk evaluation, especially those raised by the situation in the North Sea, are analysed in Section 6. Various modes of determining the seismic risk for special structures are also discussed.



Due to their importance, the conclusions and recommendations that resulted from the discussions are presented at the beginning of the volume. They comprise observations and proposals that may be of a larger interest.

We recommend the book first of all to seismologists, geotechnicians and seismic risk specialists both for design and theoretic studies, as it comprises the latest data on this subject as well as a series of practical suggestions.

E. Spănoche

I. I. ROKITYANSKY : *Geoelectromagnetic Investigation of the Earth's Crust and Mantle*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1982.

The monograph of Professor Igor Rokityansky, from the Institute of Geophysics in Kiev, USSR, published by the Springer-Verlag — one of the most serious and representative publishing houses in the world by the selection of the published works, their scientific value, the unquestionable reputation of the authors and the irreproachable presentation — is welcomed by geophysicists in general and especially by those who are working in the field of applied geophysics.

The book is conceived as a synthesis of the results obtained along time, especially of those in the theoretical and experimental field investigations carried out in the last 15 years by the specialists in the drawing out and application of the geoelectromagnetic methods of investigation of the deep geological structure (crust and mantle). Starting from Maxwell's general equations the book offers those interested the possibility to know the phenomena on which the appearance of the variations of the Earth's natural electromagnetic field is based, in close interdependence with the electric properties of the atmosphere, ionosphere and magnetosphere.

The methods of solving the reverse problem in geophysics are also presented, that is obtaining some information on an object and its relations with the adjacent environment starting from the determination of its manifestation characteristics in the mode of spatial distribution of the studied afferent potential field.

Special attention is paid to the methods of processing and complex interpretation of the observation data resulted from the experimental use of different deep geomagnetic sounding methods under various physico-geological conditions; the variant known as magnetic variational profiling and that of magnetotelluric sounding, accompanied by a material rich in examples, are also presented.

Taking into account the present need of ever deeper investigations in the geological activity — in view of a better knowledge of the structure of the formations and thus of locating some new zones of prospect for accumulations of useful mineral substances — we consider the book of Prof. I. I. Rokityansky most useful for all the specialists in the geoscience field and, first of all, for geophysicists who can get a larger scientific and practical view. The knowledge of these geoelectric methods is necessary, the more so as they allow the specialists to obtain information from very great depths, of the order of hundreds of kilometers, which is not possible by the other classical geophysical methods.

V. Vâjdea

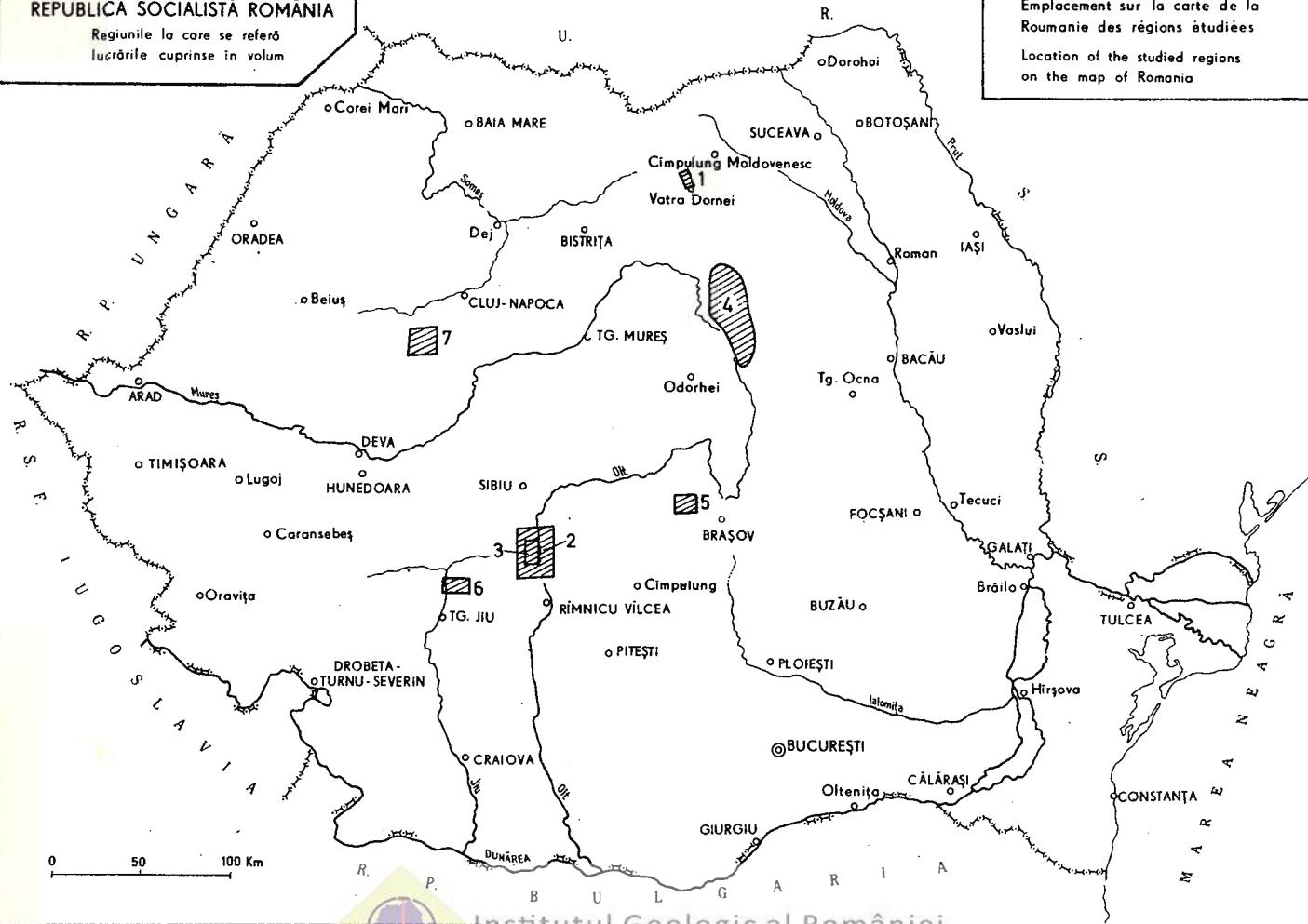


**REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA**

Regiunile la care se referă  
lucrările cuprinse în volum

Emplacement sur la carte de la Roumanie des régions étudiées

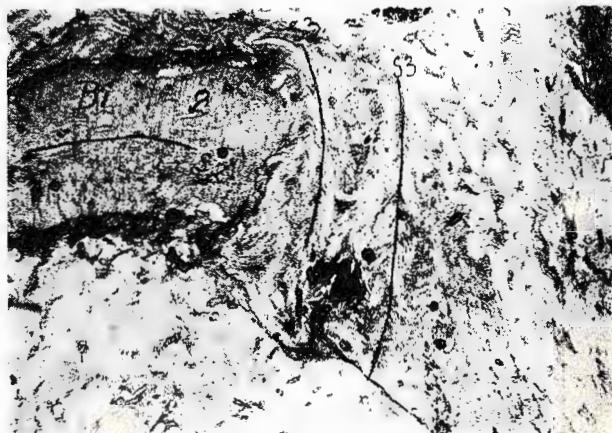
Location of the studied regions  
on the map of Romania



I. BALINTONI. Structure of East Carpathians between Ciocăneşti and Vatra Dornei.



1



2



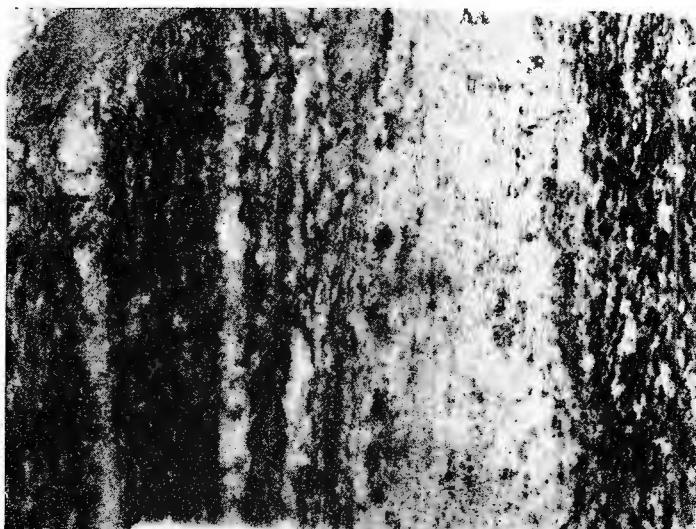
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/5.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



1



2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/5.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale ședințelor) ont été publiés le long des années dans le cadre des suivantes institutions :

- Institutul Geologic al României t. I-XXXVI (1910-1952)
- Comitetul Geologic t. XXXVII-LII/1 (1953-1966)
- Comitetul de Stat al Geologiei t. LII/2-LV/1 (1967-1969)
- Institutul Geologic t. LV/2-LX (1970-1974)
- Institutul de Geologie și Geofizică - à partir du tome LXI (1975)



MINISTÈRE DE LA GÉOLOGIE  
INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXVIII

1981

5. TECTONIQUE ET GÉOLOGIE RÉGIONALE



Institutul Geologic al României