

B. I. G.

95715

INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINTELOR

VOL. LIX
1972

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

95715

BUCUREȘTI
1973



Institutul Geologic al României



INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

A L E
Ș E D I N Ț E L O R

VOL. LIX
(1972)

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



BUCUREȘTI
1973



Institutul Geologic al României

NOI DATE STRATIGRAFICE ȘI STRUCTURALE ÎN NORD-VESTUL MUNȚILOR BIHOR ¹

DE

SEVER BORDEA, JOSEFINA BORDEA ²

Abstract

New Stratigraphical and Structural Data in the North-West of the Bihor Mountains. The existence of some *Halobia fluxa* Mojs. and *Daonella reticulata* Mojs. fauna is pointed out in the northwestern part of the Bihor Mts. Concomitantly there are summarily presented more fossiliferous localities which have proved the presence of the Upper Anisian-Lower Ladinian (*Lyrionyophoria elegans* Dunk.), of the Rhetian and the Lower and Middle Lias. This paper presents a draught of the tectonical units from this region; for the first time there are mentioned the existence of the Sebișel Unit (with an upper scale), of the Bătrânescu Unit, and of the Fintina Rece scale, the upper scale of the Arieșeni Nappe.

Introducere, istoric. Studiile efectuate asupra depozitelor triasice carbonatate, situate în nord-vestul munților Bihor, au adus o serie de date noi paleontologice și tectonice. Câteva puncte fosilifere puse în evidență în această zonă ne-au permis construirea unor coloane stratigrafice a unităților tectonice cercetate.

Lucrările de detaliu care se referă la această regiune sînt cuprinse în două rapoarte geologice (Blea h u et al., 1957 și 1959)³ care au servit ca bază la editarea foi 1:100.000 — Arieșeni. Blea h u, Mantea (1962) într-un studiu general asupra Rhetianului din Munții Apuseni se

¹ Comunicare în ședința din 19 mai, 1972.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

³ M. Blea h u, S. Bordea, G. Mantea, Raport geologic asupra regiunii Ferice-1957; Raport asupra lucrărilor de cartare în munții Bihor (sectoarele Băița Bihorului și Ferice), 1959. Arb. M.M.P.G. București.



referă în special la depozitele triasice superioare din zona Ferice. În 1969 Mantea prezintă un studiu amănunțit asupra geologiei zonei Ferice, studiu la care anexează o hartă la scara 1:50.000.

Dintre lucrările cu caracter general amintim tabelul de corelări stratigrafice ale Triasicului din România întocmit de Patrulius, Popescu și Bordea cu ocazia apariției Atlasului Litofacial respectiv (1971). În sfârșit în capitolul de introducere al Ghidului celui de al II-lea Colocviu asupra Triasicului (Asoc. Carp.-Bale., 1971), Patrulius face o prezentare generală a seriilor care participă la alcătuirea Apusenidelor de Nord.

Puncte fosilifere. Un prim punct fosilifer se găsește în nord-vestul regiunii Schișel-Ferice, la Dosu Măgurii, la 350 m VNV de șaua cu cota 786 situată între virfurile Măgura Ferice și Plaiaul Fericii, la obârșia văii Bîșelului (spre nord) și a văii Mări (spre sud). Drumul de care se coboară din Plaiaul Fericei trece prin șaua cu cota 786 și urcă clinele nordice ale Dosului Măgurii în care taie un afloriment continuu lung de cca 300 m. Sînt calcare cenușii-închise, fine, omogene, care formează bancuri groase de 5-40 cm, diaclazate, cu fețe slab văturite. În capetele stratelor apar noduli silicioși alungiți după direcția stratelor, cu conture neregulate, a căror dimensiuni depășesc uneori 10 cm lungime și 5 cm înălțime. Aceste calcare sînt asemănătoare cu calcarele de tip Reifling. În pachetul de calcare descris, la baza treimeii superioare, într-un singur banc gros de 30 cm am întâlnit cîteva exemplare de Halobiide (F_1)⁴ din care cităm *Halobia fluxa* M o j s., *Halobia* sp. din grupul *rugosa* Gem m., *Halobia* sp. din grupul *H. styriaca* (pl. I). Această faună stabilește vîrsta precisă cel puțin pentru bancul de calcare din care a fost colectată, astfel că treimea superioară a calcarelor de tip Reifling revine Cordevolianului și Julia-nului.

Profilul de la Dosu Măgurii se continuă spre nord, la Pișchelnița, cu sisturi argiloase și gresii în care sînt intercalate rari pachete de calcare cenușii-deschise. Depozitele descrise mai sus sînt asemănătoare stratelor de Lunz; ele totalizează 120 m grosime și stau în contact tectonic cu calcarele cu halobii. La est de Măgura Fericei, Mantea citează într-un pachet subțire de marne negricioase *Halobia szontághi* K i t t l și *H. striatissima* K i t t l; marnele sînt suportate de dolomite masive albe. Dolomitele și marnele cu halobii au împreună o grosime de 60 m; ele au fost reparti-

⁴ Punctele fosilifere au fost notate pe hartă și în coloane cu indicativul respectiv (F_1).



zate Carnianului. Cum în zona cercetată de noi (la est de Măgura Ferice) între calcarele de tip Reifling și stratele de Lunz nu apar constant dolomitele albe, presupunem că ultimele sînt înlocuite de stratele de Lunz care ating aici o grosime de cca 120 m.

Cercetările efectuate în zona de la est de meridianul Măgurei Ferice ne-au permis să construim o coloană stratigrafică a depozitelor triasice și liasice care intră în constituția unității de Ferice (pl. IV, coloana C, dreapta). Prezentăm coloana, comparativ cu cea descrisă de M a n t e a în 1969 (pl. IV, coloana C, stînga). Remarcăm poziția discordantă a stratelor de Kössen pe diverși termeni ai Triasicului; cele mai adesea ele repauzează pe stratele de Lunz. De asemenea în coloană au fost figurate pozițiile cîtorva puncte fosilifere întîlnite în depozitele rhetice și liasice de pe pîrîul Laboș (F_2), pîrîul Bătrînescu (F_3) și valea Mare (F_{4-5}). Asupra acestor faune vom reveni cu ocazia unei alte lucrări; menționăm însă că ele conțin brahiopode, lamelibranhiate, gasteropode și crinoide, în parte asemănătoare cu cele semnalate de M a n t e a în zona de la vest de Măgura Ferice, pe valea Frunzii și valea Jghiabului. Specificăm că cele două puncte fosilifere de pe valea Mare, cuprinse în calcare marnoase considerate pînă în prezent mediotriasice, conțin belemnîți asemănători cu cei găsiți de M a n t e a pe valea Jghiabului în asociație cu exemplare de *Tropidoceras arietiforme* (O p p e l) cunoscute în Pliensbachian.

Al doilea important punct fosilifer (F_6) se află situat în estul regiunii cercetate, în zona de izvoare a văii Sebișelului, afluent pe stînga al văii Aleului. Șoseaua forestieră ce urmează valea Sebișelului se termină la confluența acesteia cu valea Păltinetului. În continuare valea Sebișelului este tăiată în calcare cenușii, local dolomitice peste care se dispun calcare cenușii-închise uneori așchioase, ce au la partea inferioară rari noduli silicioși; spre partea superioară aceștia devin tot mai frecvenți. Într-un bloc desprins din baza calcarelor cu rare accidente silicioase am întîlnit un lumașel de *Daonella reticulata* M o j s. (pl. II). Fauna este inclusă în calcare negre, fine, omogene, micacee pe fețe; la microscop apar și rare granule de cuarț de dimensiuni reduse. Aceste calcare apar cu dezvoltări reduse la partea inferioară a calcarelor cu noduli silicioși. Fauna menționată ne face să acordăm, cel puțin pentru pachetul de roci de la partea inferioară a calcarelor cenușii cu rari noduli silicioși, o vîrstă Ladiniană.

Cercetările efectuate în această zonă ne-au permis să prezentăm o coloană stratigrafică a depozitelor triasice și liasice din sectorul Sebișel (pl. IV, coloana D). În afara faunei de Daonelle pe coloană mai este figurată, la nivelul Anisianului superior (eventual a Ladinianului inferior) și



o faună cu *Lyriomyophoria elegans* D u n k și *Eopecteni* (F₇)⁵ întâlnită recent la izvoarele văii Căutate, în calcare cenușii închise. Mai sus în coloană am plasat fauna cu *Rhaetina piriformis* S u e s s (F₈) situată în calcarele cenușii recristalizate de la izvoarele Văii cu Cale și faunele cu brahiopode și corali rhtici de pe Valea cu Izbuc (F₉) și de pe dealul Munților (F₁₀₋₁₁). În sfârșit un ultim punct fosilifer care ne-a ajutat în construirea coloanei prezentate pentru zona Sebișelului, este cel de la izvoarele văii cu Funicular (F₁₂) constituit din pectinide, brahiopode și corali și cantonat în calcare cenușii pe alocuri slab grezoase, recristalizate, cu numeroase accidente silicioase stratiforme. Această faună, parțial examinată, indică totuși o vîrstă liasică a rocilor gazdă. Fauna cu brahiopode și corali de pe Valea cu Izbuc este situată în marnocalcare și calcare cenușii-verzui cu pirită; asemănarea cu stratele de Coșuri de la Băița-Bihor ajunge pînă la identitate.

Tectonica. După cum reiese din succesiunea stratigrafică prezentată, în zona Sebișelului lipsesc depozitele carniene superioare și noriene; suita depozitelor triasice din unitatea de Ferice este diferită de cea observată în zona Sebișelului. Pentru aceste motive considerăm că zona Sebișelului aparține unei alte unități tectonice pe care o denumim unitatea de Sebișel. De altfel în nici una din unitățile sistemului de pînze al Codrului nu s-au întâlnit depozite anisienne reprezentate prin calcare, așa cum este cazul pentru zona Sebișelului; menționăm că aceste calcare constituie primele pachete care repauzează normal pe dolomitele grezoase ale Campilianului superior. Unitatea de Sebișel prezintă unele afinități cu depozitele din zona Roșia (munții Pădurea Craiului) la nivelul Ladinian-Cordevolianului.

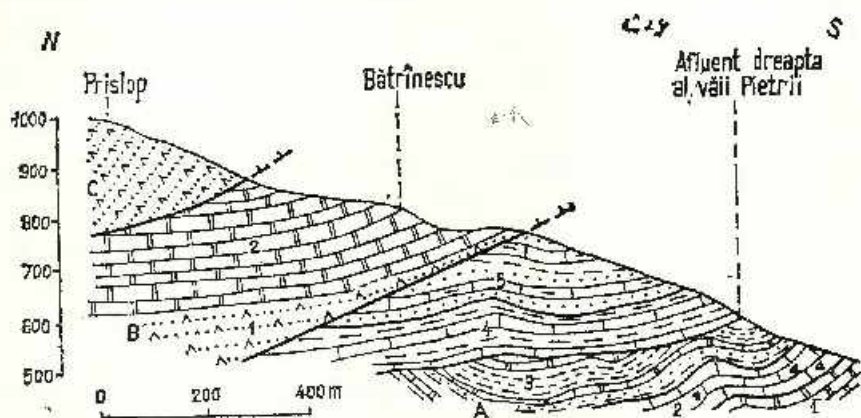
În cadrul unității de Sebișel am deosebit un solz superior situat la sud de valea Sebișelului. El ia contact spre sud-est cu autohtonul de Bihor de-a lungul importantei falii cunoscută sub denumirea de falia Bulzului. Spre vest unitatea de Sebișel este retezată de falia Arieșeni-Galbena-Aleu (accident major care se prelungește spre sud pînă în zona Avram Iancu-Vidrișoara) și de falia Captalan-Tisa-Scărișă. Aceste două falii delimitează unitatea de Sebișel de cea de Ferice.

În zona de la nord de valea Pietrii, la sud de Măgura Ferice, peste depozitele rhtiene și liasice ale unității de Ferice se dispun gresii cuarți-

⁵ Aducem calde mulțumiri dr. D. Patrușiu pentru îndrumările date în determinarea faunei.



tice urmate de dolomite negre și apoi de calcare cenușii deschise uneori dolomitice. M a n t e a (1969) observă într-o zonă situată la sud de dealul Cununii că „structura pinzei de Codru se complică în sectorul sudic, unde o falie conformă determină repetarea flancului sudic al anticlinalului, manifestându-se ca o încălecare”. Breccia din baza gresiilor cuarțitice, poziția evidentă încălecată a unității superioare peste cea inferioară ca și faciesurile complet deosebite a celor două unități ne-au determinat să considerăm zona de la izvoarele văii Pietrii ca aparținând unei alte unități tectonice, „unitatea de Bătrânescu” (pl. IV, coloana B). Ea încăleacă pe unitatea de Ferice și este încălecată de pinza de Arieșeni. În acest sens este semnificativ profilul de pe Bătrânescu ca și coloana stratigrafică a unității de Bătrânescu (fig. și pl. III).



Secțiune geologică între Prislop și valea Pietrii.

A. *Unitatea de Ferice*: 1, Anisien (dolomite cenușii); 2+3, Ludlalen-Julien (calcare de tip Beifling (2)), strata de Lunz (3); 4, Rhaetien (strata de Kössen); 5, Lias inferior și mediu (gresi argilice cu intercalații de calcare negre).
B. *Unitatea de Bătrânescu*: 1, Seislan-Carpapitan inferior (gresi cuarțitice); 2, Anisien (dolomite negre).
C. *Pinza de Arieșeni*: 1, Permian și Seislan (gresi cuarțitice albe sau violacee).

Coupe géologique entre Prislop et la vallée de Pietrii.

A. *Unité de Ferice*: 1, Anisien (dolomites grises); 2+3, Ludlalen-Julien (calcaires de type Beifling (2)), couches de Lunz (3); 4, Rhaetien (couches de Kössen); 5, Lias inférieur et moyen (grès argileux à intercalations de calcaires noirs).
B. *Unité de Bătrânescu*: 1, Seislan-Carpapitan inférieur (grès quartzitiques); 2, Anisien (dolomites noires).
C. *Naupé d'Arieșeni*: 1, Permian et Seislan (grès quartzitiques blancs ou violacés).

O ultimă unitate tectonică, bine reprezentată în nord-vestul munților Bihor, este pinza de Arieșeni. Această unitate a fost descrisă și denumită astfel de B l e a h u ⁶ în 1956 în zona Arieșeni. Ea acoperă unitățile

⁶ M. B l e a h u, Geologia regiunii Arieșeni, 1956, Arh. Inst. Geol. București.

inferioare pe zone foarte largi, cuprinzând o arie de răspindire mare. În regiune, pinza de Arieșeni constituie zonele cele mai înalte, repauzînd pe unitatea de Sebișel, pe cea de Ferice sau pe cea de Bătrînescu. În cuprinsul pinzei de Arieșeni am deosebit un solz superior, solzul de Fîntîna Rece (pl. IV, coloana A, stînga), care încalcă fie pe pinza de Arieșeni fie pe unitatea de Sebișel.

Încercările de corelare ale unităților din nord-vestul munților Bihor cu cele din munții Codru-Moma, au întîmpinat dificultăți create fie de lipsa unor termeni stratigrafici fie de deosebiri evidente între litofaciurile aceluiași etaje. De aceea am preferat să atribuim anumitor unități tectonice nume noi, rămîinînd ca cercetările ulterioare, tot mai aprofundate, să dovedească validitatea denumirilor pe care le propuneam.

Concluzii. Lucrarea prezintă două importante puncte fosilifere: primul (cel cu Halobiide), demonstrează în cuprinsul calcarelor de tip Reifling din unitatea de Ferice prezența Cordevolianului și a Julianului; al doilea (cel cu Daonelle) face pentru prima dată dovada existenței depozitelor ladiniene în zona de izvoare a văilor Sebișel-Bulz-Aieu.

În lucrare se amintesc încă alte puncte fosilifere dintre care cel de la izvoarele Văii Căutate, cu *Lyriomy ophoria elegans* D u n k, caracteristică pentru Anisianul superior, eventual Ladinianul inferior, este foarte important.

Structura părții de nord-vest a munților Bihor este figurată într-o schiță tectonică, completată cu o serie de coloane stratigrafice construite pentru fiecare unitate tectonică în parte. Se semnalează astfel existența unei unități șariate — unitatea de Sebișel cu un solz superior, existența unității de Bătrînescu, șariată peste cea de Ferice și în sfîrșit, unitatea superioară, pinza de Arieșeni, cu un solz superior — solzul de Fîntîna Rece.

BIBLIOGRAFIE

- Bleahu M., Dimitrescu R. (1957) Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni. *Anal. rom. sov. seria geol.*, 2, București.
- Mantea G. (1962) Le Rhétien des Monts Apuseni (Carpates roumaines). *Congr. de Mésozoïque* (Luxembourg 1962-Colloque du Jurassique), Luxembourg.



- Patrușiu D., Tomescu Camelia, Bordea Josefina, Panin Ștefana Rădan S. (1971) Date noi asupra stratigrafiei depozitelor triasice din Munții Apuseni. *D. S. Inst. Geol.* LV1/1, București.
- Mantea G. (1969) Geologia părții de nord a munților Bihor (regiunea Ferice). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. (seria geol.)* XIV/2, București.
- Patrușiu D., Bleahu M. (1967) Le Trias des Monts Apuseni. *Geol. sborn. Slov. akad. Vien.* XVIII/2, Bratislava.
- (1971) Unitatea de Văleni: un nou element structural al sistemului pînzelor de Codru (Munții Apuseni). *D.S. Inst. Geol.*, LVII/5, București.
- Popescu Ileana, Bordea S. (1971) Corelări stratigrafice ale Triasicului din România. *Alf. Litof. Trias., Inst. Geol.*, București.
- Bleahu M., Popescu Ileana, Bordea S. (1971) The Triassic Formations of the Apuseni Mountains and of the East Carpathian Bend. *Guidbooks to excursions* no. 8. București.
- Paucă M. (1941) Recherches géologiques dans les Monts de Codru et de Moma. *An. Inst. Geol. Rom.*, 21, București.

NOUVELLES DONNÉES STRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURALES AU NW DES MONTS BIHOR

(Résumé)

Les auteurs distinguent au nord-ouest des Monts Bihor deux importants points fossilifères, dont le premier à *Halobia fluxa* Mojs. et à *Halobia* sp. du groupe *styraca* prouve que les calcaires de type Reifling de l'unité de Ferice englobent aussi les Cordévoulien-Julien. Le second à *Daonella reticulata* Mojs. témoigne pour la première fois de l'existence des dépôts ladinien dans la zone de Bulz-Sebișel-Aleu.

Dans ce travail les auteurs mentionnent également l'existence de quelques points fossilifères dont celui des origines de la vallée Căutate (affluent de droite de la vallée de Sebișel) indique l'existence de l'Anisien supérieur, éventuellement du Ladinien inférieur (*Lyrionymophoria elegans* Dunk.).

La structure géologique de la partie NW des Monts Bihor est figurée dans une esquisse (1/50.000); cette structure est documenté par un ensemble de colonnes stratigraphiques construites pour chaque unité tectonique à part. On y dénote l'existence d'une première unité charriée sur l'autochtone de Bihor, nommée par les auteurs l'unité de Sebișel; cette unité supporte l'unité de Ferice, unité connue aussi des travaux antérieurs. L'unité de Ferice est surmontée par l'unité de Bătrînescu, nommée et mentionnée pour la première fois dans le présent travail. Enfin, l'unité supérieure, largement développée, la nappe d'Arieșeni, présente à l'est de la zone une écaille supérieure, l'écaille de la Fintina Rece.



EXPLICATION DES PLANCHES

Planche III

Esquisse tectonique de la partie NW des Monts Bihor.

1, Quaternaire; 2, Pannonien; 3, Crétacé supérieur-brèche à formations éruptives; 4, banatites -a, filons; 5, nappe d'Arieșeni -a, écaïlle de Fintina Rece; 6, unité de Bătrînescu; 7, unité de Ferice; 8, unité de Sebișel; -a, écaïlle supérieure; 9, autochtone de Bihor; 10, faille; 11, écaïlle; 12, nappe de charriage; 13, gisements fossilifères mentionnés sur les colonnes stratigraphiques.

Planche IV

Colonnes stratigraphiques dans les unités tectoniques de la partie du NW des Monts Bihor.

A, Nappe d'Arieșeni: 1, Permien, -grès et grès argileux violacés; 2, Seisien-Campilien, grès quartzitiques blancs; 3, Anisien, -calcaires dolomitiques sombres. Aa, Ecaïlle de Fintina Rece: 1, Seisien-Campilien, -grès quartzitiques blancs; 2, Anisien, -calcaires noirs en éclats.

B, Unité de Bătrînescu: 1, Seisien-Campilien, -grès quartzitiques blancs; 2, Anisien -dolomies noires en bancs épais de 30-50 cm; 3, Ladinien, -calcaires gris en plaquettes, à ostracodes.

C, Unité de Ferice (selon G. h. Mantea, 1969): 1, Seisien-Campilien inférieur, -grès quartzitiques blancs; 2, Campilien supérieur, -dolomies gréseuses; 3, Anisien, -dolomies grises; 4, Ladinien, -calcaires de type Reifling; 5, Carnien, -dolomies blanches et couches de Lunz à la partie supérieure; 6, Norien, -calcaires blancs; 7, Rhétien-Lias inférieur, -couches de Kössen; 8, Lias moyen, -grès argileux. Ca: 1, 2, 3, voir la colonne C; 4, Ladinien-Julien?, -calcaires de type Reifling; 5, Julien?-Fuvalien, -couches de Lunz, -calcaires blancs, fins, massifs; 6, Rhétien, -couches de Kössen; 7, Lias inférieur et moyen, -grès argileux et marnocalcaires.

D, Unité de Sebișel: 1, Permien, -grès et grès argileux violacés; 2, Seisien-Campilien inférieur, -grès quartzitiques blancs; 3, Campilien supérieur, -dolomies gréseuses à anhydrite; 4, Anisien-Fassanien?, -calcaires gris, rarement blancs, localement dolomitiques; 5, Fassanien-Cordévolien, -calcaires de type Reifling à la partie supérieure, dans le tiers inférieur sans accidents siliceux et à rares intercalations de calcaires fins, gréseux, noirs; 6, Rhétien, -couches de Kössen; 7, Lias inférieur et moyen, -calcaires et calcaires marneux, à la partie supérieure à nombreuses intercalations de grès et argiles.

PLANȘA I

- Fig. 1. — *Halobia fluxa* Mojs., valva stingă, × 3.
Halobia fluxa Mojs., valve gauche, × 3.
- Fig. 2, 3, 4. — *Halobia* sp. din grupul *rugosa* Gemm. × 1.
Halobia sp. du groupe *rugosa* Gemm. × 1.
- Fig. 5. — *Halobia* sp. din grupul *rugosa* Gemm. valva stingă, × 1.
Halobia sp. du groupe *rugosa* Gemm. valve gauche, × 1.
- Fig. 6. — *Halobia* sp. din grupul *styriaca* Mojs., × 1.
Halobia sp. du groupe *styriaca* Mojs., × 1.



S. BORDEA, JOSEFINA BORDEA. Noi date stratigrafice și structurale în Bihor. Pl. I.



1



2



3



4



5



6

Institutul Geologic. Dări de seamă ale sedințelor, vol. I.X/5.

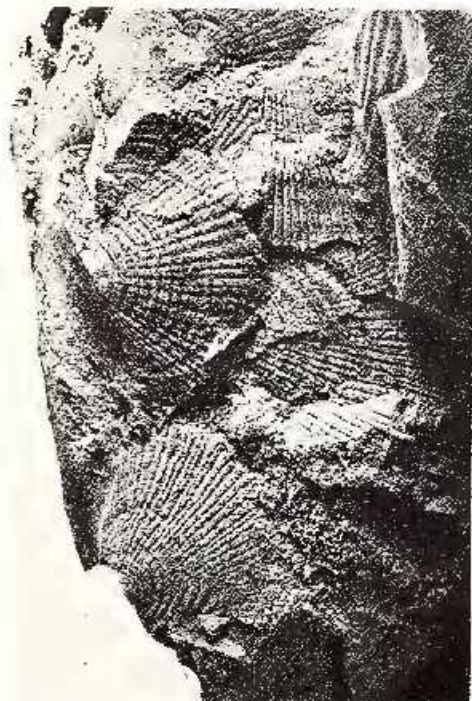
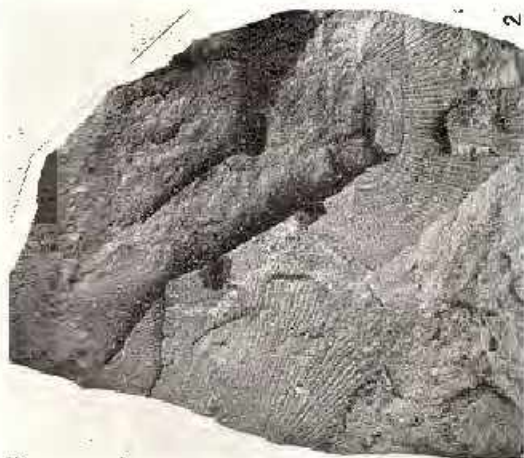


Institutul Geologic al României

PLANȘA II

- Fig. 1. — *Daonella reticulata* Mojs., × 3.
Daonella reticulata Mojs., × 3.
- Fig. 2. — *Daonella reticulata* și *D.* sp., mijloc stînga, × 1.
Daonella reticulata și *D.* sp., centre gauche, × 1.
- Fig. 3. — *Daonella* sp., × 1.
Daonella sp., × 1.
- Fig. 4. — *Daonella reticulata* Mojs., lumășel, × 2.
Daonella reticulata Mojs., lumachelle, × 2.



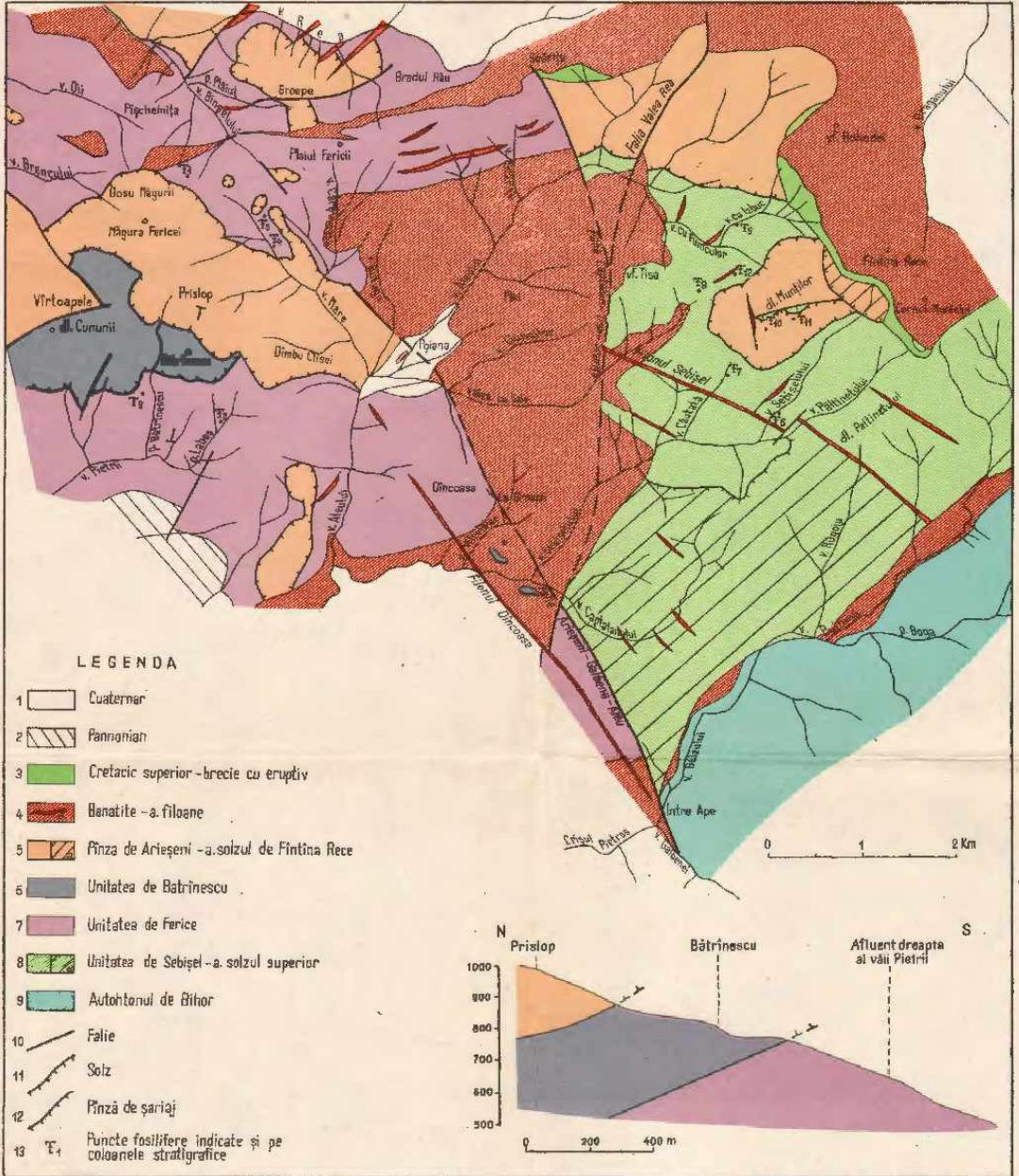


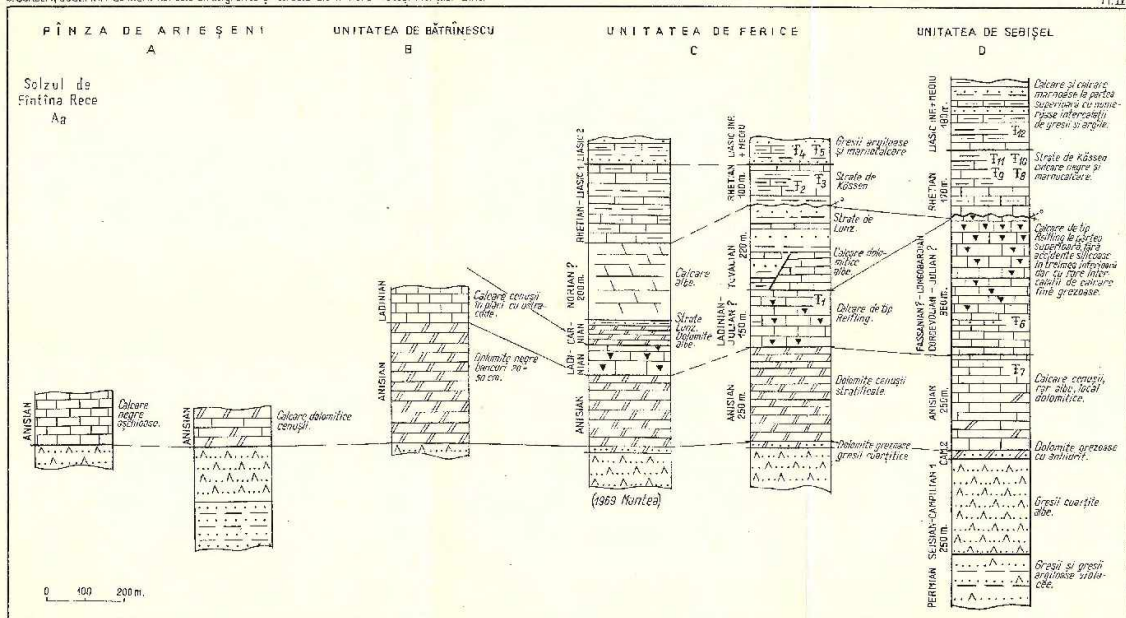
Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIX/5.

SCHIȚA TECTONICĂ A PĂRȚII DE NORD-VEST A MUNȚILOR BIHOR

S. BÔRDEA, JOSEFINA BÔRDEA. Noi date stratigrafice și structurale în nord-vestul munților Bihor

Pl. III





ASUPRA PREZENȚEI UNEI FORMAȚIUNI CRISTALOFILIENE ÎN
BAZA PÎNZEI DE ARIEȘENI (MUNȚII BIHOR)¹

DE

ALEXANDRU Z. MANEA²

Abstract

On the Presence of a Crystalline-Veined Formation at the Base of the Arieșeni Nappe (Bihor Mountains). A crystalline-veined formation represented by quartzitic schists with albite, porphyrogenous and cataclasites. The former builds up an anticline bordered by a disjunctive tectonics, and which is underlying along its eastern flank the Permian formation of the Arieșeni Nappe. Consequently the crystalline-veined formation is located at the base of this structural unit.

Introducere

Lucrarea de față prezintă rezultatele cercetărilor de detaliu întreprinse asupra formațiunilor geologice dispuse la nord de valea Sighiștelului, unde se dezvoltă cu precădere faciesul carbonatat al unității de Bihor (Autohtonul de Bihor), atribuit Malmului; faciesul psefito-psamitic și subordonat pelitic al unității de Arieșeni (pînza de Arieșeni), atribuit Permianului și faciesul carbonatat al unității de Codru (pînza de Codru) atribuit Triasicului.

Pe culmea interfluviu dintre valea Sighiștelului și valea Muncelului, la sud-est de satul Julești, a fost pusă în evidență pentru prima dată, o formațiune cristalofiliană asupra căreia vom insista în această lucrare.

¹ Comunicare în ședința din 3 mai, 1972.

² Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni. Str. Caransebeș nr. 1, București.

Istorieul cercetărilor

Prin potențialul său economic, masivul Bihor a constituit obiectivul cercetărilor geologice și miniere încă din secolul XVII, însă primele lucrări geologice au apărut la sfârșitul secolului XIX.

Lucrările cu cel mai mare interes pentru geologia și structura munților Bihor aparțin lui Peters (1861), Hauer și Stache (1863), Primics (1892), Pöschny (1874).

Începutul secolului XX, marchează intensificarea cercetărilor de ordin petrografic și structural efectuate de Jelinek (1937), Giușcă (1937) și Arabu (1941).

După anul 1950 se trece la o largă cercetare geologică a munților Bihor, de către Comitetul Geologic prin cercetările efectuate de Bleahu (1957), Bleahu și Dimitrescu (1957), Bleahu și Mantea (1962), Dimitrescu (1959), Angela Răfalet (1963), G. Mantea (1969) și alții, care au pus un accent deosebit în lămurirea problemelor de ordin petrografic, stratigrafic și structural, aducând în acest sens contribuții importante care au fost concretizate în harta geologică scara 1:100.000 foaia Arieșeni și care de fapt reprezintă prima imagine geologică și structurală de sinteză asupra masivului Bihor.

Geologia perimetrului

Perimetrul cercetat se situează la sud-est de satul Julești și cuprinde din punct de vedere geologic formațiunile aparținând structural Autohtonului de Bihor, Pinzei de Codru și Pinzei de Arieșeni, atribuite stratigrafic Malmului, Triasicului și Permianului.

În urma lucrărilor de prospecțiuni executate în anul 1971, s-a pus în evidență existența unei formațiuni cristalofiliene situată pe culmea dintre valea Sighiștelului și valea Muncelului, dispusă peste calcarea Autohtonului de Bihor și suportând faciesul pelitic al Pinzei de Arieșeni.

Existând o abundentă literatură asupra litologiei și stratigrafiei formațiunilor sedimentare ale unităților structurale menționate nu vom reveni asupra lor.

Formațiunea cristalofiliană este reprezentată prin șisturi cuarțitice clorito-sericitoase cu porfiroclaste de albit, porfirogene și cataclazite.

Șisturile cuarțitice clorito-sericitoase cu porfiroclaste de albit sînt roci de culoare verzui-argintie, cu structură granolepidoblastică și textură șistoasă. În spărtură se relevă o alternanță de benzi cuarțitice cu benzi subțiri filitoase. Microscopic, se remarcă o participare însemnată a cuar-



țului (55-60%) și a cloritului (20-25%) sub formă de benzi bine individualizate. Cuarțul se prezintă în granule de dimensiuni reduse, alungite, adesea cu contur neregulat și cu extincție ondulatorie. Benzile filitoase sînt constituite din lamele și mai ales plașe de clorit și sericit (8-10%). Foarte frecvent benzile filitoase sînt despărțite de filonașe subțiri umplute cu limonit și hematit, care adesea urmăresc chiar formele microstructurale ale acestora. Cloritul prezintă pleocroism de la brun-gălbui-palid pînă la verde-închis, iar în unele secțiuni subțiri se remarcă nuclee relicte de biotit. Frecvent în benzile cuarțitice se relevă prezența porfiroclastelor de albit (3-5%), maclat polisintetic. Acestea au în general o orientare diferită față de orientarea cuarțului și în unele cazuri, rare, sînt mulate de clorit și sericit. În unele secțiuni, porfiroclastele de albit sînt marginal cu granule foarte fine de cuarț și în acest caz prezintă incluziuni de sericit și cuarț. În alte secțiuni se remarcă frecvente clivaje, precum și o microcutare evidentă a benzilor filitoase și în aceste porțiuni, porfiroclastele de albit capătă o orientare, atît a alungirii, cît și a maclajului, conformă cu alura generală a rocii. Cu totul sporadic apar granule fine de zircon, turmalină și pirită răspîndită în toată masa rocii.

În strînsă asociație cu rocile descrise mai sus apar și roci porfirogene (slab afectate de metamorfism) de culoare cenușiu-albă, frecvent limonitizate pelicular, fapt care imprimă rocii o tentă cărămizie. Masa fundamentală a rocii este constituită din microgranule de cuarț, feldspat și subordonat sericit. Ea include porfiroblaste de feldspat potasic și calcosodic cu maclări polisintetice și intens sericitizați. De asemenea apar porfiroblaste de cuarț sau aglomerări echigranulare de cuarț sub formă de ochiuri cu conture neregulate, pe marginea cărora se remarcă recristalizări. Se mai întîlnesc filonașe fine de limonit și cuarț, care străbat haotic masa rocii. În unele secțiuni subțiri au fost observate filonașe de forme foarte neregulate, ramificate, umplute cu clorit (penin). Partea centrală a filonașelor este constituită din hematit. Structura rocii este blastoporfirică, iar textura masivă, vag șistoasă.

Prin intermediul unei linii disjunctive această formațiune este dispusă peste calcarele Autohtonului de Bihor, atribuite Malmului de antecercetători (într-o secțiune subțire din colecția proprie a fost relevată prezența formei *Clypeina jurasica*, de către S. B o r d e a). În zona de contact se constată prezența cataclazitelor.

Cataclazitele sînt roci de culoare albă cu tente roșcat-brune datorită frecvenței ridicate a unei rețele de filonașe-liant cu caracter hematit-limonitic.



La microscop, roca apare constituită din fragmente de cuarț, cuarțite și cu totul subordonat fragmente de șisturi cristaline, cimentate cu limonit și hematit. Acest liant este bordat în majoritatea cazurilor, de grupări lenticulare și uneori sub formă de filonașe, de un mineral criptocristalin de culoare cenușie, cu culori de birefrință cenușii-albăstrui-închise. Analiza DTA a probei purificate de oxizi a semnalat prezența nacritului (D. Todor).

Prezența liantului limonito-hematitic și a nacritului presupune o circulație hidrotermală pe zona cataclazitelor, care are o grosime de 5-7 m.

Tectonica

Formațiunea cristalofiliană descrisă, formează o structură anticlinală încadrată de falii, avînd foliația orientată NNW-SSE, pe flancul vestic, cu căderi de 32° și 50° W, în timp ce pe flancul estic, foliația este orientată NE-SW cu căderi spre SE de 14° și 60°.

Flancul estic al structurii amintite, este constituit din șisturi argilice, slab micacee, de culoare cărămiziu-violacee, în care microscopic se constată un detritus format din granule de cuarț cimentate cu un material hematito-argilo-sericitic.

Rocile descrise, au fost atribuite de antecercetători Permianului Pinzei de Arieșeni și din acest motiv, apare îndreptățită situarea formațiunii cristalofiliene la baza acestei unități structurale.

Calcarele Autohtonului de Bihor vin în contact cu formațiunile Pinzei de Arieșeni prin intermediul faliei Pietrele Roșii, în timp ce prin intermediul faliei majore Julești-Plăiuți-Păuleasa-Galbena, vin în contact cu faciesul carbonatat al Pinzei de Codru atribuit Triasicului.

BIBLIOGRAFIE

- Arabu N. (1941) La geologie des environs de Băița. *D.S. Inst. geol.* București.
- Bleahu M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Padeș-Cetățile Ponorului. *D.S. Inst. geol.* XI, București.
- Dimitrescu R. (1957) Stratigrafia și tectonica munților Apuseni. *An. Rom. Serv. Geol.* 2, București.
 - Mantea G. (1962) Le Rhétien de Monts Apuseni (Carpates Roumaines). *Com. des Cong. de Mesozoïque* (Luxemburg).
- Dimitrescu R. (1959) Kratkii ocerk. *Geologii Zapadnih gor. Sovietskaiu gheotoghia* 5, Maskva.



- Dimitrescu R. (1959) Le volcanisme permien en Roumanie, *Geologische Rundschau*, 48, Stuttgart.
- Giusecã D. (1937) Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléozoïques des Monts du Bihor, *Bul. Lab. Miner. Univ. Buc.*, II, București.
- (1950) Le massif éruptif de Vlădeasa, *Ann. Com. Geol.*, XXVII, București.
- Hauer F., Stache O. (1963) Geologie Siebenbürgens, Wien.
- Jelinek I. (1937) Les roches éruptives banatitiques de Monts du Bihor, *Bul. Lab. Miner. Univ. Buc.*, II, București.
- Kräutner Th. (1941) Etudes géologiques dans la Pădurea Craiului, *C.R.D.S. Inst. geol. Roum.*, XXV, București.
- (1941) Observations géologiques dans les Monts du Bihor, *D.S. Inst. geol. Roum.*, XXVI, București.
- Peters K. (1861—1862) Geologischen Ungr. *Sitzungsber d.k.k. Acad. der Wissensch.* XLIII u. XLIV, Wien.
- Pöschny Fr. (1874) Geologische montalnstische Studie der Erzlagerstätten von Rézbánya, (Băița), *Ref. in Verh. d.k.k. geol. R.A.* Budapest.
- Primics G. (1892) Skizzenhafter Bericht über die im nördlichen Theile des Bihargebirges im Jahre 1890, bewerkstelligte geologische Detailaufnahme, *Jahresber d.k.k. ung. geol. A.f.* Budapest.

SUR LA PRÉSENCE D'UNE FORMATION CRISTALOPHYLIENNE EN BASE DE LA NAPPE D'ARIEȘENI (MONTS BIHOR)

(Résumé)

Au nord de la vallée de Sighiștel (Monts Bihor), a été mise en évidence, pour la première fois, une formation cristallophylienne représentée par des schistes quartzitiques chlorito-sériciteux à porphyroclastes d'albite et de porphyrogènes, qui par l'intermédiaire de certains cataclasites est disposée sur les calcaires de l'autochtone de Bihor. Cette formation se présente comme une structure anticlinale qui a un flanc d'une tectonique disjunctive et dont le flanc de l'E supporte un faciès argilitique de la nappe d'Arieșeni. Ce faciès a été attribué au Permien par les dévanciers.

Cela nous portent à attribuer la position de la formation cristallophylienne à la base de la nappe d'Arieșeni.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche IV

Carte géologique du périmètre de Julești (Monts Bihor) au 1/5000^e. Coupe géologique le long de la ligne I—I'.



Quaternaire. 1, alluvions; autochtone de Bihor Jurassique-Malm; 2, calcaires massifs blancs; Nappe de Codru Trias-Werfèlien; 3, calcaires massifs noirs silicifiés; 4, cristallin de Julești; Nappe d'Arleşeni-Permien; 5, conglomérats polymictiques à intercalations (10–15 cm) de grès feldspathiques violacés; schistes argillitiques; 6, faille; 7, faille présumée; 8, ligne de charriage; 9, ligne de section géologique.



PLANȘA I



PLANȘA I

- Fig. 1. - Structura șisturilor cuarțitice clorito-sericiteoase cu porfiroblaste de albă. Nic. +
× 25.
Structure des schistes quartzitiques chlorito-sériciteux à porphyroblastes d'albite.
Nic. +, × 25.
- Fig. 2. - Porfiroblast de plagioclaz într-un șist cuarțitic clorito-sericitos. Nic. +, = 25.
Porphyroblastes de plagioclase dans un schiste quartzitique chlorito-sériciteux.
Nic. +, × 25.
- Fig. 3. - Fenoblast de feldspat cu incluziuni de cuarț și sericit, cataclazat. Porfirogenă. Nic. +,
× 25.
Phénoblaste de feldspath à inclusions de quartz et séricite, cataclasé. Hoche porphy-
rogène. Nic. +, × 25.
- Fig. 4. - Idem. Detaliu. Nic. +, × 75.
Idem. Détail. Nic. +, × 75.



1



3



2



4

Institutul Geologic. Dăți de scarmă ale ședintelor, vol. LIX/5.

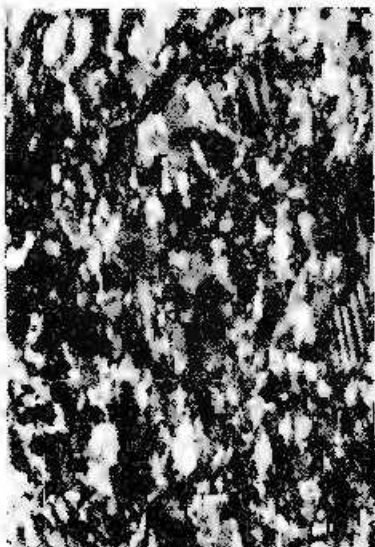
PLĂNȘA II

- Fig. 1. Feldspatizarea într-o porfirogenă. Nic. +, $\times 25$.
Feldspathisation dans une roche porphyrogène. Nic. +, $\times 25$.
- Fig. 2. — Porfiroblaste de albite într-un gîsl cuarțitic chlorito-sericitos. Nic. +, $\times 20$.
Porphyroblastes d'albite dans un schiste quartzitique chlorito-sericiteux. Nic. —, $\times 20$.
- Fig. 3. — Bordarea de către macrit (cețușiu în centrul fotografiei) a liantului hematito-limonitic într-un cataclazit. Nic. —, $\times 75$.
Macrite (gris — au centre de la photographie) bordant le liant hématito-limonitique dans un cataclase. Nic. +, $\times 75$.
- Fig. 4. — Gresie fină permiană, cu ciment hematito-argilo-sericitic. Nic. +, $\times 25$.
Grès fin permien, à ciment hématito argileux sericitique. Nic. +, $\times 25$.

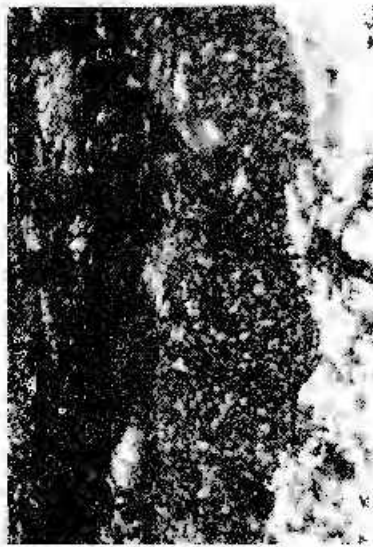




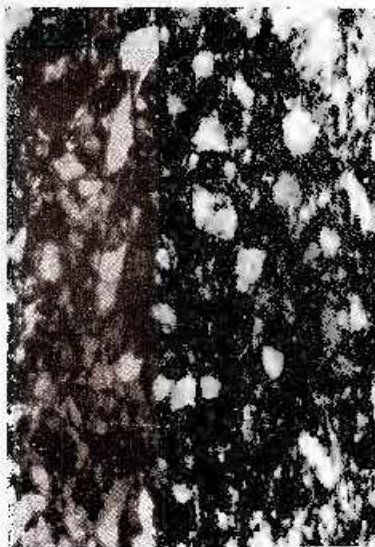
1



2



3



4

PLAȘA III

Fig. 1. — Fenoblast de feldspat corodat, cu structura de dezamester (stînga), precum și cu incluziuni de cuarț și sericit, străbătut de un filonaș cu cuarț, feldspat și sericit. Porfirogenă. Nic. +, $\times 50$.

Phénoblaste de feldspath corrodé, montrant une structure d'exolution (gauche), et avec des inclusions de quartz et de séricite, traversé d'un filonnet à quartz, feldspath et séricite. Roche porphyrogène. Nic. +, $\times 50$.

Fig. 2. — Microcutări și microfisuri într-un șist cuarțile clorito-sericitos. Nic. +, $\times 25$.

Plissements et microfissures dans un schiste quartzitique chlorito-sériciteux. Nic. +, $\times 25$.

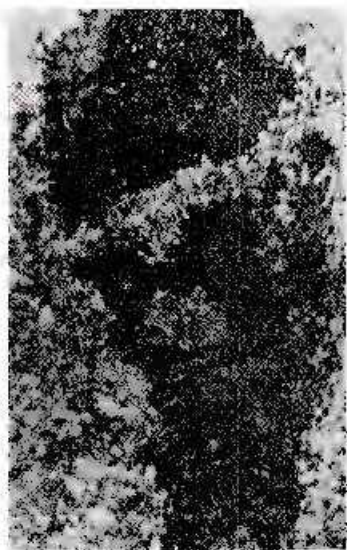
Fig. 3. — Structura cataclazitului. Nic. +, $\times 50$.

Structure du cataclasite. Nic. +, $\times 50$.

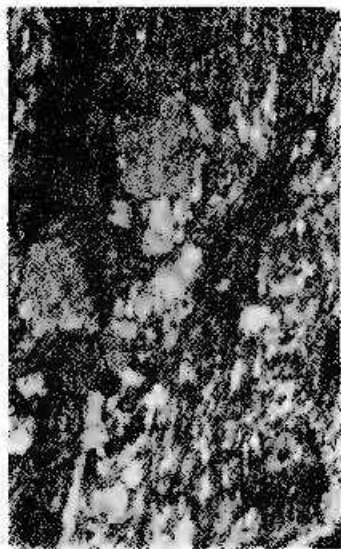
Fig. 4. — Filonaș de calcită străbătînd un calcar, „Autohtonul de Bihor” (Malm). Nic. +, $\times 75$.

Filonnet de calcite traversant un calcaire „Autochtone de Bihor” (Malm). Nic. +, $\times 75$.





1



2



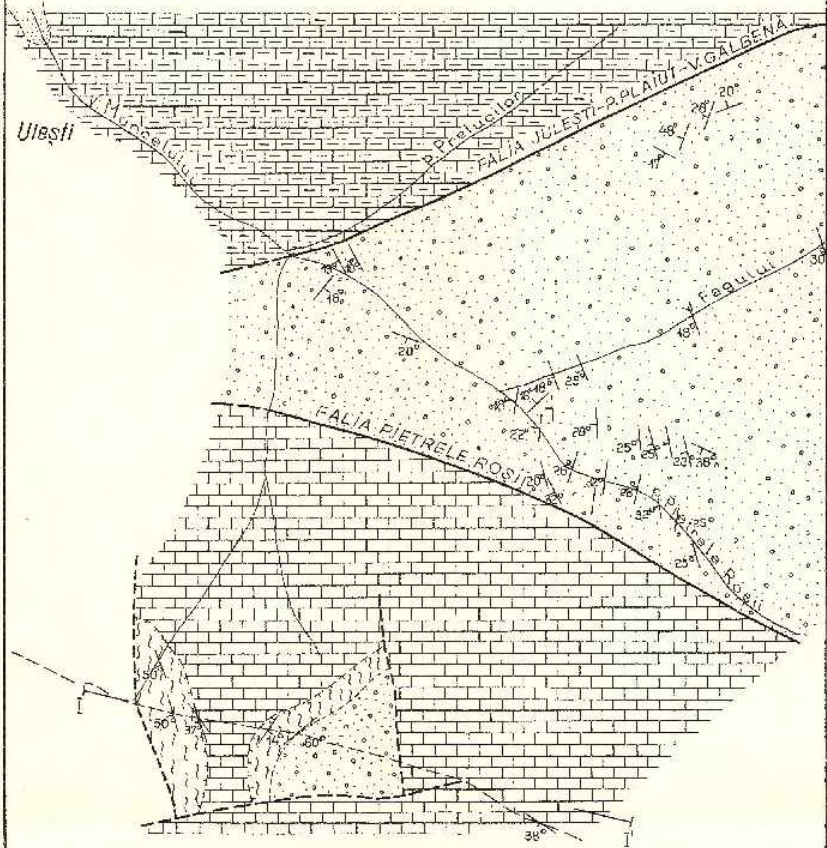
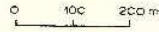
3



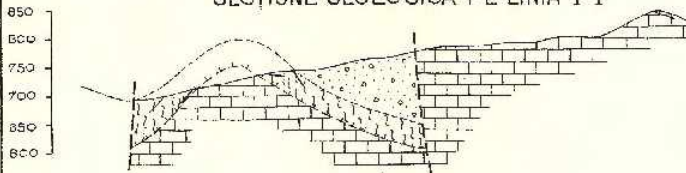
4

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIX/5.

HARTA GEOLOGICĂ A PERIMETRULUI JULEȘTI (MUNȚII BIHOR)



SECȚIUNE GEOLOGICĂ PE LINIA I-I'



LEGENDA

- | | | | |
|-------------------|--|----------------|----------------------------------|
| Cuaternar 1 | Aluviuni | | |
| MUNȚII DE BIHOR | | | |
| Jurasic-Malm 2 | Calcare masive albe | Pinza de Cudru | |
| Triasic-Karfenian | | 3 | Calcare masive negre silicifiate |
| | | 4 | Cristalinul de Julești |
| MUNZA DE ARIEȘENI | | | |
| Permian 5 | Conglomerate polimictice cu gipsocăptari (40-50cm) de gresii feldspatice vâlvate, și șisturi argilice. | 6 | Falia |
| | | 7 | Falia presupusă |
| | | 8 | Linie de înclinașoare |
| | | 9 | Linie de secțiune geologică |



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

**STUDIU ASUPRA TAFOCENOZELOR DE PE LITORALUL
ROMÂNESC AL MĂRII NEGRE¹**

DE

FLORIAN MARINESCU²

Abstract

Study of Tafocenose from the Black Sea Shore. In this paper the results of observations undertaken on the mode of burying, under the influence of waves, of organic rests remaining after the death of animals, are presented. Thus, this observational material may be useful for those who attempt to reconstitute the burial conditions of various organic rests accumulated in the beach zone. There is described the mode according to which the shells of mollusks are sorted, distributed and accumulated depending on the form, weight and direction of currents and waves. The significance of the position of shells is discussed, as well as the influence of wind on it. Two kinds of imprints of medusae, left as a result of their dehydrating, are described too.

TABLA DE MATERII

	<u>Pag.</u>
1. Cadrul morfologic	21
1.1. Plaje mărginite de faleze	22
1.2. Plaje „libere”	22
2. Modul de depunere a materialului în lungul plajei emerse	23
2.1. Rolul promontoriilor	24
2.2. Bermele de falune	26
2.3. Ridurile și crestele	26
2.4. Funcția de creastă a dundelor din lungul plajelor	28
2.5. Cornurile de plajă	29

¹ Comunicare în ședința din 7 aprilie, 1972.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



2.6. Crăpăturile stincilor	30
2.7. Selecția cochiliilor	39
2.8. Distribuția cochiliilor	32
2.9. Rolul ierburilor marine	33
3. Erodarea	34
3.1. Erodarea marginii berinelor	34
3.2. Erodarea la furtunile mari; conservarea sedimentelor	34
4. Semnificația poziției și sortării diverselor resturi organice	35
4.1. Modul de deplasare a cochiliilor	36
4.2. Orientarea valvelor de către valuri	36
4.3. Orientarea altor resturi organice	37
4.4. Influența vântului	38
5. Modul de formare al unor urme întinse pe plajă	38
5.1. Urme de meduze	39
5.2. „Cercurile eoliene”	40
6. Asociații vecine	40
6.1. Lacul Mangalia	40
6.2. Lacul Belona	42
7. „Migrații”	42
8. Concluzii	43

În urma cercetărilor pe care le întreprinde, stratigraful încearcă să reconstituie imaginea paleogeografică a unui anumit sector, într-un moment dat. Un rol important în realizarea acestui țel îl au studiile de paleontologie. Prin ele se încearcă, în afară de stabilirea vârstei depozitelor, să se realizeze și un tablou al condițiilor de viață din momentul respectiv. S-a vorbit chiar de biocenoze și tanatocenoze, punându-li-se de obicei prefixul palco. Primul termen este cu totul incorect de folosit în paleontologie, deoarece oricât de complet ar fi analizat întregul ansamblu de resturi organice dintr-un zăcămint fosilifer, totdeauna vor lipsi din inventar animalele ale căror resturi se distrug complet și care nu lasă nici un fel de urme. Prezența unora poate cel mult fi intuïtă, dar niciodată dovedită, în timp ce prezența altora ridică întrebarea provenienței lor.

Termenul de tanatocenoze pare a fi mai aproape de situațiile întinse pe teren, dar ele nu reprezintă totuși decât cazuri speciale, excepții, asupra lor planînd un permanent semn de întrebare. De obicei resturile scheletice, după distrugerea corpului moale al animalului, sînt reuate de curenți și chiar dacă sînt îngropate în același loc în care a trăit și murit animalul, ele nu se mai regăsesc în aceeași situație. Lor li se adaugă resturi aduse din sectoare mai mult ori mai puțin apropiate și astfel comunitatea fosilă regăsită nu mai poate prezenta o imagine completă și nealterată a vieții din momentul și locul respectiv; ea poate cel mult sugera un

tablou general al condițiilor de trai de pe o suprafață mai întinsă. În același timp gruparea lor, felul în care sînt asociate și așezarea lor în cadrul texturii rocii completează cu elemente noi imaginea creată, explicînd modul lor de depunere. Astfel observații sedimentologice, simple chiar, adăugate celor paleontologice, pot permite reconstituirea unui tablou dinamic al momentului respectiv.

Observarea modului de formare al comunităților îngropate, al tafo-cenozelor, actuale, oferă modele ce pot explica situații fosile. În această idee au fost întreprinse cercetări, cu pretenția de a fi sistematice, asupra plajelor din lungul litoralului românesc al Mării Negre. Lipsa utilajelor moderne și a calităților sportive ale autorului au restrîns însă aceste cercetări mai ales la zona emersă a acestor plaje, completate cu observații sub apă numai pînă la o adîncime de 1-1,50 m. Inițiatorul acestor studii a fost Dr. D. Patrulius, căruia autorul îi mulțumește și pe această cale pentru sugestiile permanent primite, așa cum mulțumește conducerii Institutului Geologic, în persoanele Dr. doc. D. Rădulescu și M. Bleahu, pentru sprijinul material oferit, precum și colegului N. Mihăilescu, pentru inițierea în sedimentologia marină, sprijinul său oferind autorului o documentare bogată. După o recunoaștere rapidă a aproape întregului litoral, atenția autorului s-a concentrat asupra a trei sectoare: plaja de la nord de Năvodari, în dreptul lacului Tașaul, între digurile ce urman să delimiteze portul Midia, plaja de la Capul Ivan și plaja Neptun, în dreptul lacului Tatlageac (la nord de Mangalia); cu alte cuvinte au fost alese sectoare aproape nederanjate de amenajări recente și foarte puțin vizitate de turiști.

1. Cadrul morfologic

Plajele de pe țărmul românesc al Mării Negre sînt în cea mai mare parte plaje nisipoase. Morfologic ele sînt alcătuite din mai multe berme, cel mai frecvent în număr de 3. Chiar atunci cînd numărul lor este mai mare, bermele se contopesc repede lateral în cele 3 mai importante; de altfel numărul mai mare de 3 berme reprezintă doar cazuri particulare, strict locale. Originea acestor berme este cu totul alta decît a teraselor; chiar morfologic ele sînt diferite: cel mai adesea prezintă o slabă înclinare către interior (spre țărm). Formarea lor se face numai prin acumularea materialului detritic și a cochiliilor, fără ca eroziunea să participe în vreun fel la aceasta. Diferențele de nivel între două berme învecinate poate ajunge uneori la valori de 1 m, iar lărgimea este adeseori de ordinul metrilor. Din aceste motive, chiar în cazul fosilizării integrale a plajelor,



practic ar fi imposibil să poată fi reconstituite. Din punct de vedere morfologic ele își păstrează deci însemnătatea numai pentru studiul aspectului actual al plajelor. Se poate fosiliza în schimb, păstrându-se starea sa, materialul ce alcătuiește aceste berme.

Trebuie remarcat că și în cazul lacurilor mai mari, în lungul plajelor se pot urmări, la o scară mult micșorată, aceleași elemente morfologice mai importante ca în lungul plajelor marine. Și în acest caz se disting mai multe berme, însă cu diferențe de nivel de ordinul centimetrilor (pe lacul Tașaul). În cazul lacurilor mai puțin deschise, pe suprafața cărora nu se formează valuri în timpul furtunilor, aceste berme sînt înlocuite de cordoane de material detritic, scoici și material vegetal.

1.1. Plaje mărginite de faleze. Aceasta este una din situațiile cele mai frecvent întîlnite în lungul coastei românești. Faleză este alcătuită fie în întregime din loes, fie cuprinde la partea inferioară o porțiune stîncoasă. Din punctul de vedere al formării bermelor constituția ei reprezintă însă un detaliu nesemnificativ. În cazul existenței falezei pot fi urmărite în mod constant trei nivele de berme, a căror lățime este în funcție de lățimea totală a plajei. (Constituția litologică și granulometrică a bermelor este funcție de alți factori, ce nu privesc subiectul tratat). În cazul cînd lățimea plajei este mică, iar faleză activă (nefixată prin vegetație), se poate întîmpla ca la baza falezei, ultima bermă, ori materialul asvirlit de valuri corespunzînd ei, să fie acoperită cu fragmente de loes căzut din faleză. Se poate realiza astfel un amestec de elemente faunistice terestre, cîtodată mai vechi, subfosile, într-o comunitate recentă cu caractere marine.

Un caz particular este plaja formată în dreptul lacului Tatlageac, pe un grind ce separă parțial lacul de mare. În lungul acestui grind, prin construcția căii ferate către Mangalia, a fost creat un rambleu care funcționează aproape ca o faleză. În acest caz apar tot trei berme, mult mai largi, în raport cu lățimea mare a plajei, ale căror capete se sprijină pe cele două promontorii de calcare ce mărginesc plaja la sud și nord (pl. I, fig. 1).

1.2. Plaje „libere”. Am denumit plajă liberă, plajele care nu sînt îngrădite la interior de vreo faleză ori obstacol artificial. În această situație pot fi: a) plajele formate pe grinduri, de obicei pe grinduri largi (în dreptul lacului Tașaul); b) plajele a căror faleză este atît de departe de mare, încît ea nu mai joacă nici un rol în dinamica plajei. În acest caz falezele sînt



de obicei fixate, putînd fi reactivate doar artificial, prin excavații; părăsirea excavării duce îndată la reacoperirea taluzului (plajă dintre Mamaia sat și Năvodari). În ambele cazuri dinamica lor este asemănătoare.

Pe acest tip de plaje nu se disting decît două nivele de berme, destul de largi; al treilea este absent, iar pe locul său sînt aliniate dunele, din primul cordon, cei mai apropiați de țărm. Ele acoperă parțial și berma mediană, ajungînd uneori pînă la berma inferioară (pl. I, fig. 2). La valurile foarte mari, dunele funcționează ca o margine externă a unei berme, care de obicei este ușor înălțată; în aceste situații apa poate depăși dunele mai joase. Apare astfel o perioadă în care sînt depuse, între plantele de pe dune, scoici și diverse resturi marine. În acest caz, atunci cînd restul plajei funcționează ca fore-shore, dunele mai largi funcționează ca berme superioare (pl. II, fig. 1); ele își revin însă aspectul anterior, îndată după slăbirea puterii valurilor și retragerii mării, cînd revin sub acțiunea vîntului. De obicei însă valurile nu trec pe deasupra dunelor ei, obosite de traversarea fore-shorului (reprezentat în acest caz de întreaga plajă emersă), își împing apele pătrunzînd prin unele săpături practicate în acest obstacol de nisip, răspîndindu-le în spatele lui; apele ajunse în acest loc, mai jos decît spațiul prin care au trecut printre dune (pl. II, fig. 1) rămîn captive și se infiltrează în nisip. Astfel cordonul de dune funcționează ca un rid extern, paralel plajei emerse (vezi § 2.3).

2. Modul de depunere a materialului în lungul plajei emerse

Pe această porțiune de plajă, aflată sub influența vîntului și a valurilor, sedimentarea și eroziunea acționează permanent; aparent ar însemna că nu poate fi vorba de acumulare de material și totuși aceasta se petrece în mod continuu. De fapt bermele reprezintă „terase” de material adus de valuri, fiecare berină reprezentînd un anumit grad de intensitate al acestora. După o perioadă de calm, începutul activității valurilor de o intensitate mai ridicată se traduce printr-o nivelare a suprafeței asupra căreia începe să acționeze, reînvînd doar o mică parte din materialul depus anterior. Continuarea activității se traduce prin svîrlirea pe țărm și depunerea unui material nou, adus în suspensie, ori tîrît pe fund. Ca o ilustrare a acestora dăm succesiunea (de sus în jos) într-un punct oarecare pe plajă de la est de Tașaul (N Năvodari), într-o groapă săpată sub o pătură de alge și stuf, pînă la nivelul apei de infiltrație: 0,4 m pătură de stuf tocat, acoperit de o peliculă de nisip (mai ales eolian) și cochilii fine (în special *Corbula*); 0,01 nisip fin, cu *Cardium edule*, exemplare tinere și *Corbula*



(*Lentidium*) *mediterranea maeotica*; 0,02 rumeguș de stuf slab incarbonizat și *Corbula*; 0,07 nisip marin cu diverse scoici rare; 0,02 rumeguș de stuf și *Corbula*; 0,10 nisip fin cenușiu, cu *Cardium edule lamarki*, *Uvula gallina* etc. Se observă deci clar o alternanță de nisip și rumeguș de stuf, alternanță care ar putea fi sezonieră.

Un alt exemplu — plaja fără faleză, din dreptul mlaștinei Mangalia (azi la sud de stațiunea Mangalia nord): sedimentele de plajă se suprapun unor depozite cărbunoase, lacustre, turbăria din această mlaștină întinzându-se altă dată mult spre est; ulterior ea a fost restrinsă de ingresinnea mării, iar azi de activitatea umană. Într-o excavație făcută în acest loc, unde marea depune pe plajă și galeți de calcar și pietre, atunci când e furioasă, s-au întâlnit, peste stratul de turbă: 0,75 m nisip marin, cenușiu-albăstrui (influența mediului reducător?), cochilifer; 0,10 m nisip galben, fără resturi organice; 0,05 m un rând de galeți mari, până la 20-30 cm diametru; 0,55 m nisip eolian de dune; 0,15 nivel de galeți și fragmente erodate de *Mytilus* și *Ostrea*; 0,20 m nisip eolian de dună (parțial excavat pentru construcții); 0,10 m alt nivel de nisip marin, cu numeroase fragmente de stuf (probabil aportul iernii precedente).

2.1. Rolul promontoriilor. Un rol important în depunerea materialului îl joacă promontoriile. Este deja cunoscută influența digurilor în creșterea plajelor; de aceea ele au fost folosite la formarea ori lărgirea artificială a plajelor. În această situație, în partea din care curge curentul litoral, în unghiul format de dig și țărm, se depune materialul dragat (nisip, scoici), iar în partea opusă materialul flotat (alge, stuf etc.). Aceste afirmații pot fi ilustrate cu două exemple: Unul din exemple îl reprezintă digul mare, din capătul nordic al plajei din dreptul lacului Tașaul. În partea de nord a acestuia se depune nisipul, amestecat cu falun, creșterea în falun a plajei făcându-se resimțită în fiecare an. În partea de sud, în unghiul făcut de dig cu țărmul, precum și în lungul plajei, este depus materialul aflat în suspensie în apă, în special fragmente mărunte (rumeguș, tocătură) de stuf, transportat în mare de apele Dunării, ori scos de curenți din lacurile de la sudul Deltei. Acest proces are loc de multă vreme în golful ce exista încă înaintea construcției digului; nisipul depus deasupra, în special nisipul eolian, maschează însă depunerile mai vechi, care ajung chiar până în apropierea grindului ce a închis Tașaulul. Bineînțeles că totul este funcție de cantitatea de stuf adusă de ape din complexul Deltei; astfel în 1967 în acest loc era vizibilă, ca materialul proaspăt adus, o suprafață care în unghiul amintit nu depășea 4-5 m lățime.



În următorii doi ani ea a crescut în mod considerabil, depășind lățimea de 100 m în dreptul digului (pl. II, fig. 2 ; pl. III, fig. 1 ; pl. IV, fig. 1,2).

Al doilea exemplu îl oferă digul mic, din mijlocul golului cercetat, în dreptul lacului Tașaul. Înaintea construcției digului exista o pătură mai veche de rumeguș de stuf, ce se dezvoltă în partea nordică a amplasamentului acestui dig. După construirea lui, plaja s-a dezvoltat în continuare prin depunerea de nisip și falun, în care resturile vegetale sînt subordonate ; în schimb pătura de rumeguș vegetal a început să crească pe flancul sudic al digului.

Avînd în vedere cantitatea mare de material vegetal cu care a crescut această pătură în timp de doi ani se poate deduce că procesul are loc tot timpul anului, bineînțeles cu intensificări în anumite perioade. O astfel de venire poate face ca în unele locuri această pătură să crească cu mai mult de 1 m lățime odată. De asemenea în lungul marginii acestei pături se remarcă forme morfologice asemănătoare cornurilor de plajă, în concavitatea cărora sînt îngrămădite numeroase valve de scoici (mai ales *Cardium* în locurile amintite (pl. IV, fig. 1). La fel ca în cazul plajelor de nisip, uneori au loc eroziuni, golurile formate fiind apoi reumplute și nivelate (pl. IV, fig. 2). Prin urmărirea acestor urme se pot face aprecieri asupra numărului etapelor.

Alt element ce participă la formarea acestor pături este reprezentat de alge care, deși local pot predomina, luate global reprezintă o cantitate mult mai redusă de material. Creșterea cantității de alge are loc în urma furtunilor (pl. V, fig. 2), iar dacă i se suprapune și un curent de apă rece, acestora li se adaugă cantități, uneori impresionante, de meduze (pl. XXII, fig. 1).

Cu 800 m la sud de digul nordic, în lungul plajei, pătura nouă de stuf se îngustează mult, ajungînd la aproximativ 1,5-2 m lățime, resturile vegetale fiind amestecate cu numeroase valve de *Cardium* ; local apar acumulări de *Corbula*, uneori aproape complet lipsite de nisip (pl. V, fig. 1).

Cazurile descrise reprezintă situații extreme, în care este vorba de acumularea unor cantități foarte mari de material, în raport direct cu dimensiunile obstacolelor întîlnite de curenți (digurile). Situația ilustrată prin exemplele de mai înainte este repetată însă și în cazul unor promontorii mici. De pildă, la Capul Ivan : în nordul său se acumulează, pe o plajă relativ îngustă, cantități considerabile de falun, formînd berme ce depășesc 1 m înălțime, iar în sudul său se depun mici cantități de stuf.



Alt exemplu : pentru a feri țărmul de eroziune, în dreptul Stațiunii de cercetări piscicole de la Constanța au fost așezate numeroase blocuri de beton, sub forma unui mic dig longitudinal, care, față de plaja emersă nu se află la o distanță mai mare de 1 m în apă. La nordul său, la gura de vărsare a lacului Tăbăcării, nisipul depus a lătit mult plaja inițială, tinzând să închidă complet gura acestui canal (menținută deschisă doar artificial), iar la sudul său se depun cantități mari de alge desprinse de pe fundul mării și aduse de furtuni. Fiecare furtună mai puternică în larg, își trimite contribuția sa, care se adaugă păturii anterioare.

2.2. Bermele de falune. A fost descris modul de sedimentare al materialului aflat în suspensie în apa mării. În partea promontoriilor sau digurilor din direcția căruiua curge curentul în lungul țărmului, pe litoralul românesc totdeauna în partea nordică, este depus materialul dragat. În acest loc se acumulează materialul detritic și faluncle. Există cazuri în care cantitatea de șeici este atât de ridicată încât dau naștere la berme, cu grosimi foarte mari, formate exclusiv din falun. Așa poate fi menționat cazul plajei de la nordul Capului Ivan, tipic pentru această situație (pl. VI, fig. 1). Chiar pe porțiunea mai retrasă a promontoriului de calcar de la Capul Ivan cele trei rânduri de berme sînt alcătuite exclusiv din falune, cu un conținut foarte variat specific, în care însă valvele de *Cardium* sînt cel mai bogat reprezentate. Grosimea acestor berme depășește uneori 1 m. Ele se continuă și spre nord, cam o treime din plaja micului golf dintre Capul Ivan și Capul Midia; alcătuirea lor este aceeași dar lărgimea bermeilor crește, scăzînd în înălțime, diferențele de altitudine ajungînd de ordinul a 0,6-0,7 m. În compunerea lor intră de data aceasta nu numai falunele ci și cochina (pl. VI, fig. 2). În restul plajei, către nord, bermele mai pierd încă în înălțime și cuprind o mare cantitate de nisip, falunul devenind subordonat.

2.3. Ridurile și crestele. Un alt element important în acumularea resturilor de organisme îl constituie ridurile și crestele. Ridurile sînt ridicături alungite de nisip, formate sub mare, la diferite distanțe de țărm, dispuse ușor oblic, în lungul acestuia, sub influența curenților. Observațiile întreprinse s-au oprit asupra ridurilor din imediata apropiere a plajei, care au crescut atât încît au culmile deja emerse și care printr-unul din capetele lor, sînt unite cu plaja. Am denumit creste ridicăturile formate de nisip în partea superioară a fore-shor-ului, în spatele cărora se formează un șanț alungit.

Un rid foarte apropiat de marginea plajei emerse, în unele porțiuni ale sale chiar unit cu acesta, a fost urmărit la nord de Năvodari, în golful din dreptul lacului Tașaul (pl. VII, fig. 1). Pe cea mai mare parte a sa el era deja emers (pl. VII, fig. 2), coama nefiindu-i depășită decât de unele valuri. În zona cuprinsă între rid și plajă apar rămâne stagnantă; materialul împins de valuri în acest loc -- nisip și scoică -- se acumulează în condiții de calm total. La fel se petrec lucrurile și în porțiunea nordică, incipientă, a ridului unde spinarea sa nu a atins încă suprafața apei (pl. VIII, fig. 1), dar se află la o adâncime de numai 15-20 cm. În capătul sudic, terminal, ridul este deja unit cu plaja; între ele există doar un șanț, care va fi umplut treptat cu ceea ce împing valurile peste coama ridului (pl. VIII, fig. 2; pl. IX, fig. 1). În aceste condiții un aport însemnat îl au mănunchiurile vegetale (în special alge) smulse de pe fundul mării de curenți și aduse către mal. La început nisipul le imobilizează, pentru ca apoi ele să fie cele care fixează nisipul, contribuind la creșterea mai rapidă a ridului. Trebuie subliniat că tendința generală este ca scoicile să se acumuleze de cele două părți ale ridului, la baza sa și mai puțin pe pante. Ele se îngrămădesc fie în lungul liniei de flexură, fie în șanțul dintre rid și plajă, unde se realizează acumulările mai importante și mai stabile.

Un element morfologic asemănător ridului, dar de dimensiuni mai reduse și care se formează în marginea bermei inferioare, în lungul fore-shor-ului, este creasta. Creasta ia naștere din acțiunea combinată a apei împinse de val pe fore-shor și care se întoarce către mare și a apei aduse de valul următor. Pe linia de întâlnire a acestor doi curenți de sens contrar nisipul de pe fund este ridicat, amestecat cu materialul adus în suspensie și redepus într-o creastă incipientă. Ierburile și algele flotante și împinse spre țarm, sînt fixate cu ușurință în acest nisip în continuă mișcare; din acest moment sînt deja create condițiile ca această creastă să se dezvolte rapid (pl. IX, fig. 1). Bineînțeles că distanța dintre ea și marginea bermei inferioare este în funcție de lărgimea și panta fore-shor-ului.

Modul de acumulare a cochiliilor în spatele acestor creste se face la fel ca în porțiunea de unire a ridurilor cu plaja. Observații utile a furnizat o astfel de creastă de pe plaja golfului din dreptul lacului Tatlageac (pl. IX, fig. 2; pl. X, fig. 1, 2); observațiile au fost facilitate de condițiile speciale într-o zonă cu fore-shor foarte larg și cu pantă foarte mică. Valurile împing scoicile și galeții pînă pe coama crestei. De aici, după un moment de oprire ele alunecă în șanțul din spatele crestei, mai mult sub influența gravitației și pentru că nisipul de sub ele este împins în jos de apa ce reușește să treacă de coamă (pl. XI, fig. 1). Bineînțeles că valurile mai



mari împing în întregime, în spatele crestei, materialul tîrit de ele, unde acesta rămîne captiv, după ce apa s-a infiltrat în nisip. O altă modalitate de a transporta și acumula scoicile în spatele creștelor, de către valurile mai mici, este pătrunderea lor prin breșe săpate transversal în aceste crește, breșe prin care apa se răspîndește în șanțul din spatele creștelor.

Într-un stadiu mai avansat, aceste crește sînt atît de înălțate încît valurile mici obișnuite nu le mai pot depăși; în spatele lor se acumulează doar materialul flotat (stuf, alge) adus de valurile mai mari, și numai în secțiunile în care au fost făcute spărturi mai poate continua acumularea unor lentile de falun (pl. XI, fig. 2). Alteori aceste crește pot fi alcătuite din runeguș de stuf, în spatele cărora falunul formează de asemenea lentile.

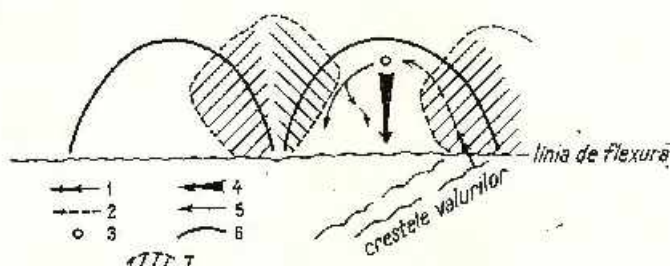
În cazul aportului unei cantități mari de material, în special falun, creștele acestea se pot forma mai rapid, iar prin colmatarea șanțului din spatele lor se pot uni cu berma inferioară, lășînd-o (pl. XII, fig. 1). Modul de formare a acestor crește se deosebește de al celor de nisip; ele iau naștere prin acumularea scoicilor împinse de valuri spre țarm. Secțiunea lor este mai puternic asimetrică, cu flancul extern, către mare, mult mai înclinat decît cel intern, dînd impresia că întreaga masă a fost împinsă și îngrămădită spre țarm. Din cauza profilului acest fel de crește pot depăși mai repede punctul de echilibru; în acest moment marginea lor externă este supusă eroziunii valurilor, care tînd să le readucă la o înălțime mai mică, pînă cînd formarea unei noi pante, cu înclinare mai redusă, favorizează începutul unei noi depuneri.

2.4. Funcția de creastă a dunelor din lungul plajelor. O funcție similară cu a creștelor descrise în paragraful precedent o îndeplinește, în timpul furtunilor mari, iarna, șirul de dune din lungul plajei. Astfel în spatele lor, în dreptul unor spărturi practicate de valuri în șirul de dune, apa împinge nisip și falune, pe care le depune sub forma unor largi evantaie. Situația este similară celei menționate la sudul capului Ivan (pl. XII, fig. 2), dar la o altă scară.

În dreptul digului mic de la mijlocul golfului de la est de lacul Tașaul, prin spărtura largă a șirului de dune, la furtunile mari, apa pătrunde în spatele dunelor unde, acoperînd o arie largă, rămîne o pînză de apă ce și-a pierdut complet capacitatea de transport (pl. III, fig. 2; pl. XII, fig. 2); ea a adus numai alge și material vegetal flotat, care rămîne depus pe sol. Rezultatul este concretizat printr-o serie de pelicule de alge, ce

ajung uneori la 200 m în spatele dunelor, între plante terestre, crescute pe un sol foarte salin (pl. XIII, fig. 1).

2.5. Cornurile de plajă. Acestea reprezintă un alt loc în care se realizează acumulări de falune. Ele sînt elemente morfologice de formă semilunară, create de valuri în lungul marginii bermei inferioare, la marginea superioară a fore-shor-ului. Procesul care le dă naștere este încă nelămurit; în schimb se poate observa modul lor de creștere. În momentul cînd valul atinge zona liniei de flexură, în care se acumulează o cantitate mare de falun și material detritic grosolan, apa ridică o parte din acest material și îl împinge în sus, pe fore-shor. Treptat puterea de transport a apei se reduce pînă la zero. Falunul, împreună cu galeții, rămîn în repaus pînă cînd sînt reluate, în sens invers, de apa ce revine în mare (fig.)



Modul de acumulare a falunelor în cornurile de plajă.

1, sensul curentului ascendent; 2, porțiunea în care curentul depune materialul; 3, punctul de zero (de repaus); 4, curentul descendent principal; 5, curentul descendent de pe marginea cornului; 6, coama cornului de plajă; 7, lentilele de falun.

Mode d'accumulation des faluns dans les croissants de plage.

1, sens du courant ascendant; 2, partie où le courant dépose le détrit; 3, point de zéro (de repos); 4, courant descendant principal; 5, courant descendant du bord du croissant; 6, crête du croissant de plage; 7, lentilles de falun.

În cazul cornurilor de plajă apa capătă o mișcare circulară; la ridicare ea depune scoicile și galeții pe flancurile cornurilor din sensul din care vin valurile, dar întoarcerea nu mai are loc pe același drum; apa fie că se acumulează în axul cornului, ca într-o covată, de unde curge înapoi, antrenînd mare parte din materialul depus în mișcarea de ridicare, fie că spală flancul opus al cornului de plajă. În axul cornurilor de plajă forța de transport a apei la întoarcere este mult mai mare decît pe o suprafață plană. În acest fel iau naștere acumulările pe flancurile cornurilor, care devin lentile de falun, de obicei asimetrice (pl. XIII, fig. 2).



2.6. Crăpăturile stîncilor. Acestea prezintă condiții foarte favorabile pentru acumularea falunelor. Presiunea produsă de valuri face ca uneori cochiliile să pătrundă adînc, în crăpături foarte mici, unde rămîn captivă. Situații de acest fel pot fi observate pe platforma de calcar jurasic de la capul Ivan, unde falunele se acumulează în lapiezurile săpate în aceste calcare. Situații asemănătoare sînt cunoscute și pe fundurile marine stîncose, pe suprafața cărora depunerea de sedimente este practic nulă din cauza curenților puternici. Au fost întîlnite cazuri în care se găseau exemplare destul de mari de *Mytilus*, immobilizate în perforații de litofage ori în crăpături de disoluție. Cîteodată, ele reprezentau resturile unor animale vii, fixate din tinerețe în aceste scobituri, dar alteori nu erau decît valve izolate, pe care valurile reușeau să le așeze într-o anumită poziție, încît să le poată împinge în acea crăpătură. Extragerea lor este aproape imposibilă. Cazuri asemănătoare au fost întîlnite și în stare fosilă.

2.7. Selecția cochiliilor. Chiar dintr-o observare superficială a falunelor cercetate se remarcă predominanța bivalvelor față de gasteropode. Originea acestei situații se află, numai parțial în biocenozele care alimentează aceste falune. Formele predominante sînt *Cardium edule* (în special *C. edule lamarki*) și *Mytilus galloprovincialis*. Local acestora li se adaugă: *Mytilaster lineatus* (= *Brachidontes marioni*), *Ostrea edulis*, *Chione gallina*, *Paphia rugata*, *Irus irus*, *Tellina tenuis*, *Donax trunculus*, *Donacilla cornua*. Pe plaja golfului din dreptul lacului Tașaul se întîlnesc lentile cu cantități însemnate de *Corbula mediterranea maeotica*. Foarte rare și numai ca apariții locale, sînt valvele de *Solen vagine*, *Pholas (Barnea) candidus*, *Gastrana fragilis*, *Mya arenaria*. Tot rar, în aceste comunități amestecate, se adaugă *Dreissena polymorpha*, *Viviparus*, *Gyraulus*, *Planorbis corneus*, *Helix*, diverse oase de pești, solzi de sturioni, oase de *Delphinus* ori de păsări.

Ținînd cont de sensul de curgere al curențului litoral, de la nord la sud, totdeauna locul de origine ale diverselor elemente trebuie căutat către nord ori nord-est. Astfel elementele dulcicole (*Dreissena*, *Viviparus*, *Planorbis*, stuț) sînt aduse fie din deltă, fie din lacurile Razelm-Sinoe. Prezența unui număr mai mare de valve de *Irus irus* indică existența unor promontorii, ori stînci submerse neacoperite de sedimente, formate din calcare sarmatiene (calcarele oncolitice jurasice de la capul Ivan nu au perforații de *Irus*). Lentilele de *Corbula maeotica* sînt însoțite de cele mai multe ori de alge, ori alte plante marine ce au trăit împreună cu ele pe un substrat nisipos. Furtunile le smulg și le aduc către țărm, la fel



ca și pe midiile desprinse din colonii. Un astfel de caz de acumulare a midiilor se află ceva mai la nord de Costinești; acolo, plaja, care are o porțiune emersă foarte îngustă și acoperită meron de loess căzut din faleză, se continuă în larg cel puțin 150 m sub o pătură subțire de apă și este pardosită cu valve de midii, așezate cu muchia în sus și atât de îndesate unele în altele încît nu poate fi extras nici un exemplar; rarele insule de nisip, acumulate la adăpostul peluzelor de ierburi marine ce cresc din loc în loc, abia pot oferi un loc de odihnă picioarelor imprudente ce s-au aventurat pe acest „falun de cușite”. Analiza compoziției falunului arată clar că valve izolate au fost acumulate de furtuni și prinse într-un liant fin nisipos. Acumularea se face însă direct pe fundul stîncos.

În legătură cu valvele de *Mytilus* trebuie reținute cîteva observații :

a) Nu totdeauna masele de valve de *Mytilus*, chiar fără elemente străine, indică o bio- ori tenatocenoză. Ele au fost smulse de pe substratul stîncos și acumulate pe mal. Pot fi îngropate rapid și astfel se obține o tafocenoză de midii al căror loc de origină este mai mult ori mai puțin îndepărtat. Valvele, în acest caz, chiar dacă sînt unite, se prezintă deschise; valve perechi închise pot fi găsite cu totul excepțional.

Alteori, cum este cazul observat la nord de Mangalia (pl. XIV, fig. 1), în cuprinsul unei întinse suprafețe acoperită de un covor gros cu scoici de Midii, se mai aflau carapace de *Xantho* și chiar rare exemplare de *Planorbis* în perfectă stare de conservare (!). Colonia de *Mytilus* care a furnizat cea mai mare parte de material se află către nord-est.

b) Furtunile mari desprind numeroase exemplare de midii de pe substrat, iar curenții le aduc către țarm. Cît timp scoica nu a fost svîrlită pe mal animalul trăiește, iar valvele rămîn închise. Se poate întîmpla ca în transportul lor, anume condiții să le rețină sub apă și ele să fie îngropate într-un sediment nisipos; se crează astfel o asociere anormală între substrat și animal, care poate duce la o interpretare eronată.

De obicei valvele ajunse pe țarm, după o deplasare uneori chiar foarte scurtă își pierd periostracumul. Totuși au fost întîlnite cazuri, e drept rare, cînd acesta, deși foarte fragil, s-a păstrat; astfel un exemplar mare de *Solen vagina*, cu ambele valve închise, era amestecat în pătura de rumeguș de stuf acumulată în golful din dreptul lacului Tașaul. Prin îngropare se putea interpreta în mod eronat că această formă trăia în acest mediu: valvele închise, cu periostracumul păstrat, ar fi exclus orice bănnială privind existența vreunui transport.

Alături de bivalvele întîlnite, în biocenozele respective trăiesc și numeroase gasteropode, cochiliile unora din ele fiind folosite și după moar-



tea animalului, de către paguri. Cu toate acestea prezența lor reprezintă rarități, în toate faluncle urmărite. Nu este vorba decît de rezultatul selecției mecanice, selecție făcută în funcție de forma cochiliei. Gasteropodele, deși sînt rostogolite pe fore-shor în sus, împinse de valuri, de obicei revin în apă, odată cu retragerea valului; ele nu au o poziție de echilibru. Nici cochiliile trochiforme (*Gibbula*, *Cyclope*) nu își pot găsi ușor o poziție de echilibru, centrul de greutate fiind plasat prea sus față de bază, iar baza are marginile prea rotunjite pentru a se putea fixa în nisip, rezistînd curentului apei ce revine în mare. Acesta este motivul pentru care pe fore-shor și pe berme vivalvele formează majoritatea, iar gasteropodele se concentrează la baza liniei de flexură, la un loc cu materialul detritic mai grosolan, precum și cu fragmente rulate, alungite, de bivalve.

Situații similare au fost întîlnite în depozite litorale miocene; în nisipuri argiloase s-au găsit acumulate sub forma unor benzi lenticulare nisipuri grosolane și pietrișuri mărunte, cu o concentrație ridicată de cochilii de gasteropode mici; în același timp bivalvele se aflau la distanță, în masa mai silțică. Cele de mai sus arată că situațiile acestea nu pot fi interpretate ca medii diferite de dezvoltare, ci ca rezultat al selecției produse de curenți, pe baza formei cochiliilor.

2.8. Distribuția cochiliilor. Materialul cochilifer împins de valuri pe țărm este supus și unei sortări mecanice, în funcție de greutatea ori mărimea elementelor. Această sortare are loc în sensul direcției de transport, ca urmare a scăderii puterii de împingere a valului. Astfel, vor fi depuse întii cochiliile mari, cele mici, împreună cu cochina, fiind duse mai departe. La fel se remarcă acumularea elementelor mai mari, ori mai grele în axul șanțului din spatele creștelor, elementele mai mici alcătuiind flancul intern, dinspre țărm, al șanțului (pl. XIV, fig. 2). Flancul extern al acestuia, dinspre mare, este mult mai sărac în cochilii, deoarece ele au fost transportate de curent în axul șanțului.

În cazul în care în cea mai mare parte a plajei, în nisip, au fost fixate diverse resturi vegetale marine, mai ales alge, acestea au un rol însemnat în creșterea plajelor, prin fixarea nisipului; dar ele, în zonele pe care le ocupă, își păstrează un rol și în distribuirea cochiliilor.

De la bun început trebuie remarcat că, așa cum este reținut nisipul, în smocurile de ierburi sînt oprite și cochiliile aduse de valuri. Așa se face că, în aceste zone, plaja dintre mare și cordonul fixat de alge este extrem de săracă în cochilii, acestea rămînînd captive între firele vegetale. O altă remarcă privește orientarea materialului: toate firele de alge sînt

îndreptate către uscat, deoarece au fost împinse de apa ce a înaintat mult pe plajă, dar care la întoarcere nu mai avea forță suficientă să le schimbe orientarea, mare parte din ea infiltrându-se de obicei în nisip (pl. XV, fig. 1, 2). Aceste cazuri se întâlnesc numai la marginea nivelului cel mai înaintat pe care îl ating valurile. Așa se face că între plante rămân în special cochiliile mai mari (*Mytilus Cardium*, *Uvula*), în timp ce cochiliile mai ușoare sînt împinse ceva mai sus, în marginea superioară a cordonului vegetal. La naștere astfel o distribuție după greutate, mărime și formă în care, în cazul de față, algele au funcția de a acumula între firele lor întregul material. De multe ori se întâlnesc valve perechi, unite prin ligament și nu prea mult desfăcute. Această situație avertizează cercetătorul atrăgându-i atenția asupra maximei prudențe pe care trebuie să o aibă atunci cînd interpretează observațiile asupra terenurilor fosile. Prin îngropare și fosilizare acumulările de mai sus pot pune în fața geologului o asociere intimă între faune de moluște și resturi de vegetale marine încarbonizate. Nu rămîne decît o distanță infimă pentru a considera că moluștele respective trăiau numai în asociație cu aceste plante, deoarece în imediata vecinătate, unde lipsesc plantele, lipsesc și moluștele, ori sînt foarte rare. Iată deci o interpretare eronată !.

2.9. Rolul ierburilor marine. Locurile în care cresc cîmpuri de ierburi marine favorizează dezvoltarea unei faune fragile, mărunte de obicei, de gasteropode și bivalve cu scoica subțire, alături de o puzderie de serpule, fixate — uneori cu zecile și sntele — pe firele vegetale. Moartea și descompunerea plantelor avînd în vedere oxigenarea permanentă a apei favorizează acumularea în timp a unei mari cantități de asemenea tuburi, în nisipul de pe fund, pe locul unde s-au dezvoltat asemenea colonii. Astfel se depun nisipuri cu tuburi mobile de serpule, fără a mai rămîne nici o urmă din substratul pe care erau fixate aceste organisme. Așa se explică acumulări asemănătoare, întîlnite în Bessarabianul inferior din vestul bazinului dacic; lumașelul cuprinde numai cochilii de moluște specifice unor medii liniștite, cu ierburi marine, avînd ca liant mai mult tuburile de serpule decît nisipul fin ; din plante însă — nici o urmă.

Alteori valurile smulg fire din aceste ierburi (mai ales *Oystoseira*), care plutesc duse de curenți. Majoritatea lor sînt împodobite cu tuburi spirale de serpule (cel mai des *Spirorbis*) care, desprinzîndu-se — mecanic, ori prin putrezirea suportului vegetal — cad pe nisipul de pe fund, în alte locuri decît acolo unde au trăit.

3. Erodarea

Până acum au fost descrise diverse moduri de acumulare a materialului adus la țărm de valuri și curenți, în special a falunelor. Toate descrierile privesc o anumită perioadă în agitația mării, în care valurile fie că își păstrează un mod de acțiune constant, fie că puterea lor diminuează. În aceste cazuri variațiile mari sînt sesizabile numai pe marginea externă a bermei inferioare, prin colmatarea ori formarea unor noi cornuri de plajă, deci o acțiune de lărgire sau îngustare a fore-shor-ului. În cazul furtunilor mari însă, valurile avansează mult pe plajă, modificînd diverse detalii ale morfologiei anterioare, ce va fi însă refăcută ulterior.

3.1. Erodarea marginii bermelor. Acumularea materialului transportat de valuri în lungul bermelor se face fie prin ridicarea materialului pe marginea bermei, fie prin crearea de creste și alipirea acestora la berme. Acumularea rezultă din transportarea materialului detritic și al scoicilor către țărm și depunerea lor acolo, fie prin reținerea captivă (în spatele ridurilor și creștelor), fie prin sedimentarea lor datorită pierderii puterii de transport a apei. Această acțiune are loc continuu, pînă în momentul depășirii profilului de echilibru. Din acel moment valurile încep acțiunea inversă, rozînd din marginea bermei (pl. XVI, fig. 1), pînă la restabilirea unui profil care să permită reluarea depunerii. Cu totul excepțional în această activitate pendulatorie a valurilor se ajunge, ori se depășește prin erodare, momentul inițial al depunerii anterioare; astfel că rezultatul general este, cu toate momentele de erodare, acumularea continuă a materialului adus de apă.

3.2. Erodarea la furtunile mari; conservarea sedimentelor. Furtunile mari își împing valurile mult peste plaja emersă. Bermele superioare sînt singurele care rămîn deasupra apei; există însă cazuri cînd și ele sînt transformate în fore-shor. În această situație bineînțeles că detaliile morfologice descrise se șterg, printr-o nivelare a neregularităților întîlnite. Cu toate acestea, așa cum a fost descris pe plaja golfului din dreptul lacului Tașaul (2.0), materialul depus este păstrat și numai acela din stratele superficiale este reluat de valuri. Astfel are loc o permanentă depunere de falun și de material detritic, rezultatul concretizîndu-se prin creșterea grosimii depozitelor de țărm. Cum în momentul de față litoralul occidental al Mării Negre se află într-o ușoară afundare, cu atît mai mult depunerile acestea sînt permanent acumulate. În acest fel cresc grindurile ce au izolat de restul mării actualele lacuri din lungul litoralului și se formează



grinduri și riduri noi. Pe țărmul lacului Tașaul se întilnesc falune deosebit de bogate, aproape identice aceluia de pe versantul oriental, marin, al grindului ce separă lacul de mare. Deosebirile constau în frecvențe diferite ale unor anumite forme, dar și aceste deosebiri privesc doar sectoare restrinse, nu întregul ansamblu. Singura diferență o marchează prezența formei *Monodacna caspia* (Eichwald), care în momentul de față trăiește numai în limanurile din jurul Mării Negre.

Un alt loc în care se găsește depozite groase de câțiva metri de falun și cochină, depuse într-un moment anterior de avansare a mării, se află în lungul șoselei dintre Mamaia și Năvodari. Pe partea stîngă a acestei șosele, mergînd către nord, se află excavațiile unor mici exploatări de „nisip” (de fapt în cea mai mare parte cochină), în care se pot urmări cinci nivele în care nisipul cochilifer este ușor solificat (pl. XVI, fig. 2). Aceste depozite reprezintă probabil vechi berme, poate contemporane începutului formării grindului ce a separat Tașaulul de mare. Laminația materialului indică acumularea lui la marginea mării, prin împingerea cochinei și falunelor de către valuri (p. XVII, fig. 1). Pentru a sublinia originea acestui fel de laminație ea a fost denumită laminație de furtună și amintește de observațiile făcute în legătură cu modul de sedimentare al creștelor de falun (§.2.3.).

4. Semnificația poziției și sortării diverselor resturi organice

Resturile depuse de mare pe plajă sînt deplasate sub influența a doi curenți de sens contrar produși de apă. Unul este acela produs de val în înaintarea sa pe plajă, pe care-l vom numi curent pozitiv, rezultînd din urcarea apei pe panta fore-shor-ului și reprezentînd o deplasare activă a apei; celălalt este produs de revenirea apei către mare, o deplasare pasivă în jos, sub influența gravitației, din care motiv îl vom numi curent negativ. Ca și pînă acum în descrieri ne vom referi la resturile organice, în special la cochiliile moluștelor; deoarece dintre acestea, pe plajele studiate, bivalvele alcătuiesc majoritatea, tot ele vor fi în centrul atenției. În genere poziția lor este dată de unul din cei doi curenți, fiind de asemenea funcție și de forma cochiliei.

Un alt factor ce acționează asupra acestor resturi este vîntul. El poate interveni atît în distribuția materialului, cît și în orientarea lui. Efectele sale pot fi șterse de intervenția mării, numai dacă acțiunea sa a fost scurtă; astfel efectele celor două medii (apă și aer) se suprapun.



4.1. **Modul de deplasare a cochiliilor.** Pentru înțelegerea orientării cochiliilor este necesară în primul rând observarea modului de deplasare a lor. Aceasta este în primul rând funcție de forma cochiliilor. Astfel cochiliile *Nassarius (Hinnia) reticulatus*, una din formele cele mai frecvente, sînt rostogolite în direcție perpendiculară pe axa lor longitudinală. Acelea de *Gibbula*, ori *Cyclope (= Ciconassa)* sînt rostogolite însă în toate sensurile.

În pauzele dintre două momente de transport, cochiliile de *Gibbula* se opresc de obicei culcate pe o parte, iar cele de *Cyclope* cu apexul în jos. Chiar și *Nassarius* se așază cu apertura în sus. În cazul cînd ele au fost împinse și reținute captive într-un șanț destul de îngust, în spatelul unei creste, ori chiar al unui rid mai mic, forța apei care mai acționează asupra lor este prea slabă pentru a le mai schimba poziția, iar ele vor fi îngropate așa. În cazul plajei libere condițiile se schimbă; ele nu vor putea rămîne pe loc pînă nu se vor așeza în poziția lor de maximă stabilitate, lucru foarte greu de realizat în cazul acestor gasteropode, centrul de greutate fiind relativ prea sus în raport cu baza, cu suprafață proporțional mică.

Valvele lamelibranchiatelor sînt deplasate de obicei cu concavitatea în sus, prin salturi, ca niște farfurii. Cu cît suprafața lor este mai întinsă și proporțional greutatea mai redusă, cu atît aceste salturi pot fi mai lungi.

În acest fel mult mai ușor și mai departe pot fi duse valvele de *Mya arenaria*, decît acelea de *Donax*. Fragmentele de *Mytilus* sînt rostogolite transversal pe axa lor mare. La fel valvele mici, de *Corbula* în special, sînt de asemenea rostogolite. Același lucru se petrece cu exemplarele la care cele două valve sînt unite își închise.

4.2. **Orientarea valvelor de către valuri.** Ca în cazul oricăror elemente transportate de un fluid, orientarea valvelor este și ea în funcție de direcția de mișcare și de forma elementelor. În cazul de față însă nu se pune în discuție observarea modului de orientare al valvelor sub influența unui curent de durată mai îndelungată, deoarece materialul transportat și depus pe țărm de valuri este supus influenței mișcării în cele două sensuri amintite: pozitiv și negativ. În mișcarea sa ascendentă pe fore-shor curentul pozitiv pierde treptat din putere. Forța lui a fost deja mult diminuată prin izbirea de linia de flexură și de întîlnirea cu curentul negativ provenit de la valul anterior, așa că de la bun început, chiar din momentul cînd se angajează să urce fore-shorul el are o putere scăzută. Atingînd punctul cel mai înalt permis de forța cu care a venit, apa, după un moment de

pauză, pornește în sens invers, sub influența gravitației. Puterea de transport, de împingere, a acestui curent negativ este mai ridicată și crește treptat, pînă în clipa întîlnirii cu valul următor.

Valvele lamelibranchiatelor, atît timp cît se află cu concavitatea în sus, se găsesc în poziția lor mai puțin stabilă; de aceea odată depuse pe nisip în acest fel ele pot fi imediat reluate de curentul următor, fie împinse în sus, fie rostogolite la vale de curentul negativ. Lucrurile se schimbă cu totul însă cînd curenții le întorc cu concavitatea în jos. Ele sînt mai dificil de deplasat, deoarece ori umbonele, mai greu și mai ascuțit (*Mytilus*), ori una din marginile valvelor (*Cardium*, *Chione*, *Mya*) se înfige în nisip, împiedicînd înaintarea lor. Din acest moment numai curentul negativ, ori vîntul mai acționează asupra lor, orientîndu-le. La *Venus* și *Cardium* este dificil să se vorbească de o orientare, datorită formei lor cvasi-circulare. La orientare cel mai bine se protează valvele cvasi-alungite, ca acelea de *Mytilus* (pl. XVII, fig. 2). Valvele separate de *Mytilus* sînt orientate cu umbonele în direcția din care vine curentul cel mai puternic. La fel, valvele de *Donax* se aranjează cu axul mai mare în direcția de curgere a curentului, capătul mai ascuțit fiind totdeauna orientată către înainte.

În cazul valvelor perechi de *Mytilus* curentul pozitiv ori le rostogolește, ori le împinge pe plajă; în acest ultim caz însuși curentul acesta le orientează cu umbonele în sensul de mișcare al său, poziție în care cele două valve unite pot primi în plin întregul curent, ca o pînză de corabie (pl. XVIII, fig. 1). Odată așezate în această poziție curentul negativ le înfige marginile valvelor în nisip; totodată prin curgerea apei se formează un vîrtej în spatele umbonei, între cele două valve, curent care umple cu nisip acest spațiu. Există însă și situații inverse, e drept mai rare, în care valvele duble sînt orientate cu umbonele în jos, către mare. În aceste cazuri curentul negativ a fost cel care a influențat orientarea perechilor de valve, neașezate încă în poziția lor de stabilitate, în momentul cînd curentul pozitiv urcă panta fore-shor-ului. Umplerea cu nisip a spațiului dintre cele două valve se face mai rapid, deci și îngroparea are loc mai repede. Uneori pot fi împinse astfel două, ori chiar trei perechi de valve de *Mytilus*, una în alta (pl. XVIII, fig. 2).

4.3. Orientarea altor resturi organice. Mai rar valurile aruncă pe țărîm și alte resturi organice, cele mai multe fiind orientate și ele perpendicular pe frontul valurilor. Astfel totdeauna cadavrele de delfini (pl. XIX, fig. 1) vor fi îndreptate cu capul către uscat. La fel cele de păsări, (pl.



XIX, fig. 2), pescăruși în special, vor avea poziția pe spate, cu capul spre uscat, în afară de cazurile când nu intervin alți factori care să le deranjeze după depunerea lor pe plajă³.

4.4. Influența vântului. În urma retragerii mării, după încetarea furtunilor mari, mai ales a celor de iarnă, cea mai mare parte a plajei rămâne numai sub influența vânturilor; pe litoralul nostru ele sînt permanente, iar pe plajele libere ajung de multe ori deosebit de puternice. Unul din principalele rezultate ale acestor vânturi este construcția dunelor, pe suprafața cărora ca și pe suprafața plajelor uneori, se găsesc ripple-marks-uri eoliene. Totodată vânturile acționează și asupra cochiliilor ori resturilor organice existente pe plajă.

Un prim efect al unei activități eoliene puternice și mai îndelungate este îndepărtarea tuturor fracțiunilor mai fine și ușoare din pătura superficială a plajei. Rezultatul este materializat prin degajarea tuturor cochiliilor mai mari, care prin forma ori greutatea lor pot rămîne pe loc și care rămîn așezate pe mici ridicături de nisip, cu aspectul unor dune în miniatură (pl. XX, fig. 1). O parte din materialul îndepărtat este acumulat în jurul unor obstacole, în special în jurul algelor fixate anterior în nisip (pl. XX, fig. 2), iar alta este restituită mării.

Pe suprafața rămasă liberă nu pot rezista pe loc decît valvele așezate în poziția de stabilitate. De altfel chiar și vîntul participă la această așezare, întorcînd cu convexitatea în sus toate valvele rămase libere, în poziție inversă (pl. XXI, fig. 1). Totodată prin acțiunea sa vîntul realizează și o ușoară tasare a materialului detritic rămas pe loc, contribuind încă mai mult la fixarea tuturor cochiliilor. Rezultatul este o suprafață netedă, destul de întărită, în care valvele lamelibranchiatelor, aranjate toate cu convexitatea în sus, dau impresia unui mozaic (pl. XXI, fig. 2).

5. Modul de formare al unor urme întîlnite pe plajă

Nisipur plajelor emerse se pretează foarte bine la păstrarea unor urme, organice ori mecanice, ca și în cazul plajelor submerse.

Din marea varietate de urme ce se întîlnesc pe plajă nu ne vom opri decît asupra a două tipuri mai puțin obișnuite, anume asupra celor de meduze și asupra celor pe care le-am denumit „cercuri eoliene”.

³ Spre deosebire de alte regiuni de pe continent, plaja rămîne un loc care permite uneori fosilizarea corpurilor de vertebrate, printr-un proces de mumificare, în care intervine influența săurilor, alături de uscăciunea puternică, sub dogoarea soarelui de vară și a vîntului.



5.1. **Urme de meduze.** Meduzele, datorită constituției lor gelatinoase, lipsite complet de orice fel de schelet, reprezintă un grup de animale care lasă extrem de rar urme fosile. S-au făcut uneori chiar încercări de a obține molaže de pe exemplare vii pentru interpretarea celor fosile.

Atît în vara lui 1969, cît și înainte, am avut prilejul să constat că în golful din dreptul lacului Tașaul, în care condițiile de apă foarte liniștită sînt accentuate prin digurile de nord și sud construite cu mai mulți ani în urmă, curenții aduc uneori mari cantități de meduze, pe care le împing pe țărni. Nu rareori în lungul plajei se întîlnesc sute de exemplare, fie plutind pe marginea apei, fie rostogolite pe fore-shor, sau asvîrlite pe nisip, ori pe pătura de rumeguș de stuf (pl. XXII, fig. 1). Forma cea mai frecventă este *Aurelia aurita* (pl. XXII, fig. 2). Corpul animalelor moarte se descompune cu ușurință în apă, iar dacă rămîne un timp în bătaia valurilor pe fore-shor poate fi tîrît și lăsat doar urme informe. Într-unul din cazuri însă meduzele au fost împinse de valuri într-o zonă în care, pe o suprafață întinsă, apa forma o pătură de numai cîtiva centimetri grosime. Un rid, aflat la 10-15 m în larg ajunsese pînă aproape de oglinda apei, iar șanțul din spatele său fusese colmatat și transformat într-o zonă de fore-shor foarte larg. Valurile, de obicei cu amplitudine mică, se spîrgeau la marginea ridului, iar apa aflată pe toată această suprafață era foarte puțin mobilă. Vîntul, puternic, pornit dinspre uscat, a împiedicat un timp apa să mai înainteze și astfel numeroase meduze, împinse spre țărni, au rămas pe nisipul aproape uscat (pl. XXIII, fig. 1). În jurul unora dintre ele aflate mai înainte în bătaia apei, aceasta săpase deja șanțuri de scurgere, de tipul crescent-mark-urilor (pl. XXIII, fig. 2). Altele însă, după retragerea apei, au lăsat impresiuni intacte. În realizarea acestora vîntul a avut o contribuție importantă, ajungînd la deshidratarea rapidă a corpurilor de meduze și fixînd nisip fin pe cadavrele moi în curs de descompunere. Uneori se poate reconstitui chiar poziția cu convexitatea în sus ori în jos în care au fost depuse corpurile meduzelor, pe nisip.

În cazul cînd meduza a fost lăsată pe plajă în poziția ei normală, cu convexitatea în sus, pe nisip au rămas imprimate: conturul circular al velumului (nisipul era prea grosolan pentru a păstra și impresiunile tentaculelor), cei patru lobi bucali, iar între ei semicercurile gonadelor și forma orificiului bucal (pl. XXIV, fig. 1).

În poziția inversă, rămîne o suprafață circulară, cu conturul mai accentuat, avînd marcate în jurul centrului cele patru semicercuri ale gonadelor; gura este foarte slab vizibilă în centru, iar lobi bucali nu se disting aproape de loc (pl. XXIV, fig. 2).



Impresiuni de meduze pe nisipul plajei au mai fost doar rar întâlnite, iar în unele cazuri am încercat să le obținem în mod experimental. Rezultatele erau însă numai niște suprafețe circulare foarte vagi, în jurul cărora apa valurilor săpa șanțuri de scurgere (crescent-mark-uri). În unul din cazuri curenții făcuți de apă în jurul corpului meduzei a dat naștere la numeroase prelungiri, ce dădeau impresia unor tentacule subțiri și lungi. Se obținuse astfel o imagine complet deformată și inexactă. În cazul de față, în mod cu totul natural au fost realizate mulajele ce conservau perfect caracterele formei. Ele au luat naștere prin rămânerea pe loc a corpurilor de meduze, care s-au deshidratat. Fenomenul a avut loc probabil rapid, datorită vântului puternic dinspre țarm, care a contribuit totodată la realizarea acestor imagini prin depunerea nisipului fin ce rămânea fixat pe corpul gelatinos. În unul din cazuri un val mai avansat a îndoit marginea unei meduze, ștergând unele detalii și creînd o nouă imagine, aceea a unei foi circulare cu un sector pliat (pl. XXV, fig. 1).

Cazul relatat este ceva cu totul nou, care aduce o explicație inedită asupra modului de realizare a mulajelor unor resturi de animale pelagice, ale căror corpuri se descompun după moarte fără a atinge fundul mării.

5.2. „Cereurile eolice”. Am dat această denumire unor sectoare de cere, rareori chiar cereuri complete, întâlnite pe nisipul plajelor, în special pe nisipul eolian al dunelor. Ele sînt trasate, sub influența vîntului, de diverse resturi vegetale fixate în nisip, ori de organele care ating nisipul (frunze, ori fire de rădăcini) ale unor plante (pl. XXV, fig. 2). Vîntul, suflînd cu intensități diferite și avînd o variație de cîteva grade în direcție, mișcă aceste resturi vegetale, fine, care trasează segmentele de cere întâlnite. Uneori, frunzele unor plante, de obicei graminee, sînt îndoite și ating suprafața nisipului ca virful unui compas. Prin mișcarea de împingere imprimată de vînt și de revenire în poziția inițială se realizează segmente de cere destul de largi (pl. XXVI, fig. 2); asemenea segmente, realizate de mai multe frunze, se unesc uneori în jurul aceleiași plante, dînd un cere aproape perfect, al cărui centru este marcat de plantă (pl. XXVI, fig. 1).

6. Asociații vecine

În afară de cercetările amintite asupra plajelor, au fost efectuate unele observații și asupra lacurilor învecinate, vechi limanuri, instalate de obicei în lungul unor văi fosile.

6.1. **Lacul Mangalia.** Date interesante, utile și stratigrafilor, pot fi obținute chiar și numai în urma unor promenade în lungul malurilor lacu-



lui Mangalia. Instalat pe o veche vale săpată în calcare sarmațiene, a funcționat mai întâi ca un golf, care ulterior a fost izolat de mare printr-un grind destul de larg. Sedimentele excavate la redeschiderea lacului au fost depuse pe plaja de la nordul localității 2 Mai. Ceea ce atrage atenția în cantitatea mare de falun extras sînt: bogăția exemplarelor de *Cardium* și numărul ridicat de valve de *Abra ovata*. Acestea proveneau din grindul ce separă lacul de mare, deoarece apele acestuia erau slab salmastre. Amenajările ce au fost făcute, între care o parțială secare și apoi o reumplere, cu apă de mare, au favorizat ca acest spațiu, în care altă dată se prindeau chofali, să fie cucerit de către o serie de forme marine. Condițiile, asemănătoare celor dintr-o lagună ușor îndulcită, dar cu apă foarte liniștită, au contribuit la o adevărată explozie de viață. În capătul său vestic, lacul primește permanent un aport de apă dulce provenind din ultima parte a sa, care a fost izolată printr-un dig și în care se dezvoltă în continuare crapul, alături de *Anodonta cygnaea* L., *Colleopterum letourneuxi* B o u r g., *Lymnaea stagnalis* L., *Radix auricularia* L.

Apele limanului nu ating digul, apa salmastră începînd aproximativ la 1-1,2 km mai în aval. Toată această porțiune intermediară este ocupată de o mlaștină largă, prin mijlocul căreia, străjuite de stuful de ambele părți, se strecoară ca un rîu apele dulci. Ca în orice mlaștină se găsesc multe exemplare din *Gyraulus* și *Tropidiscus*, precum și numeroși endomostracci. De altfel *Tropidiscus* a fost întîlnit și mai jos, în porțiunea de amestec a apelor. În acest loc, pe mal, se găseseră exemplare mărunte de *Cardium edule*. Această specie, alături de *Abra (Syndosmya) alba* (W o o d) alcătuiesc singurele resturi de moluște ce apar pe maluri în următorii 1000 m. În ceea ce privește ultima specie trebuie observat că în aceste locuri se găseseră mult mai numeroase exemplare și mai mari decît în falunul marin și chiar decît în sectorul de liman din imediata vecinătate a mării. Majoritatea exemplarelor moarte au fost găsite îngropate în mil, ori pe suprafața lui, cu ambele valve închise (în afară de exemplarele găsite vii).

După încă 400 m mai jos, în dreptul văii Balar, fauna devine mai bogată: sînt prezente actiniile, dar mai mici și mai puține decît în mare, iar alături de *Cardium* apar *Mytilus*, ambele cu exemplare foarte mici. Ceea ce atrage însă atenția în mod deosebit este cantitatea ridicată de *Balanus*; acest crustaceu acoperă orice substrat solid și pe toate fețele, încît brizoarele și serpuțele abia mai pot să-și găsească un loc.

În porțiunea terminală a limanului, către gură, unde zona de mică adîncime ocupă o suprafață întinsă, mîlul de pe fund este tapetat cu *Cardium*, alături de care se află *Syndosmya*, *Theodoxus*, izopode, iar pe ele-



mentele solide numeroși *Balanus*. A fost observată și o cochilie de *Lymnaea*. Deoarece apa este de regulă foarte liniștită, scoicile bivalvelor se găsesc în poziții foarte variate; majoritatea au ambele valve, unele chiar închise, așa cum am fost îngropate în mîl în timpul vieții. Altele, cu valvele deschise, în diferite poziții, amintesc de modul de zăcămint al limnocardiidelor din argilele pliocene; lipsa unor valuri mai puternice nu le-a răsturnat cu convexitatea în sus. Pe lângă acestea se întîlnesc și numeroase valve izolate.

Un comentariu al descrierii de mai sus este inutil; pe lângă proprietățile larg euribiontice ale formei *Cardium edule*, trebuie reținută trecerea rapidă de la mlaștina de apă dulce la apele salmastre.

6.2. **Lacul Belona.** Separat de mare printr-un grind îngust, lacul Belona prezintă, acum, după amenajările făcute, un fund tapetat cu valve mici de *Cardium*, sub dimensiunile normale. Înainte de dragarea și lărgirea lui era o baltă cu apă slab salină, în care se dezvoltau alte forme de cardiacee decît cele obișnuite din sectorul marin imediat învecinat (fide *Patrușiu*). După o distanță relativ mică, însă mai la est, se află lacul Techirghiol, cu ape hipersaline, cu faună mult sărăcită, pe fundul cărui sedimentele sînt net deosebite. Aceste vecinătăți atît de apropiate nu ar trebui uitate de nici un geolog care încearcă să deslușască stratigrafia, în special în terenuri cu depozite epicontinentale.

7. „Migrații”

Asupra aportului adus de diverse vertebrate — păsări, tritoni, broaște — în răspîndirea faunei acvatice atîta timp cît nu am întreprins studii speciale nu vom insista, mai ales că el reprezintă un fapt bine cunoscut și remarcat de biologi. Totuși o observație trebuie făcută: nu de mulți ani a apărut pe litoralul românesc al Mării Negre un crab micuț, *Rithropanopeus* adus din Olanda pe carenele vapoarelor. Faptul nu are aparent decît o importanță biologică; dar nu în privința modului de călătorie, de-a lungul unei distanțe atît de mari, trebuie să ne oprim privirea ei asupra vitezei ridicate cu care a cucerit noile domenii. În momentul de față în lacul Mangalia, începînd din sectorul în care se începe fauna marină, acest brachiur reprezintă un element foarte bine reprezentat. Prezența lui în mare este mai rară, lupta pentru existență fiind probabil mai dură: în schimb, odată pătruns într-un loc în care — în ceea ce-l privea — această luptă era absentă, a ocupat rapid un întins domeniu, pe care nu și-l dispută cu nici-un dușman.



8. Concluzii

Abordarea studiului tafocenozelor din lungul litoralului românesc al Mării Negre a avut ca scop inițial găsirea unor explicații asupra modului de formare a unor „asociații” fosile, în special din terenurile Neogenului superior. Din cercetările întreprinse, comparând cu numeroase observații asupra formațiunilor mai vechi, se constată însă că trebuie să se țină seama de un fapt și anume: diferitele cazuri, descrise mai înainte, au fost prezentate ca exemple; nu toate și nu totdeauna e bine să fie luate drept modele. Principiul uniformitarismului (cunoscut ca „principiul cauzelor actuale”, termen preluat din traducerea — se pare incorectă — în limba franceză a formulării lui O. H. Lyell) nu trebuie aplicat ad litteram nici chiar la această scară. Trebuie în primul rând subliniate câteva concluzii: fauuele, respectiv lumășelele, de bivalve, conținând chiar numeroase exemplare cu valve încă unite, nu pot fi interpretate în toate cazurile ca depozite acumulate pe loc; de multe ori ele pot reprezenta și acumulări litorale, sub influența valurilor. În cazul tafocenozelor rezultate din resturile organismelor nederanjate după moarte, participarea sedimentului este mult mai importantă; în multe cazuri varietatea speciilor este mai restrânsă, fiind rezultatul unui anumit tip de biocenoză, ori a unor cenoze învecinate ce se pot întrepătrunde. Atenție deosebită trebuie dată și acumulărilor de gasteropode, în care bivalvele sînt absente; acest fel de tafocenoze reprezintă de fapt rezultatul sortării sub influența valurilor, de-a lungul zonei litorale.

Nu totdeauna scoicile găsite la un loc cu resturi de ierburi marine reprezintă o asociație, cum nu totdeauna dintr-o asemenea asociație se păstrează și componentul vegetal.

Orientarea cochiliilor în aceste zone nu reprezintă totdeauna direcția curenților; în zonele litorale poziția resturilor organice poate fi perpendiculară pe sensul de curgere al curenților, ele fiind orientate sub influența valurilor. De asemenea impresiunile de meduze nu pot fi realizate niciodată pe fundul bazinului marin, deoarece cadavrele acestor animale pelagice se descompun în apă, înainte de a-l atinge.

Va fi imposibil să se poată decela într-un depozit fosil care sector a reprezentat un rid, o asociere de cornuri de plajă, ori o bermă. Acestea rămîn elemente morfologice cu funcții bine determinate în mecanismul de formare al plajelor, dar a căror prezență în stare fosilă nu va putea fi (ori poate foarte dificil?) recunoscută în stare fosilă. Prezentarea lor a avut totuși un scop: acela de a arăta diversele moduri de acumulare a resturilor organice, de a prezenta diferiții factori care concură către același



rezultat : lentilele de falune (și apoi de lumașele) și de a atrage din nou atenția că sortarea mecanică are un rol mult mai mare decât acela care i se conferă de obicei.

O chestiune de principiu, care se desprinde din rezultatele acestor observații este că niciodată nu se va putea obține o reconstituire corectă a condițiilor de îngropare a resturilor organice, fără să se completeze observațiile asupra modului de așezare a resturilor organice cu observațiile sedimentologice.

Dar și aici trebuie toată prudența și chiar numai exemplul orientării cochiliilor în funcție de direcția valurilor (și acestea nu acționează doar asupra plajei emerse) poate fi concludent, amintindu-ne că de fapt sensul curentului general în lungul coastei este N-S pe litoralul nostru, iar cochiliile pot sta aproape E-W.

În încheiere rezultă că singur cercetătorul de teren, după foarte atente observații „naturalistice”, poate ajunge să reconstituie o imagine mai apropiată de realitate, iar măsurătorile în calculele pe care va încerca să le facă nu reprezintă decât o tehnică în plus, pentru completarea observațiilor directe și nicidecum o metodă pentru explicarea cauzelor.

ETUDE SUR LES TAFOCÉNOSES DU LITTORAL ROUMAIN DE LA MER NOIRE

(Résumé)

Dans le présent exposé nous avons essayé de présenter le résultat des recherches entreprises dans quelques secteurs de la plage moins influencés par la présence de l'homme. Nous avons considéré la tanatocénose, l'ensemble des débris organiques conservés, après la mort des organismes, dans la région où ils ont vécu, alors que la tafocénose est l'ensemble des débris d'organismes morts et enfouis dans une autre région que celle où ils ont vécu, sous l'influence des courants et des flots marins. Ces observations ont été notamment effectuées sur la plage émergée.

Le premier chapitre de l'étude comprend une description sommaire de la morphologie des plages qui ont fait l'objet de cette étude. Le chapitre suivant, le plus développé, décrit la manière dont sont accumulés les débris organiques le long des plages. Dès le début on insiste sur le fait que la plage, contrairement aux apparences, représente un lieu où l'accumulation l'emporte sur l'érosion. On parle ensuite de la manière où les promontoires et les digues influencent l'accumulation (le matériel dragué est déposé dans la partie dont coule le courant, tandis que dans la partie opposée s'accumule le matériel flôté). Une attention particulière doit être accordée à la digue située au N de la plage qui sépare le lac Tașaul de la mer, où, au cours de deux années (1967—1969), la plage constituée de débris flôtés de roseau s'est élargie de plus de 100 m. Les éléments morphologiques créés par les flots marins sur une telle plage de sciure de roseau sont semblables à ceux d'une plage de sable.



Un endroit où l'accumulation des débris organiques revêt un aspect particulier se trouve le long des rides et des crêtes. Un rôle particulièrement important pour la fixation et l'accumulation des coquilles de mollusques est joué par les fragments végétaux amenés par les flots et les courants marins. Rattaché à ces formes morphologiques, on attire l'attention sur les dunes développées au long des plages qui, pendant les grandes tempêtes, ont une fonction semblable aux crêtes. Un autre endroit où se produisent des accumulations lentiformes de falunes est représenté par les flancs des croissants de plage; on décrit dans le texte le mécanisme de formation de ces croissants.

On accorde une attention particulière au triage et à la distribution des coquilles, en fonction de leur forme et de leur poids. On remarque que la séparation des bivalves de gastéropodes dans des accumulations différentes, situation fréquente en état fossile, est le résultat de la sélection mécanique des flots et des courants. L'auteur présente aussi des observations sur le mélange des éléments provenus de biocénoses distinctes et produit par les flots et les courants marins, et sur le rôle des plantes marines comme support pour le développement de divers vivants. Ces plantes facilitent les accumulations des coquilles des animaux qui se développent sur elles, tandis que les restes végétaux, qui se décomposent, ne laissent aucune trace.

Un chapitre à part est consacré au mécanisme de l'érosion. Généralement, l'érosion se met à creuser au moment où les différents éléments morphologiques (dans la plupart des cas réalisés par l'accumulation) ont dépassé le stade de profil d'équilibre. L'auteur présente ensuite les accumulations de falunes subfossiles rencontrées entre les localités Mamaia et Năvodari; dans ces falunes, les coquilles sont disposées d'après une lamination particulière, nommée lamination de tempête.

La signification de la position et du triage des débris organiques fait l'objet d'une analyse spéciale. D'habitude, l'orientation des coquilles, tout spécialement des bivalves, est en fonction de la forme et du sens du courant, notamment la partie plus aiguë, ou la partie plus étroite, est dirigée conformément aux lois de la dynamique des fluides. Il en est de même le long des plages, où le sens ascendant des flots marins, c'est-à-dire celui vers la côte, a la plus grande influence. Bien que le sens général de l'écoulement du courant marin le long du littoral roumain soit du N au S, la plupart des coquilles sur la plage (même dans la zone submergée) sont orientées de L'E à l'W, sous l'influence du sens du mouvement des flots. En ce qui concerne l'orientation et la distribution des coquilles et du matériel détritique sur les plages émergées on doit tenir compte aussi de l'effet du vent, qui parfois peut modifier sensiblement la position initiale imprimée par les flots.

Un chapitre spécial comprend la description de deux sortes d'empreintes et de traces moins connues, qui peuvent être rencontrées sur la plage. Il s'agit des empreintes laissées par les méduses restées sur le sable de la plage et disparues par la déshydratation, ainsi que des « cercles éoliens » qui représentent en général des arcs de cercle tracés par les plantes sur le sable, sous l'influence du vent. L'auteur rappelle, en outre, le voisinage de certaines associations d'organismes caractéristiques pour des salinités différentes, parfois même le long d'un seul lac littoral, comme par exemple celui de Mangalia.

Un dernier chapitre contient des explications sur la distribution et l'épanouissement de certains organismes faute d'organismes concurrents. Pour conclure, il faudra faire des observations minutieuses au même affleurement, les seules capables à nous aider pour reconstituer les conditions de vie d'accumulations des restes organiques. Les mesurages et les calculs ne sont qu'un appui supplémentaire et pas du tout un remplaçant pour l'observation directe.



PLANȘA I

Fig. 1. — Plaja Neptun, în dreptul lacului Tatlageac. Plaja a fost inițial deschisă dar, prin construcția căii ferate (în lungul liniei albe a nisipului) funcționează în momentul de față ca o plajă cu falază. Se disting foarte clar cele trei berme. Într-un moment anterior berma inferioară a început să fie roasă de valuri; a urmat o fază în care, la marginea unui fore-shore foarte larg, a fost depus un cordon de falun, lărgind berma inferioară; cordonul, crescând în înălțime, a depășit limita de echilibru, iar acum și marginea lui este roasă de valurile mai lungi, care reiau materialul și îl redeponi la baza bermei, pe fore-shore.

Plage de Neptun, au droit du lac Tatlageac. La plage a été initialement ouverte mais, à cause du ramblai du chemin de fer (le long de la ligne blanche du sable) fonctionne actuellement comme une plage à falaise. On distingue clairement les trois bermes. Dans un moment antérieur, la berme inférieure a commencé à être érodée par les flots; on a suivi une phase pendant laquelle, au bord d'un fore-shore (très large) a été déposé un cordon de falun, élargissant ainsi la berme inférieure; le cordon, augmentant son hauteur, a dépassé la limite d'équilibre; à l'heure actuelle, même son bord est érodé par les flots plus forts, qui reprennent le matériel et le déposent ensuite à la base de la berme, sur le fore-shore.

Fig. 2. — Plaja de la nord de Năvodari, pe grindul ce a izolat lacul Tașaul. Dune joase, de maximum 1—1,5 m înălțime, acoperă parțial berma medie. Se observă cum nisipul eolian avansează local chiar pînă la marginea bermei inferioare.

La plage située au N de Năvodari, sur la levée qui a isolé le lac Tașaul. Des dunes d'une hauteur approximative de 1—1,5 m, couvrent partiellement la berme moyenne. On observe comment le sable éolien avance localement, même jusqu'au bord de la berme inférieure.





1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIX/5.



PLANȘA II

Fig. 1. — Cordonul extern de dune din lungul plajei emerse de pe grindul din dreptul lacului Tașaul (N Năvodari). Se observă cele două berme ale plajei, între ele cu o diferență de altitudine foarte mică. Cordonul de dune a funcționat parțial ca o bermă superioară, parțial ca o creastă în lungul plajei. El era depășit de către valuri printr-o spărtură în cordonul de dune (în dreptul persoanei din fotografie), apa rămânând captivă în spațiile acestora. Materialul transportat de ea contribuie la colmatarea zonei mlăștinoase din spațiile dundelor.

Le cordon externe des dunes le long de la plage émergee au dessus de la levée à l'est du lac Tașaul (au N de Năvodari). On observe les deux berms de la plage, avec une différence d'altitude très petite. Le cordon des dunes a partiellement fonctionné comme une bermé supérieure, partiellement comme une crête le long de la plage. Il était dépassé par les flots à travers une brèche du cordon des dunes (en face de l'homme de la photo), l'eau restant captive derrière les dunes. La matière transporté par l'eau contribue au colmatage de la zone marécageuse derrière les dunes.

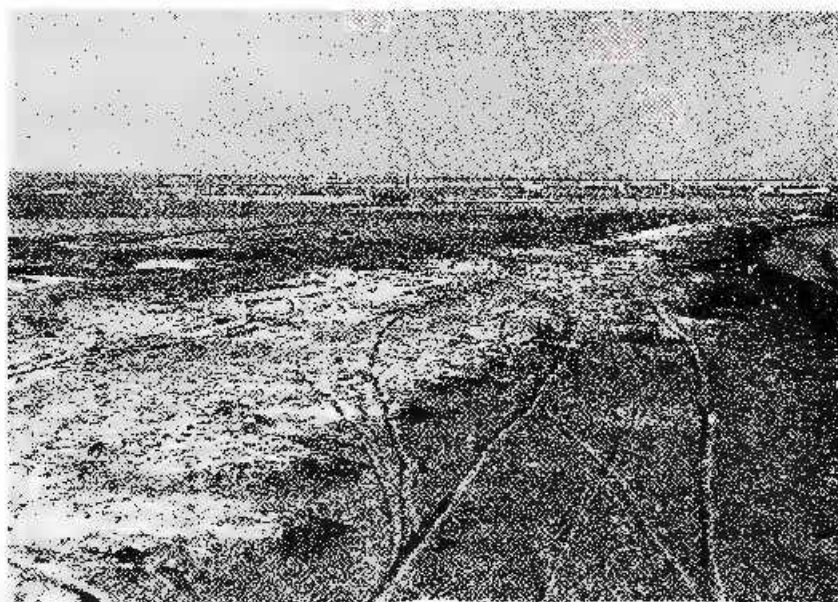
Fig. 2. — Vedere a întregii plaje de rumeguș de stuf din colțul nordic al golfului din dreptul lacului Tașaul. În primul plan se vede apa lacului Corbul. În planul mijlociu, în special în stînga, este plaja veche, anterioară construirii digului, pe care se suprapun câteva resturi de dune, acum inierbate. În restul imaginii se văd păturile mai recente, peste care se află nisipul marin, împrăștiat de vînt. În planul din față, în dreapta, o plajă de nisip se suprapune pe o pătură anterioară de rumeguș de stuf; în marginea ei apare cea mai recentă zonă bogală în resturi vegetale.

Vue générale de la plage de roseau de secteur septentrionale du golfe à l'est du lac Tașaul. Au dernier plan, on voit l'eau du lac Corbul. Au plan moyen de la photo, à gauche, c'est l'ancienne plage, antérieure à la construction de la digue, sur laquelle reposent quelques restes de dunes, actuellement couvertes par la végétation. Au reste de la photo, on voit les couches plus récentes de seivre de roseau, au-dessus desquelles reposent le sable marin, apporté par le vent. Au plan d'en face, du côté droit de la photo, une plage de sable se dispose sur une couche antérieure de seivre de roseau; son bordé contient la plus récente zone riche en débris végétaux.





1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale şedinţelor, vol. LIX/5.



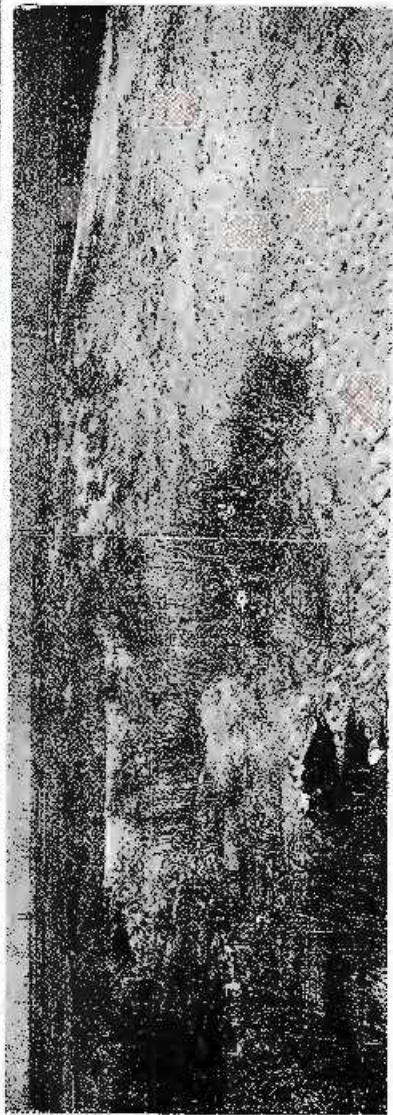
PLANȘA III

Fig. 1. — Plaja de rameguș de stuf din dreptul lacului Tașaul, văzută de pe digul nordic a golfului. În centrul imaginii, la orizont, se află localitatea Năvodari. Dunga neagră ce pornește oblic, de la dig, din dreapta imaginii, reprezintă marginea plajei de rameguș de stuf din august 1967; restul imaginii este ocupat de materialul depus ulterior pînă în iulie 1969, plaja crescînd în acest interval cu peste 100 m în lățime.

La plaja de sciure de roseau, à l'est du lac Tașaul, photo prise sur la digue. Au centre de l'image, à l'horizon, se trouve la localité de Năvodari. La ligne sombre qui traverse obliquement la photo, (en haut, à droite) représente le bord de la plage de sciure de roseau au mois d'août 1967; le reste de l'image représente la surface couverte du matériel déposé ultérieurement, jusqu'en juillet 1969, la plage gagnant plus de 100 m en largeur dans cet intervalle de temps.

Fig. 2. — Șirul extern de dune de pe plaja de la nord de Năvodari, care funcționează la furtunile mari ca o creastă, în timp ce restul plajei are rolul de fore-shore. În această creastă a apărut o serie de spărtări, (din care una se poate vedea și în fotografie, marcată de o săgeată), prin care pătrunde apa în spatelile șirului de dune. Din cauza distanței mari parcursă de ea, a suprafeței orizontale și a barierei pusă de dune, apa rămîne captivă în spatelile acestora, infiltrîndu-se în nisip. În acest fel tot materialul transportat (falun, nisip, alge) se depune în spatelile dunelor.

La rangée extérieure des dunes sur la plage située au N de Năvodari, qui joue le rôle d'une crête pendant les grandes tempêtes, tandis que le reste de la plage a le rôle d'un fore-shore. Cette crête est traversée par une série de brèches (l'une d'elle est marquée sur la photo, par une flèche) à travers desquelles l'eau gagne la surface derrière les dunes. A cause de la grande distance qu'elle a parcourue à travers la surface horizontale et à cause de la barrière des dunes, l'eau reste captive dans ce secteur, s'infiltrant dans le sable. Ainsi, tout le matériel transporté (falun, sable, algues) se dépose derrière les dunes.



PLANȘA IV

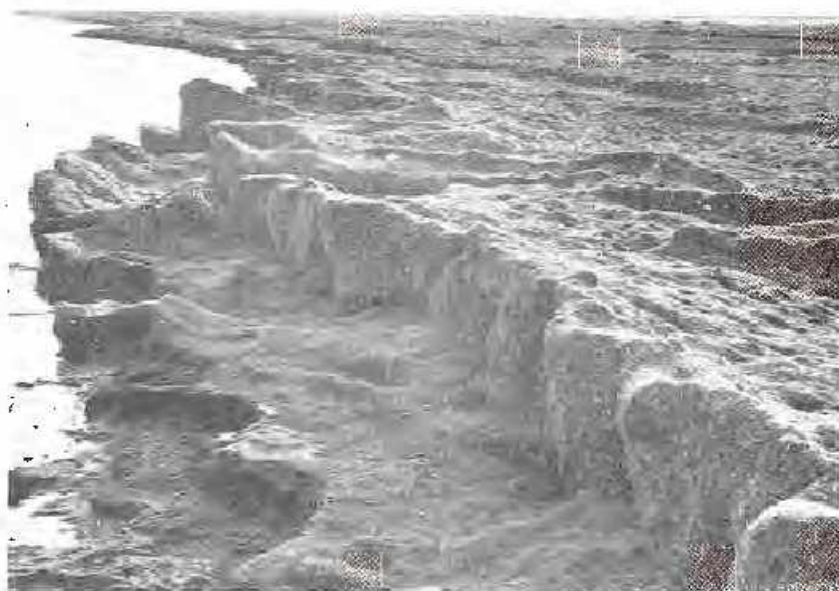
Fig. 1. — Marginea externă a plajii de rumeguș de stuf de la sudul digului nordic, din golful de la nord de Năvodari. Se pot vedea foarte bine ultimele trei depuneri de material vegetal, care lărgesc plaja de fiecare dată cu mai mult de 1 m. De remarcă tipul cornurilor de plajă pe care le face acest material, precum și faptul că marginea fiecărei depuneri este mai ridicată cu citiva zeci de cm față de restul suprafeței. Această ridicare este efectul presiunii pe care o exercită valurile, în urma depunerii, care tasează astfel mai puternic materialul de pe margine. Tot odată din aceasta se vede clar că acumularea se face în etape și nu continuu.

Le bord externe de la plage de seture de roseau située au S de la digue septentrionale, du golfe du N de Năvodari. On peut clairement distinguer les dernières trois étapes de sédimentation de matériel végétal, qui chaque fois élargissaient la plage plus d'une mètre. Remarquer le type des croissants de plage formé par ce matériel, ainsi que le bord de chaque dépôt est élevé de quelques dizaines de cm par rapport au reste de la surface. Cet exhaussement est l'effet de la pression exercée par les flots qui tassent ainsi, plus fortement, le débris accumulé le long du bord de la plage. Donc, on peut conclure que l'accumulation se fait en étapes, et pas continuellement.

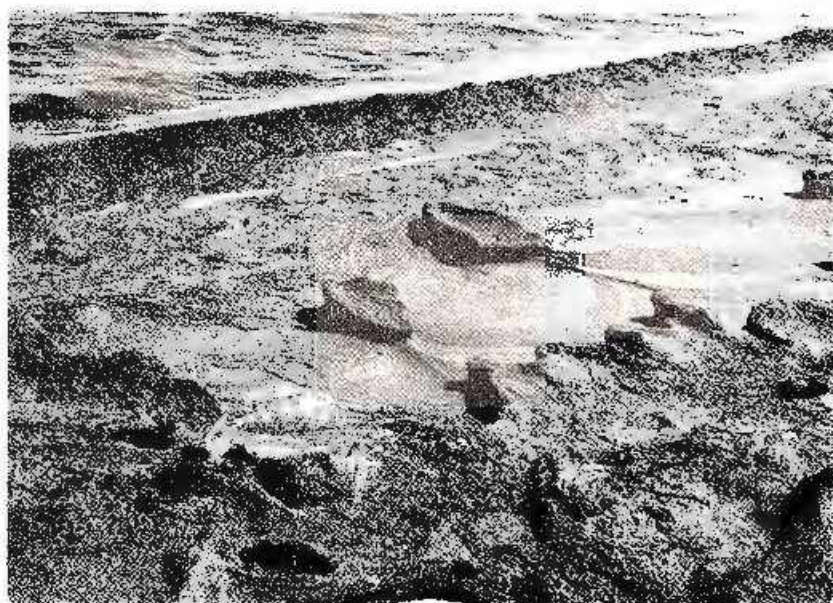
Fig. 2. — Sector erodat în penultima depunere de material vegetal, din care rămăseseră și citiva martori de eroziune (în centrul imaginii). Ulterior totul a fost umplut de cele mai recente depuneri. (Aceeași zonă ca și imaginea anterioară.)

Secteur où une grande partie du matériel accumulé pendant l'avant-dernière étape a été érodée ne persistant que quelques témoins d'érosion (au centre de la photo). Ultérieurement toute la surface a été colmatée par des dépôts plus récents. (Photo prise dans le même secteur que l'image antérieure.)





1



2

PLANȘA V

Fig. 1. — Terminația sudică, în pană, a păturii de resturi vegetale, la alcătuirea cărcia participă de asemenea nisip marin și fulune. Suprafețele mai albe reprezintă acumulări de falun cu *Corbula*.

L'extrémité méridionale, en coin, de la couche des restes végétaux : à sa constitution participent également du sable et des faluns. Les surfaces plus claires représentent des accumulations de falun à *Corbula*.

Fig. 2. — Acumulări de alge verzi, depuse în prezenta efectuării fotografiei, în urma unei furtuni, care a adus de asemenea și numeroase meduze, în dreptul Stațiunii de cercetări piscicole de la Constanța.

Des accumulations d'algues vertes, près de la Station de recherches piscicole de Constanța, déposées à la suite d'une tempête qui a apporté également de nombreuses méduses, à la veille de la prise de la photo.





1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIX/5.



PLAȘA VI

Fig. 1. — Plaja de falan de la Capul Ivan, la nordul promontoriului de calcare jarasice. Se disting cele trei berme, din care bermele mediană și superioară depășesc înălțimea de 1 m; în alcătuirea lor intră în exclusivitate falunile, adăugite predominant din *Gardium edule* și *Mylilus galloprovincialis*.

La plage de falun de Capul Ivan, au N de promontoire de calcaires jarassiques. On distingue les trois berms; les berms moyenne et supérieure dépassent la hauteur d'un mètre. A leur constitution participent en exclusivité des faluns de *Gardium edule* et de *Mylilus galloprovincialis*.

Fig. 2. — Secțiune în fruntea bermei mediane, pe plaja de la nordul capului Ivan. Se remarcă alternanța de lalure și cochină (serădiș). La baza bermei este acumulat un cordon de falun și bucati de stuf, depus de valurile mari ale unei furtuni.

Coupe au front de la berme moyenne, sur la plage située au N de Capul Ivan. On remarque l'alternance des faluns et des débris de coquillage. Au pied de la berme est accumulé un cordon de falun et de fragments de roseau apportés par les grandes vagues.





1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIX/5.



PLANȘA VII

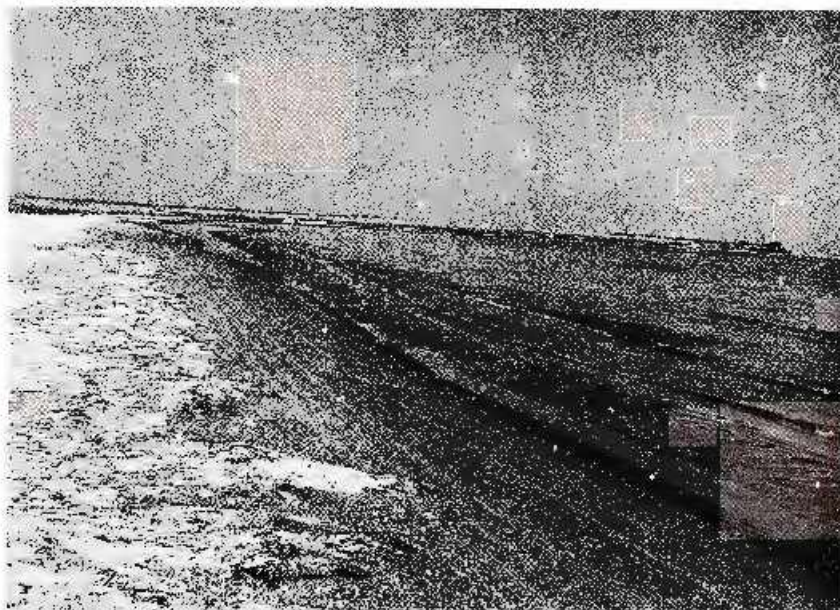
Fig. 1. — Rid în lungul plajei de la nord de Năvodari, în dreptul lacului Tasaul. În primul plan se remarcă un șanț îngust, între rid și plajă, în care se mai află încă apă stăg-nantă; spre nord se observă o zonă de anastomozare a ridului cu plaja, urmată de o altă zonă cu apă stăg-nantă; în continuare, spre nord, ridul se afundă sub apa mării. De observat că rida urmărește destul de fidel undulațiile mari ale țămului.

Ride le long de la plage située au N de Năvodari, à l'est du lac Tasaul. Au premier plan on remarque un fossé étroit, entre la ride et la plage, où se trouve encore de l'eau stagnante; vers le N on observe une zone d'anastomose de la ride et de la plage, suivie d'une autre zone elle-aussi à eau stagnante; plus loin, vers le N, la ride plonge dans la mer. On observe que la rida suit assez fidèlement les grandes ondulations du bord de la plage.

Fig. 2. — Același rid, imaginea reprezentând sectorul cu apă stăg-nantă de la nord de zona de anastomozare.

Même ride, l'image représente le secteur à eau stagnante du N de la zone d'anastomose.





1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIX/5.



PLANȘA VIII

Fig. 1. Capătul nordic al ridului din imaginea anterioară, în zona în care se afundă sub apă. Dunga mai negricioasă marchează coama ridului, iar petele mai închise la culoare reprezintă acumulări de ierbură marină. Linia de flexură este marcată de crestele valurilor ce se sparg în dreptul ei.

Extrémité septentrionale de la ride des images antérieures, dans la zone où elle plonge dans le mer. La ligne plus sombre marque la crête de la ride, et les tâches plus sombres représentent des accumulations d'herbiers. La ligne de flexure est marquée par les crêtes des flots qui viennent s'y briser.

Fig. 2. -- Sectorul terminal, sudic, al ridului din imaginea precedentă, în momentul când acesta a fost depășit de un val. Se poate remarca modul de participare al șirocurilor de ierbură marină la fixarea nisipului, precum și acumularea cochiliilor (în cazul de față *Corbula*) la baza flancului intern al ridului, în porțiunea de anastomoză a lui cu plaja.

Secteur terminal méridional de la ride des images précédentes, au moment où elle a été dépassés par un flot. On peut remarquer la participation des poignées d'herbiers à la consolidation du sable, ainsi que l'accumulation de coquillages (au cas présent-*Corbula*), à la base du flanc interne de la ride, le long de la zone d'anastomose avec la plage.



1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIX/5.



PLANȘA IX

Fig. 1. — Creastă formată în lungul plajei de la nord de Năvodari. Valurile împing pe panta externă a ei cantități importante de valve de *Corbula*, pe care le abandonează la retragere. În momentul în care aceste cochilii vor imobiliza numeroasele fragmente vegetale aflate în suspensie în apă (sectoarele negricioase din apa mării) acestea la rândul lor vor contribui la fixarea acumulărilor de falnie.

Crête formée le long de la plage située au N de Năvodari. Les flots abandonnent sur la pente externe des quantités importantes de valves de *Corbula*, sans les emporter au moment du recul. Au moment où ces coquilles vont imobiliser les innombrables fragments végétaux en suspension dans l'eau (secteurs noircâtres de l'eau marine), ceux-ci vont fixer à leur tour les falnies.

Fig. 2. — Creastă formată în lungul unui sector de plajă cu fore-shore foarte larg, și cu pantă mică, în dreptul lacului Tatlageac. Imaginea reprezintă momentul în care apa unui val mic a pătruns printr-o breșă (în centrul fotografiei) în spatele crestei, aducând scoici care rămân captivă în șanțul dintre creastă și plajă.

Crête formée le long d'un secteur de plage à très large fore-shore et à pente douce, à l'est du lac Tatlageac. L'image représente le moment où l'eau d'un petit flot a pénétré derrière la crête, par une brèche (au centre de la photo), y emmenant les coquillages qui restent captifs dans le fossé créé entre la crête et la plage.





1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale secințelor, vol. LIX/5.



PLANȘA X

Fig. 1. — Momentul **imediat următor** celui din imaginea precedentă, în același loc. Apa pălunsă **prîn breșă**, ori care a depășit creasta, a rămas captivă, împreună cu scoicile împinse de ea, în spatele crestei. Restul, pornind în sens **invers**, către mare, împiedică valul următor să urcă panta crestei.

Le moment **immédiatement suivant** à celui de l'image précédente; le même endroit. Une partie de l'eau pénétrée par la brèche ou en dépassant la crête, **autant que les coquillages qu'elle a transportés**, restent captifs derrière la crête. L'autre partie en son recul vers le large empêche le flot suivant de monter complètement la pente de la crête.

Fig. 2. — Valul care a urmat momentului din imaginea precedentă a depășit creasta printr-un alt loc, mai sudic, aducând o nouă cantitate de detritus și scoici în șanț. Apa rămasă captivă în primul plan al fotografiei anterioare s-a infiltrat în nisip.

Le flot, qui fait suite au moment de l'image précédente, dépasse la crête par un autre endroit, **plus méridional**, transportant **une nouvelle quantité de débris et des coquillages** dans le fossé. L'eau, restée captive dans le premier plan de la photo précédente, a pénétré dans le sable.





1



2

PLANȘA XI

Fig. 1. - Detaliu al aceluiași sector. Se poate remarca acumularea scoicilor în șanțul din spatele crestei; coama crestei este marcată, în unele porțiuni, de alte acumulări de scoici, aflate în momentul de „prază” între împingerea lor pe creastă și rostogolirea lor în șanț; pe pantă se văd de asemenea numeroase scoici ce vor fi duse de apă în șanț. Détail du même secteur. On peut remarquer l'accumulation des coquillages dans le fossé formé derrière la crête; dans certains secteurs, le sommet de la crête est marqué aussi par d'autres accumulations de coquillages, qui au moment de « pause », c'est-à-dire dans l'intervalle de temps qui s'écoule entre leur avancée vers le sommet et la dégringolade dans le fossé, se trouvent sur la crête. On aperçoit également sur la pente de nombreux coquillages que l'eau transportera dans le fossé.

Fig. 2. - Piaja de la sud de capul Ivan. Creasta din lungul plajei nu mai este depășită decât de valurile mai mari, ce aduc fragmente flotante de stuf, care rămân captivi în spatele crestei. Valurile mici, obișnuite, pătrund numai printr-o bresă. În dreptul căruia, în spatele crestei, se acumulează o lentilă de falun, cu valve de *Cardium* (suprafața albicioasă din centrul imaginii).

La plage située au S du promontoire d'Ivan. Le long de la plage, la crête n'est plus dépassée que par les grands flots; ceux-ci transportent des fragments flottants de roseau qui restent captifs derrière la crête. Les petits flots, ordinaires, pénètrent seulement par une brèche au droit de laquelle, derrière la crête, s'accumule une lentille de falun formée de valves de *Cardium* (surface blanchâtre au centre de la photo).





1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIX/5.



PLANȘA XII

Fig. 1. Plaja de falun de la Capul Ivan, la nordul promontoriului de calcar. În marginea bermei inferioare s-a format o creastă destul de înaltă, cu o lățime care depășește pe aproape 1 m. Capătul sudic al acestei creste s-a lipit de berma inferioară, lărgind-o și lungind-o încă spre sud.

Plage de falun de Capul Ivan, au N du promontoire en calcaires. Au bord de la berme inférieure s'est formée une crête assez haute, dont la largeur dépasse par endroits un mètre. L'extrémité méridionale de cette crête s'est rattachée à la berme inférieure, en l'élargissant et en l'allongeant davantage vers le S.

Fig. 2. Spărtură practicală în șirul de dune din lungul plajei golfului de la est de lacul Tașant. La furtunile mari șirul de dune funcționează ca o creastă, din marginea plajei, restul plajei emerse avind funcția de fore-shore; valurile împing prin această spărtură falun și nisip, pe care le depun sub formă de evantai, în spatele dunelor. (A se completa și cu fig. 2 de la pl. III).

Brèche qui traverse la rangée des dunes le long de la plage située à l'E du lac Tașant. Pendant les grandes tempêtes, la rangée des dunes fonctionnent comme une crête du bord de la plage, tandis que le reste de la plage émergée remplit le rôle de fore-shore; les flots transportent par cette brèche du falun et du sable, les déposant ensuite en éventail derrière les dunes (voir aussi pl. III, fig. 2).





1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale sădintelor, vol. LIX/5.



PLANȘA XIII

Fig. 1. — Pelicule de alge marine, la peste 200 m în spatele dunelor, stînd pe vegetația xero-fită, caracteristică solurilor nisipoase salinș, de pe plaja golului de la estul lacului Tașaul.

Pellicules d'algues marines, à une distance de 200 m derrière les dunes, reposant sur une végétation xérophylite, caractéristique aux sols sableux salins, sur la plage du golfe situé à l'E du lac Tașaul.

Fig. 2. — Cornuri de plajă cu falun în lungul bemei inferioare, pe plaja din dreptul lacului Tașlageac. În mișcarea de avansare pe fore-shore apa împinge și țepește, pe flancurile cornului, scoici (în cazul de față fragmente de *Mytilus* și subordonat *Ostraea*) și galeți. La revenirea ea readuce în mare materialul lăsat în axul cornului. Fotografia înregistrează momentul de coborîre al apei; în cornul din mijlocul imaginii, în marginea mării, se remarcă falunul și materialul detritic grosolan readus de apă în mare, în mișcarea sa de coborîre; în cornul următor, în partea de sus a fotografiei, se distinge încă urmele mișcării circulare făcută de apă în coborîrea sa de pe flancurile cornului și curgerea sa prin axul acestuia. Capetele superioare ale cornurilor alăturate, prin unirea lor, o creastă sinuoasă în marginea bemei.

Croissants de plage à falun le long de la bème inférieure, sur la plage à l'est du lac Tașlageac. Pendant l'avancée sur le fore shore, l'eau transporte et dépose sur les flancs des croissants des coquillages (dans le cas présent, des fragments de *Mytilus* et subordonné d'*Ostraea*) et des galets. En reculant, l'eau emporte le matériel déposé dans l'axe du croissant. La photo présente le moment du recul de l'eau. Au croissant du centre de la photo, on remarque au bord de la mer le falun et le matériel grossier emporté par l'eau pendant son recul. Le croissant, situé dans la partie du haut de la photo, garde encore les traces laissées sur les flancs et dans l'axe du croissant par les mouvements de l'eau, au cours de son recul.





1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIX/5.



PLANȘA XIV

Fig. 1. — Plaja de la nord de Mangalia. Plajă de midii depusă în urma furtunilor de primăvară. Bancurile din care provine materialul depus se află în larg, către nord-est. Să se remarce faptul că majoritatea cochiliilor au încă ambele valve unite prin ligamentul, chiar dacă sînt desfăcute, și periostracumul păstrat. Prin fosilizare, în situația în care se prezintă, s-ar putea interpreta că este vorba de o acumulare chiar în locul în care au trăit, mai ales că, după dimensiuni, falunul cuprinde specimene de vîrstă foarte diferite.

La plage située au N de Mangalia, convertie par des moules jetées à la suite des tempêtes de printemps. Le matériel déposé provient des bancs situés au large, vers NE. Remarque que la majorité des coquilles présentent encore les deux valves, plus ou moins ouvertes, unies par le ligament et gardant encore le périostacum. Par fossilisation, dans la situation actuelle, on pourrait faussement interpréter qu'il s'agit des restes d'une faune qui après la mort est restée en place, notamment que, vu les dimensions, le falun est formé de spécimens d'âge très différents.

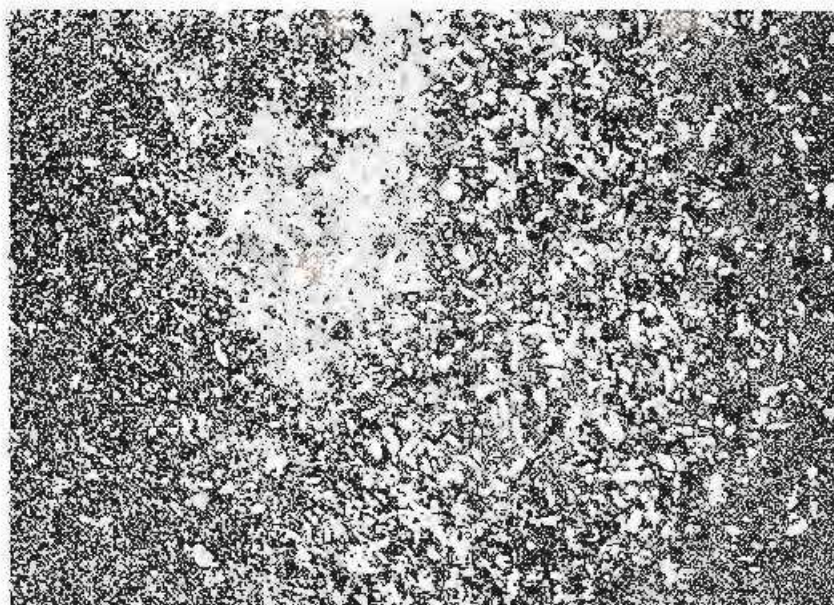
Fig. 2. — Sortarea materialului după dimensiuni și greutate în șanțul din spatele unei creste, pe plaja din dreptul lacului Tatlageac. Se remarcă acumularea elementelor mai mari și mai grele în axul șanțului, în timp ce cochina a fost împinsă pe flancul intern al creștii. Planul extern, sub continuă acțiune a valurilor, este mult mai sărac în cochilii. De remarcat că cele mai multe cochilii de *Cyclope* sînt așezate cu baza în sus, iar cele de *Gibbula* stau culcate pe flancuri; de asemenea cochiliile de *Nassarius* au apertura orientată în sus. Aceste poziții sînt o dovadă că cele mai multe cochilii acumulate nu și-au găsit încă poziția lor de stabilitate, spre deosebire de fragmentele de *Mytilus*, care stau, în majoritate, cu concavitatea în jos.

Triage du matériel d'après les dimensions et le poids dans le fossé derrière une crête, sur la plage à l'est du lac Tatlageac. On remarque l'accumulation des éléments plus grands et plus lourds dans l'axe du fossé, pendant que les débris de coquillages ont été poussés sur le flanc interne de l'axe. Le flanc externe, à cause de l'action continue des vagues, est bien plus pauvre en coquillages. Remarque que la plupart des coquilles de *Cyclope* sont renversées, alors que celles de *Gibbula* sont couchées sur leurs côtés; les coquilles de *Nassarius* ont l'ouverture orientée vers le haut. Ces positions prouvent que la plupart des coquilles ne se trouvent pas encore dans leur position de stabilité, à la différence des fragments de *Mytilus*, qui se trouvent, en majorité, avec leur concavité orientée vers le bas.





1



2

PLANȘA XV

Fig. 1. — Plaja de la nord de Năvodari, din dreapta lacului Tuzaul. Algele și alte resturi vegetale, fixate în nisip, au reținut cochiliile împinse de valuri. Firiele vegetale sunt îndreptate către uscat; cele mai multe din cochiliile reținute între ele sunt valve de *Cardium*, în timp ce corbulile sunt duse mai departe. Chiar atunci când apa valurilor, în loc să fie absorbită în nisip, se întoarce, aceste cochilii rămân captivă și numai cele ce au rămas în afară sunt readuse în mare. În acest fel plaja dinspre mare, în marginea din dreapta a fotografiei, este aproape lipsită de cochilii.

Plage située au N de Năvodari, à les. du lac Tuzaul. Les algues et les autres restes végétaux, fixés dans le sable, ont retenu les coquilles poussées par les flots. Les brins végétaux sont orientés vers le littoral; la plupart des coquilles retenues par ces brins sont des valves de *Cardium*, tandis que les corbules sont transportées plus loin. Même lorsque l'eau, au lieu de s'infiltrer dans le sable, retourne au large, les coquilles restent captives et seulement celles qui n'ont pas rencontrées des poignées d'herbiers sont emportées par le flot. Aussi la zone externe de la plage est-elle presque dépourvue de coquilles (au côté droite de la photo).

Fig. 2. — Un detaliu din aceeași zonă în care a fost făcută fotografia anterioară. De remarcat că toate cochiliile sunt reținute între firiele vegetale, în timp ce în restul plajei lipsese, fiind îndepărtate de mișcarea valurilor.

Détail de la même zone. A noter que toutes les coquilles sont retenues entre les brins végétaux, tandis qu'au reste de la plage elles manquent, étant éloignées par les flots.





1



2

Institutul Geologic. Dări de scarnă ale ședintelor, vol. LIX/5.



PLANȘA XVI

Fig. 1. — Plaja de falun de la Capul Ivan, la nordul promontoriului de calcar. În marginea mării se observă o creastă mică, în special din cochiciă, al cărui șanț a fost colmatat cu falun de *Cardium* și *Mytilus*: înălțarea ei a depășit punctul de echilibru și din acest motiv a fost parțial erodată. Această eroziune va continua pînă la atingerea echilibrului, cînd creasta va începe din nou să crească.

Plage de falun de Capul Ivan, au N du promontoire de calcaires. Au bord de la mer on observe une petite crête (formée, en particulier, de débris coquilliers) dont le fossé a été colmaté de falun de *Cardium* et de *Mytilus*; sa hauteur a dépassé le point d'équilibre et par conséquence elle a été partiellement érodée. Cette érosion continuera jusqu'au moment de l'équilibre, quand la crête recommencera son développement.

Fig. 2. — Carieră de nisip în marginea șoselei Mamaia-Năvodari. Stratificația paralelă ce se observă este dată de nivele solificate.

Carrière de sable le long de la route de Mamaia-Năvodari. La stratification parallèle est due aux niveaux de sols fossilés.





1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale şedinţelor, vol. LIX/3.



PLANȘA XVII

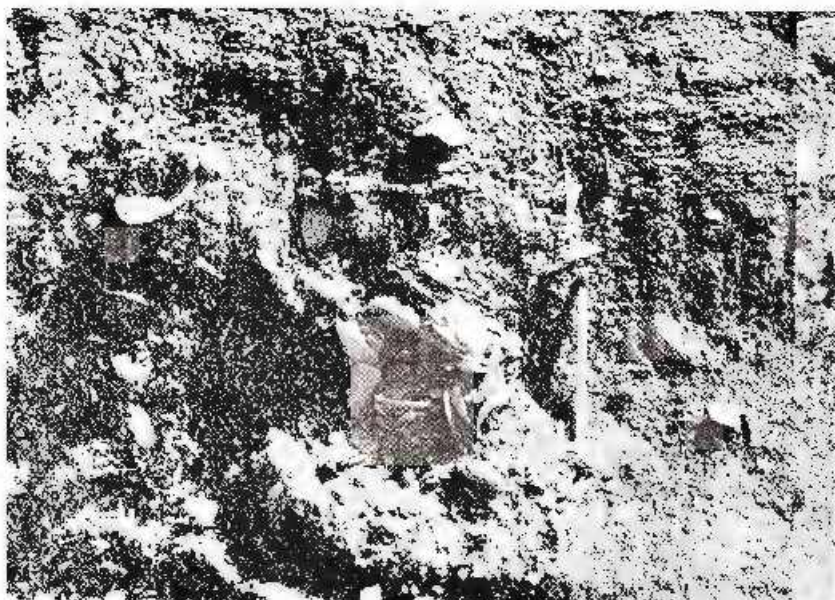
Fig. 1. — Un detaliu al carierei din fotografia precedentă care pune în evidență laminatia „de furtună” din nivelele de cochină (sezăliș). Se remarcă poziția verticală pe care o capătă unele cochilii, în funcție de laminatie. Este un exemplu caracteristic pentru modul de formare al acestor depozite, prin împingerea de către valuri a materialului detritic cu falune. Trebuie remarcată de asemenea conservarea acestor depozite de plajă, groase de peste 10 m, la o distanță apreciable de plaja actuală.

Détail de la carrière de la photo précédente qui met en évidence la lamination « de tempête » des niveaux de débris coquilliers. On remarque la position verticale de certaines coquilles à cause de la lamination. C'est un exemple caractéristique pour la manière de formation de ces dépôts, par la poussée exercée par les flots sur le matériel détritique à faluns. On doit également remarquer la conservation de ces dépôts de plage, épais de plus de 10 m, à une distance appréciable de l'actuelle plage.

Fig. 2. — Sector din fore-shor ul plajei de la 2 Mai. De remarcat orientarea cu virful către uscat a celor mai multe valve de *Mytilus*, în jurul cărora curentul negativ a lăsat urme de tipul „crescent-mark”. Excepțiile se pot observa în punctele mai aglomerate, în care cochiliile se „jonează” între ele, ori sînt împiedicate să se orienteze de către unele smocuri de alge, nixate în nisip.

Secteur de fore-shore de la plage de la localité de 2 Mai (au S de Mangalia). A remarquer l'orientation de la plupart des valves de *Mytilus* avec le crochet vers le littoral; autour de ces valves le courant négatif a laissé des traces de type „crescent-mark”. Les exceptions peuvent être observées aux endroits à nombreuses coquilles, où, à cause de cette agglomération et à cause des poignées d'herbiers, les coquilles ne peuvent pas être orientées.





1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIX/5.



PLAȘA XVIII

Fig. 1. — Un sector al plajei de la nord de Năvodari. Se remarcă valvele de *Mytilus* orientate cu umbonele către țărm, în direcția din care a venit curentul negativ, cel care a imprimat această orientare. Aceeași așezare o au cele două exemplare de *Mytilus* cu valve perechi. O valvă de *Donax*, în colțul din stînga jos al fotografiei, a fost orientată în mod similar, în funcție de forma sa, cu capătul mai îngust către uscat; o alta, cu concavitatea în sus, nu și-a găsit încă poziția de stabilitate. Virful creionului este îndreptat către mare. A se remarca absența oricărei orientări a valvei de *Cardium*.

Secteur de la plage située au N de Năvodari. On remarque les valves de *Mytilus* orientées avec les crochets vers le littoral, dans la direction du courant négatif. La même situation est observable aux deux exemplaires de *Mytilus* à doubles valves. Une valve de *Donax*, au coin gauche de la photo, a été pareillement orientée, en fonction de sa forme, avec le bord plus étroit vers le littoral; une autre, avec la concavité renversée n'a pas encore trouvé sa position de stabilité. La pointe du crayon est orientée vers la mer. Remarquer l'absence de l'orientation des valves de *Cardium*.

Fig. 2. — Un caz de orientare inversă a valvei perechi de *Mytilus*; umbonele este îndreptată către mare, în sensul de curgere al curentului negativ, indicat de virful creionului. Se remarcă un exemplar mult îngropat; în spațiul dintre cele două valve ale altui exemplar a fost împinsă o altă pereche, de dimensiuni mai mici; iar spațiul dintre valvele acestea a fost umplut de nisipul adus de curent.

En cas d'orientation inverse de valves paires de *Mytilus*, le crochet est dirigé vers la mer, dans le sens du courant négatif, indiqué par la pointe du crayon. Remarquer un exemplaire bien enfoui; entre les deux valves d'un autre exemplaire a été poussée une autre paire de valves plus petites; à leur tour, l'espace de ces valves a été rempli par le sable apporté par le courant.





1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIX/5.



PLANȘA XIX

Fig. 1. — Cadavrul unui delfin asvrit de valuri pe plaja de la Năvodari. Poziția lui este perpendiculară pe țărm, indicând sensul de deplasare al frontului ultimului val ce l-a deplasat; capul este îndreptat către interiorul uscatului.

Le cadavre d'un dauphin jeté sur la plage de Năvodari. Sa position perpendiculaire sur le littoral, indique le sens de déplacement du front du dernier flot; la tête est orientée vers la terre ferme.

Fig. 2. — Cadavrul unui pescăruș, asvrit pe țărm în apropiere de locul în care a fost luată imaginea precedentă; poziția corpului său are aceeași semnificație ca și în cazul delfinului.

Le cadavre d'une mouette jeté sur le littoral tout près du lieu où a été prise l'image précédente; la position de son corps présente la même signification.





1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. I.IX/5.



PLANȘA XX

Fig. 1. — Aspect al plajei de la nord de Năvodari, în timpul unei furtuni cu vânt puternic dinspre uscat. Vântul a îndepărtat nisipul mai fin și elementele ușoare, pe loc rămânând doar valvele așezate în poziție de stabilitate, ori cele îngropate parțial în substrat. În dreptul lor s-au format mici acumulări de nisip mobil, ori ele sînt răsuse în vîrfurile unor asemenea acumulări.

Aspect de la plaja situată au N de Năvodari, pendant une tempête qui souffle du côté de la terre ferme. Le vent a éloigné le sable plus fin et les éléments légers, restant en place seulement les valves en position de stabilité, ou celles enfouies partiellement dans le sable. Des accumulations de sable mobile se sont formées autour de ces valves, ou les valves sont restées au sommet de pareilles accumulations.

Fig. 2. — Un alt sector al aceleiași plaje, în aceeași perioadă. Se remarcă acumularea nisipului mai fin în jurul resturilor vegetale fixate în nisip. De pe restul suprafeței nisipul fin a fost îndepărtat și au rămas numai cochilile bivalvelor așezate în poziție de stabilitate.

Un autre secteur de la plage, à la même période. On remarque l'accumulation du sable plus fin autour des restes végétaux fixés dans le sable. Du reste de la surface, le sable fin a été éloigné, restant en place seulement les coquilles des bivalves en position de stabilité.





1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIX/5.



PLANȘA XXI

Fig. 1. — Un alt aspect al plajei de la nord de Năvodari, în timpul unei furtuni cu vânt puternic dinspre uscal. Se poate vedea perfect direcția vântului după urmele trasate pe nisip și după orientarea micilor ridicături de nisip rămase sub valvele așezate cu convexitatea în sus.

Un autre aspect de la plage située au N de Năvodari, pendant une tempête qui souffle du côté de la terre ferme. On peut remarquer la direction du vent d'après les traces laissées sur le sable et d'après l'orientation des petites monticules de sable restées sous les valves assises avec la convexité dirigée vers le haut.

Fig. 2. — Detaliu al unei suprafețe de pe care a fost îndepărtat nisipul din cauza vântului. Se remarcă așezarea tuturor cochiliilor de bivalve în poziția lor de stabilitate; vântul le-a fixat bine în nisip, întărind prin tasare întreaga suprafață, care a luat aspectul unui mozaic.

Détail d'une surface où le sable a été éloigné par le vent. On remarque les coquilles des bivalves en position de stabilité; le vent les a bien fixées dans le sable, tassant toute la surface, qui a pris ainsi l'aspect d'un mozaïque.





1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIX/5.



PLANȘA XXII

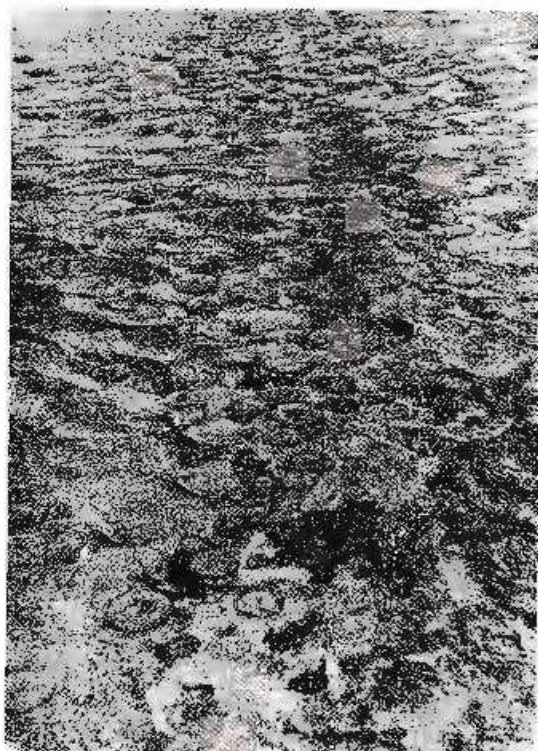
Fig. 1. - Plaja de la nord de Năvodari, în dreptul lacului Tașaul. Meduze, (în imagine în special *Aurelia aurita*) împinse de curenți în marginea plajei, împreună cu numeroase resturi vegetale. Nisipul fin, cu care este amestecat totuși, a căpătat o culoare negricioasă datorită mediului reduscător provenit din descompunerea bogatului material organic. Plaja emersă se află în dreapta imaginii. Fenomenul s-a petrecut în timpul unei furtuni cu vânt puternic dinspre răsărit, datorită căruia marea era foarte caldă la țărâm.

La plage située au N de Năvodari, à l'est du lac Tașaul. Méduses (en images, particulièrement l'espèce *Aurelia aurita*) et restes végétaux poussés par les flots sur le bord de la plage. Le sable fin mélangé avec ces restes a acquis une couleur noirâtre, grâce au milieu réducteur provenant de la décomposition d'un riche matériel organique. La plage émergée est à droite de l'image. Le phénomène s'est passé pendant une tempête; à cause du vent qui souffle du côté de la terre ferme, la mer a été très calme en zone du littoral.

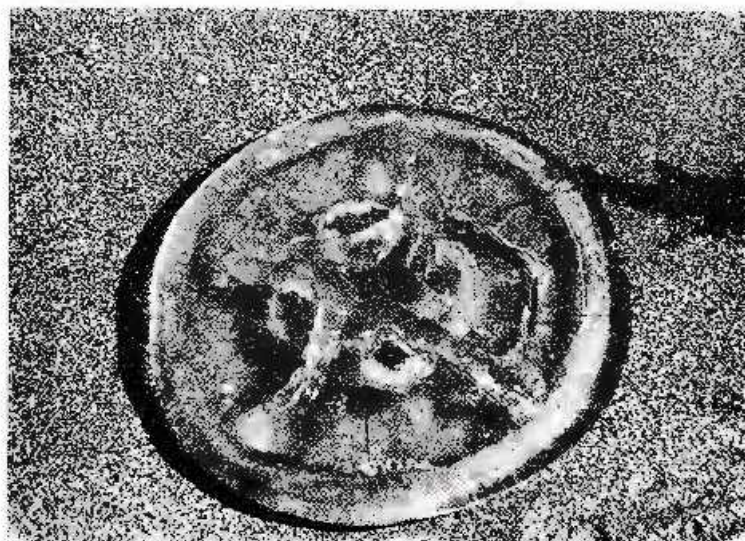
Fig. 2. - Un exemplar de *Aurelia aurita*, depus în poziție inversă de către valuri, pe nisipul plajei de la nord de Năvodari.

Un exemplaire d'*Aurelia aurita*, déposé par les flots en position inverse, sur le sable de la plage située au N de Năvodari.





1



2

Instytutul Geologic. Dăci de seamă ale ședintelor, vol. LIX/5.



PLANȘA XXIII

Fig. 1. — Plaja de la nord de Năvodari. Impresii de meduze rămase pe nisip și moarte prin uscare. În colțul din stînga de jos al fotografiei a fost o meduză în jurul căreia curentul negativ al apei a săpat un șanț de tipul „crescent-mark”. Vîrfii creionului indică uscatul.

La plage située au N de Năvodari. Impressions de méduses restées sur le sable et mortes par la dessiccation. Au coin gauche d'en bas de la photo a été une méduse autour de laquelle le courant négatif de l'eau a creusé un fossé de type „crescent-mark”. La pointe du crayon indique la terre ferme.

Fig. 2. — Același loc, în același moment. Impresiunea unei meduze în jurul căreia curentul negativ a săpat un șanț de tipul „crescent-mark”. Se observă, păstrate foarte vag, impresiunile gonadelor. Vîrfii creionului indică uscatul.

Même lieu, même moment. L'impression d'une méduse autour de laquelle le courant négatif a creusé un fossé de type „crescent-mark”. On observe, conservées très vaguement, les impressions des gonades. La pointe du crayon indique la terre ferme.





1



2

Institutul Geologic, Dări de seamă ale sedințelor, vol. LIX/5.



PLANȘA XXIV

Fig. 1. — Tiparul unei meduze (*Aurelia aurita*) rămasă pe țărni cu fața ventrală în jos, în același loc în care a fost luată și imaginea din fig. 1, pl. XXIII. Se pot distinge perfect: cercul lăsat de velum, tentaculele bucale, gonadele, iar în centru, de forma unui pătrat cu laturile concave, orificiul bucal. Virful creionului indică ușorul. Suprafața plăjei are un aspect ușor rugos din cauza urmelor de picături de ploaie.

Impression d'une méduse (*Aurelia aurita*) restée sur le sable avec la face ventrale orientée en bas, au même endroit que la figure 1, pl. XXIII. On distingue parfaitement: le cercle laissé par le velum, les tentacules buccaux, les gonades, et au centre, une trace de forme carrée à côtés concaves, l'orifice buccal. La pointe du crayon indique la terre ferme. La surface de la plage a un aspect faiblement rugueux à cause des traces des gouttes de pluie.

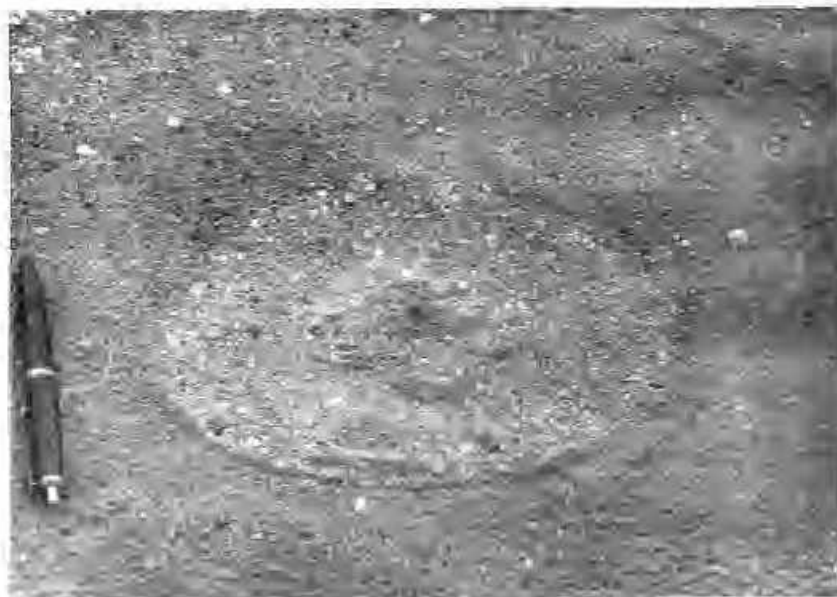
Fig. 2. — Tiparul unui alt exemplar de meduză (probabil tot *Aurelia aurita*), rămas pe nisip cu fața ventrală în sus. În jurul orificiului bucal, aflat în centrul suprafeței circulare lăsată de corpul meduzei, se disting perfect impresiunile gonadelor. Urmele tentaculelor bucale nu s-au mai păstrat, iar suprafața este bine conturată de tiparul velumului.

Impression d'un autre exemplaire de méduse (probablement *Aurelia aurita*) resté sur le sable avec la face ventrale orientée en haut. Autour de l'orifice buccal, au centre de la surface circulaire laissée par le corps de la méduse, se distinguent parfaitement les impressions des gonades. Les traces des tentacules buccaux ne sont plus observables, tandis que la surface est bien tracée par l'impression du velum.





1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXV/5.



PLANȘA XXV

- Fig. 1. — Tiparul unei alte meduze, care conservă mai puțin distinct detaliile anatomice. Se observă cum marginea ei a fost pliată de apă unui val.
Impression d'une autre méduse dont les détails anatomiques sont moins distincts. On observe comment son bord a été plissé par l'eau d'un flot.
- Fig. 2. — „Cercuri coliene” formate de un fir vegetal, probabil resturile unei rădăcini dezgropate.
„Cercles coliens” tracés par un bain d'herbe, probablement les restes d'une racine déterrée.





1



1

PLANȘA XXVI

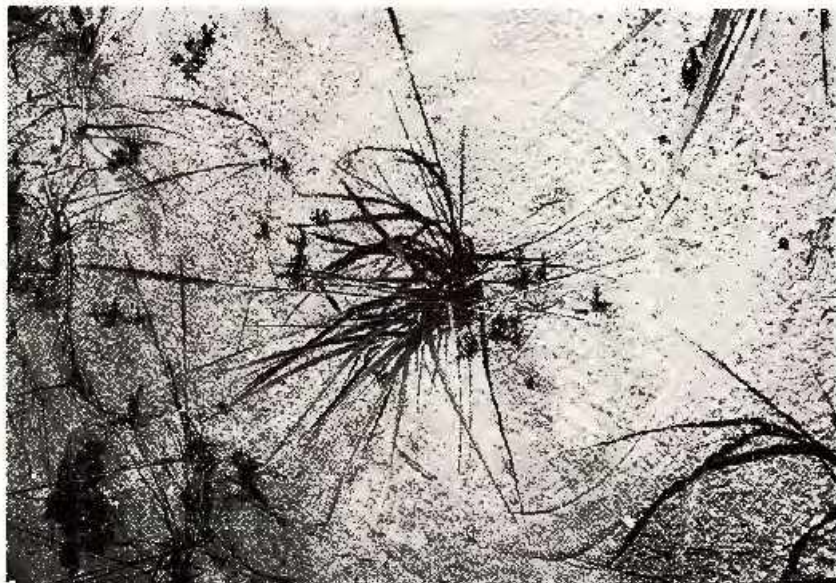
Fig. 1. — „Cercuți colieni” la jurul unui exemplar de *Elymus sabulosus*, realizate prin unirea unor segmente de cerc trasate de mai multe frunze.

„Cercuți colieni” autour d'un exemplaire d'*Elymus sabulosus*, réalisés par l'union de nombreux fragments de cercle tracés par plusieurs feuilles.

Fig. 2. — „Cercuți colieni” trasate de frunzele a două exemplare de graminée.

„Cercuți colieni” tracés par les feuilles de deux exemplaires de graminées.





1



2

SUGESTII PENTRU INTERPRETAREA STRUCTURII
GEOLOGICE A PĂRȚII NORDICE A MUNȚILOR GUTȚII¹

DE

DAN P. RĂDULESCU², BARBU LANG³

Abstract

Suggestions for the Interpretation of the Geological Structure in the Northern Part of the Gutii Mountains. Oro- and hydrographical observations, as well as the geological elements have pointed out the existence of two volcanic structures — probably calderas — in basins of the Mara and Nadoșa Valleys. The volcanic products, released by these apparatus as well as by apparatus of a subsequent generation, rest on a volcano-sedimentary formation which builds up the basal part of the whole volcanic massif. The northern and eastern contact of the eruptive rocks with sedimentary formations is the result of an inversion of relief. During the unfolding of the volcanic activity the sedimentary deposits from north and east, were building a wall-obstacle in whose front lavas have accumulated. After the ending of the activity the entire volcanic block was uplifted with respect to the sedimentary, thus being generated the present abrupt.

În opoziție cu partea sudică — unde, stimulată de interesul economic evident, cercetarea geologică și minieră a început încă de multă vreme și a înregistrat permanente progrese — partea nordică a munților Gutii a rămas la un nivel de cunoaștere mult mai scăzut datorită faptului că aici au o largă răspândire andezitele piroxenice, al căror rol metalogenetic a fost dovedit neimportant în regiunea sudică. În esență, cunoașterea geologică a părții nordice se rezumă la ideea că ea este constituită dintr-o placă superficială de andezite piroxenice, lave emise în cea mai mare parte de aparate din regiunea centrală a munților Gutii; în această ipoteză,

¹ Comunicare în ședința din 25 februarie, 1972.

² Universitatea București, Laboratorul de Mineralogie, B-dul. N. Bălcescu nr. 1, București.

³ Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

principala întrebare care s-a pus totdeauna a fost „cît de groasă este placa, la ce adîncime pot fi găsite formațiuni similare aceloră purtătoare de minereuri în partea sudică?”

Cercetările pe care le-am executat în partea nordică a munților Gutii, preliminară unui studiu de detaliu pe care unul dintre noi îl întreprinde aici, ne-au arătat că în ciuda unei uniformități petrografice, și ea în bună măsură aparentă, regiunea are o structură geologică mult mai complicată. Rezultatele pe care le prezentăm în continuare sînt de un ordin general, privesc exclusiv structura de ansamblu, dar ni se par a constitui un „schelet” destul de bine încheșat pe care să se dezvolte cercetările ulterioare.

Aspecte hidrografice

Principalele cursuri de apă care străbat regiunea sînt Valea Rea, valea Săpînța și părțile superioare ale văilor Mara, Firiza și Tur. Examenul rețelei hidrografice pune în evidență — chiar la nivelul unei hărți 1:100.000, dar și mai pregnant la scări mai mari — două tipuri de bazine de recepție și, în general, de văi.

Unele văisînt practic rectilinii, cu afluenți care se dezvoltă fie perpendicular pe ele, fie paralel cu ele și numai în apropierea confluenței sufăr o inflexiune, fie, în sfîrșit, sub un unghi oarecare dar păstrîndu-se aproximativ paraleli între ei. Acesta este cazul văilor Rea, Săpînța cu afluentul ei vestic valea Runcului și al bazinelor de recepție al văilor Firiza și Tur.

Un aspect net deosebit îl au bazinele de recepție ale văilor Mara (partea nordică, văile Seaca și Brazilor) și Nadoșa (afluent vestic al văii Săpînța). În cadrul lor, afluenții au o distribuție divergentă, în evantai, variația sensului lor de curgere atîngînd 200° . În afară de aceasta, mai mult decît poate arăta chiar o hartă 1:25.000, o mare parte dintre văi au, în aceste regiuni, o dezvoltare ezitantă, în unele porțiuni apele divaghează căutîndu-și scurgerea.

Mai există încă un caracter pregnant care diferențiază aceste două grupe de văi. La cele din primul grup există o corespondență generală între sensul de curgere al tuturor afluenților și sensul văii principale, sensul în care se realizează drenarea regiunii: spre nord la văile Săpînța și Runcu, spre nord-vest la Valea Rea, spre vest la valea Tur, spre sud la valea Firiza. Dimpotrivă, la al doilea grup nu există o asemenea corespondență și situațiile apar paradoxale: deși regiunea este, în general, înclinată către nord, valea Nadoșa curge de la vest către est pentru a se vărsa în valea Săpînța, cu totul altfel decît restul afluenților văii Săpînța; în mod



asemănător, ansamblul valea Seaca-valca Brazilor, se scurge spre sud pentru a ajunge în valea Mara care, în final, se îndreaptă spre nord.

Toate aceste caractere sugerează instalarea văilor din primul grup pe arii largi, deschise, cu pantă al cărei sens inițial era constant pe suprafețe întinse și a determinat sensul general de scurgere al apei și, dimpotrivă, pentru văile din al doilea grup instalarea în arii depresionare închise pe cel puțin 200° , cu unic sens posibil de scurgere a apelor, independenți de panta generală a regiunii; ceea ce echivalează pentru acest ultim caz cu „interior” iar pentru cel dintâi cu „exterior” de aparate vulcanice.

Aspecte orografice

Din punct de vedere al orografiei situația este la fel de sugestivă. Dacă eliminăm din discuție, pentru moment, abruptul care marchează limita masii cruplive spre est și nord, atunci elementul cel mai caracteristic pentru întreaga regiune este existența a două mari suprafețe cu pantă foarte redusă (parțial cvasiorizontale), la altitudine de cca 800 m, înconjurate fiecare de o creastă continuă pe distanțe unghiulare depășind 200° . În întreg restul regiunii se găsesc culmi paralele sau divergente, derivate prin eroziune din suprafețe largi cu pantă uniformă, ici și colo perturbate de proeminente punctiforme.

Bazinul de recepție al văii Nadoșa este închis de o creastă continuă care trece prin Piatra Borcutului, Piatra Săpînței, culmea Costișa, virful Vezeului, culmile Crucișoara și Tribșorul; ea se menține cu neînsemnate abateri, foarte constant între 900 și 1000 m altitudine, lăsînd o deschidere spre est. La interiorul acestei creste circulare se găsește o regiune care, după o zonă de pantă ceva mai pronunțată în vecinătatea crestei, este în partea sa centrală aproape plană; mai multe proeminente, în mod strict conturate, se ridică din această parte plană sugerînd coloane de ascensiune și emisie a lavelor. Diametrul zonei depresionare este de cca 6 km. La exteriorul crestei circulare, panta este regulată spre NV, N și SV; spre N creasta corespunde practic cu abruptul care limitează masa eruptivă. Foarte semnificativă este situația din partea sudică; deși aici există o vale mare și adînc săpată care drenează regiunea spre vest, Valea Rea, deși situația altitudinilor ar fi permis ca regiunea din nordul văii să-și scurgă apele prin intermediul acesteia, izvoarele văii Nadoșa s-au îndreptat totuși spre valea Săpînța ca urmare a existenței crestei în regiunea virfului Tribșorul.

Partea nordică a bazinului de recepție al văii Mara este închisă de creasta care trece prin virful Pietrei, virful Piatra Neagră, virful Răchitei,



virful Buașlo, Poiana Brazilor și virful Pleșca Mare; altitudinea ei se menține peste 1000 m, atingând în virful Pleșca Mare 1302 m. Creasta lasă deschisă regiunea spre sud. Zona de la interiorul ei este constituită din „șesuri”, „poieni” și zone de înmlăștinare. Proeminențele sînt și aici prezente, înșiruite oarecum pe o linie internă paralelă cu creasta. Zona deprecionară este alungită în direcție E-V unde atinge 10 km lungime, față de numai 4 km lungime în direcție N-S.

La exteriorul crestei pantele sînt line și regulate spre nord și vest, spre est creasta corespunde cu abruptul masei vulcanice.

Indicații geologice

După cum se constată, aspectele orografice și hidrografice sugerează existența a două mari structuri vulcanice în partea nordică a munților Gutii. În actualul stadiu al cercetărilor, noi le concepem ca sisteme complexe de aparate, ca mari caldere. Crestele circulare descrise nu fac decît să evoce aparatele din prima generație a calderelor; aparatele din a doua generație s-au dezvoltat atît în interiorul acestora — proeminențele menționate — cît și, mai rar, în lungul crestei circulare primare unde, astăzi, pot apare ca virfuri ceva mai înalte decît nivelul ei mediu.

Datorită caracterului foarte general al discuției din acest moment și, de altfel, complexității structurii geologice, numai puține elemente de ordin geologic propriu-zis pot fi folosite în mod direct pentru sprijinirea ipotezei enunțate; acestea privesc mai ales regiunile exterioare ale celor două mari structuri vulcanice, unde însă aflorimentele nu sînt prea numeroase.

În jurul calderii din bazinul de recepție al văii Mara pot fi sesizate în mai multe puncte direcții semnificative ale curgerilor de lave: spre NNE în cursul mijlociu al văii Runcului, spre SSE în valea Mara. Și direcțiile de curgere din virful Pietrii, spre NNW, sînt compatibile, așa cum se va vedea în continuare, cu structura calderii.

În vecinătatea calderii din bazinul văii Nadoșa numai direcțiile de curgere spre E din valea Săpînța pot fi menționate.

Deosebit de semnificativ ni se pare și un al doilea element geologic și anume apariția fundamentului pe care s-au dezvoltat aceste două structuri.

Produsele celor două mari structuri vulcanice — predominant efuzive și cu totul subordonat explozive — se aștern peste o formațiune vulcano-sedimentară care aflurează în numeroase puncte din Valea Rea, văile Săpînța și Runcu, izvoarele sudice ale văii Mara. O bună parte dintre



aceste aflorimente erau cunoscute dar formațiunile fuseseră considerate a fi piroclastite ale andezitelor de Seini, Ilba, Gutți, Brezele (Harta geologică 1:100.000, foaia Sighet) sau, mai recent, ale andezitelor de Highișa, Ilba, Piscuiatu și Șuior (Harta geologică 1:200.000, foaia Baia Mare). În realitate este vorba, în toate aceste cazuri, despre o aceeași formațiune și anume formațiunea vulcano-sedimentară sarmațiană care a fost descrisă și în regiunea vestică (S a g a t o v i c i, 1968a, 1968b; S t a n, B î r l e a, 1967; B o r c o ș et al., 1972) în baza masei principale de roci vulcanice masive. Pe lângă piroclastitele foarte alterate, în multe puncte sînt reprezentate în cadrul acesteia depozite epiclastice de material vulcanogen, atât grosiere cît și cu granulație intermediară cu o frecvență superioară față de aceea care a permis separarea seriei de Vama în partea vestică a regiunii (S t a n, B î r l e a, 1967).

Frecvența punctelor de aflorare a formațiunii vulcano-sedimentare cu precădere la exteriorul calderelor subliniază diferența de structură geologică dintre zonele interioare și zonele exterioare ale acestora; este normal ca în zonele interioare fundamentul să apară numai fragmentar, între punctele de emisiune și acoperit de stive mai groase de lavă.

Pe de altă parte, aparițiile numeroase de depozite vulcano-sedimentare, uneori la altitudini foarte ridicate, arată că în general, pătura de lavă ale andezitelor piroxenice nu este prea groasă.

Evoluția geologică a regiunii

Cele două mari structuri vulcanice descrise reprezintă, pe lângă aparatele deja cunoscute în creasta principală a munților Gutți, elementele constitutive esențiale ale regiunii; au existat desigur, și alte aparate vulcanice dar dimensiunile lor au fost mult mai modeste și ele nu au atîns stadiul de calderă. Evoluția geologică a regiunii, în ultima perioadă de activitate vulcanică corespunde deci, în mare, cu evoluția celor două caldere.

O primă idee majoră care se desprinde din observațiile prezentate este aceea că andezitele piroxenice din partea nordică a munților Gutți se aștern direct peste formațiunea vulcano-sedimentară care constituie partea bazală a întregului masiv vulcanic. Chiar numai prin prisma numărului astăzi cunoscut de puncte de aflorare a acesteia și trebuie să tragem concluzia că sînt extrem de puține șanse ca între aceasta și andezitele piroxenice să existe varietatea și volumul de roci vulcanice cunoscute în partea sudică a munților Gutți. Deși este o apreciere cu totul grosieră este evident că dacă alcătuirea geologică a celor două regiuni — nordică și

sudică — ar fi asemănătoare, este cu desăvîrșire exclus ca un ansamblu de puncte de observație ca cel corespunzător aflorimentelor formațiunii vulcano-sedimentare din jurul calderiei, să pună în evidență exclusiv un același tip de formațiune și anume acela care ar trebui să fie acoperit aproape complet de numeroase și variate alte formațiuni.

Este foarte probabil, în concluzie, că activitatea vulcanică din partea nordică a munților Gutii nu a produs suita de roci cunoscute în partea sudică între formațiunea vulcano-sedimentară și andezitele piroxenice. Este, deocamdată, dificil de spus dacă aceasta înseamnă o pauză totală în activitatea vulcanică. Pe baza observării unor relații între partea superioară a formațiunii vulcano-sedimentare și baza curgerilor de lave piroxenice (în Pirul Porcului din Valea Rea indeosebi) noi sintem inclinați să socotim că acestea sînt mai apropiate în timp aici decît în partea sudică; pentru obținerea unei asemenea situații poate fi acceptată atît continuarea formațiunii vulcano-sedimentare pînă în momente mai tardive decît în sud, cît și apariția andezitelor piroxenice în momente mai timpurii.

Unul dintre cele mai impresionante aspecte morfologice pe care le prezintă partea nordică a munților Gutii este abruptul puternic care, de-a lungul a cca 40 km, corespunde pe întreaga ramă estică și nordică limitei masivului eruptiv față de depozitele sedimentare. Pînă în momentul de față formarea sa nu a fost discutată în ansamblu și explicată în mod mulțumitor. Pentru unele din punctele sale a fost sugerată corespondența cu aparate vulcanice ale căror lave s-ar întinde pe sub depozitele cuaternare alăturate, în timp ce partea lor centrală ar alcătui abruptul (profilul hărții geologice 1:100.000, foaia Sighet); este evident însă că o asemenea explicație este insuficientă pentru o situație care se regăsește cu continuitate de-a lungul a 40 km și este, de altfel, foarte puțin probabilă chiar pentru acele cîteva puncte deoarece eroziunea masei vulcanice — care se presupune a fi contribuit la formarea depozitelor cuaternare — ar fi atenuat și nu accentuat o inițială ruptură de pantă.

Fără a fi expuse în mod explicit, în diverse lucrări sînt sugerate două posibilități de formare a acestui aspect morfologic: prin eroziunea diferențială andezit-depozite sedimentare, sau ca urmare a unei fracturi ^(4,6).

⁴ N. Stan, L. Scăriț, Ileana Scăriț, Olga Ionescu. Raport asupra prospecțiilor geologice pentru aur, argint și mercur în sectorul Remeși-Săpința (munți Gutii). 1968. Arh. Inst. Geol. București.

⁶ J. Andrei, F. Ionescu, Elvira Ciucur, I. C. Nedelcu. Sinteză dateelor geofizice din eruptivul neogen al zonei Baia Mare. 1970. Arh. Inst. Geol. București.



Imposibilitatea acceptării primei ipoteze rezultă din faptul că în tot lungul abruptului — cu excepția văilor Săpînța și Mara, care au o situație specială ce va fi explicată — nu există în masa eruptivă nici o indicație că scurgerea apelor s-ar fi făcut vreodată dinspre masa eruptivă spre zona acoperită de roci sedimentare; nici unul dintre afluenții vestici ai Mării în bazinul Sighetului nu și-a avut vreodată izvoarele în masivul eruptiv (ele ar trebui să mai existe și acum eventual prezentînd cascade). Dimpotrivă, în această zonă înclinarea generală a suprafeței masei eruptive a fost spre interior, unde apele s-au adunat în văile Mara și Săpînța prin care au coborît în Tisa.

Explicarea formării abruptului printr-o fractură care, după încetarea curgerilor le-ar fi secționat și ar fi creat diferența de nivel este puțin probabilă deoarece grosimea stivei de lave care constituie abruptul arată că această zonă nu corespunde părții de frunte a curgerilor de lave; dacă așa s-ar fi desfășurat lucrurile ar trebui (a) să găsim sub bazinul sedimentar al Sighetului, pe suprafețe întinse, grosimi apreciabile de lave ceea ce nu corespunde realității deoarece cele câteva apariții cunoscute sînt corpuri intruzive și (b) să recunoaștem în peretele abruptului urme ale fracturării — ori nu numai că aceste urme nu se găsesc dar este imposibil de admis că andezitele piroxenice, formațiuni casante, au putut reacționa atît de regulat, formînd un plan perfect de zeci de km lungime.

Convingerea noastră este că extinderea curgerilor de lave pînă la planul care formează astăzi abruptul este o situație primară, inițială, și nu obținută ulterior; ulterioară este numai evidențierea morfologică, apariția abruptului.

Se știe că pentru întregul bloc al munților Gutii a fost demonstrată desfășurarea în trecut a două mișcări: o mișcare de „basculă” în jurul unui ax E-V, care a ridicat aripa sa sudică și a coborît aripa nordică și, apoi, o mișcare de ridicare a întregului bloc (P a u c ă, 1954, 1955). Noi considerăm că planul actualului abrupt corespunde planului de fractură, în lungul căruia avea loc în prima etapă scufundarea aripii nordice a masivului. Prin fracturare se crease o denivelare inversă față de cea de astăzi: partea corespunzînd bazinului sedimentar actual era mai ridicată decît cea corespunzînd masei eruptive. În acest fel, curgerile de lave, provenind cu precădere de la cele două sisteme de aparate vulcanice, întâlneau în calca lor la E și N, un perete obstacol în fața căruia se opreau și se acumula; cum scufundarea era din ce în ce mai accentuată spre N, se poate presupune că în lungul peretelui estic lavele sufereau o oarecare deplasare spre NV, avînd tendința de a se acumula în extremitatea nordică



a regiunii. Devine astfel explicabilă înclinarea spre NV a suprafețelor de scurgere, așa ca în virtul Pietrii, ca și creșterea evidentă a înălțimii abruptului (stivei de lave) din extremitatea sud-estică spre cea nord-vestică.

Desfășurarea unor asemenea procese este posibil de imaginat atât în cazul unei mișcări bruște de scufundare cu crearea definitivă a peretelui-obstacol cât și în cazul unei mișcări lente prelungite, cu conservarea permanentă a diferenței de nivel între cele două compartimente. În orice caz, existența peretelui-obstacol trebuie admisă în tot timpul eliberării lavelor de andezite cu piroxeni (P a u c ă fixează mișcarea de basculă în timpul Pliocenului superior, în cursul mișcărilor valahe).

Ridicarea ulterioară a întregului bloc se produce în lungul aceleiași suprafețe de fractură și determină o inversiune de relief; blocul eruptiv capătă o poziție mai ridicată decât depozitele sedimentare, suprafața sa păstrându-se înclinată dominant spre N, în nici un caz spre E. Actualul abrupt reprezintă curgerile de lave oprite în fața peretelui de depozite sedimentare, suprafața sa reprezintă o structură primară.

Revenind la problema văilor Mara și Săpînța, singurele căi de drenare a apelor din masivul eruptiv spre E și N, se poate înțelege acum existența lor. Ieșirea văii Mara din eruptiv în sedimentar se produce la extremitatea sudică a abruptului, acolo unde el se atenuază foarte mult; raționamentul nostru a fost făcut pentru regiunea de la N de această zonă; de altfel, este foarte probabil că aici ne găsim în zona de ax a mișcării de basculă, în care sensul acesteia era, poate, opus celui din partea nordică. Instalarea văii Săpînța, pe de altă parte, este rezultatul a două cauze. În primul rând ea corespunde regiunii dintre cele două structuri vulcanice majore ale acestei părți a masivului, deci mai coborîte decât regiunile inconjurătoare; în al doilea rând, ea reprezintă direcția în lungul căreia se realizează maximum de scufundare în cadrul mișcării de basculă. Din aceste motive ea a fost, probabil, prefigurată, și poate instalată parțial, încă din timpul activității vulcanice, ceea ce i-a permis să se dezvolte ulterior atât pe masivul eruptiv cât și pe zona sedimentară, să secționeze abruptul.

Istoria proceselor geologice a fost, cu siguranță, mult mai complexă decât poate să apară din schița prezentată. Ni se pare astfel, foarte probabil ca în lungul liniei de fractură care corespunde abruptului să se fi instalat aparate vulcanice izolate care ar putea fi reprezentate de unele din proeminențele actuale. Mai mult, este în afară de orice îndoială că această fractură este elementul principal, dar nu unic, al unei zone de rezistență redusă care a permis punerea în loc și a altor mase magmatice, chiar și înaintea apariției andezitelor piroxenice; așa se explică intruziunile din bazinul sedimentar

cum sînt cele din zona virfurilor Mireșul Mare, Mireșul Mic etc. Pe de altă parte nu trebuie trecut cu vederea că la crearea aspectului actual al abruptului un rol important a putut să aibă și îndepărtarea masivă a depozitelor sedimentare adiacente, din bazin.

BIBLIOGRAFIE

- Borcoș M., Lang B., Peltz S., Stan N. (1972) Evoluția vulcanismului neogen în partea de vest a munților Gutii (Negrești-Seini-Băița) *Stud. tehn. econ. seria, I*, 6, București.
- Paucă M. (1954) Neogenul din bazinele externe ale Munților Apuseni. *An. Com. Geol.* XXVII, București.
- (1955) Sedimentarul din zona eruptivă de la nord de Baia Mare. *D.S. Com. Geol.* XXXIX, București.
- Sagatovici Alexandra (1968a) Contribuții la studiul piroclastitelor din bazinul Oașului. *Anal. Univ. Buc. seria Șt. Nat. Geol.-Geogr.* XVI, 2, București.
- (1968b) Studiul geologic al părții de vest și centrale a bazinului Oaș. *Stud. tehn. econ., seria I*, 5, București.
- Stan N., Birlea V. (1967) Puncte de vedere asupra vulcanismului neogen de la Racșava-Corteze. *D.S. Com. Șt. Geol.* LIII/1, București.
- * * * (1963) Harta Geologică a R.S.R. sc. 1:100.000, foaia Sighet. Inst. Geol. București.
- * * * (1967) Harta Geologică a R.S.R. sc. 1:200.000, foaia 3, Baia Mare, Inst. Geol. București.

SUGGESTIONS POUR L'INTERPRÉTATION DE LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DES MONTS GUTII

(Résumé)

Les recherches entreprises dans les Monts Gutii ont montré que leur partie septentrionale présente une constitution géologique complexe, malgré une uniformité pétrographique apparente. Les aspects hydrographiques et orographiques ainsi qu'une série d'indices géologiques permettent l'interprétation de la structure d'ensemble et la reconstitution du développement de l'activité volcanique dans ce secteur.

L'examen du réseau hydrographique fait ressortir deux types de bassins de réception et généralement de vallées. Certaines vallées (Săpînța, Runcului, Rea, Turului, Firiza) sont pratiquement rectilignes, avec des affluents approximativement parallèles entre eux, existant une correspondance générale entre le sens d'écoulement des affluents et celui de la vallée principale. Un aspect nettement différent présentent les bassins de réception des vallées de Mara (sa partie septentrionale, nommée aussi Seaca et Brazi) et de Nadoșa (affluent occidental de la vallée de Săpînța); les affluents de ces vallées ont une distribution divergente, en éventail; le drainage



dans les parties supérieure et moyenne des bassins se réalise dans des directions et des sens complètement différents par rapport à la direction et au sens général de drainage de la région. Ces caractères nous portent à présumer l'existence de deux aires dépressionnaires, peut-être initialement fermées, situées à l'intérieur des structures volcaniques. Les aspects orographiques -- l'existence de grandes surfaces quasi-horizontales entourées par des crêtes continues sur des distances angulaires de plus de 200° -- justifient eux-aussi l'hypothèse de l'existence de deux grandes structures de type caldeïre. Les appareils d'une première génération sont représentés par des crêtes circulaires, tandis que ceux de la seconde génération se montrent comme des préminences morphologiques, tant dans l'intérieur de ces appareils que le long des crêtes circulaires initiales.

Les produits de ces deux grandes structures volcaniques -- prédominant éffusives -- reposent sur une formation volcano-sédimentaire, qui a été décrite par différents auteurs, dans la région de l'W du massif Gutii où elle a été considérée comme sarmatienne. La formation affleure surtout à l'extérieur des caldeïres, parfois à des altitudes très hautes, ce qui témoigne qu'en général, la couverture de laves des andésites pyroxéniques n'est pas trop épaisse. Le développement régional de la formation volcano-sédimentaire à la base du massif volcanique, rend fort improbable l'existence, dans cette région, d'une suite des roches semblables à celles connues dans la partie méridionale des Monts Gutii.

L'un des plus impressionnants aspects de la partie septentrionale et orientale des Monts Gutii, est l'abrupt que forme le massif éruptif à sa limite avec les dépôts sédimentaires. Sa constitution a été attribuée jusqu'à présent, soit à une dislocation tectonique, soit à l'érosion différentielle andésite-dépôts sédimentaires. Nous avons été porté à conclure que l'extension des laves jusqu'au plan qui forme aujourd'hui l'abrupt est une situation primaire; le plan de l'actuel abrupt correspond au plan de rupture le long duquel la partie septentrionale de l'actuelle région volcanique s'affaissait progressivement, de sorte que les écoulements de laves se heurtaient contre une paroi-obstacle constituée par des roches sédimentaires. Le soulèvement ultérieur du bloc éruptif a déterminé une inversion de relief, les roches volcaniques acquérant une position plus haute, accentuée ultérieurement par les effets de l'érosion différentielle.

L'histoire des processus géologiques de cette région a été certainement plus complexe; ainsi, il est fort probable que le long de la ligne de rupture qui correspond à l'abrupt, se soient installés des appareils volcaniques isolés avec lesquels sont probablement en relations les corps magmatiques situés dans le bassin sédimentaire.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse des principales structures volcaniques de la partie septentrionale des Monts Gutii.

1, andésites pyroxéniques; 2, dépôts volcano-sédimentaires; 3, dépôts sédimentaires; a, quaternaires; b, préquaternaires; 4, bord des caldeïres; 5, préminence morphologique; 6, abrupt; 7, inclinaison des coulées de laves.



ÎNTREBĂRI ȘI DISCUȚII

O. Edelstein. Ce vîrstă are formațiunea vulcano-sedimentară? Cum se corelează structura pe care o sugerează autorii cu imaginea gravimetrică?

E. Lang. Așa după cum s-a arătat în lucrare, este posibil ca în regiune perioada de formare a formațiunii vulcano-sedimentare să fie mai lungă decît mai spre vest. Datele de gravimetrie confirmă cu precădere aparatele vulcanice din generația a doua. În zona celor două caldere apar figurate anomalii de minim gravimetric, care ar putea reflecta acumulările masive de materiale vulcanice.

W. Eleașu. Autorii ne-au oferit o surpriză plăcută, ipotezele prezentate astăzi asupra versantului nordic al munților Oaș-Gutii rupînd monotonia idellor emise pînă acum asupra acestui important sector. Modul de interpretare care ne este propus ni se pare nu numai interesant, dar și extrem de util în contextul activității de atragere în circuitul economic a unor noi acumulări de substanțe minerale utile. Pentru că, probabil, autorii vor continua studiul versantului nordic aș vrea să amintesc unele aspecte care ar trebui lămurite în viitor.

O primă problemă este, de exemplu, aceea a existenței și a altor aparate vulcanice de importanță deosebită, cum ar fi cel de la obârșia văii Săpința — centru de emisie sugerat și de un pregnant masiv izometric, cu contur izometric. În sprijinul ideii prezentate de autori asupra modului în care s-a format abruptul din versantul nordic și nord-estic, vin date geologice relativ recente: existența unor corpuri eruptive de mari dimensiuni, concordante cu sedimentarul, avînd cădere sudică și care aflîndu-se la distanțe de sute de metri — kilometri de abrupt — corpuri care ar putea reprezenta, obstacolul la care se referă autorii.



D. P. RĂDULESCU - B. LANG

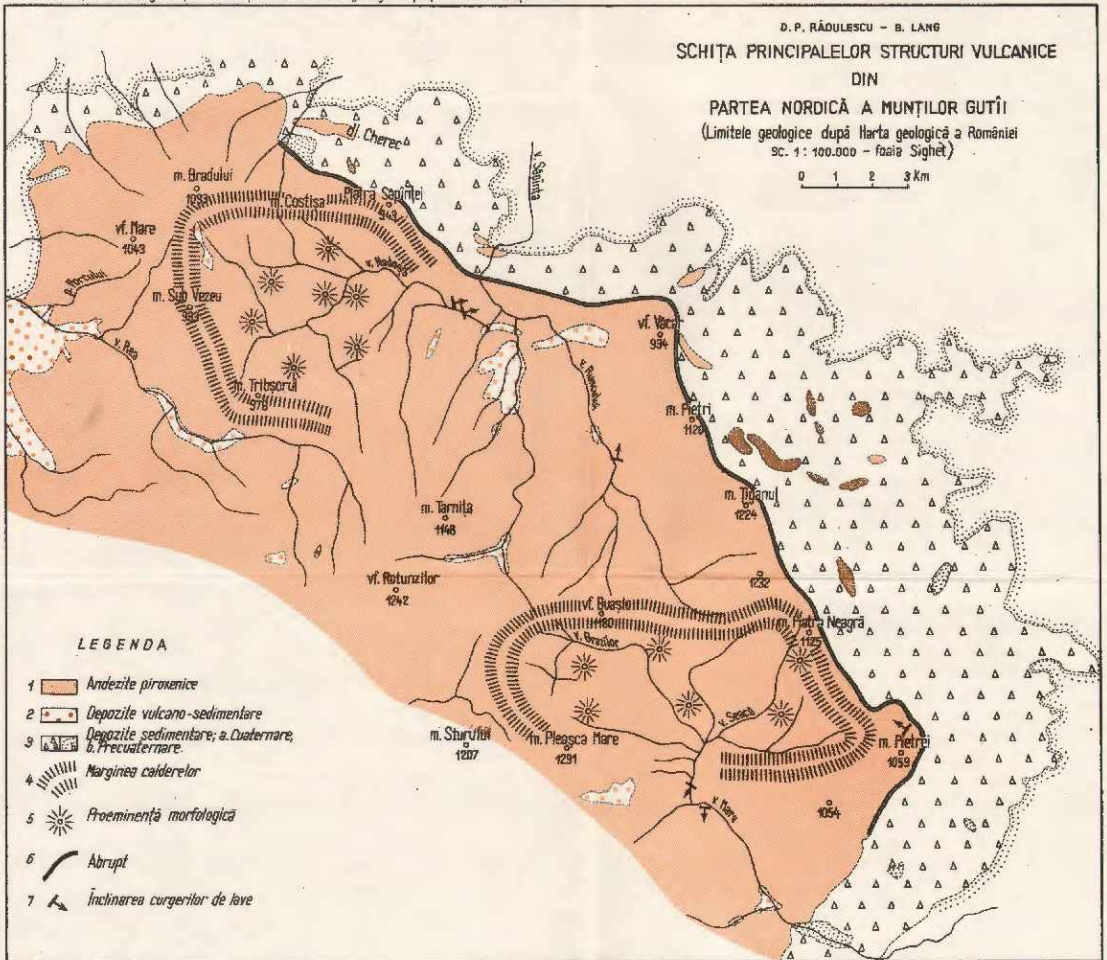
SCHIȚA PRINCIPALELOR STRUCTURI VULCANICE

DIN

PARTEA NORDICĂ A MUNȚILOR GUTII

(Limitele geologice după Harta geologică a României
sc. 1:100.000 - foaie Sighet)

0 1 2 3 km



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA STRUCTURII GEOLOGICE A SINCLINALULUI RARĂU (SECTORUL CENTRAL)¹

DE

MIRGEA SÂNDULESCU²

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Geological Structure of the Rarău Syncline. The researches carried out by the author have provided some precise data on stratigraphy of the Bucovinian Series. There were distinguished two levels of jasper, the Triassic and the Cretaceous, and also separated two synchronous and heterotropical facies in the Tithonic-Neocomian interval: Pojorita Beds and *Aptychus* Beds. From the tectonical point of view there have been pointed out: the appartenance of the Breaza Serpentine to the Perșani Nappe, the Sadova digitation (frontal digitation of the Bucovinian Nappe), and there were distinguished a series of overthrusting outliers pertaining to the sub-Bucovinian Nappe and Bretița Unit.

Cercetările efectuate în vederea întocmirii foi Pojorita din harta geologică a României, scara 1 : 50.000, ne-au permis să ajungem la o serie de concluzii interesante atât din punct de vedere stratigrafic cât și tectonic. Cele mai importante dintre acestea formează obiectul lucrării de față.

1. Generalități

Este bine cunoscut de la Uhlig (1903), că la marginea externă a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali, se individualizează o arie sinclinală în care s-au conservat depozite mezozoice aparținând Triasicului, Jurasicului și Cretacicului. Este vorba de sinclinalul marginal est-carpatic (Ostcarpatische Randmulde), care a fost împărțit de eroziunea

¹ Comunicare în ședința din 8 mai 1972.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



terțiară în două sectoare principale — sinclinalul Rarău la nord și sinclinalul Hăghimaș la sud.

Reluând ideea mai veche a lui Uhlig (1907), cercetări recente au arătat, că în sinclinalul Rarău sîntem în prezența a cel puțin două serii sedimentare mezozoice suprapuse tectonic (Popescu, Patrulius, 1964; Mutihac, 1968; Săndulescu, 1967, 1969, 1971). Maniera în care au fost văzute raporturile între aceste două serii sedimentare a diferit în timp. Unii autori au considerat elementele alohtone, ca provenind din aceeași arie de sedimentare cu succesiunea „autohtonă” (Patrulius, 1960; Popescu, Patrulius, 1964). Alții au înglobat seriile alohtone, într-o unitate tectonică șariată de la mari distanțe (Săndulescu, 1967, 1968, 1969, 1971; Patrulius, 1967; Patrulius et al., 1971).

Nu este în intenția noastră, să parcurgem în amănunt istoricul cercetărilor efectuate în regiunea pe care o prezentăm. Acesta se găsește larg dezvoltat în mai multe lucrări publicate (Ilie, 1957; Popescu, Patrulius, 1964; Mutihac, 1968). Este necesar să amintim însă, că în ultimii șase ani s-au făcut importante progrese, în cunoașterea stratigrafiei sinclinalului Rarău prin cercetările efectuate de V. Mutihac, I. Turculeț și I. Stănoiu, care au descoperit numeroase noi puncte fosilifere. Aceste descoperiri stau la baza concluziilor tectonice avansate de diferiți autori. Noi am încercat ca prin completarea informațiilor existente în special cu studii de microfacies, să precizăm unele probleme litigioase sau rămase nerezolvate.

Regiunea pe care am cercetat-o este în întregime situată în bazinul superior al râului Moldova. Ea este delimitată la sud de localitatea Pojorîta și se întinde cu direcția sud-est — nord-vest, pînă în regiunea văilor Tătarca-Deremoxa. Lățimea ei variază în funcție de lățimea sinclinalului marginal, de la 4 km în sud, la 1,5-2 km în nord. Principalele cursuri de apă ce o străbat și care ne-au oferit profile, mai mult sau mai puțin favorabile urmării succesiunilor stratigrafice sînt, de la sud spre nord: valea Pîrîul Cailor, valea Plaiul Ioanei, pîrîul Timoi, pîrîul Braniștea (afluent drept al văii Moldovei în aval de pîrîul Negru), pîrîul Mostici (afluent dreapta al văii Moldovei în dreptul bisericii din Breaza), pîrîul Păltiniș (afluent dreapta al Moldovei la sud de vîrfurile cu același nume), pîrîul Răchițiș, pîrîul Tătarca și pîrîul Deremoxa.

Relieful regiunii cercetate este destul de accidentat, în special în sectoarele în care se dezvoltă rocile dolomitice triasice. Principalele vîrfuri sînt: vîrfurile Muncelu (1303 m), vîrfurile Floarea (1135 m), vîrfurile Păltiniș



(1193 m), vârful Bobeica (1229 m), vârful Glod (1290 m) și vârful Dremoxa (1250 m).

Gradul de deschidere al regiunii este variabil, în general suficient pentru a permite observațiile de detaliu.

2. Contribuții stratigrafice

În cele ce urmează nu vom face descrierea detaliată a diferitelor serii stratigrafice întâlnite în regiune, ci ne vom opri mai ales asupra acelor termeni, pentru care cercetările noastre au adus precizări, sau asupra acelor probleme care comportă discuții mai ample.

De la început este necesar să subliniem, că în cuprinsul sinclinalului Rarău, se pot recunoaște cel puțin trei, dacă nu patru, serii sedimentare, care provin din arii diferite: seria bucovinică, seria sub-bucovinică și una, sau două, serii transilvane. Seria bucovinică, împreună cu soclul ei de șisturi cristaline, alcătuiesc pinza bucovinică, unitate tectonică ce ocupă cea mai mare parte a sinclinalului Rarău. Seria sub-bucovinică ia parte la alcătuirea unor petice de rabotaj, antrenate în fruntea pinzei bucovinice, iar seriile transilvane se regăsesc în klippe sedimentare înglobate în formațiunea de Wildflysch bucovinic sau formând petice de acoperire superioare (tectonic) acesteia.

2.1. Seria bucovinică

2.1.1. *Triasic*. Ultimele lucrări efectuate de M u t i h a c (1968) au precizat succesiunea primilor trei termeni litostratigrafici ai Triasicului bucovinic, distingând: Werfenianul cu două orizonturi, inferior detritic (gresii și conglomerate cuarțitice) și superior calcaros (calcare dolomitice în plăci cu *Pecten discites* și *Myophoria costata*), urmat în continuitate de sedimentare, după autorul citat, de Anisianul dolomitc.

Gresiile și conglomeratele cuarțitice seisiene se urmăresc aproape fără întrerupere, atât pe flancul extern cât și pe flancul intern al sinclinalului Rarău. În câteva puncte pe flancul extern — la Breaza și la sud de dealul Lefele — dolomitele anisiene se aștern direct peste șisturile cristaline. Orizontul de Azodu Mare (M u t i h a c, 1968), alcătuit din calcarele dolomitice în plăci ale Campilianului, este intim legat de orizontul inferior cuarțitic. El este dezvoltat numai pe flancul intern și apare discontinuu. Cele mai sudice apariții în regiunea cercetată, le-am întâlnit la nord de Pârul Cailor, unde calcarele în plăci se pot urmări pe aproximativ 300 m la nord și la sud de o falie importantă de decroșare. Ele reapar la izvoarele



pirului Mostici, de unde se urmăresc fără întrerupere, între dolomite și gresile cuarțitice, pînă în valea Deremoza. Lipsa orizontului de Azodu Mare pe întreg flancul extern și pe o bună parte a flancului intern precizează, credem noi, caracterul discordant al dolomitelor anisiene. Subliniind existența acestei discordanțe în sinclinalul Hăghimaș, am atribuit-o (Sândulescu, 1969, 1971), unei faze de mișcări comparabilă cu faza

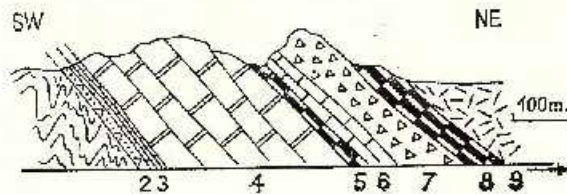


Fig. 1. — Secțiune geologică în versantul stîng al văii Tâtarca.

1, sînturi cristaline; 2, cuarțite selsiene; 3, orizontul de Azodu Mare; 4, dolomite anisiene; 5, jaspuri ludiniene; 6, calcare albe ludiniene; 7, breșele de Tâtarca; 8, jaspuri cretacee (?); 9, formațiunea de Wildflysch.

Coupe géologique dans le versant gauche de la vallée de Tâtarca.

1, schistes cristallins; 2, quartzites selsiens; 3, horizon d'Azodu Mare; 4, dolomites anisiennes; 5, jaspes ludiniens; 6, calcaires blancs ludiniens; 7, brèches de Tâtarca; 8, jaspes crétacés (?); 9, formation de Wildflysch.

muntenegro. Situația observată în sinclinalul Rarău, confirmă această supoziție, precizînd însă că discontinuitatea se plasează între Anisian și Campilian și nu în cadrul Werfenianului, cum bănuiam mai de mult.

Dolomitele mediotriasice ocupă cea mai mare parte din aria pe care se dezvoltă formațiunile Triasicului bucovinic. Grosimea lor acolo unde sînt cuprinse între patul și acoperișul lor firesc, (orizontul de Azodu Mare și jaspurile triasice), este de 50-100 m. Ele au fost atribuite de majoritatea cercetătorilor Anisianului, pe baza faptului că urmează deasupra nivelului cu faună campiliană. Discontinuitatea din baza lor ar fi încă un argument, deși nu suficient, în sprijinul acestei vîrste.

O problemă de stratigrafie mult controversată de cercetătorii sinclinalului Rarău a fost aceea a vîrstei stratelor cu jaspuri, ce se găsesc frecvent în acoperișul dolomitelor. Uhlig (1903) le atribuia Triasicului; Th. Kräutner (1929) vede în ele un echivalent al jaspurilor callovian-oxfordiene din sinclinalul Hăghimaș, a căror vîrstă nu era pusă la îndoială; Preda și Ilie (1940) le atribuie Triasicului superior subliniind un fapt extrem de interesant — trecerea gradată a dolomitelor la jaspuri;

Băncilă și Papiu (1953) atribuie jaspurile de asemenea Triasicului documentând, prin studii petrografice de detaliu trecerea acestora la dolomitele din pat (cel puțin în cariera de la Pojorita); Ilie (1957) acordă jaspurilor precum și dolomitelor și cuarțitelor inferioare lor, vîrsta Permiană; Popescu și Patrușiu (1964) revin la vîrsta triasică a jaspurilor, încadrându-le în Ladinian, iar în sfîrșit Mutihac (1968) și

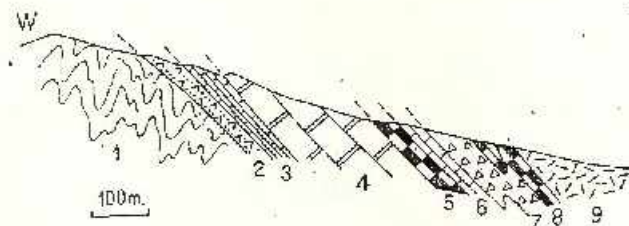


Fig. 2. — Secțiune geologică la izvoarele afluentului stînga al pîrului Deremoxa.

1, șisturi cristaline; 2, grés quartziticé saisiens; 3, orizontul de Azodu Mare; 4, dolomite anislane; 5, jaspuri ladinien; 6, calcare albe ladinien; 7, brecea de Tătarca; 8, jaspuri cretacic (?); 9, formațiunea de Wildfirsch.

Coupe géologique aux sources de l'affluent de gauche du ruisseau de Deremoxa.

1, schistes cristallins; 2, grés quartzitiques saisiens; 3, horizon d'Azodu Mare; 4, dolomites anislanes; 5, jaspes ladinien; 6, calcaires blancs ladinien; 7, brèche de Tătarca; 8, jaspes crétacés (?); 9, formation de Wildfirsch.

Turculeț (1971) le atribuie Callovian-Oxfordianului pe baza extinderii observațiilor făcute în valea Tătarca, unde sub jaspuri plasează brecea de Tătarca de vîrstă jurasic-medie.

Înainte de a trece la examinarea vîrstei jaspurilor din sinclinalul Rarău, dorim să amintim că în urma cercetărilor noastre din sinclinalul Hăghimaș, am stabilit că acolo există trei nivele principale la care se dezvoltă jaspuri: unul Triasic, unul Jurasic și unul Cretacic inferior (Săndulescu în Patrușiu et al., 1968)³; existența ultimelor două fusese semnalată și de Băncilă și Papiu (1961).

Cercetarea flancului intern al sinclinalului Rarău, în sectorul cuprins între izvoarele pîrului Răchitiș și pîrul Deremoxa, ne-a oferit credem, cheia problemei atît de controversată a vîrstei jaspurilor. Pe mai multe profile (fig. 1, 2, 3) succesiunea depozitelor ce repauzează peste șisturile

³ D. Patrușiu, M. Săndulescu, Ileana Popescu, M. Bleahu, Jana Săndulescu, Elena Popa. Monografia depozitelor permiane, triasice, jurasice și cretacic inferioare din zona cristalin-mezozoică. 1968. Arh. Inst. Geol. București.

cristaline este următoarea: conglomerate și gresii cuarțitice (Seisian), calcare în plăci (orizontul de Azodu Mare-Campilian), dolomite (Anisian), jaspuri cenușii, verzui și violacee, calcare albe (Ladinian), brechiile de Tătarca, jaspuri violacee și verzi, formațiunea de Wildflysch (Barremian-Albian). Avînd în vedere succesiunea de mai sus, devine evidentă existența a două nivele de jaspuri, de vîrste diferite. Primul nivel, încadrat între depozitele triasice, revine fără dubiu acestuia. De la izvoarele pîriului Răchitiș spre sud, al doilea nivel de jaspuri, asupra vîrstei căruia vom reveni mai departe, dispare. Nivelul inferior în schimb se continuă aproape fără întrerupere, în tot lungul flancului intern pînă la Pojorîta, în extremitatea sudică a regiunii studiate. Pe cea mai mare parte a acestui traseu jaspurile suportă transgresiv formațiunea de Wildflysch. În cîteva puncte însă, între ele am găsit, interpus normal stratigrafic, depozite triasice sau jurasice. Un prim punct în care se poate observa această situație se găsește în marginea de nord a drumului ce urcă din valea Mostici spre plaiul Tîmpa. Aici, deasupra jaspurilor se așază calcare albe de tipul celor ladiniene, în care am determinat în secțiunii subțiri mai multe exemplare de *Globochete alpina* de tip triasic (lipsite de placa bazală). Calcarele suportă la rîndul lor formațiunea de Wildflysch. O situație asemănătoare am întîlnit de asemenea în versantul stîng al văii Moldovei la aproximativ 500 m nord de carierele de dolomite de la Pojorîta. Și aici între jaspuri și Wildflysch se interpun calcare albe ladiniene. M u t i h a c (1968) a interpretat această din urmă situație în ideea vîrstei jurasice a jaspurilor, acordînd calcarelor ladiniene o poziție alohtonă. Unei astfel de interpretări i se opune în primul rînd faptul că, în nici una din seriile transilvane nu se cunosc depozite calcaroase ladiniene de acest tip. Cu alte cuvinte este dificil să considerăm în poziție alohtonă în Wildflysch depozite care în mod curent fac parte din seria „autohtonă”. Dacă am adopta o asemenea ipoteză, pentru a fi consecvenți, ar trebui să considerăm și calcarele ladiniene de pe valea Tătarca, situate între primul nivel de jaspuri și brechiile de Tătarca, tot în poziție alohtonă. În această interpretare și brechiile amintite precum și jaspurile de deasupra lor ar trebui să fie considerate tot alohtone, idee la care, sîntem convinși nici unul din cercetătorii sinclinalului Rarău, inclusiv autorul citat mai sus, nu s-ar ralia.

Lăsînd la o parte considerațiile de mai sus trebuie să mai arătăm că în sprijinul vîrstei triasice a nivelului inferior de jaspuri mai vin și alte argumente. Astfel la izvoarele pîriului Păltiniș, pe drumul ce coboară din vîrfurile Tîmpa (fig. 2), între jaspurile din acoperișul dolomitelor anisiene se intercalează două pachete de calcare albe, de cîte 15 m grosime fiecare.



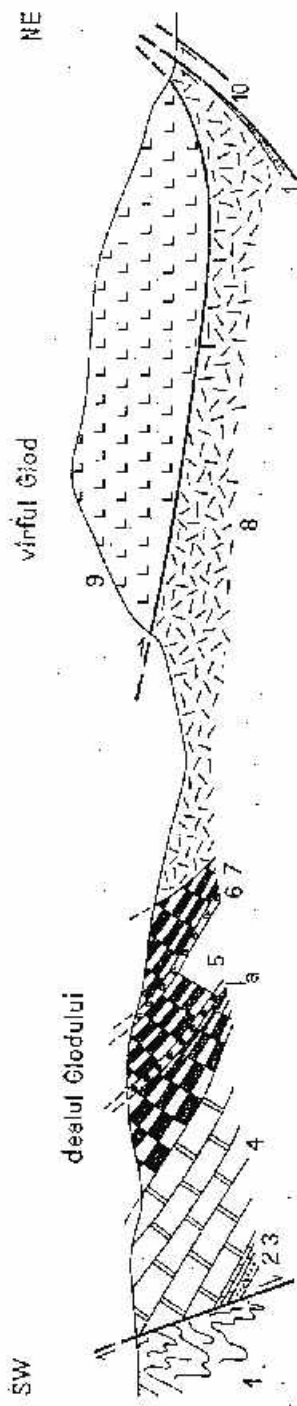


Fig. 3. — Secțiune geologică din dealul Glodului.

1, argilă cristalină; 2, gresii eozănce seistene; 3, orizontul de Azonin Mare (Sampflon); 4, dolomite anisene; 5, jurupl iadnicus, a, breșă de
Tâmpoa; 7, iaspri crataciis (?); 8, formațiunea de Wülflysch; 9, serpentina (priza de Persari); 10, strata de Slneta.

Coupe géologique dans la colline de Glod.

1, schistos cristallins; 2, grès quartzifères séistens; 3, horizon d'Azonin Mare (Compflon); 4, dolomites anisimes; 5, jurapes latidulus, a, brèche
de Tâmpoa; 7, jaspes cratacés (?); 8, formation de Wülflysch; 9, serpentina (nappe de Persari); 10, conches de Slneta.

Ele au același microfacies cu cel al calcarelor ladiniene, fapt pentru care sîntem înclinați să le acordăm aceeași vîrstă; avînd în vedere că nu avem de-a face cu o repetiție tectonică — după cum se poate vedea din figura 2, succesiunea nu se repetă — putem atribui vîrsta ladiniană și jaspurilor în care se intercalează calcarele amintite.

În afara calcarelor ladiniene, între Wildflysch și jaspuri se mai intercalează și depozite jurasice medii. Este vorba de un pachet de calcare grezoase cenușii, cu belemniti, identice cu grezo-calcarele mediojurasice din sinclinalul Hăghimaș, pe care l-am descoperit, pe o grosime de 20 m în valea Pîrul Cailor, în acoperișul jaspurilor.

Pe flancul extern al sinclinalului Rarău, în regiunea cercetată de noi, nu am întîlnit decît un singur nivel de jaspuri. El se urmărește în două sectoare, primul situat între pîrul Mostici și localitatea Botuș, pe valea Moldovei, cel de-al doilea pe versantul estic al dealului Peti, la sud de pîrul Plaiul Ioanei. Avînd în vedere că în versantul stîng al văii Branîștea, jaspurile suportă breția de Tătarca, le atribuim și pe acestea primului nivel adică Triasicului.

Rezumînd considerațiile făcute mai sus putem afirma că: (1) — există cel puțin două nivele de jaspuri din care cel inferior este de vîrstă triasică, probabil ladiniană, și (2) — cea mai mare parte din jaspurile ce aflorază pe cele două flancuri ale sinclinalului Rarău, cel puțin în regiunea parcursă de noi, aparțin nivelului inferior, deci Triasicului.

Analizînd raporturile ce există între jaspurile triasice și formațiunile din patul lor am ajuns la concluzia că ele se dispun în multe puncte, discordant pe acestea din urmă. În cele ce urmează vom analiza aceste raporturi.

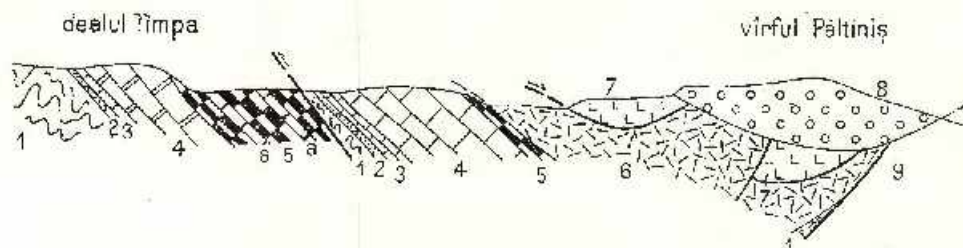


Fig. 4. — Secțiune geologică prin dealul Tîmpa și vîrfurile Păltiniș.

1, șisturi cristaline; 2, grăni quartzitice scisiene; 3, orizontul de Azodiu Mare; 4, dolomite anistene; 5, jaspuri ladiniene, a, calcare albe; 6, breșă de Tătarca; 7, serpentine (pînză de Persani); 8, conglomerate și calcareșite triasonomaniene (acoperitură post-tectonică); 9, străte de Sînză și străte de Bistra (pînză de Ceabliu).

Coupe géologique à travers la colline de Tîmpa et le sommet de Păltiniș.

1, schistes cristallins; 2, grès quartzitiques scisiens; 3, horizon d'Azodiu Mare; 4, dolomites anistennes; 5, jaspes ladinien, a, calcaires blancs; 6, brèches de Tătarca; 7, serpentines (nappe de Persani); 8, conglomérats et calcarenites triasonomaniens (couverture post-tectonique); 9, couches de Sînză et couches de Bistra (nappe de Ceabliu).



Pe flancul extern, între pîrul Mostici și valea Moldovei (la gura pîrului Negru), jaspurile depășesc dolomitele anisene și se așază direct pe sisturile cristaline. În acest sector și dolomitele sînt de altfel transgresive așezîndu-se direct pe cristalin. Mai la sud, în malul stîng al văii Moldovei, în marginea șoselei naționale, pe flancul extern, în aval de gura pîrului Negru, se poate observa următoarea succesiune: dolomite masive, brechie dolomitică cu matrice roșie (0,5 m), microconglomerat cuarțitic (0-30 cm), jaspuri roșii și verzi. Brechiile dolomitice cu matrice roșcată le-am putut observa în mai multe puncte la partea terminală a dolomitelor, sub jaspuri. Ele constituie un produs de alterare incipientă a dolomitelor, format înainte de depunerea jaspurilor; matricea lor este hematitică iar fragmentele de dolomite sînt foarte colțuroase, fiind probabil cimentate pe loc. Cele mai clare puncte în care se pot observa aceste brechii hematitice sînt: la nord de izvoarele pîrului Mostici, pe valea Pîrul Cailor, în cariera din malul stîng al văii Moldovei la ieșirea nordică din localitatea Boluș, în malul drept al văii Moldovei la Branîștea, etc. Toate situațiile descrise mai sus ne îndreptățesc să considerăm că între jaspurile ladiniene și dolomite, există o lacună ce corespunde timpului în care s-au format brechiile dolomitice cu matrice hematitică.

S-ar putea ridica problema echivalării acestor brechii dolomitice cu brechiile de Tătarca. Este dificil de susținut o asemenea idee întrucît: (1) elementele componente ale celor două brechii sînt fundamental diferite, (2) există situații, ca de exemplu pe Pîrul Cailor, pe valea Branîște, în care se pot observa brechiile dolomitice sub jaspuri și brechia de Tătarca deasupra lor, pe același profil.

Încheind considerațiile făcute asupra depozitelor triasice din seria bucovinică, menționăm că, în regiunea cercetată, nu am întîlnit termeni aparținînd Triasicului mai noi decît calcarele ladinicne.

2.1.2. *Jurasic*. Depozitele pe care le atribuim Jurasicului aflorază pe suprafețe relativ restrînse în regiunea cercetată.

Cele mai vechi depozite jurasice sînt reprezentate de calcarele grezoase de pe valea Pîrul Cailor de care am amintit mai sus. Vîrsta lor o atribuim pe baza asemănărilor litologice cu depozitele jurasice medii din sinclinalul Hăghimaș.

Tot Jurasicului bucovinic atribuim și stratele de Pojorîta. Evoluția opiniilor asupra conținutului litologic și a sensului litostratigrafic a acestor strate a evoluat simțitor în decursul timpului, așa încît considerăm necesar să ne oprim mai mult asupra semnificației pe care le-o dăm.



Băncilă (1958) a desemnat sub denumirea de strate de Pojorita-Lunca, orizontul bazal al Cretacicului de fliș, alcătuit din „...calcare mar-noase sau calcare nisipoase, cenușii sau roșii, cu rare resturi de *Aptychus lamellosus* și *Aptychus seranontis*...”. Denumirea a fost preluată de mai mulți autori care au aplicat-o atât în sinclinalul Rarău cit și, mai ales, în sinclinalul Hăghimaș, M. Săndulescu și J. Săndulescu (1965) și Patrulius et al., (1965) sînt primii autori care întrebunțează denumirea de strate de Lunca, în sinclinalul Hăghimaș. În timp ce M. Săndulescu și J. Săndulescu (1965) consideră că stratele de Lunca sînt un echivalent stratigrafic al stratelor de Sinaia, cele două entități litostratigrafice găsindu-se în unități tectonice diferite, ceilalți autori continuă să le plaseze, greșit, în patul stratelor de Sinaia (Patrulius et al., 1965; Turculeț, 1963, 1964; Turculeț, Grasu, 1965), așa cum făcuseră și autorii mai vechi (Băncilă, 1958; Popescu, Patrulius, 1964). Ilie arătase mai de mult că stratele de Sinaia și stratele cu *Aptychus*, acestea din urmă corespunzînd și cu ceea ce sepa-răm astăzi ca strate de Pojorita, sînt sincrone; el le plasa însă în aceeași unitate tectonică, înglobînd la stratele de Sinaia o bună parte din stratele de Pojorita. În sinclinalul Hăghimaș precizarea conținutului stratelor de Lunca se face prin separarea, în acoperișul lor a unui orizont de fliș cu calcarenite (Patrulius et al., 1969) și prin separarea, în patul lor a orizontului siltitelor brune-negricioase (Săndulescu, 1968; Săndulescu în Patrulius et al., 1968⁴). Acesta din urmă fusese mult timp considerat ca făcînd parte din stratele de Lunca (Patrulius et al., 1965, 1969; Turculeț, Grasu, 1965, 1970).

În sinclinalul Rarău denumirea de strate de Lunca a fost întrebunțată pentru prima oară de Patrulius et al., (1965), care le plasau, cum am mai arătat, în patul stratelor de Sinaia. Mutihăe (1968) separă aceste strate, împreună cu conglomeratele de Muncelu sub denumirea de „serie flișoidă”, în timp ce Turculeț (1964, 1971) le denumește „strate cu *Aptychus*”.

Din cele de mai sus desprindem concluzia că treptat denumirea de strate de Pojorita-Lunca s-a transformat în denumirea de strate de Lunca, aceasta din urmă fiind mai frecvent întrebunțată în sinclinalul Hăghimaș (unde de altfel se găsește și localitatea Lunca, pe valea superioară a Trotușului). De asemenea trebuie menționat că stratele de Lunca nu mai sînt „orizontul bazal al flișului cretacic”, ci au devenit o entitate litostratigra-

⁴ Op. cit. pct. 3.



fică ce caracterizează o unitate tectonică distinctă de zona flișului și anume pînza bucovinică.

Pentru a completa considerațiile istorice de mai sus amintim că Uhlig este primul care separă în sinclinalul Rarău „stratele cu *Aptychus*” (Uhlig, 1907), pe care le consideră formate dintr-o serie grezo-marnoasă cu aspecte de fliș, în care se intercalează marnele cu *Aptychus* tipice. Krăutner (1929) restringe denumirea de strate cu *Aptychus* la calcarele marnoase roșii, pe care le consideră situate în baza stratelor de Sinaia, la care înglobează de altfel și secvențele cu caracter de fliș ale „stratelor cu *Aptychus*” separate de Uhlig. Preda și Ilie (1940) disting pe aripa externă a sinclinalului Rarău un Neocomian (= Valanginian-Aptian), în care înglobează atât „stratele cu *Aptychus*” cât și conglomeratele de Muncelu.

Popescu și Patrulius (1964) disting pe marginea externă a sinclinalului Rarău „stratele de Sinaia și stratele cu *Aptychus*”, de vîrstă neocomiană pe care le paralelizează cu „preflișul” și orizontul siltitelor brune-negricioase separate de Patrulius et al. (1960) în sinclinalul Hăghimaș.

În urma cercetărilor pe care le-am făcut, atât în sinclinalul Hăghimaș cât și în sinclinalul Rarău, considerăm necesar să precizăm :

(1) stratele de Lunca au dezvoltarea tipică în sinclinalul Hăghimaș; ele sînt reprezentate de o serie predominant pelagică, calcareoasă, cuprinsă între orizontul siltitelor brune în pat și orizontul de fliș cu calcarenite în acoperiș;

(2) litofaciesul stratelor cu *Aptychus* se intercalează la mai multe nivele în stratele de Lunca;

(3) în sinclinalul Rarău se pot distinge stratele de Pojorîta, care au o alcătuire litologică diferită de a stratelor de Lunca;

(4) stratele cu *Aptychus* par a forma, în sinclinalul Rarău, o unitate litostratigrafică independentă de stratele de Pojorîta.

Ultimele două concluzii le vom relua pe larg în cele ce urmează. Este necesar pentru aceasta să precizăm că stratele de Pojorîta iau parte la alcătuirea unei subunități frontale a pînzei bucovinice pe care o denumim, deocamdată, digitația de Sadova. Stratele cu *Aptychus* caracterizează, în schimb, partea frontală a pînzei bucovinice propriu-zise; ele au din punct de vedere al repartiției spațiale a domeniilor de sedimentare o poziție mai internă în raport cu stratele de Pojorîta.

Stratele de Pojorîta. Sub această denumire am separat un pachet de 250-300 m grosime, situat între jaspuri, în pat și un orizont



de calcarenite cu sillexuri, în acoperiș. Cele mai bune profile pe care le-am întâlnit în regiune, deschise în aceste strate, sînt: în versantul stîng al văii Moldovei pe poteca ce urcă de la Gura Sadovei spre virful Muncelu, pe șoseca națională în aval de bariera Gura Sadovei, pe afluenții de dreapta ai văii Sadova ce izvorăsc din muntele Muncelu și pe pîrîul Plaiul Ioanei. Stratele de Pojorîta sînt alcătuite dintr-o alternanță ritmică, de tip fliș cu secvențe binare, formate din: (a) gresii verzui sau cenușii, cu laminatie de curent, cuarțitice, cu granulație fină și ciment silicios, mai rar calcaros și (b) marne sau silturi argiloase, uneori silicifiate, verzui sau cenușii. Ca un caracter general se remarcă conținutul relativ ridicat în silice a rocilor. La diferite nivele se intercalează subordonat calcare mar-noase, cenușii sau verzi. Nu am observat în stratele de Pojorîta intercalații de marnocalcare sau marne roșii. Unele secvențe din stratele de Pojorîta sînt mai bogate în gresii, care devin în acest caz mai groase, ajun-gînd pînă la cîteva decimetri grosime.

În afară de tintinide, nu am întâlnit alte resturi organice în stratele de Pojorîta. Referindu-ne la faunele citate de alți autori, trebuie să menționăm că cele citate de autorii mai vechi sînt greu de plasat în spațiu, avînd în vedere distincția pe care o facem acum între stratele de Pojo-rîta și stratele cu *Aptychus*. Din datele mai recente am putut plasa, cu oarecare precizie, faunele citate de Ilie (1957), Popescu și Patrulius (1964) și Turculeț (1971).

Din stratele de Pojorîta, provin faunele citate de Turculeț (1971) de pe viroaga Sadova și de pe versantul de est al muntelui Pietrosul. El a determinat aici: *Lamellaptychus beyrichi*, *L. beyrichi* var. *fractocostata*, *L. gr. A*, „cu o slabă depresiune laterală” Gasior. Primele două forme sînt cunoscute din Kimmeridgian pînă în Berriasian, ultima este citată numai în Tithonic.

De la partea superioară a stratelor de Pojorîta, dintr-o intercalație de marnocalcare, care apare pe poteca ce urcă în versantul stîng al văii Moldovei de la Gura Sadovei spre virful Muncelu, am determinat în secțiuni subțiri *Tintinopsella carpatica*, *Calpionella alpina* și *C. elliptica*, asociație de vîrstă berriasiană. Ținînd seama atît de fauna de aptychi, cît și de cea de tintinide, considerăm că sîntem îndreptățiți să dăm stratelor de Pojorîta vîrsta Tithonic-Berriasian. Nu excludem posibilitatea ca ele să urce și mai sus în Neocomian, dar deoarece nu avem argumente de ordin paleontologic care să precizeze această ipoteză.



Stratele cu *Aptychus*. Așa cum am arătat mai sus, considerăm stratele cu *Aptychus* o unitate litostratigrafică independentă în raport cu stratele de Pojorita, dezvoltate într-o altă subunitate tectonică, mai internă. Ele află sub forma a două benzi paralele în fruntea pînzei bucovinice din valea Moldovei pînă la izvoarele pîriului Muncelu. Cele două benzi corespund unor solzi paraleli care fac să se repete tectonic stratele cu *Aptychus*.

Din punct de vedere litologic stratele cu *Aptychus* sînt alcătuite din marne și marnocalcare cenușii, verzui și roșii-vișinii, gresii calcareoase diaclazate, marne siltice cenușii sau roșii, calcarenite. Masa principală este reprezentată de marne și marnocalcare, celelalte tipuri litologice intercalîndu-se subordonat. În baza stratelor cu *Aptychus* se dezvoltă un pachet de gresii cuarțoase calcareoase care pe valea Moldovei, în anticlinalul deversat spre vest de lîngă bariera Gura Sadovei, are cîțiva metri grosime, dar care pare că ajunge la cîțiva zeci de metri grosime la nord de vîrfurile Muncelu. După caracterele lor litologice stratele cu *Aptychus*, în accepțiunea pe care le-o dăm noi, se aseamănă mult cu stratele de Lunca din valea Trotușului. De aceea am fi tentați să le separăm sub această denumire. Preferăm totuși, ca deocamdată, să păstrăm denumirea de strate cu *Aptychus* pentru motivul că, în regiunea cercetată, pe aproape întreaga grosime a acestei separații litostratigrafice se mențin aceleași caractere petrografice, tipice pentru stratele cu *Aptychus* din Alpi.

Vîrsta stratelor cu *Aptychus*, emendate în sensul celor expuse mai sus, o putem aprecia cu mai multă precizie, întrucît din aceste depozite au fost citate resturi fosile destul de numeroase. Ilie (1957) citează din valea Moldovei *Lamellaptychus beyrichi*. Popescu și Patrulius (1964) citează, tot din valea Moldovei, din depozitele pe care noi le desemnăm sub denumirea de strate cu *Aptychus*, *Punctaptychus punctatus*. Amîndouă formele menționate sînt cunoscute din Kimmeridgian și din Tithonic. Turculeț (1971) a determinat de pe pîriul Muncelu pe care află numai strate cu *Aptychus*, în sensul în care le-am separat noi, *Lamellaptychus lamellosus* var. *gracilicostata* și *Punctaptychus punctatus* var. aff. *longa*, ambele cu răspîndire în Kimmeridgian și Tithonic.

În secțiuni subțiri, am putut determina din marnocalcările roșii-vișinii ce află pe pîriul Muncelu o asociație de tintinide cu *Tintinopsella carpatica*, *Calpionellites darderi* și *Calpionellopsis simplex*, asociație ce indică Berriasianul terminal-Valanginianul. Din marnocalcare roșii-vișinii ce află pe panta sud-estică a vîrfurilor Muncelu, am putut determina o altă asociație ca *Crassicolaria massutiniana* (foarte frecvent),

C. parvula și *Calpionella alpina*, care indică partea medie a Tithonicului superior.

Ținând seama de conținutul paleontologic menționat mai sus, cit și de faptul că la Gura Sadovei din calcarele cenușii și roșii *M u t i h a e* (1968) citează *Duvalia dilatata* (o formă valanginiană) putem afirma că vîrsta stratelelor cu *Aptychus* este cel puțin Tithonic-Valanginian.

Atît pentru stratele cu *Aptychus* cit și pentru stratele de Pojorîta este necesar să precizăm că nu considerăm absolut necesar să le atribuim și Kimmeridgianului, nici una din speciile de aptichi citate de diverși autori neavînd o distribuție exclusiv kimmeridgiană, iar microfaciesul cu *Saccocoma* nefiind prezent în aceste depozite. De aceea considerăm că atît stratele de Pojorîta cit și stratele cu *Aptychus*, încep în Tithonic și trec la partea superioară în Neocomian, primele cu siguranță în Berriasian (nu este exclus însă să urce și mai sus), cele din urmă cu siguranță pînă în Valanginian. Este evident că ele reprezintă două subdiviziuni litostratigrafice sincrone (cel puțin parțial) și heteropice. Ele sînt sincrone și cu stratele de Lunca. Toate aceste trei entități caracterizează diferitele elemente structurale din partea frontală a pînzei bucovinice.

Tot în cadrul depozitelor jurasice din sinclinalul Rarău, au fost considerate în ultimul timp brecciile de Tătarea (*M u t i h a e*, 1965, 1968; *Stănoiu*, 1967; *Turculeț*, 1971) și jaspurile din acoperișul lor. Vîrsta lor a fost atribuită pe baza unor resturi de lamelibranhiate.

Brecciile de Tătarea aflăse așa cum am mai amintit atît pe flancul intern al sinclinalului Rarău, unde se dispun în acoperișul nivelului de jaspuri ladiniene și suportă un al doilea nivel de jaspuri, cit și pe flancul extern, unde nu se cunoaște decît primul nivel de jaspuri din patul lor.

Pe flancul intern, brecciile de Tătarea le-am urmărit de la izvoarele pîrului Răchitiș spre nord pînă la limita septentrională a regiunii cercetate. Ele sînt constituite din calcare albe sau roșii, de diferite tipuri și dimensiuni, cimentate de un liant roșu, hematitic. Dintre elementele componente am putut determina următoarele :

calcare albe micritice cu numeroase resturi de *Globochete alpina* și *Saccocoma* (valea Tătarea);

calcare roșcate micritice cu crinoizi, *Globochete alpina* și cîteva exemplare mici de tintinide (valea Tătarea);

calcare pseudoolitice (intrasparit) cu *Saccocoma*;



calcare fine cenușii (intramicrit) cu Oncolite (valea Braniște);
calcarenite;

Matricea brechiei este formată dintr-o gresie hematitică polimictică, uneori oolitică. În matrice am găsit (remaniate?) fragmente de calcare cu *Kurnubia* și *Kilianina*.

Prezența în brechiile de Tătarca a calcarelor cu *Saccocoma* și *Globochete alpina*, precum și a formelor de *Kilianina* și de *Kurnubia* din matricea ei, ne determină să considerăm acest depozit grosier, mai nou sau cel mult de aceeași vîrstă, cu elementele pe care le remaniază. Brechiile ar fi în această idee jurasic-superioare sau mai noi. În orice caz, jaspurile din acoperișul brechiilor nu mai pot fi încadrate în Callovian-Oxfordian.

Pentru a încerca să precizăm această problemă vom face apel la cunoștințele dobîndite din studiul sinclinalului Hăghimaș. Acolo, nivelul de jaspuri superior celui de vîrstă callovian-oxfordiană, se plasează la baza formațiunii de Wildflysch, în Barremian. El are în pat un pachet de calcarenite și brecii (brechiile infrajaspice — Săndulescu, 1969; Săndulescu in Patrulius et al., 1968)⁵ tot barremiene. Privite în acest fel, brechiile de Tătarca ar fi echivalente cu gresiile și brechiile infrajaspice din sinclinalul Hăghimaș, iar jaspurile de deasupra lor ar fi barremiene, situîndu-se, ca și în Hăghimaș, în baza Wildflysch-ului. Ipoteza de mai sus o avansăm cu toată prudența, singura contribuție sigură privind vîrsta brechiilor de Tătarca fiind aceea că ele nu pot fi mai vechi decît Jurasicul superior.

În privința posibilității existenței jaspurilor callovian-oxfordiene în sinclinalul Rarău, considerăm că singura zonă în care s-ar mai putea avea în vedere această vîrstă corespunde digitației Sadova, unde jaspurile sînt cuprinse între dolomitele triasice, în bază și stratele de Pojorîta, tithonice, în acoperiș. Și aici însă, cu aceleași argumente, se poate acorda vîrsta triasică, jaspurilor.

2.1.3. *Cretacic*. Lăsînd la o parte brechiile de Tătarca și jaspurile din acoperișul lor, a căror vîrstă am discutat-o mai sus, depozitelor cretactice le revin: calcarenitele cu silexuri din acoperișul stratelor de Pojorîta, gresiile și conglomeratele de Muncelu și formațiunea de Wildflysch.

Calcarenitele cu silex. În acoperișul stratelor de Pojorîta, în digitația Sadova, urmează, aparent în continuitate de sedimen-

⁵ Op. cit. pct. 3.



tare, un pachet de calcarenite albe-gălbui cu numeroase silicifieri de formă elipsoidală. Ele sînt formate din fragmente de calcare și, subordonat de, cuarț și șisturi cristaline; matricea este calcaroasă, micritică. În masa roci sînt răspindite numeroase oncolite (alge cyanophyceae) de diferite dimensiuni. Nu am găsit, din păcate, resturi organice care să ne permită datarea precisă a acestor calcarenite. Cuprinse între stratele de Pojorita, care urcă cel puțin pînă în Berriasian și conglomeratele de Muncelu, hauteriviene, am considerat calcarenitele cu șilexuri de vîrstă Valanginian (?).

Conglomeratele de Muncelu. Separate încă de Uhlig (1903), gresiile și conglomeratele de Muncelu au fost descrise de diverși autori care au studiat regiunea pe care o prezentăm, așa că nu ne mai oprim la analiza caracterelor lor petrografice. Am atribuit conglomeratele de Muncelu Hauterivianului, bazați pe faptul că ele se așază, transgresiv, peste stratele cu *Aptychus* care, cum am arătat mai înainte, cuprind la partea lor superioară și Valanginianul. Nu excludem posibilitatea ca partea bazală a conglomeratelor de Muncelu să cuprindă și Valanginianul superior, dar pentru simplificare le încadrăm în Hauterivian. Turculeț (1964, 1971) le încadrează în Valanginian bazat pe prezența formei *Ptychites* cf. *quadrifidus*, pe care însă nu a găsit-o *in situ*, ci într-un bloc de pe valea Moldovei (fide Mutihac, 1968).

Formațiunea de Wildflysch. Ultimul termen al seriei bucovinice este reprezentat de formațiunea de Wildflysch descrisă în detaliu de Ilie (1957), Popescu și Patrulin (1964), Mutihac (1968) și Turculeț (1971), care aduc și argumentele în sprijinul vîrstei barremian-albiene a ei, în afară de Ilie care o consideră senoniană. Mai de mult Preda (1940) considera această formațiune liasică.

Formațiunea de Wildflysch conține multe elemente alohtone a căror descriere o vom face odată cu descrierea seriilor transilvane. Remarcăm doar, că rocile eruptive ce se găsesc răspindite în masa Wildflysch-ului sînt numai în parte în zăcămint primar și anume rocile diabazice. Ele sînt legate ca vîrstă și ca arie de punere în loc de această formațiune. Serpentinele în schimb, sînt în zăcămint secundar și aparțin pînzilor transilvane. Diabazele se intercalează la diferite nivele și uneori sînt însoțite de cinerite, ca de exemplu în bazinul pîrului Deremoxa.



2.2. Seria sub-bucovinică

Atribuim seriei sub-bucovinice depozitele ce alcătuiesc mai multe petice de rabotaj, ce se înșiră din valea Moldovei de la Breaza pînă în valea Sadovei, prinse între fruntea pînzei bucovinice și pînza de Ceahlău, din zona Lișului. Ele sînt reprezentate de calcare masive bituminoase, calcare organogene bituminoase, grezo-calcare limonitice și brezii și calcarenite polimictice. Este pentru prima oară, în urma cercetărilor noastre că aceste lambouri au fost separate. Pînă acum rocile ce le alcătuiesc erau repartizate fie flancului extern al sinclinalului Rarău, deci pînzei bucovinice, fie depozitelor din zona Lișului.

Încadrarea stratigrafică a depozitelor din seria sub-bucovinică este foarte dificil de făcut din lipsa resturilor organice. Problema aceasta am încercat să o rezolvăm prin compararea litofaciesului lor cu depozite cunoscute în alte părți din aceeași serie.

2.2.1. *Triasic*. Calcările bituminoase masive apar: în dealul La Movile, pe pîrul Plaiul Ioanei și pe primii doi afluenți dreapta ai pîrului Sadova în aval de gura Pîrului Ioanei. În bază, calcările sînt fine de tipul pelmicritelor trecînd treptat spre partea superioară la calcare oolitice, tip oomicrite, în care caz sînt bogate în fragmente de erinoizi ce formează nucleii oolitelor. Această succesiune se poate observa în valea Plaiul Ioanei, care deschide cel mai mare petic de rabotaj cu calcare bituminoase. La sud de acesta se reîntîlnesc aceleași calcare, în două petice deschise de afluenții pîrului Sadova. În cel mai sudic dintre ele am întîlnit și calcare bituminoase în plăci, cu un microfacies caracteristic cu „filamente” — exemplare juvenile de halobii.

Vîrsta calcărilor din pîrul Plaiul Ioanei a fost convențional considerată triasică de Mutihăc (1968), pe baza asemănării cu calcările de Guttenstein din regiunea Brașov. Și noi, avînd în vedere microfaciesul cu halobii juvenile, acordăm calcărilor bituminoase vîrsta triasică, subliniind însă că ele se deosebesc de calcările de Guttenstein tipice, prin caracterul lor masiv. Apartenența lor la seria sub-bucovinică este încă greu de precizat întrucît Triasicul acestuia este dolomitic și nu bituminos. Sîntem mai de grabă tentați să privim calcările bituminoase de la Fundu Sadovei ca rabotate din seria sedimentară a unității de Bretila, cu Triasicul căreia are mai multe afinități, în special cu calcările dolomitice bituminoase de la Iacobeni. Problema rămîne deschisă.



2.2.2. *Liasic* (?). Am putea atribui Liasicului grezo-calcarele limonitice care afloréză pe o suprafață restrînsă pe creasta ce coboară din vârful Lefele spre sud-est și anume pe ultimul mamelon ce o desparte de vârful Floarea. Ele repauzează pe șisturi cristaline epizonale (clorito-șisturi muscovitice) și suportă brezii și conglomerate polimictice. Vîrsta medio-jurasică este doar presupusă, prin comparație cu depozite de litofacies asemănător ce afloréză în fereastra de pe valea Putnei (Pojorîta).

2.2.3. *Tithonic*. În cel mai sudic petic de rabotaj format din calcare bituminoase triasice de la Fundu Sadovei, am întîlnit și calcare verzui, în plăci de 2-3 cm grosime, în care în secțiuni subțiri am recunoscut cîteva fragmente de *Glypeina* și miliolide, pe baza cărora le atribuim Tithonicului. Dacă atribuim calcarele bituminoase unității de Bretila, atunci și calcarele în plăci tithonice aparțin aceleiași unități.

2.2.4. *Cretacic*. Peticele de rabotaj de la baza pinzei bucovinice din vârful Măceș, din vârful Floarea, precum și cel ce se întinde din sudul muntelui Lefele pînă la nord de valea Moldovci la Breaza, sînt formate din brezii și conglomerate mărunte, polimictice, formate din fragmente de dolomite, șisturi cristaline și cuarț, uneori cimentate puternic cu ciment calcaros, altele friabile. În vârful Floarea ele remaniază și blocuri de roci bazice. Vîrsta acestor depozite detritice o acordăm pe baza asemănării lor cu breziile din peticele de rabotaj, sub-bucovinice, de la Gura Dămucului, unde din intercalații marnocalcaroase găsite în acestea, am determinat o microfaună neocomiană (S â n d u l e s c u, 1969).

Rezumînd cele de mai sus considerăm, pe baza criteriilor de facies, că aparțin cu siguranță seriei sub-bucovinice, grezo-calcarele limonitice și breziile polimictice. Calcarele bituminoase și calcarele în plăci cu clipeine, pot fi smulse din unitatea de Bretila (seria de Iacobeni).

2.3. Seriiile transilvane

Seriiile transilvane se regădesc în sinclinalul marginal al Carpaților Orientali sub formă de klippe sedimentare înglobate în formațiunea de Wildflysch, sau sub formă de petice de acoperire. În regiunea cercetată, am întîlnit ambele situații. Din examinarea tuturor resturilor seriilor transilvane am ajuns la concluzia că este reprezentată atît ceea ce am numit serie de Perșani, cît și ceea ce am separat ca serie de Hăghimaș-Rarău (M. S â n d u l e s c u — date inedite — teză).



2.3.1. *Seria de Perșani*. În comparație cu succesiunea Triasicului transilvan din munții Perșani (Patrulius et al., 1966) am regăsit numai o parte a termenilor litostratigrafici ce îl caracterizează și anume: șisturile de Campil, calcarele bituminoase, calcarele noduloase roșii ladiniene și rocile ultrabazice ladiniene. În plus, am atribuit aceleiași serii, grosii cuarțitice fine albe-verzui, ce se asociază în mai multe puncte cu serpentinele:

gresiile cuarțitice albe-verzui, apar fie la baza peticelor de acoperire formate din serpentine, fie sub forma unor klippe izolate, ce repauzează pe formațiunea de Wildflysch. Le atribuim Selsianului bazați pe dezvoltarea regională a acestui tip petrografic în Werfenianul inferior;

șisturile de Campil se observă la baza klippei de calcare bituminoase de pe Pîriul Cailor. Ele au fost semnalate și de Ilie (1957) și de Mutihac (1968);

calcarele bituminoase aflorează așa cum am mai amintit pe Pîriul Cailor, ivire descoperită de Preda și Ilie (fide Ilie, 1957);

calcare roșii și gălbui, brecioase, cu o faună bogată ladiniană determinată de Turculeț (1971), formează o klippă de aproximativ 11 m lungime, ce se poate observa pe drumul care urcă în versantul drept al văii Pîriul Cailor, la prima serpentină în amont de gura vechilor galerii de explorare a jaspurilor hematitice;

serpentinele formează masa principală a elementelor alohtone, ce aparțin seriei de Perșani. Ele alcătuiesc două petice de acoperire mari, situate între valea Mostici și valea Tătarca, un petic mic pe creasta ce coboară spre sud, din vârful Măceș și o serie de klippe sedimentare înglobate în Wildflysch, dintre care cele mai importante le-am întilnit: la sud de vârful Măceș, la izvoarele afluentului dreapta al pîriului Răchitiș ce izvorăște de la sud de vârful Glodu, pe creasta dintre piraiele Tătarca și Deremoxa și pe pîriul Deremoxa;

sienite cuarțifere și anortozite⁶, apar sub formă de klippe sedimentare, una la izvoarele pîriului Mostici (sienite cuarțifere) și alta la gura pîriului Fundu Pojorței (anortozite). Asocierea rocilor alcaline, cu cele ultrabazice din seria de Perșani, este un element nou pe care îl subliniem cu această ocazie.

2.3.2. *Seria de Hăghimaș-Rarău*. Repartizăm la seria de Hăghimaș-Rarău o sumă de klippe sedimentare formate din: dolomite, calcare cu

⁶ Determinările petrografice ale rocilor eruptive au fost făcute de Doina Russo, căreia îi mulțumim și pe această cale.



silex, calcare dolomitice, calcare roșii noduloase, calcare organogene cu orbitoline.

dolomitele, le-am întâlnit în mai multe klippe sedimentare în : malul dreapta al văii Moldovei la Botuș și la izvoarele Pîriului Cailor. Le atribuim Anisianului, comparându-le cu dolomitele de la baza pinzei de Hăghimaș, ce suportă jaspuri și calcare cu silex, ladiniene ;

calcarele dolomitice, formează o klippă ce plutește pe Wildflysch, în regiunea de la nord de muntele Bobcica. Ele sînt de asemenea anisiene ; roci asemănătoare au fost atribuite aceluiași interval stratigrafic de Gr. Popescu și D. Patrulius (1964) ca și de V. Mutihac (1968) în regiunea muntelui Rarău ;

calcare cu silex, albicioase, foarte bogate în foraminifere mici, formează partea principală a unei klippe sedimentare la izvoarele pîriului Timoi ; din calcare asemănătoare de pe versantul nord-estic al muntelui Rarău, Popescu și Patrulius (1964) citează *Halobia styriaca* (Carnian). Mutihac (1968) atribuie aceste calcare Ladinianului ;

calcare roșcate, noduloase, se găsesc în aceeași klippă de pe pîriul Timoi ; din de Turculeț (1971) citează o bogată faună noriană ; Mutihac (1968) le compară cu calcarele triasice superioare de la Agighiol din Dobrogea ;

calcare roșii în plăci, ce suportă calcare noduloase, am întâlnit în versantul stîng al pîriului Derețoasa, formînd o klippă de cîtiva metri lungime ; în secțiuni subțiri am recunoscut în calcarele în plăci mai multe exemplare de *Saccocoma*, *Globochete alpina* și erinoizi, pe baza cărora le atribuim Kimmeridgianului. Calcarele noduloase ar putea reprezenta Triasicul superior sau tot Kimmeridgianul ; în primul caz klippa s-ar afla în poziție răsturnată ;

calcarele organogene cu orbitoline, le-am întâlnit la sud de vîrfurile Măceș, formînd o klippă de aproximativ 10 m lungime ; ele aparțin Urgonianului, foarte caracteristic seriei de Hăghimaș.

Din analiza constituției klipelor pe care le atribuim seriei de Hăghimaș-Rarău, remarcăm că, în afara calcarelor tithonic-neocomiene din pinza Hăghimașului regăsim aproape toți termenii elementelor alochtone din sinclinalul cu același nume. Acest fapt confirmă ipoteza pe care am avansat-o mai de mult (Sandulescu, 1967, 1969) că în sinclinalul Rarău se întîlnesc elemente alochtone echivalente atât cu pinza de Perșani, cit și cu cea de Hăghimaș.



2.4. Cuvertura post-tectonică

Atribuim cuverturii post-tectonice, conglomerate, brezii și calcarenite, ce formează mai multe petice de eroziune în vârful Păltiniș, pe creasta dintre văile Tătarca și Deremoxa și la nord de aceasta din urmă. Depozitele citate se așază discordant peste formațiunea de Wildflysch, peste serpentinitele din peticele de acoperire și peste stratele de Bistra din pinza de Ceahlău. Această situație arată clar că ele s-au sedimentat după terminarea tectogenezei principale care a determinat formarea structurii în pinze suprapuse, ce se recunoaște în zona cristalino-mezozoică. Noi le considerăm echivalente cu conglomeratele de Bîrnadu din sinclinalul Hăghimaș a căror vîrstă vracno-cenomaniană a fost demonstrată pe baze paleontologice (J. Să n d u l e s c u, 1969). Ele pot fi paralelizate și cu celelalte depozite detritice de această vîrstă care se găsesc transgresive în diferite puncte ale masivului maramureșan, marcînd începutul sedimentării cuverturii post-tectonice și anume cu conglomerate de Soimul din U.R.S.S. sau cu gresile și conglomeratele cu care debutează Cretaciul superior de la Glodu.

3. Contribuții tectonice

Din descrierea scriilor sedimentare separate în regiunea cercetată s-a desprins credem destul de clar ideea că în sinclinalul marginal al Rarăului avem de-a face cu o structură tectonică complicată determinată de suprapunerea mai multor pinze de șariaj. De altfel sinclinalul Rarău, ca și sinclinalul Hăghimaș, este de fapt un „sinclinal de pinze”, format după terminarea tectogenezei principale mezocretacice.

Așa cum am arătat în nenumărate rînduri (Să n d u l e s c u, 1968, 1969, 1971), masivul maramureșan, pe marginea externă a căruia se găsește plasat sinclinalul Rarău, este alcătuit din punct de vedere tectonic din două sisteme de pinze suprapuse: sistemul, sau grupul pînzelor central estcarpatice, inferioare și sistemul, sau grupul, pînzelor transilvane, superioare. Primul este format din pinze de soclu, de forfecare, al doilea din pinze de cuvertură, de decolare.

3.1. Pîzele central estcarpatice

În regiunea cercetată, din sistemul pînzelor central estcarpatice cea mai mare suprafață o ocupă pinza bucovinică. De fapt, sinclinalul Rarău se suprapune părții frontale a acestei pînze.



Este necesar, credem, să reamintim că în concepția noastră șariajul seriei gnaiselor de Rarău peste seria de Tulgheș este de vîrstă pretriasică, foarte posibil hercinică. Am arătat cu alte ocazii de ce am ajuns la această concluzie în regiunea munților Hăghimaș. În sinclinalul Rarău am regăsit mai multe situații care o întăresc. Așa de exemplu depozitele triasice ce alcătuiesc cele două flancuri ale sinclinalului și a căror continuitate nu poate fi pusă la îndoială, se așază pe de o parte pe seria gnaiselor de Rarău și pe de altă parte pe rocile epimetamorfice de pe flancul extern, care sînt atribuite seriei de Tulgheș. Această dispunere a depozitelor triasice, „blochează” mișcarea pe planul de șariaj al pînzei gnaiselor de Rarău înainte de depunerca lor. În unele puncte, chiar pe flancul intern al sinclinalului Rarău, depozitele triasice se aștern transgresiv aproape pe formațiunile seriei de Tulgheș. Așa este cazul pe creasta de la nord de vîrfurile Botuș, sau pe afluentul stînga al văii Moldovei ce izvorăște de sub muntele Bobeica.

Admițînd totuși vîrsta alpină a pînzei gnaiselor de Rarău, la care s-ar îngloba și depozitele mezozoice din sinclinalul marginal, am obține o imagine paleogeografică extrem de curioasă, întrucît ar trebui să admitem existența unei arii lipsită complet de sedimentare, aric ce ar corespunde cu pînza de Putna a lui Bercia, Kräutner și Mureșan (Bercia et al., 1971)⁷. Această arie, care ar însuma peste 40 km lățime, ar fi funcționat tot timpul Mezozoicului ca o zonă de denudare, fără a da în schimb nici un fel de material detritic în zonele de sedimentare care o mărgineau. Apreciînd cel puțin bizară o asemenea ipoteză, rămîniînd la convingerea că pînza gnaiselor de Rarău este prealpină, ideea care de altfel a fost exprimată de mult de Streckeisen (1934) și de Kräutner (1938).

Fruntea pînzei bucovinice corespunde în mare cu dislocația de pe marginea estică a sinclinalului Rarău. În lungul, acesteia, depozitele mezozoice sau formațiunile cristaline ale pînzei vin în contact cu flișul cretacic al pînzei de Ceahlău. Situația descrisă mai sus se poate urmări din extremitatea nordică a regiunii cercetate pînă în valea Moldovei la Breaza. De aici spre sud încep să se interpună, între pînza de Ceahlău și pînza bucovinică, lame de rabotaj. Partea frontală a pînzei bucovinice este complicată, la sud de valea Plaiul Ioanei, de individualizarea unui element

⁷ I. Bercia, Elvira Bercia, II. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan, Violeta Iliescu. Monografia formațiunilor metamorfice a Carpaților Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. București.



structural oarecum independent, pe care îl distingem sub numele de digitația Sadova. Acordându-i rang de digitație frontală a pînzei bucovinice nu excludem totuși posibilitatea distingerei lui ca o unitate tectonică de sine stătătoare; decizia în această problemă poate fi luată numai după ce vom putea cerceta întregul flanc extern al sinclinalului Rarău, întrucît separarea digitației Sadova este condiționată de separarea stratelor de Pojorîta de cele cu *Aptychus*.

Digitația Sadova este alcătuită din două cute solzi, deversate spre est. Șarnierile lor sînt marcate de aflorarea șisturilor cristaline sau a depozitelor triasice. În versantul drept al văii Sadova, în dreptul localității Fundu Sadova, se observă foarte clar afundarea periclinală a cutelor. Cuta falie inferioară-cuta falie Fundu Sadovei se urmărește de la sud de pîrul Plaiul Ioanei pînă în valea Moldovei, de aici continuîndu-se probabil spre sud. Cuta falie superioară-cuta falie dealul Pietros este mai bine dezvoltată, la alcătuirea ei luînd parte, în plus față de cea inferioară și calcarenitele cu silix. Ea se individualizează din pîrul Plaiul Ioanei și se poate urmări pînă în valea Moldovei.

Dacă am acorda digitației Sadova caracterul unei unități independente de pînza bucovinică, poziția ei structurală ne-ar îndreptăți să o apropiem de pînza sub-bucovinică. Această presupunere, pe care o considerăm deocamdată doar o ipoteză de lucru, ar fi întărită de faptul că digitația Sadova se află încadrată la interior de pînza bucovinică propriu-zisă, iar sub fruntea ei se află rabotate petice alcătuite din depozite asemănătoare sedimentarului unității de Bretila (peticele de rabotaj cu calcare bituminoase triasice).

Revenind la structura de amănunt a pînzei bucovinice, trebuie să remarcăm faptul că, în regiunea cercetată, caracterul de sinclinal pe care îl are partea frontală a ei se menține neschimbat, deși uneori mai puțin evident. Ivirile de șisturi cristaline din vîrfurile Lefele, din valea Moldovei de la gura Pîrului Negru, din pîrul Mostici și din pîrul Răchitiș marchează foarte clar aripa externă a sinclinalului frontal al pînzei. Chiar în aceste cazuri, cu mici excepții ca de exemplu regiunea Braniștea-Botuș de pe valea Moldovei, sinclinalul este asimetric, avînd flancul estic mai scurt și mai puternic înclinat. La sud de pîrul Plaiul Ioanei, sinclinalul este asimetric și din cauza alcătuirii litologice a depozitelor ce aflorază pe cele două flancuri, prin individualizarea, numai pe cel extern a conglomeratelor de Muncelu. Prin separarea digitației Sadova acest caracter a devenit mai puțin supărător, dar totuși persistă.



În legătură cu deformarea pre-paroxismală a pinzei bucovinice remarcăm că și în regiunea cercetată, ca și în sinclinalul Hăghimaș se individualizează structuri formate înainte de faza mezocretacică. Este cazul unui mic solz pe care l-am putut pune în evidență pe valea Moldovei, în malul stîng al acesteia sub vârful Lefele. Acest solz este format din cuarțite sili-siene și dolomite anisiene; el încalecă spre est peste jaspurile ladiniene. Falia de încălecare este acoperită discordant de depozitele barrémian-albiene ale Wildflysch-ului. Se conturează deci o tectonică corespunzătoare cel puțin fazei austro-alpine, perfect comparabilă cu deformările pre-paroxismale puse în evidență în sinclinalul Hăghimaș (Săndulescu, 1969).

Indiferent dacă atașăm digitația Sadova la pinza bucovinică și peticele de rabotaj cu calcare bituminoase la unitatea de Bretila, pinza sub-bucovinică rămîne reprezentată de peticele de rabotaj: vârful Leicle, ce se întinde de la Breaza pînă la sud de vârful amintit, vârful Floarea și vârful Măceș. Ele sînt constituite din calcarenitele și brecciile polimictice neocomiene, la baza cărora, la nord de vârful Floarea aflorează și șisturi cristaline.

În ideeă, pe care o considerăm foarte apropiată de adevăr, că peticele de rabotaj cu calcare bituminoase aparțin sedimentarului unității de Bretila, sîntem în măsură să afirmăm că în partea centrală a sinclinalului Rarău sînt reprezentate bineînțeles în proporții diferite, toate cele trei unități principale ale sistemului central estecarpatic: pinza bucovinică, cea sub-bucovinică și unitatea de Bretila.

3.2. Pinzele transilvane

Deși depozitele ce aparțin seriilor transilvane se regăsesc totdeauna în poziție alohtonă, nu putem afirma că pinzele transilvane ocupă suprafețe mari în sinclinalul Rarău datorită faptului că o bună parte din formațiunile amintite se găsesc înglobate în Wildflysch sub formă de klippe sedimentare.

Petice de acoperire evidente, pe care le putem considera resturi indubitabile ale unei pinze de șariaj se găsesc în sectorul cuprins între valea Mosticiei la sud și valea Deremoxa la nord. Ele sînt alcătuite din serpentine triasice fapt pentru care le considerăm resturi ale pinzei de Perșani. În munții Perșani la alcătuirea pinzei cu același nume iau parte și alte roci în afară de ultrabazite; aici ele au fost fie laminate fie îndepărtate de eroziune. Recunoașterea unor elemente aparținînd pinzei de Perșani în regiunea izvoarelor văii Moldovei extinde considerabil importanța acesteia,



dovedind că ea s-a întins pe distanțe apreciabile în lungul catenei Carpaților Orientali.

Serpentinele de la Breaza au fost pînă acum considerate ca avînd o poziție autohtonă în raport cu Wildflyschul. Din examinarea atentă a profilelor deschise de pîraiele Răchitiș, Păltiniș și Mostici, precum și din examinarea elementelor de teren pe care le oferă zona muntelui Glod

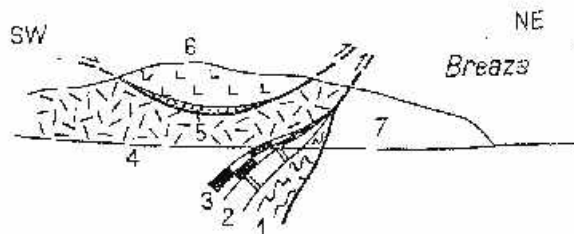


Fig. 5. — Secțiune geologică în versantul stîng al văii Mostici, în amont de confluența cu valea Moldovei.

1, schist cristalin; 2, dolomită anisică; 3, jaspuri iadlujene; 4, formațiunea de Wildflysch; 5, gresii fine cuarțitice verfenlece (pinza de Perșani); 6, serpentine (pinza de Perșani); 7, straturi de Sinaia și straturi de Bistra (pinza de Ceahlău).

Coupe géologique dans le versant gauche de la vallée de Mostici, en amont du confluent à la vallée de Moldova.

1, schistes cristallins; 2, dolomites anisiques; 3, Jaspes iadlujens; 4, formation de Wildflysch; 5, grès fins quartzitiques verfeniens (nappe de Perșani); 6, serpentines (nappe de Perșani); 7, couches de Sinaia et couches de Bistra (nappe de Ceahlău).

(fig. 3, 4, 5) reiese clar caracterul alohton al serpentinelor, caracter subliniat și de alcătuirea micului petec de acoperire de la sud de vârful Măceș, unde între serpentine și Wildflysch se interpun gresii cuarțitice fine, seisicene. Examinarea terminațiilor perisinelinale ale petecilor de serpentine de la Breaza subliniază și mai mult poziția lor tectonică.

În timp ce pinza de Perșani este destul de bine reprezentată în partea centrală a sinclinalului Rarău, ecalaltă pinză a sistemului transilvan, pinza de Hăghimaș, este complet erodată. Acest fapt ne pare absolut normal avînd în vedere faptul că, așa cum am mai arătat, pinza de Hăghimaș are o poziție structurală superioară celei de Perșani (Săndulescu, 1967, 1968, 1969, 1971) datorită căreia eroziunea o poate îndepărta mai repede. Că pinza de Hăghimaș a existat în regiunea centrală a sinclinalului Rarău nu începe îndoială. Pentru acest lucru pledează prezența klippelor sedimentare alcătuite din roci caracteristice pinzei și anume: calcarele roșii kimmeridgiene, calcarele urgoniene, dolomitele anisicene.



Reținând că în sinclinalul Rarău se pot recunoaște elemente alohtone ce aparțin ambelor pînze transilvane, subliniem faptul că această regiune ne-a oferit prilejul de a trece în revistă toate elementele structurale majore ale masivului maramureșan.

3.3. Deformări post-tectonice

Separarea formațiunilor detritice vracno-cenomaniene ce se așază transgresiv atît pe pînza bucovinică, cît și pe cea de Ceahlău și cea de Perșani, ne-a întărit convingerea că deformarea principală a masivului maramureșan, care a dus la geneza ansamblului de pînze suprapuse ce îl alcătuiesc, a avut loc în faza mezocretacică. Peticul de eroziune din vîrfurile Păltiniș reprezintă unul din rarele puncte în care depozite post-tectonice se așază transgresiv chiar pe dislocația ce marchează fruntea pînzei bucovinice.

Deformările ce au avut loc după punerea în loc a pînzelor au fost de două tipuri : retroîncălecări sau retrodeversări și fracturări transversale.

În porțiunea centrală a sinclinalului Rarău am putut pune în evidență numai cîteva retroîncălecări. Ele se individualizează pe flancul intern al sinclinalului în sectorul Pecisteș, la vest de vîrfurile Păltiniș și pe versantul estic al vîrfurilor Botuș.

Retrodeversările sînt foarte evidente pe flancul extern al sinclinalului în valea Moldovei unde structura anticlinală de la Gura Sadovei este puternic curbată spre vest. De altfel în această zonă retrodeversările sînt evidente și în zona flișului, unde solzii inițial cu vergență estică au fost curbați spre interior (vest).

Fracturile transversale sînt foarte numeroase. Ele afectează fie numai flancul vestic al sinclinalului, fie străbat sinclinalul pe toată lățimea sa și ajung să intersecteze chiar urma suprafeței de șariaj a pînzei bucovinice, eventual și pe aceea a pînzei de Ceahlău. Fracturile transversale intersectează și planele retroîncălecărilor. Toate aceste fapte ne fac să considerăm că ultimele mișcări ce au avut loc pe planele fracturilor transversale au o vîrstă tînără, în orice caz terțiară. Există însă dovezi că unele din aceste fracturi sînt mai vechi anterioare depunerii formațiunii de Wildflysch. Așa este cazul faliei transversale dealul Glodului, a faliei transversale izvoarele pîrului Mostici, a faliei transversale est Botuș, a faliei transversale nord Bobeica și a faliei transversale vîrfurile Răchitiș. În toate aceste cazuri, se observă că aranjarea depozitelor ante-barremiene, de o parte și de alta a fracturii, este sensibil diferită, așa încît printr-o singură mișcare nu se pot „racorda” cele două compartimente



decît în ceea ce privește formațiunea de Wildflysch. Acest fapt demonstrează că numai aceasta din urmă a fost deformată o singură dată, pe cînd formațiunile mai vechi au suferit cel puțin două mișcări pe planul faliei.

4. Concluzii

Cercetările întreprinse în partea centrală a sinclinalului Rarău ne-au permis să obținem o serie de rezultate interesante dintre care reținem următoarele :

a) Există cel puțin două nivele la care se dezvoltă stratele cu jaspuri — unul ladinian și altul coerctacic. Un al treilea nivel nu ar fi exclus, prezența lui putînd fi pusă în evidență în digitația Sadova în Callovian-Oxfordian.

b) Brechiile de Tătarca sînt cel mult jurasic-superioare, foarte probabil cretacie-inferioare.

c) La nivelul Tithonic-Neocomianului se pot distinge două litofaciesuri sincrone și heteropice : stratele de Pojorîta, dezvoltate în digitația Sadova și stratele cu *Aptychus*, dezvoltate în pinza bucovinică propriu-zisă.

d) În elementele alohtone înglobate în Wildflyschul bucovinic și în peticele de acoperire suportate de acesta, se recunosc termenii ambelor serii transilvane — de Perșani și de Hăghimaș-Rarău.

e) În regiunea Breaza au fost recunoscute, sub formă de petice de acoperire, resturile pinzei de Perșani.

f) Între fruntea pinzei bucovinice și pinza de Ceahlău din zona flisului au fost separate mai multe petice de rabotaj aparținînd pinzei sub-bucovinice și, foarte probabil unității de Bretila.

g) Au fost conturate depozite grosiere post-tectonice care se așază transgresiv pe fruntea pinzei bucovinice, marcînd momentul mezocretacic al deformării principale a masivului maramureșan.

BIBLIOGRAFIE

- Băncilă I., Papiu C.V. (1953) Jaspurile triasice de la Pojorîta. *Bul. Șt. Acad. R.P.R., Secț. Biol. Agron. Geol. Geogr.*, V, 4, București.
 — (1958) *Geologia Carpaților Orientali*. Ed. Științ. București.
 Ilie M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Rarău-Cimpulungui Moldovei-Pîruii Cailor. *An. Com. Geol.*, XXX, București.



- Kváčulner T.H. (1931) Cercetări geologice în caveta marginală mezozoică a Bucovinei cu privire specială la regiunea Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIV, București.
- (1938) Das Kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). *An. Inst. Geol. Roum.*, XIX, București.
- Mutihaș V. (1965) Considerații asupra doggerului din sinclinalul marginal (Rarău-Breaza). *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol. Geogr. (Geol.)*, 10, 1, București.
- (1938) Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal intern. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Patrușilius D. (1960) La couverture mésozoïque des massifs cristallins des Carpates Orientales. *An. Inst. Geol. Publ. Uny.*, XLIX, 1, Budapesta.
- Jipa D., Ștefănescu M. (1965) Le flysch tithonique-néocomien des Carpates roumaines. *Assoc. Geol. Carp.-Balk.* VII, Congr. Rep. II, 1, Sofia.
- Popa Elena, Popescu Ileana (1966) Serile mezozoice și pinza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (munții Perșani). *An. Com. Geol.*, XXXV, București.
- (1967) Le Trias des Carpates Orientales de Roumanie. *Geol. Shorn.* XVIII, 2, Bratislava.
- Popa Elena, Popescu Ileana (1969) Structura pinzei bucovinice în partea meridională a masivului cristalin Moldav (Carpații Orientali). *An. Com. Geol.*, XXXVII, București.
- Blăhașu M., Popescu Ileana, Bordaș S. (1971) Guidebook to excursions of the Triassic Colloquium Carpatho-Balkan Association. The Triassic Formations of the Apuseni Mountains and of the East Carpathian Bend. *Geol. Inst. nr. 8*, București.
- Popescu Gr., Patrușilius D. (1964) Stratigrafia Cretacicului și a klipelor exotice din Rarău (Carpații Orientali). *An. Com. Geol.*, XXXIV, 2, București.
- Pređa D.M., Ilie M. (1940) Nouvelles contributions à la géologie de la cuvette externe des Carpates de Bucovine. *C.R. Inst. Geol. Roum.*, XXXIV, București.
- (1940) Sur la présence d'une tectonique cimmérienne dans les Carpates Orientales. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XXIV, București.
- Săndulescu Jana (1969) Contribuții micropaleontologice la cunoașterea Cretacicului din sinclinalul Hăghimaș. *D.S. Inst. Geol.*, LIV, 3, București.
- Săndulescu M., Săndulescu Jana (1965) Les nappes internes de la zone du flysch dans la partie centrale de Carpates Orientales. *Assoc. Geol. Carp.-Balk.*, VII Congr., Rep. I, Sofia.
- (1967) La nappe de Hăghimaș — une nouvelle nappe de décollement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Geol. Carp.-Balk.*, VIII Congr., Rapp. géolact. I, Belgrad.
- (1968) Probleme tectonice ale sinclinalului Hăghimaș. *D.S. Com. Geol.*, LIII, 2, București.
- (1969) Structura geologică a părții centrale a sinclinalului Hăghimaș. *D.S. Com. Geol.*, LIV, București.
- (1971) Sur le hétérochronisme des phases tectogéniques alpines dans les zones internes des Carpates roumaines. *Stmp. Org. Faz. Prost. Alps. Evrop.* Beograd.
- Slănoiu I. (1967) Noi date stratigrafice asupra Jurasicului din valea Tâtarca-valea Lucavei (partea de nord a sinclinalului Rarău). *D.S. Com. Stat. Geol.*, LIII, 1, București.
- Streckeisen A. (1934) Tektonik des Karpathen Bögens. *Geol. Mitab.* Leiben.
- Turculeț I. (1963) Contribuții la cunoașterea Cretacicului din caveta Rarău. *An. Științ. Univ. Giza*, IX, Iași.
- (1964) Stratole cu *Aptychus* din caveta mezozoică a Rarăului (Carpații Orientali). *Anal. Științ. Univ. Giza*, Secf. II, C Geol.-Geogr., X, Iași.
- Grasu C. (1965) Asupra vârstei „stratolelor cu *Aptychus*” de la izvoarele Trotușului. *Anal. Univ. Al. I. Cuza Iași*, (s. 4), II, b, XI, Iași.

- (1971) Cercetări geologice asupra depozitelor jurasice și coarctacee din eteveta Rarău-Breaza. *Inst. Geol. St. tehn. econ., seria J, 9*, București.
- Uhlig V. (1903) *Bau und Bild der Karpathen*. Wien.
- (1907) *Über die Tektonik der Karpathen*. Wien.

CONTRIBUTIONS A LA CONNAISSANCE DE LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DU SYNCLINAL DE RARĂU (SECTEUR CENTRAL)

(Résumé)

Généralités

Le synclinal de Rarău représente le segment septentrional du „synclinal marginal est-carpatique” de Uhlig (1903). Cet auteur (Uhlig, 1907) aussi bien que d'autres plus récents (Popescu, Patrulius, 1964; Mutihac, 1968; Săndulescu, 1967, 1969, 1971) considéraient qu'au moins deux séries sédimentaires mésozoïques y sont superposées tectoniquement. Les éléments autochtones étaient considérés comme provenant ou bien de la même aire de sédimentation que la succession «autochtone» (Patrulius, 1960; Popescu, Patrulius, 1964) ou bien d'une autre aire de sédimentation, d'où ils ont été transportés par des importants processus de charriage (Săndulescu, 1967, 1969, 1971; Patrulius, 1967; Patrulius et al., 1971).

Contributions stratigraphiques

Nous avons réussi à séparer, dans les dépôts mésozoïques du synclinal de Rarău, plusieurs séries sédimentaires : la série bucovinienne, qui, avec son socle de schistes cristallins, forme la nappe bucovinienne, la série sub-bucovinienne, qui prend part à la constitution de plusieurs lambeaux de rabotage coïnés au front de la nappe bucovinienne et une ou deux séries transylvaines qui se retrouvent ou bien dans les olistolithes incorporés dans la formation de Wildflysch ou bien forment des lambeaux. Le recouvrement au dessus de celle-ci.

Série bucovinienne

Trias. Mutihac (1968) a précisé la succession des premiers trois termes stratigraphiques de la série Bucovinienne en séparant : le Werfénien à deux horizons (les grès et conglomérats quartzitiques (inférieur) et les calcaires d'Azodu Mare (supérieur) à *Pecten discites* et *Megaphoria costata* et les dolomies anisiennes. Nos recherches nous permettent de préciser que les dolomies anisiennes sont précédées d'une discontinuité marquée par l'absence sur une bonne partie du flanc interne et sur tout le flanc externe des calcaires d'Azodu Mare et parfois (flanc externe) même des quartzites saisiens. Cette discontinuité placée entre le Campilien (calcaires d'Azodu Mare) et l'Anisien (dolomies) correspond à la phase monténégro ; nous l'avons reconnue aussi à la base des dolomies du synclinal de Hăghimaș (Săndulescu, 1968, 1969).

Les dolomies anisiennes sont surmontées par des jaspes, dont l'âge a été longuement controversé. Ils ont été tour à tour attribués au : Trias (Uhlig, 1903), Callovien-Oxfordien



(K r ä u t n e r, 1929), Trias supérieur (P r e d a, I l i e, 1940), Trias (B ä n c i l ă, P a p i u, 1953), Permian (I l i e, 1957), Ladinien (P o p e s c u, P a t r u l i u s, 1964) et enfin Gallovien-Oxfordien (M u t i h a c, 1968; T u r c u l e ț, 1971). Nos recherches nous ont conduit à considérer que l'âge triasique des jaspes qui surmontent directement les dolomies anisiennes ne fait aucun doute tenant compte du fait que, dans plusieurs endroits, ils supportent normalement des calcaires blancs ladinien (fig. 1, 2, 3) ou des calcaires gréseux mésojurassiques. En plus, aux sources du ruisseau Păltiniș, nous avons trouvé des calcaires du même type que ceux ladinien, intercalés dans les jaspes (la répétition tectonique ne peut pas être invoquée—fig. 2), situation qui nous incite à considérer les jaspes aussi, d'âge ladinien. L'analyse détaillée de la limite dolomie-jaspes nous a montré qu'il n'y a pas continuité de sédimentation entre les deux. Dans plusieurs endroits des brèches dolomitiques à matrice rouge hématitique et même des micro-conglomérats quartzitiques, s'y intercalent. Les brèches représentent un produit d'altération des dolomies, formé avant la déposition des jaspes, les fragments angulaires de dolomie étant générés et cimentés pratiquement sur place.

Jurassique. Les plus anciens dépôts jurassiques que nous avons reconnu dans la série bucovinienne du secteur étudié sont des calcaires gréseux mésojurassiques (15-20 m d'épaisseur). Bien plus développées sont les formations du Jurassique supérieur qui passent aussi dans le Néocomien. A ce sujet il est nécessaire de faire une analyse sur l'évolution des idées concernant l'âge et le contenu lithostratigraphique des formations que nous attribuons au Malm-Néocomien de la série bucovinienne. U h l i g est le premier (U h l i g, 1907) qui sépare dans le synclinal de Rarău le „Couches à *Aptychus*”=série marno-gréseuse flychoïde dans laquelle s'intercalent les marnes à *Aptychus* typiques. K r ä u t n e r (1929) employé le terme „couches à *Aptychus*” seulement pour les calcaires marneux rouges, qu'il place à la base des couches de Sinaia. P r e d a et I l i e (1940) rangent les „couches à *Aptychus*” dans le Néocomien ensemble avec les conglomérats de Muncel. Plus tard I l i e (1957) considérait les couches à *Aptychus* synchrones aux couches de Sinaia. Synthétisant les connaissances sur la géologie de la zone cristallino-mésozoïque, B ä n c i l ă (1958) propose le terme de couches de Pojorita-Lunca pour désigner l'horizon de base du flysch créacé constitué par „...des calcaires marneux ou calcaires sableux, gris ou rouges, à rares restes d'*Aptychus lamellosus* et *Aptychus seranonis*...”. Le terme a été adopté sous la forme de couches de Lunca et employé dans le synclinal de Hăghimaș par S â n d u l e s c u (1965, 1968, 1969) et P a t r u l i u s et al. (1965) et aussi dans le synclinal de Rarău (P a t r u l i u s et al., 1965). Dans le dernier secteur M u t i h a c (1968) range les dépôts attribués aux couches de Lunca dans un „horizon flyscholdé” ensemble avec les conglomérats de Muncel, tandis que T u r c u l e ț (1964, 1971) les décrit sous le nom de „couches à *Aptychus*”. A la suite de nos recherches faites aussi bien dans le synclinal de Hăghimaș que dans celui de Rarău nous tenons à préciser : (1) les couches de Lunca sont typiquement développées dans le synclinal de Hăghimaș où elles sont limitées par l'horizon des siltites brun-noirâtre dans le mur et l'horizon du flysch grés-marneux à calcarénites dans le toit ; (2) dans le synclinal de Rarău on peut distinguer les couches de Pojorita qui ont une constitution différente des couches de Lunca ; (3) les couches à *Aptychus* représentent, dans le synclinal de Rarău, une unité lithostratigraphique indépendante par rapport aux couches de Pojorita. Les couches de Pojorita et les couches à *Aptychus* se trouvent, dans le synclinal de Rarău, dans des unités tectoniques différentes.

Couches de Pojorita. Nous avons séparé sous cette dénomination une formation de 250-300 m d'épaisseur située entre des jaspes au mur et l'horizon des calcarénites à silex au toit et constituée par un flysch à séquences binaires (grès quartzitiques, marnes ou siltites).



Des couches de Pojorita proviennent les formes de *Lamellaptychus beyrichi*, *L. beyrichi* var. *fractocostata* et *L. gr. A.* Gasior, trouvés par Turculeț (1971) à Sadova et dans le mont Pietrosu. Dans les lames minces nous avons déterminé, de la partie supérieure de couches de Pojorita, *Tintinopsella carpatica*, *Calpionella alpina* et *C. elliptica*. Les aptychus et les tintinides confèrent aux couches de Pojorita l'âge tithonique-bériasien.

Couches à Aptychus. Les couches à *Aptychus* se développent dans une sous-unité plus interne que celle qui renferme les couches de Pojorita. Elles sont constituées par des marnes, marnocalcaires et marnes siltitiques, gris, verts et rouge foncé, grès calcaires et calcarénites. Les marnes et les marnocalcaires prédominent. A leur base s'individualise un paquet de grès quartzeux à ciment calcaire (1-10 m d'épaisseur). Bien qu'elles ressemblent à une partie des couches de Lunca, nous préférons, pour le moment, de les séparer sous le nom de couches à *Aptychus*, en précisant qu'elle correspondent seulement avec une partie des „couches à *Aptychus*” des auteurs, qui y englobaient les couches de Pojorita aussi. Des couches à *Aptychus*, amendées dans le sens que nous venons de préciser, proviennent : *Lamellaptychus beyrichi* (Ilie, 1957) *Punctaptychus punctatus* (Popescu, Patruleș, 1964), *Lamellaptychus lamellosus* var. *graelliosata*, *Punctaptychus punctatus* var. *aff. longa* (Turculeț, 1971). Dans les lames minces nous avons déterminé dans les couches à *Aptychus* une association tithonique à *Crassicolaria massutiniana* (fréq.), *C. parvula*, *Calpionella alpina* et une autre bériasienne terminale-valanginienne à *Tintinopsella carpatica*, *Calpionellites darderi* et *Calpionellopsis simplex*. Des mêmes couches Mutihac (1968) cite *Duvalia dilatata*. L'âge des couches à *Aptychus* peut être donc précisé comme tithonique-valanginien.

Brèches de Tâtarca. Les brèches de Tâtarca (Mutihac, 1968) séparées sur le flanc interne du synclinal de Rarău et que nous avons retrouvées aussi sur celui externe, ont été attribuées au Jurassique moyen (Mutihac, 1965, 1968; Stănoiu, 1967; Turculeț, 1971) les jaspes qui les surmontent étant attribués au Callovien-Oxfordien. Les brèches sont constituées par des : (1) calcaires blancs (micrites) à *Globochete alpina* et *Saccocoma*, (2) calcaires rougeâtres (micrites) à arnoïdes, *Globochete alpina* et tintinides de petite taille, (3) calcaires pséudo-lithiques (intrasparites) à *Saccocoma*, (4) calcaires fins gris (intramicrites) à oncolithes, (5) calcarénites. La matrice est rouge, hématitique, grésense; nous y avons déterminé des fragments de calcaires à *Kurnabia* et *Kittanina*. Tenant compte de l'âge au moins kimmeridgien, éventuellement tithonique, des éléments qui constituent la brèche cette dernière doit être considérée jurassique supérieure ou plus jeune. En même temps les jaspes qui la surmontent (fig. 1, 2, 3) ne peuvent plus être attribués au Callovien-Oxfordien. Étant donnée que dans le synclinal de Hăghimaș (Săndulescu, dans Patruleș et al., 1968) le Barrémien débute par des brèches surmontées par des jaspes, donc une situation absolument comparable avec celle du synclinal de Rarău, nous opinons pour l'âge barrémien des brèches de Tâtarca et des jaspes de leur toit.

Crétacé. A part les brèches de Tâtarca nous rangeons dans le Crétacé les calcarénites à silice, les conglomérats de Muncelu et la formation de Wildflysch.

Calcarénites à silice. Les couches de Pojorita sont surmontées par des calcarénites blanc-jaunâtre à rognons de silice, épaisses de 200-250 m. Les seuls restes fossiles que nous y avons trouvés sont les oncolithes. Elles peuvent représenter le Valanginien.

Conglomérats de Muncelu. Les conglomérats de Muncelu ont été séparés depuis longtemps (Uhlig, 1903). Nous les attribuons à l'Hautérvien, tenant compte qu'elles surmontent les couches à *Aptychus* qui montent jusqu'au Valanginien.

Formation de Wildflysch. La formation de Wildflysch, décrite en détail par Ilie (1957), Popescu et Patruleș (1964), Mutihac (1968) et Turculeț (1971),



représente le terme le plus jeune de la série bucovinienne. Elle est d'âge barémien-ablien. La formation de Wildflysch renferme des klippen sédimentaires provenant des séries transylvaines. Les roches éruptives basiques qu'on y trouve (diabases) sont du même âge que la formation de Wildflysch, tandis que celles ultrabasiques (serpentines) sont allochtones, d'origine transylvaine. Les diabases s'intercalent à différents niveaux et sont parfois accompagnés des couches de cinérites basiques.

Série sub-bucovinienne

Les dépôts que nous attribuons à la série sub-bucovinienne prennent part à la constitution de plusieurs lambeaux de rabotage, échelonnés le long du front de la nappe bucovinienne.

Trias. Dans la région de Fundu Sadovei plusieurs lambeaux de rabotage sont constitués par des calcaires bitumineux (pelmicrites à la base, oomicrites à la partie supérieure) massifs ou lités; les premiers contiennent des fragments de crinoïdes les autres des exemplaires de halobies juvéniles (microfacès à filaments). Ces calcaires peuvent être comparés avec les calcaires de Gattenstein de la région de Braşov, anisiens. L'appartenance des calcaires bitumineux à la série sub-bucovinienne est encore difficile à préciser. Leur caractère bitumineux les rapprochent en même temps de la série de Iacobeni qui est caractéristique pour l'unité de Brettila, plus profonde que la nappe sub-bucovinienne.

Lias (?). On peut attribuer au Lias sub-bucovinien des grésocalcaires liasiques qui affleurent à la base du lambeau situé au nord du sommet Floarea; ils ressemblent aux dépôts liasiques de la fenêtre de Valca Putnei.

Tithonique. Dans le plus méridional lambeau de Fundu Sadovei, les calcaires bitumineux triasiques sont surmontés par des calcaires en plaquettes à *Clypeina* et *milioïdes*.

Crétacé. Les plus importants lambeaux de rabotage sub-bucoviniens sont constitués par des brèches et conglomérats polymictiques riches en débris de dolomies, schistes cristallins et quartz. Ils peuvent être attribués au Néocomien tenant compte de leur forte ressemblance avec les brèches de même âge (déterminé paléontologiquement) de Gura Dâmboului (Sandulescu, 1969).

Les grésocalcaires liasiques et les brèches néocomiennes appartiennent indubitablement à la série sub-bucovinienne; les calcaires bitumineux et les calcaires à *Clypeina* peuvent être considérés des copeaux arrachés à l'unité de Brettila (série de Iacobeni).

Série transylvaines

Les olistolithes et les lambeaux de recouvrement qui flottent sur le Wildflysch peuvent être groupés dans deux séries hétéropliques: série de Persani et série de Rarău-Hăghimaş (M. Sandulescu, 1972).

Série de Persani. Cette série, typiquement développée dans les monts Persani (Patrius et al., 1966) est représentée dans le synclinal de Rarău par: (1) grès quartzitiques verdâtres (Seisien), (2) schistes de Campil, (3) calcaires bitumineux (Anisien), (4) calcaires rouges,



bréchiques à faune ladiniene, (5) serpentines (Ladinien formant la masse principale de la nappe de Perşani dans le synclinal de Rarău; quelques klippes de syénites quartzifères et de anorthosites doivent appartenir à la même suite.

Serie de Hâghimaş-Rarău. Les klippes sédimentaires que nous répartisons à la série de Hâghimaş-Rarău sont constituées par: (1) dolomies et calcaires dolomitiques (Anisien), (2) calcaires à silex (Carnien), (3) calcaires noduleux, rougeâtres, (Norien), (4) calcaires rouges à *Saccocoma* (Kimmeridgien), (5) calcaires à *Orbitolina* (Urgonien).

Couverture post-tectonique

Les restes de la couverture post-tectonique, crétacée supérieure, se sont conservés dans quelques lambeaux d'érosion. Ils sont constitués par des conglomérats et brèches calcaires, qui reposent en transgression sur le front de la nappe bucovinienne.

Contributions tectoniques

Le massif de Maramureş, pour lequel le synclinal de Rarău représente un synclinal de nappes installé sur son bord externe, est constitué par deux systèmes de nappes superposés: le système ou groupe des nappes centrales estcarpatiques (nappes de socle), inférieur et le groupe des nappes transylvaines (nappes de couverture) supérieur.

Nappes centrales estcarpatiques

Dans le périmètre étudié la nappe centrale la plus étendue est la nappe bucovinienne. Son front correspond en grandes lignes avec la limite externe du massif de Maramureş. Au sud de la vallée Plaiul Ioanei la partie frontale de la nappe bucovinienne est compliquée par l'apparition d'un élément structural que nous séparons sous le nom de digitation frontale de Sadova. Elle est caractérisée par la présence des couches de Pojorfta, qui se développent exclusivement dans cette digitation, tandis que les couches à *Apiphyas* se placent dans la nappe bucovinienne proprement dite. Il n'est pas exclu que la digitation de Sadova soit un élément indépendant par rapport à la nappe bucovinienne, se rattachant dans cette hypothèse à celle sub-bucovinienne. Dans ce cas les lambeaux de rabotage à calcaires bitumineux appartiennent évidemment à l'unité de Bretila. Si on rattaché la digitation de Sadova à la partie frontale de la nappe bucovinienne, à la nappe sub-bucovinienne on doit toujours attribuer les lambeaux constitués par les brèches néocomiennes et les gresocalcaires liasique, même si les calcaires bitumineux sont attachés à l'unité de Bretila.

Dans la nappe bucovinienne nous avons mis en évidence la trace des déformations préparoxismales c'est à dire avant le Crétacé moyen. Elles sont antérieures à la formation de Wildflysch, peuvent être rangées dans la phase austro-alpine.

Nappes Transylvaines

Dans la région étudiée le groupe des nappes transylvaines est représenté par les lambeaux de recouvrement de la nappe de Perşani, constitués de serpentinites ladinienes et de grès quartzitiques werféniens. Tous les autres éléments transylvains allochtones apparaissent sous forme de klippes sédimentaires dans la formation de Wildflysch. Tenant compte que



parmi ces klippes on trouve non seulement les formations appartenant à la série de Perșani mais aussi celles de la série de Hăghimaș-Rarău, on peut conclure que la nappe de Hăghimaș existait également dans le secteur central du synclinal de Rarău mais, vu sa position supérieure par rapport à la nappe de Perșani (Sândulescu, 1967, 1971), elle a été complètement érodée.

Déformations post-tectoniques

La déformation principale du massif de Maramureș est mésocrétacée (phase autrichienne). Les déformations plus jeunes post-tectoniques, ont engendré dans tout le massif des éléments structuraux de vergence interne (occidentale), du type des retrochevauchements et retrodversements.

Nous avons conturé quelques écailles qui peuvent être rangées dans la catégorie des retrochevauchements, elles se trouvent sur le flanc interne du synclinal de Rarău. Les retrodversements sont beaucoup plus évidents, sur le flanc externe.

Les fractures transversales coupent tous les autres éléments structuraux marquant le fait qu'elles sont plus jeunes même que les retrochevauchements ou retrodversements. Ils y a pourtant des indices qui permettent de supposer qu'une grande partie des fractures transversales existait avant les charriages et qu'elles ont été reprises plus tard.

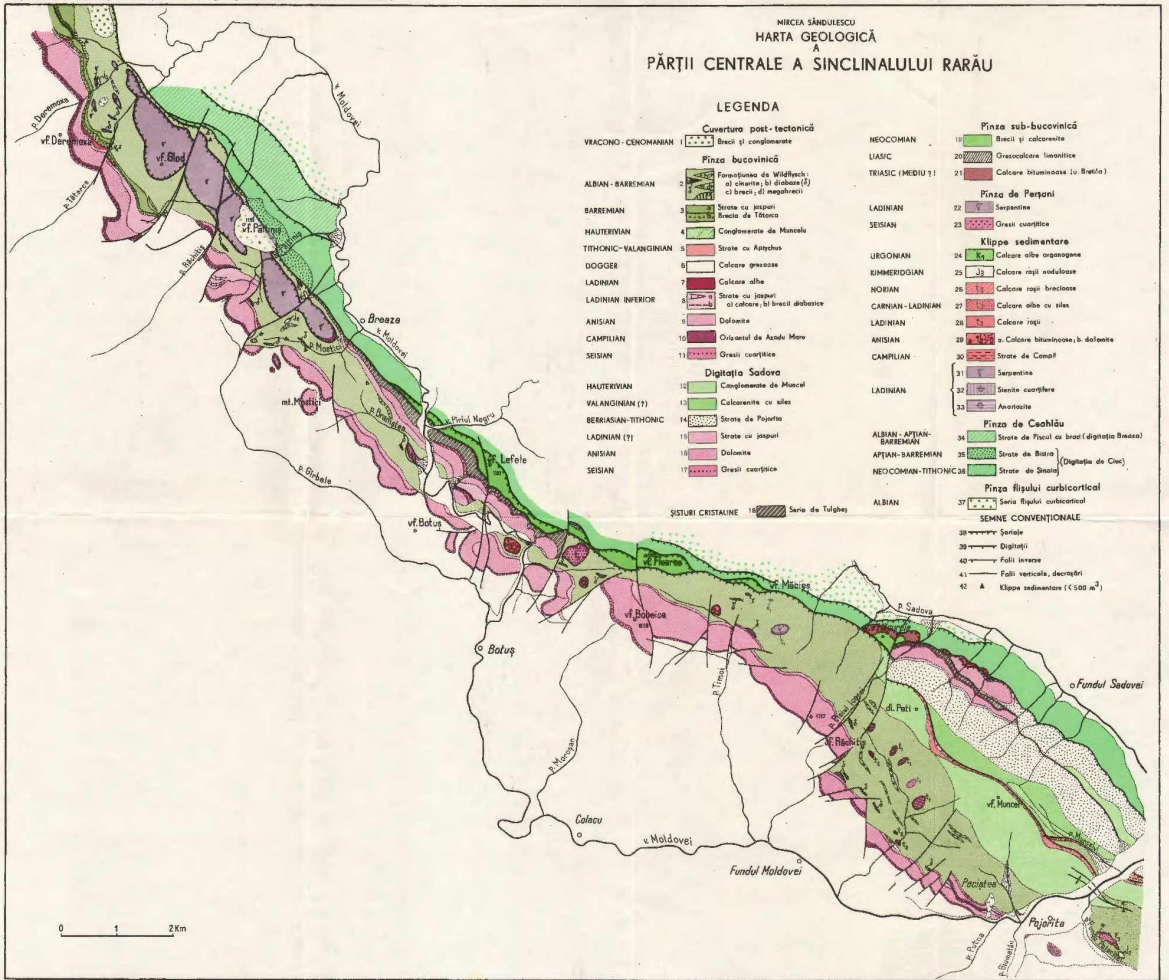
EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la partie centrale du synclinal de Rarău.

Couverture post-tectonique. 1, Vraconien-Léonomanien; brèches et conglomérats; nappe bucovinienne; 2, Albien-Barrémien; formation du Wildflysch, a) cinérites, b) diabases, c) brèches, d) mégabrèches; 3, Barrémien; a, couches à jaspes; b, brèches de Tâtarca; 4, Hautérvien; conglomérats de Muncelu; 5, Tithonique-Valanginien; couches à *Aptychās*; 6, Dogger; calcaires gréseux; 7, Ladinien; calcaires blancs; 8, Ladinien inférieur; couches à jaspes, a) calcaires, b) brèches dolomitiques; 9, Anisien; dolomies; 10, Campilien; horizon d'Azodu Mare; 11, Séisien; grès quartzitiques; digitation de Sadova; 12, Hautérvien; conglomérats de Muncelu; 13, Valanginien (?); calcarénites à silex; 14, Tithonique-Berriasien; couches de Pojorita; 15, Ladinien (?); couches à jaspes; 16, Anisien; dolomies; 17, Séisien; grès quartzitiques; 18, Schistes cristallins; série de Tulgheș; nappe sub-bucovinienne; 19, Néocomien; brèches et conglomérats; 20, Lias; grésocalcaires limonitiques; 21, Trias (moyen ?); calcaires bitumineux (unité de Brețila); nappe de Perșani; 22, Ladinien; serpentines; 23, Séisien; grès quartzitiques; klippes sédimentaires; 24, Urgonien; calcaires blancs organogènes; 25, Kimméridgien; calcaires rouges noduleux; 26, Norien; calcaires rouges bréchiques; 27, Carnien-Ladinien; calcaires blancs à silex; 28, Ladinien; calcaires rouges; 29, Anisien; calcaires bitumineux, a; dolomies, b; 30, Campilien; couches de Campil; 31, Ladinien; serpentines; 32, syénites quartzifères; 33, anorthostites; nappe de Ceahlău; 34, Albien-Aptien-Barrémien; couches de Piscul cu Brazi (digitation de Breaza); 35, Aptien-Barrémien; couches de Blăstra (digitation de Ciuc); 36, Tithonique-Néocomien; couches de Sinașa (digitation de Ciuc); nappe du flysch curbicortical; 37, Albien; série du flysch curbicortical; signes conventionnels; 38, charriage; 39, digitations; 40, failles inverses; 41, failles verticales, décrochements; 42, klippes sédimentaires (moins de 500 m³).



MIRCEA SÂNDULESCU
HARTA GEOLOGICĂ
A
PĂRȚII CENTRALE A SINCLINALULUI RĂRĂU



CONSIDERAȚII ASUPRA FORMAȚIUNILOR PALEOZOICE DIN
REGIUNEA VÎRFUL LUI STAN—PIATRA CLOȘANI
(CARPAȚII MERIDIONALI)¹

DE
ION STĂNOIU²

Abstract

Paleozoic Formations of the Vîrful lui Stan-Piatra Cloșani Area (South Carpathians). A Stratigraphic Approach. The author ascribes the more or less metamorphosed formations occurring within the area under discussion to the following time intervals: Upper Proterozoic (the amphibolite complex and the Lainici-Păiuș Formation), Cambrian-Ordovician (the chlorite-sericite complex bearing limestones and basic volcanic products), Upper Ordovician-Silurian (the Izvorul Valley Formation and the Piatra Cloșani Conglomerates). On the basis of the stratigraphic and petrographic evidence, the diastrophic and metamorphic phases involved both in the evolution and the present occurrence of the discussed formations, are emphasized. Moreover, an attempt is made to draw a parallel between the considered formations and their equivalents of the outer part of the Danubian Autochthonous.

Regiunea Vîrful lui Stan-Piatra Cloșani este situată în extremitatea nordică a platoului Mehedinți, pe teritoriul județelor Gorj și Mehedinți.

Relieful este montan, cu înălțimile maxime în Vîrful lui Stan (1466 m) și Piatra Mare Cloșani (1420 m).

Formațiunile mezozoice (arenitele liasice și în special calcarele) din flancul nord-vestic al sinclinalului Bahna dau o culme continuă între Vîrful lui Stan și Piatra Cloșani. Orientarea acesteia, SW-NE, se suprapune pe direcția structurilor formațiunilor mezozoice care, în mare, corespunde cu cea a formațiunilor paleozoice.

¹ Comunicare în ședința din 3 mai, 1972.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

Șisturile cristaline, și în special rocile granitice situate în bolta anticlinalului Virful lui Stan formează înspre nord-vest un relief mult mai domol. În sectorul virful lui Stan -obârșia văii Capra pe aceste roci se realizează o pantă destul de abruptă către nord-vest, între culmea Obârșia și valea Cernei. Această pantă este întreruptă numai de cornișa de calcare mezozoice din malul stîng al văii Cerna.

De la obârșia văii Capra spre nord-est, pe rocile granitice din bolta anticlinalului Virful lui Stan se ridică o culme, care de asemenea păstrează direcția generală a structurilor SW-NE.

Regiunea este străbătută de o serie de văi care aparțin bazinelor hidrografice ale văilor Cerna și Motru. Cumpăna de ape dintre ele, între Virful lui Stan și obârșia văii Capra, este dată de culmea sculptată în calcarele mezozoice. De la obârșia văii Capra, spre nord-est, cumpăna de ape se mută pe culmea Cernei, suferind o deplasare de circa 4 km către nord-vest. Astfel că în sectorul de la nord de Cheile Corcoaia, afluenții de pe dreapta văii Motru se apropie la mai puțin de 1 km de valea Cernei. Se poate deci prevedea că într-un viitor nu prea îndepărtat (la scara geologică), valea Motru să capteze prin eroziune regresivă, cursul superior al văii Cerna.

Bazinului văii Cerna îi aparțin o serie de văi scurte și paralele, orientate SE-NW (perpendicular pe direcția structurilor), dintre care cele mai importante sînt valea Arsasca și valea Rămnușa Vinătă; toate afluențe pe stînga ale văii Cerna.

Rețeaua tributară văii Motru se împarte în două subbazine hidrografice: cel colectat de Valea Mare (Motru Mare) și cel colectat de valea Motru Sec. Valea Motru Mare (transversală) primește afluenți transversali (Mileanu, Porcărețu) și direcționali (Scărișoara, Comarnic) etc. Valea Motru Sec are un singur afluent transversal (Dobrota) și mai mulți direcționali (Capra, Merișor, Pietrii etc.).

Se observă cum compoziția petrografică a subsolului cit și modul de aranjare a rocilor sînt foarte bine redată în hidrografia și mai ales în orografia regiunii.

La Poienile de Sus (nord-est de Piatra Mare Cloșani), valea Motru Mare prezintă trei nivele de terase, ceea ce demonstrează că în regiune au existat în timpul Cuaternarului cel puțin trei cicluri de eroziune.

Localitățile (Godeanu, Obârșia, Mărășești, Motru Sec, Cloșani) sînt înșirate imediat la sud de culmea dintre Virful lui Stan și Piatra Cloșani.



În regiunea cercetată apar roci granitoide, șisturi cristaline tipice, formațiuni paleozoice slab metamorfizate și formațiuni sedimentare mezozoice. Prezenta lucrare se ocupă numai de formațiunile premezozoice.

I. Istoricul cercetărilor geologice

Informații asupra regiunii Virful lui Stan-Piatra Cloșani se găsesc într-o serie de lucrări mai generale, între care se remarcă cele redactate de Ionescu-Bujor (1911), Manolescu (1937a,b), etc.

G. Munteanu-Murgoci (1908) este primul cercetător care se referă la prezența unor formațiuni paleozoice. El atribuie Carbonifer-Liasicului, gresiile (dovedite ulterior a fi liasice) de sub masivul de calcare dintre Virful lui Stan și Piatra Cloșani.

Ocupându-se de regiunea valea Motru-muntele Oslea, Pavolescu și Pavolescu (1962a, b) deosebesc complexul amfibolitic al seriei de Drăgșan și seria de Lainici-Păiuș, separate printr-un accident tectonic. Autorii arată că peste aceste formațiuni se dispune discordant complexul clorito-sericitos al scriei de Drăgșan. Șisturile sînt considerate ca străpunse și transformate de granit-granodioritul de Șușița, dioritul de Frumosu și granit-granodioritul de Tismana.

Bercia și Bercia (1963)³ execută cartări și revizuri la est de valea Cernei. Cu această ocazie autorii separă seria de Drăgșan cu amfibolite în bază și șisturi tufogene bazice la partea superioară și seria de Lainici-Păiuș alcătuită din complexul blasto-psamitic la partea inferioară și complexul carbonatic la partea superioară. Granitoidele dintre valea Cernei și valea Motru sînt considerate ca mai noi decît seria de Drăgșan, pe cînd granitele de tip Șușița sînt legate de seria de Lainici-Păiuș.

Cu ocazia unor lucrări de prospecțiune la est de valea Motru, Dimitrescu, Stan, Anton, Ceaușu (1963)⁴ se ocupă în mod special de rocile granitice și cristalinul de Lainici-Păiuș.

Într-o lucrare referitoare la autohtonul dintre Cloșani și Obîrșia-Godeanu, Drăghici (1966) deosebește șisturile cristaline ale scriei de Lainici-Păiuș constituite din cuarțite, gnaise psamitice, șisturi micacee, calcare cristaline, șisturi clorito-sericitoase, șisturi amfibolice etc. și depo-

³ I. Bercia, Elyra Bercia. Cartări și revizuri în regiunea cristalinului getic din Godeanu și a autohtonului de la est de valea Cernei. 1963. Arh. Inst. Geol., București.

⁴ R. Dimitrescu, N. Stan, O. Anton. Prospecțiuni geologice în masivul granitic de Tismana. 1963. Arh. Inst. Geol., București.



zitele paleozoice formate dintr-un orizont inferior conglomeratic și un orizont superior argilos. Depozitele paleozoice, în care înglobează și o parte din sisturile cristaline subjacente, sînt atribuite Carboniferului, pe baza asemănării litologice cu formațiunea de Tulișa, formațiunea de Schela și cu formațiunea de la Drencova.

În ultimul timp, în regiune s-au executat prospecțiuni geologice de către Bîrlea, Popescu, Boștinescu, Sălăgeanu (1967)⁵ și Bîrlea, Iancu (1969)⁶, separîndu-se o serie mezometamorfică cu un complex migmatitic și un complex amfibolitic și o serie epimetamorfică reprezentată printr-un complex clorito-sericitos. Între Virful lui Stan și Poiana Mică delimitează o formațiune paleozoică (Carbonifer-Permian), la care însă, după cum reiese din descrieri și din harta geologică, înglobează și baza succesiunii liasice și o parte din cuarțitele succesiunii de tip Lainici-Păiuș de la vest de Poiana Mare. Autorii consideră ca transgresive și discordante complexul amfibolitic și complexul clorito-sericitos, contestînd contactul tectonic dintre seria de Lainici-Păiuș și complexul amfibolitic.

Stănoiu (1971) constată că sub gresiile și conglomeratele liasice se individualizează o formațiune alcătuită din microconglomerate laminate, cuarțite și filite sericitoase — slab cloritoase sau grafitoase, cu fannă de tip Ordovician superior? — Silurian inferior, probabil și mediu. Această formațiune este considerată discordantă peste un complex clorito-sericitos, cu calcare și produse vulcanice bazice, care spre nord vine în contact cu complexul amfibolitic prin intermediul unui accident tectonic. Formațiunea fosiliferă este paralelizată, în parte, cu seria de Tulișa considerată ca o formațiune comprehensivă. Granitele, care străpung complexele amfibolitic și clorito-sericitos nu afectează formațiunea siluriană.

Un an mai tîrziu, Stănoiu (1972) echivalează sisturile clorito-sericitoase cu calcare și produse vulcanice bazice de sub formațiunea paleozoică fosiliferă, cu formațiunea asemănătoare din munții Parîng (valea Minileasa-obîrșia văii Jieț) și nordul munților Retezat, cu formațiunea diabaz-filitoidă de la sud de Dunăre (Iugoslavia), atribuindu-le pe toate Cambrianului. Propune ca formațiunea fosiliferă (Ordovician

⁵ Lidia Bîrlea, Viorica Popescu, S. Boștinescu, Maria Sălăgeanu. Prospecțiuni geologice pentru metale rare și disperse în granitele din munții Cerneli. 1967. Arh. Intr. geol. prosp., București.

⁶ Lidia Bîrlea, Viorica Iancu. Prospecțiuni geologice pentru metale rare și disperse în granitele din munții Cerneli (zona văii Cerneli-Culmea Obîrșia-Virful lui Stan) (jud. Gorj). 1969. Arh. Intr. geol. prosp., București.



superior?-Silurian inferior, probabil și mediu) să fie denumită formațiunea de Valea Izvorului. În partea estică a autohtonului danubian, în succesiunea geologică urmează formațiunea de Tulișa (Devonian-Carbonifer inferior - [mediu?]) pe care autorul o redefineste prin separarea formațiunii cambriene din munții Parîng și Ketezat care anterior fusese înglobată tot la formațiunea de Tulișa. Formațiunea de Schela este considerată a fi compusă din formațiunea de Rafaila (Carbonifer superior) în bază și formațiunea liasică la partea superioară.

II. Considerații stratigrafice

În cadrul succesiunii geologice premezozoice din regiunea Vîrfului lui Stan-Piatra Cloșani am separat următoarele formațiuni: complexul amfibolitic (M a n o l e s c u, 1937a), seria de Lainici-Păiuș (M a n o l e s c u, 1937a), complexul clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice, formațiunea de Valea Izvorului (S t ă n o i u, 1971) și conglomeratele de Piatra Cloșani. Apar și roci magmatice (granitoide, lamprofire etc.).

Toate acestea sînt acoperite discordant de arcnitele și ruditele liasice.

Descrierea sumară a complexului amfibolitic, a seriei de Lainici-Păiuș și a complexului clorito-sericitos se va face după lucrările redactate de P a v e l e s c u și P a v e l e s c u (1962a, b); B e r c i a și B e r c i a (1963)⁷; B î r l e a, P o p e s c u, B o ș t i n e s c u, S ă l ă g e a n u (1967)⁸ și B î r l e a, I a n c u (1969)⁹, geologi care au studiat în mod amănunțit formațiunile respective.

A) Complexul amfibolitic

Această formațiune mai este cunoscută și sub numele de complexul amfibolitic al seriei de Drăgășan (P a v e l e s c u, 1953).

Complexul amfibolitic apare ca o fișie continuă, orientată NE-SW, între Vîrfului lui Stan și Piatra Cloșani, constituind flancul sud-estic al anticlinalului Vîrfului lui Stan. De aici se continuă spre nord-est, legîndu-se cu amfibolitele de la vest de muntele Oslea.

Complexul amfibolitic este constituit din amfibolite, gnaise amfibolice, paragneise și micașisturi. Procentual predomină net amfibolitele cu aspect rubanat.

⁷ *Op. cit.* pct. 3.

⁸ *Op. cit.* pct. 5.

⁹ *Op. cit.* pct. 6.



Pe rama sud-estică a fișiei de amfibolite, la contactul cu seria de Lainici-Păiuș, apar intense fenomene de retromorfism (amfibolitele sînt transformate parțial sau total în șisturi cloritoase) și milonitizare, ca efect al unui important accident tectonic.

Spre nord-vest, fișa complexului amfibolitic este din ce în ce mai străpunsă și mai transformată de rocile granitoide care sînt situate în bolta structurii anticlinale Virful lui Ștan. Astfel, la contactul cu granitoidele apare o zonă puternic migmatizată. Enclave de roci cristaline, incomplet digerate, sînt prezente uneori chiar și în mijlocul masivului granitoid.

B) Seria de Lainici-Păiuș

Seria de Lainici-Păiuș urmează la sud-est de complexul amfibolitic prin intermediul unui important accident tectonic. Cea mai mare dezvoltare o are pe văile Motru Mare și Motru Sec, pînă la valea Merișor (afluent pe dreapta al văii Motru Sec). De aici, spre vest, dispare sub o stivă de șisturi clorito-sericitoase cu intercalații de calcare și produse vulcanice bazice. Ea apare din nou la vest de Poiana Mare și la nord de Culmea Obirșia, de sub șisturile clorito-sericitoase cu calcare și produse vulcanice bazice.

Din punct de vedere petrografic seria de Lainici-Păiuș este constituită din cuarțite, paragnaise, șisturi micacee, șisturi clorito-sericitoase etc. Ca și în cazul complexului amfibolitic, fenomenele de migmatizare sînt foarte frecvente și intense. De asemenea rocile granitoide apar destul de des în asociație cu seria de Lainici-Păiuș.

În lungul văii Scărișoara, pe o direcție paralelă cu dislocația dintre complexul amfibolitic și seria de Lainici-Păiuș, apar mineralizații difuze de pirită, însoțite de milonite. Ele apar atât în rocile seriei de Lainici-Păiuș cît și în rocile granitoide.

C) Complexul clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice

Din investigațiile pe care le-am executat în regiune s-a constatat că seriei de Lainici-Păiuș, așa cum a fost ea definită de Manolescu (1937a), îi corespunde numai complexul blastopsamitic separat de Bercia și Bercia (1963)¹⁰, unele apariții ale complexului migmatitic și o bună parte din complexul clorito-sericitos al geologilor Birlea, Po-

¹⁰ *Op. cit.* pct. 3.



popescu, Boștinescu, Sălăgeanu (1967)¹¹ și Birlea, Ianu (1969)¹². Cea mai mare parte din complexul clorito-sericitos (Birlea, Popescu, Boștinescu, Sălăgeanu, 1967 și Birlea, Ianu, 1969) și întregul complex carbonatat (Bercia și Bercia, 1963) prezintă caracteristici care demonstrează că ele alcătuiesc o formațiune aparte. Această succesiune a fost paralelizată (Stănoiu, 1971) cu partea superioară a complexului clorito-sericitos al seriei de Drăgșan.

Peste seria de Lainici-Păiuș se dispune o formațiune clorito-sericitoasă, cu frecvente intercalații de calcare cristaline și produse vulcanice bazice. Ea este foarte bine dezvoltată în bazinul superior al văii Motru Sec, pe văile Capra și Dobrota, imediat la sud-est de linia tectonică ce separă complexul amfibolitic de seria de Lainici-Păiuș.

Pe culmea din malul stîng al văii Merișor, pe botul de deal de la confluența văii Capra cu valca Dobrota, cît și pe afluenții din versantul stîng al văii Dobrota este evidentă poziția acestui complex, superioară seriei de Lainici-Păiuș. Și mai concludent, acest lucru se observă la nord de culmea Obârșia și la vest de Poiana Mare, unde peste onarțite, gnaise și șisturi micacee foarte intens migmatizate, de tip Lainici-Păiuș se dispun șisturi clorito-sericitoase cu intercalații de calcare și produse vulcanice bazice.

Complexul clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice se compune din următoarele tipuri petrografice: șisturi clorito-sericitoase, șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, șisturi actinolitice, calcare cristaline, rare șisturi grafitoase, metabazile și migmatite.

Șisturile clorito-sericitoase sînt constituite din clorit, sericit, cuarț, feldspat, epidot etc. Aspectul macroscopic al rocii variază funcție de raportul dintre aceste minerale. Cel mai adesea roca este șistoasă, satinată, de culoare verzuie cu nuanțe cenușii. Structurile sînt de tip lepidoblastic sau granolepidoblastic, iar texturile șistoase. Ca minerale accesorii apar apatitul și sfenul. Șisturile clorito-sericitoase constituie tipul petrografic predominant, celelalte apărînd ca intercalații lenticulare.

Șisturile cloritoase cu porfiroblaste de albit au o parageneză caracteristică constituită din albit, epidot, clorit, cuarț etc. Subordonat se citează sfenul. Culoarea este verzuie, textura șistoasă și structura porfiroblastică. Compoziția mineralogică și caracterele petrografice au determinat pe antecercetători să considere aceste roci ca derivatele metamorfice ale unor produse vulcanice bazice.

¹¹ *Op. cit.* pct. 5.

¹² *Op. cit.* pct. 6.



Șisturile actinolitice reprezintă șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, în parageneza cărora apare actinotul. Ele sînt considerate că s-au format de asemenea pe seama unor produse vulcanice bazice.

Calcarele cristaline constituie unul dintre caracterele petrografice principale ale acestei formațiuni. Foarte frecvent ele au aspect rubanat, datorită alternanței benzilor carbonatice cu celelalte tipuri petrografice enumerate mai sus. Culoarea este cenușie, pînă la verzuiu. În asociație cu calcitul, Bercia și Bercia (1963) citează diopsid, tremolit, actinolit, feldspat potasic, plagioclaz, hornblendă, cuarț, grafit etc. Parte dintre aceste minerale accesorii din calcare pot fi puse, așa cum arată autorii, pe seama fenomenelor de contact cauzate de numeroasele injecții granitoide.

Metabazitele prezintă o textură orientată, ca efect al proceselor de metamorfism. O ivire importantă de metabazite apare pe poteca ce pornește din extremitatea estică a Poienii Mari, spre nord, pe culmea ce separă bazinele de recepție ale văilor Arsasca și Rămnuța Vinătă. Ele sînt constituite dintr-o masă microgranulară feldspatică, orientată, cu fenocristale de oligoclaz-andezin, hornblendă, piroxen etc. Feldspații sînt saussuritizați iar hornblenda și piroxenui cloritizate.

Atît seria de Lainici-Păiuș cît și complexul clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice sînt străpunse de roci de tipul lamprofir-diabaz care nu au un grad prea ridicat de metamorfism (Pavelescu și Pavelescu, 1962a, b, etc.). În cea mai mare parte ele ar putea fi interpretate drept canalele pe care s-a insinuat magma ce a generat produsele vulcanice bazice asociate formațiunii clorito-sericitoase. Unele dintre ele ar putea fi legate chiar de erupțiunile bazice din timpul Cretacicului superior.

Influența injecțiilor granitice asupra formațiunii clorito-sericitoase este pusă în evidență și prin prezența unor fenomene de migmatizare, care au fost de asemenea semnalate de antecercetători.

Din cele expuse pînă aici se poate observa o discontinuitate litologică între formațiunea clorito-sericitoasă cu calcare și seria de Lainici-Păiuș dedesubt. Seria de Lainici-Păiuș este caracterizată printr-o migmatizare foarte intensă și prin abundența șisturilor micacee, pe cînd în formațiunea clorito-sericitoasă fenomenele de migmatizare sînt mai slabe, iar prezența micelor constituie o raritate. Atunci cînd totuși apar, miciele au de cele mai multe ori o poziție indiferentă față de șistozitate, ceea ce le-ar putea lega genetic, cel puțin în parte, de injecțiile granitice. În acest caz se pare că între cele două formațiuni există o discontinuitate metamorfică, indicînd existența la acest nivel stratigrafic a unei faze de metamorfism. O



comparație între formațiunea clorito-sericitoasă și complexul amfibolitic conduce la aceleași concluzii.

Pe aceste argumente, Stănoiu (1971, 1972) a considerat formațiunea clorito-sericitoasă cu calcare și produse vulcanice bazice de la obârșia văii Motru ca discordantă.

Șisturile clorito-sericitoase asociate cu produse vulcanice bazice și calcare sugerează faciesul argilelor bathiale, considerat ca reprezentativ pentru prima fază de geosinclinal. Produsele vulcanice bazice par a fi rezultatul unor erupții submarine și pot fi interpretate ca vulcanismul inițial al ciclului geomagmatic caledonian. Aceeași interpretare a fost dată de Codarcea-Dessila, Codarcea (1969) pentru ofiolitele asociate seriei de Corbu (Codarcea-Dessila și Codarcea, 1969).

La est de regiunea cercetată, Pavulescu și Pavulescu (1962a, b) descriu o formațiune discordantă peste seria de Lainici-Păiuș cît și peste complexul amfibolitic, pe care o denumesc complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgșan.

În munții Parîng, pe valea Mînilcasa și la obârșia văii Jieț se individualizează o formațiune identică din punct de vedere petrografic, cu formațiunea clorito-sericitoasă de la obârșia văii Motru. Ea a fost bine studiată de Pavulescu și Pavulescu (1966) etc. și echivalată cu formațiunea de Tulișa. Autorii arată că această formațiune se dispune discordant peste granite și peste ambele complexe ale seriei de Drăgșan.

De asemenea, în nordul munților Retezat, Mîcu, Paraschivescu (1970)¹³ descriu la seria de Tulișa o succesiune clorito-sericitoasă cu calcare și roci tufogene bazice care s-ar dispune discordant peste complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgșan și peste rocile granitoide.

Stănoiu (1972) a atribuit Cambrianului, complexul clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice de la obârșia văii Motru, paralelizîndu-l cu formațiunile asemănătoare din munții Parîng și Retezat. De altfel Codarcea-Dessila, Codarcea (1969) au afirmat că „termenii aparținînd Cambrianului trebuie căutați în zonele de filite asociate cu serpentinitele care apar în partea de nord a autohtonului danubian (masivul Retezat)”.

Vîrsta i-a fost acordată pe baza paralelizării cu formațiunea asemănătoare din nordul munților Retezat din care Adina Visarion și Simona Gherega au determinat o asociație microfioristică de tip

¹³ C. Mîcu și C. Paraschivescu au descris această succesiune la formațiunea de Tulișa. Anterior ea a fost înglobată, în parte, la complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgșan.



Cambrian (*Protoleiosphaeridium cambriense* Tim., *Tiloligotriletum asperum* Tim. etc.). Un alt argument în favoarea acestei vîrste l-au constituit resturile de Archaeociatidae citate de geologii jugoslavi (Kalenić)¹⁴ dintr-o formațiune absolut identică și care este cunoscută la sud de Dunăre sub numele de complexul diabaz-filitoid. Pe teritoriul țării noastre complexul diabaz-filitoid se continuă cu seria de Corbu (Codarcea-Dessila, Codarcea, 1969).

Referitor la autohtonul Carpaților Meridionali, în afară de formațiunile amintite, complexul clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice de la obîrșia văii Motru ar mai putea sugera unele încercări de paralelizare cu seria elastică (Manolescu, 1937 a) care după majoritatea cercetătorilor ar fi sinonimă cu complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgășan (Pavelescu, 1953). În tot cazular fi foarte greu de admis că succesiunea complexului clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice de la obîrșia văii Motru, să nu-și găsească un echivalent, cel puțin în parte, în succesiunile descrise în diversele regiuni sub numele de seria elastică sau complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgășan.

Ca vîrstă complexul clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice de la obîrșia văii Motru ar aparține Cambrianului, fără a exclude posibilitatea existenței la partea superioară a unor termeni ordovicieni.

Discontinuitatea metamorfică la nivelul limitei dintre seria de Lainici-Păiuș și complexul clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice, a fost pusă (Stănoiu, 1972) pe seama unei faze metamorfice sincronă orogenezei cadomiene.

În acest caz, seria de Lainici-Păiuș și complexul amfibolitic sînt mai vechi decît Cambrianul, reprezentînd probabil partea superioară a Proterozoicului. Ele au fost cutate și metamorfozate, cel puțin într-o primă fază, în timpul orogenezei cadomiene.

D) Formațiunea de Valea Izvorului

Între Virful lui Stan și Piatra Cloșani, peste complexul clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice cit și peste seria de Lainici-Păiuș se dispune discordant o formațiune reprezentată în general, spre bază prin cuarțite albicioase, cenușii sau gălbui, iar la partea superioară prin filite sericitoase, cloritoase și mai rar grafitoase.

¹⁴ M. Kalenić. Din „The Structural zone and the Stratigraphy of the east Serbian Carpatho-Balkanide”, Carpatho-Balkan. Geol. Assoc. VII. Kongr., Belgrade, 1967.

Apariția la suprafață a acestei formațiuni este întreruptă uneori datorită depozitelor deluviiale și coluviiale (grohotișuri), cât și datorită unor depășiri ale formațiunii liasice discordante.

La est de Vîrful lui Stan, de sub arenitele liasice apar filite sericitoase care remaniază elemente decimetrice, bine rulate, de cuarțite.

La nord de localitatea Godeanu, peste șisturile cloritoase cu calcare și produse vulcanice bazice se dezvoltă pe circa 30 m grosime, cuarțite albicioase-cenușii.

De la cuarțite se trece treptat la filite cenușii — uneori verzui, sericitoase — slab cloritoase, care spre partea superioară devin negricioase, ușor grafitoase (circa 250 m grosime). La partea inferioară, ele admit numeroase intercalații cuarțitice lenticulare.

Filitele sînt acoperite discordant de arenitele și ruditele liasice.

În sectorul de la Poiana Mare și Poiana Mică, peste șisturile clorito-sericitoase cu calcare și produse vulcanice bazice se dispune discordant, pe circa 30 m grosime, un pachet de cuarțite și cuarțite sericitoase — slab cloritoase, cenușii-gălbui — uneori slab verzui. Macroscopic se observă prezența a numeroase granule rulate de cuarț, care pot atinge un diametru pînă la 5 mm. Aceste cuarțite formează o cornișe foarte bine evidențiată morfologic pe circa 1 km.

De la cuarțite se trece progresiv la filite sericitoase — slab cloritoase, cenușii-verzui, ușor gălbui, care spre partea superioară devin grafitoase, negricioase (circa 50 m grosime).

Urmează discordant, arenitele și ruditele liasice.

La nord de dealul Gorganu, peste seria de Lainici-Păiuș, pe o grosime de circa 15 m se dispun discordant cuarțite cenușii-gălbui, slab sericitoase, în care apar evident granule rotunjite de cuarț cu un diametru pînă la 5 mm. Ca și în sectorul Poiana Mare-Poiana Mică, granulele de cuarț, cu diametre între 2 și 5 mm, predomină mai ales la partea inferioară.

Peste cuarțite urmează prin trecere gradată, filite sericitoase cenușii-gălbui (circa 20 m grosime), care sînt acoperite discordant de formațiunea liasică.

Filite sericitoase gălbui, slab satinat și cuarțite cenușii au fost observate și la vest de Piatra Mică Cloșani, sub formă de blocuri pe pantă. Din situația geologică cunoscută ele sînt localizate peste cristalinelul de tip Lainici-Păiuș și sub arenitele liasice.

În toate punctele enumerate, cuarțitele sînt constituite dintr-o fracțiune grosieră reprezentată prin granule de cuarț, mîce și feldspat și o fracțiune fină reprezentată predominant prin sericit și clorit.



Procentual, fracțiunea grosieră din cuarțite depășește 40-50 % din masa rocii. Ea este formată din granule de cuarț subangulare, care pot ajunge pînă la 5 mm diametru. Contactele între granule sînt de tip sutural accentuat. Se observă foarte des creșteri exagerate după direcții perpendiculare pe cele ale ștressului, în așa fel că 2 granule de cuarț, destul de distanțate, ajung să se unească între ele printr-un contact foarte zimțat. Abundența granulelor de cuarț imprimă rocii, în secțiuni subțiri, un aspect mozaicat.

În mod cu totul subordonat, granulelor de cuarț li se asociază fragmente detritice de mică (predomină biotitul cloritizat), a căror diametre nu depășesc decît accidental 1 mm. Și mai rare sînt granulele de feldspat sau apatit.

Matricea (fracțiunea fină) este constituită predominant din sericit, cărnia i se asociază subordonat cloritul. Structura este granoblastică.

Cuarțitele au luat naștere din arenite cu secvențe siltice și ruditice, prin acțiunea unui slab metamorfism regional. Matricea argiloasă a recristalizat, biotitul a fost cloritizat iar granulele de cuarț au crescut după direcții perpendiculare pe cele ale ștressului. În același timp, sub influența presiunii și temperaturii, pe direcțiile paralele cu cele ale ștressului, acolo unde se realizau presiunile maxime, granulele de cuarț au suferit probabil dizolvări. Elementele de dimensiuni mai mari, chiar și cele de cuarțite, au fost aplatizate.

Filitele sînt constituite și ele dintr-o fracțiune fină (matricea) și una grosieră.

Fracțiunea fină este reprezentată prin sericit și mai rar clorit. La partea superioară, în succesiunea geologică a filitelor apare și grafitul.

Fracțiunea grosieră, care participă în general printr-un procent mediu de circa 10-20 % din masa rocii, este constituită din granule de cuarț, asociat subordonat cu mică (biotit cloritizat) etc.

Într-o secțiune subțire se observă fragmente centimetrice de șisturi cloritoase de tipul celor din complexul clorito-sericitos. Deci o parte din clorit, care de obicei apare sub formă de insule, poate fi explicat prin remanieri din complexul clorito-sericitos. O altă parte s-a format pe seama biotitului. Restul cloritelor pot fi puse pe seama mineralelor argiloase, ca efect al unui metamorfism slab, probabil varisc. Foarte des cloritele apar sub formă de plaje sferice sau eliptice, care ar putea sugera resturile unor radiolari intens transformați (sugestie dată de V. Corvin Papiu).

Structura este în general lepidoblastică sau granolepidoblastică, iar textura șistoasă.

În rocile care alcătuiesc formațiunea de Valea Izvorului se remarcă prezența piritei, hematitului și limonitului sub formă de cuiburi sau ca diseminări difuze în cadrul matricei.

Filitele s-au format pe seama unor siltite în condiții de metamorfism slab: mineralele argiloase au recristalizat, biotitul a fost cloritizat, textura a devenit orientată (șistoasă) etc.

Din cele arătate se poate observa că rocile descrise formează o entitate stratigrafică evidentă. Între Vârful lui Stan și obârșia văii Gorganul ea repauzează peste șisturile clorito-sericitoase cu calcare și produse vulcanice bazice, iar de aici spre nord-est, pînă la vest de vârful Piatra Mică Cloșani, este suportată de cuarțitele, paragnaisele și șisturile micacee ale seriei de Lainiei-Păiuș.

Faptul că rocile în discuție, denumite de Stănoiu (1972) formațiunea de Valea Izvorului repauzează pe formațiuni de vîrste diferite, constituie argumentul hotărîtor în favoarea unei poziții discordante.

În ceea ce privește vîrsta s-a recoltat (Stănoiu, 1971) din baza filitelor sericitoase — slab cloritoase, de la nord de localitatea Godeanu, o asociație faunistică constituită din celenterate, brizoare, brahiopode, crinoide și trilobiți. Dintre celenterate sînt prezente grupul tabulatelor (*Favosites* sp. și *Halysites* sp.) și tetracoraliilor (*Cyathophyllum*? sp. etc.). Brizoarelor le aparțin cîteva forme care fac parte din grupul Fenestellidae (*Fenestella*? sp.) etc. În cadrul brahiopodelor s-au recunoscut exemplare atribuite următoarelor familii: Plectorthidae (subfamilia Plectorthinae); Dolerorthidae (*Dolerorthis* sp.); Dalmanellidae; Sowerbyellidae: *Eoplecodonta* sp. și *Ygerodiscus* sp. aff. *Y. undulatus* (Salter); Leptaenidae: *Leptaena* sp. și *Langella* s. (sau *Tofoleptina tufogena* Havl.); Atripyidae: *Atrypina* sp. aff. *A. barrandei* (Davidson) și *Atrypa* sp. aff. *A. reticularis* (Linne) și Anoplothecidae: *Coclospira* aff. *C. hemisphaerica* (Sowerby). Resturile de trilobiți aparțin familiilor Encrinuridae: *Encrinurus* sp. și Calymenidae: *Flexicalymene* sp. sau *Calymene* sp.

Cele mai multe dintre resturile organice au fost recoltate din fragmentele de rocă dezagregate și curse pe pantă. Fosilele colectate din stratele în loc nu permit încă stabilirea unei succesiuni faunistice. Apar intercalații fosilifere lenticulare, care uneori capătă aspectul unor lumașele. Roca este complet decalcifiată și cochiliile calcaroase dizolvate, din care cauză resturile organice se întîlnesc numai sub formă de mlașe, îngreunînd foarte mult determinările.



Se remarcă abundența brahiopodelor (ordinul *Orthida* și *Strophominida*), crinoidelor și trilobiților (familia *Calymenidae*, subfamilia *Calymeninae*). Cele mai multe dintre grupele și genurile prezente apar în Ordovician și se sting în Silurian, majoritatea în Silurianul inferior. Unele forme sînt situate în Silurian sau chiar în baza acestuia. Dacă adăugăm abundența relativă a tetracoralilor cît și absența brahiopodelor din grupul *Spiriferida* și *Productida*, vîrsta pachetului fosilifer se restrînge la Silurianul inferior. Trilobiții din genul *Flexicalymene*, care în Europa e cantonat strict în Ordovician iar pe continentul american persistă pînă în baza Silurianului, ridică problema prezenței Ordovicianului superior. Deoarece fauna a fost recoltată din baza pachetului de filite, nu poate fi exclusă nici prezența unor termeni mai noi ai Silurianului.

Poziția discordantă a formațiunii de Valea Izvorului, peste complexul clorito-sericitos atribuit Cambrianului, demonstrează că în partea de est a autohtonului danubian, s-a manifestat un diastrofism caledonian în una din fazele sardă, trondhjem sau taconică.

Se observă o evidentă discontinuitate metamorfică mai ales între formațiunea de Lainici-Păiuș și formațiunea de Valea Izvorului. O oarecare diferență în ceea ce privește gradul de metamorfism se observă și între formațiunea de Valea Izvorului și complexul clorito-sericitos. În formațiunea de Valea Izvorului sînt evidente chiar macroscopic texturile tipice rocilor sedimentare, pe cînd în complexul clorito-sericitos acestea sînt foarte estompate, rocile avînd caracterele unor șisturi cristaline. Se poate deci presupune că la acest nivel stratigrafic (între Cambrian și Silurian) s-a manifestat un metamorfism caledonian, cînd a fost metamorfizat, într-un prim stadiu, complexul clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice. Există deci dovezi în sprijinul existenței în autohtonul Carpaților Meridionali, a unui diastrofism caledonian (faza sardă, trondhjem sau taconică) însoțit de metamorfism. Aceasta este în acord cu cele susținute de Codarcea-Dessila, Codarcea (1969) care au atribuit seria de Corbu (Codarcea, 1940) ciclului tectonic caledonian.

E) Conglomeratele de Piatra Cloșani

La nord de Piatra Mare Cloșani, peste formațiunea de Lainici-Păiuș și sub arenitele liasice, în continuarea fișiei formațiunii de Valea Izvorului se individualizează un nivel (circa 20-30 m grosime) reprezentat prin rudite și arenite laminate, verzui. Uneori apar și intercalații de siltite grosiere.

Elementele ruditelor și arenitelor sînt reprezentate prin cuarțite, granite echigranulare de tip Șușița, gnaise, roci magmatice foarte alterate



etc. Diametrul lor poate ajunge pînă la 10 cm. Aceste elemente, ușor aplatizate, sînt prinse într-o matrice formată din sericit, mai rar clorit, cărora li se adaugă granule de cuarț, feldspat, mica (în special biotit) și fragmente de roci (marțite, gnaise, granite de tip Șușița etc.). Cuarțul este în general slab rotunjit, iar feldspatii prezintă contururi angulare, cel mai adesea cristalografice. Granulele de feldspat, care uneori înglobează cristale feldspatice mai mici, prezintă o rețea densă de fisuri ce se suprapun în cele mai multe cazuri, clivajului. Pe aceste fisuri feldspatii sînt sericitizați.

M a n o l e s c u (1937 a) citează în partea de sud a munților Vulcan, șisturi, gresii și conglomerate laminate (Verucano), pe care le atribuie Permianului.

Din incursiunile făcute în această regiune am constatat că pe valea Șușița, la Poiana Bordului și la nord de Gruiul Mare, peste seria de Lainici-Păiuș și granitul de tip Tismana, apare o succesiune identică cu cea de la nord de Piatra Mare Cloșani. Și aici ea este de asemenea acoperită discordant de arenitele liasice.

Se observă că succesiunea de la Piatra Cloșani are aceeași poziție ca și cea din sudul munților Vulcan : peste formațiunea de Lainici-Păiuș și sub arenitele liasice. De asemenea, între succesiunile de la Piatra Cloșani și sudul munților Vulcan se observă o mare asemănare litologică. O oarecare asemănare litologică există și între unele conglomerate din baza seriei de Tuliza și conglomeratele de la Piatra Cloșani.

Succesiunea de la Piatra Cloșani apare în continuarea formațiunii de Valea Izvorului și într-o poziție stratigrafică identică. În pachetul mai grosier din baza formațiunii de Valea Izvorului apar secvențe psamitice laminate, cenușii-verzui, identice cu matricea conglomeratelor de la Piatra Cloșani. De asemenea formațiunea de Valea Izvorului capătă un aspect din ce în ce mai grosier de la Vierful lui Stan spre Piatra Cloșani.

Toate cele arătate conduc la presupunerea că succesiunea de la Piatra Cloșani reprezintă un facies mai grosier al formațiunii de Valea Izvorului. Aspectul mai grosier s-ar datora apropierii granitului de Tismana care a furnizat grusul pe seama căruia s-a format formațiunea respectivă.

Pentru a nu apare confuzii stratigrafice atunci cînd se fac referiri la situația de la obîrșia văii Motru propunem ca succesiunea grosieră de la nord de Piatra Mare Cloșani să fie denumită conglomeratele de Piatra Cloșani.

Din ceea ce se cunoaște pînă în prezent în Carpații Meridionali, conglomeratele de Piatra Cloșani nu pot fi atribuite Permianului sau altei

perioade mai noi. Ele ar avea o vîrstă Ordovician superior?-(Silurian) inferior și s-ar paraleliza cu formațiunea de Valea Izvorului, cu conglomeratele din sudul munților Vulcan și, probabil, cu o parte a conglomeratelor din baza seriei de Tulișa.

Au mai fost cercetători care au încercat să separe conglomeratele bazale de restul formațiunii de Tulișa: *Manolescu* (1937 a) le descrie la seria clastică, iar *Pavelescu, Răileanu* (1963), într-o schiță, le așază în dreptul acoladei care delimitează complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgșan, atribuindu-le Silurianului. Separarea conglomeratelor de restul formațiunii de Tulișa este susținută și de *S. Năstăseanu*¹⁵.

După cum am mai arătat, în matricea conglomeratelor de Piatra Cloșani apar foarte numeroase fragmente de cristale mari de feldspat, care pot atinge lungimi de 4-5 cm. Din ceea ce se cunoaște în regiune, ele nu pot fi puse decît numai pe seama granitelor de Tismana. Prezența lor într-o matrice sericitică, sfărîmarea și fisurarea intensă, asocierea cu cuarțul în fragmentele de rocă etc., sînt argumente care nu permit admiterea unei feldspatizări sub influența granitului de Tismana. Aceasta în primul rînd ar presupune o recristalizare a cimentului sericitic, ceea ce nu se observă la conglomeratele de Piatra Cloșani. Feldspații nu apar niciodată în elementele rulate din conglomeratele de Piatra Cloșani.

H. Savu (informație verbală) a confirmat că aceste fragmente detritice mari de feldspat, cu texturi perititice, sînt de tipul celor care alcătuiesc porfiroblastele granitului de Tismana.

De asemenea conglomeratele de Piatra Cloșani nu sînt niciodată străhătute de filoane granitice.

Forma colțuroasă, cristalografică, a fragmentelor de feldspat poate fi explicată prin faptul că acestea, înainte de a putea fi rulate, se fisurau și fragmentau foarte ușor pe planele de clivaj. Ele își au originea în grusul granitului de Tismana, pe seama căruia s-au format rocile ce au dat naștere conglomeratelor de Piatra Cloșani.

Deci granitul de Tismana apare ca mai vechi decît conglomeratele de Piatra Cloșani care ar putea aparține Silurianului.

Formarea conglomeratelor de Piatra Cloșani pe seama grusului granitului de Tismana ar putea explica și aspectul mai grosier al acestora

¹⁵ *S. Năstăseanu, I. Stănciu, D. Morariu, Violeta Miescu, Cornelia Bițoiianu, Elena Mirăuță*. Elaborarea sintezei geologice a părții de vest a Carpaților Meridionali. Formațiunile paleozoice slab metamorfizate. 1971. Arb. Inst. Geol., București.

față de restul formațiunii de Valea Izvorului. Pe granitul de Tismana luau naștere roci grosiere cu numeroase remanieri de fragmente mari de feldspat, pe cînd pe șisturile cristaline și granitele mai fine de tip Șușița în conglomeratele, cuarțitele și filitele sincrone, fragmentele de feldspat cu dimensiuni mari lipsesc.

Aspectul laminat cif și cimentul sericitic demonstrează că rocile ce alcătuiesc conglomeratele de Piatra Cloșani au fost ușor metamorfozate, împreună cu formațiunea de Valea Izvorului, probabil odată cu formațiunile de Tuliza și Rafaila, în una din fazele finale ale orogenezei varîșce (saalică sau pfaltzică).

În ceea ce privește paraclizările cu alte sectoare ale părții externe a autohtonului Carpaților Meridionali, inițial (S t ă n o i u, 1971) s-a presupus că formațiunea fosiliferă de la obîrșia văii Motru se paralelizează cu formațiunea de Tuliza, care ar constitui o serie comprehensivă (Cambrian-Ordovician-Silurian-Devonian), chiar cu unele discordanțe. Ulterior (S t ă n o i u, 1972) a fost redefinită noțiunea formațiunii de Tuliza din care s-a separat formațiunea cambriană (șisturile clorito-sericitoase cu calcare și produse vulcanice bazice de la obîrșia văii Motru, munții Paring și nordul munților Retezat). Cu această ocazie s-a propus ca sfera noțiunii de Tuliza să fie restrînsă la definiția dată inițial de P a v e l e s c u (1953): formațiune discordantă cu caracter transgresiv, alcătuită din trei complexe litologice; în bază conglomerate și gresii, urmate de calcare și dolomite, de la care se trece la filite sericitoase grafitoase cu lentile de calcare, gresii și conglomerate. La partea superioară a complexului filitos se individualizează un nivel mai grosier cu gresii și conglomerate¹⁶. S-a arătat că dezvoltarea tipică a formațiunii de Tuliza redefinite se realizează la obîrșia văii Jiului românesc, în sectorul muntelui Oslea; vârful Tuliza din munții Retezat fiind sculptat în șisturile clorito-sericitoase care alcătuiesc fundamentul formațiunii de Tuliza. În munții Retezat formațiunii de Tuliza redefinite îi aparțin succesiunile din vârful Bai (interfluviul Rîu Vărbat-valea Bărușor) și dealul Sec (interfluviul valca Muncelu-valca Bărușor) etc., o parte din celelalte apariții atribuite formațiunii de Tuliza reprezintă de fapt intercalații de șisturi grafitoase, calcare și roci detritice în cadrul succesiunilor clorito-sericitoase subjacente. Locul formațiunii de Valea Izvorului a fost apreciat sub formațiunea de Tuliza redefinită și peste formațiunea cambriană.

¹⁶ I. S o l o m o n. (1964, 1965, 1966, 1967). Rapoarte, Arh. I.G.P. București.



În momentul de față — după cum am mai arătat — se pune întrebarea dacă nu cumva o parte din conglomeratele semnalate de diverși autori în baza formațiunii de Tulișa redefinite, se paralelizează, în parte, cu conglomeratele de Piatra Cloșani.

Deși pentru a defini formațiunea de Tulișa ar fi mai indicată denumirea de formațiunea de Oslea, se pare că în momentul de față satisface încă prima denumire, atât de încetățenită în literatura geologică românească. Aceasta deoarece descrierea stratotipului formațiunii de Tulișa definită inițial de Pavelescu (1953) corespunde conținutului sferei noțiunii de Tulișa redefinite (mai puțin, probabil, o parte din conglomeratele bazale?).

Ar fi greu de admis ca toate conglomeratele din baza unei succesiuni care are un caracter atât de evident transgresiv, să fie separate ca o formațiune aparte.

N-ar fi exclus ca la partea superioară, în orizontul de gresii și conglomerate, formațiunea de Tulișa să cuprindă și unii termeni stratigrafici echivalenți formațiunii de Rafaila (Carbonifer superior).

Deci formațiunea de Tulișa, chiar redefinită, mai lasă încă destul de multe probleme în suspensie, care-și așteaptă rezolvarea.

Ca vîrstă formațiunea de Tulișa redefinită ar putea corespunde, așa cum s-a mai presupus (Stănoiu, 1972), intervalului Devonian-Carbonifer inferior + mediu?

Mai nouă decît formațiunea de Tulișa, și de asemenea discordantă, ar fi formațiunea de Rafaila (Carbonifer superior; conform florei determinate de Semakka, 1963)¹⁷. După conținutul paleontologic ea ar constitui baza formațiunii de Schela. Partea superioară a formațiunii de Schela ar fi reprezentată prin formațiunea basică discordantă (formațiunea de Schela s.s.).

Formațiunile silurian-carbonifer au fost probabil metamorfozate la sfîrșitul orogenezei varisce, în una din fazele diastrofice saalică sau pfaltzică. În regiune, un foarte slab metamorfism s-a manifestat și în timpul orogenezei alpine (probabil în faza Iaramică).

F) Considerații asupra vîrstei rocilor granitoide

În anul 1897, Mrazec denumește granit de Șușița fișia de granite dintre Baia de Aramă și valea Luncavăț.

¹⁷ *Sphenophyllum longifolium* Germ.

Ionescu-Bujor (1911) deosebește în munții Vulcan un simbur granitic și un înveliș gnaisic. Nucleul simburului granitic, de tip Tismana, este înconjurat concentric de granitul de Suseni și granitul amfibolic, toate fiind considerate ca sincrone.

Ulterior, Manolescu (1973 a) descrie rocile tipului Suseni sub numele de granit de Șușița, pe care-l separă de granitul de Tismana. În același an (1973 b), autorul presupune că granitul de Tismana ar fi mai nou față de granitul de Șușița. Vârsta granitelor este considerată ca hercinică.

Codârcea, Pavelescu (1963) sînt de părere că masivele granitoide din Carpații Meridionali au fost puse în loc pînă în timpul orogenezei caledoniene inclusiv, granitul de Tismana fiind cel mai nou. Această idee se desprinde și din alte lucrări: Pavelescu (1967); Pavelescu (1953); Pavelescu, Răileanu (1963) etc.

La obîrșia văii Motru, Pavelescu și Pavelescu (1962 a, b) deosebesc granit-granodioritul de Șușița, dioritul de Frumosu și granit-granodioritul de Tismana mai nou decît cel de Șușița.

Răileanu, Bercia, Pop (1967) admit că formarea granitului de Tismana este mai nouă decît unele gresii argiloase considerate prin analogie cu alte depozite din regiune ca reprezentînd Permianul. Aceasta pe baza faptului că rocile atribuite Permianului, în vecinătatea granitului de Tismana sînt metamorfozate la contact, injectate și metasomatizate.

Bercia și Bercia (1963) fac studii petrografice pe rocile granitoide din regiune. Autorii consideră că în faza de maturitate a geosinclinalului de la sfîrșitul Precambrianului începutul Paleozoicului, a avut loc intruziunea sincinematică a rocilor granitoide care formează corpul dintre valea Cornei și obîrșia Motrului, într-o boltă anticlinală a seriei de Drăgășan. Toț în acest timp, în bolta anticlinoriilor din seria de Lainici-Păiuș s-au pus în loc granitoidele de tip Șușița. Legat de formațiunea de Lainici-Păiuș și de granitoidele de Șușița admit o fază de granitizare mai nouă, cu aport de feldspat potasic cenușiu.

Cu ocazia unor considerații asupra structurii și genezei masivului granitic de Tismana, Pavelescu, Dimitrescu (1966) dau următoarea succesiune în timp: cristalinel de Lainici-Păiuș, granitoidele de Șușița, granitele de Tismana. Autorii arată că este de așteptat să se întilnească și granite mai tinere.

Un an mai tîrziu, Bîrlea, Popescu, Boștinescu, Sălăgeanu (1967) și Bîrlea, Ianen (1969), cu ocazia unor lucrări de prospecțiune au separat corpuri filoniene de roci granitoide care străbat



toate formațiunile geologice din regiune (complexul clorito-sericitos, amfibolitic, migmatitic și granitele de la sud de valea Cernei). Aceste corpuri sînt considerate ca puse în loc după definitivarea metamorfismului regional.

Savu (1968, 1970) consideră că plutonul granitoid de Șușița a fost pus în loc la sfîrșitul ciclului baicalian, odată cu cutarea și metamorfizarea seriei de Lainici-Păiuș.

Rocile granitoide din regiunea de la obîrșia văii Motru apar sub două aspecte principale: tipul Șușița constituit din granite-granodiorite cu structură grăunțoasă și textură masivă sau gnaisică și tipul Tismana reprezentat prin granite cu structură porfiroidă și textură masivă.

Granitoidele de tip Șușița afectează complexul amfibolitic, seria de Lainici-Păiuș și complexul clorito-sericitos. Ele apar remaniate în conglomeratele de Piatra Cloșani și nu afectează formațiunea de Valca Izvorului.

Complexul amfibolitic și seria de Lainici-Păiuș de care sînt legate marile corpuri de roci granitoide din regiune, sînt mai migmatizate, mai metamorfizate și mai intens străpunse de granitoide față de complexul clorito-sericitos.

În munții Parîng și Retezat se admite că formațiunile care au fost paralelizate cu complexul clorito-sericitos repauzează discordant peste fundamentul cristalin și impunătoarele masive de roci granitoide.

Din cele arătate apare ca tentantă presupunerea după care granitoidele de tip Șușița de la obîrșia văii Motru aparțin la cel puțin două generații, așa cum a susținut Bîrlea, Popescu, Boștinescu, Sălăgeanu (1967) și Bîrlea, Iancu (1969).

O generație ar constitui o enorme corpuri de roci granitoide care afectează formațiunea de Lainici-Păiuș și complexul amfibolitic. Ca o caracteristică generală a masivelor amintite o constituie tranziția gradată de la un facies echigranular central, la un facies orientat (gnaisic) periferic, de la care se trece prin intermediul unui complex migmatitic, la șisturile cristaline. Granitoidele din această generație au fost puse în loc în timpul orogenezei cadomiene, contribuind la migmatizarea și metamorfizarea șisturilor cristaline. Aceeași vîrstă o au probabil și marca majoritate a corpurilor larg dezvoltate de roci granitoide din autohtonul Carpaților Meridionali.

Cealaltă generație ar fi reprezentată prin granitoidele de tip Șușița care afectează formațiunea cambriană. Ele au fost puse în loc în timpul orogenezei caledonice, după Cambrian și înaintea Silurianului, constituind o generație mult mai puțin importantă față de cea cadomiană.



În ceea ce privește granitele de Tismana se consideră că ele sînt mai noi decît granitoidele de Șușița pe care le afectează. Numeroase porfiroblaste feldspatice gigantice, din granitul de Tismana, sînt remaniate în conglomeratele de Piatra Cloșani care ar putea aparține Devonianului sau Silurianului.

Deci granitul de Tismana apare ca mai vechi decît Devonianul sau Silurianul. Dacă ținem seama și de faptul că afectează granitoidele sincinematice de tip Șușița atribuite orogenezei cadomiene, atunci vîrsta granitului de Tismana se restrînge la intervalul dintre perioada postcîmpanică a orogenezei cadomiene și orogeneza caledoniană, inclusiv. El s-a format în timpul orogenezei caledoniene (cel mai probabil) sau în perioada de calm orogenic ce a urmat diastrofismului cadomian. Această idee se desprinde și din lucrările întocmite de Codarcea, Pavulescu (1961), Pavulescu (1963), Pavulescu, Răileanu (1963) și Pavulescu (1967).

G) Formațiunile mezozoice

Mezozoicul începe prin formațiunea detritogenă liasică, alcătuită din arenite cuarțo-feldspatice, rudite și siltite. Ea apare ca o fișie continuă între Virful lui Stan și Piatra Cloșani, dispunîndu-se discordant peste toate formațiunile descrise anterior.

Peste formațiunea liasică urmează un nivel subțire de arenite silicioase cu matrice calcaroasă, care corespund probabil Jurasicului mediu.

Jurasicul superior este reprezentat prin calcare stratificate, cenușii, cu accidente silicioase.

Cretacicului inferior îi corespund calcare, în general masive, cu corali și caprotine.

H) Depozitele cuaternare

În cadrul Cuaternarului s-au deosebit depozite aluviale, coluviale și deluviale.

Depozitele aluviale. Lor le aparțin depozitele care alcătuiesc șesurile aluviale ale văilor Motru Mare și Motru Sec, cît și depozitele celor trei nivele de terasă întîlnite pe valea Motru Mare, la Poienele de Sus.

Depozitele deluviale. Acest tip de depozite este foarte bine reprezentat în sectoarele Poiana Mică, Pădurea Drăghiceni și dealul Gorganu. Aici siltitele și blocurile de arenite din cornișa formațiunii liasice au curs

pe pantă, spre nord-vest, sub influența gravitației și a apei de șiroire, formînd o argilă cu blocuri. Depozitele deluviale apar bine dezvoltate în secțiile depresionare de la obârșia văilor, mascînd formațiunile subiacente. Se cunoșc ușor după suprafața terenului vălurită, presărată cu numeroase fragmente și blocuri de arenite și rudite liasice. Depozitele deluviale se formează uneori și pe rocile cristaline și granitice, la baza versanților unor văi mai largi (valea Motru Mare etc.).

Depozitele coluviale. Sînt reprezentate prin grohotișurile larg dezvoltate la nord-vest de virfurile Piatra Mică Cloșani și Piatra Mare Cloșani. Ele s-au format prin rostogolirea sub acțiunea gravitației, a blocurilor și fragmentelor din cornișa de calcare mezozoică.

III. Considerații tectonice

Din punct de vedere tectonic, regiunea dintre Virful lui Stan și Piatra Cloșani aparține autohtonului danubian, fiind situată pe flancul sud-estic al unei mari structuri anticlinale (anticlinalul Virful lui Stan). Acest anticlinal, orientat SW-NE, s-a format probabil în timpul orogenezei cadomiene, cînd în bolta lui a fost pus în loc un imens corp de roci granitoide. Faptul că aceste roci granitoide au fost puse în loc în bolta unei structuri anticlinale a fost sesizat pentru prima dată de Bercia și Bercia (1963).

Flancul sud-estic al anticlinalului Virful lui Stan este afectat de un important accident tectonic disjunctiv longitudinal. Pe această linie tectonică Pavelcescu și Pavelcescu (1962 a, b) și Bercia și Bercia (1963) presupun chiar o încălecare a complexului amfibolitic peste formațiunea de Lainici-Păiuș. Pe teren, traseul acestei falii este materializat prin contactul, aproape întotdeauna la verticală, între seria de Lainici-Păiuș și complexul clorito-sericitos pe de o parte și complexul amfibolitic de cealaltă parte. Se remarcă importante fenomene de retro-morfism și milonitizare. Impregnațiile cu pirită însoțite de milonitizări, de pe valea Scărișoara, sînt orientate pe o direcție paralelă cu cea a liniei tectonice menționate mai sus.

Pe cînd complexul amfibolitic formează aproape întotdeauna un monoclin cu căderi constante spre sud-est, în seria de Lainici-Păiuș se schițează minore ondulații, care însă n-au putut fi urmărite pe distanțe mari datorită dificultăților întimpinate la aprecierea poziției stratelor.

Arenitele și calcarele mezozoice care alcătuiesc culmea dintre Virful lui Stan și Piatra Cloșani constituie flancul nord-vestic al unei imense

zone sinclinale (sinclinalul Bahna), situate imediat la sud-est de regiunea cercetată.

Aceste accidente tectonice longitudinale sînt afectate de falii transversale, dintre care unele apar ca mai vechi decît formațiunea liasică pe care nu o afectează.

IV. Concluzii

În cadrul succesiunii geologice premezozoice din regiunea Vîrfului lui Stan-Piatra Cloșani se individualizează următoarele entități litostratigrafice: complexul amfibolitic, seria de Lainici-Păiuș, complexul clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice, formațiunea de Valea Izvorului și conglomeratele de Piatra Cloșani. Toate sînt acoperite discordant de arenitele și ruditele liasice.

Complexul amfibolitic (Manolescu, 1937 a), reprezentat prin amfibolite, gnaise amfibolice, micașisturi etc., constituie flancul sudic al anticlinalului Vîrfului lui Stan. În bolta acestui anticlinal apare un corp de roci granitoide care migmatizează complexul amfibolitic (Bercia și Bercia, 1963).

Spre sud-est, complexul amfibolitic vine în contact, prin intermediul unui accident tectonic, cu seria de Lainici-Păiuș (Manolescu, 1937 a) alcătuită din cuarțite, paragnaise, șisturi micacee etc. Formațiunea de Lainici-Păiuș este și ea foarte migmatizată și intens străpunsă și metamorfozată de roci granitoide (Pavelescu și Pavelescu, 1962 a, b; Bercia și Bercia, 1963; Bîrlea, Popescu, Boștinescu, Sălăgeanu, 1967; Bîrlea, Iancu, 1969).

Peste seria de Lainici-Păiuș se dispune complexul clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice reprezentat prin șisturi clorito-sericitoase cu intercalații de șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, șisturi actinolitice, calcare cristaline, metabazite etc. La rîndul lui complexul clorito-sericitos este mai slab transformat de roci granitoide. Acest complex a fost amănunțit studiat de Bercia și Bercia (1963), Bîrlea, Popescu, Boștinescu, Sălăgeanu (1967) și Bîrlea, Iancu care l-au repartizat seriei de Lainici-Păiuș.

Între formațiunea de Lainici-Păiuș și complexul clorito-sericitos se preconizează o discontinuitate litologică și metamorfică. Aceasta lasă să se presupună că între cele două formațiuni ar exista raporturi de discordanță, ca efect al unei faze de diastrofism însoțită de metamorfism (faza cadomiană).



O formațiune identică cu complexul clorito-sericitos, în ceea ce privește constituția petrografică și poziția, apare în munții Parîng (valea Mînilasa etc.). Această succesiune a fost considerată ca discordantă peste fundamentul cristalin (seria de Drăgșan) și rocile granitoide, și atribuită seriei de Tulișa (Pavelescu și Pavelescu, 1966 etc.).

În nordul munților Retezat a fost descrisă (Miecu, Paraschivescu, 1970) tot la seria de Tulișa, o succesiune cu o litologie asemănătoare, considerată de asemenea discordantă peste fundamentul cristalin-granit. Ea a furnizat resturi microfioristice care ar indica o vîrstă cambriană: *Protoleiosphaeridium cambriense* Tim., *Tiloligotritetum asperum* Tim. etc. (determinările au fost făcute de Adina Visarion și Simona Gherega).

În partea de nord a Țugoslaviei, dintr-o formațiune identică litologic (complexul diabaz-filitoid) se citează resturi de Archaeociatidae. La nord de Dunăre acest complex pare a se continua cu seria de Corbu (Codarcea-Dessila, Codarcea, 1969).

Pe considerentele amintite mai sus am atribuit complexul clorito-sericitos, Cambrianului, fără a exclude posibilitatea ca la partea superioară el să cuprindă și unii termeni ordovicieni. Deci discordanța și discontinuitatea metamorfică dintre seria de Lainici-Păiuș și complexul clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice, ar putea fi puse pe seama orogenezei cadomiene.

Compoziția petrografică a complexului clorito-sericitos (șisturi clorito-sericitoase asociate cu produse vulcanice bazice și calcare) sugerează faciesul argilelor bahtiale, considerat ca reprezentativ pentru prima fază de geosinclinal. Produsele vulcanice bazice par a fi rezultatul unor erupții submarine și pot fi interpretate ca vulcanismul inițial al ciclului geomagmatic caledonian. Aceeași interpretare a fost dată de Codarcea-Dessila, Codarcea (1969) pentru ofiolitele asociate seriei de Corbu (Codarcea, 1940).

În ceea ce privește restul formațiunilor din partea externă a autohtonului Carpaților Meridionali, complexul clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice de la obîrșia văii Motru, s-ar putea găsi un echivalent, probabil în parte, în ceea ce s-a descris sub numele de seria clastică (Manolescu, 1937a) sau complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgșan (Pavelescu, 1953).

Complexul amfibolitic și seria de Lainici-Păiuș ar reprezenta Proterozoicul superior. Ele au fost cutate și metamorfizate, într-o primă fază, în timpul orogenezei cadomiene.



Discordant peste formațiunea de Lainici-Păiuș est și peste complexul clorito-sericitos se dispune formațiunea de Valea Izvorului (Stănoiu, 1972). Ea este reprezentată în bază prin cuarțite cenușii-albicioase-gălbui, de la care se trece progresiv la filite sericitoase — mai rar cloritoase. Spre partea superioară filitele devin grafitoase, negricioase.

Din baza filitelor sericitoase — slab cloritoase de la nord de localitatea Godeanu am recoltat o asociație faunistică ce indică Ordovicianul superior? — Silurianul inferior: *Favosites* sp., *Halysites* sp., *Cyathophylulum?* sp., *Fenestella?* sp., *Dolerorthis* sp., *Eoplectodonta* sp., *Ygerodiscus* sp. aff. *Y. undulatus* (Salt er), *Leptaena* sp., *Langella* sp. (sau *Tusfoleptina tusogena* H a v l.?), *Atrypina* sp. aff. *A. barrandei* (D a v i d s o n), *Atrypa* sp. aff. *A. reticularis* (L i n n é), *Coelospira* aff. *C. hemisphaerica* (S o w e r b y), *Encrinurus* sp., *Calymene* sau *Flexicalymene* sp. etc.

La nord de Piatra Cloșani apar rudite cu intercalații arenitice și siltitice, cenușii-verzui, laminate, pe care le-am denumit conglomeratele de Piatra Cloșani. Ele sînt constituite din elemente rulate remaniate din șisturile cristaline și granitele subjacente, care sînt prinse într-o matrice predominant sericitoasă. Se remarcă abundența fragmentelor de cristale mari de feldspat (pînă la 1 cm lungime), prinse în matricea sericitoasă. Aceste fragmente de cristale mari de feldspat, din ceea ce se cunoaște în regiune, nu pot proveni decît numai din granitul de Tismana. Deci, în parte, conglomeratele de Piatra Cloșani au luat naștere pe seama grusului granitului de Tismana.

Din ceea ce se cunoaște în Carpații Meridionali, conglomeratele de Piatra Cloșani nu pot fi atribuite Permianului sau altei perioade mai noi. Pe considerente litologice, grad de metamorfism, poziție etc. ele s-ar putea paraleliza cu formațiunea de Valea Izvorului, cu conglomeratele atribuite de M a n o l e s e u (1937 a) Permianului în partea de sud a munților Vulcan și, probabil, cu o parte a conglomeratelor din baza seriei de Tulîșa.

Vîrsta conglomeratelor de Piatra Cloșani ar fi, probabil, Ordovician superior?-Silurian inferior.

Între seria de Lainici-Păiuș și complexul clorito-sericitos pe de o parte și formațiunea de Valea Izvorului de cealaltă parte, apare o evidentă discontinuitate metamorfică. De asemenea discordanța dintre formațiunea de Valea Izvorului și complexul clorito-sericitos este evidentă. Se poate trage concluzia că în partea externă a autohtonului danubian orogeneza calcedoniană s-a manifestat prin diastrofism însoțit de metamorfism la nivelul uncia dintre fazele sardă (salairă), trondhjem-sau taconică. Acum

a fost cutat și metamorfozat, într-un prim stadiu, complexul clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice.

În ceea ce privește partea internă a autohtonului danubian, *Codareea-Dessila*, *Codareea* (1969) au atribuit seria de Corbu (*Codareea*, 1940) ciclului tectonic caledonian. Autorii afirmă că „termeni aparținând Cambrianului trebuie căutați în zonele de filite asociate cu serpentinite, care apar în partea de nord a autohtonului danubian (masivul Retezat)”.²²

Referitor la restul succesiunii paleozoice din celelalte sectoare ale părții externe a autohtonului Carpaților Meridionali, anul trecut am redefinit formațiunea de Tulișa, prin separarea din cadrul ei a formațiunii cambriene (succesiunea clorito-sericitoasă cu intercalații de produse vulcanice bazice și calcare). S-a arătat cu această ocazie că succesiunea reprezentativă a formațiunii de Tulișa redefinite se întâlnește la obirșia văii Jiului românesc, în sectorul muntelui Oslea (un complex bazal reprezentat prin conglomerate și gresii, un complex calcaros-dolomitic și un complex superior filitos sericito-grafitos cu lentile de calcare, gresii și conglomerate).

Cu toate acestea s-a apreciat că nu este necesară o schimbare a denumirii, deoarece definiția stratotipului formațiunii de Tulișa (*Pavelescu*, 1953) corespunde cu conținutul noțiunii formațiunii de Tulișa redefinite: formațiune slab metamorfozată, discordantă, cu caracter transgresiv, reprezentată în bază printr-un complex detritogen format din conglomerate și gresii, un complex median calcaros-dolomitic, și un complex superior filitos, sericito-grafitos cu lentile de calcare, gresii și conglomerate. Un alt argument în favoarea păstrării denumirii de formațiune de Tulișa a fost acela că ea este foarte adinc încetățenită în literatura geologică românească. De asemenea, la ora actuală nu există o certitudine în ceea ce privește separarea unei părți a conglomeratelor bazale ca o formațiune aparte. Nu sînt încă dovezi care să demonstreze că la partea superioară, în nivelul grezo-conglomeratic, formațiunea de Tulișa nu cuprinde și unii termeni echivalenți formațiunii de *Rafaila* (Carbonifer superior, după resturile floristice: *Sphenophyllum longifolium* *Ger m.*, determinate de *Semak a*, 1963).

În urma celor arătate se pare că este mai indicat să se păstreze încă denumirea de formațiune de Tulișa redefinită.

Ca vîrstă formațiunea de Tulișa ar reprezenta intervalul Devonian, Carbonifer inferior + mediu?



Carboniferului superior, în partea externă a autohtonului danubian i-ar corespunde formațiunea de Rafaila care are de asemenea o poziție discordantă peste formațiunea de Lainici-Păiuș.

Formațiunea de Schela *s.l.* ar avea în bază formațiunea de Rafaila și la partea superioară formațiunea liasică discordantă (formațiunea de Schela *s.s.*).

Formațiunile de Valea Izvorului, conglomeratele de Piatra Cloșani, Tuliga și Rafaila au fost metamorfozate probabil la sfârșitul orogenezei varisice, în una dintre fazele de diastrofism saalică sau pfaltzică.

În partea externă a autohtonului danubian s-au resimțit și influențele unui metamorfism incipient alpin, probabil sincron fazei laramice (rocile mezozoice sînt recristalizate, sistificate, cu aspect satinat).

Referitor la rocile granitoide, în regiune, acestea apar sub două aspecte principale: tipul Șușița constituit din roci granitoide cu structură grăunțoasă și textură masivă sau gnaisică și tipul Tismana reprezentat prin granite cu structură holocristalină-porfiroidă și textură masivă.

Granitoidele de tip Șușița afectează complexul amfibolitic, seria de Lainici-Păiuș și complexul clorito-sericitos.

Complexul amfibolitic și seria de Lainici-Păiuș sînt mai migmatizate și mai intens afectate de rocile granitoide față de formațiunea de Motru. Formațiunea de Valea Izvorului nu apare niciodată afectată de rocile granitoide.

Între complexul amfibolitic și seria de Lainici-Păiuș pe de o parte și complexul clorito-sericitos de cealaltă parte, se preconizează și o diferență în ceea ce privește gradul de metamorfism. De asemenea, în munții Parîng și Retezat se admite că formațiunile care au fost paralelizate cu complexul clorito-sericitos, repauzează discordant peste fundamentul cristalin și peste impunătoarele masive de roci granitoide.

Din cele arătate apare ca tentantă presupunerea că granitoidele de tip Șușița de la obârșia văii Motru aparțin la cel puțin două generații, așa cum au susținut Bîrlea, Popescu, Boștinescu, Sălăgeanu (1967) și Bîrlea, Iancu (1969).

O generație ar constitui o enormele corpuri de roci granitoide care afectează formațiunea de Lainici-Păiuș și complexul amfibolitic. Ele au fost puse în loc în timpul orogenezei cadomiene, contribuind la migmatizarea și metamorfozarea șisturilor cristaline.

Cealaltă generație ar fi reprezentată prin granitoidele de tip Șușița care afectează complexul clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice. Ele au fost puse în loc după Cambrian și înaintea Silurianului (în



timpul orogenezei caledoniene), constituind o generație mult mai puțin importantă față de cea cadomiană.

În ceea ce privește granitele de Tismana se consideră că ele sînt mai noi față de granitele de Șușița pe care le afectează. Numeroase porfiroblaste feldspatice gigantice, din granitul de Tismana, sînt remaniate în conglomeratele de Piatra Cloșani care ar putea aparține Silurianului.

Dacă granitul de Tismana apare ca mai vechi decît Silurianul. Dacă ținem seama și de faptul că afectează granitoidele sineinematice de tip Șușița atribuite orogenezei cadomiene, atunci vîrsta granitului de Tismana se restrînge la intervalul dintre perioada postcinematică a orogenezei cadomiene și orogeneza caledoniană, inclusiv. El s-a putut forma, cel mai probabil, în timpul orogenezei caledoniene (înaintea Silurianului) sau în perioada de calm orogenic ce a urmat diastrofismului cadomian. De altfel Codarcea, Pavelescu (1961) au considerat că masivele granitoide din Carpații Meridionali au fost puse în loc pînă în timpul orogenezei caledoniene, inclusiv; granitul de Tismana fiind cel mai nou. Aceeași idee se desprinde și din alte lucrări: Pavelescu (1963), Pavelescu, Răileanu (1963) și Pavelescu (1967).

BIBLIOGRAFIE

- Codarcea A.I., Pavelescu L. (1963) Considerations sur la genèse des roches granitoides de l'autochtone danubien des Carpates Méridionales. *Assoc. Geol. Carp.-Balk., Congr.* V, II, București.
- Răileanu Gr., Năstăsescu S. (1960) Carboniferul inferior de pe valea Idegului. *Acad. R.P.R. St. cerc. geol., geof., geogr., seria Geologie*, V/3, București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1967) La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates roumaines. *Rév. roum. géol. géophys., géograph., ser. Géol.*, 1/1, București.
- (1968) Probleme actuale referitoare la geologia terenurilor cristalofitene din România. *An. Com. Stat. Geol.*, XXXVI, București.
- Savu H. (1967) Cu privire la interpretarea geologică a datelor obținute prin metoda K/Ar în Carpații Meridionali. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria Geologie*, XII/2, București.
- Codarcea A.I. (1969) Considerații asupra paleolitologiei și paleotectonicii zonelor de șisturi cristaline din partea de sud-est a Banatului. *Stud. cerc. geol. geogr., seria Geologie*, 13/1, București.
- Drăghici C. (1966) Sedimentarul autohton dintre Cloșani și obrișia Godeanu (podîșul Mehedintii). *D.S. Com. Geol.* LI/1, București.
- Ionescu-Bujor D. (1911) Granitul de Șușița. Contribuții la studiul petrografic și geologic al Carpaților Meridionali.



- Manolescu G. (1937a) Studiul geologic și petrografic al regiunii văii Jiului. *Acad. Rom., Mem. secț. științ.*, Ser. III, tom. XIII, mem. 6, București.
- (1937b) Étude géologique et pétrographique dans les monts Vulcan (Carpatés Méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, București.
- Micu C., Paraschivescu C. (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei părții de nord a munților Retezat, între râul Alb-râul Nucșoara, cu privire specială asupra ivirilor de talc. *D.S. Inst. Geol.*, LVI/2, București.
- Mrazek L. (1897) Essai d'une classification des roches cristallins de la zone centrale des Carpatés roumaines. *Bul. Soc. științ.*, An. V. București.
- Năstăsescu S., Bițoianu Cornelia (1970) Devonianul de la Drencova (Banat). *D.S. Inst. Geol.*, LVI/4, București.
- Pavelescu L. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a munților Retezatului. *An. Inst. Geol.*, XXV, București.
- (1963) Contributions à l'étude de subasement cristallin des différentes formations cristallophylliques dans la partie centrale et orientale de l'autochtone danubien. *Assoc. geol. Karp.-Balk., Congr. V*, București.
- Pavelescu Maria (1962a) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cloșani-muntele Oslea. *D.S. Com. Geol.*, XLVIII, București.
- Pavelescu Maria (1962b) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Tismana-V. Bistrița. *D.S. Com. Geol.*, XLVIII, București.
- Răileanu Gr. (1963) Considerations generales sur l'age des schistes cristallins de l'autochtone des Carpatés Méridionales. *Assoc. geol. Karp.-Balk., Congr. V*, II, București.
- (1967) Geneza și evoluția masivelor granitoide din Carpații Meridionali. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geogr. seria Geologie*, XII/2, București.
- Pavelescu Maria (1964a) Geologia și petrografia văii Jiului românesc între Oslea și Petrosani. *An. Com. Geol.* XXXIII, București.
- Pavelescu Maria (1964b) Cercetări geologice și petrografice în capătul de est al autohtonului Carpaților Meridionali. *D.S. Com. Geol.*, I/1, București.
- Pavelescu Maria, Bercia I., Bercia Elvira (1964) Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului, între Bumbăști și Isroni. *D.S. Com. Geol.*, I, I, București.
- Pavelescu Maria, Bercia I., Bercia Elvira (1964) Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului, între Bumbăști și Isroni. *D.S. Com. Geol.*, LI, București.
- Pavelescu Maria (1966) Cercetări geologice și petrografice în bazinul văii Jiului transilvănean și al văii Jiețului. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geogr., seria Geologie*, XI/1, București.
- Dimitrescu R. (1966) Contribuții la studiul structurii și genezei masivului granitic de Tismana. *D.S. Inst. Geol.*, LII/1, București.
- Mercus D. (1967) Evolutions of paleozoic magmatism in Southern Carpathians. *Assoc. geol. Carp.-Balc., Congr. VII*, Belgrad.
- Pavelescu Maria (1970) Cercetări geologice și petrografice în zona mediană a Carpaților Meridionali (munții Vulcan-Parâng). *An. Inst. Geol.*, XXXVII, București.
- Răileanu Gr., Bercia I., Pop Gr. (1967) Asupra vârstei unei roci granitoide din munții Vulcan (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.*, LIII/1, București.



- Patruşius D., Mirăuță O., Bleahu M. (1968) Stadul actual al cunoştinţelor asupra Paleozoicului din România. *An. Com. Geol.*, XXXVI, Bucureşti.
- Sav u H. (1968) Sienitele cu nefelin de la Mălaia şi poziţia lor în structura cristalinului Motru-lui. *D.S. Inst. Geol.*, LIII/3, Bucureşti.
- (1970) Structura plutonului granitoid de Şuşiţa şi relaţiile sale cu formaţiunile autohtonului danubian (Carpaţi Meridionali). *D.S. Inst. Geol.*, LVI, Bucureşti.
- Sem aka A. (1963) Despre vîrsta formaţiunii de Schela. *Asoc. geol. Carp.-Balc., Congr. V*, III/2, Bucureşti.
- Soro iu M., Popescu G., Gherasi N., Arsenescu V., Zimmerman P. (1970) K-Ar Dating by Neutron Activation of some Igneous and Metamorphic Rocks from the Southern Branch of the Romanian Carpathians. *Eclog. Geol. Helvet.*, 63/1.
- Stănoiu I. (1971) Notă preliminară asupra prezenţei Silurianului fosilifer în Carpaţi Meridionali. *D.S. Inst. Geol.*, LVII/4, Bucureşti.
- (1972) Încercare de reconstituire a succesiunii Paleozoicului din partea de est a autohtonului danubian, cu privire specială asupra regiunii de la obrişia văii Motru (Carpaţi Meridionali). *D.S. Inst. Geol.*, LVIII/4, Bucureşti.

CONSIDÉRATIONS SUR LES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES DE LA RÉGION DE VÎRFUL LUI STAN-PIATRA CLOŞANI (CARPATES MÉRIDIONALES)

(Résumé)

Dans le cadre de la succession géologique prémésozoïque de la région de Virful lui Stan-Piatra Cloşani s'individualisent les suivantes entités lithostratigraphiques : le complexe amphibolitique, la série de Lainici-Păiuş, le complexe chlorito-sériciteux à calcaires et à produits volcaniques basiques, la formation de Valea Izvorului et les conglomérats de Piatra Cloşani. Tous sont couverts d'une manière discordante par des arénites et des liasiques.

Le complexe amphibolitique (M a n o l e s c u, 1937 a), représenté par des amphibolites, des gneiss amphibolitiques, des micaschistes etc. constitue le flanc méridional de l'anticlinal de Virful lui Stan. On a mis sur le compte d'un corps de roches granitoïdes qui apparaît dans la voûte de cet anticlinal, la migmatisation du complexe amphibolitique (B e r c i a et B e r c i a, 1963).

Vers le SW, le complexe prend contact par l'intermédiaire d'un accident tectonique avec la série de Lainici-Păiuş (M a n o l e s c u, 1937 a), constituée par des quartzites, des paragneiss, des schistes micacés etc. La formation de Lainici-Păiuş largement migmatisée est intensément perçée et métamorphosée par des roches granitoïdes (P a v e l e s c u et P a v e l e s c u, 1962, a, b.; B e r c i a et B e r c i a, 1963; B i r l e a, P o p e s c u, B o ş t i n e s c u, S ă l ă g e a n u, 1967; B i r l e a, J a n c u, 1969).

Sur la série de Lainici-Păiuş se dispose le complexe chlorito-sériciteux à calcaires et à produits volcaniques basiques représenté par des schistes chlorito-sériciteux à intercalations de schistes chloriteux à porphyroblastes d'albite, des schistes actinolitiques, des calcaires cristallins, des métabasiques etc. A son tour, le complexe chlorito-sériciteux est plus faiblement transformé par les roches granitoïdes. Ce complexe a été minutieusement étudié par B e r c i a



et Bercia (1963), Birlea, Popescu, Boștinescu, Sălăgeanu (1967); c'est Birlea et Iancu qui l'ont inclus dans la série de Lainici-Păiuș.

Entre la formation de Lainici-Păiuș et le complexe chlorito-sériciteux on préconise l'existence d'une discontinuité lithologique et métamorphique. C'est ainsi que l'on peut supposer qu'entre les deux formations existeraient des rapports de discordance, comme l'effet d'une phase de diastrophisme accompagnée d'un métamorphisme (phase cadomienne).

Une formation identique à celle du complexe chlorito-sériciteux, en ce qui concerne la constitution pétrographique et la position, est rencontrée dans les Monts Parîng (la vallée de Mînilcasa etc.). Cette succession a été considérée comme discordante sur le soubassement cristallin (la série de Drăgșan) et sur les roches granitoïdes, et attribuée à la série de Tulîța (Pavelescu et Pavelescu, 1966 etc.).

Une succession à lithologie voisine à celle du complexe chlorito-sériciteux a été décrite au nord des Monts Retezat. Elle a été attribuée toujours à la série de Tulîța (Micu, Paraschivescu, 1970) et considérée également discordante sur le soubassement cristallin-granitique. Elle nous a fournis des restes microfioristiques qui pourraient indiquer un âge cambrien: *Protoliosphaeridium cambriense* Tim., *Tiloligotriletum asperum* Tim., etc. (Les déterminations ont été effectuées par Adina Visarion et Simona Gherega).

Dans la partie septentrionale de la Yougoslavie, une formation identique lithologique (le complexe diabase-phyllitoïde) présente des restes d'Archaeocistidae. Au nord du Danube, ce complexe est vraisemblablement continué par la série de Corbe (Codarcea-Dessila, Codarcea, 1969).

Compte tenu des opinions susmentionnées, nous avons attribué le complexe chlorito-sériciteux au Cambrien, sans toutefois exclure la possibilité de contenir à sa partie supérieure certains termes ordoviciens. Donc, la discordance et la discontinuité métamorphique entre la série de Lainici-Păiuș et le complexe chlorito-sériciteux à calcaires et à produits volcaniques basiques pourraient être mise sur la compte de l'orogénèse cadomienne.

La composition pétrographique du complexe chlorito-sériciteux (schistes chlorito-sériciteux associés aux produits volcaniques basiques et calcaires) suggère le faciès des argiles bathiales, considéré comme représentatif pour la première phase de géosynclinal. Les produits volcaniques basiques seraient le résultat de certaines éruptions sous-marines et peuvent être interprétés comme les produits du volcanisme initial du cycle géomagmatique calédonien. Codarcea-Dessila, Codarcea (1969) donnent la même interprétation en ce qui concerne les ophyllites associées à la série de Corbu (Codarcea, 1940).

Pour ce qui est du reste des formations de la partie externe de l'autochtone des Carpates Méridionales (le complexe chlorito-sériciteux à calcaires et à produits volcaniques basiques des origines de la vallée de Motru) on pourrait partiellement avoir un équivalent dans le complexe décrit sous le nom de la série élastique (Mănolescu, 1937 a) ou du complexe chlorito-sériciteux de la série de Drăgșan (Pavelescu, 1953).

Le complexe amphibolitique et la série de Lainici-Păiuș représenteraient le Protérozoïque supérieur. Ils ont été plissés et métamorphisés, dans une première phase, durant l'orogénèse cadomienne.

La formation de Valea Izvorului (Stănoiu, 1972) repose en discordance tant sur la formation de Lainici-Păiuș que sur le complexe chlorito-sériciteux. Elle est représentée en base par les quartzites gris-blanchâtre-jaunâtre et qui passent progressivement aux phyllites sériciteuses — rarement chloriteuses. Vers la partie supérieure les phyllites deviennent graphiteuses noirâtre.



L'auteur a récolté une association faunique de la base des phyllites sériciteuses — faiblement chloriteuses du nord de la localité de Godeanu qui indique l'Ordovicien supérieur? — Silurien inférieur: *Favosites* sp., *Halysites* sp., *Cyathophyllum?* sp., *Fenestella?* sp., *Dolerorthis* sp., *Explectodonta* sp., *Ygeratiscus* sp. aff. *Y. undulatus* (S a l t e r), *Leptaena* sp., *Langella* sp., (ou *Tafloptina tufogena* H a v l. ?), *Atrypina* sp. aff. *A. barrandei* (D a v i d s o n), *Atrypa* sp. aff. *A. reticularis* (L i n n é), *Coelospira* aff. *C. hemisphaerica* (S o w e r b y), *Eucrinurus* sp., *Calymene* ou *Flexicalymene* sp., etc.

Au nord de Piatra Cloşani apparaissent des rudites à intercalations arénitiques et siltitiques gris-verdâtre, laminées, que nous avons dénommés conglomérats de Piatra Cloşani. Elles sont constituées par des éléments roulés remaniés des schistes cristallins et des granites sous-jacents, qui sont cimentés dans une matrice prédominant sériciteux où abonde des fragments de grands cristaux de feldspaths (jusqu'à 4 cm de longueur). Ces fragments qui se trouvent dans toute la région ne peuvent provenir que du granite de Tismana. Donc, les conglomérats de Piatra Cloşani se sont partiellement constitués sur le compte du détritus du granite de Tismana.

Des recherches effectuées dans les Carpates Méridionales, les conglomérats de Piatra Cloşani ne sauraient être attribués au Permien ou toute autre période plus récente. A partir d'arguments lithologiques, du degré de métamorphisme, de la position etc., ils pourraient être parallélisés à la formation de Valea Izvorului, dont les conglomérats ont été attribués par M a n o l e s c u (1957 a) au Permien de la partie méridionale des Monts Vulcan et probablement à une partie des conglomérats de la base de la série de Tulîşa.

Les conglomérats de Piatra Cloşani sont fort probablement d'âge Ordovicien supérieur? — Silurien inférieur.

Entre la série de Lainici-Păiuş et le complexe chlorito-sériciteux d'une part et la formation de Valea Izvorului d'autre part, apparaît une évidente discontinuité métamorphique. Il en est de même entre la formation de Valea Izvorului et le complexe chlorito-sériciteux. Il en résulte que dans la partie externe de l'autochtone danubien, l'érogenèse calédonienne s'est manifestée par un diastrophisme accompagné de métamorphisme, au niveau de l'une des phases sardes (salaire), trondhjém ou tacomique. À cette époque, le complexe chlorito-sériciteux à calcaires et à produits volcaniques basiques a été plissé et métamorphisé dans un premier stade.

En ce qui concerne la partie interne de l'autochtone danubien, C o d a r c e a-D e s i l a, C o d a r c e a (1969) ont attribué la série de Corbu (C o d a r c e a, 1940) au cycle tectonique Calédonien. Les autres auteurs affirment que „les termes appartenant au Cambrien doivent être cherchés dans les zones des phyllites associées à des serpentinites, qui apparaissent dans la partie septentrionale de l'autochtone danubien (massif Retezat)“.

Quant au reste de la succession paléozoïque des autres secteurs de la partie externe de l'autochtone des Carpates Méridionales, nous avons défini à nouveau, l'année passée, la formation de Tulîşa en séparant de son ensemble la formation cambrienne (succession chlorito-sériciteuse à intercalations de produits volcaniques basiques et calcaires). Nous avons montré à cette occasion que la succession représentative de la formation de Tulîşa „redéfinie“ est rencontrée aux origines de la vallée du Jiu roumain, dans le secteur du Mont Oslea (un complexe basal représenté par des conglomérats et des grès, un complexe calcaire-dolomitique et un complexe supérieur phylliteux, sériciteux-graphiteux à lentilles de calcaires, grès et conglomérats).

Néanmoins, il n'est pas nécessaire de changer le nom, parce que la définition du stratotype de la formation de Tulîşa (P a v e l e s c u, 1953) correspond au contenu de la notion de la formation de Tulîşa „redéfinie“ : formation faiblement métamorphisée, discordante à caractère transgressif, représentée en base par le complexe détritique formé de conglomérats et de grès, par un complexe médian calcaire-dolomitique, et par un complexe supérieur phylliteux,



sériciteux-graphiteux à lentilles de calcaires, de grès et de conglomérats. Un autre argument en faveur du maintien du nom de la formation de Tulișa c'est que son nom est très enraciné dans la littérature géologique roumaine.

On peut également mentionner qu'à l'heure actuelle, il n'existe pas une certitude en ce qui concerne la séparation d'une partie des conglomérats basaux comme une formation à part. Nous ne disposons pas encore des preuves qui puissent démontrer qu'à sa partie supérieure, dans le niveau grès-conglomératique, la formation de Tulișa ne comprenne pas des termes équivalents à la formation de Rafaila (Carbonifère supérieur, vu les restes floristiques déterminés de S e m a k a, 1963, *Sphenophyllum longifolium* G e r m.).

De tout ce que nous venons de dire, il s'ensuit qu'il est nécessaire de maintenir plus loin le nom de Tulișa „redéfinit”.

Comme âge, la formation de Tulișa représenterait l'intervalle du Dévonien, Carbonifère inférieur + moyen ?

Au Carbonifère supérieur, dans la partie externe de l'autochtone danubien correspondrait la formation de Rafaila qui repose elle aussi en discordance sur la formation de Lainici-Păiuș.

La formation de Schela s.l. présenterait en base la formation de Rafaila et à la partie supérieure la formation liasique discordante (formation de Schela s.s.).

Les formations de Valea Izvorului, les conglomérats de Piatra Cloșani, de Tulișa et de Rafaila ont été probablement métamorphosés à la fin de l'orogénèse varisque, pendant l'une des phases de diastrophisme saalique ou pfaltzique.

Un début de métamorphisme alpin a des retentissements jusqu'à la partie externe de l'autochtone danubien, probablement synchronique à la phase laramique (les roches mésozoïques sont recristallisées, schistifiées, à aspect satiné).

Les roches granitoïdes de cette région apparaissent sous deux aspects principaux : le type de Șușița constitué de roches granitoïdes à structure granuleuse et à texture massive ou gneissique et le type de Tismana représenté par des granites à structure holocristalline-porphyroïdes et à texture massive.

Les granitoïdes de type de Șușița affectent le complexe amphibolitique, la série de Lainici-Păiuș et le complexe chlorito-sériciteux.

Le complexe amphibolitique et la série de Lainici-Păiuș présentent une migmatisation plus avancée et sont en une plus large mesure affectés par les roches granitoïdes que la formation de Motru. La formation de Valea Izvorului n'apparaît jamais affecté par les roches granitoïdes.

Entre le complexe amphibolitique et la série de Lainici-Păiuș d'une part et le complexe chlorito-sériciteux d'autre part, on préconise également une différence en ce qui concerne le degré de métamorphisme. Dans les Monts Parâng et Retezat nous admettons que les formations qui ont été parallélisées au complexe chlorito-sériciteux reposent en discordance sur le socle cristallin et sur les imposants massifs de roches granitoïdes.

Nous serions porté à conclure que les granitoïdes de type Șușița des origines de la vallée du Motru appartiendraient au moins à deux générations, fait déjà soutenu par Bîrlea, Popescu, Boșlinescu, Sălăgeanu (1967) et Bîrlea, Iancu (1969).

Une génération serait constituée par les énormes corps de roches granitoïdes qui ont affecté la formation de Lainici-Păiuș et le complexe amphibolitique. Ils ont été mis en place pendant l'orogénèse cadomienne, participant à la migmatisation et à la métamorphisation des schistes cristallins.

L'autre génération est représentée par les granitoïdes de type de Șușița qui ont affecté le complexe chlorito-sériciteux à calcaires et à produits volcaniques basiques. Ils ont été mis en



place après le Cambrien et avant le Silurien (pendant l'orogénèse calédonienne), constituant une génération de loin moins importante que celle calédonienne.

En ce qui concerne les granites de Tismana on considère qu'ils sont plus récents que ceux de Şuşiţa. Bien des porphyroblastes feldspathiques gigantesques, du granite de Tismana, ont été remaniés dans les conglomérats de Piatra Cloşani qui pourraient appartenir au Silurien.

Le granite de Tismana est donc plus ancien que le Silurien. Si nous tenons compte aussi du fait que le granite de Tismana a affecté les granitoïdes syncinématiques de type de Şuşiţa attribuées à l'orogénèse cadomienne et l'orogénèse calédonienne, y comprise. Il a pu se former, le plus probablement durant l'orogénèse calédonienne (avant le Silurien) ou durant la période de calme orogénique qui a fait suite au diastrophisme cadomien. Par ailleurs Codarcea, Pavelescu (1963) ont envisagé que les massifs granitoïdes des Carpates Méridionales ont été mis en place jusqu'au temps de l'orogénèse calédonienne, y compris, le granite de Tismana étant donc le plus récent. La même idée se retrouve dans les travaux de Pavelescu (1963); Pavelescu, Răileanu (1963) et Pavelescu (1967).

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région de Virful lui Stan-Piatra Cloşani.

1, Quaternaire : a, dépôts déluviaux ; b, dépôts colluviaux ; c, dépôts alluviaux ; 2, Crétacé inférieur-Jurassique supérieur : calcaires ; 3, Lias : arénites, rudites, siltites ; 4, Silurien inférieur-Ordovicien supérieur : a, conglomérats de Piatra Cloşani, formation de Valea Izvorului ; b, phyllites séricito-graphiteuses ; c, phyllites sériciteuses-faiblement chloriteuses ; d, quartzites ; 5, Ordovicien-Cambrien : complexe chlorito-sériciteux à calcaires et à produits volcaniques basiques ; 6, Protérozoïque supérieur : a, formation de Lainici-Păiuş ; b, complexe amphibolitique ; 7, roches granitoïdes ; 8, pyritisations ; 9, limite de formation ; 10, position de couche ; 11, ligne de faille ; 12, ligne de coupe ; 13, cote.

Sections géologiques interprétatives.

1, Crétacé inférieur-Jurassique supérieur : calcaires ; 2, Lias : arénites, rudites et siltites ; 3, Silurien inférieur-Ordovicien supérieur : a, conglomérats de Piatra Cloşani, formation de Valea Izvorului ; b, phyllites séricito-graphiteuses ; c, phyllites sériciteuses-faiblement chloriteuses ; d, quartzites ; 4, Ordovicien ? — Cambrien : complexe chlorito-sériciteux à calcaires et à produits volcaniques basiques ; 5, Protérozoïque supérieur : a, formation de Lainici-Păiuş ; b, complexe amphibolitique ; 6, roches granitoïdes.

Colonnes stratigraphiques synthétiques.

1, Lias : arénites, rudites et siltites ; 2, Ordovicien supérieur-Silurien inférieur (formation de Valea Izvorului) : c, quartzites ; b, phyllites sériciteuses-faiblement chloriteuses ; a, phyllites séricito-graphiteuses ; 3, Cambrien-Ordovicien ? : complexe chlorito-sériciteux à calcaires et à produits volcaniques basiques (schistes chlorito-sériciteux à intercalations de schistes chloriteux à porphyroblastes d'albite, calcaires, schistes acinolitiques, metabasiques, etc.) affecté par les granitoïdes calédoniens ; 4, Protérozoïque supérieur : formation de Lainici-Păiuş et complexe amphibolitique affectés par les granitoïdes cadomiens ; 5, formation liasique ; 6, conglomérats de Piatra Cloşani ; 7, formation de Lainici-Păiuş affectée par les granites de Tismana.



ZONA MEHEDINȚI-RETEZAT: O UNITATE PALEOGEOGRAFICĂ
ȘI TECTONICĂ DISTINCTĂ A CARPAȚILOR MERIDIONALI¹

DE

ION STĂNOIU²

Abstract

Mehedinți-Retezat Zone; a Distinct Paleogeographic and Tectonic Unit of the South Carpathians. This paper includes tectonic and paleogeographic discussions relating to the alpine structogen of the western part of the South Carpathians. The author dwells upon the analysis of the region in front of the Getic Nappe. In addition, attempts are made to draw a parallel between the considered area, the East Carpathians and the Balkans.

Încă din anul 1904, Mirazec a intuit contactul tectonic dintre cele două grupe de roci cristaline pe care le-a separat în Carpații Meridionali (gr. I intens metamorfozat și gr. II mai slab metamorfozat).

Murgoci (1905 etc.) demonstrează existența unei importante pînze de suprautare (pînza getică), la care participă și cuvertura sedimentară. Autorul consideră că la sfîrșitul Cretacicului inferior cristalinul grupului I a încălecat peste cristalinul grupului II. Cel mai nou termen al autohtonului îl constituiau „șisturile de Sinaia”.

Stroockeisen (1934) confirmă existența pînzei getice adăugînd și alte unități tectonice superioare.

Referindu-se la tectonica de ansamblu a întregii țări, Voitești (1929, 1936 etc.) separă în cadrul edificului geostructural al Carpaților Meridionali, următoarele unități tectonice: pînza bucovinică (succesiu-

¹ Comunicare în ședința din 19 mai 1972.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



nile situate la vest de zona Reșița, partea de nord a munților Poiana Ruscă și Sebeș etc.), pinza getică (*sensu M n r g o e i*), pinza Retezat-Băile Herculane (autohtonul danubian situat la vest de dislocația Cernei), pinza Cazane-Paring (cristalinul grupului II situat la sud-est de dislocația Cernei, cu granitul de Șușița-Tismana-Cerna și sedimentarul Liasic-Neocomian de tipul Cazane-Cerna) și pinza Porțile de Fier (granitul de Albești și cristalinul din jur, cristalinul de Bahna-Porțile de Fier împreună cu cuvertura mezozoică, înglobând aici și stratele de Sinaia de la Vîrciorova-Gura Văii). Pinza Porților de Fier e considerată ca o cută anticlinală răsturnată, a fundamentului de cristalin, înfășurată în Mezozoicul faciesului exterior, cu strate de Sinaia. Această cută încăleacă spre est, peste Mezozoicul (Tithonic-strate de Sinaia) și cristalinul autohton din fundamentul general al Carpaților getici.

C o d a r c e a (1935, 1940 etc.), efectuînd studii detaliate asupra părții de vest a Carpaților Meridionali, aduce contribuții importante, tectonice și stratigrafice. Autorul deosebește în cadrul autohtonului, pe care-l denumește autohtonul danubian, două duplicaturi (de Arjana și de Cerna). Acesta e acoperit de un paraautohton (pinza de Severin) la care participă succesiunea de tip fliș alcătuită din strate de Azuga, de Sinaia și de Comarnic. Totodată se emite o concepție interesantă și originală asupra timpului și mecanismului de formare a acestor unități tectonice. C o d a r c e a consideră că inițial, între domeniul getic și cel autohton se interpunea o cordilieră constituită din cristalin de tip getic (gr. I). În fața acesteia se afla avantfosa de Severin, în care s-au depus sedimentele de tip fliș ce au generat stratele de Azuga, Sinaia și Comarnic. Paroxismul orogenic din timpul fazei austriece este răspunzător de încălecare cristalinului cordilicrei getice peste flișul avantfosei de Severin. În timpul diastrofismului Iaramic, linia de șariaj a fost reactivată, și cristalinul getic a înaintat mult spre est, smulgînd și antrenînd în bază, cuvertura sedimentară din avantfosa de Severin. Tot acum, în cadrul autohtonului danubian au luat naștere duplicaturile de Arjana și de Cerna, care și au originea în două zone de sedimentare situate la est de avantfosa de Severin.

Majoritatea geologilor care au efectuat ulterior studii în Carpații Meridionali, au acceptat, în mare, schema tectonică elaborată de C o d a r c e a.

În anul 1967, N ă s t ă s e a n u consideră că „depozitele pinzei de Severin aparțin unei fose externe situată între platforma moesică și arcul carpatic”. De asemenea, autorul desființează duplicatura de Arjana,



admițând că succesiunea respectivă se dispune în continuitate de sedimentare peste formațiunile zonei Presacina.

Cu ocazia cercetărilor pe care le-am efectuat în regiunea de la obârșia văii Motru, am întreprins o serie de excursii de recunoaștere pe întregul autohton danubian.

Am observat o uimitoare asemănare litologică a formațiunilor care apar în munții Cernei (sud-est de valea Cernei), Platoul Mehedinți, munții Vulcan, munții Retezat, munții Capăținii, munții Paring și pe Dunăre la Cazane. Similitudinea litologică a fost probabil impusă de realizarea unor uniformități a condițiilor de sedimentare pe o suprafață foarte întinsă. Această regiune, care a funcționat ca un bazin de sedimentare, mai mult sau mai puțin unitar, propunem să fie denumită zona Mehedinți-Retezat, după numele regiunilor unde succesiunea este cea mai reprezentativă (mai completă și mai bine deschisă).

Succesiunea zonei Mehedinți-Retezat

Proterozoicului superior i-ar corespunde șisturile cristaline ale complexului amfibolitic (Manolescu, 1937) și seriei de Lainici-Păiuș (Manolescu, 1937).

Complexul amfibolitic, care mai este cunoscut și sub numele de complexul amfibolitic al seriei de Drăgășan (Pavelescu, 1953), apare constituit din amfibolite, gnaise amfibolice, paragnaise, micașturi etc.

Seria de Lainici-Păiuș este alcătuită din șisturi clorito-sericitoase, adesea foarte micacee, cuarțite, paragnaise etc.

Discordant peste complexul amfibolitic cît și peste seria de Lainici — Păiuș se dispune seria elastică (*sensu* Manolescu, 1937, minus conglomeratele de la partea superioară), care mai este cunoscută în literatura geologică și sub numele de complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgășan (Pavelescu, 1953). Ea se compune dintr-o succesiune clorito-sericitoasă cu intercalații de calcare cristaline, produse vulcanice bazice și mai rar șisturi grafitoase. Ca vîrstă, seria elastică corespunde, cel puțin prin termenii superiori Cambrianului.

Șisturile cristaline descrise sînt adesea afectate de roci granitoide.

Discordant peste formațiunile mai vechi, la obârșia văii Motru apare formațiunea de Valea Izvorului (Stănoiu, 1972) reprezentată în bază prin cuarțite și la partea superioară prin filite sericitoase, slab cloritoase sau grafitoase. Ea a fost atribuită pe bază de faună, Ordovicianului superior ?-Silurianului inferior.



Existența unei discordanțe clare și a unei evidente discontinuități metamorfice între formațiunea de Valea Izvorului și șisturile cristaline subjacente, demonstrează că în zona Mehedinți-Retezat, orogeneza caledoniană s-a manifestat prin diastrofism, însoțit de metamorfism, la nivelul uncii dintre fazele sardă (salairă), trondhjem sau taconică. Acum a fost cutată și metamorfozată, într-un prim stadiu, succesiunea cambriană.

În toate sectoarele zonei Mehedinți-Retezat (munții Vulcan, munții Retezat, munții Paring etc.) apare o formațiune alcătuită din trei complexe litologice: în bază un complex detritogen format din conglomerate și gresii laminate, un complex median carbonatic (calcare și dolomite cristaline) și un complex superior filitos, grafitos-sericitos cu lentile de calcare cristaline, gresii și conglomerate. În sectorul muntele Oslea-Petroșani, la sud de valea Jiul Românesc, gresile și conglomeratele formează o entitate litologică distinctă la partea terminală a complexului filitos. Această formațiune este cunoscută sub numele de seria de Tulișa (Pavelescu, 1953).

La nord de masivul Godeanu, apar formațiuni identice cu seria de Tulișa, și care sînt cunoscute sub numele de seria de Vidra (Codarcea, Gherasi, 1944)³ sau filitele de Riul Mare (Gherasi, 1937).

Pe baza unor presupuse relații cu formațiunea de Valea Izvorului cît și pe baza paralelizărilor litologice cu succesiunea de pe valea Ideg, seria de Tulișa se consideră (Stănoiu, 1972, 1973) că ar putea aparține Devonianului, probabil și Carboniferului inferior și mediu?

În defileul Jiului, discordant peste cristalinul seriei de Lainici-Păiuș, apar filite grafitoase-sericitoase cu cloritoid, însoțite de psamite și psefite laminate, pe care Manolescu (1937) le-a denumit seria de Rafaila. Seria de Rafaila, pe baza șisturilor floristice citate în 1963 de Semakka (*Sphenophyllum wagifolium* Germar) ar aparține Carboniferului superior. Din ceea ce se cunoaște în Carpații Meridionali, ea ar reprezenta formațiunea de molasă vestfalian-stephaniană a orogenezei varisee, împreună cu gresile și conglomeratele roșii permiene.

Succesiunea mezozoică a zonei Mehedinți-Retezat cuprinde formațiuni jurasice și cretacee.

Liasicul, discordant pe formațiunile mai vechi, este reprezentat prin psfite cuarțitice, psamitice cuarțo-feldspatice și siltite, din care s-au determinat (Drăghieci, Semakka, 1962, etc.) resturi de plante liasice.

³ Al. Codarcea, N. Gherasi, Raport geologic preliminar asupra bazinului Bistrei Mărului. 1944. Arh. M.M.P.G. București.



La Schela, Liasicul se dispune discordant peste corespondentul seriei de Rafaila care conține plante de tip carbonifer superior. Toată această succesiune este cunoscută sub numele de formațiunea de Schela (Mrazec, 1898). Deci formațiunea de Schela *s.l.* cuprinde în bază seria de Rafaila (Carbonifer superior-Permian?) și la partea superioară succesiunea liasică discordantă (formațiunea de Schela *s.s.*).

Peste gresile liasice urmează gresii cuarțitice cu matrice calcaroasă, uneori cu accidente silicioase, din care, sub Vîrfurile lui Stan am recoltat un fragment de amonit (*Procerites* sp.). Prezența genului *Procerites* indică Bathonianul-Calovianul inferior.

La vest de Baia de Aramă, peste gresile liasice urmează siltite calcaroase cenușii, cu lamelibranhiate prost conservate din grupul *Posydonomia*. De asemenea la Balta, Codarcea (1940) semnalează prezența marnelor cu posidonomii. Toate acestea arată că în sectoarele domeniului depozițional, unde adîncimea mării crește, gresilor dogger-callovian inferioare le corespunde siltite cu posidonomii.

Peste gresile care aparțin intervalului Dogger-Callovian inferior, urmează calcare cenușii stratificate cu accidente silicioase în bază, care ar putea aparține Jurasicului superior. Pe baza resturilor de calpionelide (Codarcea, Mercus, 1959, oît și unele găsite de noi) ele s-ar putea ridica pînă în Cretacicul inferior (Neocomian inclusiv). Spre partea superioară apar intercalații de calcare în bancuri groase, cu corali.

Pe Dunăre, la Cazane, apar și calcare noduloase cenușii, slab verzui sau rozii, în care pe lângă perisphintide se citează (Codarcea, Năstăsescu, 1964) numeroase resturi de *Saccocoma* și *Globochete alpina* Lombard, pe baza cărora autorii le atribuie Kimmeridgianului superior-Tithonianului inferior, conform celor cunoscute în alte regiuni.

În succesiunea stratigrafică urmează calcare masive sau stratificate în bancuri groase, cu corali și caprotine, care reprezenta faciesul urgonian al Barremian-Apțianului. Vîrsta a fost precizată de către Mercus (1959), Codarcea, Năstăsescu (1964), Năstăsescu, Stîlle (1964) etc. prin determinarea oîtorva specii de caprotine. Cel puțin în sectoarele mai ridicate ale domeniului depozițional, calcarele urgoniene au o poziție discordantă.

Peste calcarele urgoniene se dispune discordant un pachet constituit predominant din marne calcaroase, uneori nisipoase, cenușii-negriceoase, cu intercalații de calcare marnoase, marnocalcare și grezo-calcare. În bază sînt frecvente intercalațiile calcaroase fine, însoțite de accidente



silicioase. Acest pachet este cunoscut în literatura geologică sub numele de strate de Nadanova (Codarcea, 1940).

Conținutul micropaleontologic (Codarcea, Mercus, 1959; Codarcea, Pop, 1965; Drăghici, 1966) arată că stratele de Nadanova cuprind în mod sigur Cenomanianul. Ele ar putea împieta și asupra unei părți a Turonianului și chiar a Vraconianului.

De la stratele de Nadanova se trece progresiv la o formațiune tipică de Wildflysch, alcătuită din siltite negricioase-cenușii, foarte frământate, gresii calcareoase și silicioase, brezii etc. În anumite zone apare o discordanță în baza succesiunii de Wildflysch.

Siltitele înglobează numeroase fragmente și blocuri destul de variate ca dimensiune și natură petrografică.

Un fenomen interesant îl constituie prezența în cadrul formațiunii de Wildflysch a olistolitelor de tipul stratelor de Azuga și Sinaia.

În formațiunea de Wildflysch din nordul Platoului Mehedinți, în apropierea localităților Godeanu și Titirlești, am observat intercalații lenticulare de brezii și aglomerate vulcanice însoțite de roci eruptive bazice.

Referitor la vîrstă, formațiunea de tip Wildflysch ar corespunde Senonianului și unei părți a Turonianului. Codarcea (1940) citează din apropierea satului Pecinișca un exemplar de *Globotruncana stuarti* (Lapp.), iar Maria Tocorjescu a determinat din câteva probe recoltate de Stănoiu⁴, tot de la Pecinișca, o asociație cu *Rotolipora turonica*, *R. ???* sau *Praeglobotruncana cf. schneegunsi*, *Globotruncana cf. sigali*, *Haplophragmoides* sp., *H. collyra* și *H. gigas*.

Peste succesiunea zonei Mehedinți-Retezat se dispun tectonic stratele de Azuga, Sinaia și Comarnic, atribuite de Codarcea (1940) pinzei de Severin.

Din cele arătate se poate constata că zona Mehedinți-Retezat corespunde părții externe a autohtonului danubian. Ea este situată la est de o linie care pornește de pe Dunăre, din extremitatea sudică a Cazanelor Mari, urmărește în continuare spre nord-est marginea estică a fișiei sisturilor cristaline de Neamțu și a granitului de Ogradena, traversează culoarul miocen al Bahnei pînă la jumătatea distanței dintre localitățile Jupălnic și Toploț, de unde urmărește cursul văii Cerna pînă spre obîrșic. De aici trece pe sub petiul de cristalin getic din munții Godeanu, continuîn-

⁴ I. Stănoiu. Raport geologic asupra calcarelor nemagneziene de la Pecinișca și asupra gresilor cuarțitice de la Mehădia. 1967. Arh. Inst. Geol., București.



du-se, prin vestul fișiei filitelor de Râul Mare, cu linia tectonică pe care Gherasi, Zimmermann și Zimmermann (1968) o trasează la vest de formațiunea de Vidra. Spre nord-est, această linie se pierde sub cristalinul getic, undeva în partea nordică a munților Retezat.

Spre vest, zona Mehedinți-Retezat vine în contact tectonic cu zona de Presacina. Separarea zonelor Mehedinți-Retezat și Presacina este justificată de importantele deosebiri litologice care există între succesiunile respective.

La nivelul Paleozoicului, Ordovicianul tufogen bazic (Boldur, Visarion, 1972) de la vest de munții Codeanu, nu a fost încă semnalat în zona Mehedinți-Retezat. De asemenea formațiunea de Valea Izvorului (Stănoiu, 1972) nu a fost pusă în evidență în zona Presacina, iar conglomeratele de Baicu (Gherasi, 1937) nu se cunosc în zona Mehedinți-Retezat. Succesiunea de pe valea Ideg este foarte asemănătoare din punct de vedere litologic cu formațiunea de Tulișa (Pavelcsu, 1953) din zona Mehedinți-Retezat, însă aceasta din urmă este mai intens metamorfozată. Carboniferul superior și Permianul au în ambele zone un aspect asemănător, constituind molasa orogenezei varisice.

Pe baza celor arătate se poate constata că existau deosebiri paleogeografice între teritoriile atribuite zonelor Presacina și Mehedinți-Retezat încă din timpul Paleozoicului.

Și la nivelul Mezozoicului deosebirile litologice între formațiunile celor două zone sînt evidente.

Marnele cu posidononii din Jurasicul mediu al zonei Mehedinți-Retezat nu sînt cunoscute în zona Presacina.

În Jurasicul superior din zona Presacina sînt foarte abundente calcarele noduloase, iar în zona Mehedinți-Retezat acestea apar cu totul subordonat numai pe Dunăre la Cazane. Componentul litologic principal îl constituie calcarele micritice stratificate, cu accidente silicioase.

Barremian-Aptianului din zona Presacina pare să-i corespundă un pachet marnos, pe cînd în zona Mehedinți-Retezat acest interval este reprezentat prin calcare urgoniene cu corali și caprotine.

În ambele zone, Cretacicul superior este reprezentat printr-o formațiune de tip Wildflysch, care are în bază, în cele mai multe cazuri, un pachet de marne, marnocalcare și grezo-calcare.

Zona Mehedinți-Retezat este situată în partea externă a autohtonului danubian și corespunde zonelor de Coșuștea (Codarcea, 1940) și Cerna (Codarcea, 1940), la care am mai adăugat succesiunile din munții Retezat.



La sud de Dunăre, pe teritoriul Jugoslaviei, zona Mehedinți-Retezat s-ar continua cu succesiunile autohtone situate la est de cristalinelul de Poreč, respectiv cu zona anticlinală Miroč (inclusiv cele două sinclinale limitrofe) și cu fosa Kosovika.

Correspondentul zonei Mehedinți-Retezat, în Bulgaria, s-ar situa în fața zonei Stara Planina, el fiind reprezentat probabil prin Prebalcani.

Spre nord, în Carpații Orientali, correspondentul zonei Mehedinți-Retezat trebuie căutat probabil în fața zonei flișului, în prezent el fiind deplasat spre vest, prin fenomenul de subîmpingere, sub formațiunile de fliș.

Spre sud-est, în pre-neozoic, zona Mehedinți-Retezat venea în contact, mai mult sau mai puțin direct, cu platforma moesică.

În Neozoic, pe linia de sutură dintre zona Mehedinți-Retezat și platforma din față a luat naștere avântoasă.

Peste succesiunea zonei Mehedinți-Retezat se dispun tectonic stratele de Azuga, Sinaia și Comarnic, care au fost atribuite de C o d a r e e a (1940), pinzei de Severin.

Direct peste depozitele pinzei de Severin, sau uneori peste diferiți termeni ai succesiunii zonei Mehedinți-Retezat, se dispun șisturi cristaline intens metamorfозate (micașisturi, paragneise, amfibolite etc.), considerate de toți cercetătorii ca aparținând pinzei getice.

Succesiunea pinzei de Severin

Stratele de tip Azuga sînt constituite din șisturi argiloase sau siltitice, satinatе, cenușii-verzui, mai rar cărămizii, uneori calcaroase, străbătute de o rețea deasă de diaclaze umplute cu calcit sau, cel mai adesea, cu cuarț.

Între șisturi apar destul de rar intercalații centimetrice pînă la decimetrice, de jaspuri verzi-roșcate sau negricioase, feruginoase sau manganose.

Spre partea superioară a șisturilor satinatе, grezo-calcarele, foarte micacee, devin din ce în ce mai abundente.

În partea nordică a Platoului Mehedinți, în regiunea Baia de Aramă-Mărășești și Ponoarele, între șisturile satinatе apar intercalații concordante de roci magmatice de tipul bazalt-diabazelor. Modul de zăcămint, structurile de tip pillow-lava precum și prezența intercalațiilor tufogeno verzui, demonstrează că aceste roci magmatice au fost puse în loc prin erupții submarine, sincrone cu formarea sedimentelor ce au generat stratele de Azuga.



Stratelor de Azuga li se asociază destul de des serpentinite, care uneori se observă că au luat naștere pe seama unor roci din grupul peridotitelor.

În numeroase puncte ale zonei Mehedinți-Relezat am întâlnit breicii și lame de micașisturi intercalate între șisturile satinete ale stratelor de tip Azuga. Uneori breicile capătă tente cărămizii sau slab verzui. Într-o proporție redusă, micașisturilor li se asociază fragmente de șisturi cloritoase. Breicile și lamele de micașisturi au fost întâlnite foarte frecvent în partea de nord a Platoului Mehedinți (în regiunea de obârșie a văii Motru), la nord de localitatea Podeni, la Topleş etc. La Vîrciorova, stratele de Azuga care apar ca o intercalație în baza stratelor de Sinaia, admit de asemenea intercalații de breicii cu micașisturi. La sud de localitatea Topleş, pe harta geologică la scara 1 : 200.000, editată de Institutul Geologic, aceste breicii sînt figurate ca o formațiune permiană a cristalinelui getic din pcticul de Bahna. Pe valea Cernei, în amonte de Crucea Ghizelei, apar breicii roșcate cu micașisturi, asociate cu roci de tipul celor din pinza de Severin.

Lame de șisturi micacee sînt citate și de Drăghici și Drăghici (1964) în nordul Platoului Mehedinți, însă autorii le localizează numai în baza pînzei de Severin, legîndu-le genetic probabil de existența unor breicii tectonice.

La sud de localitatea Godeanu (nordul Platoului Mehedinți) pe valea Verde, în marnocalcarele recristalizate care se intercalază între șisturile satinete, verzui, cu breicii și lame de micașisturi, de tip Azuga, am identificat un exemplar de *Calpionella* din grupul *C. alpina* Lorenz.

Stratele de Sinaia sînt formate dintr-o succesiune ritmică de grezo-calcare, siltite și marnocalcare, din care se citează (Codarcea, Năstăseanu, Mercus, 1961) *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Tintinopsella carpathica* Murgeanu et Filipescu și *Faveloides balcarica* Colom. După autorii menționați această asociație ar indica Berriasian-Hauterivianul, iar stratele de Azuga ar reprezenta Jurassicul superior.

N-ar fi exclus ca stratele de Azuga să reprezinte, cel puțin în parte, baza Cretacicului inferior.

Asociația litologică de tipul stratelor de Sinaia apare pe toată rama sud-estică a Platoului Mehedinți, la Polovraci etc.

De asemenea succesiunea pînzei de Severin din împrejurimile localității Topleş, în unele sectoare, amintește de aspectul stratelor de Sinaia.



Pe Dunăre, în extremitatea vestică a Cazanelor Mici, la ogașul Ivănici apar siltite, grezo-calcare și marnocalcare care în secțiuni subțiri pun în evidență prezența a numeroase foraminifere (trocholine etc.) și Calpionelide. Aspectul microfacial al rocilor de la ogașul Ivănici este foarte asemănător cu cel întâlnit la unele eșantioane recoltate de la partea terminală a succesiunii stratele de Sinaia ce aflurează pe Dunăre, între Vir-ciorova și valea Slătiniș.

Stratele de Comarnic au fost semnalate pentru prima dată în Carpații Meridionali de C o d a r c e a, M u r g e a n u (1937), la Dilboșița. Litologic, ele sînt reprezentate prin marne cenușii, cu intercalații de marnocalcare, rare grezo-calcare și brezii-conglomerate cu elemente de calcare și micașisturi. Pe baza formelor de echinide, orbitoline, *Neohibolites* (*Parahibolites*) *clava* S t o l., *Aptychus* (*Lamellaptychus*) *diday* C o q., etc., cît și pe baza paralelizărilor litofaciale cu stratele de Comarnic din Carpații Orientali, autorii menționați au atribuit succesiunea de la Dilboșița Barremian-Aptianului.

În extremitatea nord-estică a peticului de cristalini de tip getic, cunoscut sub numele de Godeanu, apar brezii cenușii-violacee sau verzui și lame de micașisturi însoțite de șisturi argiloase roșii, șisturi calcaroase recristalizate, gresii calcaroase, filite verzui sau roșcate etc. (toate slab metamorfizate).

Breziile roșii din nord-estul peticului de Godeanu au fost semnalate încă de B. V. I n k e y (1891) și F. r. S c h a f a r z i k (1901). Ulterior G h e r a s i (1937, 1962) și P o p (1963) le consideră ca depozite permiane ale cristalinelui getic. C o d a r c e a (1940) arată că aceste roci, care se aseamănă cu conglomeratele roșii din valea Cernei, au un aspect deosebit față de rocile Permianului din Carpații Meridionali, întrebîndu-se dacă nu cumva au o vîrstă mai veche.

Este foarte semnificativ modul în care G h e r a s i (1937, 1962) și P o p (1963) au încercat să separe breziile roșii pe care le atribuie Permianului getic de filitele și șisturile calcaroase repartizate Cretacului autohton. G h e r a s i (1937), pe harta geologică a fost nevoit să carteze autohton, în poziție normală peste Cretacul zonci de Soarbele și sub linia de încălcare a cristalinelui getic, două iviri de brezii atribuite Permianului getic. Ulterior, G h e r a s i (1962) și P o p (1963), pe hărțile geologice anexate lucrărilor respective, în efortul de a separa breziile roșii atribuite Permianului getic de filitele și șisturile calcaroase ale Cretacului autohton, compartimentează cristalinel getic din partea de nord-est a peticului



de Godeanu într-o serie de solzi pe care sînt scoase la suprafață șisturile autohtonului cretacic.

Anterior am arătat că în succesiunea pînzei de Severin din Platoul Mehedinți apar numeroase lentile de brezii cu micașisturi (uneori roșcate-verzui) și lame în sedimentate de micașisturi, care se aseamănă pînă la identitate cu cele din nord-vestul cristalinelui de Godeanu.

Brezii cu elemente de cristalin, care uneori au culori roșcate sau verzui, apar și în stratele de Azuga de pe valea Prahovei (M i h a i Ș t e f ă n e s c u, informație verbală).

De asemenea filitele roșcate și verzui, grezo-calcarele, șisturile calcaroase recristalizate etc. din nord-estul peticului de Godeanu, au același aspect litologic cu rocile stratelor de Azuga din Platoul Mehedinți între care apar intercalate breziile și lamele de micașisturi.

Poziția acestor roci, atît în nord-estul peticului Godeanu cît și în Platoul Mehedinți, este identică : peste stratele de Nadanova și Wildflysch cretacic superior care aparțin succesiunii zonei Mehedinți-Retezat și sub șisturile cristaline de tip mezozonal din peticele de Godeanu, Bahna și Porțile de Fier.

Cele arătate par să sugereze că filitele clorito-scricitoase, șisturile calcaroase recristalizate, grezo-calcarele etc. cu intercalații de brezii și lame de micașisturi care stau sub cristalinelui din partea de nord-est al peticului de Godeanu, aparțin pînzei de Severin, asemănîndu-se cel mai mult cu succesiunea stratelor de Azuga.

Succesiunea pînzei de Severin din partea de nord-est a peticului de Godeanu a fost descrisă de G h e r a s i (1937) sub numele de zona de Soarbele și Permianul cristalinelui getic, de G h e r a s i (1962) la Cretacicul superior al autohtonului danubian și la Permianul pînzei getice, iar de P o p (1963) la complexul superior al Cretacicului superior din autohtonul danubian și la Permianul pînzei getice.

În munții Paring, pe drumul dintre obîștia văii Lotru și Novaci, între vîrfurile Cărbunale și Urdele apare o succesiune alcătuită din șisturi cloritoase, serpentinite, roci verzi tufogene bazice, grezo-calcare recristalizate, filite grafitoase cu cuarț (siltite metamorfozate) etc. Pe sol am întîlnit și fragmente de jaspuri verzi. P a v e l e s c u și P a v e l e s c u (1965) citează și conglomerate asociate filitelor grafitoase.

Aspectul litologic al acestei succesiuni pe care P a v e l e s c u și P a v e l e s c u (1965) o atribuie seriei de Tuliza este foarte asemănător cu cel al stratelor de Azuga din nordul Platoului Mehedinți.

Majoritatea serpentinitelor care apar în munții Vulcan și Paring, la contactul dintre cristalinelui getic și succesiunea autohtonului danubian

constituie probabil, așa cum a arătat O d a r c e a (1940), resturi ale pînzei de Severin.

Am putut observa că la sud de Lupeni și la est de Iscroni serpentinitele sînt însoțite de șisturi satinatate, grezo-calcare și marnocalcare care amintesc aspectul litologic al succesiunii pînzei de Severin. N-ar fi exclus ca și în alte sectoare din nordul munților Paring și Retezat, în cadrul șisturilor cristaline slab metamorfozate să fie incluse unele iviri aparținînd pînzei de Severin sau chiar succesiunii autohtone a zonei Mehedinți-Retezat (Cretacic superior etc.).

Stratele de Sinaia și Comarnic apar aproape în exclusivitate numai pe marginea externă a zonei Mehedinți-Retezat. În restul zonei succesiunea pînzei de Severin este de tipul strateleor de Azuga.

Pe Dunăre, la Porțile de Fier, stratele de Azuga apar ca o intercalație redusă în baza stratelor de Sinaia, ceea ce ar indica, așa cum de altfel este unanim recunoscut, că stratele de Azuga sînt cantonate la baza succesiunii de tip Sinaia.

Nu excludem posibilitatea unor îndințări laterale, în parte, între stratele de tip Azuga dezvoltate cu precădere în partea internă a zonei Mehedinți-Retezat și stratele de Sinaia.

În mare parte, succesiunea sedimentară a zonei Mehedinți-Retezat acuză unele transformări care ar putea fi încadrate undeva la limita dintre diageneză și metamorfism, tinzînd mai mult spre domeniul metamorfismului slab.

În general se observă că acest fenomen crește în intensitate de la exterior (sud-est) spre interior (nord-vest). Pe aliniamentul anticlinalului Baia de Aramă, formațiunile autohtone mezozoice păstrează toate caracterile rocilor sedimentare, pe cînd mai spre interior, în anticlinalul Vîrful lui Stan și sinclinalul Retezat, aceste formațiuni prezintă o serie de transformări: calcarele sînt șistificate, laminate și recristalizate, gresiile au cimentul slab recristalizat și granulele de cuarț întrepătrunse între ele, iar șisturile argiloase sînt satinatate (slab sericitizate).

Succesiunea pînzei de Severin este în general mai intens afectată de metamorfism față de formațiunile zonei Mehedinți-Retezat.

Și la pînza de Severin se observă că transformările cresc în intensitate de la sud-est către nord-vest.

Pe aliniamentul anticlinalului Baia de Aramă și sinclinalul Porțile de Fier, stratele de Sinaia și Comarnic păstrează caracterul tipic de roci sedimentare, pe cînd în stratele de Azuga rocile apar ușor laminate, șis-



turile sînt satinatate (ușor sericitizate și cloritizate), marnocalcarile mai recristalizate etc.

În regiunea anticlinalului Virful lui Stan stratele de Azuga sînt mai intens transformate.

Mai spre interior, în partea de nord-est a munților Godeanu (sinclinalul Retezat) și în nordul munților Parîng (între vîrfurile Cărbunele și Urdele), succesiunea de tipul stratelor de Azuga îmbracă aspectul rocilor cristaline tipice: șisturi clorito-sericitoase, șisturi calcaroase clorito-sericitoase, calcare cristaline, filite grafitoase etc.

P a v e l e s c u (1953), comparînd stadiul transformărilor metamorfice observate la succesiunea de pe valea Ideg și la seria de Tulișa (formațiuni considerate ca sincrone), presupune că în cadrul autohtonului danubian gradul de metamorfism crește de la vest spre est. Într-adevăr se poate constata că succesiunea zonei Mehedinți-Retezat prezintă un stadiu de transformare mai avansat față de cea a zonei Presacina. Pe seama acestor transformări trebuie pusă prezența feldspațiilor de neformațiune în succesiunea pinzei de Severin. Mai rar feldspații autigeni apar și în succesiunea zonei Mehedinți-Retezat.

Considerații tectonice și paleogeografice

Cuvertura sedimentară jurasică și cretacică a zonei Mehedinți-Retezat este slab ondulată, schițînd o serie de cute largi, a căror flancuri au în general înclinări în jur de 30°.

În partea de vest a zonei Mehedinți-Retezat (Platoul Mehedinți și sud-vestul munților Retezat) se deosebesc două structuri anticlinale majore, orientate NE-SW: anticlinalul Baia de Aramă și anticlinalul Virful lui Stan.

Spre sud-est de anticlinalul Baia de Aramă apare sinclinalul Porțile de Fier; între anticlinalul Baia de Aramă și anticlinalul Virful lui Stan este situat sinclinalul Bahna iar la nord-vest de anticlinalul Virful lui Stan se conturează sinclinalul Retezat.

Ceea ce am descris ca anticlinalul Virful lui Stan a fost considerat de **C o d a r c e a**, **N ă s t ă s e a n u** (1964) ca reprezentînd pragul care separa zona Coșuştea de zona Presacina.

Toate structurile din partea de sud-est a zonei Mehedinți-Retezat își găsesc corespondenți foarte evidenți la sud de Dunăre, în Serbia Orientală.

Anticlinalul Virful lui Stan se poate urmări din regiunea de obirșie a văii Cerna. Spre sud zona axială a lui se menține în malul stîng al văii



Cerna (în sectorul Vîrful lui Stan, ivirile de roci granitoide și cristaline de la est și nord-est de Băile Herculane, apariția de calcare urgoniene de pe valea Bîrza, la nord-est de localitatea Topleț etc.). În Serbia Orientală, la sud de Dunăre, anticlinalul Vîrful lui Stan se corelează perfect cu anticlinalul Miroc, formînd anticlinalul Vîrful lui Stan-Miroc.

Anticlinalul Vîrful lui Stan prezintă flancul nord-vestic afectat de un important accident tectonic disjunctiv (falia Cerna-Petroșani). În regiunea cursului inferior al văii Cerna, această falie, care are compartimentul sud-estic ridicat, participă la formarea vestitului graben al Cernei, alături de alte accidente tectonice mai vestice.

Sinclinalului Retezat, la sud de Dunăre îi corespunde sinclinalul situat la vest de anticlinalul Miroc, care în parte este acoperit de încălcarea cristalinului de Porc.

Sinclinalul Bahna se prelungește în Iugoslavia cu sinclinalul situat imediat la est de anticlinalul Miroc și care suportă în zona axială cristalinul de Tekia.

Anticlinalul Baia de Aramă se laminează spre sud, pe falia Vîrciorova-Dzevrin.

Falia Vîrciorova-Dzevrin urmărește marginea estică a cristalinului din peticul Bahna-Tekia. Ea devine din ce în ce mai importantă spre sud (Grubić, 1967), pe cînd spre nord se pierde treptat. Falia Vîrciorova-Dzevrin, care prezintă compartimentul estic ridicat, pînă la valea Timoc are un caracter longitudinal, aici ea traversează structurile, decroșînd limitele formațiunilor cu cea 45 km.

Anticlinalul Baia de Aramă este afectat axial de două accidente tectonice disjunctive longitudinale. Între aceste falii se conturează un graben (gribenul Baia de Aramă), al cărui compartiment coborît este materializat printr-o fișie de depozite miocene flancate de formațiuni mezozoice, cristaline și granitoide.

Sinclinalului Porțile de Fier, în Serbia Orientală îi corespunde „fosa” Kosovica care suportă în zona axială stratele de Sinaia și cristalinul de Șip, formînd sinclinalul Porțile de Fier-Kosovica.

Edificiul plicativ menționat, în partea de nord-est a Platoului Mehedinți este afectat de o serie de accidente tectonice disjunctive transversale. Dintre acestea cele mai importante sînt falia Baia de Aramă-Cloșani cu direcție nord-sud și faliile Obîrșia-Titulești și Izverna-Ponoarele. Ultimele două sînt orientate est-vest și pun în evidență o importantă deplasare pe orizontală: compartimentele nordice acuză o deplasare relativă pe orizontală spre est și cele sudice spre vest.



Sensurile deplasărilor pe orizontală puse în evidență la falile Godeanu-Titirlești și Izverna-Ponoarele, sugerează eforturi tectonice importante cu sensul de la est spre vest, ceea ce ar putea constitui un argument în sprijinul ipotezei emise de Stille (1953), conform căreia pintelul Valah ar fi avut un rol important în tectonica Balcanilor și Carpaților Meridionali.

După cum am mai arătat, peste succesiunea zonei Mehedinți-Retezat se dispun formațiunile pinzei de Severin, care la rândul lor suportă șisturi cristaline intens metamorfozate, atribuite de toți cercetătorii, pinzei getice. Această succesiune este foarte bine păstrată în zonele axiale ale sinclinalilor Porțile de Fier, Bahna și Retezat.

Cristalinul peticului Bahna se continuă la sud de Dunăre cu cristalinul de Tekia formând peticul Bahna-Tekia, iar cristalinul peticului Porților de Fier se prelungește cu cristalinul de Șip, formând peticul Porțile de Fier-Șip.

Din cauza afundării spre sud a tuturor structurilor zonei Mehedinți-Retezat, cristalinul celor două petice (Bahna și Porțile de Fier) se unește, ele fiind separate numai prin falia Vîrciorova-Dzevrin. Tendința de afundare spre sud reprezintă, de altfel, o caracteristică generală a părții de vest a Carpaților Meridionali și a extremității vestice a Balcanilor.

Caracterele formațiunilor par să indice că zonele de Mehedinți-Retezat și Presacina au evoluat ca unități paleogeografice distincte cel puțin în intervalul Paleozoic-Cretacic inferior, inclusiv.

Formațiunea de tip Wildflysch din zona Mehedinți-Retezat înglobează numeroase olistolite de tipul succesiunii pinzei de Severin care n-au fost semnalate în formațiunea de tip Wildflysch din zona Presacina.

Linia de încălecare semnalată de Gherasi, Zimmerman și Zimmerman (1968), la nord de munții Godeanu separă unitatea în care apar formațiuni de tip Presacina-Feneș de unitatea cu succesiunea de tip Mehedinți-Retezat.

Sinclinalul Retezat, din cadrul zonei Mehedinți-Retezat, dispare spre sud-vest, lăsînd impresia că el este mascat prin încălecarea spre sud-est a succesiunii zonei Presacina. Dacă în conformitate cu direcțiile paleogeografice și tectonice din partea vestică a Carpaților Meridionali, prelungim spre sud-vest sinclinalul Retezat, întîlnim în partea opusă a peticului de cristalin din munții Godeanu, zona Presacina cu o succesiune complet diferită.

Toate cele arătate par să indice că între zona Presacina și zona Mehedinți-Retezat sînt raporturi tectonice, de încălecare. Numai falia



Cerna-Petroșani face ca în prezent, la sud de munții Godeanu, contactul dintre aceste două zone să fie la verticală.

Pinza care a luat naștere prin această încălecare ar putea fi denumită pinza de Cerna-Țarcu.

La alcătuirea ei iau parte formațiunile cristaline și sedimentare.

Deoarece cele mai noi depozite ale zonei Mehedinți-Retezat, afectate de încălecare, sînt reprezentate prin formațiunea de tip Wildflysch a Cretacicului superior, puncea în loc a pînzei de Presacina s-a produs, probabil, în faza Iaramică.

Pinza de Cerna-Țarcu ar reprezenta o pînză de șariaj de gradul II (de forfecare, încălecare directă). Forfecarea ar fi subsecventă pentru cristalin și cuvertura sedimentară pînă la Cretacicul superior inclusiv.

Conform alurei liniei de încălecare de la nord de munții Godeanu, lățimea minimă a șariajului se apreciază la cea 20 km, iar înclinarea planului de șariaj la mai puțin de 30°.

În Iugoslavia, pînza de Cerna-Țarcu s-ar continua cu încălecarca cristalinului de Poreč peste sinclinalul situat la vest de anticlinalul Miroc.

În Bulgaria, linia Cerna-Țarcu s-ar situa undeva între zona Stara Planina și Prebalcani.

Sub cristalinul getic al peticului de acoperire din munții Godeanu se află o succesiune sedimentară alohtonă (pinza de Arjana — C o d a r c e a, 1940). După C o d a r c e a (1940) ea s-a pus în loc la sfîrșitul Cretacicului superior (repauzază peste formațiunea de tip Wildflysch a Cretacicului superior din zona Presacina).

În partea de nord-vest a Platoului Mehedinți, la sud-est de valea Cernei (în munții Cernei), peste formațiunea de tip Wildflysch a zonei Mehedinți-Retezat, repauzează o serie de lambouri enorme constituite din calcare mezozoice de tipul celor care iau parte la alcătuirea succesiunii zonei Mehedinți-Retezat. Aceste lambouri au fost atribuite de C o d a r c e a (1940) duplicaturii de Cerna.

La nord de localitatea Izverna se observă cum calcarele lambourilor suportă discordant stratele de Nadanova. În vestul zonei, peste lambourile de calcare se așază întotdeauna formațiunea de tip Wildflysch.

Cele arătate par să sugereze ideea că duplicatura de Cerna reprezintă o enormă pînză de decolare gravitațională.

Punerea în loc a pînzei de decolare gravitațională Cerna s-a produs în Cretacicul superior (Turonian-Senonian ?) în timpul sedimentării formațiunii de Wildflysch și după depunerea sedimentelor ce au dat naștere stratelor de Nadanova.



La ora actuală, cele mai discutate și mai dificile probleme de tectonică din Carpații Meridionali le ridică succesiunea stratelor de tip Azuga, Sinaia și Comarnic. Aceste probleme se reduc la mecanismul de formare, originea și existența sau inexistența pînzei de Severin.

Ținînd seama de situațiile geologice din Carpații Meridionali mecanismul de formare, imaginat de Codarcea (1940) pentru pînza de Severin, poate fi cu greu combătut. Brechiile și lamele de micașisturi pe care le-am semnalat intercalate în depozitele pînzei de Severin ar constitui un argument în acest sens.

Existența unor depozite de tipul celor care formează pînza de Severin, la vest de Cazanele Mari, la Topleț, pe valea Cernei, în nord-estul munților Godeanu, pe văile Jiul Românesc și Jiețului, în nordul munților Parîng etc., ar fi dificil de explicat admitînd originea formațiunilor pînzei de Severin în fața zonei Mehedinți-Retezat. O încălecare de asemenea amploare, de la est spre vest, ar avea un sens invers față de sensul eforturilor tectonice importante puse în evidență în Carpații Meridionali.

Faptul că masa principală a depozitelor pînzei de Severin, cu grosimi apreciabile (pînă la cîteva sute de metri), ocupă întotdeauna poziții superioare Wildflysch-ului cretacic-superior, pledează în favoarea unui important fenomen tectonic.

Zonele dezvoltate de brechi semnalate prin lucrările de foraj (Drăghici, 1962) și prin cercetările de suprafață, se situează la limita dintre formațiunea de tip Wildflysch și succesiunea pînzei de Severin.

Transformările mai puternice suferite de formațiunile paleozoice și mezozoice din zona Mehedinți-Retezat față de cele din zona Presacina, cît și creșterea intensității acestor transformări de la sud-est către nord-vest în cadrul zonei Mehedinți-Retezat ar putea fi consecința șariajelor.

Așa cum a arătat Stille (1953) zonele din față a orogenelor, prin șariaje cauzate de subîmpingere, ajung la adîncimi (implicit presiuni și temperaturi) mult mai mari. De asemenea, în cadrul acestora, sectoarele din spate vor ajunge la adîncimile cele mai mari și invers. Deci transformările suferite de formațiunile respective vor fi direct proporționale cu adîncimile pînă la care ele au fost coborîte, cît și cu cantitatea de energie mecanică și calorică dezvoltată prin ficare în punctul respectiv.

Faptul că formațiunile pînzei de Severin sînt evident mult mai transformate față de formațiunile zonei Mehedinți-Retezat care le suportă, sugerează că aceste transformări trebuie puse în primul rînd pe seama unor fenomene tectonice foarte importante.



Localizarea transformărilor celor mai intense din cadrul succesiunilor pînzei de Severin, în extremitățile vestice ale zonei Mehedinți-Retezat, pare să indice că aici s-a dezvoltat cea mai mare cantitate de energie, deci această ar fi un argument în favoarea deplasării de la vest la est a pînzei de Severin (pe o suprafață de șariaj, în punctele din spate se dezvoltă, prin fiecare o cantitate de energie mult mai mare față de punctele mai din față, deci implicit și transformările suferite de roci vor fi mai intense în sectoarele situate mai spre rădăcina pînzei).

Amplasarea în sectoarele cele mai vestice (nord-estul cristalinelui din munții Godeanu) a faciesurilor marginale ale stratelor de Azuga (enorme brecii și lame de micașturi), cît și predominarea netă a formațiunilor mai vechi (strate de Azuga) în partea vestică și a celor mai noi (stratele de Sinaia și Comarnic) în partea estică a zonei Mehedinți-Retezat, ar constitui de asemenea argumente în favoarea unei deplasări de la vest spre est a succesiunii atribuită pînzei de Severin. Formațiunile mai noi (mai superioare) ale succesiunii pînzei de Severin au putut fi împinse de către pînzele superioare mult mai în față, pe cînd formațiunile mai vechi și mai inferioare (stratele de Azuga) au rămas mult în urmă.

Ceea ce apare ca foarte curios în legătură cu pînza de Severin este faptul că succesiunea respectivă se cunoaște numai pe teritoriul zonei Mehedinți-Retezat. Formațiuni de tipul celor care participă la alcătuirea pînzei de Severin nu au fost niciodată semnalate pe alte unități mai spre vest de linia care marchează fruntea pînzei Cerna-Țarcu.

Olistolitele constituite din roci de tipul celor din pînza de Severin sînt foarte frecvente în formațiunea de tip Wildflysch din zona Mehedinți-Retezat, pe cînd mai spre vest (în Wildflyschul din zona Presacina) nu s-au citat remanieri din pînza de Severin.

Sînt unele considerente pe care le-am mai menționat și care lasă foarte puține șanse ipotezei după care pînza de Severin ar fi venit din partea externă a zonei Mehedinți-Retezat, iar ipoteza inexistenței unei pînze de Severin pare de asemenea foarte greu de susținut.

Ținînd seama de cele arătate pînă aici apare întrebarea dacă nu cumva locul de origine al formațiunilor care participă la alcătuirea pînzei de Severin trebuie căutat la est de zona Presacina și la vest de zona Mehedinți-Retezat. Deci zona flișului s-ar fi situat în interiorul „autohtonului” danubian, între zonele Presacina și Mehedinți-Retezat.

Zonele Presacina, Severin și Mehedinți-Retezat, la care se mai adăugau și altele mai vestice, constituiau elemente geosinclinale longitu-



dinale depresionare (șanțuri), separate între ele prin regiuni ridicate (riduri). Ulterior (în Neozoic) lor li s-a mai adăugat spre est, între zona Mehedinți-Retezat și platforma moesică (sprijinindu-se pe amândouă), avantfosa care a fost umplută cu formațiuni de tip molasă. Toate acestea împreună au alcătuit geosinclinalul alpin din partea de vest a Carpaților Meridionali.

Se observă o evoluție mai rapidă a fosei corespunzătoare zonei de Severin față de fosele corespunzătoare zonelor Presacina și Mehedinți-Retezat. În zona de Severin apare un preflis tipic precoce în intervalul Jurasic superior?-Cretacic inferior (stratele de Azuga), asociat cu ofiolite (inițiolite), flis tipic precoce în Cretacicul inferior (stratele de Sinaja și de Comarnic) și orogeneza precoce în faza austriacă. În zonele Mehedinți-Retezat și Presacina apare faciesul cuarțitic-calcaros (carbonatat) în intervalul Liasic-Cretacic inferior, șisturi marnoase cu accidente silicioase în bază (stratele de Nadanova) în Cenomanian care ar aminti un preflis tardiv, un facies mai aparte al flișului tardiv (formațiunea de tip Wildflysch) în Turonian-Senonian și orogeneză tardivă în faza Iaramică.

N-ar fi exclus ca brecciile și lamele de micașisturi semnalate în succesiunea pinzei de Severin să provină din ridul care separa zona Presacina de zona Severin. Aici au putut fi aduse la suprafață formațiuni din fundament, mai vechi și mai intens metamorfozate.

Brecciile și lamele de micașisturi ar constitui ceea ce A u b o u i n (1965) a descris sub numele de breccii de flanc.

Abundența și amploarea brecciilor sugerează existența unei fracturi active în partea internă a zonei flișului, pe flancul extern al ridului care separă zona de Presacina de zona flișului. Pe această zonă de fractură au pătruns spre suprafață magmele bazice care au generat ofiolitele asociate stratelor de Azuga din șanțul flișului.

În timpul paroxismului austriac s-a putut realiza prima fază a pinzei Cerna-Țarcu (pinză de forfecare prin subîmpingere). Linia de șariaj s-a greșat pe fractura din flancul extern al ridului care separa zona Presacina de zona flișului. Zona de Presacina a încălecat și acoperit zona de Severin, antrenând în bază formațiunile de fliș, mai plastice, care au fost astfel deplasate spre est. Aceste formațiuni de fliș, smulse de pe fundamentul lor, au constituit prima fază a pinzei de Severin.

S-au realizat astfel condițiile ca depozitele de tip fliș ale pinzei de Severin, împinse în fruntea pinzei Cerna-Țarcu, să dea olistolite în formațiunea de Wildflysch a zonei Mehedinți-Retezat din față.



Deci eforturile tectonice cauzate de diastrofismul austriac au făcut ca zona care prezenta echilibrul cel mai instabil (zona flișului) să cedeze și să-și incheie activitatea sedimentară.

La începutul Cretacicului superior zona Presacina ajunsese în imediata vecinătate a zonei Mehedinți-Retezat, explicându-se în acest fel aspectul aproape identic, în ambele zone, al depozitelor cretacic-superioare.

În timpul diastrofismului laramic șariajul pînzei de Cerna-Țarcu a fost reluat, producându-se o dezrădăcinare completă a succesiunii de fliș din bază. Depozitele de fliș au fost refulate și împinse mult în față peste zona Mehedinți-Retezat. Pînza getică, care a luat naștere tot în acest timp, a contribuit probabil și ea la împingerea spre est, peste zona Mehedinți-Retezat, a succesiunii de fliș a pînzei de Severin, pînă la contactul cu platforma moesică.

Acum, în timpul Cretacicului superior (după depunerea sedimentelor ce au generat stratele de Nadanova) a luat naștere pînza de Cerna (pînza de decolare gravitațională) prin desprinderea unor lambouri enorme din succesiunea sedimentară a zonei Mehedinți-Retezat, alunecarea lor pe pantă sub influența gravitației și înședimentarea în cadrul formațiunii de Wildflysch a aceleiași zone.

Pînzele de Cerna-Țarcu și Severin s-au format probabil în două etape: etapa incipientă în timpul diastrofismului austriac și definitivarea în timpul diastrofismului laramic. Pînza de Severin ar reprezenta, așa cum a arătat Dumitrescu (1962), Dumitrescu et al. (1962) etc., o lamă de șariaj.

Tot în timpul diastrofismului laramic a luat naștere și pînza supragetică (C o d a r c e a et al., 1967), care după datele cunoscute la sud de Dunăre a fost reluată, cel puțin și în timpul Miocenului, inclusiv.

Cu toate cele arătate pînă aici se pare că ipoteza emisă de C o d a r c e a (1940) referitor la originea succesiunii pînzei de Severin are destul de multe șanse în competiția prin care se urmărește apropierea cît mai mult de adevărul absolut.

În Neozoic, pe regiunea de sutură dintre zona Mehedinți-Retezat și platforma moesică a luat naștere avantfosa care a fost umplută cu depozite de tip molasă. La fel ca zona flișului și avantfosa se reducea probabil ca dimensiuni de la Carpații Orientali spre Balcani.

Încercînd o comparație, se poate constata că evoluția tectonică alpină a Carpaților Meridionali a fost mai scurtă și mai spectaculoasă față de cea a Carpaților Orientali. Aceasta se datorește probabil faptului că deplasarea exagerată spre est a pîntenului valah (*sensu* S t i l l e, 1953), în Car-



pații Meridionali a dereglat evoluția „normală” a geosinclinalului alpin carpatic.

Pintenul valah a acționat puternic asupra sectorului de joncțiune dintre Carpați și Balcani, prin fenomenul de subîmpingere de la est către vest.

Astfel, prin „încălecarca” pinzei de Cerna-Țarcu spre est în Carpații Meridionali zona flișului și-a încheiat activitatea la sfârșitul Cretacicului inferior, favorizând apariția formațiunilor de tip molasă mult mai devreme față de Carpații Orientali.

Dacă în Carpații Meridionali stilul tectonic major a fost definitivat în timpul diastrofismului iaramic, în Carpații Orientali activitatea tectonică intensă s-a prelungit pînă la sfârșitul Neogenului.

Zona flișului din Carpații Orientali își găsește un echivalent în Carpații Meridionali numai prin partea s-a cea mai internă (zona de Ceahlău), care se plasa probabil undeva în spatele zonei Mehedinți-Retezat. Deci echivalentul zonei Mehedinți-Retezat în Carpații Orientali trebuie căutat în fața zonei flișului sau în cadrul unităților mai externe ale acestuia. În momentul de față el este probabil deplasat spre vest, prin fenomenul de subîmpingere, sub depozitele flișului sau chiar undeva în spatele lor.

Așa cum au mai presupus și alți cercetători, pinza supragetică pare a se corela cu pinza bucovinică, iar pinza getică ar rămîne ca o unitate în fața acestora, care spre nord de Brașov ar dispărea sub pinza bucovinică.

Dacă linia supragetică s-ar corela cu linia bucovinică, atunci domeniul getic inițial a fost situat în fața sinclinalului marginal al Carpaților Orientali. Deci dispariția spre nord de Brașov a domeniului getic se poate explica printr-o afundare treptată sub flișul eocretacic din munții Baraoltului (Murgeanu, Patrulius, Contescu, Jipa, Mihăilescu, Panin, 1963) sau mai probabil prin depășirea sa de către pinza bucovinică (Kusko et al., 1967)⁵. În acest caz, pinza Cerna-Țarcu ar trebui căutată undeva sub pinza getică și peste unitatea flișului de Ceahlău, iar corespondentul zonei Mehedinți-Retezat s-ar situa sub unitatea de Ceahlău. Locul pinzei de Arjana ar fi peste pinza de Cerna-Țarcu și sub pinza getică. Pinza bucovinică, superioară pinzei getice, în Carpații Orientali a înaintat mult spre exterior, ajungînd să stea direct peste unitatea flișului de Ceahlău.

⁵ M. Kusko, I. Stănoiu, T. Cibolaru, M. Savu, J. Brunn, B. Popescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi în munții Baraolt și Perșani. 1967. Arh. I.G.P. București.



Încălecările alpine de mare amploare, la care participă și cuvertura sedimentară sînt demonstrate convingător atît pentru Carpații Meridionali cît și pentru Carpații Orientali și acest lucru pune într-o lumină favorabilă perspectivele de hidrocarburi ale zonei cristalino-mezozoice carpatice. Indicațiile de hidrocarburi de la Băile Herculane ar putea fi puse pe seama încălecării pinzei de Cerna-Țarcu.

Concluzii

În prezenta lucrare se fac o serie de considerații tectonice și paleo-geografice asupra structogenului alpin din partea vestică a Carpaților Meridionali.

Din datele de literatură și de teren s-a constatat că formațiunile geologice sincrone ale autohtonului danubian din Platoul Mehedinți, munții Retezat, munții Vulcan și munții Paring au o litologie identică. Această identitate, a fost pusă pe seama unei evoluții paleogeografice unitare, propunîndu-se, pentru regiunea respectivă, denumirea de zona Mehedinți-Retezat. În cadrul zonei Mehedinți-Retezat sînt înglobate zonele Coșuștea (C o d a r c e a, 1940) și Cerna (C o d a r c e a, 1940), la care am mai adăugat autohtonul danubian din munții Retezat.

Deosebirile dintre formațiunile geologice sincrone din zona Mehedinți-Retezat și zonele învecinate, sînt evidente la nivelul Paleozoicului și Mezozoicului.

Spre vest zona Mehedinți-Retezat, în prezent, vine în contact cu zona Presacina (C o d a r c e a, 1940) iar spre est se racordează, mai mult sau mai puțin direct, la platforma moesică.

În Balcani (Iugoslavia) zona Mehedinți-Retezat s-ar continua cu zonele autohtone situate la est de cristalinel de Porc: zona anticlinală Miroc, inclusiv cele două sinclinale limitrofe, și cu fosa Kosovika. Corespondentul zonei Mehedinți-Retezat în Bulgaria s-ar situa în fața zonei Stara Planina, în fața sinclinalului Sălaș, el fiind reprezentat probabil prin Prebalcani.

În Carpați, est-vest și nord de semifereastră Paring, corespondentul zonei Mehedinți-Retezat trebuie căutat probabil în fața zonei flișului cretacic, în prezent el fiind mult deplasat spre vest prin fenomenul de subîmpingere. Se poate presupune că un corespondent al zonei Mehedinți-Retezat apare din nou tocmăi în Alpi, el fiind probabil reprezentat prin zona helvetică. Aceasta este în acord cu concepțiile lui T h o l l m a n n (1968, 1969). Cuvertura sedimentară jurasică și cretacică a zonei Mehedinți-Retezat schițează o serie de ondulații largi, orientate NE-SW a căror



flancuri au înclinări în jur de 30° : sinclinalul Porțile de Fier, anticlinalul Baia de Aramă, sinclinalul Bahna, anticlinalul Vîrful lui Stan și sinclinalul Retezat (toate, în afară de sinclinalul Retezat, sînt menționate încă de Murgoci, 1910).

Anticlinalul Vîrful lui Stan are flancul nord-vestic afectat de falia Cerna-Petroșani cu compartimentul estic ridicat. Această falie, la sud de Băile Herculane, participă alături de alte accidente tectonice mai vestice la formarea grabenului Cernei.

Falia Cerna-Petroșani apare trasată cu acest traseu, pentru prima dată pe harta la scara 1 : 200.000, editată de Institutul Geologic București.

Anticlinalul Baia de Aramă se laminează spre sud pe falia Vîrcio-rova-Dzevrin (G r u b i ó, 1967), care devine din ce în ce mai importantă spre sud.

Anticlinalul Baia de Aramă este afectat axial de un sistem de falii longitudinale între care se formează grabenul Baia de Aramă, conturat încă de Murgoci (1908).

Sinclinalul Bahna este afectat de trei falii transversale semnalate încă de Drăghici (1962). Două dintre ele, cele orientate est-vest, prezintă o importantă săritură pe direcție; compartimentele nordice acuză o deplasare relativă spre est iar cele sudice spre vest. Deplasările menționate sugerează eforturi tectonice cu sensul de la est spre vest, concentrate asupra sectorului de joncțiune al Carpaților cu Balcanii. Aceasta ar putea argumenta rolul pintenului valah (Stille, 1953) în tectonica Carpaților și Balcanilor.

La sud de Dunăre, anticlinalul Vîrful lui Stan se continuă cu anticlinalul Miroc, formînd anticlinalul Vîrful lui Stan-Miroc. Sinclinalul Retezat îi corespunde sinclinalul situat la vest de anticlinalul Miroc și care în parte este mascat prin încălecare cristalinului de Porec. Sinclinalul Bahna se prelungeste cu sinclinalul situat imediat la est de anticlinalul Miroc. Anticlinalul Baia de Aramă se laminează spre sud pe falia Vîrcio-rova-Dzevrin. Sinclinalul Porțile de Fier se continuă în Balcani cu foasa Kosovika, formînd sinclinalul Porțile de Fier-Kosovika.

Peste formațiunile geologice ale zonei Mehedinți-Retezat (pînă la Cretacicul superior inclusiv) se dispune o succesiune de tip fliș constituită din strate de Azuga, strate de Sinaia și strate de Comarnic atribuite de C'o d a r e c a (1940) pinzei de Severin. Peste toate acestea stau sisturile



crystaline intens metamorfozate (micașisturi, paragneise, amfibolite etc.) ale pînzei getice (Murgoci, 1905).

Formațiunile pînzei de Severin și cele ale pînzei getice sînt foarte bine păstrate în regiunile axiale ale sinclinalelor zonei Mehedinți-Retezat, formînd petice de acoperire. Cristalinul getic din peticul de Bahna se continuă la sud de Dunăre cu cristalinul de Tekia, formînd peticul Bahna-Tekia. Cristalinul peticului Porțile de Fier se continuă cu cristalinul de Șip, formînd peticul Porțile de Fier-Șip, așa cum au arătat și cercetătorii anteriori. Din cauza afundării spre sud a structurilor, cristalinul getic din cele două petice menționate, la sud de Dunăre se unește pe falia Vircio-rova-Dzevrin.

În continuare vom menționa unele argumente care par să indice că poziția actuală, așa de apropiată, a zonelor Mehedinți-Retezat și Presacina ar fi consecința unor importante fenomene tectonice.

Caracterele formațiunilor arată că zonele Mehedinți-Retezat și Presacina au evoluat ca unități paleogeografice distincte în timpul Paleozoicului și Mezozoicului.

Linia de încălecare semnalată de Gherasi, Zimmermann și Zimmermann (1968) separă la vest regiunea în care apar formațiuni de tip Presacina și Arjana de regiunea cu formațiuni de tip Mehedinți-Retezat și Severin.

Prchungînd spre sud-vest sinclinalul Retezat constituit din formațiuni de tipul zonei Mehedinți-Retezat, pe sub cristalinul getic din munții Godeanu, întîlnim formațiunile complet diferite ale zonei Presacina. Cele arătate par să indice că între zona Presacina și zona Mehedinți-Retezat sînt raporturi de încălecare. Datorită faliei Cerna-Petroșani, la sud de cristalinul getic din munții Godeanu contactul dintre zonele Presacina și Mehedinți-Retezat este în prezent la verticală datorită faliei Cerna-Petroșani. Pînza care a luat naștere prin „încălecarea” zonei de Presacina peste zona Mehedinți-Retezat ar putea fi denumit pînza de Cerna-Țarcu. La alcătuirea ei iau parte formațiuni cristaline și sedimentare.

Pînza de Cerna-Țarcu ar reprezenta o pînză de șariaj de gradul II (de forfecare, încălecare directă). În prima etapă (faza diastrofică austriacă) forfecarea a fost subsecventă pentru cristalin și sedimentar, pînă la Cretacicul inferior inclusiv.

În a doua etapă (faza Iaramică) forfecarea a fost subsecventă și pentru formațiunea de Wildflysch a Cretacicului superior.

Conform alurei liniei de încălecare de la nord de munții Godeanu, lățimea minimă a șariajului se apreciază la circa 20 km, iar înclinarea planului de șariaj la mai puțin de 30°.



În Iugoslavia, pînza de Cerna-Țarcu s-ar continua cu încălecarea cristalinelui de Poreč peste sinclinalul situat la vest de anticlinalul Miroč (pînza de Poreč: Petković, 1930).

În Bulgaria, corespondentul liniei Cerna-Țarcu trebuie probabil căutat între Stara Planina, inclusiv sinclinalul Sălaj și Prebalcani.

Sub cristalinel getic al peticului de acoperire din munții Godeanu și peste succesiunea geologică a zonei Presacina, apar formațiunile atribuite de Codarcea a pînzei de Arjana.

În partea de nord-vest a Platoului Mehedinți, Wildflyschul Cretacicului superior din zona Mehedinți-Retezat, suportă lambouri constituite din calcare placate de strate de Nadanova (Codarcea, 1940). Peste aceste lambouri apare din nou formațiunea de Wildflysch.

Calcarile lambourilor, care au fost atribuite de Codarcea (1938) pînzei de Cerna, sînt identice cu cele ale succesiunii jurasic-cretacice a zonei Mehedinți. De asemenea aceste calcare se întîlnesc foarte frecvent și sub formă de olistolite în formațiunea de Wildflysch a zonei Mehedinți-Retezat.

În Wildflyschul zonei Mehedinți-Retezat apar și olistolite de tipul stratelor de Nadanova.

Toate cele arătate par să sugereze ideea că duplicatura de Cerna (Codarcea, 1940) reprezintă enorme lambouri ale unei pînze de decolare gravitațională. Decolarea a fost sincronă depunerii sedimentelor ce au generat formațiunea de Wildflysch (Turonian-Senonian) și ulterioară sedimentelor ce au generat stratele de Nadanova (Cenomanian).

În prezent cele mai dificile probleme de tectonică din Carpații Meridionali se referă la pînza de Severin (Codarcea, 1940): mecanismul de formare, originea și existența sau inexistența pînzei de Severin.

Codarcea (1940) a susținut că originea formațiunilor pînzei de Severin este într-o fosă (avantfosa de Severin) situată între domeniul getic și cel al autohtonului danubian. De asemenea autorul a imaginat un mecanism de formare foarte logic și ingenios pentru pînza de Severin care, în cea mai mare parte, va fi preluat în prezenta lucrare.

Lucrările miniere (Drăghici, 1962) și cercetările de suprafață au pus în evidență prezența zonelor dezvoltate de breccii la limita dintre formațiunile pînzei de Severin și Wildflyschul zonei Mehedinți-Retezat.

Formațiunile sedimentare ale pînzei de Severin, mai puțin cele ale zonei Mehedinți-Retezat, sînt ușor metamorfozate. Pe marginea vestică a zonei Mehedinți-Retezat în pînza de Severin sînt foarte abundente sistu-



rile clorito-sericitoase, calcareoase, în care am recunoscut un exemplar de *Calpionella* din grupul *C. alpina* Lorenz.

Volumele principale de roci care participă la alcătuirea pânzei de Severin ocupă întotdeauna poziții superioare formațiunilor zonei Mehedinți-Retezat.

Sucesiunea geologică a pânzei de Severin apare bine dezvoltată pînă la marginea vestică a zonei Mehedinți-Retezat. Nu se cunosc formațiuni ale pânzei de Severin mai la vest de zona Mehedinți-Retezat.

În formațiunea de Wildflysch a Cretacicului superior din zona Mehedinți-Retezat apar numeroase olistolite constituite din roci care participă la alcătuirea pânzei de Severin (Drăghici, 1962) etc. Mai spre vest, în Wildflyschul din zona Presacina etc., nu s-au citat niciodată remanieri din pînza de Severin.

Faciesurile marginale (abundența brecciilor și lamelor de micașisturi) ale formațiunilor pânzei de Severin apar întotdeauna pe marginea vestică a zonei Mehedinți-Retezat.

Se poate constata că există în mod sigur o pînză de Severin. Ea apare numai peste succesiunea geologică a zonei Mehedinți-Retezat, pînă pe marginea vestică a acesteia din urmă. Niciodată formațiunile pânzei de Severin nu se cunosc mai la vest de zona Mehedinți-Retezat. De asemenea formațiunile pânzei de Severin au dat olistolite și apar remaniate numai în Wildflyschul Cretacicului superior din zona Mehedinți-Retezat.

Apare întrebarea dacă nu cumva formațiunile pânzei de Severin își au originea între zona Presacina și zona Mehedinți-Retezat. Deci zona flișului (zona de Severin: Codarcea, 1940) s-ar fi situat în interiorul „autohtonului” danubian (Codarcea, 1940).

Brecciile și lamele de micașisturi, pe care le-a semnalat ca însedimentare în formațiunile pânzei de Severin, au putut proveni din ridul care separa zona Presacina de zona Severin. Ele ar constitui ceea ce Aubouin (1965) a descris sub numele de breccii de flanc.

Frecvența și amploarea mare a brecciilor sugerează existența unei fracturi active pe flancul extern al ridului care separa zona Presacina de zona Severin. Această zonă de fractură a favorizat pătrunderea spre suprafață a magmelor bazice care au generat ofiolitele (Codarcea, 1940) asociate pânzei de Severin.

În timpul paroxismului austriac s-a realizat prima fază a formării pânzei de Cerna-Țarcu. Linia de șariaj s-a instalat pe fractura din partea internă a fosei de Severin. Astfel zona flișului, zona cel mai puțin stabilă



din acel timp, a cedat. Ea a fost complet acoperită prin „încălecarea” zonei de Presacina. S-a realizat primul stadiu în formarea pinzei de Cerna-Țarcu.

Pinza de Cerna-Țarcu a smuls și antrenat spre exterior, în baza ei, formațiunile de fliș mai plastice. Aceste formațiuni de fliș, smulse de pe fundamentul lor mai rigid, au constituit prima fază în formarea pinzei de Severin. S-au realizat condițiile ca depozitele pinzei de Severin, împinse în fruntea pinzei de Cerna-Țarcu să dea olistolite în formațiunea de Wildflysch (Turonian-Senonian) a zonei Mehedinți-Retezat din față.

Deci zona flișului (zona Severin), zona cea mai mobilă, în timpul eforturilor tectonice austrice, a cedat, încheindu-și activitatea sedimentară.

La începutul Cretacicului superior, zona Cerna-Țarcu ajunsese în imediata vecinătate a zonei Mehedinți-Retezat, explicându-se în acest fel aspectul aproape identic, în ambele zone, al depozitelor cretacice-superioare (Wildflysch).

În timpul diastrofismului laramic, șariajul pinzei de Cerna-Țarcu a fost reluat, zona de Presacina a fost „împinsă” în față peste zona Mehedinți-Retezat. Acum s-a produs probabil o desprindere (decolare) aproape completă, de pe substratul mai rigid, a formațiunilor de fliș din bază. Depozitele de fliș au fost împinse mult în față, peste zona Mehedinți-Retezat. În felul acesta s-a realizat a doua etapă (definitivarea) în formarea pinzelor Cerna-Țarcu și de Severin.

Pinza getică ce a luat naștere tot în acest timp a contribuit probabil și ea la împingerea spre est a formațiunilor pinzei de Severin, peste zona Mehedinți-Retezat, până la platforma din față.

După Codarcea, Codarcea-Dessilla, Lupu și Lupu (1967) tot în legătură cu faza orogenică laramică s-a format pinza supra-getică.

În timpul depunerii sedimentelor ce au constituit formațiunea de Wildflysch (Turonian-Senonian) din zona Mehedinți-Retezat s-a format pinza de Cerna (Codarcea, 1938) sau duplicatura de Cerna (Codarcea, 1940). În prezenta lucrare pinza de Cerna este considerată ca o pinză de decolare gravitațională.

Pinza de Severin ar reprezenta, așa cum a arătat Dumitrescu (1962), Dumitrescu, Săndulescu, Lăzărescu, Mirăuță, Pauline, Georgescu (1962), o lamă de șariaj. Suprafețele de șariaj ale pinzei getice și pinzei de Severin se încadrează perfect în undulațiile largi descrise de formațiunile zonei Mehedinți-Retezat. Concorданța dintre undulațiile suprafețelor de șariaj ale pinzelor și cutele forma-



țiunilor din autohton reiese și din lucrarea lui C o d a r c e a (1940). Aceasta arată că momentul cutării cuverturii mezozoice a zonei Mehedinți-Retezat trebuie plasat după punerea în loc a pînzelor getică și de Severin (spre sfîrșitul diastrofismului laramic), sau cel mai probabil, sincron cu formarea acestor pînze (în timpul paroxismului laramic, continuîndu-se, cu intensități mai reduse, și după aceea).

În Neozoic, pe regiunea de racordare dintre zona Mehedinți-Retezat și platforma moesică, sprijinindu-se pe amîndouă, a luat naștere avantfosa care a fost umplută cu depozite de molasă (fig. 1).

Edificiul plicativ alpin al structogenului Carpaților Meridionali realizat pînă în timpul diastrofismului laramic, inclusiv, după Cretaciul superior a fost afectat în general de accidente tectonice disjunctive, care l-au compartimentat într-o serie de blocuri. S-au realizat astfel condițiile formării unor bazine inter și intramontane. Acestea au fost prinse între blocurile rigide ca într-o menghină. Prin compresiunile laterale, depozitele de tip molasă ce colmatează bazinele respective au fost slab cutate în timpul fazelor orogenice post-cretacice. Tot în acest timp, în anumite sectoare, s-au putut produce și unele reluări, de mai mică importanță, ale liniilor tectonice majore pre-neozoice (C o d a r c e a, 1940; C o d a r c e a, C o d a r c e a-D e s s i l a, L u p u și L u p u, 1957, etc.) (fig. 2).

Încercînd o comparație, se poate constata că evoluția tectonică majoră alpină a Carpaților Meridionali a fost mai scurtă și mai spectaculoasă față de cea a Carpaților Orientali. Aceasta se datorește probabil faptului că deplasarea exagerată spre vest a pîntenului valah (*sensu* S t i l l e, 1953), în sectorul Carpaților Meridionali a dereglat evoluția „normală” a geosinclinalului alpin carpatic.

Pîntenul valah a acționat puternic asupra sectorului de joncțiune dintre Carpați și Balcani, prin subîmpingere de la est către vest. (În Carpații Meridionali s-a apelat pentru prima dată la fenomenul de subîmpingere de către M u r g o c i, 1910).

Prin „încălecare” pînzei Cerna-Țarcu peste zona Severin, în Carpații Meridionali zona flișului și-a încheiat activitatea sedimentară la sfîrșitul Cretaciului inferior. A fost favorizată astfel apariția formațiunilor de molasă mult mai devreme decît în Carpații Orientali.

Deplasarea pîntenului valah trebuie privită, probabil, în ansamblul mișcării plăcilor rigide din cadrul tectonicii globale terestre.

Dacă în Carpații Meridionali stilul tectonic major a fost definitivat în timpul diastrofismului laramic, în Carpații Orientali activitatea tecto-

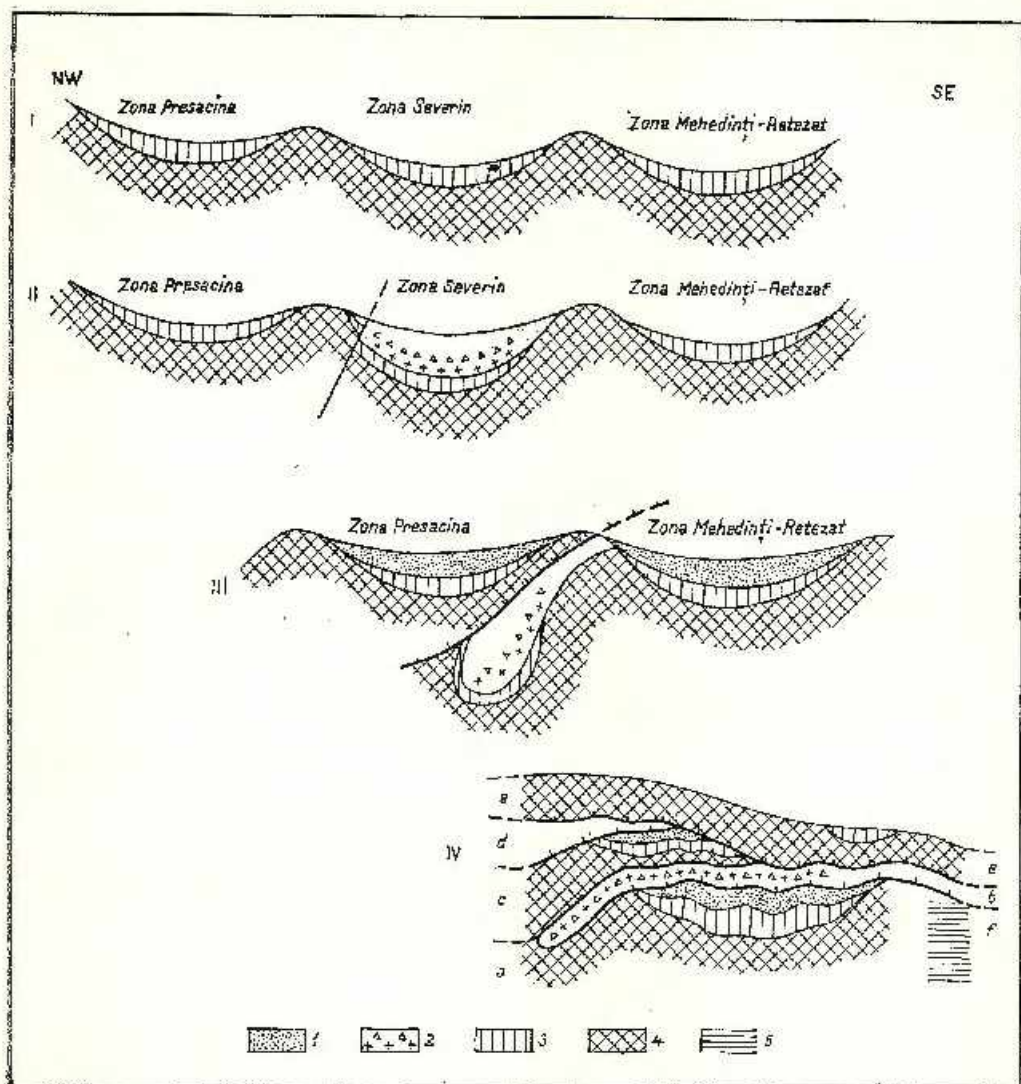


Fig. 1. -- Evoluția paleogeografică și tectonică a zonelor Presacina, Severin și Mehedinți-Retezat în intervalul Jurasic inferior-Cretacic superior.

I. Situația existentă în timpul Jurasicului inferior, mediu și superior. II. Situația existentă în timpul Jurasicului superior și Cretacicului inferior. III. Situația existentă în timpul Cretacicului superior (în timpul diastrofismului austriac se realizează primul stadiu în formarea pînzelor de Presacina și de Severin). IV. Situația existentă la sfîrșitul Cretacicului superior, după diastrofismul larantic. (În timpul diastrofismului larantic se realizează formarea pînzei getice și a pînzei de Arleana, precum și deficitivarea pînzelor de Presacina și de Severin). a, zona Mehedinți-Retezat; b, pînză de Severin; c, pînză de Presacina; d, pînză de Arleana; e, pînză getică; f, platforma moesică; 1, formațiunile de Wildflysch cu "preflysch" în bază; 2, formațiunile de flysch cu proflysch în bază asociat cu produse vulcanice bazice și breșci de flanc; 3, formațiunile quarzitică-calcaroasă; 4, formațiunile auto-jurasic inferioare; 5, formațiunile platformei moesice.

Evolution paléogéographique et tectonique des zones de Presacina, de Severin et de Mehedinți-Retezat au cours du Jurassique inférieur-Crétacé supérieur.

I. Situation existante au cours du Jurassique inférieur, moyen et supérieur. II. Situation existante au cours du Jurassique supérieur et Crétacé inférieur. III. Situation existante au cours du Crétacé supérieur (pendant le diastrophisme austro-alpin a lieu le premier stade dans la formation des nappes de Presacina et de Severin). IV. Situation existante à la fin du Crétacé supérieur, après le diastrophisme larantique. (Pendant le diastrophisme larantique se réalise la formation de la nappe getique et de la nappe d'Arleana, ainsi que l'achèvement de la formation des nappes de Presacina et de Severin). a, zone de Mehedinți-Retezat; b, nappe de Severin; c, nappe de Presacina; d, nappe d'Arleana; e, nappe getique; f, plate-forme moesienne; 1, formation de Wildflysch à „preflysch” en base; 2, formation de flysch à proflysch en base associé aux produits volcaniques basiques et aux brèches de flanc; 3, formation quarzitique-calcaire; 4, formations auto-jurassiques inférieures; 5, formations de la plate-forme moesienne.

nică intensă s-a prelungit pînă la sfîrşitul Neozoicului (aşa cum au admis toţi eroetătorii).

Zona flişului din Carpaţii Orientali îşi găseşte probabil un echivalent în Carpaţii Meridionali numai prin partea sa cea mai internă (zona de Ceahlău), care se situează între zona Mehedinţi-Retezat şi zona Presacina. Deci corespondentul zonei Mehedinţi-Retezat şi Carpaţii Orientali

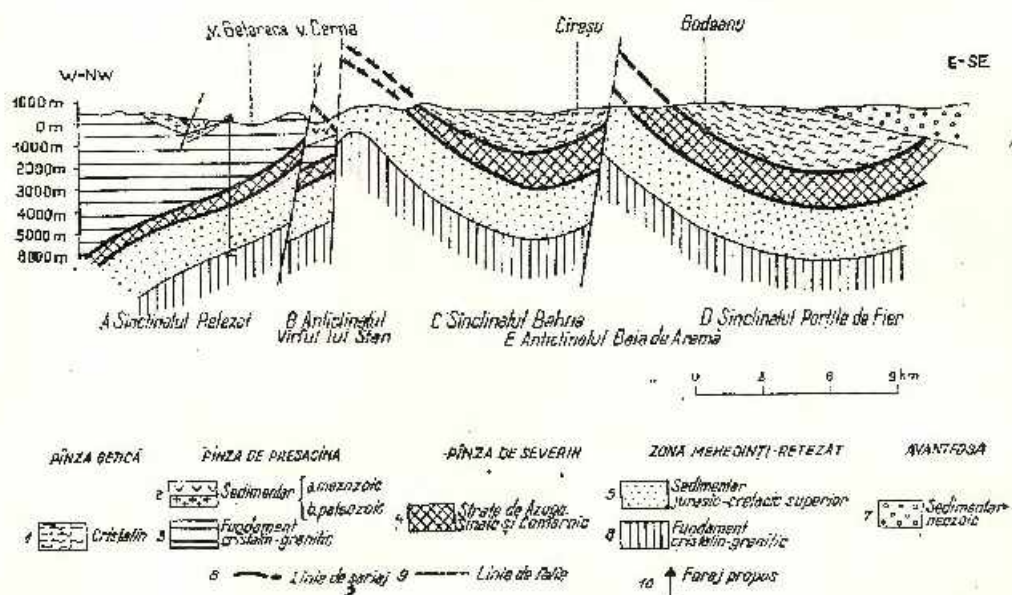


Fig. 2. — Secțiune geologică interpretativă între localitățile Mehedinia și Godeanu.

A. Sinclinalul Retezat, B. Anticlinul Virful lui Stan, C. Sinclinalul Balna, D. Sinclinalul Porțile de Fier, E. Anticlinul Baia de Arama. Pînza getică: 1, cristalin, Pînza de Presacina: 2, sedimentar: a, Mesozoic; b, Paleozoic; 3, fundament cristalin-granitic. Pînza de Severin: 4, strate de Azuga, Sinaia și Comarnic, Zona Mehedinți-Retezat: 5, sedimentar Jurasic-Cretacic superior; 6, fundament cristalin-granitic. Avantfosa: 7, sedimentar neozoic; 8, linie de serie; 9, linie de falie; 10, foraj propus.

Coupe géologiques interprétatives entre les localités de Mehedinia et de Godeanu.

A. Synclinal de Retezat, B. Anticlinel de Virful lui Stan, C. Synclinal de Balna, D. Synclinal de Porțile de Fier, E. Anticlinel de Baia de Arama. Nappe géologique: 1, cristallin, Nappe de Presacina: 2, sédimentaire: a, Mésozoïque; b, Paléozoïque; 3, socle cristallin-granitique. Nappe de Severin: 4, couches d'Azuga, Sinaia et Comarnic, Zone de Mehedinți-Retezat: 5, sédimentaire du Jurassique-Crétacé supérieur; 6, socle cristallin-granitique. Avant-fosse: 7, sédimentaire néozoïque; 8, ligne de charriage; 9, ligne de faille; 10, forage proposé.

trebuie căutat în fața zonei flişului sau, mai probabil, în cadrul unităților mai externe ale acestuia. În prezent el este deplasat spre vest, prin fenomenul de subimpingere, sub depozitele flişului intern, sau chiar undeva în spatele lor.

Pe considerente litologice, pînza bucovinică din Carpații Orientali s-ar corela cu pînza rezultată din încălecare a gnaisului de Holbav peste



sedimentarul de la Codlea (pinza supragetică: Codarcea, Codarcea-Dessila, Lupu și Lupu, 1967). Această corelare a fost între-văzută încă de Murgeanu, Patrulius, Contescu, Jipa, Mihăilescu, Panin (1963); Patrulius (1966) și susținută de Codarcea și Codarcea, Lupu și Lupu (1967); Patrulius, Popa, Popescu (1969) și Kusko et al. (1967)⁶.

Dacă linia supragetică s-ar corela cu linia bucovinică, atunci domeniul getic ar fi situat în fața sinclinalului marginal din Carpații Orientali. Deci dispariția spre nord de Brașov a domeniului getic se poate explica printr-o afundare treptată sub flișul eocretacic din munții Baraoltului (Murgeanu, Patrulius, Contescu, Jipa, Mihăilescu, Panin, 1963) sau mai probabil, prin depășirea sa de către pinza bucovinică (Kusko et al., 1967)⁷. În acest caz, pinza de Cerna-Târcu ar trebui căutată sub pinza bucovinică (deci sub pinza getică) și peste unitatea flișului de Ceahlău. Corespondentul zonei Mhedinti-Retezat s-ar situa sub unitatea de Ceahlău.

Locul pinzei de Arjana ar fi undeva între pinza bucovinică și unitatea de Ceahlău (sub pinza bucovinică și peste pinza de Ceahlău).

BIBLIOGRAFIE

- Andjelković A., Grubić A., Sikosek B. (1967) Structural Facial Zone of East Serbian Part of the Carpatho-Balkan. *Arch. Carp. Balk. Geol. Assoc. VIII Kongr.* Belgrade.
- (1967) General tectonic structure of Eastern Serbian. *Carp.-Balk. Geol. Assoc. VIII. Kongr.* Belgrad.
- Aubouin J. (1959) A propos d'un centenaire les aventures de la notion de géosinclinal. *Revue Geograph. Physiq. Geol. Dynamiq.* t. 2, fasc. 3, Ser. 2.
- Băncilă L. (1967) Relation entre la ramification meridionale de l'orogène Carpathique et l'avant-pays. *Assoc. Geol. Carp.-Balk., Congr. VIII*, Belgrade.
- Boldur C., Visarion A. (1972) Asupra prezenței Ordovicianului în regiunea Feneș (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol. I.VIII/4*, București.
- Bonchev E. (1933) Versuch einer Tektonischen Synthese Westbulgariciens. *Geologica Balkanica*, III, Sofia.
- (1936) Beitrag zu Frage der tektonischen Verbindung zwischen Karpathen und den Balkaniden. *Geol. Balk.* 11/2, Sofia.
- (1963) Quelques idées sur le problème des relations tectoniques entre les Carpates méridionales et les Balkanides. *Assoc. Geol. Carp.-Balk. Congr. V, IV*, București.

⁶ *Op. cit.* pct. 5.

⁷ *Op. cit.* pct. 5.



- Brunn H.J. (1961) Les structure ophiolitique. Contribution a l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques. *Revue Geogr. Phys. Géol. Dynamiq.* IV/2, Paris.
- Codârcea A.I. (1932—1933) Note sur la structure géologique et pétrographique de la région Ogradina-Şviniţa (département de Severin). *C.R. Inst. Geol. Roum.* XXI, Bucureşti.
- (1935) Considérations tectoniques générales résultant d'un nouvel examen de la coup des Portes de Fer (Vîrciorova) *C.R. Inst. Geol. Roum.*, XXII, Bucureşti.
- (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Meridional et du Plateau de Mehedinţi. *An. Inst. Geol.* XX, Bucureşti.
- (1941) Contributions à la tectonique des Carpathes Meridionales. *C.R. Inst. Geol. Roum.*, XXV, Bucureşti.
- Mercus D. (1959) Asupra vârstei stratelelor de Nadanova. *Com. Acad. RSR.*, 8, Bucureşti.
- Murgescu G. (1936) Sur la presence des Couches du Comarnic à Dilbociţa (Mehedinţi). *C.R. Acad. Sci. Roum.*, Bucureşti.
- Năstăseanu S. (1954) Contribuţii la cunoaşterea stratigrafiei depozitelor calcareose din bazinul văii Cerna şi de la Cazane (Dumăre). *Stud. Cerc. Geol. Acad. RPR.* 9/2, Bucureşti.
- Pop Gr. (1965) Cenomanianul de pe versantul sudic al munţilor Vulcan. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., seria Geologie, Acad. RPR.*, 10/2, Bucureşti.
- Pop Gr. (1970) Éléments geosynclinaux mésozoïques dans le domaine gétique des Carpathes Meridionales. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, T. 14, Budapest.
- Răileanu Gr. (1960) Mezozoicul din Carpaţii Meridionali. *Acad. RPR. Secţia. Geol. Geogr., Stud. Cerc. Geol.*, V/4, Bucureşti.
- Năstăseanu S., Mercus D. (1961) Consideraţii asupra vârstei stratelelor de Sinaia din zona Porţile de Fier-Vîrciorova. *Com. Acad. RPR.*, XI/11, Bucureşti.
- Năstăseanu S., Mercus D. (1962) Prezenţa Urgonianului în regiunea Cazanelor. *Com. Acad. RPR.*, XII/4, Bucureşti.
- Marinescu Fl., Patrulius D. (1962) Date noi cu privire la calcarele mezozoice de la Gura Văii (Podişul Mehedinţi). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. sec. geol.* XII/4, Bucureşti.
- Lupu M., Codârcea-Dessila Marcela, Lupu Denisa (1967) Unitatea supragetică în Carpaţii Meridionali. *Stud. Cerc. Geol. Geof., Geogr. seria Geol., Acad. RSR.*, 12/2, Bucureşti.
- Răileanu Gr., Năstăseanu S., Boldur C., Pop Gr. (1965) Aspects de sédimentation chaotique dans le Cretacé supérieur de l'autochtone des Caractères méridionales. *Carpatho-Balkan, Assoc., VII, Congr.*, Sofia.
- Răileanu Gr., Pavelcescu L., Gherasim N., Năstăseanu S., Bercial I., Mercus D. (1961) Ghidul excursiilor. Carpaţii Meridionali. *Asoc. Geol. Carp. Italc. Congr.* V, Bucureşti.
- Drăghici C. (1962) Structura geologică a platoului Mehedinţi între Isverna-Cloşani-Padeş-Baia de Aramă. *D.S. Inst. Geol.* XLVIII, Bucureşti.
- (1966) Sedimentarul autohton dintre Cloşani şi Obrîşia-Godeanu (podişul Mehedinţi). *D.S. Inst. Geol.* LI/1, Bucureşti.
- Semak A.I. (1962) Observaţii asupra Liasicului de la Baia de Aramă. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. ser. geol.* 10/1, Bucureşti.

- Drăghici Olga (1964) Contribuții la cunoașterea formațiunilor sedimentare dintre Ponoare și Căingăreni (Podișul Mehedinți). *D.S. Inst. Geol. I.*, București.
- Dumitrescu I. (1962) Curs de geologie structurală cu principii de geotectonică și cartare geologică. Editura didactică și pedagogică, București.
- Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Memoire sur la carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.*, XXXII, București.
- Gherasi N. (1937) Étude géologique dans les monts Godcanu et Țarcu. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, București.
- Zimmermann Voichița, Zimmermann P. (1968) Structura și petrografia și sisturilor cristaline din partea de N a Munților Țarcu (Banatul de E). *D.S. Inst. Geol.*, LIV/1, București.
- Ghica-Rudești Șt. (1931) Etudes géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului (Carpatés Meridionales Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, București.
- (1940) Les Carpatés Meridionales centrales. Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parng et le Negoi. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, București.
- Grubić A. (1967) La faille de Dzevrin dans les Carpatides de la Serbie du nord-est. *Assoc. Geol. Carp.-Balk. Congr. VIII*, Belgrade.
- Joja T. (1967) Asupra prezenței unor depozite de laciesul stratelor de Sinaia în Prebalcanii centrali. *Bul. Inst. Petrol Gaze și Geol.*, XVI, București.
- Książkiewicz M. (1956) Geologia Carpaților Nordici (traducere). *Geologische Rundschau*, Berlin.
- Manolescu G. (1937 a) Studiul geologic și petrografic al regiunii văii Jiului. *Acad. Rom. Mem. Secf. Științ. Ser. 3*, XII, Mem. 6, București.
- (1937 b) Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpatés Meridionales Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, București.
- Medwennitsch W., Sikosek B. (1935) Abriss der Geologie und Tektonik Jugoslaviens. *Carpatho-Balkan. Geol. Assoc. VII, Congr. Part. I*, Section of geotectonics, Sofia.
- Micu C., Paraschivescu C. (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei părții de nord a munților Retezat între râul Alb-rîul Nucșoara, cu privire specială asupra ivirilor de talc. *D.S. Inst. Geol.*, LVI/2, București.
- Milanović B., Grubić A., Gobjić D. (1936) Sur certaines caractéristiques géologiques Porles de Fer entre Donji Milanovac et le Neogene de Kladovo. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr. V*, III/2, București.
- Mrazec L. (1895) Contribuții la studiul petrografic al rocilor din zona centrală a Carpaților de sud și anume din județele Mehedinți, Gorj și Muscel. *An. Mus. Geol. Pal.*, I București.
- (1896) Note sur la géologie de la partie sud du haut plateau de Mehedinți. *Bul. Soc. Șt.*, V, București.
- (1897) Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpathes roumaines. *Bul. Soc. Șt.*, VI, București.
- (1904) Sur les Schistes cristallins des Carpathes Méridionales (versant roumain). *C.R. Congr. Geol. Intern. IX*, Viena.
- Murgoci G.M. (1905) Sur l'âge de la grande nappe charriage des Carpathes meridionales. *C.R. Acad. Paris*, 4, IX, Paris.
- (1905) Contribution à la tectonique des Carpathes meridionales. *C.R. Acad. Paris*, 3, VII, Paris.

- (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes méridionales. *C.R. Acad. Paris*, 31, VII, Paris.
- (1907) Terțiarul din Oltenia. *A. Inst. Geol. Rom.* I, fasc. I, București.
- (1910) The geological Synthesis of the South Carpathians. *Congr. Geol. Intern.*, XI, Stockholm.
- (1923) Sinteza geologică a Carpaților de Sud. *D.S. Inst. Geol. Roum.*, I, București.
- Năstăseanu S. (1964) Prezentarea hărții geologice a zonei Itești-Moldova Nouă. *An. Com. Geol.*, XXXIII, București.
- (1967) Cretacicul superior din valea Cernei și date noi privind tectonica Munților Cernei. *D.S. Com. Geol.* LIII/1, București.
- Stilla A.I. (1964) Considerații asupra prezenței Urgonianului la est de Băile Herculane. *D.S. Inst. Geol.*, XLIX/1, București.
- Palinc G. (1937) Etude géologique et pétrographique du massif du Parâng et des Munții Cimpii (Carpathes Méridionales Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, București.
- Papin V.C. (1960) Asupra genezei apelor minerale de la Băile Herculane. *Stud. Cerc. Geol. Secț. Geol.-Geogr., Acad. RPR* V/1, București.
- Patrulius D. (1968) Dorsala dolomitică, rudiment al Carpaților Orientali în limbul Triasicului. *D.S. Com. Geol.*, LII/2, București.
- (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a munților Retezatului. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXV, București.
- Pavelescu Maria (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cloșani-Muntele Oslea. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XLVIII, București.
- Pavelescu Maria (1964 a) Geologia și petrografia văii Jiului românesc între Oslea și Petroșani. *An. Com. Geol.*, XXXIII, București.
- Pavelescu Maria (1964 b) Cercetări geologice și petrografice în capătul de est al autohtonului Carpaților Meridionali. *D.S. Com. Geol.*, L/1, București.
- Pavelescu Maria (1965) Cercetări geologice și petrografice între Oașa (Munții Sebeșului) și Urdele (Munții Parîngului). *Stud. cerc. geol. geof. geogr., Ser. Geol.*, 10/1, București.
- Răileanu Gr. (1963) Considérations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'autochtone des Carpathes Méridionales. *Assoc. Géol. Carp.-Balc. Congr.* V, 11, București.
- Pop Gr. (1963) Contribuții la cunoașterea Paleozoicului și Mezozoicului din părțile de est și nord-est al masivului Godeanu (Carpații Meridionali). *Stud. Cerc. Geol. Acad. RPR.*, VIII/3, București.
- (1965) Prezența rocilor dolomitice în Mezozoicul din regiunea Tismana și semnificația lor (Carpații Meridionali). *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol., Geof., Geogr., Seria Geologie*, 10/1, București.
- (1966) Relații între mișcărilor tectonice, procesele de sedimentare și magmatismul ofiolitic în Cretacicul superior din munții Vilcan (Carpații Meridionali). *Acad. RPR Stud. Cerc. Geol., Geof., Geogr., seria Geologie*, II/1, București.
- Răileanu Gr. (1953) Cercetări geologice în regiunea Șvinița-Fața Mare. *Bul. Și. Secț. Științ. Biol. Agron. Geol. Geogr. Acad. RPR*, V/2, București.
- Rusu A. (1962) Contribuții la cunoașterea Carboniferului inferior din zona Drencova. *Acad. RPR. Stud. Cerc. Geol.*, VIII/3, București.
- Năstăseanu S., Boldur C. (1964) Sedimentarul paleozoic și mezozoic al domeniului getic din partea sud-vestică a Carpaților Meridionali. *An. Com. Geol.*, XXXIV/2, București.



- Patrușius D., Mirăuță O., Bleahu M. (1963) Stadiul actual al cunoștințelor asupra Paleozoicului din România. *An. Com. Geol.*, XXXVI, București.
- Patrușius D., Bleahu M., Mirăuță O. (1964) Le Carbonifère des Carpates Roumaines et de l'avant-pays carpatique. *Cinqueme Congr. Intern. de Strat. et de Geol. du Carbonifère. C.R.*, II, Paris.
- Săndulescu M. (1966) Structura geologică a terenurilor mezozoice de la exteriorul masivului cristalin al Făgărașului. *D.S. Com. Geol.*, LII/2, București.
- Semaka A.I. (1963) Despre vîrsta formațiunii de Schela. *Asoc. Geol. Carp. Balc., Congr. V*, 11/2, București.
- Stănoiu I. (1971) Notă preliminară asupra prezenței Silurianului fosilifer în Carpații Meridionali. *D.S. Com. Geol.*, București.
- (1972) Încercare de reconstituire a succesiunii Paleozoicului din partea de est a autohtonului danubian, cu privire specială asupra regiunii de la obrîșia văii Motru (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.*, LVIII/4, București.
- Stille H. (1953) Der Geotektonische Werdegang der Karpathen. *Beih. Geol.*, Jb., 8, Hannover.
- Streckeisen A. (1931) Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *An. Inst. Geol.*, XVI, București.
- (1934) Cercetări geologice în podișul Mehedinți. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, București.
- Ștefănescu M. (1969) Unele date și comentarii privind structura zonei Fîșului între valea Doftanei și valea Ialomiței. *D.S. Inst. Geol.*, LIV/2, București.
- Tercier J. (1948) Le flysch dans la sédimentation alpine. *Eclog. Geol. Helvet.*, 40/2, Basel.
- Voitești P.I. (1921) Étude géologique sur les sources minérales des Bains d'Hercule. *Anal. Min. din Rom.*, București.
- (1929) Aperçu synthétique sur la structure des régions carpatiques. *Rev. Mus. Geol. Mineral. Univ. Cluj*, III/1, Cluj.
- (1936) Evoluția geologică, paleogeografică a pămîntului românesc. *Rev. Mus. Geol. Min. Univ. Cluj*, V/2, Cluj.
- Ypvtchev Y.S. (1965) Notions fondamentales sur la géologie et les richesses minérales du territoire de la République populaire de Bulgarie. *VII, Congres. Carpato-Balk. Geol. Assoc.*, Sofia.

ZONE DE MEHEDINȚI-RETEZAT: UNE ZONE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE DISTINCTE DES CARPATES MÉRIDIIONALES

(Résumé)

L'étude a pour objet une série de considérations tectoniques et paléogéographiques sur le structogène alpin de la partie septentrionales des Carpates Méridionales.

L'analyse des données de la littérature de spécialité et les recherches effectuées en terrain, conduit l'auteur à l'opinion que les formations géologiques synchrones à l'autochtone danubien du Plateau de Mehedinți, des Monts Retezat, des Monts Vulcan et des Monts Paring présentent une lithologie identique. Cette identité est considérée comme l'effet d'une évolution paléo-



géographique unitaire ; on a proposé pour cette zone le nom de „zone de Mehedinți-Retezat.” Cette zone réunit dans la conception de l'auteur, les anciennes zones de Coșuștea (C o d a r c e a, 1940) et de Cerna (C o d a r c e a, 1940) et l'autochtone danubien des Monts Retezat.

Les différences entre les formations géologiques synchrones de la zone de Mehedinți-Retezat et des zones voisines sont bien évidentes au niveau du Paléozoïque et du Mésozoïque.

A l'heure actuelle, vers l'W, la zone de Mehedinți-Retezat prend contact avec la zone de Presacina (C o d a r c e a, 1940). Vers l'E, elle se raccorde, plus ou moins directement, à la plate-forme moesienne.

Dans les Balkans (Yugoslavie), la zone de Mehedinți-Retezat trouverait sa continuation dans les zones autochtones situées à l'E du cristallin de Porcé notamment : la zone anticlinale de Miroc, y compris les deux synclinaux limitrophes, et la fosse Kosovika. Le correspondant de la zone de Mehedinți-Retezat en Bulgarie se situerait en face de la zone de Stara Planina, étant probablement représenté par les Prébalkans.

Dans les Carpates, vers l'E et le N de la demi-fenêtre Fering, le correspondant de la zone de Mehedinți-Retezat doit être cherché, probablement, en face de la zone du flysch crétacé, à présent largement déplacé vers l'W à cause d'un phénomène de sous-poussée. On pourrait présumer qu'un correspondant de la zone de Mehedinți-Retezat réapparaît loin dans les Alpes, étant probablement représenté par la zone helvétique. Ce fait s'accorde avec les conceptions de T h o l m a n n (1968, 1969).

La couverture sédimentaire jurassique et crétacée de la zone de Mehedinți-Retezat présente une série d'ondulations larges, orientées du NE au SW, dont les flancs présentent des pendages d'environ de 30° : ce sont le synclinal de Porțile de Fier, l'anticlinal de Baia de Aramă, le synclinal de Bahna, l'anticlinal de Virful lui Stan et le synclinal de Retezat (tous, hormis le synclinal de Retezat, sont mentionnés depuis 1910 par M u r g o c i).

L'anticlinal Virful lui Stan a le flanc NW affecté par la faille de Cerna-Petroșani dont le compartiment oriental est élevé. Cette faille, au S de Băile Herculane, participe, à côté d'autres accidents tectoniques situés à l'W de la faille discutée, à la formation du graben de Cerna.

La faille de Cerna-Petroșani est représentée avec ce trajet pour la première fois sur la carte géologique au 1/200000°, éditée par l'Institut Géologique de Bucarest.

L'anticlinal de Baia de Aramă se lamine vers le S le long de la faille de Virșiorova-Dzevrin, qui devient de plus en plus importante vers le S (G r u b i ć, 1967).

Cet anticlinal porte en axe un système de failles longitudinales renfermant entre elles le graben de Baia de Aramă, mentionné dès 1908 par M u r g o c i.

Le synclinal de Bahna est affecté par trois failles transversales signalées par D r à g h i c i (1962). Deux d'entre elles, celles orientées de l'E à l'W, présentent un important rejet en direction ; les compartiments septentrionaux accusent un déplacement relatif vers l'E, et ceux méridionaux vers l'W. Les déplacements mentionnés suggèrent dans le contexte régional des efforts tectoniques orientés de l'E à l'W, appliqués dans le secteur de raccordement entre les Carpates et les Balkans ; cette conclusion soutient le rôle joué par le piémont valaque (S t i l l e, 1953) dans la tectonique des Carpates et des Balkans.

Au S du Danube, l'anticlinal de Virful lui Stan se continue par l'anticlinal de Miroc, tous les deux constituant l'anticlinal de Virful lui Stan-Miroc. Au synclinal de Retezat correspond le synclinal situé à l'E de l'anticlinal de Miroc, et qui est partiellement marqué par le charriage du cristallin de Porcé. En prolongement du synclinal de Bahna se trouve le synclinal situé immédiatement à l'E de l'anticlinal de Miroc. L'anticlinal de Baia de Aramă est limité vers le S par la faille de Virșiorova-Dzevrin. Le synclinal de Porțile de Fier se continue (dans la région des Balkans) par la „fosse” de Kosovika, constituant le synclinal de Porțile de Fier-Kosovika.



Sur les formations géologiques de la zone de Mehedinți-Retezat (jusqu'au Crétacé supérieur y compris) repose une succession de type Ilysch constituée par les couches d'Azuga, de Sinaia et de Comanic, attribuées par C o d a r c e a à la nappe de Severin. Sur ces couches reposent les schistes cristallins intensément métamorphisés (micaschistes, paragneiss, amphibolites etc.) de la nappe gétique (M u r g o c i, 1905).

Les formations de la nappe de Severin et de la nappe gétique sont admirablement conservées dans les axes des synclinaux de la zone de Mehedinți-Retezat, constituant des lambeaux de recouvrement. Le cristallin gétique du lambeau de Bahna se prolonge au S du Danube par le cristallin de Tekia, constituant le lambeau de Bahna-Tekia. Le cristallin du lambeau de Porțile de Fier se continue par le cristallin de Șip, formant le lambeau de Porțile de Fier-Șip (fait signalé aussi par les prédécesseurs).

A cause de l'affaissement des structures vers le S, le cristallin gétique des deux lambeaux susmentionnés se lie au S du Danube, le long de la faille de Virciorova-Dzevrin.

Plus loin nous allons mentionner quelques arguments qui selon toute vraisemblance indiqueraient que la position actuelle des zones de Mehedinți-Retezat et de Presacina, si approchées, serait le résultat de quelques phénomènes tectoniques.

Ce sont les caractères des formations qui montrent que les zones de Mehedinți-Retezat et de Presacina ont évoluées comme des unités paléogéographiques distinctes durant le Paléozoïque et le Mésozoïque.

La ligne de chevauchement (signalée par G h e r a s i, Z i m m e r m a n n et Z i m m e r m a n n, 1968) sépare à l'W la région contenant des formations de type Presacina et Arjana et à l'E la région des formations de type Mehedinți-Retezat et Severin.

Prolongeant vers le SW le synclinal de Retezat, constitué par les formations de type Mehedinți-Retezat, au-dessus du cristallin gétique des Monts Godeanu, nous rencontrons les formations tout à fait différentes de la zone de Presacina. Il s'ensuivrait qu'entre la zone de Presacina et la zone de Mehedinți-Retezat il y a des rapports de chevauchement. A cause de la faille de Cerna-Petroșani, au S du cristallin gétique des Monts Godeanu à présent la zone de Presacina prend contact avec la zone de Mehedinți-Retezat le long d'une ligne verticale. La nappe engendrée par „le chevauchement” de la zone de Presacina sur la zone de Mehedinți-Retezat pourrait être nommée la nappe de Cerna-Țarcu. A sa constitution participent des formations cristallines et sédimentaires.

La nappe de Cerna-Țarcu est envisagée de représenter une nappe de charriage du II^e degré (de cisaillement, charriage direct). Pendant la première étape le cisaillement a été subséquent par rapport au cristallin et au sédimentaire jusqu'au Crétacé inférieur y compris; par conséquence cette étape appartient à la phase diastrophique autrichienne.

La seconde étape (phase Iaramique) présente les mêmes rapports de subséquence vis-à-vis de la formation du Wildflysch du Crétacé supérieur.

Grâce à l'allure de la ligne de charriage située au N des Monts Godeanu, la largeur minime du charriage est appréciée à environ de 20 km, tandis que le pendage du plan de charriage est apprécié à approximativement 30°.

En Yougoslavie, la nappe de Cerna-Țarcu se continuerait par le charriage du cristallin de Poreč sur le cristallin situé à l'W de l'anticlinal de Miroč (la nappe de Poreč: P e t r o v i ć, 1930).

En Bulgarie, le correspondant de la ligne de Cerna-Țarcu doit probablement être cherché entre Stara Planina et les Prébalkans.

Les formations attribuées par C o d a r c e a à la nappe d'Arjana supportent le cristallin gétique du lambeau de recouvrement des Monts Godeanu et surmontent la succession géologique de la zone de Presacina.



Dans la partie de NW du plateau de Mehedinți, le Wildflysch du Crétacé supérieur de la zone de Mehedinți-Retezat supporte des lambeaux constitués de calcaires plaqués par les couches de Nadanova (C o d a r c e a, 1940). Ces lambeaux sont à nouveau surmontés par la formation de Wildflysch. Les calcaires de ces lambeaux attribués par C o d a r c e a (1938) à la nappe de Cerna sont identiques à ceux de la succession jurassique-crétacée de la zone de Mehedinți-Retezat. Ils apparaissent fréquemment aussi sous forme d'olistolithes dans la formation de Wildflysch de la zone de Mehedinți-Retezat. Dans le Wildflysch de la zone de Mehedinți-Retezat apparaissent également des olistolithes de type des couches de Nadanova.

Toutes ces observations nous portent à suggérer que la duplication de Cerna représente d'énormes lambeaux d'une nappe de décollement gravitationnel.

Le décollement a été synchrone à la déposition des sédiments qui ont engendré la formation de Wildflysch (Turonien-Sénonien) et ultérieur aux sédiments qui ont engendré les couches de Nadanova (Cénomarien).

Actuellement, les plus difficiles problèmes de tectonique des Carpates Méridionales se rapportent à la nappe de Severin (C o d a r c e a, 1940), notamment l'existence ou l'inexistence de la nappe de Severin, son origine et son mécanisme de formation.

C o d a r c e a (1940) soutient que les formations de la nappe de Severin ont leur origine dans une fosse (l'avant-fosse de Severin) située entre le domaine géotique et celui de l'autochtone danubien. Cet auteur a imaginé un mécanisme de formation très logique et ingénieux pour la nappe de Severin, mécanisme qui dans la plupart sera repris dans le présent ouvrage.

Les travaux miniers (D r á g h i c i, 1962) et les recherches effectuées ont mis en évidence la présence de vastes zones de brèches à la limite entre les formations de la nappe de Severin et le Wildflysch de la zone de Mehedinți-Retezat.

Les formations sédimentaires de la nappe de Severin, en moindre mesure de la zone de Mehedinți-Retezat, sont faiblement métamorphisées. Sur le bord occidental de la zone de Mehedinți-Retezat, la nappe de Severin engendre d'abondants schistes chlorito-sériciteux, calcaires, dans lesquels l'auteur a reconnu un exemplaire de *Calpionella* du groupe *C. alpina* L o r e n z (fig. 1).

Les principaux affleurements des roches qui participent à la constitution de la nappe de Severin occupent constamment des positions supérieures aux formations de la zone de Mehedinți-Retezat.

La succession géologique de la nappe de Severin apparaît bien développée jusqu'au bord occidental de la zone de Mehedinți-Retezat. On n'a pas signalé des formations de la nappe de Severin plus à l'W de la zone de Mehedinți-Retezat.

La formation de Wildflysch du Crétacé supérieur de la zone de Mehedinți-Retezat contient de nombreux olistolithes constitués de roches qui participent à la formation de la nappe de Severin (D r á g h i c i, 1962). Plus à l'W, dans le Wildflysch de la zone de Presacina etc., on n'a jamais remarqué des remaniement des roches de la nappe de Severin.

Les faciès marginaux (l'abondance des brèches et des lamelles de micaschistes) des formations de la nappe de Severin apparaissent constamment sur la marge occidentale de la zone de Mehedinți-Retezat.

Sans aucun doute, on peut affirmer qu'il existe une nappe de Severin. Elle repose seulement sur la succession géologique de la zone de Mehedinți-Retezat, jusqu'à son bord occidental. Jamais les formations de la nappe de Severin n'ont été rencontrées plus à l'W de la zone de Mehedinți-Retezat. En outre, les olistolithes dérivés de la nappe de Severin apparaissent remaniés seulement dans le Wildflysch du Crétacé supérieur de la zone de Mehedinți-Retezat.

La question qui se pose est si des formations de la nappe de Severin n'avaient pas eu leur origine entre la zone de Presacina et la zone de Mehedinți-Retezat. Par conséquence la



zone du flysch (zone de Severin : C o d a r c e a, 1940) aurait été située à l'intérieur de „l'autochtone” danubien (C o d a r c e a, 1940).

Les brèches et les lamelles de micaschistes que nous avons signalées ensédimentées dans les formations de la nappe de Severin ont pu provenir de la ride qui sépare la zone de Presacina de celle de Severin. Elles constitueraient ce que A u b o u i n (1965) a dénommé brèches de flanc.

La fréquence et l'ampleur considérable des brèches nous suggèrent l'existence d'une fracture active le long du flanc externe de cette ride qui sépare la zone de Presacina de celle de Severin.

Cette ligne de fracture a favorisé l'ascension des magmas basiques vers la surface ; ces magmas ont engendré les ophiolithes associées à la nappe de Severin.

Durant le paroxysme autrichien a eu lieu la première phase de formation de la nappe de Cerna-Țarcu. La ligne de charriage s'est installée sur la fracture située dans la partie interne de la fosse de Severin. Ainsi, la zone du flysch, c'est-à-dire la moins stable zone pendant cette période, a cédé. Elle a été complètement recouverte par le „chevauchement” de la zone de Presacina. C'est le premier stade dans la constitution de la nappe de Cerna-Țarcu.

Cette nappe de Cerna-Țarcu a arraché et entraîné vers l'extérieur, dans sa base, les formations de flysch plus plastiques. Ces formations de flysch, détachées de leur substratum plus rigide, ont constitué les produits de la première phase dans la formation de la nappe de Severin. C'est ainsi que se sont réalisées les conditions pour que ces dépôts de la nappe de Severin, poussés au front de la nappe de Cerna-Țarcu, donnent des olistolithes dans la formation de Wildflysch (Turonien-Sénonien) de la zone de Mehedinți-Retezat.

Donc, la zone du flysch (zone de Severin), la plus mobile à l'époque des efforts tectoniques autrichiens, a cédé, achevant ainsi son activité sédimentaire.

Au début du Crétacé supérieur, la zone de Presacina était arrivée dans le voisinage immédiat de la zone de Mehedinți-Retezat, c'est ainsi qu'on peut donner une explication à l'aspect presque identique entre les deux zones, de leurs dépôts crétacés supérieurs (Wildflysch).

Durant le diastrophisme Iaramique, le charriage de la nappe de Cerna-Țarcu a été repris. La zone de Presacina a été „poussée” en avant sur la zone de Mehedinți-Retezat. Nous supposons qu'à cette époque a probablement eu lieu le décollement presque complet de leur substratum plus rigide, des formations de flysch situées en base. Les dépôts de flysch ont été poussés loin en avant, sur la zone de Mehedinți-Retezat. De cette manière s'est réalisée la seconde étape de la formation des nappes de Cerna-Țarcu et de Severin.

La nappe gétique qui s'est formée pendant cette même période, a probablement contribué, elle-aussi, à pousser les formations de la nappe de Severin vers l'E sur la zone de Mehedinți-Retezat, jusqu'à la plate-forme d'en face.

Selon C o d a r c e a, C o d a r c e a-D e s s i l a, L u p u et L u p u (1967) la nappe supragétique s'est formée, elle-aussi, rattachée à la phase orogénique Iaramique. C'est toujours pendant cette période que la nappe d'Arjana pris naissance (C o d a r c e a, 1940).

C'est durant l'accumulation des sédiments qui ont constitué la formation de Wildflysch (Turonien-Sénonien) de la zone de Mehedinți-Retezat que s'est constituée la nappe de Cerna (C o d a r c e a, 1938) ou la duplicature de Cerna (C o d a r c e a, 1940). Dans le présent travail la nappe de Cerna est envisagée comme une nappe de décollement gravitationnel.

La nappe de Severin représenterait selon D u m i t r e s c u (1962), D u m i t r e s c u, S â n d u l e s c u, L â z ă r e s c u, M i r ă u ță, P a u l i n c, G e o r g e s c u (1962) une lamelle de charriage. Les surfaces de charriage de la nappe gétique et de celle de Severin sont parfaitement intégrées dans les larges ondulations cessinées par les formations de la zone de Mehedinți-Retezat. La concordance entre les ondulations des surfaces de charriage de ces nappes et les plis des formations de l'autochtone est relevée également dans l'ouvrage de C o d a r c e a

(1940), qui indiquè que le moment du plissement de la couverture mésozoïque de Mehedinți-Retezat doit être placé après la mise en place des nappes gétiques et de Severin (vers la fin du diastrophisme laramique) ou le plus probablement, synchrones à la formation de ces nappes (pendant le paroxysme laramique et se continuant à des intensités réduites quelque temps après).

Au Néozoïque, dans la région de raccordement entre la zone de Mehedinți-Retezat et la plate-forme moesienne, s'appuyant sur ces deux unités, s'est formée l'avant-fosse, qui a été colmatée avec des dépôts de molasse.

L'édifice plicatif alpin du structogène des Carpates Méridionales qui s'est constitué jusqu'au diastrophisme laramique y compris, a été affecté après le Crétacé supérieur par des accidents tectoniques disjonctifs qui l'ont compartimenté en plusieurs blocs. Ainsi, ce sont réalisées les conditions de formation des bassins inter- et intranontagneux. Ces bassins ont été pris entre les blocs rigides, comme dans des étaux. A cause des compressions latérales, les dépôts de type molasse qui ont colmaté les bassins respectifs ont été faiblement plissés, pendant les phases orogéniques post-crétacées. A cette même époque, dans certains secteurs, ont eu lieu quelques reprises, de moindre ampleur, des lignes tectoniques majeures préneozoïques (Codarcea, 1940; Codarcea, Codarcea-Dessila, Lupu et Lupu, 1967 etc.).

Si nous essayons de faire une comparaison, nous constatons que l'évolution tectonique majeure alpine des Carpates Méridionales a été de plus courte durée et plus spectaculaire que celle des Carpates Orientales, fait dû probablement au déplacement exagéré de l'éperon valaque vers l'W (sensu Stille, 1953), dans le secteur des Carpates Méridionales qui a déréglé l'évolution „normale” du géosynclinal alpin carpatique.

La sous-poussée exercée de l'E à l'W par l'éperon valaque a été fortement ressentie dans le secteur de raccordement des Carpates et des Balkans. (Dans les Carpates Méridionales en 1910 Murgoci a fait pour la première fois appel au phénomène de sous-poussé).

Par „le charriage” de la nappe de Cerna-Țarcu sur la zone de Severin, la zone du flysch dans les Carpates Méridionales a achevé son activité sédimentaire à la fin du Crétacé inférieur, favorisant aussi l'apparition des formations de molasse plus tôt que dans les Carpates Orientales.

Le déplacement de l'éperon valaque doit probablement être envisagé tenant compte de l'ensemble des mouvements des plaques rigides survenus au cours de la tectonique générale du globe terrestre.

Tandis que dans les Carpates Méridionales, le style tectonique majeur a été rendu définitif durant le diastrophisme laramique, dans les Carpates Orientales l'activité tectonique intense s'est prolongée jusqu'à la fin du Néozoïque (idée admise par tous les chercheurs). Seule la partie la plus interne de la zone du flysch des Carpates Orientales (zone de Ceablău) a probablement un équivalent dans les Carpates Méridionales, qui se situerait entre la zone de Mehedinți-Retezat et la zone de Presacina. Donc, le correspondant de la zone de Mehedinți-Retezat dans les Carpates Orientales doit être cherché en face de la zone du flysch ou, plus probablement, dans le cadre des unités plus externes de ce flysch. Actuellement, il est déplacé vers l'W, en dessous des dépôts du flysch interne voire même quelque part derrière ces dépôts, sous l'influence du phénomène de sous-poussée.

Considérant ces dépôts lithologiques, la nappe bucovinienne des Carpates Orientales serait corrélable à la nappe résultée du charriage du gneiss de Holbav sur le sédimentaire de Codița (la nappe supragétique: Codarcea, Codarcea-Dessila, Lupu et Lupu, 1967). Cette corrélation a été déjà présumée par Murgoci, Patrulius, Contescu, Jipa, Mihăilescu, Panin (1963), Patrulius (1966) et soutenu par Codarcea, Co-



dar cea a-Dessila, Lupu et Lupu (1967); Patrulius, Popa, Popescu (1969); Kuskó et al. (1967)⁸.

Si Pon pouvait corréler la ligne supragétique à la ligne bucovinienne, alors le domaine gétique se trouverait en face du synclinal marginal des Carpates Orientales. Donc, la disparition au N de Braşov du domaine gétique pourrait être expliquée par son affaissement graduel en dessous du flysch crétacé des Monts Baraolt (Murgeanu, Patrulius, Contescu, Jipa, Mihăilescu, Panin, 1963) ou, plus probable, par son dépassement par la nappe bucovinienne (I. Stănoiu, T. Cibotaru, 1966, rapport arh. de l'Institut géol., prosp., Bucarest). En ce cas, la nappe de Cerna-Tarcu doit être cherchée, quelque part supportant la nappe bucovinienne (sous la nappe gétique), et reposant sur l'unité du flysch de Ceahlău. Le correspondant de la zone de Mehedinţi- Retezat se situerait sous l'unité de Ceahlău.

La place de la nappe d'Arjana serait quelque part entre la nappe bucovinienne et l'unité de Ceahlău (surmontée par la nappe bucovinienne et surmontant la nappe gétique).

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse tectonique de la partie de SE des Carpates Méridionales.

1, sédimentaire néogène; 2, nappe gétique: a, soubassement cristallin-granitique; b, sédimentaire jurassique-crétacé supérieur; 3, nappe d'Arjana; 4, nappe de Presacina: a, soubassement cristallin-granitique; b, sédimentaire jurassique-crétacé supérieur; 5, nappe de Severin—couches d'Azuga, Sinaia et Comarnic; 6, zone de Mehedinţi- Retezat: I, soubassement cristallin-granitique; II, sédimentaire jurassique-crétacé supérieur: a, sédimentaire autochtone; b, sédimentaire de la nappe de Cerna. 7, faille: F₁ faille de Cerna-Petroşani; 8, ligne de charriage; F₂ faille de Vlăcioara-Dzevrin; 9, axe d'anticlinal: II, anticlinal de Virful lui Stan; 10, axe de synclinal: I, synclinal de Retezat; II, synclinal de Băhna; III, synclinal de Porţile de Fier; 11, ligne de coupe géologique.

ÎNTREBĂRI ŞI DISCUŢII

S. Năstăseanu

1. Dacă se observă undeva pinza de Presacina peste Mezozoicul zonei de Mehedinţi- Retezat?
2. Cum se delimitează spre W şi N pinza de Presacina de pinza de Arjana?
3. Care sînt relaţiile dintre pinza de Presacina şi grabenul Cernei?
4. Care este succesiunea pinzei de Severin din grabenul Cernei şi relaţiile cu celelalte depozite?
5. Care este pinza de Cerna şi ce detalii se pot da despre aceasta, pentru că nu este figurată pe profil?

⁸ Op. cit. pct. 5



I. Stănoiu

1. Până în prezent nu s-au observat în aflorimente situații în care formațiunile zonei de Presacina să stea peste formațiunile mezozoice ale zonei Mehedinți-Retezat, însă acest fapt nu exclude posibilitatea existenței pinzei de Presacina. De-a lungul acestei linii tectonice, la nord de munții Godeanu, nu apar formațiuni mezozoice; în regiunea munților Godeanu linia de Presacina este măscată de cristaliniul getic, iar spre sud, în lungul văii Cerna, contactul dintre formațiunile zonei de Presacina și cele ale zonei Mehedinți-Retezat este aproape la verticală, datorită unei falii mai noi (falia Cerna-Petroșani). Consider că existența pinzei de Presacina este argumentată mulțumitor prin analiza modului în care apar formațiunile zonei Presacina față de cele ale zonei Mehedinți-Retezat.

2. Am evitat, pe cât posibil, să fac referiri la regiunile situate la vest de zona Mehedinți-Retezat, însă această întrebare mă obligă. Din ultimele lucrări și din discuții reiese că S. Năstăsescu neagă existența pinzei de Arjana descoperită de Acad. Prof. A. I. Codarcea. Eu cred în existența acestei pinze. Linia tectonică trasată de A. I. Codarcea între virfurile Cozia și Arjana delimitează net două regiuni în care formațiunile mezozoice sincronice sînt foarte deosebite. Consider că acest fapt poate fi foarte greu de explicat dacă nu admitem existența deplasărilor apreciabile a unor importante pachete de strate, deci existența unei pinze de șarja.

3. Grabănul Cernei reprezintă un accident tectonic mai nou decît pinza de Presacina. El a luat naștere între falia Cerna-Petroșani și o falie mai vestică. Aceste linii de ruptură importante fac ca raporturile de încălecare dintre zona Presacina și zona Mehedinți-Retezat să nu mai poată fi observate la suprafață. Trebuie să menționez că grabănul Cernei apare de-a lungul văii Cerna, numai începînd de la nord de Băile Herculane spre sud. Spre nord de Băile Herculane de-a lungul văii Cerna, se continuă falia Cerna-Petroșani.

4. Din discuțiile anterioare știu că S. Năstăsescu nu recunoaște existența aparițiilor formațiunii de tipul pinzei de Severin semnalate de A. I. Codarcea, de-a lungul văii Cerna, la nord de Băile Herculane. Eu am trecut prin cîteva din aceste puncte și am rămas convins de existența unor depozite absolut identice, din punct de vedere litologic, cu cele care, în Platoul Mehedinți, apar în cadrul pinzei de Severin. Nu am putut observa o succesiune geologică. Raporturile acestor roci cu celelalte formațiuni sînt neclare, probabil datorită faptului că ele se pare că apar în legătură cu o importantă zonă de fractură: falia Cerna-Petroșani.

5. Pinza de Cerna este exact cea descoperită de A. I. Codarcea. Ea este figurată pe schița tectonică și a fost comentată în textul prezentat aici. Am considerat că pinza de Cerna ar putea reprezenta o pinză de decolare gravitațională, sincronă sedimentării formațiunii de tip Wildflysch din Platoul Mehedinți (Cretacic superior). Formațiunile acestei pinze își au probabil originea în zona Mehedinți-Retezat.

S. Năstăsescu. Deoarece autorul nu cunoaște nici o situație din care să se observe, pe teren, depozitele mezozoice ale zonei Cerna-Corustea sub cele ale zonei Presacina, consider că nu sînt argumente care să justifice crearea pinzei de Presacina.

Ipozeza unui sinclinal, cu depozite de tip Cerna-Corustea, în valea Lăpușnicului Mare care să fie acoperit de pinza de Presacina, sub petiul de Godeanu, nu pare verosimilă; de altfel D. Morariu (1972) a arătat că depozitele respective sînt de fapt paleozoice.

În ceea ce privește delimitarea pinzei de Arjana față de depozitele zonei Presacina, autorul nu cunoaște rezultatele ultimelor cercetări și ea atare face eroarea de a le lua în discuție fără să facă deosebiri între ele. În realitate depozitele, care constituiau duplicatura de Arjana (Codarcea, 1940) sau olistofitele din umplutura sinclinalului Arjana (Năstăsescu, 1987), aparțin unei zone de sedimentare mai vestică, care prezintă faciesuri cu totul deosebite față de cele ale depozitelor jurasice din zona Presacina. Această zonă vestică acoperă terenurile



cuprinse între valea Camena (Cornereva) și Rîul Lung (Feneș). Ea se deosebește de toate celelalte zone ale autohtonului danubian printr-o succesiune vulcano-sedimentară, situată mai ales în Jurasicul mediu.

Referitor la relațiile pinzei de Presacina cu grabenul Cernei, autorul neglijează realitatea și își imaginează o ivire de strate de Azuga ieșită din fundament, în unitatea de Presacina. În felul acesta contrazicându-se pe sine.

În ceea ce privește succesiunea de Severin din valea Cernei autorul nu poate da amănunte. În schimb acolo, unde este figurată pe schișă tectonică, se cunoaște (Năstăsescu, 1970) un mic sinclinal de depozite din zona Presacina, cu Permian pe flancuri și Neocomian (s.s.) în ax.

În legătură cu pinza de Cerna autorul n-a afirmat decât că ea este o pinză de decolare, lăsînd să se înțeleagă că aceasta este o singură completare pe care o are de făcut, la cele cunoscute de la Codarcea (1940). Deci și de această dată se neglijează datele cunoscute prin care se arată că faciesul de Cerna-Corustea nu se găsește decât la est de Cerna (Codarcea, Năstăsescu, 1964); în consecință pinza de Cerna nu putea să aibă rădăcina în zona Presacina.

Trecînd la corelări cu Carpații Orientali, autorul arată că zona de sedimentare a depozitelor pinzei de Severin este situată tot mai intern în fața unei zone care s-ar paraleliza cu pinza de Presacina. În legătură cu această ipoteză cred că trebuie fixate mai înli câteva situații clare:

1. Cristalinul de Bretila ar putea fi paralelizat cu Cristalinul danubian, pentru că suportă Seria neagră („flișul negru”) din Mhăilescu (Maramureș), care este identifică facial și sincronă cu seria vulcano-sedimentară din regiunea valea Camena (Cornereva) — Rîul Lung (Feneș).

2. Pinza de Rodna-Mestecăniș care încalcă peste seria neagră s-ar paraleliza cu pinza getică, care la rîndul ei încalcă seria vulcano-sedimentară din Banat.

3. Unitatea de Bretila cu sedimentarul ei, suportînd pinza de Rodna-Mestecăniș, încalcă peste stratele de Sinaia, situate la exterior.

Recomand autorului să dea o altă denumire pinzei pe care și-a imaginat-o, spre a nu se face confuzia cu denumirea zonei de sedimentare (Presacina), care conform priorității ar trebui să rămînă pentru ceea ce a prezentat ca atare A. I. Codarcea (1940).

I. Stănoiu. Existența unei pinze de șariaj nu este demonstrată în mod obligatoriu numai prin observarea directă, în aflorimente, a unor raporturi evidente de încălecare. Sînt numeroase cazurile cînd pinze de șariaj foarte importante au fost argumentate pe baza analizei modului în care apar faciesurile diferite ale unor formațiuni. De asemenea se observă că uneori spre fruntea pinzei, planul de încălecare este redresat aproape la verticală.

Existența unui sinclinal în valea Lăpușnicului Mare, cu formațiuni mezozoice în zona axială, nu poate fi infirmată de apariția formațiunilor paleozoice. Această zonă sinclinală largă există, indiferent dacă o admitem sau nu, și ea se întinde spre sud și nu spre nord așa cum a afirmat S. Năstăsescu. Pentru a observa acest lucru e suficientă o simplă privire a oricărei hărți geologice din regiune. Referitor la raporturile dintre zona de Presacina și pinza de Arjana S. Năstăsescu a în ultima lucrare prezintă formațiunile pinzei de Arjana ca partea cea mai superioară a succesiunii geologice din zona Presacina, negînd pinza de Arjana. Chiar în discuțiile de astăzi S. Năstăsescu a negat pinza de Arjana, însă a făcut un pas important spre recunoașterea ei. Admițînd că locul de origine al importantelor mare de roci care stau la partea superioară a succesiunii geologice din zona Presacina este într-o zonă mai vestică (așa cum de altfel a considerat și A. I. Codarcea, 1940). S. Năstăsescu admite, fără să recunoască existența pinzei de Arjana.



În ceea ce privește existența pe valea Cerneli (și nu în grabenul Cerneli) a unor roci de tipul celor din pinza de Severin, aceasta este o realitate și nu o imaginație. Eu nu am interpretat niciodată aceste roci ca scoase din fundament.

Într-adevăr, nu cunosc nici o lucrare în care rădăcina pinzei de Cerna să fie localizată în zona Presacina. Nu-mi dau seama la ce se referă S. Năstăsescu.

Eu aș propune să lăsăm timpul să lămurească problema necunoașterii sau cunoașterii, a crotilor și a modului de interpretare cel mai apropiat de realitate.

G. Pop. În lucrarea prezentată, autorul aduce o nouă interpretare paleogeografică și paleotectonică privind stratele de Sinaia din Carpații Meridionali.

Potrivit bine-cunoscutei ipoteze a prof. A. L. Codarcea (1940), sedimentele din care provin stratele de Sinaia s-au acumulat într-o fosă mărginită la interior de partea externă a domeniului getic, ridicată sub forma unei cordiliere, iar la exterior de domeniul danubian. Încălecarea domeniului getic peste domeniul danubian a antrenat stratele de Sinaia sub formă de parautohton.

Conform unei alte ipoteze (prof. G. Murgescu — informație verbală, 1961; S. Năstăsescu, 1967; D. Patrulius, 1967), stratele de Sinaia s-ar fi format într-un șanț geosinclinal situat la exteriorul domeniului danubian.

În opinia autorului acestei comunicări, șanțul geosinclinal al stratelor de Sinaia ar fi fost situat între părțile internă și externă ale domeniului danubian.

Datele faptice existente până în prezent nu constituie o bază sigură pentru a putea lua o decizie în favoarea uneia dintre ipotezele deja propuse iar acelea prezentate de autor ni se par insuficiente pentru a propune o a treia ipoteză, mai ales că ele nu sînt de natură să contrazică ideile cunoscute legate de această problemă. Evident că în această situație, poziția paleogeografică și tectonică stratelor de Sinaia din Carpații Meridionali continuă să rămână o problemă de interpretare.

Ideea existenței unei „pinze de Presacina”, care ar acoperi aria de formare a stratelor de Sinaia și parțial partea externă a domeniului danubian, nu se bazează pe relații tectonice convingătoare. La nord de masivul Godeanu, planul de încălecare atribuit acestei pinze afectează numai formațiunile prealpine astfel că el ar putea să fie, tot așa de bine, de vîrstă paleozoică. În sudul domeniului danubian, unde se cunoșteau deja încălecări repetate ale depozitelor mezozoice și fundamentului lor cristalin, această pinză ar fi mascată de sistemul de fracturi al grabenului Cerneli.

Întrucît în Carpații Meridionali nu există elemente geologice care să ateste existența certă a unei astfel de pinze și poziția paleogeografică a ariei de formare a stratelor de Sinaia în cuprinsul domeniului danubian, trebuie să avem în vedere și situațiile geologice din Balcanii de nord-vest — arie aparent mai puțin complicată din punct de vedere tectonic. Vizitînd această regiune în 1967 și consultînd literatura geologică, am constatat faptul că șanțul Șvinței din timpul Jurasicului și Cretacicului Inferior se continua în Stara Planina și în Prebalcanii interni, faciesurile depozitelor respective fiind foarte asemănătoare, iar așa-numita „unitate de Mehedinți—Retezat”, arie pe care noi am denumit-o „pragul Mehedinți” într-un material inedit (teza de doctorat) și de care colegul Stănoiu avea cunoștință, se continua nu undeva în regiunea Prebalcanilor ci numai în partea ei externă. Între aceste unități geosinclinale elementare, cu faciesuri specifice unor arii de șanț și, respectiv, de prag, depozitele jurasice și cretacic-inferioare prezintă elemente de tranziție care arată că cele două zone de sedimentare erau alăturate. Rezultă, prin urmare, faptul că aria de formare a stratelor de Sinaia din regiunea Kraina ar trebui plasată în altă parte, probabil la exteriorul Prebalcanilor.



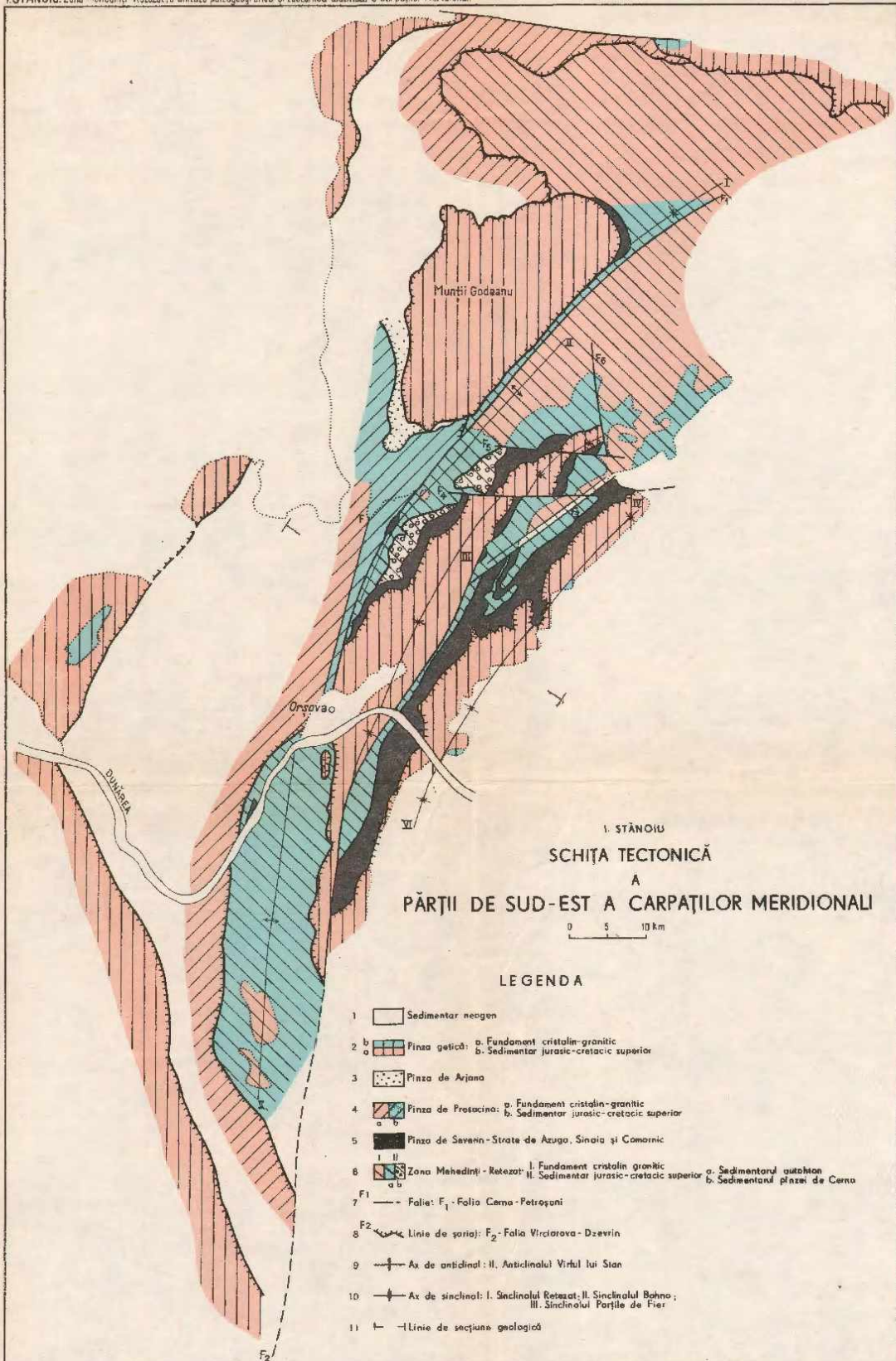
Dacă analizăm faciesurile depozitelor mezozoice din partea externă a domeniului danubian, se constată o dezvoltare mare a depozitelor carbonatice originare predominant într-un mediu marin puțin adânc (Jurasic mediu-Cretacic inferior) peste care urmează depozite (Cenomanian-Turonian mediu), nu cu un fel de facies de preflis, cum afirmă autorul, ci cu faciesuri tipice de preflis (stratele de Nadanova) constatate de L. C o n t e s c u în anii 1963 și 1968 iar apoi depozitele turonian-superior (?) — senoniene frecvent sub facies de Wildflysch. Aceste din urmă depozite au avut funcția de flis însă nu sînt reprezentate prin faciesuri tipice acestei asociații litostratonomice iar formarea lor a fost limitată la un interval de timp relativ mic.

Faciesurile acestor formațiuni amintesc de depozitele formate în arile geosinclinale alpine interne, fapt care pledează în favoarea ideii că și această parte externă a domeniului danubian ar reprezenta un corespondent structural și paleogeografic al zonei „cristalino-mezozoice” din Carpații Orientali. Din cele relatate rezultă faptul posibil că șanțul de formare al stratelor de Sinaia se continuă, din aria Carpaților Orientali, la exteriorul domeniului danubian și a Prebalcanilor de nord-vest.

Prezența unor corpuri de strate de Sinaia la vest de această zonă, îndeosebi sub formă de oolite în depozitele cretacic-superioare, nu implică neapărat o poziție paleogeografică a acestora mai internă ci ar putea să reprezinte efectul alunecărilor gravitaționale în timpul acumulării sedimentelor detritice ale Cretacicului superior într-un regim de tip Wildflysch.

Idelle privind poziția paleogeografică a stratelor de Sinaia în Carpații Meridionali și existența „pinzel de Presacina”, sînt, fără îndoială, originale dar puțin documentate. Cercetările ulterioare probabil că vor aduce date noi care să contribuie la lămurirea unor astfel de probleme în Carpații Meridionali.





I. STÂNDIU
 SCHIȚA TECTONICĂ
 A
 PĂRȚII DE SUD-EST A CARPAȚILOR MERIDIONALI

LEGENDA

- 1 Sedimentar neogen
- 2 Pînza getică: a. Fundament cristalin-granitic
b. Sedimentar jurasic-cretacic superior
- 3 Pînza de Arjuno
- 4 Pînza de Prasina: a. Fundament cristalin-granitic
b. Sedimentar jurasic-cretacic superior
- 5 Pînza de Savarin-Strate de Azuga, Sinaia și Comornic
- 6 Zona Mehedinți - Rețezat: I. Fundament cristalin-granitic
a b. Sedimentar jurasic-cretacic superior a. Sedimentarul autohton
b. Sedimentarul pînzei de Cerna
- 7 F1 Falia: F₁ - Falia Cerna-Petroșani
- 8 F2 Linie de șaria: F₂ - Falia Vrăcarova-Dzevin
- 9 Ax de anticlinal: II. Anticlinalul Virful lui Stan
- 10 Ax de sinclinal: I. Sinclinalul Rețezat; II. Sinclinalul Bohno;
III. Sinclinalul Parțile de Fier
- 11 Linie de secțiune geologică

CUPRINS

	<u>Pag.</u>
1. Bordea S., Bordea Josefina. Noi date stratigrafice și structurale în nord-vestul munților Bihor	5
2. Manea Z. A. I. Asupra prezenței unei formațiuni cristalofiliene în baza pânzei de Arieșeni (munții Bihor).	13
3. Marinescu Fl. Studiu asupra tafocenzelor de pe litoralul românesc al Mării Negre	19
4. Rădulescu P.D., Lang B. Sugestii pentru interpretarea structurii geologice a părții nordice a munților Gutii	47
5. Săndulescu M. Contribuții la cunoașterea structurii geologice a sinclinatului Rarău (sectorul central)	59
6. Stănoiu L. Considerații asupra formațiunilor paleozoice din regiunea Vîrfului lui Stan-Piatra Cloșani (Carpații Meridionali)	93
7. Stănoiu I. Zona Mehedinți-Retezat: o unitate paleogeografică și tectonică distinctă a Carpaților Meridionali	127



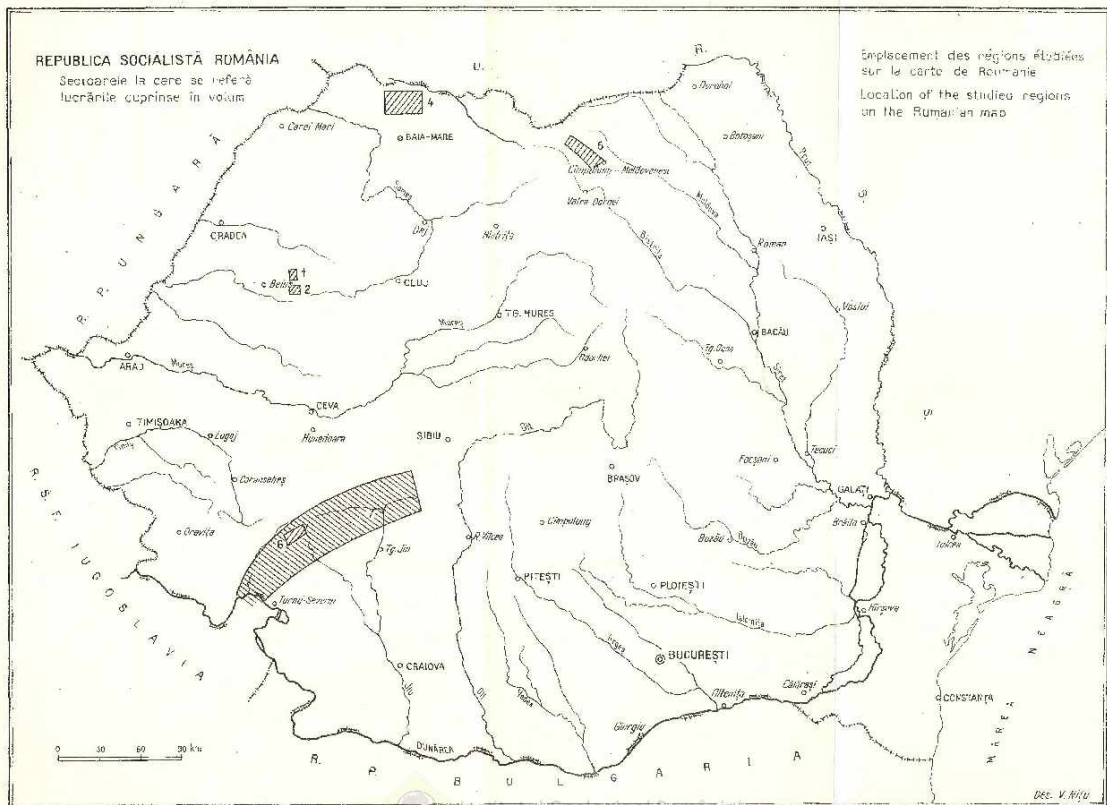
CONTENU

	Page
1. Bordea S., Bordea Josefina. Nouvelles données stratigraphiques et structurales au NW des Monts Bihor	11
2. Manea Z. Al. Sur la présence d'une formation cristalofilienne en base de la nappe d'Arieșeni (Monts Bihor)	17
3. Marinescu Fl. Etude sur les tafocénoses du littoral roumain de la Mer Noire	44
4. Rădulescu P.D., Lang B. Suggestions pour l'interprétation de la structure géologique de la partie septentrionale des Monts Gutii	55
5. Săndulescu M. Contributions à la connaissance de la structure géologique du synclinal de Rarău (secteur central)	87
6. Stănoiu I. Considérations sur les formations paléozoïques de la région de Virful lui Stan-Piatra Cloșani (Carpatés Méridionales)	122
7. Stănoiu J. Zone de Mehedinți-Retezat; une zone paléogéographique et tectonique distincte des Carpatés Méridionales	161



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA
 Secțiunile la care se referă
 lucrările cuprinse în volum

Emplacement des régions étudiées
 sur la carte de Roumanie
 Location of the studied regions
 on the Romanian map



Redactor: MARGARETA PELTZ
Tehnoredactor și corector: ELENA BANDRĂBUI
Traduceri: MARGARETA HĂEJEU, MONICA TOPOR
Ilustrații: V. NITU

*Dată la cules: aprilie 1973. Run de hârp: cepl. 1973. Tiroi: 1000
cm. Hârtie scris I A. Formă: 70x100/56 g. Celi hârp: 11.
Comandă: 629. Pentru bibliotecă indicele de clasificare: 55/058*

Întreprinderea poligrafică „Informația”, str. Brezoianu nr. 23-25,
București - România





Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SEANCES

TOME LIX

1972

5. TECTONIQUE ET GÉOLOGIE RÉGIONALE



Institutul Geologic al României