

B. I. G.

INSTITUTUL GEOLOGIC

DARI DE SEAMĂ
ALE
SEDINTELOR

VOL. LVIII
1971

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

93251

BUCUREȘTI



Institutul Geologic al României







INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. LVIII
(1971)

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



BUCUREȘTI
1972



Institutul Geologic al României



DATE NOI STRATIGRAFICE ȘI TECTONICE ÎN ZONA GROHOT-
TOMNATEC (MUNȚII METALIFERI)¹

DE

SEVER BORDEA ²

Abstract

New Stratigraphical and Tectonical Data in the Grohot-Tomnatec Zone (Metaliferi Mountains). The investigations undertaken in this region have led to the establishment of the following stratigraphical sequence of Jurassic and Cretaceous deposits from the western part of the Metaliferi Mountains: lower basic complex (Middle or Upper Jurassic), calcarenite complex and violaceous siliceous complex (Upper Tithonian-Valanginian), Căbești Beds (Hauterivian-Bedoulian), Mogașul Valley formation (Gargasian-Middle Albian), Gâlna Valley Beds (Santonian-Campanian), detrital series (Maestrichtian-Paleocene). All the Upper Jurassic limestones display an allochthonous position (olistoliths or outliers). The Wildflysch formation of the Mogașul Valley includes as olistoliths Upper Jurassic elements (with Gasteropods), the Hauterivian ones (with fresh water microgasteropods and characeae), and the Urgonian ones (with Orbitolinidae).

Cercetările întreprinse în zona Grohot-Tomnatec au furnizat o serie de date noi care modifică imaginea stratigrafică și tectonică cunoscută pentru această regiune.

Masivele calcareoase de la Grohot, Piatra Bulzului, Bulzișor, Strîmba și Plotun domină regiunea cercetată. O serie de văi transversale ca valea Bulzeștilor, valea Ribicioara, valea Mică oferă deschideri ideale care ne-au permis observații interesante pentru stabilirea succesiunii stratigrafice a acestei zone.

¹ Comunicare în ședința din 21 mai 1971.

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



Considerații istorice

Depozitele neojurassice și cretacee de la nord de Brad au fost puțin cercetate în comparație cu cele din regiunile învecinate care au constituit obiectul unor lucrări recente. Pe harta publicată în 1941 Ghițulescu și Socolescu au separat complexul melafirelor de vîrstă triasică?, calcare tithonice, strate de Curechiu, hauteriviene și strate de Căbești, barremiene; au fost trasate o serie de „dislocații principale” care pun în poziție anormală complexul melafirelor și calcarele tithonice. În 1959 Lupu et al.³ deosebesc calcare de Stramberg în poziție normală (pe valea Morgașul Bulzului) și în poziție tectonică (Plotunul și Strîmba). Mantea et al.⁴ consemnează pe o hartă de detaliu date prețioase de teren; se semnalează nivele de piroclastite bazice în flișul cretacic; se menține ideea existenței unor olistolite (fără a se figura pe hartă) și se semnalează aspectele de Wildflysch din stratele de Căbești; se figurează o serie de accidente tectonice rezultate în urma unor împingeri care au acționat de la sud la nord; se subliniază caracterul transgresiv al depozitelor senoniene renunțîndu-se la contactul anormal dintre depozitele eocretacee și neocretacee. În 1964, în schița tectonică a părții de nord-vest a Munților Metaliferi, Lupu și Lupu urmăresc în detaliu linia de dislocație a calcarelor tithonice denumind-o „falia Bulzisorului-Strîmba”. În sfîrșit Ianoșici et al. (1969) încadrează zona cercetată în domeniul de sedimentare al fosei Drocea; sedimentarea depozitelor eocretacee se încheie, în concepția acestor autori, la sfîrșitul Barremianului eventual al Bedoulianului.

Date stratigrafice

Fundamentul regiunii. Fundamentul regiunii este alcătuit din calcare cristaline și sisturi scricito-cloritoase care constituie seria de Muncel. Ea apare de sub depozitele cretacee într-o zonă situată la nord de harta anexată (izvorul Crișului Alb—Coasta Certezeului). În perimetru sînt figurate calcare cristaline pe valea Morgașul Bulzului și pe valea Morgașul Iupeștilor, ultimele menționate și de Ghițulescu și Socolescu.

³ M. Lupu, Denisa Lupu, Em. Antonescu, S. Bordea, Gh. Mantea. Raport geologic pentru folele Brad și Muntele Marc. 1959. Arh. Inst. Geol. București.

⁴ Gh. Mantea, Em. Antonescu, Ștefana Balș, V. Georgescu, R. Purice, C. Tomescu. Raport asupra prospecțiunilor pentru hidrocarburi în regiunea Hălmașu-Bulzești. 1963. Arh. Inst. Geol. București.



Cristalinul de pe valea Morgașul Bulzului a fost considerat de L u p u et al.⁵ ca reprezentînd calcare de Stramberg afectate de un contact termic. Studiul microscopic confirmă ipoteza noastră că aceste calcare aparțin fundamentului și se încadrează în seria de Muncel. Aflorimentele de calcare cristaline de pe valea Morgașul Bulzului sînt cele mai sudice iviri ale seriei de Muncel; conturarea lor ne-a facilitat mult stabilirea structurii geologice a regiunii.

Complexul bazie inferior. Acest complex apare în sud-vestul regiunii dezvoltîndu-se mult în afara hărții noastre unde, B o r d e a și C o n s t a n t i n e s c u⁶ au separat în cuprînsul lui o serie vulcanogen-sedimentară. În radiolaritele și siltitele acestei serii, care sînt bine deschise la sud de harta anexată, am observat la microscop o bogată faună de radiolari. P. D u m i t r i c ă a reușit să separe forme jurasice medii (sau superioare). În lipsă de alte criterii, acordăm întregului complex bazie inferior această vîrstă. Deoarece complexul descris va forma obiectul unei note aparte, pentru moment nu vom face studiul rocilor constituente.

Elemente alohtone jurasice-superioare. În acest capitol cuprîndem numai calcarele jurasice-superioare, în poziție alohtonă, care nu sînt înglobate în „formațiunea de Wildflysch”. Încadrăm aici calcarele de la Plotun (în perimetru), Vulcan și Piatra Bulzului de la Bulzeștii de Sus (în afara perimetrului). La Plotun, calcarele tithonice și cele brecioase roz, adesea noduloase cu amoniți prost conservați, oxfordian-kimmeridgiene, repauzează pe complexul calcarenitic (Tithonic-superior—Valanginian). Profilele de detaliu au arătat însă că majoritatea calcarelor raportate Tithonicului sînt de fapt calcarenite sau șisturi violaceu-brune, radiolaritice, neocomiene. De aceea pe harta noastră depozitele jurasice de la Plotun apar mult reduse ca suprafață și fracționate. Spre deosebire de alți cercetători, noi nu înrădăcinăm aceste calcare spre sud și nu le considerăm nici ca împinse pe verticală de mase de eruptiv bazie (L u p u și L u p u, 1964); calcarele de la Plotun trebuiesc interpretate fie ca resturi ale unei mase mai mari de calcare deplasate gravitațional de la sud la nord (ipoteză apropiată de cea emisă de I l i e în 1937 pentru o zonă situată la est de izvoarele Orișului Alb), fie ca olistolite desprinse din

⁵ *Op. cit.* pct. 3.

⁶ S. Bordea, R. Constantinescu. Poala Blăjeni 1:50.000. Inst. Geol. (sub tipar).



formațiunea de Wildflysch și curse pe depozitele tithonic-superioare—neocomiene.

Calcarele de la Grohot vor fi tratate într-un alt capitol al lucrării deoarece chiar în punctele fosilifere din care Rozlozsnik (1909), Lupu et al.,⁷ Mantea et al.⁸ citează faune de gasteropode jurasice-superioare, noi am recoltat exemplare de orbitoline⁹ care arată că lumășelul de gasteropode situat în partea din aval a cheilor Ribicioarei este alcătuit din forme remaniate.

Complexul calcarenitic. Rocile acestui complex au fost separate în zona de izvoare a Crișului Alb de Ghițulescu și Socolescu, depistate în perimetru în 1959 și definite astfel în 1964 de Lupu și Lupu. O cartare detaliată a pachetului de roci în discuție a fost făcută de Mantea et al. în 1963¹⁰ cu ocazia prospecțiunilor pentru hidrocarburi.

Complexul calcarenitic ocupă zona axială a unui anticlinal deversat ce se poate urmări de la cătunul Tomnatec până la est de izvoarele Crișului Alb; mai la sud el constituie partea din amonte a cheilor văii Ribicioara. În versantul stîng al acestei văi apar calcarenite în bancuri de cea 1 m ce alternează cu șisturi violacee în care sînt prezente plăci de calcare cenușii uneori marnoase sau plăci de calcarenite groase de 1 la 5 cm; șisturi cenușii ori verzui uneori calcaroase apar cu totul subordonate. În partea mediană a complexului se găsește intercalații subțiri de tufuri bazice. La alcătuirea calcarenitelor iau parte în afara fragmentelor de calcare și elemente rulate de diabaze. Complexul descris este scos la zi de eroziunea văii Ribicioara pe o lungime de cea 50 m. În acest afloriment se pot urmări cîte în evantai, adesea faliate.

La izvoarele Crișului Alb se dezvoltă un pachet gros de calcarenite care la partea superioară se încheie cu șisturi cenușii satinatate.

În vecinătatea cătunului Străuți, depozitele complexului calcarenitic sînt constituite din dale de calcarenite de 5—20 cm grosime în alternanță cu șisturi satinatate cenușiu-verzui cu intercalații de calcare fine verzui. Studiul microscopic al calcarelor verzi micritice a pus în evidență prezența unor exemplare de tintinide și calcisphaerulide ce

⁷ *Op. cit.*, pct. 3.

⁸ *Op. cit.*, pct. 4.

⁹ Gh. Mantea, J. Bordea, V. Georgescu și R. Puriceț ne-au confirmat prezența orbitolinelor în calcarele de la Grohot (comunicare orală).

¹⁰ *Op. cit.*, pct. 4.



apar în toată grosimea complexului (cca 200 m) în apropierea cătunului Străuți și pe valea Bulzului. Dintre acestea cităm: *Calpionella alpina* Lorenz (pl. I, fig. 1, 2; pl. II, fig. 5), *Crassicollaria* sp. (pl. I, fig. 8), *Tintinnopsella longa* (Col.) (pl. I, fig. 9, 11; pl. II, fig. 3), *Calpionella elliptica* Cadisch (pl. I, fig. 10; pl. II, fig. 6) *Calpionellopsis* sp. (pl. II, fig. 11) și *Cadosina* sp. (pl. II, fig. 8, 9, 10). Pe baza tintinidelor menționate atribuim complexului calcarenitic o vîrstă tithonic-superioară — valanginiană. În acest fel în zona Grohot-Tomnatec sedimentarea pelagică începe din Jurasicul superior echivalîndu-se în parte cu cea din munții Traseău (stratele cu *Aptychus*). Faciesul reefal apare în regiune numai în poziție alohtonă. Pentru partea centrală a regiunii (zona Tomnatec) se constată predominanța fracțiunilor fine în timp ce pentru partea estică (zona văii Crișului Alb) predomină fracțiunile grosiere.

Grosimile complexului calcarenitic variază în funcție de zona de sedimentare: pentru zona Tomnatec cca 200 m iar pentru zona de izvoare a Crișului Alb cca 300 m.

Complexul silicios violaceu. A fost denumit astfel de Lupu și Lupu în 1964. El cuprind în acest complex stratele de Curechiu separate de Ghițulescu și Socolescu în zona Bulzești-Crișul Alb. Antecercetătorii au raportat depozitele în discuție Hauterivianului pe criterii geometrice.

Complexul silicios violaceu este constituit din argilite violacee sau verzui în alternanță cu jaspuri și radiolarite roșii; la diferite nivele se observă intercalații subțiri de marnocalcare, în special pe valea Crișului Alb. Cinerite bazice apar ca intercalații groase de 2—5 m, pe Crișul Alb, la 80 m aval de confluența cu valea Albă. În secțiuni șlefuite se observă structuri de curgere (slum-ping) (pl. XI, fig. 1, 2) iar la microscop numeroase stilolite.

Studiul microscopic efectuat asupra marnocalcarelor verzui ori brun-roșcate, care aflorază pe Crișul Alb în amonte de confluența cu valea Orziștei, a pus în evidență prezența următoarelor tintinide: *Calpionella alpina* Lorenz (pl. I, fig. 3, 6; pl. II, fig. 4), *C. elliptica* Cad. (pl. II, fig. 1, 2) și *Tintinnopsella* sp. (pl. II, fig. 7). Microfauna menționată ne conduce către o vîrstă tithonic-superioară — valanginiană a complexului silicios violaceu. Constatăm astfel că cele două complexe „calcarenitic” și „silicios violaceu”, între care există relații de continuitate în sedimentare au aceeași vîrstă; în cadrul intervalului amintit se pot sepa-

deci două complexe litologice cu aceeași valoare stratigrafică (fig. 1). Pentru acest motiv propunem ca depozitele care reprezintă Tithonicul superior-Valangianul să se denumească „formațiunea de Crișul Alb”, menținând numirea celor două complexe care o alcătuiesc.

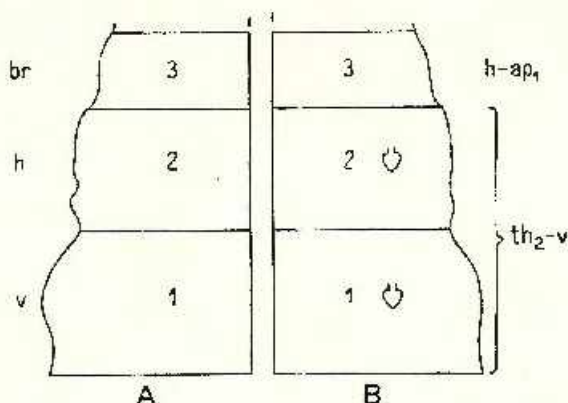


Fig. 1. — Schiță comparativă a noii interpretări a depozitelor neojurassice și eocretacice.

1, complexul calcarenitic; 2, complexul silicios violaceu; 3, stratele de Căbești; 1 + 2, formațiunea de Crișul Alb; A, vechea interpretare; B, noua interpretare; \odot , tînăinide.

Ébaquisse comparative de la nouvelle interprétation des dépôts néojurassiques et éocretacés.

1, complexe des calcarenites; 2, complexe siliceux violacé; 3, conches de Căbești; 1 + 2, formation de Crișul Alb; A, interprétation antérieure; B, interprétation nouvelle; \odot , tînăinides.

Partea superioară a pachetului descris comportă numeroase intercalații de șisturi argiloase cenușii, la limita superioară apărînd și bancuri de calcarenite și de gresii dure silicioase (valca Crișului Alb la 200 m aval de confluența cu valca Orziștei). Sub gresiiile dure silicioase a fost trasată limita superioară a „formațiunii de Crișul Alb”. (fig. 2). Depozitele complexului silicios violaceu depășesc cu puțin grosimea de 250 m numai în zona lor de dezvoltare maximă situată pe valea Crișului Alb.

Stratele de Căbești au fost denumite, separate și atribuite Barremianului de Ghițulescu și Socolescu. În 1969 Ianoșici et al. descriu același pachet de roci sub denumirea de „seria flișoidă grezoasă” menținînd posibilitatea ca aceasta să cuprindă și Bedoulianul. Stratele de Căbești sînt reprezentate printr-o alternanță de gresii de tip subgrauwacke cu argilite șistoase cenușii. Mantea et al.¹¹ menționează pentru prima dată caracterul de Wild-

¹¹ Op. cit. p. 4.

flysch al stratelor de Căbești din zona Tomnatec. Între formațiunea de Crișul Alb, atribuită Tithonicului superior-Valanginianului, și stratele de Căbești, există relații de continuitate în sedimentare; de aceea anexăm Hauteriviannul părții inferioare a stratelor de Căbești.

În prezenta lucrare separăm în cadrul stratelor de Căbești o „formațiune de Wildflysch” căreia îi atribuim o vîrstă mai recentă. În acest fel depozitelor hauterivian-bedouliene le restringem aria de răspîndire și grosimea (500 m).

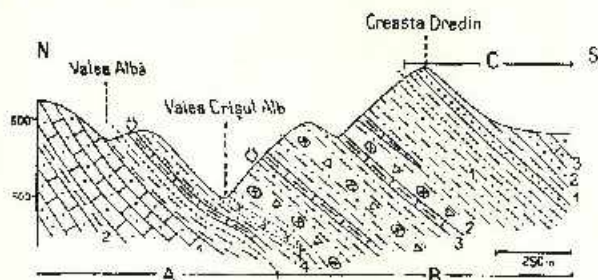


Fig. 2. — Secțiune geologică între valea Albă și creasta Dredinului.

A, complexul calcarenitic: 1, calcarenite și calcirodite; 2, stări anclomarnose; B, complexul silicios violaceu: 1, siltite bariolate brune și verzui; 2, radiolarite brun-roșcate; 3, marnocalcare cenușii și verzui; C, strata de Căbești: 1, silturi argiloase negre; 2, grăzi cenușii; 3, calcarenite; γ , întinzi: A + B, formațiunea de Crișul Alb, Tithonic sup. — Valanginian; C, strata de Căbești, Hauterivian-Bedoulian.

Coupe géologique entre la vallée de l'Alba et la crête de Dredin.

A, complexe des calcarenites: 1, calcarenites et calcirodites; 2, schistes argilo-marnés; B, complexe siliceux violacé: 1, siltites bariolées brunes et verdâtres; 2, radiolarites brun-rougeâtres; 3, marnocalcaires gris et verdâtres; C, couches de Căbești: 1, schistes argileux noirs; 2, grès cendrés; 3, calcarenites; γ , întinzi; A + B, formation de Crișul Alb, Tithonique supérieur-Valanginien; C, couches de Căbești, Hauterivien-Bedoulien.

În zona central-sudică a perimetrului (valea Mică, valea Juncului) am separat un pachet de roci bazice reprezentate prin piroclastite și curgeri de bazalte care comportă intercalații de argilite și stoaase negricioase satinat, gresii de tip subgrauwacke, uneori chiar bancuri de calcarenite. Acest pachet prezintă treceri laterale la stratele de Căbești în zona Obârșia, valea Sălătrucului. Am denumit acest pachet de roci „complexul bazic superior” acordându-i vîrstă stratelor de Căbești.

Formațiunea de Wildflysch (formațiunea de Valea Morgășului). În sectoarele estice ale Apusenilor sudici au fost identificate formațiuni de Wildflysch de diferite vîrste. Bleahu și Dimian (1961) recunosc

Tabelul de corelare a depozitelor eocretacee de tip Wildflysch

	Tomnatec	Vălișoara	Abrud	Meteș	Galda
ab ₂	Formațiunea de Valea Morgașului				
ab ₁					Wildflysch
ap ₂		Formațiunea de Vălișoara	Strate de Valea Dosului	Strate de Meteș	violaceu
ap ₁					Wildflysch
br					cenușiu

Formațiunea de Valea Morgașului este alcătuită dintr-o masă fundamentală constituită din argilite, siltite și gresii de culoare cenușiu-negricioasă cu nuanțe verzui care trec lateral sau în grosime la tufuri ori piroclastite bazice. De la siltite sau gresii la tufuri sau piroclastite se pot observa treceri treptate în numeroase deschideri cum sînt cele de la sud de Piatra Bulzului, de la sud de Strîmba sau cele de la Grohot. Uneori tufurile și piroclastitele alcătuiesc mase importante de roci, cum este cazul ivirilor de la est de Piatra Helenească, de la sud de Baldovin sau de Reți. La Dotești, în partea superioară a hoancei care coboară spre valea Ribicioarei, peste piroclastitele bazice intercalate în Wildflysch, apare un nivel de 0,50-1 m grosime de calcare marnoase cu resturi de cochilii fine de lamelibranhiate printre care abundă foraminiferele bentonice (pl. VI, fig. 7). Adesea în preajma olistolitelor sau intercalate între siltitele care constituie masa fundamentală a Wildflysch-ului, se dezvoltă bancuri de calcarenite de dimensiuni foarte variabile (0,2-1 m) în care elementele rotunjite de bazalte ajung uneori să constituie pînă la 30% din masa rocii. Elementele de cuarț, cu dimensiuni de maximum 1 cm, prezente în calcarenite, rămîn în relief pe suprafețele de strat erodate. Astfel de calcarenite constituie ambii versanți ai văii Ribicioara (la nord de cătunul Grohotul de Jos), deschideri importante situate în versantul sudic al Capului Dealului sau intercalațiile de la sud de virfurile Cîloiu, Frunții sau Strîmba (fig. 4).

La constituirea Wildflysch-ului iau parte o serie de breccii și megabreccii calcaroase, mai rar conglomerate tiloide. Ele sînt alcătuite dintr-o aglomerare de blocuri de calcare bine legate între ele, de cele mai multe ori printr-o matrice argiloasă sau printr-o pojghiță de tufuri bazice verzui

sau violacee. Adesea în masa blocurilor de calcare ce iau parte la alcătuirea brecciilor apar fragmente subcentimetrice de cuarț. Uneori blocurile de calcare sînt atît de intim legate încît pot fi cu ușurință confundate cu calcare masive; în acest caz ne-am orientat fie după peliculele liantului,

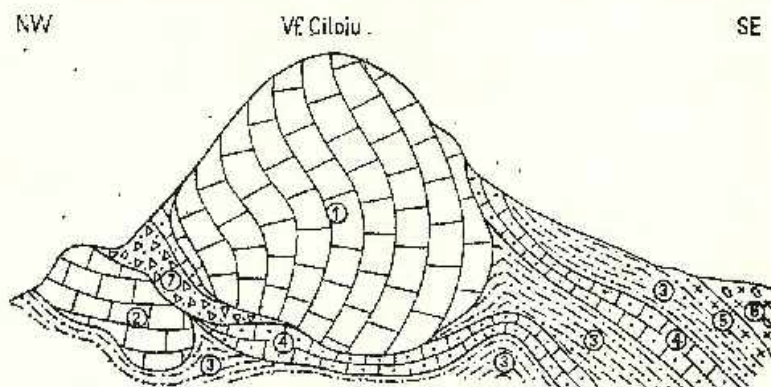


Fig. 4. — Wildflysch-ul din dealul Cîloiu.

1, calcare perirécifute cu fragmente de orbitoline; 2, caloare de apă dulce cu gastropode mici și characee; 3, siltite și slaturi argiloase; 4, calcarenite; 5, tufuri bazice; 6, piroclastite bazice cu elemente rulate de calcare cenușii; 7, breccii calcareose bine sudate.

Wildflysch de la colline de Cîloiu.

1, calcaires périrécifaux à fragments d'orbitolines; 2, calcaires d'eau douce à gastéropodes de petite taille et fruits de chara; 3, siltites et schistes argileux; 4, calcarenites; 5, tufs basiques; 6, pyroclastites basiques à éléments roulés de calcaires gris; 7, brèches calcaires bien soudées.

de cele mai multe ori vizibil numai sub lupă, ori după prezența elementelor de cuarț care rămîn în relief pe fețele de eroziune. Dificultăți de acest fel am întîmpinat în separarea brecciilor de la vest de virfurile Cîloiu și Frunții, de calcarele masive care alcătuiesc aceste virfuri.

Un element cu totul special al Wildflysch-ului îl reprezintă piroclastitele sau blocuri de calcare. Prin înmulțirea blocurilor de calcare se ajunge la conglomerate cu matrice bazică așa încît este foarte greu a se delimita piroclastitele de conglomeratele cu matrice bazică.

La alcătuirea brecciilor, megabrecciilor, și conglomeratelor cu matrice bazică sau a piroclastitelor iau parte elemente de calcare neojurassice (kimmeridgiene și tithonice), neocomiene sau urgoniene. Blocuri rulate de calcare violacee în care apar în explozie *Saccocoma* sp. sînt prinse în piroclastitele de la sud de cătunul Dotești (pl. III, fig. 1). Calcare fine slab marnoase, cu numeroase exemplare de *Calpionella alpina* de talie mică (pl. I, fig. 5, 7) apar ca fragmente de dimensiuni reduse în calca-

renitele ce aflorază la sud de același cătun. În brechiile și megabrechiile calcareose, majoritatea elementelor sînt constituite din calcare cenușii cu *Trocholina* sp., *Clypeina jurassica* Favre (pl. III, fig. 2), brizoare (pl. III, fig. 3), radiole de echinide (pl. III, fig. 4) și corali. Prezența calcarelor micritice cu *Calpionella alpina* (Tithonic superior-Berriasian

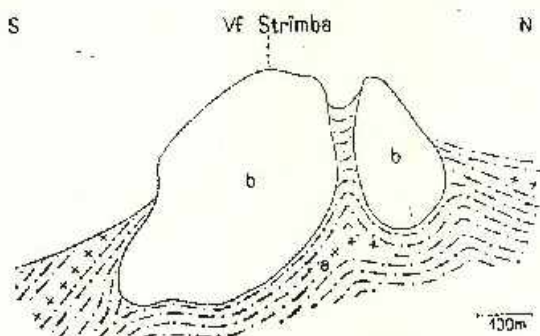


Fig. 5. — Olistolitele de la Strimba.

- a, masa fundamentală a Wildflysch-ului (Aptian sup.-Albian med.);
b, olistolite neojurassice.

Olistolithes de Strimba.

- a, masse fondamentales du Wildflysch (Aptien supérieur-Albien moyen);
b, olistolithes néojurassiques.

inferior), alături de calcarele recifale, duce la ideea existenței a două tipuri de faciesuri tithonice dezvoltate într-o zonă situată la sud de perimetrul la care ne referim.

Calcarele cenușii care formează dealul Strimba au fost considerate pînă în prezent ca alcătuind un tot unitar care acoperca o suprafață de cca 2 kmp. Profilele de detaliu executate în lungul acestui masiv ne-au relevat existența a trei blocuri de calcare legate între ele prin șisturi argiloase în alternanță cu gresii fine strîns cutate. Blocurile de la Strimba apar deci înglobate în masa fundamentală a Wildflysch-ului (fig. 5). Studiul microscopic al acestor calcare nu ne-au furnizat elemente suficiente pentru stabilirea vîrstei lor.

Calcare cenușii deschise cu microgasteropode în care abundă characee de tip *Porochara* sp. apar ca blocuri de dimensiuni reduse (sub 500 mc) în brechiile de la vest de virful Ciloiu (fig. 4), (pl. III, fig. 5, 6, 7; pl. IV, fig. 1, 2) sau de pe valea Rîbicioara (pl. IV, fig. 3). Prin comparație cu calcarele cu characee și microgasteropode din autohtonul de Pădurea Craiului, atribuim acestor calcare de apă dulce o vîrstă haute-riviană.



În calciruditele intercalate în masa fundamentală a Wildflysch-ului de la sud de vârful Frunții și Cîloiu apar resturi de orbitolinide greu de determinat.

Klippele sedimentare (olistolitele) reprezintă unul din elementele caracteristice ale Wildflysch-ului. Dimensiunile acestora sînt foarte diferite; cele mai mici (sub 500 mc) neputînd fi separate pe hartă au fost marcate cu un semn convențional fără a se specifica vîrsta. Olistolitelor mai mari le-am acordat fie o vîrstă jurasic-superioară (inclusiv berriasiană) fie barremian-superioară—apțian-inferioară (pentru cazul în care am putut observa prezența exemplarelor de *Orbitolina*, *Dictyoconus*, sau pentru situația în care olistolitele sînt constituite din calcare bioclastice sînt elemente jurasice redate în procesul de sedimentare. Aplicînd această metodă, o parte din olistolitele considerate jurasic-superioare ar putea reveni Urgonianului; considerăm totuși un progres și separarea olistolitelor urgoniene nementionate încă pînă acum în vestul Apusenilor sudici.

Am amintit mai sus că o serie de olistolite sînt constituite din calcare bioclastice; le menționăm pe cele de la sud de vârful Deluț, în care apar organisme de tipul *Cayeuxia moldavica* Frollo și *Litnolidae* (pl. IV, fig. 4), *Pianella gigantes* (Carozzi) (pl. IV, fig. 5; pl. V, fig. 1, 5) și corali (pl. IV, fig. 6). Blocurile de calcare de la est de cătunul Dotocști sînt constituite în majoritate din numeroase exemplare de *Bacinnella irregularis* Radoičic (pl. V, fig. 4) și rare fragmente de *Chaetetopsis favrei* (Deninger) (pl. V, fig. 7).

O serie de olistolite de dimensiuni variate conțin exemplare bine conservate de orbitoline. La sud de vârful Deluț, în calcare cenușii sau calcirudite am putut observa: *Orbitolina lenticularis* (Blum.) (pl. VIII, fig. 1), *O. sp.* (pl. VII, fig. 4; pl. VIII, fig. 5), *O. aff. conica* d'Archia e (pl. VIII, fig. 3) și *Dictyoconus cf. reicheli* Guillaume (pl. VIII, fig. 2). La Cuți și la vest de vârful Cîloiu în aceleași tipuri de calcare cenușii masive am întîlnit exemplare de *O. lenticularis* (Blum.) (pl. VIII, fig. 6, 8) și fragmente de *Dictyoconus sp.* Orbitolinidele citate indică vîrsta Barremian superior-Apțian inferior a olistolitelor ce le conțin.

La începutul lucrării am amintit că masivul de calcare de la Grohot a fost considerat de vîrstă tithonică pe baza faunelor de gasteropode colectate de antecercetători. Studiul microscopic al calcarelor de la Grohot și a celor de pe valea Rîbicioara (în chei) a pus în evidență existența unor calcare constituite din colite fragmentate și remaniate (pl. VI, fig. 2, 4). Numeroase exemplare de *Coptocampylodon fontis* (Radoičic) (pl. V,



fig. 2), *Pianella* sp. (pl. V, fig. 3), *Petrascula bursiformis* (Etallon) (pl. V, fig. 6) apar împreună cu orbitolinide de tipul *Orbitolina* sp. (pl. VII, fig. 1, 5, 6), *Dictyoconus* sp. (pl. VII, fig. 2, 3; pl. VIII, fig. 7) și *Orbitolinopsis* sp. (pl. VIII, fig. 4).

Pe drumul de care ce urcă de la Bulzeștii de Jos la Grohot, în aceeași situație descrisă mai sus, am depistat câteva exemplare de orbitoline. De aceea admitem pentru întregul masiv calcaros de la Grohot

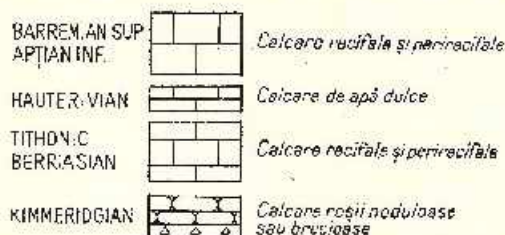


Fig. 6. Coloană stratigrafică sintetică a elementelor aloctone din cuprinsul formațiunii de Wildflysch.

Colonne stratigraphique synthétique des éléments alloctones dans le cadre de la formation de Wildflysch.

vîrsta urgoniană și nu jurasic-superioară. Sintem de părere că acest masiv formează un mare olistolit, îndepărtînd ideea creșterii unui reef urgonian care să se dezvolte în condițiile sedimentării Wildflysch-ului.

În continuare vom încerca să stabilim o coloană stratigrafică valabilă pentru zona care a furnizat elementele înglobate în formațiunea de valea Morgașului: Kimmeridgian, calcare roz cu *Saccocoma* sp.; Tithonic, calcare cenușii cu gasteropode; Hauterivian, calcare de apă dulce cu gasteropode mici și characee și Barremian superior-Aptian inferior, calcare bioclastice sau calcare cenușii cu orbitoline (fig. 6).

Față de formațiunile de Wildflysch din Hăghimaș sau Perșani, în cele din Metaliferi și Trascău lipsesc elementele triasice. Considerăm că elementele înglobate în formațiunea de Valea Morgașului și în general în toate formațiunile de Wildflysch din Apusenii sudici, provin de pe arii situate la sud sau la est și nu de pe cele de la nord sau vest care ar fi furnizat și elemente triasice. Vîrsta formațiunii de Valea Morgașului a fost reconsiderată de noi pe baza elementelor ce au apărut în urma cercetărilor din 1970. Prezența orbitolinidelor de tip *Orbitolina lenticularis*, *O. conica*, *Dictyoconus reicheli* și *Orbitolinopsis* sp. în olistolite ne face să atribuim Wildflysch-ului o vîrstă Aptian superior-Albian mediu. De altfel cercetînd tabelul de corelare a depozitelor coeuretice cu caractere

de Wildflysch, se observă preponderența lor în intervalul Ap[ician superior-Albian inferior.

Grosimea formațiunii de Valca Morgașului este greu de evaluat datorită caracterelor ei de sedimentare. O apreciem totuși, cu aproximație, a atinge cea 500 m în zona centrală și cea 700 m în zona estică (la Reți-Strimba).

Stratele de Valea Găinii au fost denumite astfel de Mantea et al.¹² pentru o zonă plasată la nord de regiunea cercetată de noi. În perimetru apar pe valea Morgașul Lupeștilor, la nord de cătunul Tomnatec. Litologie, stratele de Valea Găinii prezintă asemănări cu „orizontul mar-nelor cenușii” descris de Lupu și Lupu (1962).

Pe valea Morgașul Lupeștilor se pot deosebi în cuprinsul stratelor de Valca Găinii trei orizonturi. Orizontul bazal este constituit din marnocalcare în care sînt înglobate blocuri de calcare cristaline. Grosime 5 m. Orizontul median este alcătuit din marnocalcare slab grezoase, uneori din gresii fine cu liant calcaros. Acest orizont are o culoare brună pînă la cenușie cu nuanțe verzui. În fracțiunile brune se observă la microscop o bogată microfaună de globotruncane¹³ din care cităm: *Globotruncana cf. marginata* (Reuss) (pl. IX, fig. 1), *Gl. lapparenti lapparenti* Brozen (pl. IX, fig. 2, 3, 4), *Gl. lapparenti tricarinata* (Querean) (pl. IX, fig. 3, 10), *Gl. fornicata* Plummer (pl. IX, fig. 5, 8), *Gl. lapparenti bulloides* Vogler (pl. IX, fig. 9), *Gl. stuarti* (Lapparent) (pl. X, fig. 1, 2) și *Gl. contusa* (Cushman) (pl. X, fig. 3, 4, 5). Atribuim orizontului median, conform microfaunei de mai sus, o vîrstă santonian-campaniană. Grosime 25 m. Orizontul superior este constituit din gresii fine calcaroase, slab micacee, cenușii verzui. La microscop apar numeroase prisme de inocerami și exemplare de *Globotruncana calcarata* Cushman bine conservate. Acestui orizont îi atribuim în consecință o vîrstă campanian-terminală.

Stratele de Valca Găinii stau direct pe calcarele cristaline; orizontul superior este acoperit tectonic de depozite cretacic-inferioare așa încît nu se poate observa trecerea la depozitele maestrichtiene (fig. 7).

Seria detritică ocupă zona nordică a hărții anexate, dezvoltîndu-se în special în regiunea de izvoare a văii Porcului. Această serie este consti-

¹² Gh. Mantea, Josefina Bordea, V. Georgescu, R. Puricel. Sinteza lucrărilor de cercetare efectuate în vederea perspectivelor de hidrocarburi în Munții Metaliferi. 1970. Arh. Inst. Geol. București.

¹³ La determinarea microfaunei de globotruncane am beneficiat de largul concurs al colegii Jana Săndulescu cărora îi aducem vii mulțumiri pe această cale.



tuită dintr-un fliș alcătuit din aleurolite cenușii în alternanță cu argilite sau gresii cenușii.

Seria detritică a fost repartizată Maestrichtian-Paleocenului pe baza unor asociații micropaleontologice depistate în zone situate în afara perimetrului.

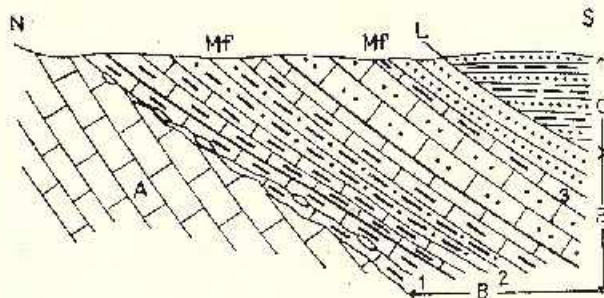


Fig. 7.—Secțiune geologică pe valea Mergașul Lupeștilor. A, calcarea cristalină; B, strata de Valea Găinii: orizontul basal; 2, orizontul median cu *Globotruncana costata*, *Gl. formicata* etc.; 3, orizontul superior cu *Gl. calcarata*; C, strata de Căbești; Mf, microfauză; L, linia de înălțare Mergașul Lupeștilor.

Coupe géologique dans la vallée du Mergașul Lupeștilor.

A, calcarea cristalină; B, strata de Valea Găinii: 1, orizontul basal; 2, orizontul median cu *Globotruncana costata*, *Gl. formicata* etc.; 3, orizontul superior cu *Gl. calcarata*; C, strata de Căbești; Mf, microfauză; L, linia de înălțare Mergașul Lupeștilor.

Date tectonice

Zona Grohot-Tomnatec este constituită dintr-o serie de depozite neojurassice și cretacee inferioare care au suferit împingeri orientate pe direcția sud-nord. Blocul rigid al cristalinului seriei de Muncel a opus o rezistență care a determinat deversarea structurilor spre nord sau ruperea acestora după plane cu căderi sudice, astfel că regiunea prezintă câteva compartimente orientate est-vest ce se încalecă succesiv de la sud la nord. Dintre acestea menționăm compartimentul delimitat la nord de falia Mergașul Lupeștilor, în lungul căreia stratele de Căbești încalecă pe stratele de Valea Găinii sau chiar pe calcarea cristalină, și compartimentul delimitat la nord de falia Porcari. Complexul eruptiv bazic inferior a suferit și el aceleași presiuni tangențiale încâlcind, după plane aproape verticale, diverși termeni ai Cretacelui inferior. Complexul bazic superior a fost deplasat spre nord pe un plan de falie puțin înclinat (linia Suhodol-Ancășești) situndu-se acum fie pe strata de Căbești fie pe formațiunea de Wildflysch.



Prin înglobarea calcarelor de la Grohot, Capul Dealului, Piatra Bulzului, Bulzișor și Strimba în masa de Wildflysch, linia frontală de încălecare a acestor calcare spre nord, denumită de L u p u și L u p u în 1964 falia Bulzișorului-Strimba se desființează de la sine. O parte din această linie coincide cu limita nordică a formațiunii de Valea Morgașului.

Pe aliniamentul Cuți-Lupești a avut loc o importantă ridicare marcată de apariția la zi a calcarelor cristaline în firul văilor Morgașul Bulzului și Morgașul Lupeștilor. Această ridicare a fundamentului furnizează date hotărâtoare în vederea construirii ansamblului structural al regiunii. Între ivirile de cristalini și depozitele eocretacice-inferioare lipsese rocile complexelor bazice; se deduce astfel că zona de înrădăcinare a complexelor bazice se află undeva la sud. După cele menționate este puțin probabilă ipoteza ca Plotunul și Strimba să fi fost împinse pe verticală de mase eruptive bazice. Reamintim că peticele de la Plotun constituie resturi ale unei mase mai mari de calcare deplasate gravitațional de la sud la nord sau olistolite desprinse din Wildflysch și cuse pe depozite tihonic-neocomiene.

Concluzii

În urma cercetărilor efectuate în zona Grohot-Tomnatec se impun câteva concluzii de ordin stratigrafic și tectonic. Se demonstrează că o parte din calcarele considerate jurasic-superioare revin Urgonianului. Toate calcarele jurasic-superioare, hauteriviene sau barremian-bedouliene sînt alohtone. Dintre acestea se separă klippe de calcare în sedimentate într-o formațiune de Wildflysch și resturi ale unei plăci mari de calcare (Plotunul). Se menționează pentru prima dată prezența unor tintinide în seria calcarenitică și în seria silicioasă violacee. Ele constituie singurele argumente paleontologice întâlnite în depozitele tihonic-superioare—valanginiene. Se stabilește atît pentru complexul calcarenitic cît și pentru cel silicios violaceu o vîrstă comprehensivă, și se denumesc împreună formațiunea de Crișul Alb. Pe criterii geometrice și pe baza continuității în sedimentare se atribuie stratelor de Căbești o vîrstă hauterivian-bedouliană. Se definește și se separă o formațiune de Wildflysch (formațiunea de Valea Morgașului) căreia i se atribuie o vîrstă Aptian superior-Albian mediu. În felul acesta depozitele eocretacice din zona Grohot-Tomnatec se ridică pînă la nivelul Albianului mediu. Se demonstrează pe baza unei bogate microfăune de globotruncane prezența a trei orizonturi în intervalul Santonian-Campanian.



Din punct de vedere tectonic se menționează o serie de încălecări succesive, de la sud la nord, consecințe ale împingerilor orientate spre nord; calcarele de la Grohot, Capul Dealului, Piatra Bulzului, Bulzișor și Strimba nu sînt înrădăcinate spre sud ei constituie olistolite înglobate în Wildflysch; linia frontală de încălecare a acestora este desființată.

BIBLIOGRAFIE

- Baltreș A. (1970) Microfaciesul calcarelor Cretacului inferior alohton din partea meridională a munților Ilișimăș. *D. S. Inst. Geol.* LVI/3, București.
- Bleahu M., Dimjian M. (1963) Caracteristici stratonomice ale seriilor cretacee din Munții Metaliferi. *Comunicări, Cong., V, Asoc. Geol. Carp.-Balc.* sect. III, București.
- Bordea S. (1971) Date stratigrafice și tectonice noi în zona Blăjeni-Buceș-Vulcan (Munții Metaliferi). *D. S. Inst. Geol.* LVII/4, București.
- Bordea Josefina, Puriceș R. (1970) Contribuții la cunoașterea depozitelor cretacee din zona Cărechiu. *D. S. Inst. Geol.* LV/4, București.
- Bordea Josefina, Georgescu V., Mantea Gh., Puriceș R. (1968) Asupra prezenței unei faune hauteriviene în masivul calcaros Cetca-Pleșa din zona Galda-Rimești. *D.S. Com. Stat Geol.* LIV/1, București.
- Ghițulescu T., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI, București.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad. R. S. R. București.
- Ilie M. (1937) Geological structure of the Vulcan and Brădișor region. *Bul. Soc. Geol. Rom.* III, București.
- (1950) Monts Métallifères de Roumanie. *An. Com. Geol.* XXIII, București.
- (1953) Structura geologică a depresiunii Abrud. *An. Com. Geol.* XXV, București.
- Lupu M., Lupu Denisa (1962) Notă asupra Cretacului superior din regiunea Vidra-Sohodol. *D. S. Com. Geol.* XLIII, București.
- (1964) Asupra virstei stratelor cu *Aptychus* din masivul Trascău. *D. S. Com. Geol.* L, București.
- (1964) Asupra dislocațiilor rupturale din partea de NV a fosei Metaliferilor. *D. S. Com. Geol.* L, București.
- Patrulius D. (1965) Inventar sumar al algelor calcaroase neojurasic și eocretacee din Carpații românești și Platforma precarpatică. *D. S. Com. Geol.* LI/2, București.
- Rozlozsnik P. (1909) Einige Beiträge zur Geologie des Klippenkalkzuges von Riskulica und Tomnatik. *Jahrb. d.k. ung. geol. Anst.* 1, Budapesta.
- Săndulescu M. (1969) Structura geologică a părții centrale a sinclinatului Ilișimăș. *D. S. Com. Stat Geol.* LIV/3, București.



NOUVELLES DONNÉES STRATIGRAPHIQUES ET TECTONIQUES DANS LA ZONE DE GROHOT-TOMNATEC (MONTS MÉTALLIFÈRES)

(Résumé)

Les recherches entreprises dans la zone de Grohot-Tomnatec ont établi la succession stratigraphique suivante des dépôts jurassiques et crétacés de la partie occidentale des Monts Métallifères : complexe basique inférieur (Jurassique moyen et supérieur), complexe calcarénitique et complexe siliceux violacé (Tithonique supérieur-Valanginien), couches de Căbești (Hauterivien-Bédoulien), formation de la Vallée du Morgașu (Gargasien-Albien moyen), couches de la Vallée de Gâina (Santonien-Campanien) et série détritique (Maestrichtien-Paléocène). Tous les calcaires du Jurassique supérieur sont en position allochtone (olistolithes ou lambeaux). Vu l'identification de Tintinnidés dans le complexe calcarénitique (représenté jadis par le Valanginien) autant que dans celui siliceux violacé (revenant à l'Hauterivien), nous attribuons à ces complexes l'âge tithonique supérieur-valanginien. Dans le domaine pélagique, la sédimentation débute donc dans la partie occidentale des Monts Métallifères avec le Tithonique.

On a élargi l'intervalle d'accumulation des couches de Căbești avec l'Hauterivien. La formation de Wildflysch, à présent séparée, est constituée d'une masse fondamentale argileuse, siltitique, gréseuse à intercalations de tufs et de pyroclastites basiques. Sous forme d'intercalations apparaissent les calcarénites et les brèches ou les pyroclastites à nombreux éléments de calcaires. Les olistolithes inclus dans la matrice ou les éléments des brèches calcaires contiennent : *Saccosoma*, Tintinnidés, Algues calcaires, Coraux, Gastéropodes, Microgastéropodes et fruits de Chara de type *Panocara*. Une série de calcaires organoclastiques ou de calcaires ayant remanié des oolithes fragmentaires renferment des orbitolinidés de type : *Orbitolina tenticularis*, *O. conica*, *Diclycoconus reicheli* et *Orbitolinopsis* sp.

On a pu reconstituer une colonne stratigraphique des éléments allochtones inclus dans le Wildflysch de la vallée du Morgașu : Kimméridgéen (calcaires noduleux ou brèches rouges), Tithonique (calcaires sombres récifaux), Hauterivien (calcaires d'eau douce avec fruits de Chara et Microgastéropodes) et Barrémien supérieur-Bédoulien (calcaires sombres pour la plupart périrécifaux à Orbitolinidés).

Les couches de la Vallée de Gâina laissent voir trois horizons : a) basal — marnocalcaire à blocs de calcaires cristallins ; b) moyen — grésomarneux violacé à *Globo truncana* cf. *marginata*, *Gl. lapparenti lapparenti*, *Gl. lapparenti tricarinata*, *Gl. lapparenti bulloides*, *Gl. fornicata*, *Gl. stuarti* et *Gl. confusa* — attribué au Santonien-Campanien ; c) supérieur — marnocalcaire sombre à *Globo truncana calcarata* et restes d'Inocérames attribué au Campanien terminal.

La zone de Grohot-Tomnatec est constituée par une série de dépôts néojurassiques et crétacés inférieurs affectés par des poussées dirigées du S au N. Le bloc rigide du cristallin de Muncel opposant résistance a déterminé les structures de se déverser vers le N. Les complexes basiques situés dans le sud de la région ont été affectés par les mêmes poussées. Les lambeaux de Plotun représentent soit des restes d'une énorme masse de calcaires déplacée par gravitation du sud au nord, soit des olistolithes décollés du Wildflysch et glissés sur les dépôts lithoniques-néocomiens.



EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche XII

Carte Géologique de la zone de Grohot-Tomnatec.

1, Quaternaire : a, alluvions ; b, éboulements ; c, cônes de déjection ; d, éboulés ; 2, Paléogène : andésites ; 3, Paléocène-Maestrichlien : série détritique ; 4, Santonien-Campanien : couches de Valca Căinii ; 5, Aptien supérieur-Albien moyen : formation de Valea Morgașului-Wildflysch ; 6, Hautervien-Aptien inférieur : a, couches de Căbești ; b, complexe basique supérieur ; 7, Tithonique supérieur-Valanginien : formation de Crișul Alb ; 1, complexe siliceux violacé ; a, tufs basiques ; 2, complexe des calcaronites ; 8, Jurassique moyen et supérieur : complexe basique inférieur ; 9, Cambrien moyen et supérieur : série de Muncel ; 10, coupe géologique ; 11, faille inverse ; 12, faille normale ; 13, axe de Synclinal déversé ; 14, axe d'anticlinal déversé ; 15, terminaison périclinal. Éléments de Wildflysch : 16, brèches calcaires, mégabrèches et conglomérats tilloïdes ; 17, olistolithes tithoniques ; 18, olistolithes urgoniens ; 19, roches éruptives basiques ou à caractères mixtes ; 20, klippes sédimentaires inférieures à 500 m ; éléments allochtones situés outre la formation de Wildflysch ; 21, calcaires jurassiques-supérieurs.





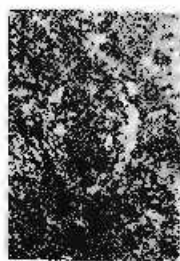
PLANȘA I



PLANȘA I

- Fig. 1. — *Calpionella alpina* Lorenz 190 ×, în calcarele micritice verzui ale complexului calcarenitic de la Străuți.
Calpionella alpina Lorenz 190 ×, dans les calcaires micritiques verdâtres du complexe des calcarenites de Străuți.
- Fig. 2,3. — *Calpionella alpina* Lorenz 235 ×, în calcarele micritice verzui ale complexului calcarenitic de pe valea Bulzului.
Calpionella alpina Lorenz 235 ×, dans les calcaires micritiques verdâtres du complexe des calcarenites de la vallée du Bulzu.
- Fig. 4. — *Calpionella alpina* Lorenz 180 ×, în intercalațiile micritice cenușii ale complexului silicios violaceu de pe valea Crișul Alb.
Calpionella alpina Lorenz 180 ×, dans les intercalations micritiques sombres du complexe siliceux violacé de la vallée du Crișu Alb.
- Fig. 5. — *Calpionella alpina* Lorenz 250 ×, în elemente ale calcarenitelor din Wildflysch de la Dotești.
Calpionella alpina Lorenz 250 ×, dans les éléments des calcarenites du Wildflysch de Dotești.
- Fig. 6. — *Calpionella alpina* Lorenz 180 ×, în micritile cenușii intercalate în complexul silicios violaceu de pe valea Crișul Alb.
Calpionella alpina Lorenz 180 ×, dans les micrites sombres intercalés dans le complexe siliceux violacé de la vallée du Crișu Alb.
- Fig. 7. — *Calpionella alpina* Lorenz 220 ×, în elemente ale calcarenitelor din Wildflysch de la Dotești.
Calpionella alpina Lorenz 220 ×, dans les éléments des calcarenites du Wildflysch de Dotești.
- Fig. 8. — *Crassicollaria* sp. 115 ×, în calcarele micritice verzui ale complexului calcarenitic de la Străuți.
Crassicollaria sp. 115 ×, dans les calcaires micritiques verdâtres du complexe des calcarenites de Străuți.
- Fig. 9. — *Tintinnopsella longa* (Col.) 115 ×, în calcarele micritice verzui ale complexului calcarenitic de la Străuți.
Tintinnopsella longa (Col.) 115 ×, dans les calcaires micritiques verdâtres du complexe des calcarenites de Străuți.
- Fig. 10. — *Calpionella elliptica* C. a. d. 175 ×, exemplar deformat, în calcarele micritice ale complexului calcarenitic de la Străuți.
Calpionella elliptica C. a. d. 175 ×, exemplaire déformé, dans les calcaires micritiques du complexe des calcarenites de Străuți.
- Fig. 11. — *Tintinnopsella longa* (Col.) 95 ×, în calcarele micritice verzui ale complexului calcarenitic de la Străuți.
Tintinnopsella longa (Col.) 95 ×, dans les calcaires micritiques verdâtres du complexe des calcarenites de Străuți.

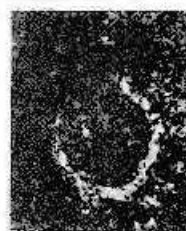




1



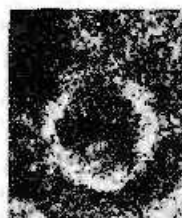
2



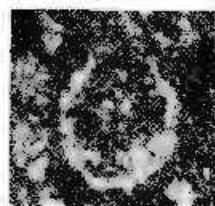
3



4



5



6



7



8



9



10



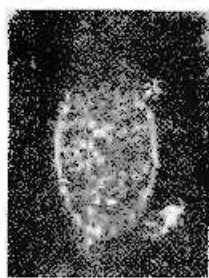
11

PLANȘA II

- Fig. 1. — *Calpionella elliptica* C a d. 215 \times , în intercalațiile micritice cerușii ale complexului silicios violaceu de pe valea Crișul Alb.
Calpionella elliptica C a d. 215 \times , dans les intercalations micritiques sombres du complexe siliceux violacé de la vallée du Crișul Alb.
- Fig. 2. — **Idem**, 170 \times .
Idem, 170 \times .
- Fig. 3. — *Tintinnopsella longa* (C o l.) 215 \times , în calcarele micritice verzui ale complexului calcarenitic de la Străuți.
Tintinnopsella longa (C o l.) 215 \times , dans les calcaires micritiques du complexe des calcarenites de Străuți.
- Fig. 4. — *Calpionella alpina* L o r e n z 150 \times , în intercalațiile violacee fine ale complexului silicios violaceu de pe valea Crișul Alb.
Calpionella alpina L o r e n z 150 \times , dans les intercalations violacées fines du complexe siliceux violacé de la vallée du Crișul Alb.
- Fig. 5. — *Calpionella alpina* L o r e n z 235 \times , în calcarele micritice ale complexului calcarenitic de la Străuți.
Calpionella alpina L o r e n z 235 \times , dans les calcaires micritiques du complexe des calcarenites de Străuți.
- Fig. 6. — *Calpionella elliptica* C a d. 215 \times , în calcarele micritice ale complexului calcarenitic de la Străuți.
Calpionella elliptica C a d. 215 \times , dans les calcaires micritiques du complexe des calcarenites de Străuți.
- Fig. 7. — *Tintinnopsella* sp. 190 \times , în intercalațiile violacee fine ale complexului silicios violaceu de pe valea Crișul Alb.
Tintinnopsella sp. 190 \times , dans les intercalations violacées fines du complexe siliceux violacé de la vallée du Crișul Alb.
- Fig. 8, 9, 10. — *Cadosina* sp. 280 \times , în calcarele micritice ale complexului calcarenitic de pe valea Bulzului.
Cadosina sp. 280 \times , dans les calcaires micritiques du complexe des calcarenites de la vallée du Bulzu.
- Fig. 11. — *Calpionellopsis* sp. 280 \times , în calcarele micritice ale complexului calcarenitic de la Străuți.
Calpionellopsis sp. 280 \times , dans les calcaires micritiques du complexe des calcarenites de Străuți.



S. BORDEA. Date noi stratigrafice și tectonice în zona Grohot-Tomnatec.
Pl. II.



1



2



3



4



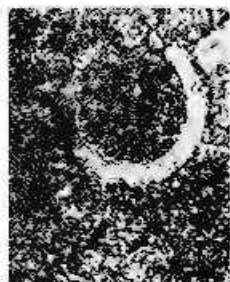
5



6



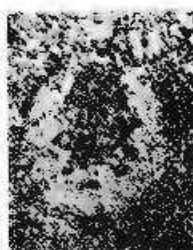
7



8



9



10



11

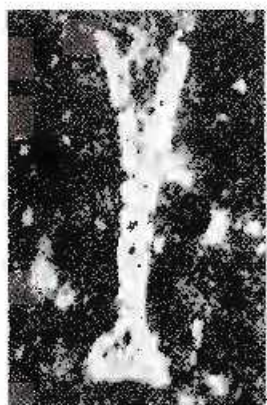
Institutul Geologic. Dări de seamă ale școlii vol. LVIII/5.



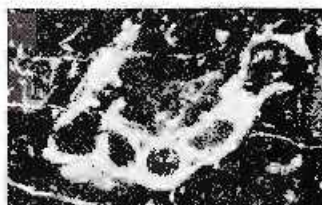
PLANȘA III

- Fig. 1. — *Saccocoma* sp. 50 ×, în blocurile de calcare brune prinse în tufurile bazice ale Wildflysch-ului de la Dotești.
Saccocoma sp. 50 ×, dans les blocs de calcaires bruns englobés dans les tufs basiques du Wildflysch de Dotești.
- Fig. 2. — *Clypeina jurassica* Faivre 17 ×, în calcarele roz de la Piatra Bulzului (versantul nord-vestic).
Clypeina jurassica Faivre 17 ×, dans les calcaires roses de Piatra Bulzului (versant de NW).
- Fig. 3. — Briozoare 15 ×, Piatra Bulzului.
Bryozoaires 15 ×, Piatra Bulzului.
- Fig. 4. — Radicle de echinide 17 ×, Piatra Bulzului.
Radicles d'échinides 17 ×, Piatra Bulzului.
- Fig. 5. — *Porocera* sp. 135 ×, în calcarele cenușii de la vârful Cîloiu.
Porocera sp. 135 ×, dans les calcaires sombres du sommet de Cîloiu.
- Fig. 6, 7. — Idem, 30 ×.
Idem, 30 ×.
- Fig. 8. — Charace și microgasteropode 30 ×, în calcarele cenușii de la vârful Cîloiu.
Fruits de charas et microgastropodes 30 ×, dans les calcaires sombres du sommet de Cîloiu.





1



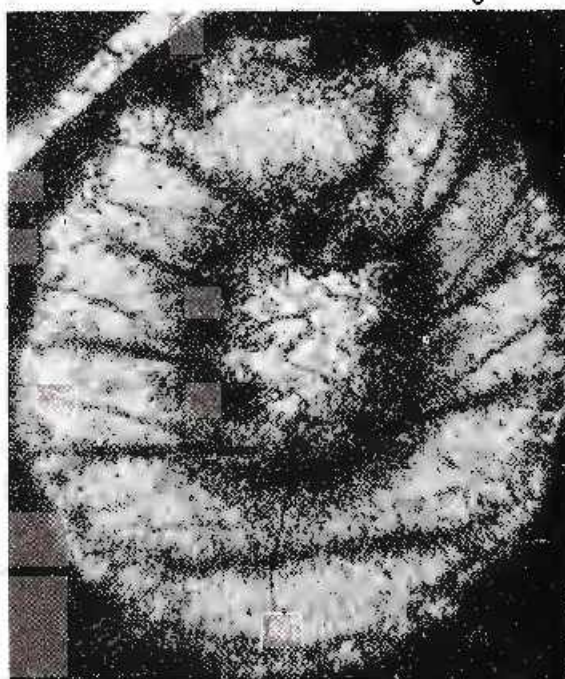
2



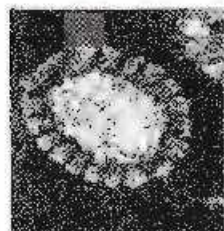
3



4



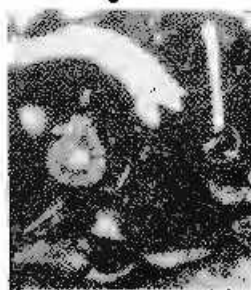
5



6



7

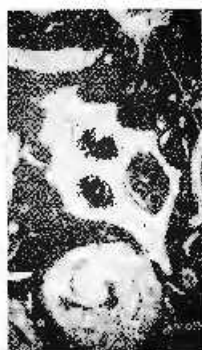


8

PLANȘA IV

- Fig. 1, 2. — Microgasteropode 30 ×, în calcarele cenușii de la vârful Căloiu.
Microgastropodes 30 ×, dans les calcaires sombres du sommet Căloiu.
- Fig. 3. — Microgasteropode 15 ×, în calcarele cenușii din partea inferioară a cheilor Ribicicării.
Microgastropodes 15 ×, dans les calcaires scurles de la partie inférieure des gorges de Ribicicara.
- Fig. 4. — Calcare organoclastice cu *Caryocia moldavica* Frolio și lituolide în calcarele situate la sud de vârful Deluț, 6,2 ×.
Calcaires organoclastiques à *Caryocia moldavica* Frolio et lituolides, dans les calcaires situés au sud du sommet Deluț, 6,2 ×.
- Fig. 5. — Calcare organoclastice cu *Pianella gigantea* (Carozzi), Microgasteropode și lituolide la sud de vârful Deluț, 6,2 ×.
Calcaires organoclastiques à *Pianella gigantea* (Carozzi), Microgastropodes et lituolides, au sud du sommet Deluț, 6,2 ×.
- Fig. 6. — Calcare organoclastice cu corali, la sud de vârful Deluț, 6,2 ×.
Calcaires organoclastiques à coraux, au sud du sommet Deluț, 6,2 ×.

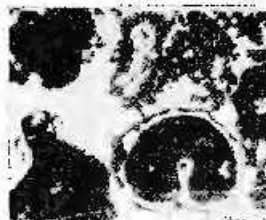




1



2



3



4



5



6

PLANȘA V

- Fig. 1. — *Pianella gigantea* (Carozzi) 32 ×, în calcarele cenușii roz de la sud de vârful Deluț.
- Pianella gigantea* (Carozzi) 12 ×, dans les calcaires gris rose situés au sud du sommet de Deluț.
- Fig. 2. — *Coplocampylodon fontis* Radoičić 25 ×, în calcarele cenușii din partea inferioară a cheilor Ribicioarei.
- Coplocampylodon fontis* Radoičić 25 ×, dans les calcaires sombres situés à la partie inférieure des gorges de Ribicioara.
- Fig. 3. — *Pianella* sp. 15 ×, în calcarele cenușii din partea inferioară a cheilor Ribicioarei.
- Pianella* sp. 15 ×, dans les calcaires sombres situés à la partie inférieure des gorges de Ribicioara.
- Fig. 4. — *Bacinetia irregularis* Radoičić 15 ×, în calcarele cenușii de la pădurea Dumbrava-Dolești.
- Bacinetia irregularis* Radoičić 15 ×, dans les calcaires sombres de la forêt de Dumbrava-Dolești.
- Fig. 5. — *Pianella gigantea* (Carozzi) 15 ×, la sud de vârful Deluț.
- Pianella gigantea* (Carozzi) 26 ×, au sud du sommet de Deluț.
- Fig. 6. — *Petruscula bursiformis* (Stallou) 10 ×, cheile Ribicioarei.
- Petruscula bursiformis* (Stallou) 10 ×, gorges de Ribicioara.
- Fig. 7. — *Chaetopsis faurei* (Deninger) 38 ×, secțiune puțin oblică, în calcarele cenușii de la pădurea Dumbrava-Dolești.
- Chaetopsis faurei* (Deninger) 38 ×, section un peu oblique, dans les calcaires sombres de la forêt de Dumbrava-Dolești.





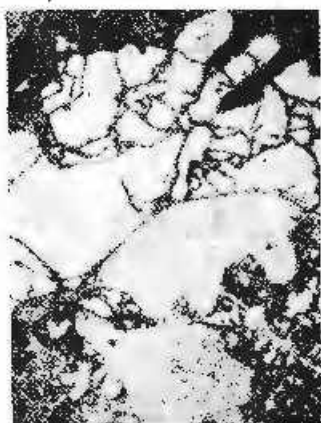
1



2



3



4



5



6

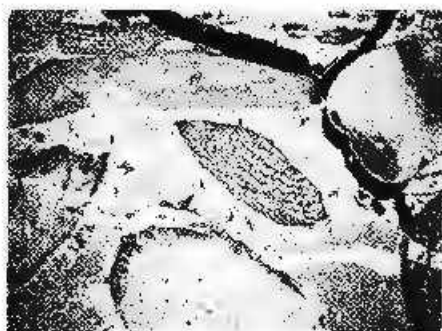


7

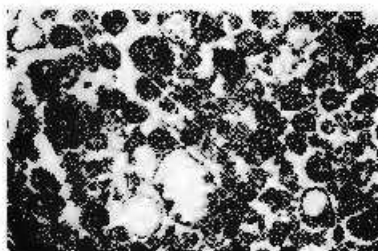
PLANȘA VI

- Fig. 1. — Calcare organoclastice cu resturi de Orbitolinidae și *Karrubia* sp.? 6,2 ×, de la sud de vârful Deluț.
Calcaires organoclastiques à restes d'*Orbitolinidae* et de *Karrubia* sp.? 6,2 ×, au sud du sommet de Deluț.
- Fig. 2. — Calcare cu bolite fragmentate și remaniate 12 ×, eșantion colectat din abruptul ce domină drumul Bulzești-Grohob (la 400 m de la părăsirea văii Bulzului).
Calcaires à bolites fragmentés et remaniés 12 ×, échantillon prélevé de l'abrupt qui domine le chemin de Bulzești-Grohob (à 400 m d'où l'on a quitté la vallée du Bulza).
- Fig. 3. — Calcare cu lituolide 17 ×, la sud de vârful Deluț.
Calcaire à lituolides 17 ×, au sud du sommet de Deluț.
- Fig. 4. — Calcare cu lituolide 12 ×, din drumul Bulzești-Grohob.
Calcaires à lituolides 12 ×, du chemin de Bulzești-Grohob.
- Fig. 5. — *Nodosaria* sp. 50 ×, la sud de vârful Deluț, în blocuri de calcare prinse în lufuri bazice.
Nodosaria sp. 50 ×, au sud du sommet de Deluț, dans des blocs de calcaires englobés dans des lufs basiques.
- Fig. 6. — Ostracode? Dolești 50 ×.
Ostracodes? Dolești 50 ×.
- Fig. 7. — Foraminifere bentonice 25 ×, Dolești.
Foraminifères benthiques 25 ×, Dolești.
- Fig. 8. — *Nodosaria* sp. 95 ×, din calcarele micritice cenușii intercalate în stratele de Căbești de la izvoarele văii Mici.
Nodosaria sp. 95 ×, dans les calcaires micritiques sombres intercalés dans les couches de Căbești de la zone des sources de Valea Mică.





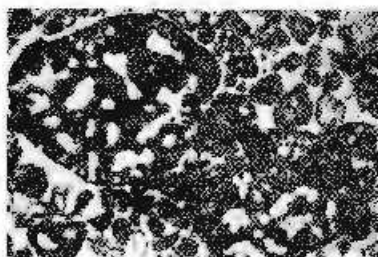
1



2



3



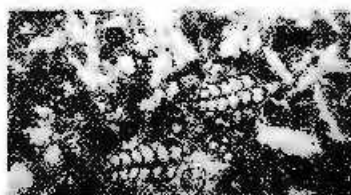
4



5



6



7

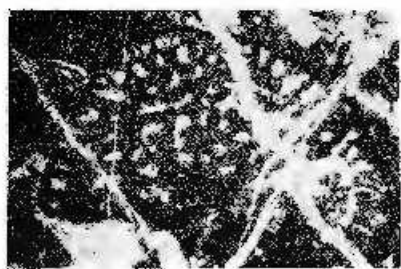


8

PLAȘA VII

- Fig. 1. — *Orbitolina* sp. 20 ×, în partea inferioară a cheilor Ribicioarei.
Orbitolina sp. 20 ×, à la partie inférieure des gorges de Ribicioara.
- Fig. 2. — *Dicypoceras* sp. 10 ×, cheile Ribicioarei.
Dicypoceras sp. 10 ×, gorges de Ribicioara.
- Fig. 3. — Idem, 30 ×.
Idem, 30 ×.
- Fig. 4. — *Orbitolina* sp.? 12 ×, secțiune subaxială (vârful Deluț).
Orbitolina sp.? 12 ×, section sous-axiale; sommet de Deluț.
- Fig. 5. — *Orbitolina* sp. 52 ×, cheile Ribicioarei.
Orbitolina sp. 52 ×, gorges de Ribicioara.
- Fig. 6. — *Orbitolina* sp.? 15 ×, cheile Ribicioarei.
Orbitolina sp.? 15 ×, gorges de Ribicioara.

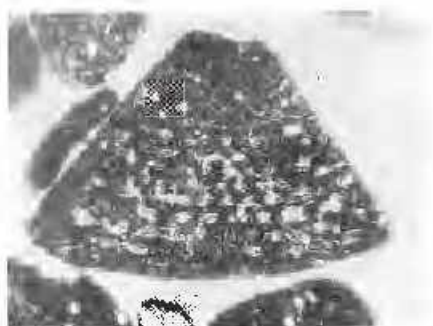




1



2



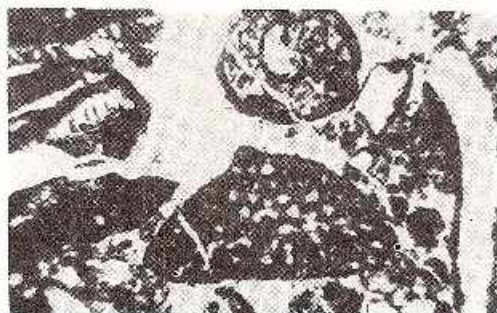
3



4



5



6

PLANȘA VIII

- Fig. 1. — *Orbitolina lenticularis* (Blum.) 12 ×, sud vârful Deluș.
Orbitolina lenticularis (Blum.) 12 ×, au sud du sommet de Deluș.
- Fig. 2. — *Diclysonus* cf. *reicheli* Guillaume 12 ×, sud vârful Deluș.
Diclysonus cf. *reicheli* Guillaume 12 ×, au sud du sommet de Deluș.
- Fig. 3. — *Orbitolina* aff. *conica* d'Archiaë 14 ×, sud vârful Deluș.
Orbitolina aff. *conica* d'Archiaë 14 ×, au sud du sommet de Deluș.
- Fig. 4. — *Orbitolinopsis* sp.? 50 ×, cheile Ribicioarei.
Orbitolinopsis sp.? 50 ×, gorges de Ribicioara.
- Fig. 5. — *Orbitolina* sp.? 30 ×, sud vârful Deluș.
Orbitolina sp.? 30 ×, au sud du sommet de Deluș.
- Fig. 6. — *Orbitolina lenticularis* (Blum.) 12 ×, Cuși.
Orbitolina lenticularis (Blum.) 12 ×, Cuși.
- Fig. 7. — *Diclysonus* sp. 25 ×, cheile Ribicioarei.
Diclysonus sp. 25 ×, gorges de Ribicioara.
- Fig. 8. — *Orbitolina lenticularis* (Blum.) 30 ×, Cuși.
Orbitolina lenticularis (Blum.) 30 ×, Cuși.

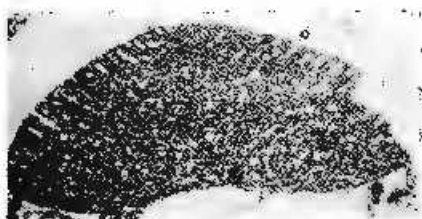




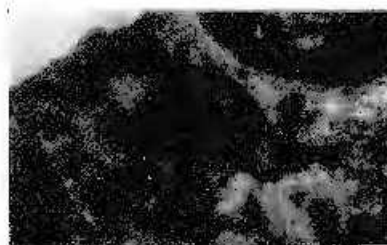
1



2



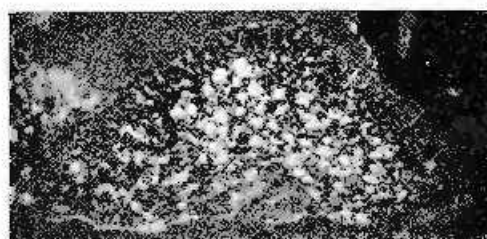
3



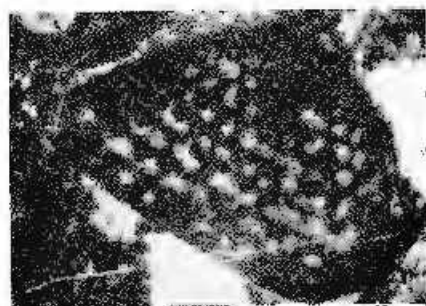
4



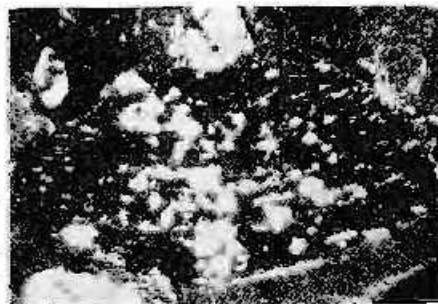
5



6



7



8

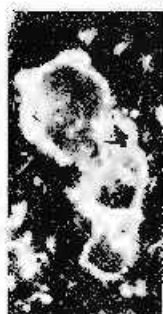
PLANȘA IX*

- Fig. 1. — *Globotruncana cf. marginata* (Reuss) 55 ×.
Globotruncana cf. marginata (Reuss) 55 ×.
- Fig. 2. — *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brozen 25 ×.
Globotruncana lapparenti lapparenti Brozen 25 ×.
- Fig. 3. *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brozen (în partea de sus a figurii), *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau) (jos), 30 ×.
Globotruncana lapparenti lapparenti Brozen (sur la figure en haut), *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau) (en bas), 30 ×.
- Fig. 4. — *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brozen 55 ×.
Globotruncana lapparenti lapparenti Brozen 55 ×.
- Fig. 5. *Globotruncana fornicata* Plummer 55 ×.
Globotruncana fornicata Plummer 55 ×.
- Fig. 6. — *Globotruncana* sp. 35 ×.
Globotruncana sp. 35 ×.
- Fig. 7. — Iden., 26 ×.
 Iden., 26 ×.
- Fig. 8. — *Globotruncana fornicata* Plummer 40 ×.
Globotruncana fornicata Plummer 40 ×.
- Fig. 9. — *Globotruncana lapparenti ballotides* Vogler 60 ×.
Globotruncana lapparenti ballotides Vogler 60 ×.
- Fig. 10. *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau) 30 ×.
Globotruncana lapparenti tricarinata (Quereau) 30 ×.

* Toate figurile de pe această planșă reprezintă globotruncane sectionate din marnocalcarele brune de pe valea Mogașul Lupeștilor, dintr-un punct situat la 35 m aval de prima ivire de calcar cristalin.

Toutes les figures de cette planche représentent des globotruncanes sectionnés dans les marnocalcaires bruns de la vallée de Mogașul Lupeștilor, d'un point situé 35 m en aval du premier affleurement de calcaires cristallins.





1



2



3



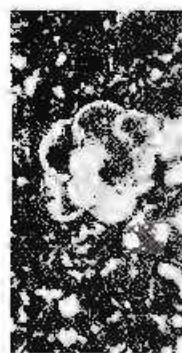
4



5



6



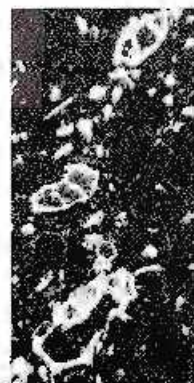
7



8



9



10

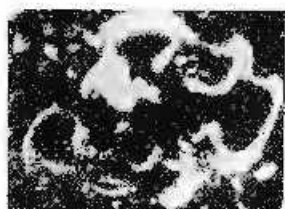
PLANȘA X*

- Fig. 1. — *Globotruncana stuarti* (L. a p p a r e n t) 62 ×.
Globotruncana stuarti (L. a p p a r e n t) 62 ×.
- Fig. 2. — Idem, 35 ×.
 Idem, 35 ×.
- Fig. 3. — *Globotruncana costusa* (C u s h m a n) 53 ×.
Globotruncana costusa (C u s h m a n) 53 ×.
- Fig. 4. — Idem, 70 ×.
 Idem, 70 ×.
- Fig. 5. — Idem, 55 ×.
 Idem, 55 ×.
- Fig. 6. — *Globotruncana fornicata* P l u m m e r 13 ×.
Globotruncana fornicata P l u m m e r 13 ×.
- Fig. 7. — Idem, 50 ×.
 Idem, 50 ×.
- Fig. 8. — Globotruncane 18 ×.
 Globotruncane 18 ×.
- Fig. 9. — Prisme de inocerani 16 ×.
 Prismes d'inocérames 16 ×.
- Fig. 10. — *Globotruncana calcarata* C u s h m a n 40 ×.
Globotruncana calcarata C u s h m a n 40 ×.

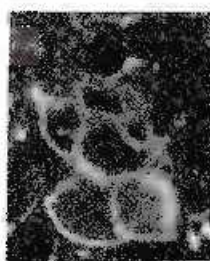
* Toate figurile de pe această planșă, cu excepția figurii 9 și 10, reprezintă globotruncane secționare din marnocalcarele brune de pe valea Mogașul Lupeștilor, dintr-un punct situat la 35 m aval de prima ivire de calcare cristaline; figurile 9 și 10 reprezintă globotruncane secționare din marnocalcare cenușii situate la 35 m prosime stratigrafică deasupra nivelului lui sus menționat.

Toutes les figures de cette planche, excepté les figures 9 et 10, représentent des globotruncanes sectionnées des marnocalcaires bruns de la vallée du Mogașul Lupeștilor, d'un point situé 35 m en aval du premier affleurement de calcaires cristallins; les figures 9 et 10 représentent des globotruncanes sectionnées des marnocalcaires sombres situés à 35 m d'épaisseur stratigraphique au dessous du niveau susmentionné.





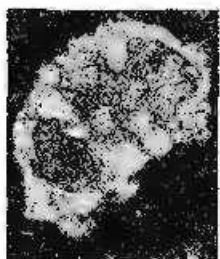
1



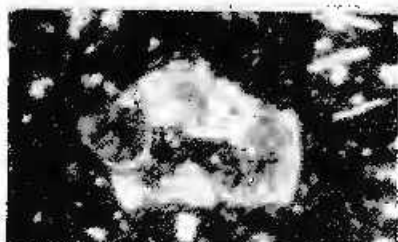
2



3



4



5



7



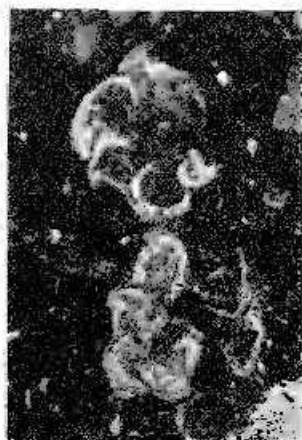
6



8



9

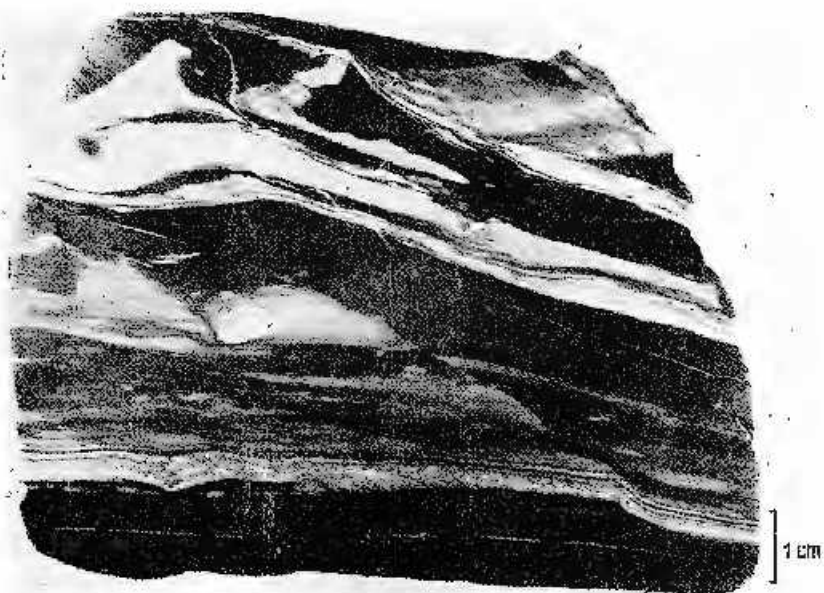


10

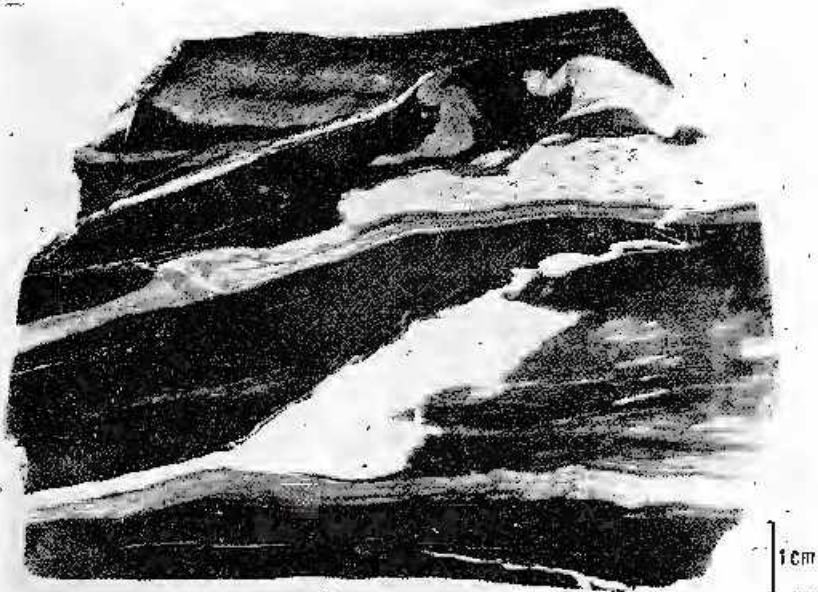
PLANȘA XI

Fig. 1, 2. — Structuri de curgere (slumpinguri) în marnocalcarele și siltitele complexului silicios violaceu de pe valea Crișul Alb.
„Slumpings” dans les marnocalcaires et les siltites du complexe siliceux violacé de la vallée du Crișu Alb.





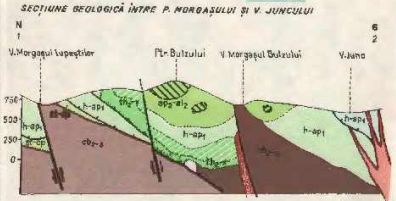
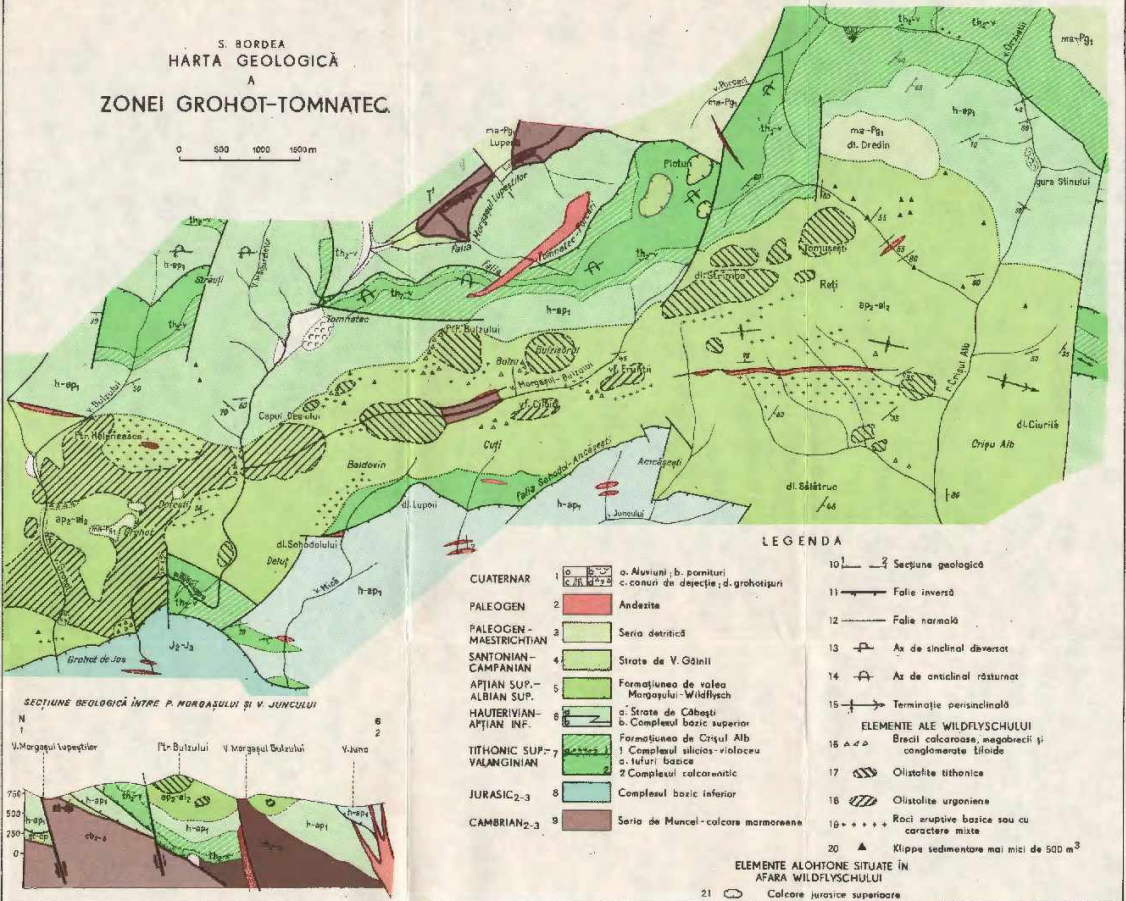
1



2

S. BORDEA
HARTA GEOLOGICĂ
A
ZONEI GROHOT-TOMNATEC.

0 500 1000 1500m



- CUATERNAR**
- 1 a. Aluvii; b. printruri; c. conuri de deșeție; d. grohotisuri
- PALEOGEN**
- 2 Andezite
- PALEOGEN - MAESTRICHTIAN**
- 3 Seria detritică
- SANTONIAN - CAMPANIAN**
- 4 Strata de V. Gâinii
- APȚIAN SUP. - ALBIAN SUP.**
- 5 Formațiunea de valea Margașului - Wildflysch
- HAUTERIVIAN - APȚIAN INF.**
- 6 a. Strata de Căbești; b. Complexul basic superior
- TITHONIC SUP. - VALANGINIAN**
- 7 Formațiunea de Ciurii Alb; 1 Complexul silicio-violetaceu a. tufuri baze; 2 Complexul calcaros
- JURASIC 2-3**
- 8 Complexul basic inferior
- CAMBRIAN 2-3**
- 9 Seria de Muncel - calcare marmoreane

- LEGENDA**
- 10 1-2 Secțiune geologică
 - 11 Faltă inversă
 - 12 Faltă normală
 - 13 Ax de sinclinală diversat
 - 14 Ax de anticlinală răsturnat
 - 15 Terminație perisinclinală
- ELEMENTE ALE WILDFLYSCHULUI**
- 16 Brecci calcaroase, megabloci și conglomerate litoid
 - 17 Olistolite tithonice
 - 18 Olistolite urgoniene
 - 19 Rocă eruptivă basică sau cu caracter mixt
 - 20 Klippe sedimentare mai mici de 500 m³
- ELEMENTE ALOCTONE SITUATE ÎN AFARA WILDFLYSCHULUI**
- 21 Calcare jurasice superioare

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

UNELE OBSERVAȚII PRIVIND STRATIGRAFIA ȘI TECTONICA REGIUNII BREAZA-BECLEAN-CEPARI (TRANSILVANIA DE NORD)¹

DE

ION BUCUR, ROMULUS BOTEZ, CHEORGHE MITREA²

Abstract

Some Observations concerning the Stratigraphy and Tectonics of the Breaza-Beclean-Cepari Region (North Transylvania). In the above region the authors have succeeded to achieve a detailed orientation of the Helvetian, lithologically composed of horizons which display important facies variations west-eastwards. It is worthy mentioning that the Tortonian is unconformable with respect to the Helvetian, and is starting with conglomerates.

Introducere

Studiul geologic al sedimentarului Neogen de la rama nordică a depresiunii, ne-a permis înregistrarea unor observații care redeschid discuțiile asupra plasării în scara stratigrafică a anumitor termeni litologici.

Aceste observații privesc cadrul geologic stabilit de Hauer și Stache (1863), Koch (1901) cit și pe cel de dată mai recentă și acceptat de Răileanu și Saulea (1956), Joja, (1956), iar parțial pe cel stabilit de I. Dumitrescu (1952). De asemenea concluziile noastre pot determina și unele aprecieri privind relațiile dintre diverșii termeni ai Neogenului ca și justetța și valoarea scării stratigrafice utilizată pînă acum.

¹ Comunicare în ședința din 16 aprilie 1971 București.

² Întreprinderea de Prospectivă Geologică și Geofizică, Str. Coralilor nr. 20, București.



Desigur că aceste observații nu au pretenția de a oferi soluții certe, în special pentru ultima problemă, întrucât datele au fost obținute într-o zonă redusă ca întindere. Ele însă pot fi apreciate ca o contribuție la completarea edificiului geologic anterior stabilit.

Scurt istoric

În legătură cu lucrările apărute pînă la 1900 întocmite de H a u e r, S t a c h e (1863) și K o c h (1901) se poate rezuma că sedimentarul de la rama nordică a depresiunii transilvane aparține la Neogen și Paleogen subdivizate, de ultimul autor într-o serie întreagă de orizonturi și nivele litologice cu dezvoltare și valoare stratigrafică variabilă.

De altfel concluziile acestor autori ne interesează numai într-un cadru cu totul general, ele neavizînd problemele de detaliu din regiunea de care ne ocupăm.

În perioada 1940-1944 cadrul preocupărilor se restrînge datorită cercetărilor întreprinse de E. B a l o g h pe teritoriul fostului județ Bistrița-Năsăud.

Autorul ajunge în final la concluzia că stratele de Hida aparțin de Miocenul inferior, că ansamblul tufului de Dej reprezintă Miocenul mediu și că la partea superioară se dispune Miocenul superior în cuprinsul căruia ni se amintește și de existența Sarmatianului.

În perioada imediat următoare P ă t r u ț (1952) stabilește că stratele de Salva reprezintă intervalul Aevitanian-Helvetian corespunzînd stratelor de Hida, Coruș și Sînmihal separate de K o c h (1901) precum și o parte din Oligocen.

După același autor complexul tufului de Dej aparține la Helvetian și Tortonian, ultimului termen fiindu-i atribuit de asemenea formațiunea cu sare, șisturile cu radiolari și un facies marnos.

În 1952 P ă t r u ț și A g h e o r g h i e s c i ³ afirmă că în cuprinsul Sarmatianului separat în zona Beclean poate fi întîlnit și Bugloviaul.

Din punct de vedere tectonic reținem faptul că orientarea cutelor din Sarmatianul de la Beclean este diferită de cea pe care am consemnat-o noi pe hartă, ea avînd, în accepția lui P ă t r u ț, o orientare est-vest.

³ I. P ă t r u ț, V. A g h e o r g h i e s c i. Raport geologic asupra părții de nord-vest a bazinului Transilvaniei — Sovrompetrol. 1952. București.



În același an Dumitrescu⁴ constată discordanța dintre Tortonian și Helvețianul dezvoltat în fațes de Hida ca și prezența unui fațes marnos cu tufuri de vîrstă tortonian-bugloviaună dispus normal peste orizontul tufului de Dej.

Mai tîrziu (1955—1956) Lăzărescu⁵ citează la nord-vest de localitatea Breaza conglomerate în baza tufului de Dej. Mai reținem de asemenea din aceeași lucrare o descriere foarte detaliată a complexului tufului de Dej.

În sfîrșit, în 1964 Bulgaru, et al.⁶ separă un Burdigalian conglomeratic care suportă un Helvețian flișoid. În continuare se dispun succesiv pachete flișoide separate prin nivele conglomeratice. Autorii mai susțin existența unor discordanțe în cadrul aceluiași Helvețian.

A) Stratigrafia regiunii cercetate. În regiunea de care ne ocupăm am întilnit depozite aparținînd la Helvețian, Tortonian, Bugloviaună și Cuaternar.

1. Helvețianul

Este reprezentat prin fațesul stratelor de Hida în care am separat următorii termeni litologici, de jos în sus :

Orizontul gresos conglomeratic. La alcătuirea sa litologică iau parte gresii cu granulație de la grosieră pînă la fină, conglomerate și microconglomerate cu elemente de cuarț alb și cenușiu, șisturi cristaline și elemente de gresii bine rulate, gresii șistoase cu oxizi de fier și plante incarbonizate pe anumite fețe de strat, gresii cu nivele subțiri de conglomerate și cărbuni, marne cenușii compacte sau cenușii șistoase cu filme nisipoase.

Nivelele de gresii ca și conglomeratele nu depășesc 1,5 m grosime în timp ce marnele au grosimi decimetrice.

Orizontul apare bine deschis în valea Negrițești în aval de confluența cu pîriul Huta și însumează de la 200 m la 360 m în funcție de gradul de eroziune.

⁴ I. Dumitrescu. Raport geologic asupra regiunii Gherla-Dej-Mișca. 1952. Arh. Inst. Geol. București.

⁵ V. Lăzărescu. Raport geologic asupra regiunii Frîncești-Vîna-Strimbu; Căsești-Cleu. 1955—1956. Arh. Inst. Geol. București.

⁶ A. Bulgaru, D. Socoleanu, A. Radu. Prospekțiuni pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în NV Bazinului Transilvaniei între Sălăuța și valea Bistriței inclusiv munții Bîrgăului. 1964. Arh. Inst. Geol. București.



Orizontul marnos-grezos inferior. Se dispune în continuitate de sedimentare peste orizontul descris mai sus. În componența sa litologică se întilnesc gresii cu granulație medie și fină, gresii grosiere cu structură ușor curbicorticală, gresii slab cimentate cu elemente de pietriș, toate acestea alternând în proporții egale cu marne compacte sau marne cu aspect șistos.

Din punct de vedere paleontologic remarcăm faptul că conținutul micropaleontologic deși nu este caracteristic este frecvent întâlnit și citat în depozitele helvețiene inferioare și medii din țara noastră.

Un profil complet prin aceste depozite ni-l oferă valea Negriștești în jurul cătunului Purcăreșu unde pot fi întâlnite pe o grosime de 200-300 m.

Orizontul marnos. Este prin excelență marnos, în succesiunile sale putându-se întâlni marne cenușii compacte în strate de la 5 cm la 2 m, alături de care mai apar marne cărbunoase și marne nisipoase cu intercalații de gresii în strate de 1-5 cm grosime.

Trebuie semnalat faptul că la vest de zona cercetată acum, orizontul marnos comportă intercalații de conglomerate pierzându-și astfel individualizarea ca și caracteristicile litologice. Orizontul marnos însumează cea 200 m grosime.

Orizontul grezos-conglomeratic superior. Reprezintă o recurență facială în cuprinsul stratelor de Hida. O caracteristică a sa o constituie prezența stratificației încrucișate. La alcătuirea sa iau parte gresii grosiere în bancuri metrice; gresii microconglomeratice cu lentile și nivele de pietrișuri sau conglomerate, gresii cu enclave de marne și cărbuni, conglomerate și pietrișuri formate din șisturi cristaline și gresii remaniate din orizonturile mai inferioare.

Alături de acestea mai apar marne cu lentile de cărbuni și pietrișuri.

Cît privește zona de afloriment, aceasta se plasează în valea Negriștești în aval de Breaza (vezi pl. 1).

Orizontul marnos-grezos superior. Este orizontul cu o largă dezvoltare în zona cercetată. La alcătuirea sa iau parte: gresii fine în strate centimetrice, gresii grosiere dure, gresii friabile micafere dispuse în plăci și cu hieroglife inferioare, marne cenușii compacte, marne șistoase și marne nisipoase toate alternând cu pachetele de gresii mai sus descrise.

Studiul microfaunistic al marnelor au indicat o asociație formată din: *Bulimina pyrula* d'O r b; *Spionina reticulata* (C z y z e k); *Nodo-*



saria longiscata d'Orb; *Bolivina danvillensis* Howo și Wallacee; *Hyperammina elongata* Brady care atestă prezența Helvețianului superior⁷. Apreciem grosimea orizontului la cca 450 m în valea Negrilești.

Orizontul grezos-nisipos. Este singurul orizont care se menține constant la partea superioară a stratele de Hida. Depozitele acestui orizont sînt constituite din bancuri masive de gresii și nisipuri pînă la 10 m grosime prezentînd o granulație de la fină pînă la grosieră, nisipuri cu numeroși trovanți, conglomerate și pietrișuri dezvoltate lenticular.

Între bancurile de gresii apar și marne. Semnalăm de asemenea la partea cea mai superioară a orizontului un pachet de marne urmărilor pe distanță mare și gros de cca 5-7 m.

Din punct de vedere faunistic semnalăm prezența unei microfaune identice cu cea descrisă în cadrul orizontului precedent.

Grosimea întregului orizont este de cca 200 m și el încheie seria depozitelor helvețiene cunoscute ca strate de Hida. Acestea se dispun în zonă imediat vecine peste stratele de Chechiș și suportă Tortonianul cu tufuri în care apar exemplare de *Candorbulina univērsa* sinonimă cu *Orbulina suturalis* și globigerine de talie mare. Aceste date susțin vîrsta helvețiană pentru întreaga stivă de sedimente, care alcătuiesc complexul de Hida, care are o grosime de cca 2000 m.

2. Tortonianul

La alcătuirea sa iau parte următoarele orizonturi: orizontul conglomeratic; orizontul tufului de Dej, orizontul brechiei sării (orizont grezos) și orizontul marnos.

Orizontul conglomeratic. Apare de obicei în baza tufului de Dej avînd întotdeauna o poziție discordantă față de termenii superiori ai stratele de Hida. Aceste argumente ne determină să afirmăm că Tortonianul prin acest termen bazal, deschide un nou ciclu de sedimentare pe rama nordică a depresiunii transilvane. Fenomenul nu este local intrucît situații similare au fost întîlnite de Bucur în 1955 în zona Mintiu-Cepari ca și pe rama sudică a depresiunii Transilvaniei, în zona Arpașul de Sus de către același autor în 1958. Trebuie reținut faptul că orizontul conglomeratic către vest de zona Breaza este mai greu de urmărit datorită

⁷ R. Botcz, Gh. Mițrea. Cercetări geologice în regiunea Reteag-Breaza-Beclean. 1970. Arh. Min. Petrol și I.P.G.G. București.



în special faptului că pe direcție, conglomeratele trec în gresii și nisipuri, uneori acestea fiind ușor depășite de tuful de Dej.

Litologie orizontul conglomeratic este alcătuit din șisturi cristaline, elemente de cuarț rulat, menilite oligocene și calcare alb-lăptoase în care G. b. Mitrea a întâlnit un fragment amonitic (partea ventrală) greu determinabil dar care trădează, pe rama nordică a depresiunii transilvane, existența (în profunzime) a unor depozite jurasic-superioare—cretacic-inferioare.

Alături de elementele mai sus descrise apar pietrișuri, totul fiind prinse într-un ciment grezos-calcaros. Grosimea orizontului bazal tortonian variază între 0 m și 50 m.

Orizontul tufului de Dej. În componența sa intră tufuri verzi fine dacitice în bancuri metrice, tufuri grezoase cu intercalații de marne tufacee micafero și nisipuri fine cu enclave de marne verzui. Cu totul sporadic apar unele nivele de microconglomerate.

Asociația microfauistică a acestui orizont este alcătuită din: *Candorbulina universa* Jedlitska sinonimă cu *Orbulina suturalis* Bron.; *O. universa* d'Orb; *Globigerina trilocolinoides* Pulmer; *G. bulloides* d'Orb; *G. triloba* (exemplarele aparținând ultimelor trei specii au talie mare) *Saccummina placenta* (Grzyb) *Bulimina pupoides* d'Orb; *Bathysiphon filiformis* Sars.

Reținem de asemenea că tuful de Dej se prezintă discordant (în unele cazuri) față de Helvețian și că atât el cât și conglomeratul bazal poate fi întâlnit bine deschis în zona Breaza.

Orizontul brecei sării. Apare numai în zona de la nord de Beclean fiind alcătuit dintr-o masă marnoasă frământată care înglobează elemente de gresii și marne cu cflorescențe de sare. Uneori apar izvoare sărate și chiar acumulări cu sare pură.

Brecei sării la vest de Beclean îi corespunde un nivel de gresii care în continuare către vest este suportat de gresii cu *Lithothamnium*. Ambii termeni corespund brecei sărate dezvoltate la nord-est de Beclean.

Orizontul marnos. Încheie scara depozitelor tortoniene fiind alcătuit din marne cenușii compacte, marne nisipoase și marne mărunț stratificate. La partea superioară în unele locuri se intercalează un tuf dacitic alb care suportă discordant Buglovianul. Orizontul marnos Tortonian conține exemplare de *Spiralis subtarchanensis*. Bănuim că în baza pachetului poate fi întâlnit și nivelul cu radiolari.



3. Tortonian-Bugloviianul

Am inclus în cadrul acestui termen o serie de depozite dezvoltate la nord-vest de Cepari. Lipsa unor dovezi fannistice concludente ca și asemănările faciale ne-au determinat să le considerăm împreună. Sintem confrunțați aici cu un facies marnos cu intercalații de nisipuri și uneori și gresii.

4. Bugloviianul

Ocupă un sector destul de întins în regiunea Beclean fiind alcătuit în bază dintr-un orizont grezos nisipos cu rare intercalații de marne și orizont superior-marnos în care se intercalează un tuf cenușiu-alburiu paralelizabil cu cel de Ghiriș. Menționăm că în ambele orizonturi a fost întâlnită o asociație microfannistică bugloviiană, în care forma de *Cibicides lobatulus* (Walker și Jacob) apare foarte frecvent.

B) Tectonica regiunii cercetate. Informațiile de care dispunem ne determină să afirmăm că structura sedimentarului este dominată de mai multe stiluri tectonice. Se poate vorbi astfel de structura homoclinal-helvețiană pe fondul căreia se individualizează două accidente rupturale importante și anume falia Strîmbu-Breaza în nord cu orientare vest-est la care se racordează o alta tot așa de importantă, falia Negrilești pe direcția nord-sud. Vîrsta acestora este antetortonian-inferioară întrucît orizontul bazal tontonian se dispune discordant peste Helvețian. În jurul localității Breaza prima falie are un salt de 400 m punînd în contact Helvețianul inferior de la sud de falie cu cel mediu-superior de la nord.

În cuprinsul Helvețianului au mai fost întîlnite cîteva cîte sinclinale și anticlinale mai reduse ca întindere orientate în general nord-sud. Structurii Helvețianului i se suprapune cea a Tortonianului și Bugloviianului.

Acceptăm această suprapunere numai în sens geometric și nu geotectonic întrucît Tortonianul marchează o discordanță față de Helvețianul subjacent și în plus intervine, în apropierea zonei de afloriment a formațiunii cu sare fenomene structurale specifice așa cum apare în zona de nord și nord-est de Beclean. Remarcăm de asemenea orientarea structurilor din Tortonian și Bugloviian pe direcția nord-sud ca și gradul de tectonizare destul de avansat.

Considerații paleogeografice și paleoecologice

Faza de entare iaramică care constituie pentru depresiunea Transilvaniei penultima etapă a primei sale perioade de evoluție geologică



(I. Bucur 1968) a marcat desăvîrșirea structurii sedimentarului cristalino-mezozoic.

În continuare la rama nordică are loc depunerea de formațiuni groase paleogene și neogene inferioare cu caractere faciale foarte variate (de la lipuri epicontinentale la cele de fliș tipic sau atipic) pentru ca apoi să înceapă cea de-a treia etapă a depresiunii transilvane și anume subsidenta. Acest fenomen s-a manifestat cu precădere în zonele sale centrale fiind în funcție de evoluția unui masiv cristalino-mezozoic central denumit de Bucur încă din 1960⁴ „uscatul transilvan”.

Revenind la zona de care ne ocupăm se poate spune că evoluția cristalinelui Preluca și a prelungirilor sale către est a determinat depunerea unei molase helvețiene groase în cuprinsul căreia se întîlnesc tipuri faciale epicontinentale sau de mare cu profunzimi variabile în funcție de mișcările oscilatorii verticale ale cristalinelui amintit.

În timpul Tortonianului și Buglovianului se pare că sedimentarea are loc sub influența evoluției unui bazin marin ceva mai adînc cu excepția perioadelor de debut (Tortonian) cînd întregul bazin transilvan marchează o ridicare generală prilejuind formarea evaporitelor.

Oît privește condițiile de viață din timpul etajelor întîlnite în regiune, se poate afirma că dezvoltarea unor foraminifere bentonice în timpul Helvețianului este intim legată de un bazin marin aerat cu adîncime ce nu depășea 300 m.

Prezența unor foraminifere bentonice aglutinante ca *Hyperammia* și *Cyclammia* atestă afinități cu domeniul panonic, în timp ce prezența unor specii planctonice și bentonice demonstrează că bazinul de sedimentare a căpătat profunzime cu timpul ducînd în final la dispariția faunei cu *Hyperammia* și *Cyclammia*.

Începutul Tortonianului este caracterizat de apariția exemplarelor de globigerine de talie mare la nivelul tufului de Dej și a exemplarelor de *Spiralis* la partea sa terminală.

Condițiile de viață care s-au instalat în Tortonian se mențin și în Buglovian favorizînd de data aceasta dezvoltarea explozivă a genului *Cibicides lobatulus*.

Deși depozite sarmațiene nu apar în regiune, pe baza concluziilor din zonele imediat vecine se pare că în această perioadă de timp viața marină se dezvoltă în aceleași condiții, schimbări mai esențiale realizîndu-se abia în timpul depunerii depozitelor pliocene.

⁴ I. Bucur. Sintetizare preliminară a rezultatelor geologice în depresiunea Transilvaniei. 1960. Arh. Min. Petrol și I.P.G.G. București.



BIBLIOGRAFIE

- Bucur I. (1970) Considerațiuni privind ansamblul structura lde adâncime din Depresiunea Transilvaniei. *D. S. Inst. Geol. LV/5*, București.
- (1966) Asupra prezenței mediteranianului inferior în zona Sebeșul de Sus. *D. S. Inst. Geol. L.II/1*, București.
- Haner Fr., Stache G. (1863) *Geologie des Siebenburg*. Wien.
- Joja Th. (1956) Observații de ordin stratigrafic în regiunea din jurul localității Jibou. *An. Com. Geol. XXIX*, București.
- Koch A. (1901) *Die Tertärbildungen des Beckens der Siebenburg. Landteile Paleogen (1894) Neogen (1900)*, Budapest.
- Pătruș I. (1952) Geologia regiunii Beclean. *D. S. Inst. Geol. XXXIV*, București.
- Răileanu Gr., Saulea E. (1956) Paleogenul din regiunea Cluj-Jibou (NV Bazinului Transilvaniei). *An. Com. Geol. XXIX*, București.
- Vancea A. (1960) Neogenul Bazinului Transilvaniei. Ed. Academiei R.P.R., București.

QUELQUES OBSERVATION SUR LA STRATIGRAPHIE ET LA
TECTONIQUE DE LA RÉGION DE BREAZA-BECLEAN-CEPARI
(N. DE LA TRANSYLVANIE)

(Résumé)

Nos investigations effectuées sur le bord septentrional de la dépression de Transylvanie entre Dej et Beclean nous conduisent à quelques conclusions intéressantes sur la stratigraphie du Néogène.

Au sein de la molasse helvétique nous avons séparé six termes lithologiques dont la variation en direction W—E est une réalité évidente. Ces phénomènes sont imputables à l'évolution du massif cristallin de Preluca (sud de Baia Mare) qui par quelques prolongements avance vers la zone investiguée conduisant au dépôt d'une lithologie variée.

Le Tortonien, le second terme dont nous nous sommes occupé ne débute pas par le tuf de Dej comme il est consigné dans la littérature de spécialité mais par des conglomérats disposés en discordance sur les couches de Hida. Les auteurs ont rencontré pareilles occurrences aussi dans la zone située au NW de Cepari et à l'W de Făgăraș (Arpaș) en 1955 et en 1958.

Les conglomérats supportent le complexe des tufs dacitiques verdâtres (tuf de Dej) surmontés par la formation salifère, la série s'achevant par les marnes à Radiolaires (?) et à *Spirialis subtarchanensis*.

Il y lieu de remarquer que parfois le Buglowien présente certaines discordances par rapport au Tortonien, phénomène qui pour le moment ne saurait être généralisé.

Au point de vue tectonique nous notons l'existence de certaines failles à rejet considérable dû au soubassement cristallin-mésozoïque profond.



EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région de Breaza-Beclean-Cepari.

Quaternaire : 1, alluvions ; 2, terrasses ; 3, éboulements. Buglowien : 4, horizon marneux ; 5, horizon gréseux. Tortonien non-divisé — Buglowien : 6, Tortonien : 7, horizon marneux ; 8, horizon du brèche du sel et horizon gréseux ; 9, horizon du tuf de Dej ; 10, horizon conglomératique. Helvétien : 11, horizon gréseux ; 12, horizon marneux-gréseux supérieur ; 13, horizon gréseux conglomératique supérieur ; 14, horizon marneux ; 15, horizon marneux-gréseux inférieur ; 16, horizon gréseux conglomératique inférieur ; 17, Helvétien non-divisé ; 18, limite stratigraphique normale ; 19, limite de transgression ; 20, axe d'anticlinal ; 21, axe de synclinal ; 22, faille.

Planche II

Colonne stratigraphique synthétique dans la région de Breaza-Beclean-Cepari.

1, grès ; 2, graviers polygènes et conglomérats ; 3, marnes ; 4, sables avec trovants ; 5, tufs marneux ; 6, tufs dacitiques ; 7, tufs gréseux ; 8, marnes à *Lithothamnium* ; 9, marnes sableuses ; 10, gypses ; 11, brèche du sel avec massifs de sel ; 12, grès à *Lithothamnium* ; 13, marnocalcaires ; 14, sables tuffacés à enclaves de marnes vertes.



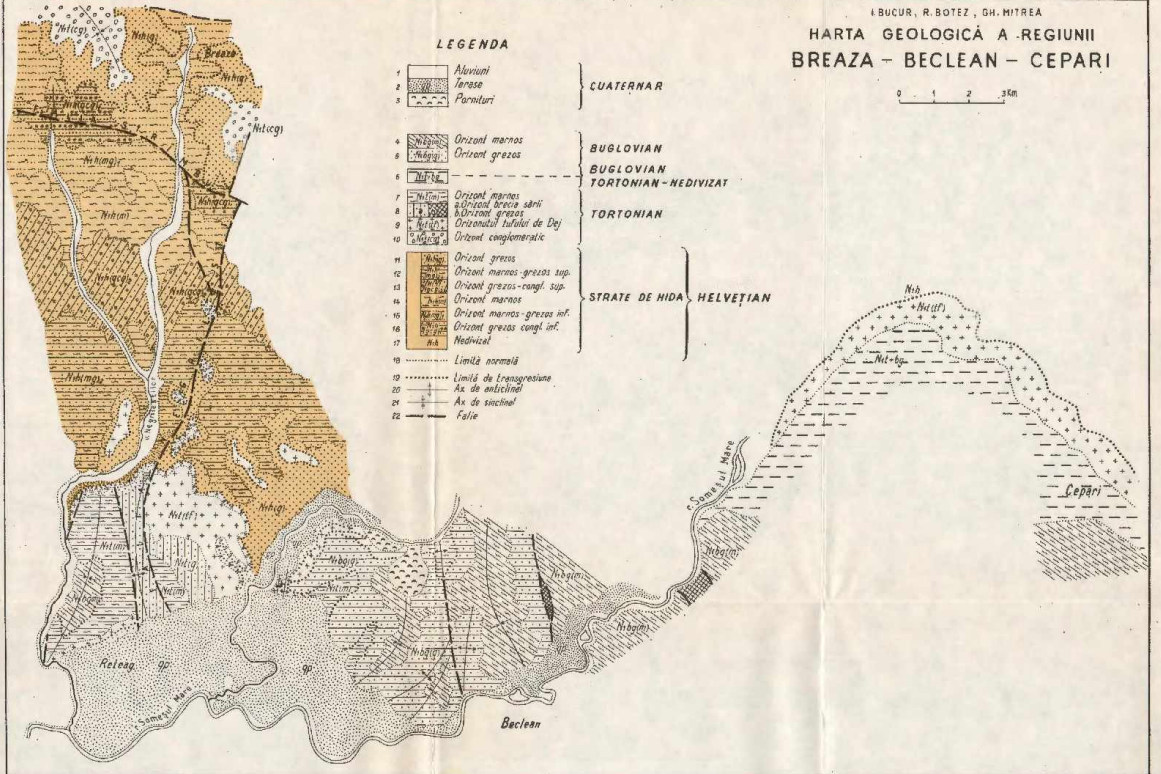
ION BUCUR, R. BOTEZ, GH. MITREA

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII
BREAZA - BECLEAN - CEPARI

0 1 2 3 km

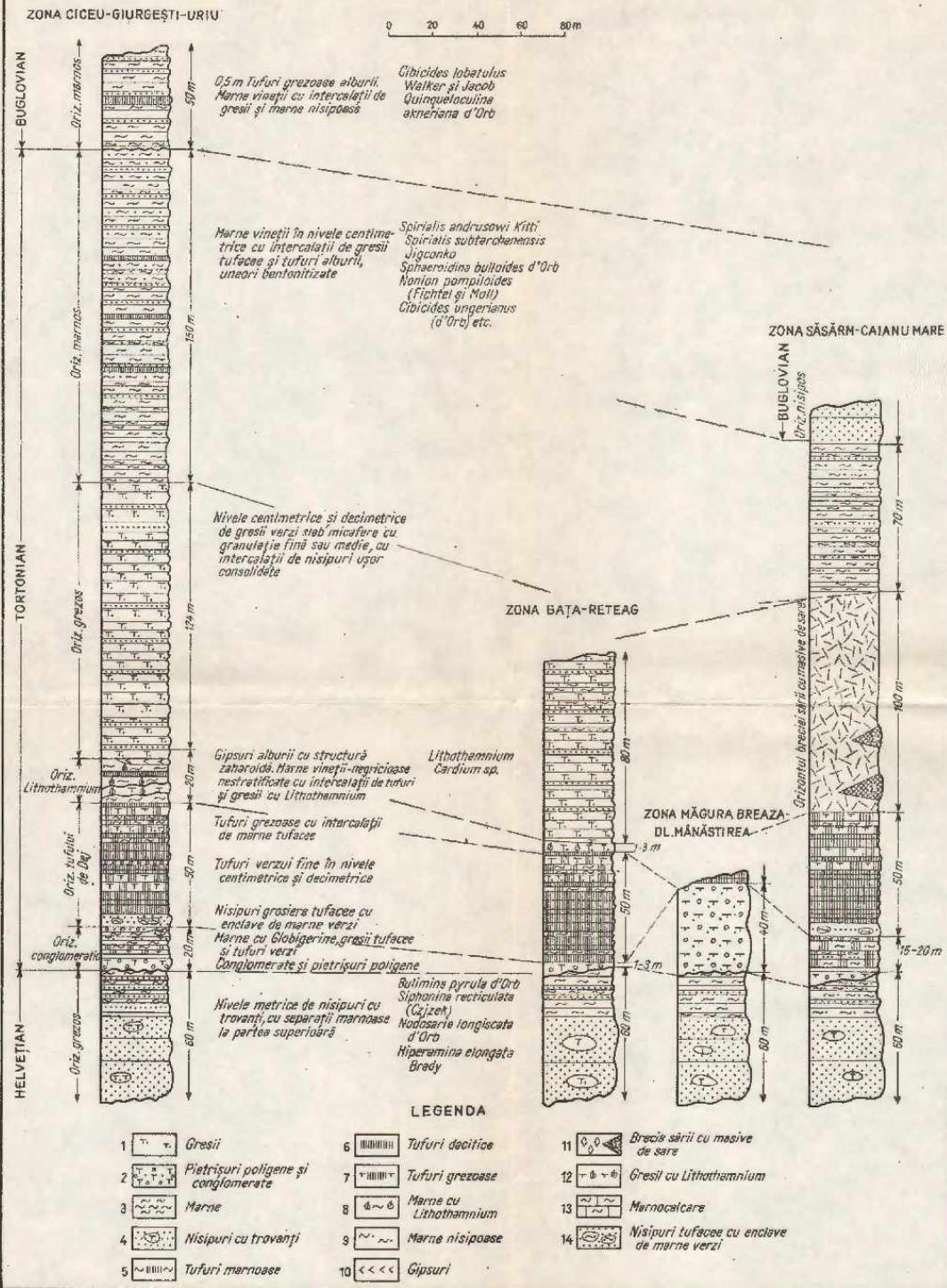
LEGENDA

- | | | |
|----|----------------------------|--------------------------------------|
| 1 | Aluviuni
terase | } CUATERNAR |
| 2 | Parcuri | |
| 3 | | |
| 4 | Orizont marne | } BUGLOVIAN |
| 5 | Orizont gresii | |
| 6 | Mitrea | } BUGLOVIAN
TORTONIAN - MEDIVIZAT |
| 7 | Orizont marne | |
| 8 | Orizont gresii | } TORTONIAN |
| 9 | Orizontul tufurilor de Dej | |
| 10 | Orizont conglomeratic | |
| 11 | Orizont gresii | |
| 12 | Orizont marne gresii sup. | } STRATE DE HIDA } HELVEȚIAN |
| 13 | Orizont gresii-congl. sup. | |
| 14 | Orizont marne | |
| 15 | Orizont marne-gresii inf. | |
| 16 | Orizont gresii congl. inf. | |
| 17 | Mediviz | |
| 18 | | |
| 19 | Limită normală | |
| 20 | Limită de transgresiune | |
| 21 | Ax de anticlină | |
| 22 | Ax de sinclină | |
| 23 | Falte | |



I.BUCUR, R. BOTEZ, GH. MITREA

COLOANE STRATIGRAFICE SINTETICE REGIUNEA BREAZA-BECLEAN PE SOMEȘ-CEPARI



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

**CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA DEDA-GURGHIU-
-SOVATA¹**

DE

ION BUCUR, ROMULUS BOTEZ, PETRE CUCU, CONSTANTIN DRAGU,
VIRGIL PLEȘEA, TRANDAF POPESCU²

Abstract

Geological Research in the Deda-Gurghiu-Sovata Region. When investigating a zone located along the eastern border of the Transylvania Basin, between the Mureș and Tirnava Mică rivers, new geological data were obtained; they give us a more complete and approaching the reality picture thus constituting a starting point for subsequent works as to deciphering stratigraphy and tectonics of the Transylvania Basin. Relying on faunal evidence, the stratigraphy of the Tortonian was minutely studied, the Buglowian was distinguished, and details and precisions of stratigraphic order in the Sarmatian (Volhynian, Bessarabian) and Pliocene (Meotian, Pontian) were given. These data represent new contributions as to the phases of knowledge related to the stratigraphy of the basin. Tectonically the structural arrangement is presented in a new light due to some originating phenomena, which have displayed in a close interdependence with the most important phases of alpine folding that has led to the modifying of the concepts regarding the structure of this geological province (Bucur, 1968).

Introducere

Studiile întreprinse după 1950^{3,4} în bazinul Transilvaniei, avînd ca obiectiv întocmirea hărții geologice regionale care să permită aprecieri privind zonele de interes pentru hidrocarburi, au determinat reluarea

¹ Comunicare în ședința din 30 aprilie 1971.

² Întreprinderea de Prospectiuni Geologice și Geofizice, str. Coralilor nr. 20, București.

³ I. Bucur, K. Müntz. Cercetări geologice în regiunea Sovata-Ieghin. 1956. Arh. Min. Petrolului și I.P.G.G. București.

⁴ I. Bucur. Depresiunea Transilvaniei. Sintetizare preliminară a rezultatelor geologice. 1960. Arh. Min. Petrolului și I.P.G.G. București.



cercetărilor de detaliu în 1967 în zona dintre riurile Mureș și Tîrnava Mică. Cu această ocazie s-au obținut o serie de date geologice noi privind Neogenul superior.

Scurt istorie

Primele informații privitoare la zona cercetată de noi le avem de la Koch (1900) care descrie în văile Nirajului și Tîrnavelor depozite sarmațiene și pontiene. La Gurghiu și Jabenita, același autor menționează pentru prima dată existența formațiunii cu sare și fenomenul de străpun-gere al acesteia.

Mai târziu Böeckh (1912) întocmește o hartă structurală a întregului bazin, menționînd și date asupra zonei cercetate de noi.

Pe aceeași linie se înscrie și lucrarea lui Mrazec și Jekelius (1927) care aduce noi date asupra structurii interne a bazinului transilvan și a conexiunilor sale.

După 1930 preocupările geologice privind bazinul Transilvaniei sînt legate în special de activitatea geologilor Erni, Vancea și Ciupagea.

Astfel, Erni (1929) descrie și plasează pentru prima dată tuful de Bazna la limita Sarmațian-Pliocen, atribuindu-i rolul de reper.

Ciupagea (1935) consideră că între Sarmațian și Pontian există o zonă de tranziție cu faună mixtă de ceriți și congerii, insistînd de asemenea asupra rolului de reper al tufului de Bazna.

Vancea (1960) întocmește o lucrare cu caracter de monografie a întregului bazin, menționînd pentru zona cercetată de noi depozite de vîrstă tortoniană, sarmațiană, și pliocenă precum și produse vulcanice cunoscute ca aglomerate andezitice.

Același autor, în 1965, abordînd problema limitei Sarmațian-Pliocen la nord de Tirgu Mureș, consideră că aici Pliocenul este transgresiv prin termenul său inferior. Meotianul, peste un Sarmațian inferior și mediu, consemnînd totodată că astfel de lacune se întîlnesc în multe zone din bazin și că limita Sarmațian-Pliocen se plasează mai jos de reperul tufului de Bazna.

Un punct de vedere oarecum diferit este exprimat de către R. Ciocîrdel (1952) care între Reghin și Bistrița separă depozite burdigaliene, helvețiene, tortoniene, sarmațiene și pliocene. Autorul susține de asemenea că sarea și tuful de Dej sînt de vîrstă helvețiană și că Tortonianul este alcătuit din conglomerate și marne fosilizere.



Cît privește zona Reghin, niciuna din lucrările ulterioare nu au demonstrat prezența Burdigalianului și Helvețianului ca și vîrsta helvețiană a formațiunii cu sare.

În 1956 I. Bucur și K. Müntz separă între rîurile Mureș și Tîrnava Mică depozite de vîrstă tortoniană, sarmațiană și pliocenă și aglomerate andezitice, menționînd în zona Orșova și Ideciu prezența Bugloviianului. Autorii dau o imagine structurală nouă a zonei cercetate.

Dumitriu et al.⁶ în 1960 atribuie Tortonianului numai formațiunea cu sare, Bugloviianului un facies marnos, Sarmațianului inferior și mediu conglomerate și marne iar Pliocenului un orizont marnos (probabil Mecșian) și un altul marnos-nisipos superior (Ponțian).

Notăm în sfîrșit apariția în 1965 a hărții geologice a R.S.R. scara 1 : 200.000 editată de Institutul Geologic. Pe foile Tîrgu Mureș și Bistrița, în zona care interesează prezenta lucrare sînt separate depozite aparținînd Pliocenului și Miocenului superior. În cadrul seriei miocene s-a evidențiat prezența Sarmațianului (Volhinian-Bessarabian) și Tortonianului (brecia sării cu masive de sare).

Stratigrafia

În cuprinsul zonei cercetate apar depozite de vîrstă miocenă, pliocenă și cuaternară precum și produsele explosive ale lanțului eruptiv Harghita-Călimani cunoscute sub numele de aglomerate andezitice.

Miocenul. La alcătuirea Miocenului iau parte depozite de vîrstă tortoniană, bugloviană și sarmațiană.

1. Tortonianul

A fost urmărit în lungul citorva benzi, mai mult sau mai puțin continui, între Ideciu și Sovata (vezi harta geologică). În cadrul lor s-au separat două orizonturi: orizontul breciei cu masive de sare și orizontul nisipos.

Orizontul breciei cu masive de sare. Reprezintă termenul stratigrafic cel mai vechi din cuprinsul zonei cercetate. Brechia sării este constituită dintr-o matrice marnoasă-nisipoasă, cenușie, în care sînt incluse tipuri

⁶ M. Dumitriu, Cristina Dumitriu, Victoria Zotta, Ofelia Radu. Prospekțiuni geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în bazinul Transilvaniei, zona valea Mureșului și valea Tîrnava Mică cuprinzînd zona cutelor diapire la W și marginea aglomeratelor andezitice la E. 1960. Arb. M.I.M.G. București.



foarte variate de roci și anume : calcare cenușii și gresii micafere mezozoice (paralelizare megascopice), șisturi cristaline, cuarț alb și cenușiu, gresii curbicorticale și blocuri de microconglomerate.

Un aspect particular îl prezintă aflorimentele breicioase din valea Gurghiului unde elementele amintesc de faciesul marnelor de Gura Beliei de vîrstă senoniană, alături de grezo-calcare diaclazate, diaclazele fiind umplute cu calcită.

Brecia sării în zona Ideciu de Jos, Orșova și Sovata prezintă acumulări apreciabile de masive de sare exploatare în trecut.

În legătură cu originea acestei brecii, reiese din cele de mai sus că ea este sedimentară aproape în totalitate și nu tectonică.

Cît privește extinderea brechiei, forajele au demonstrat că aceasta este prezentă în întregul bazin transilvan.

În zona cercetată de noi, grosimea brechiei se apreciază în jurul a 300 m.

Orizontul nisipos. Peste brechiile tortoniene de la Ideciu și Orșova se dispun nisipuri a căror vîrstă tortonian-superioară este atestată de conținutul microfaunistic. Ele apar bine deschise la Ideciu de Sus și Ideciu de Jos. La Orșova aceleași nisipuri conțin și intercalații de pietrișuri. În nisipuri, la diverse nivele se intercalează marnă cu un conținut microfaunistic compus din : *Globigerina bulloides* d'O r b., *Globigerinella aequilateralis* Brady, *Bulimina inflata* Sequenza, *Bulimina elongata* d'O r b., *Bulimina pupoides* d'O r b., *Streblus becarii* (Linné), *Cibicides connoideus* (C s y z e k), *Asterigina planorbis* d'O r b., *Globorotalia scitulla* (Brady), *Globorotalia crassula* (Cush. și Stew.), *Globotruncana linnaeana* (d'O r b.), *Ammodiscus incertus* (d'O r b.), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Pullenia bulloides* d'O r b., *Elphidium mucellum* (Fichtel și Moll).

Din nisipurile de la Orșova s-au colectat de asemenea probe care ne-au indicat că ne găsim la nivelul orizontului marnelor cu *Spirallia*, Tortonian superior.

În zona Deda-Gurghiu-Sovata separarea Tortonianului superior se menționează acum pentru prima dată. Grosimea sa este estimată de noi la cea 400 m.

2. Bugloviianul

Prezența depozitelor bugloviene la suprafață este legată de ridicările diapire de la Ideciu, Jabenita și Orșova.



La sud de Ideciu de Jos, Buglovianul este întâlnit în axul unor cute anticlinale, separarea acestora realizându-se pe baza prezenței unor tufuri corelabile cu tuful de Ghiriș.

Înă din 1956 L. B u e u r și K. M ū n t z citează la Ideciu prezența Buglovianului, ca de altfel și la Orșova.

În urma cercetărilor noastre, în jurul localității Orșova, Buglovianul ocupă o suprafață restrânsă datorită transgresiunii Sarmațianului și Pliocenului.

Buglovianul este alcătuit, din punct de vedere litologic, din marne cenușii, compacte, cu intercalații de marne nisipoase cu rare nivele de gresii foarte subțiri.

Marnele conțin forme de *Ervilia* sp. și o bogată microfaună în care se remarcă erupția formelor de *Cibicides lobatulus*.

Peste marnele de la Ideciu se dispune un pachet marno-nisipos cu câteva intercalații de tufuri alb-gălbui, fine, uneori sticloase, alteori grezoase. Aceste tufuri s-ar situa la limite dintre Buglovian și Sarmațian și le-am echivalat cu tuful de Ghiriș. Apreciem grosimea Buglovianului la cca 600 m.

3. Sarmațianul

Ocupă o zonă foarte întinsă între valea Gurghiului și valea Mureșului, reapărînd și mai spre sud în axul unei cute anticlinale în zona Teleac.

Între Mureș și Gurghiu, Sarmațianul este bine deschis în pîrful Idicel și pe afluenții nordici ai văii Gurghiului.

Menționăm că la nord-est de ridicarea Ideciu-Orșova, Sarmațianul prezintă o litologie deosebită în comparație cu restul regiunii, care permite orientări de amănunt, începînd din bază către termenii săi superiori.

În această zonă am reușit să separăm :

orizontul conglomeratic

orizontul marnos

orizontul marno-conglomeratic

Orizontul conglomeratic se dispune normal peste depozitele bugloviene.

Aceste conglomerate inferioare sînt formate din bancuri masive cu elemente poligene, cu grosimi de la 0,5 la 5 m, în care apar ochiuri sau lentile de marne. Elementele conglomeratice sînt bine rulate, dovedind un transport îndelungat și sînt alcătuite din șisturi cristaline variate, cuarț alb, calcare alb-cenușii mezozoice și diferite tipuri de gresii, unele avînd aceeași vîrstă ca și calcarele.



Apreciem grosimea orizontului la cca 250 m.

Orizontul marnos se dispune la partea superioară a orizontului conglomeratic.

În unele puncte, limita superioară a orizontului este trasată la nivelul unui tuf dacitic (tuful de Idicel), deasupra căruia se dispun din nou nivele de conglomerate.

Din orizontul marnos, în pîriul Jabenîța, pîriul Siregna și pîriul Adrian, s-au colectat forme fosile de *Ervilia* sp.

Tuful mai sus amintit este considerat de Vancea paralelizabil cu cel de Teleac. În această idee, orizontul marnos reprezintă Sarmațianul inferior și mediu.

Probele colectate de noi pentru analize microfaunistice au indicat prezența Volhinianului, atestat de formele: *Sphaeridia papillata* Heron-Allen-Earland (erupție), *Bolivina antiqua* d'Orb., *Bolivina floridiana* CUSH., *Bolivina dancillensis* Howe, Wallace, *Streblus beccarii* (Linné), *Elphidium crispum* (Linné), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinella aequilateralis* Brady, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globorotalia scitula* (Brady), *Gümbelina globulosa* (Erh.), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Glomospira charoides* (Parker, Johns) var. *corona* CUSH., Jarvis, *Hyperammina elongata* Brady, *Pseudotextularia varians* Rzehak, spiculi de spongieri, radiolari.

Deasupra marnelor cu tufuri, respectiv peste Volhinian, se dispune tot un facies marnos pe care noi îl considerăm ca aparținînd Bessarabianului, în special pe argumente de superpoziție. Conținutul său microfaunistic nu diferă de cel al probelor colectate din Volhinian decît prin apariția unor specii de nonionide (*Nonion granosum* (d'Orb)).

Sintem deci de părere că tuful de Idicel se plasează la limita Volhinian-Bessarabian și că întregul orizont marnos însumează cca 900 m.

Cît privește zona Teleac, Sarmațianul de aici, dezvoltat în facies marno-nisipos, este reprezentat numai prin Volhinian, atestat de conținutul microfaunistic dominat de forma *Sphaeridia papillata* Heron-Allen-Earland alături de *Globigerina bulloides* d'Orb. și *Globigerina triloba* Reuss.

Este posibil ca Bessarabianul în unele zone să fie ascuns sub transgresiunea meoțiană. De altfel el se găsește consemnat împreună cu Volhinianul pe hărțile la scara 1 : 200.000 editate de Institutul Geologic.

Orizontul marno-conglomeratic ocupă o suprafață întinsă la nord-est de valea Gurghiului. La alcătuirea sa litologică iau parte marne cenușii



compacte, marne foioase șistoase cu rare rozete de gips secundar și marne nisipoase cu intercalații centimetrice de șisturi cărbunoase.

O altă caracteristică a acestui orizont o constituie prezența intercalațiilor de conglomerate cu dezvoltare lenticulară, plasate la diverse nivele. Grosimea lor variază între 1 m și 10 m. Alături de conglomerate apar de asemenea și gresii grosiere, uneori microconglomeratice. În nivelurile grosiere se întâlnesc forme de *Cerithium* sp. greu de detașat din masa rocii.

Demn de remarcat este și faptul că în unele profile (Cașva) s-au întâlnit brezii sedimentare, în care se pot recunoaște numai forme de *Cerithium* sp., *Ervilia* sp., *Tapes* sp. Din punct de vedere microfauistic, întregul orizont reprezintă Sarmațianul inferior-mediu, în timp ce în breziile amintite se întâlnesc elemente de microfaună tortoniană, sigur remaniată. Apreciem grosimea orizontului la cea 1450 m.

Variatatea mare litologică a Sarmațianului o punem pe seama mișcărilor oscilatorii care au afectat zona cercetată de noi. Sedimentarea depozitelor grosiere o legăm de fazele de ridicare, în timp ce depunerea de material fin, de coborire a anumitor zone din bazinul de sedimentare. De altfel aceste mișcări de basculă au determinat lipsa în întregime a Kersonianului și a unei părți din Bessarabian.

Diagnozele micropaleontologice și fondul litologic al orizonturilor mai înainte citate constituie argumentele afirmației noastre.

Cît privește grosimea totală a Sarmațianului, considerăm că ea nu depășește 2500 m, fapt confirmat și de forajele executate în zonă.

Dumitriu et al.⁶ consideră că Sarmațianul însumează cea 4000 m grosime. Această grosime nu a putut fi acceptată de noi. Este posibil ca autorii menționați să fi inclus și alți teraeni la Sarmațian.

Pliocenul. Problema separării Miocenului de Pliocen în bazinul Transilvaniei a fost permanent în atenția cercetătorilor. Începînd cu Erni în 1929, s-a acceptat ideea că tuful de Bazna se plasează la limită. În ultima vreme, rezultatele obținute de către geologii Întreprinderii de Prospekțiuni Geologice și Geofizice, duc la concluzia că relațiile dintre Pliocen și Sarmațian sînt de transgresiune, termenii inferiori ai Pliocenului dispunîndu-se peste Sarmațianul mediu sau chiar inferior pînă și în zonele centrale din depresiune. Treptat, treptat, ideea că Sarmațianul superior lipsește în bazinul Transilvaniei capătă tot mai mulți adepți,

⁶ Op. cit. pct. 5.



în special în rîndul geologilor de la Centrala Industrială Gaz Metan Mediaş.

În cuprinsul zonei cercetate de noi, Pliocenul, reprezentat prin Meoţian şi Pontian, se dispune transgresiv peste Sarmatiianul mediu.

Dacă analizăm din punct de vedere microbiostratigrafic întreaga suită de depozite pliocene de la sud-vest de valea Gurghiului, se constată că în partea lor inferioară, incluzînd şi tuful de Bazna, se individualizează o zonă în care domină ostracodele, din abundenţă manifestîndu-se formele de *Cyprideis heterostigma subltoralis* alături de foraminiferele *Streblus becarii* (Linné), care constituie un exemplu de adaptare la mediul salmastru.

Prin corclare cu alte domenii (extracarpătice) se poate susţine că acest segment reprezintă Meoţianul. Se pare însă că Meoţianul bazal nu poate fi susţinut de argumente suficiente, existînd motive care duc la concluzia că poate lipsi prin nedepunere.

Deasupra zonei amintite se individualizează zona cu *Pontoniella löczy* care — pe baza paralelizărilor — reprezintă Pontianul. Trebuie să precizăm însă că în această zonă el ocupă suprafeţe foarte restrinse.

4. Meoţianul

Separarea sa în cuprinsul zonei cercetate se realizează acum pentru prima dată.

Primul cercetător care a susţinut posibilitatea separării Meoţianului în Transilvania a fost A. Vancea care în 1965 îl separă la nord de Tîrgu Mureş, într-o zonă care nu se suprapune cu cea cercetată de noi.

În zona de la sud de valea Gurghiului, faciesul în care apare este marnos în bază, individualizîndu-se aici şi acel pachet de marne foioase cu feţe albe calcaroase şi cu tuf de Bazna. În rest şi către părţile sale superioare, Meoţianul devine marnos-nisipos.

La nord de valea Gurghiului, Meoţianul ocupă de asemenea o suprafaţă întinsă, profilul cel mai complet putînd fi urmărit pe valca Fiţcăului unde suitele îmbracă în totalitate caracterele faciesului marnos. Vîrsta sa este atestată de o întreagă varietate de ostracode, printre care şi forma mai sus citată alături de forme mai vechi, remaniate. Din rîndul ostracodelor cităm forme de: *Caspiocypris candida* Liv., *Lineocypris trapezoidea* Zal., *Cyprideis heterostigma* Reuss, *Candona (Lineocypris) hodonensis* Pok., *C. parallela panonica* Zal., *Cypria papillata* Reuss, *Camptocypris labiata* Zal., *C. acuminata* Zal., *Camptocypris* cf. *C. lobata* Zal.



5. *Ponțianul*

Ocupă o zonă foarte întinsă în bazinul văli Gurghiului unde se dispune în continuitate de sedimentare peste Meoțian. Depozitele sale au fost subdivizate în patru orizonturi și anume: orizontul nisipos inferior, orizontul marnos inferior, orizontul nisipos superior și orizontul marnos superior.

Nisipurile inferioare nu pot fi urmărite în întreaga zonă, întrucât sînt uneori depășite de termeni superiori transgresivi. Din punct de vedere litologic orizontul este alcătuit numai din nisipuri cu lentile cărbu-noase sau nivele de pietrișuri și marne. Deși nu conține faună, am atribuit acest orizont Ponțianului ca prim termen ce se dispune peste Meoțian în continuitate de sedimentare.

În marnele inferioare se întîlnesc uneori și nivele nisipoase. Grosimea orizontului însumează cea 550 m. Nisipurile superioare nu apar ca o bandă continuă în zona cercetată. Faciesul este prin excelență nisipos, cu rare nivele de marne și trovanți. Orizontul este foarte sărac în fosile caracteristice. Grosimea sa nu depășește 300 m.

În sfîrșit, marnele superioare au o apariție destul de sporadică din cauza aglomeratelor andezitice care le acoperă aproape în întregime. Aflorimentele ce se pot întîlni se datorează unei eroziuni profunde a acestor depozite acoperitoare. Grosimea observabilă este de cea 120 m. O caracteristică a sa o constituie bogăția de macrofosile care prezintă însă o slabă conservare. Se întîlnesc aici forme de *Limnocardium sirmyense* Hoernes, *L. fuchsi*, *L. sp.*, *Congeria banatica*, *C. cf. rostriformis* D é s h., *C. cf. inequivalvis* D é s h., *Paradaena aff. lenzi* Hoernes, *Velutinopsis velutina* D é s h., *Planorbis sp.*, *Gyraulus sp.*

6. *Cuaternarul*

Este reprezentat prin terase, aluviuni, pornituri și numeroase grohotișuri de pantă generate de dezagregarea aglomeratelor andezitice.

Tectonica

Structura zonei cercetate este dominată de prezența „liniei sării” între Ideciu și Sovata. Vom fi deci confrunțați cu stiluri specifice de tip diapir, fenomen uneori evoluat pînă la faza paroximală. Și ca o consecință, în imediata vecinătate a liniei diapire vom întîlni o tectonică specifică, cu strate redresate către verticală (Orșova), cute anticlinale cu flancurile foarte strînse, sau afectate de falii.



Apariția la zi a brechiei sării sau masivelor de sare este însoțită întotdeauna de accidente rupturale ce se pot urmări pe distanțe mari.

În zona cercetată, mai exact în valea Gurghiului, a fost detectat un complex tectonic faliat, care redă imaginea structurală foarte complicată a acestui compartiment.

Către nord-vest formațiunea cu sare manifestă aceleași raporturi față de sedimentarul de la contact pînă în valea Mureșului.

Către sud-est întâlnim aceleași relații, urmărirea lor fiind însă întreruptă pe o distanță mare de prezența Pliocenului și a aglomeratelor andezitice, pentru ca tocmai la Sovata brechia sării și sarea să reapară la zi și să determine același stil de cutare.

Cu cît ne depărtăm de zona diapiră, către nord-est și sud-vest, tectonica se schimbă, în sensul că spre nord-est se schițează o serie de cute largi, cu flancurile înclinate.

În încheiere, sîntem de părere că în zonă se întâlnesc mai multe stiluri de cutare și mai adăugăm că structura de adîncime are un stil propriu, dominat de o serie de elemente structurale importante, care determină alte concluzii privind fundamentul bazinului transilvan (I. BUCUR, 1968). Pentru zona de care ne ocupăm acum, aceste concluzii se referă la prezența în profunzime, la meridianul localităților Gurghiu-Iunca Bradului, a unei ridicări (în adîncime) atestată de rezultatele forajelor din zona amintită. În aceste puncte, sondele au întâlnit și staturi cristaline, depozite permieni (noi credem că este prezent și Triasicul) și paleogene, peste care se dispune Miocenul și Paleogenul.

BIBLIOGRAFIE

- Böckh (1912) Über die erdgasführenden Anticlinal züge des Siebens Beckens. *Kgl. ung. Finanzministerium*. Budapest.
- Bucur I. (1970) Considerații privind ansamblul structural de adîncime din depresiunea Transilvaniei. *D. S. Inst. Geol.* LV/5, București.
- Ciupagea D. (1935) Nouvelles donnees sur la structure du bassin Transylvain. *Bull. Soc. Roum. Geol.* II, București.
- Erni A. (1929) Étude sur les gisements de gas naturelles de Transylvanie. *Inst. Nat. Roum. pour l'étude de l'aménagement et l'utilisation de sources d'énergie*. 18, București.
- Koch A. (1900) Die Tertiärbildung des Beckens des Siebenburgischen Landesteile II Neogen Abteilung. *Heransgegeben von d. ung. geol. Gesellsch.* Budapest.
- Mrazec L., Jekelius E. (1927) Aperçu sur la structure du bassin néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gas. *Guide des excursions, Ann. p. l'avancement de la Géologie des Carpathes*. București.



Răileanu Gr., Rădulescu D., Marinescu Fl., Peltz S. (1968) Harta geologică a R.S.R. Foaia Bistrița, Scara 1:200.000. Inst. Geol. București.

— Popescu Fl., Popescu A. (1968) Harta geologică a R.S.R. Foaia Tîrgu Mureș, Scara 1:200.000. Inst. Geol. București.

Vancea A. (1980) Neogenul bazinului Transilvaniei. Ed. Acad. R.P.R. București.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION DE DEDA-GURGHIU-SOVATA

(Résumé)

Les recherches géologiques entreprises dans la partie orientale du bassin de Transylvanie (entre Mureș et Tîrnava Mică) ont conduit à de nouvelles données géologiques sur la stratigraphie et la tectonique de cette région.

À partir d'arguments fauniques on a séparé pour la première fois : l'horizon sableux du Tortonien (équivalent des marnes à *Spirialis*) ; le Buglowien (épanouissement de *Cibicides lobatulus*) ; trois horizons du Sarmatien, en faisant des précisions sur l'âge de celui-ci (Volhynien-Bessarabien) à partir du tuf d'Idiceț et de l'épanouissement de *Sphaeridia papillata* ; quatre horizons du Pliocène avec des détails sur son âge (Méotien, Pontien).

La tectonique de la région est dominée par la „ligne du sol” de Brîncoveniști-Sovata, à partir de laquelle vers l'W on passe à des pils normaux, alors que vers l'E la tectonique est marquée par les agglomérats andésitiques.

La phase de plissement valaque arrive à arranger définitivement la tectonique actuelle de la région.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région de Deda-Gurghiu-Sovata.

Quaternaire : 1, éboulements ; 2, éboulis de pente ; 3, terrasse ; 4, agglomérat andésitique ; Pliocène-Pontien : 5, horizon marneux supérieur ; 6, horizon sableux supérieur ; 7, horizon marneux inférieur ; 8, horizon sableux inférieur ; 9, Méotien ; Sarmatien : 10, horizon marneux-conglomératique ; 11, horizon marneux ; 12, horizon conglomératique ; Miocène : 13, Burdigalien ; Tortonien : 14, horizon sableux ; 15, horizon du brèche du sel ; 16, axe d'anticlinal ; 17, axe de synclinal ; 18, faille ; 19, limite de transgression ; 20, limite normale ; 21, position de la coupe géologique.

Planche II

Carte litho-faciale de la région de Deda-Gurghiu-Sovata.

1, a, alluvions ; b, éboulements ; 2, terrasses ; 3, marnes ; 4, sables ; 5, conglomérats ; 6, brèche ; 7, éboulis de pente ; 8, agglomérat andésitique.



Planche III

Coupes géologiques dans la région de Deda-Gurghiu-Sovata.

1, Quaternaire ; 2, agglomérat andésitique ; Pliocène-Pontien ; 3, horizon marneux supérieur ; 4, horizon sableux supérieur ; 5, horizon marneux inférieur ; 6, horizon sableux inférieur ; 7, Méotien-Sarmatien ; 8, horizon marneux-conglomératique ; 9, horizon marneux ; 10, horizon conglomératique ; Miocène ; 11, Buglowien ; Tortonien ; 12, horizon sableux ; 13, horizon de la brèche du sel ; 14, Helvétien ; 15, Burdigalien ; 16, Oligocène ; 17 faille ; 18, limite de transgression.

Planche IV

Colonne stratigraphique dans le Sarmatien de la vallée de IdiceI, dans les dépôts méotiens (vallée de Fițcău) et dans les dépôts méotiens des vallées de IdiceI et Gurghiu.

1, marne ; 2, marne sableuse, 3, marne sableuse avec films et intercalations de sables ; 4, marnes à intercalations de sable et trovants de grès ; 5, alternance de marne et sable ; 6, marne charbonneuse ; 7, sable ; 8, sable marneux ; 9, grès ; 10, conglomérat ; 11, tuf ; 12, gypse secondaire ; 13, limite de transgression ; 14, macrofaune ; 15, microfaune.

Planche V

Colonne stratigraphique synthétique des dépôts miocènes de la zone de Reghin-Gurghiu.

1, marnes ; 2, marnes sableuses ; 3, gypse ; 4, tuf ; 5, sable ; 6, grès ; 7, graviers ; 8, conglomérats ; 9, brèche du sel.

Planche VI

Colonne stratigraphique synthétique du Pliocène des bassins de la vallée de GurghiuIul et de la vallée de Tirnava Mică.

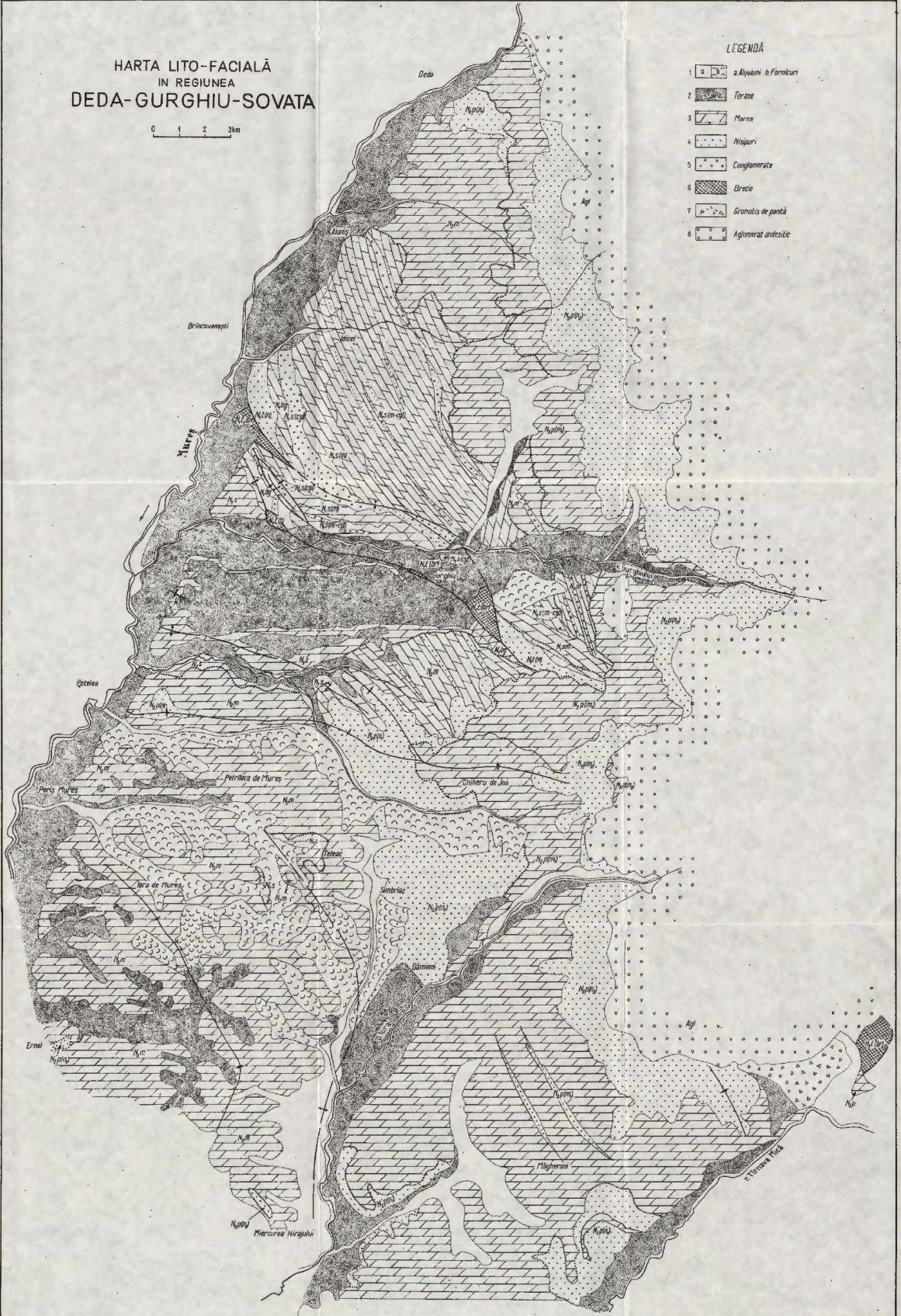
1, agglomérats andésitiques ; 2, sables ; 3, grès ; 4, graviers ; 5, marnes ; 6, marnes avec des films de sable ; 7, marnes faiblement sableuses ; 8, marnes tuffacées ; 9, lentilles charbonneuses.

HARTA LITO-FACIALĂ IN REGIUNEA DEDA-GURGHIU-SOVATA

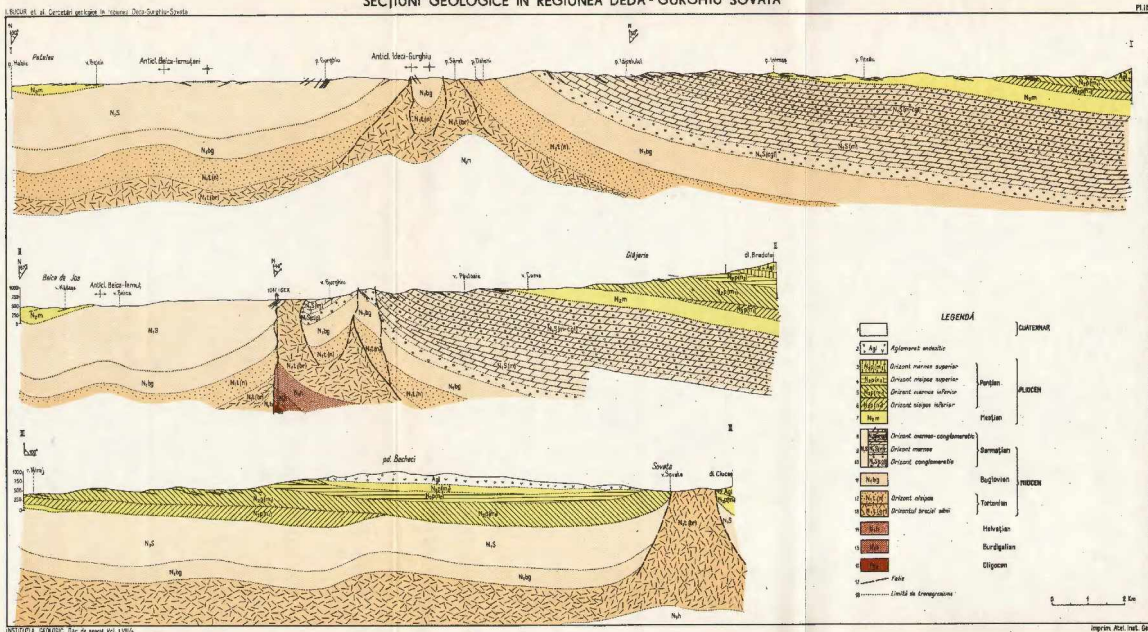
0 1 2 3km

LEGENDĂ

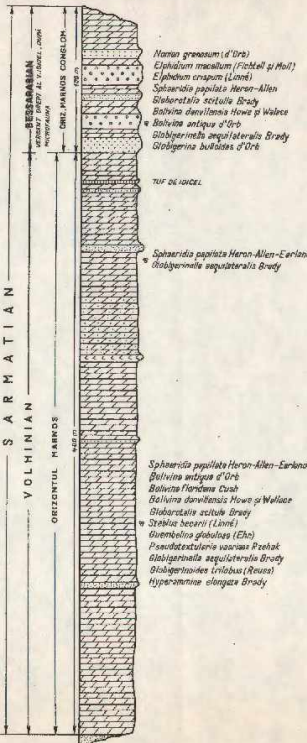
- 1 a. Aluvioni la Fărnănturi
- 2 b. Teraze
- 3 c. Marne
- 4 d. nisipuri
- 5 e. Conglomerate
- 6 f. Breccie
- 7 g. Straturi de nisip
- 8 h. Aglomerat andezitic



SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA DEDA - GURGHIU-SOVATA



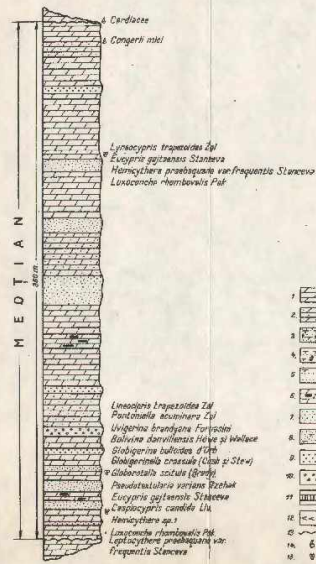
COLOANA STRATIGRAFICĂ A SARMATIANULUI din VALEA IDICEL
 La limita orizontului marnos (Volhinian) cu orizontul marnos-conglomeratic (Bessarabian)



COLOANĂ STRATIGRAFICĂ A DEPOZITELOR MEOTIENE (VALEA FIȚĂU)

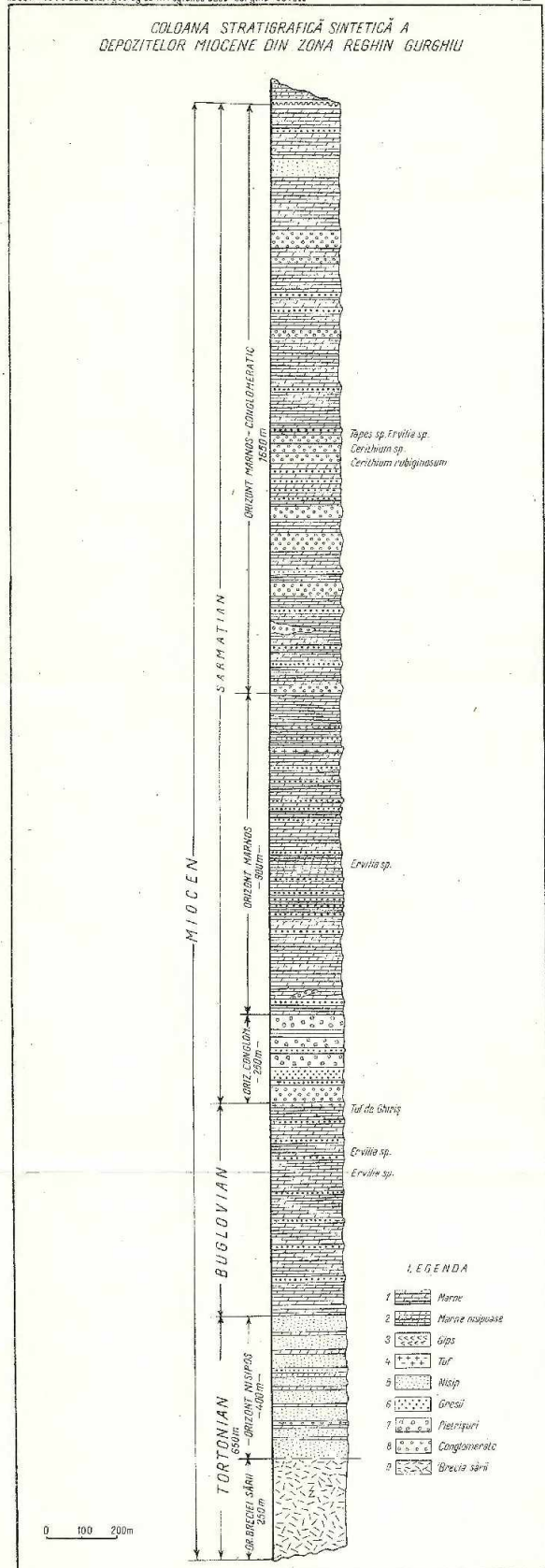


COLOANĂ STRATIGRAFICĂ A DEPOZITELOR MEOTIENE din V. IDICEL și V. GURGHIU

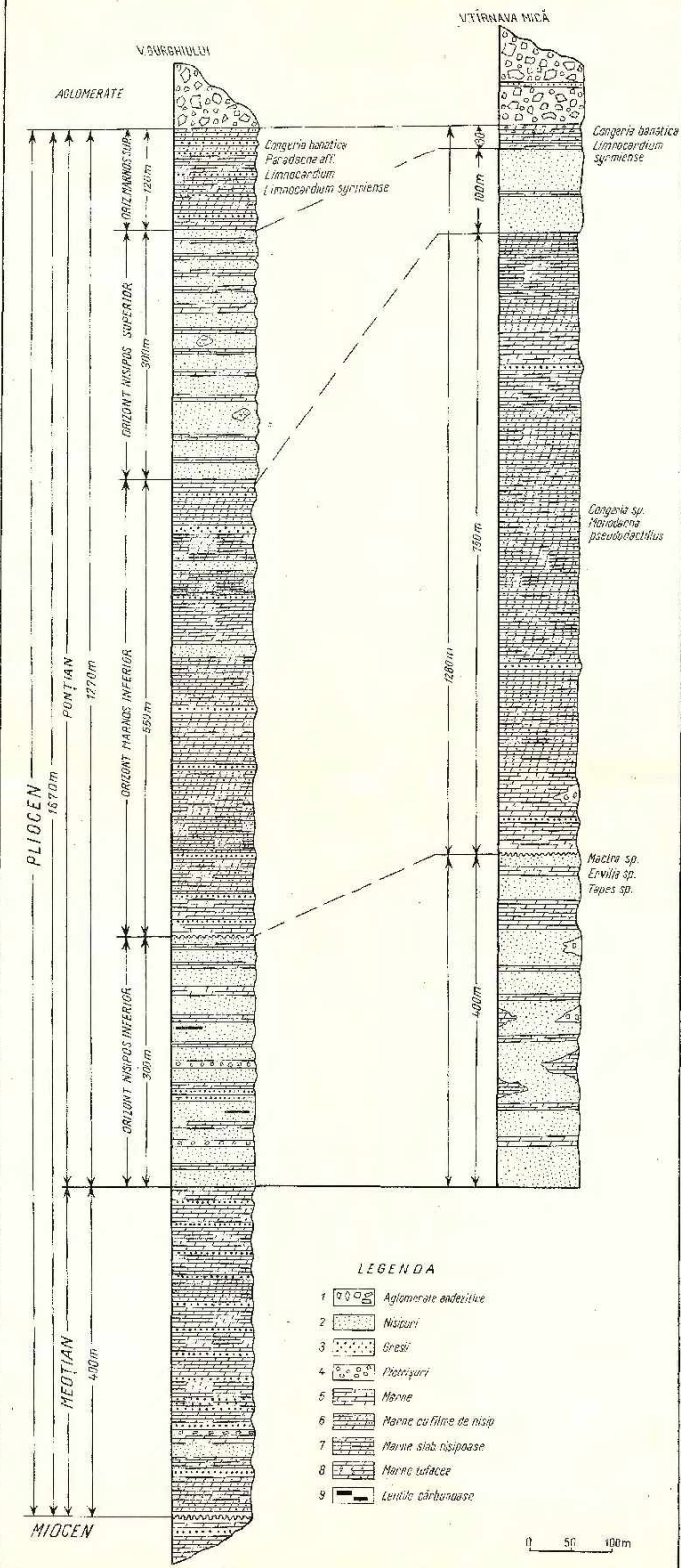


- LEGENDA**
- 1 Marnă
 - 2 Marnă nisipoasă
 - 3 Marnă nisipoasă cu filine și interstratificări de nisip
 - 4 Marnă cu interstratificări de nisip și fragmente de grănie
 - 5 Alterență de marnă și nisip
 - 6 Marnă carbonașă
 - 7 Nisip
 - 8 Nisip marnos
 - 9 Grescu
 - 10 Conglomerat
 - 11 Tuf
 - 12 Oule secundar
 - 13 Limită de transgresiune
 - 14 5 Macrotuf
 - 15 9 Microtuf

COLOANA STRATIGRAFICĂ SINTETICĂ A
DEPOZITELOR MIOCENE DIN ZONA REGHIN GURGHIU



COLONAE STRATIGRAFICE SINTETICE ALE
PLUCCENULUI DIN BAZINELE VALEA GURGHULUI—VALEA TÎRNAVA MICĂ



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONTRIBUȚII LA STUDIUL MICROTECTONIC AL FORMAȚIUNII DE SCHELA, GRANITOIDELOR DE ȘUȘIȚA ȘI CALCARELOR CRETACICE DE PE VALEA CARTIULUI¹

DE

ANDREI GURĂU², ION T. ȘERBĂNESCU³

Abstract

Contributions to the Study of Schela Microtectonic Formation, Șușița Granitoids and Cretaceous Limestones along the Cartiul Valley. In this paper a comparative study of microtectonic elements from the Schela formation (Schela Valley), Șușița granitoids (Șușița Valley) and of limestones along the Cartiul Valley is presented. This study is essentially dealing with the relative age of the Schela formation, which corresponds to the Lias. Thus, the micropaleontological results obtained by previous researchers are also confirmed by microtectonic data.

I. Introducere

Întocmirea unui studiu microtectonic al zăcămintului și „Formațiunii de Schela” este util atât din punct de vedere științific, cât și practic.

Dezvoltarea exploatării antracitului și șisturilor pirofilitice (argile refractare), ca urmare a necesităților mereu crescînde ale industriei, impune și studierea caracteristicilor structurale ale zăcămintului și formațiunii de Schela, în care acesta este cantonat. Totodată s-a considerat că un studiu microtectonic al formațiunii de Schela ar putea aduce elemente

¹ Comunicare în ședința din 26 februarie 1971.

² Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni. Calea Griviței nr. 64, București.

³ Organizația Expediția Geologică-Truștul Metale Rare. Str. Dionisie Lupu nr. 68, București.



noi, care să constituie argumente suplimentare pentru stabilirea vârstei, — pînă acum mult discutată — a acestei formațiuni.

Prezentul studiu are caracter preliminar. La baza lui au stat cercetările de teren efectuate în cursul anului 1969, folosindu-se pentru aceasta, harta geologică scara 1 : 10.000 (pl. III), rezultat al cercetărilor geologice de mai mulți ani întreprinse de Ion T. Șerbănescu.

Formațiunea de Schela, denumită astfel pentru prima dată de Mrazec (1898), este mult dezvoltată în regiunea Schela-Gorj, fiind identificată în versantul sudic al munților Vulcan. În regiunea cercetată aceste formațiuni au o largă dezvoltare pe valea Schela și pe valea Viezuroidului Mare (pl. III) aparțin uneori sub forma unor ferestre tectonice de sub duplicatura de granite care o acoperă (est de valea Vîjoaia).

Din punct de vedere petrografic formațiunea de Schela este alcătuită din gresii cuarțoase, conglomerate și microconglomerate compacte de culoare închisă, șisturi argiloase negricioase, șisturi verzui, șisturi negre cu aspect grezos, șisturi sericitice și cărbuni (antracit).

Vîrsta acesteia a fost considerată cînd carboniferă (Gr. Ștefănescu, 1890; Mrazec, 1898; Gh. Munteanu-Murgoci, 1913; C. Drăghici et al., 1968), cînd liasică (Manolescu, 1932; I. Mateescu, 1937; Șerbănescu, 1965; Semaka, 1961). Semaka include în „formațiunea de Schela” și seriile: de Tulîșa, de Rafaila-Jiu și retho-liasică de Baia de Aramă, pe care o consideră ca o „serie comprehensivă” de depozite sedimentare slab metamorfozate cuprinzînd roci carbonifer-permiene și liasice.

Determinările recente de vîrstă absolută pentru seria de Tulîșa (cca 300 mil. ani), fac ca aceasta să fie atribuită de Savu (1970) parțial Silurianului și Devonianului și metamorfozată în timpul mișcărilor bretonice. După Pavelescu et al. (1964) seria de Tulîșa ar fi de vîrstă carbonifer-superioară, metamorfozată în faza hercinică tîrzie.

Calcarele cretacice (Barremian-Aptian) se dezvoltă pe valea Șușița începînd de la confluența cu pîrul Balta Verde continuîndu-se spre est cu forme de relief accidentate pînă în valea Cartiului, la est de care vine în contact tectonic cu formațiunea de Schela.

Calcarele se prezintă sub formă de strate groase de ordinul zecilor de metri, au textură compactă, structură zaharoidă, culoare albă, iar uneori alternează cu strate de culoare roșietică.

Granitoidele de Șușița se dezvoltă pe valea Șușița și se continuă spre est, în zona cercetată acoperind partea nordică a formațiunii de Schela pe valea Viezuroidului Mic, valea Vîjoaia și valea Porcului (pl. III).



H u i c ă⁴ menționează că aceste mase granitice ce acoperă formațiunea de Schela, fac parte dintr-o pînză pe care a denumit-o „pînza de Schela”.

Prin faptul că granitele din pînză prezintă o mare afinitate cu seriile cristaline din fundamentul depozitelor liasice (formațiunea de Schela)

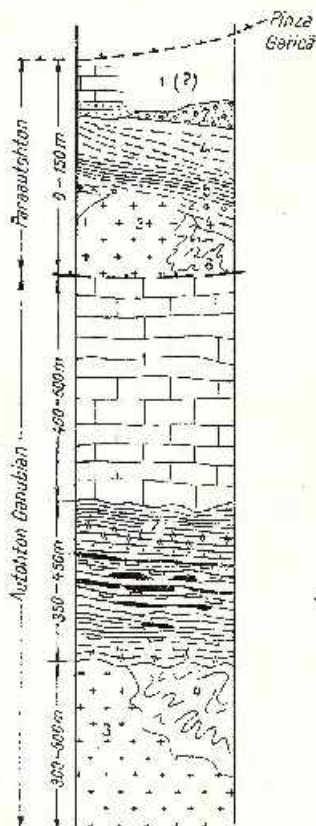


Fig. 1. — Coloana stratigrafică sintetică a zonei Șușița (Vaideei)-Schela-Gorj.

1 (?), Lias, Dogger, Crétacé moyen; 2, strâte de Verrucano; 3, granite de Șușița; 4-5, sisturi cristaline (seria de Tulgșa); 6, sisturi cristaline (seria de Lainici-Păiuș); 7, formațiunea de Schela (Liasic).

Colonne stratigraphique synthétique dans la zone de Șușița (Vaideei)-Schela-Gorj.

1 (?), Lias, Dogger, Crétacé moyen; 2, conches de Verrucano; 3, granites de Șușița; 4-5, schistes cristallins (série de Tulgșa); 6, schistes cristallins (série de Lainici-Păiuș); 7, formation de Schela (Lias).

peste care avansează, noi considerăm că acestea constituie mai curînd o duplicatură (fig. 1).

Prin studiile microtectonice anterioare, efectuate de P a v e l e s c u et al. (1964) s-au analizat raporturile structurale ale granitelor de Șușița, seriei de Lainici-Păiuș și seria de Drăgășan. Prin aceasta s-a demonstrat caracterul sinorogen al plutonului granitoidelor de Șușița în seria de Lainici-Păiuș, pus în loc într-o fază de cutare prehercinică, pe care S a v u (1970)

⁴ I. H u i c ă, Raport geologic de prospecțiuni pentru argilă refractară în zona Viczuroi-Schela-Gorj. 1963. Arh. I.G.P. București.



il consideră că reprezintă magmatismul sinorogen al ciclului „baicalian”. În sprijinul acestei concluzii sînt aduse argumente de vîrstă absolută 500—550 mil. ani (Marcela Codarcea-Dessila, H. Savu și D. Giușcă et al., 1966) și microtectonice, Savu (1970).

Pornind de la datele cercetărilor anterioare ne-am propus să analizăm relațiile structurale dintre depozitele formațiunii de Schela, calcarele cretacice și granitoidele de Șușița cu care se învecinează, avînd în vedere că aceste relații nu fuseseră studiate din punct de vedere microtectonic. Prin aceasta, încercăm să aducem o completare imaginii structurale cunoscute pînă acum și evoluției mișcărilor tectonice.

II. Caracterizarea microtectonică a formațiunii de Schela, în relațiile cu formațiunile geologice înconjurătoare

1. Metoda de studiere

În vederea studierii relațiilor tectonice dintre formațiunea de Schela și formațiunile geologice înconjurătoare (granitoidele de Șușița și calcarele cretacice) s-a utilizat metoda microtectonică a măsurătorilor elementelor microtectonice lineare și plane (fisuri și suprafețe S) după metoda descrisă de Bereia și Gurău, 1961. În acest scop s-au efectuat măsurători în formațiunea de Schela și în lucrările miniere din zăcămintul de antracit — Schela, granitoidele de Șușița de pe valea Șușiței și calcarele cretacice de pe valea Cartiului.

În vederea clasificării genetice a elementelor structurale microtectonice (lineații, fisuri, suprafețe S) s-au întocmit tectonograme locale și colective.

Pentru identificarea zonelor cu omogenitate tectonică (distribuția coaxială a lineațiilor b_1 a polilor fisurilor ac și hol) s-au întocmit tectonograme de sector separat pentru fiecare formațiune geologică.

În formațiunea de Schela posibilitatea determinării și clasificării genetice a elementelor microtectonice a fost ușurată de faptul că suprafețele S_1 sînt clar materializate prin stratificația rocilor. Lineațiile b_1 rezultă din urmele unor dungații de antrenare pe suprafețele S_1 . În unele cazuri lineațiile b_1 au rezultat atît din măsurătorile de microcute, cît și din intersecțiile fisurilor hol și a clivajelor cu suprafețele S . În felul acesta în formațiunea de Schela gruparea elementelor microtectonice după criteriul genetice este certă.

Dintre elementele microtectonice principale în stratele formațiunii de Schela care se evidențiază cu o deosebită claritate sînt fisurile ac (pl. I, fig. 1).



În masivul de calcare cretacee de pe valea Cartiului s-au efectuat măsurători pe ambele maluri. Valea are direcție N—S și taie transversal calcarele.

În granitoidele de Șușița, prin faptul că la contactul lor cu formațiunile seriei de Lainici-Păiuș apar foarte tectonizate pe o distanță de cca 2 km, elementele microtectonice au fost mai ușor de identificat.

Lineațiile rezultă din orientarea paralelă a mineralelor cristaloclastice pe unele suprafețe de laminare tectonică. O parte din aceste suprafețe se încadrează în grupa foliațiilor S_1 .

Dintre sistemele de fisuri o dezvoltare mai mare o au fisurile *ac* urmate de fisuri *hol* și mai puțin *hkl*.

Pentru caracterizarea relațiilor structurale cu seria de Lainici-Păiuș și cele de Drăgășan, utilizăm rezultatele microtectonice obținute de Pavelescu et al. (1964) și Savu (1970).

2. Caracterizarea microtectonică a formațiunii de Schela

Pentru caracterizarea microtectonică a formațiunii de Schela au fost întocmite cinci tectonograme de sector pentru fisuri și suprafețe S_1 din care trei pentru valea Schela (pl. IV, 1, 2 și 5), una pentru zăcămintul Schela (pl. IV, 3) precum și o tectonogramă pentru lienații *b* (pl. IV, 4).

În tabelul 1 prezentăm poziția medie a elementelor microtectonice din formațiunea de Schela proiectate și prelucrate statistic în tectonogramele din planșa IV, 1—5.

TABELUL 1

Elemente microtectonice	Poziția medie în grade a elementelor microtectonice (pl. III)				
	Tectono- grama 1	Tectono- grama 2	Tectono- grama 3	Tectono- grama 4	Tectono- grama 5
1	2	3	4	5	6
S_1	N20V/25SV	N36V/34SV	N30V/30SV		
I (<i>hol</i>)	N62V/38NE	N46V/38SV	N60V/42NE		
II (<i>hol</i>)	N50V/72NE	N46V/66NE	N50V/60NE		
III (<i>hol</i>)			N60V/78SV		
V (plan <i>ac</i>)	N40E/80SE		N40E/80SE	N48E/70SE	
VI (plan <i>ac</i>)	N10E/80 E				N10E/80E
Pol <i>ac</i> V	310/10				
Pol <i>ac</i> VI	278/10				277/10
IV (<i>hkl</i>)			N50E/30NW		
planul II		N50E/85SE	N40E/80SE		
polul II					
intersecție lineații și axa B	312/12	315/5	310/10	312/20	280/6



Comparind poziția medie a elementelor microtectonice din tectonogramele pentru formațiunea de Schela rezultă următoarele :

polii fisurilor *hol* împreună cu polii suprafețelor S_1 se găsesc dispuși pe o ghirlandă (centură) a cărei direcție generală este NE—SV cu înclinare sud-estică. În cadrul acestei ghirlande polii fisurilor *hol* formează 2 sau 3 maxime (I, II, III) în funcție de gradul de plasticitate al rocilor și intensitatea deformațiilor tectonice.

Așa cum rezultă din tabelul 2 și figura 2 elipsoidul de deformare poate avea diferite poziții în funcție de plasticitatea mai mică sau mai mare a rocilor, ca și de intensitatea forțelor tectonice.

TABELUL 2

Anexe- le de deformare	Poziția medie în grade a axelor de deformare (pl. III)				
	Tectono- grama fig. 1	Tectono- grama fig. 2	Tectono- grama fig. 3	Tectono- grama fig. 4	Tectono- grama fig. 5
A_1	Azim. $A_1 =$ 130/76	145/86	142/80		
A_2	200/64	213/76	187/72		
A_3			208/54		
C_1	44/8	48/2	46/6		
C_2	46/26	50/17	46/18		
C_3			48/32		
B	312/26	315/5	310/10	310/20	280/6

Poziția elipsoidului de deformare este aproape verticală. Înclinarea axei A pentru diferite strate cu grad de competență diferit variază între 54—86°. Pentru stratele mai dure tectonic (competente), sînt caracteristice structurile de budinaj (pl. I, fig. 2). În aceste strate deformarea a fost mai slabă, axa A formează cu planele circulare din elipsoid ($S_1 - hol$) unghiuri de 45—56° și poziția elipsoidului (axa A) se apropie de verticală (fig. 2 $A_1 - A_2$).

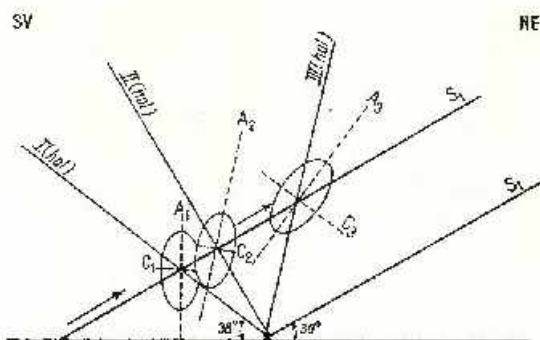
În stratele mai moi (incompetente) deformarea a fost mai accentuată, axa A formează cu cele două plane de forfecare ($S_1 - hol$) un unghi de cea 26°, iar axa A este și ea mai aplecată (fig. 2 A_3). Planul ac de deformare, are direcția generală NE—SW, variînd de la N 40—43°E/70—80°SE.

În unele tectonograme locale, cum este cea din planșa IV, 5, cu date din șisturile cuarțitice negricioase dure, se evidențiază sistemul VI de fisuri cu direcția N 10°E/80°E. Acest sistem se reflectă și în tectonograma de sector (pl. IV, 1, maximul VI). O axă de cută din aflorimentul respectiv are azimutul direcției 280°/6°, foarte apropiat de cel al polului mediu al fisurilor $ac=278°/10°$, ceea ce demonstrează faptul că deformarea plica-



tivă (axa de cută) este efectul tectonicii B_2 și fisurile ac reprezintă efecte ale mișcării din faza tectonică B_3 . Prezența a două poziții a planului de deformare ac în aceeași formațiune, probabil să fie cauza unei mișcări mai noi suprapuse.

Fig. 2. — Poziția elipsoidului de deformare în formațiunea de Schela. Position de l'ellipsoïde de déformation dans la formation de Schela.



Elementele microtectonice din formațiunea de Schela sînt caracteristice rocilor sedimentare cutate prin îndoirea flexurală cu alunecare concentrică. Intensitatea cutărilor a fost destul de slabă, deformarea corespunzînd tipului paratectonic în sensul lui De Sitter (1969). Cutărilor slabe ale formațiunii de Schela le-au corespuns și o transformare slabă a compoziției mineralogice inițiale, așa încît uneori caracterele sedimentologice ale depunerii materialului în condițiile mediului continental nu au fost șterse.

Astfel în unele aflorimente se mai pot observa urme clare de stratificație încrucișată în gresii cuarțitice slab metamorfozate, care la o examinare superficială pot fi confundate cu niște cute strînse tectiforme (pl. I, fig. 3).

Prezența în multe cazuri a exudațiilor de cuarț în gresii sau microconglomerate se datorește remobilizărilor și recrystalizărilor sintectonice. Aceste procese sînt foarte frecvente și în granitoidele de Șușița, iar cercetătorii anteriori (Pavlescu et al., 1964 și Savu, 1970) le-au descris și în șisturile cristaline ale seriei de Lainci-Păiuș.

Procesele de recrystalizare și remobilizare sintectonică a cuarțului se pot identifica cu ușurință în secțiunile subțiri. Astfel granulele de cuarț aplatizate au în jurul lor granule de cuarț mai mici ca dimensiune, prezentînd un contur zimțat (pl. I, fig. 4). De obicei, vîrfurile acestor micro-lentile (microbudine) rezultă din migrarea SiO_2 în zonele cu presiune mai scăzută conform principiului lui Rea d. Microscopic, cuarțul recrystalizat din aceste zone este fin granular, granulele prezentînd contur zimțat.

Alteori cuarțul recristalizat se manifestă și prin depunerea radiară, perpendiculară pe fețele altor cristale mai mari, dînd aspectul un or „scînduri de gard”. (pl. II, fig. 1).

Sincron cu remobilizările și recristalizările slab metamorfice s-a format o slabă șistozitate de stratificație suprapusă peste stratificația inițială. Această șistozitate se materializează prin dispunerea uneori subparalelă a muscovitului și mai puțin a sericitului. Adesea aceste minerale mulează granulele de cuarț.

În afară de zonele laminate, unde cuarțul are o ușoară orientare în planul stratificației, în majoritatea cazurilor granulele de cuarț nu sînt aplatizate.

III. Caracterizarea microtectonică a calcarelor cretacee de pe valea Cartiului

Din punct de vedere petrografic calcarele prezintă o structură cu aspect compact, de culoare albă și spîrtură concoidală. Microstructura lor este grăunțoasă-zaharoidă. Elementele microtectonice principale sînt fisurile *ac* și *hol* (pl. II, fig. 2). Suprafețele S_1 se pot determina numai printr-o examinare foarte atentă. În planul lor există dungații paralele de antrenare a căror poziții sînt similare cu a lineajilor b_1 din formațiunea de Schela. Față de aceste lineajii (dungații de antrenare) s-au clasificat și celelalte sisteme de fisuri *ac* și *hol*.

Calcarele prezintă trei sisteme de fisuri bine dezvoltate și anume: fisurile *ac*, fisurile *hol* și fisuri care coincid cu suprafețele S_1 (pl. IV, 7). Fisurile *ac* din calcare prezintă caracteristici morfologice similare cu cele din formațiunea de Schela. În calcare nu se dezvoltă cîte minore, ci numai cîte largi de ordinul sutelor de metri cu direcția generală E—V.

Valea Cartiului coincide cu o falie de tip *ac*. Această concluzie reiese și din cele două tectonograme. În tectonograma din planșa IV, 6 (malul stîng) polii *ac* înclină cu cca 10° spre V ($100^\circ/10^\circ$ V) în timp ce polii fisurilor *ac* de pe malul drept (pl. IV, 7) înclină cu cca 5° spre E ($95^\circ/5^\circ$ E).

Prin compararea cu elementele microtectonice din formațiunea de Schela, poziția fisurilor *ac* din calcarele de pe valea Cartiului coincide numai cu maximul VI al fisurilor *ac* (pl. IV, 6 și 7) ceea ce ar determina să admitem că acest maxim corespunde unei mișcări tectonice mai noi care s-a imprimat atît în formațiunea de Schela cît și în calcarele de pe valea Cartiului.



Maximul V al fisurilor *ac* din formațiunea de Schela lipsind în calcarele de pe valea Cartiului ar constitui un indiciu că ultimele nu existau în vremea când fisurile *ac* V s-au format în formațiunea de Schela și, după cum vom vedea mai departe și în granitoidele de Șușița.

TABELUL 3

Axe de deformare și elemente microtectonice	poziția medie
Tectonograma 7	
A (Azimut direcția)	220°/74°
B	100°/8°
C	10°/16°
Pol <i>ac</i> VI	95°/10° NV
Plan <i>ac</i> VI	N13°E/80°W
Plan <i>hol</i> II	N76°V/60°N

Așa cum rezultă din figura 3, tabelul 3 și tectonogramă (pl. IV, 7) elipsoidul de deformare este ușor aplecat spre S—SV. Astfel, $A = 220^\circ/74^\circ$, planul de deformare *ac* are poziția N 13°E/80°V, care poate fi paralelizată numai cu poziția planului *ac* VI din sisturile cuarțitice negricioase de pe valea Schela din formațiunea de Schela, cu singura deosebire că în ultimele planul *ac* VI înclină către E—*ac* VI = N 10°E/80°E (pl. IV, 5).

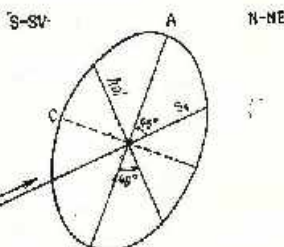


Fig. 3. — Poziția elipsoidului de deformare în calcarele de pe valea Cartiului.

Position de l'ellipsoïde de déformation dans les calcaires de la vallée du Cartiu.

Această a doua deformare tectonică, care a dat naștere la fisurile *ac* VI din calcare și formațiunea de Schela, judecând după mărimea unghiurilor pe care le formează planele S_1 și *hol* cu axa A, (46°) a fost mai puțin intensă în comparație cu deformarea rocilor moi din formațiunea de Schela (vezi fig. 2 poziția A_2 a elipsoidului de deformare).

Ca intensitate de deformare calcarele pot fi comparate cu stratele competente din formațiunea de Schela (fig. 2, poziția A_1 — A_2 a elipsoidului de deformare).

Încă o caracteristică comună a elementelor microtectonice din calcare și formațiunea de Schela o constituie faptul că suprafețele S_1 în ambele formațiuni înclină către sud, sud-vest, iar fisurile *hol* înclină către N. Aceasta arată că ambele formațiuni aparțin flancului sudic al unui anticlinal, iar sensul mișcării în acest flanc a fost de la sud spre nord.

Numărul relativ mic de măsurători nu ne permite să tragem o concluzie definitivă asupra fazelor tectonice doar că există indicații că formațiunea de Schela a suferit deformări în cei puțin două faze tectonice, pe cînd calcarele în care se evidențiază clar o fază de deformare reprezintă o dovadă că sînt mai noi în comparație cu formațiunea de Schela.

IV. Caracterizarea microtectonică a granitoidelor de Șușița

În vederea studierii relațiilor genetice ale elementelor structurale microtectonice din granitoidele de Șușița s-au făcut determinări pentru orientarea preferențială a mineralelor cristaloclastice din diferite plane de laminare tectonică și de fisuri în fiecare afloriment studiat de pe valea Șușița.

În cadrul acestor roci sînt foarte bine dezvoltate fisurile *ac* (pl. II, fig. 3 și pl. IV, 9) cu poziția medie $N35^\circ E/66^\circ$ și lineatiunile după orientarea mineralelor în planele de laminare tectonică (pl. IV, 10).

Pe valea Șușița, începînd de la limita lor nordică cu seria de Lainici-Păiuș, pe o distanță de aproximativ 2 km aceste granitoide prezintă laminări puternice (pl. II, fig. 4).

Așa cum rezultă din tectonogramele locale (pl. IV, 11, 12, 13 și 14) majoritatea sistemelor de fisuri sînt tautozonale, ele intersectîndu-se în același punct (pl. IV, 11 și 14) care constituie și axa β tectonică a elipsoidului de deformare din aceste roci.

Dintre aceste sisteme de fisuri tautozonale, în diferite aflorimente, fiecare sistem poate să constituie zone paralele de intensă șistozare (laminare) tectonică, similară cu șistozitatea de stratificație din rocile metamorfice, dar niciodată toate sistemele împreună nu pot constitui foliații metamorfice în același afloriment. Uneori se poate vedea această laminare intensă pe două sau trei sisteme de fisuri în aflorimente apropiate, la distanța de 5–10 m unul de altul. Datorită acestui fapt nu se poate separa cu exactitate un plan general de foliație comun în toată masa plutonului granitoic de Șușița. Către zona de contact cu șisturile din seria de Lainici-Păiuș s-ar impune ca foliația S_1 sistemul de fisurare IV cu direcția $N 65^\circ/55^\circ NV$ (pl. IV, 9; tab. 4) paralel cu alungirea generală



a plutonului granitoidic de Șușița (tab. 4). Ca poziție față de sistemul de fisuri *ac*, foliația din sistemul IV (pl. IV, 9) este comparabilă cu sistemul IV de fisuri (pl. IV, 3) din formațiunea de Schela (zăcămint).

TABELUL 4

Elemente microtectonice	Tectonograma fig. 9	Tectonograma fig. 10	Tectonograma fig. 15
Fisuri diagonale	—	—	N70E/70°—90° NV—SE
Fisuri <i>ac</i>	N35°E/66° SE		
Pol <i>ac</i>	306°/30°		
Foliații de curgere primară			
S_1 (IV)	N65°E/55°NV	—	N8°E/90°
B—X <i>hol</i> I	307°/32°	B = 310°/40°	
<i>hol</i> II			
<i>hol</i> I	N74°/65°NE		
<i>hol</i> II	N5°V/40°V		

Această foliație S_1 a v u (1970) o consideră foliație secundară paralelă cu contactul seriei de Lăinici-Păiuș sinorogenă cutărilor baicaliene.

S_1 a v u a determinat lineații b_1 (sincinematice cu seria de Lăinici-Păiuș) a căror direcție este N 75°E, conformă cu lineatiile secundare din seria de Lăinici-Păiuș și cu o ușoară afundare spre VSV. Pe această bază, ca și Pavelescu et al. (1964) a considerat granitoidele de Șușița ca sincinematice (sinorogene) cu seria de Lăinici-Păiuș.

Din datele noastre, așa cum se poate vedea din tectonograma fisurilor din granitoidele de pe valea Șușița (pl. IV, 9) planul de laminare S_1 cu direcția N 65°E/55°NV nu este tautozonal cu restul sistemelor de fisuri *hol*. De asemenea, din tectonograma orientării preferențiale a mineralelor, (pl. IV, 10) se constată că proiecția acestora (310°/40°) în cadranul SE coincide cu maximul mediu al polilor *ac* din planșa IV, 9, care la rândul lor coincid ca direcție cu polii *ac* V din formațiunea de Schela și cu sistemul de lineatii b_1 din aceasta.

Așa cum rezultă din tectonogramă (pl. IV, 8), intersecția planului S_1 din formațiunea de Schela și planul S_1 IV (probabil sincinematic) din granitoidele de Șușița, nu coincide ca poziție cu proiecția elementelor lineare din formațiunea de Schela și cu cele de laminare tectonică din granitoidele de Șușița. Dacă într-adevăr ceea ce S_1 a v u a măsurat în granitoidele de Șușița ca lineatii b_1 sincinematice cutărilor baicaliene reprezintă o realitate, rezultă că tectonogramele prezentate de noi reflectă faze tectonice mai noi (din orogeneza mezozoică) care a afectat atât granitoidele de Șușița, cât și formațiunea de Schela. Metamorfismul incipient

al formațiunii de Schela (dezvoltarea sericitului și muscovitului) trebuie considerat sincron cutărilor acestor orogeneze (probabil kimmerice).

Coaxialitatea elementelor microtectonice din formațiunea de Schela cu cele din granitoidele de Șușița nu credem să reflecte caracterelor unei structuri moștenite din granitoidele evident mai vechi. Facem această presupunere pe considerentul că granitoidele de Șușița nu prezintă o deformare ortotectonică în sensul lui De Sitter (1969) pe când formațiunea de Schela mai cutată în comparație cu granitoidele, se apropie de o deformare paratectonică.

În timpul deformărilor sincrone a granitoidelor de Șușița și formațiunii de Schela (probabil kimmerice) primele s-au comportat ca un mediu mai dur tectonic. Această diferență de competență s-a reflectat în înclinarea mai mare a axelor $B\beta$ și polilor ac din granitoide ($B = 307^\circ/32^\circ$ — pl. IV, 9 și $310^\circ/40^\circ$ — pl. IV, 10; pol $ac = 360^\circ/30^\circ$ pl. IV, 9) pe când în formațiunea de Schela aceste elemente au următoarele poziții: $B = 312^\circ/26^\circ$ (pl. IV, 1); $B = 315^\circ/50^\circ$ (pl. IV, 2); $B = 310^\circ/10^\circ$ (pl. IV, 3); $B = 310^\circ/20^\circ$ (pl. IV, 4) și polii $ac V = 310^\circ/10^\circ$.

Studierea elementelor microtectonice în formațiunea de Schela nu a evidențiat deformații mai vechi decât cele alpine amintite. Probabil că formațiunile de vîrstă mai veche (Carbonifer, Permian) așa cum explică Năstăsescu et al. 1970, au fost exondate și erodate în cea mai mare parte înaintea sedimentării depozitelor liasice.

Pentru granitoidele din pînza care acoperă formațiunea de Schela s-au efectuat măsurători în culmea ce desparte valea Schela de valea Viezuroiul și în zona de obîrșie a văii Viezuroiul.

Așa cum se poate vedea din tectonograma fisurilor (pl. IV, 14) s-au evidențiat două sisteme de fisuri verticale cu direcția ENE-VSV și respectiv NNE-SSV. Aceste sisteme ar putea fi puse pe seama venirii granitoidelor în pînză peste formațiunea de Schela; venire care a avut loc din direcția NV spre SE cum a presupus și I. H u i e ă. În aceste granitoide nu s-au remarcat elemente microtectonice similare cu cele întîlnite în granitoidele de Șușița (fisuri ac , kal și lineajii) ceea ce ar putea să însemne că venirea granitoidelor din pînza care acoperă formațiunea de Schela să fi avut loc probabil într-o fază post-cretacică medie, deoarece așa cum se constată și din coloana stratigrafică (fig. 1), ele vin în pînză și peste calcarele Cretaciului mediu, probabil în faza de diastrofism subhercinică sau laramică.



Concluzii

În urma studierii relațiilor microtectonice dintre formațiunea de Schela și formațiunile geologice înconjurătoare, rezultă următoarea imagine a evoluției mișcărilor orogene din regiune :

1. Granitoidele de Șușița s-au insinuat în seria de Lainici-Păiuș fie anterior fazei de cutare baicaliene, fie sincron cu orogeneza baicaliană suferind împreună cu seria de Lainici-Păiuș diastrofismul baicalian. În această perioadă în granitoidele de Șușița s-au imprimat mișcările baicaliene materializate prin elemente structurale microtectonice coaxiale cu cele din seria de Lainici-Păiuș și Drăgșan, care au fost evidențiate în lucrările lui P a v e l e s c u et al. (1964) pe valea Jiului și de S a v u (1970) pe valea Șușiței.

2. În regiune orogeneza hercinică s-a imprimat în seria de Tulița faza bretonă (după S a v u) sau hercinică târzie (după P a v e l e s c u et al., 1964) care, după cum afirmă S a v u (1970) s-a resimțit și în infrastructură, materializată prin milonitizările și laminările din granitoide.

3. Liasicul, reprezentat prin formațiunea de Schela, a suferit un diastrofism în faza kimmerică care s-a suprapus și peste deformările fazelor orogenice, anterioare ale infrastructurii. Acestei faze i se datorește, probabil și metamorfismul slab al formațiunii de Schela.

Cercetarea microtectonică însă nu a pus în evidență în granitoidele de Șușița decât două faze de cutare mai importante : cea baicaliană (S a v u, 1970) și probabil cea kimmerică.

Mișcările orogene din faza kimmerică nu s-au imprimat uniform în masa granitoidelor de Șușița. Urmele acestor mișcări în zona cercetată se văd îndeosebi pe o zonă relativ îngustă (300-2000 m) în flancul nordic, unde plutonul granitoidic vine în contact tectonic cu seria de Lainici-Păiuș. Pe de altă parte, aspectul masiv cu structură izotropă al granitoidelor în unele zone din masa granitoidelor de Șușița ar mai putea fi interpretate că aparțin unor faze de intruziuni târzii, probabil post-kimmerice, care au putut să genereze procese de granitizare și mineralizare metaliferă semnalate de noi în mai multe puncte pe valea Șușiței, cât și pe valea Polatiștei, afluent stâng al văii Jiului.

În sfârșit, mișcările kimmerice au condus la deformarea calcarelor Cretacicului inferior dezvoltate în valea Cartiului, cu imprimarea lor și în formațiunea de Schela.



4. Datele microtectonice ale granitelor care acoperă formațiunea de Schela și calcarele Cretacicului mediu confirmă natura unor roci granitoide venite în pînză peste formațiunea de Schela și calcarele Cretacicului mediu.

BIBLIOGRAFIE

- Bercia I., Gurău A. (1961) Prospekțiuni microtectonice. *Practica Geologică* II, Ed. Tehnică, București.
- Codarcea Al., Pavelescu L., Răileanu Gr., Năstăsescu S., Bercia I. (1961) *Ghidul excursiilor. Asoc. Carp.-Balc., Congr. al V-lea*, București.
- Manolescu G. (1932) Das Alter der Schela Formation. *Bul. Soc. Rom. Geol.* I, București.
- Mrazec L. (1898) Darc de scamă asupra cercetărilor geologice din vara 1897. I. Partea de E a munților Vulcan. București.
- Mutihae V. (1964) Stratigrafia și structura geologică a sedimentarului danubian din nordul Olteniei (între valea Motrului și valea Jiului) (*D. S. Com. Geol.* L/2, București.
- Năstăsescu S., Bițolanu Cornelia, Răzeșu Smărăndița (1970) Considerații geologice și petrografice privind zăcămintul de cărbuni de la Codlea-Vulcan și Schela. *Inst. Geol. St. tehn. econ.* L nr. 8, București.
- Pavelescu L., Pavelescu Maria, Bercia I., Bercia Elvira (1964) Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului între Bumbăști și Iscroni. *D. S. Com. Geol.* L/1, București.
- Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Șușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali), *D. S. Com. Stat. Geol.* vol. LVI/5, București.
- Semaka Al. (1961) După vîrsta Formațiunii de Schela. *Lucrările Congr. al V-lea al Asoc. Carpați-Balcanice*, București.
- Sitter L. U. (1969) Geologia structurală. Ed. Tehnică, București.
- Șerbanescu I. (1965) Noi date geologo-miniere privind zăcămintul de antracit de la Schela-Gorj. *Revista minelor* 3, București.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE MICROTECTONIQUE DE LA FORMATION DE SCHELA, DES GRANITOÏDES DE ȘUȘIȚA ET DES CALCAIRES CRÉTACÉS DE LA VALLÉE DU CARTIU

(Résumé)

L'extension de l'exploitation de l'antracite et des schistes pyrophyllitiques de la zone de Schela-Gorj suppose l'étude des caractéristiques structurales de ce gisement autant que de la formation de Schela qui le renferme. On a également considéré qu'une étude microtectonique pourrait apporter de nouveaux éléments capables de constituer des arguments supplémentaires pour établir l'âge, tant discuté, de la formation de Schela.

La formation de Schela, nommée ainsi pour la première fois par Mrazec (1898) est largement développée dans la région de Schela-Gorj. Elle a été identifiée dans le versant méridional du Mont Vulcan. Dans la région ayant fait l'objet de cette étude cette formation est largement développée dans les vallées de Schela et de Vizeurotu Mare. Au point de vue pétro-



graphique la formation de Schela est constituée de grès quartzeux, de conglomérats et de microconglomérats compacts sombres, de schistes argileux, de schistes verdâtres, de schistes sériciteux et de charbons (anthracite). La formation de Schela a été considérée tantôt d'âge carbonifère (Gr. Ștefănescu, 1890; Mrazec, 1898; G. H. Munteanu-Murgoel, 1918; C. Drăghici et al., 1968), tantôt d'âge liasique (Manolescu, 1932; I. Matcescu, 1937; Șerbănescu, 1965; Semaka, 1961). Les calcaires crétacés (Barrémien-Aptien) se développent dans les vallées de Șușița et du Cartiu où ils prennent contact avec la formation de Schela. Ils sont constitués de couches épaisses de l'ordre des dizaines de mètres à texture compacte, structure saccharoïde blanche ou rougeâtre (couches moins épaisses)

Les granitoïdes de Șușița se développent dans la vallée de Șușița se prolongeant vers l'E dans les vallées du Viezuroiu Mic, de Valca Vijoia et Porcului.

Pavelescu et al. (1964) dans des études microtectoniques effectuées antérieurement analysent les rapports structuraux des granitoïdes de Șușița, de la série de Lainici-Păiuș et de la série de Drăgășan, démontrant le caractère synorogène du pluton des granitoïdes de Șușița dans la série de Lainici-Păiuș pluton mis en place au cours d'une phase préhercynienne que Savu (1970) considère comme représentant le magmatisme synorogène du cycle balkalien.

Pour étudier les relations tectoniques entre la formation de Schela et les formations géologiques environnantes on a fait usage des moyens de la méthode microtectonique — l'étude des linéations, des fissures, des surfaces S_1 .

La position moyenne des éléments microtectoniques des tectonogrammes concernant la formation de Schela révèle que les pôles des fissures *hol* ensemble avec le pôle des surface S_1 se disposent en chapelet à direction générale NE—SW et à pendage SE. Comme les tableau 2 et la figure 1 le révèlent l'ellipsoïde de déformation peut prendre différentes positions en fonction de la plasticité plus ou moins forte des roches. Le pendage de l'axe A des différentes couches à degré de compétence différents présente des valeurs comprises entre 54—84°. Les éléments microtectoniques de la formation de Schela sont caractéristiques pour les roches plissées par infléchissement flexural à glissement concentrique. L'intensité des plissements étant assez faible, la déformation correspond au type paratectonique dans le sens de De Sitter (1969).

Aux faibles plissements de la formation de Schela correspond aussi une faible transformation de la composition minéralogique initiale si bien que les caractères sédimentologiques de l'accumulation du matériel en conditions de milieu continental persistent encore (pl. I, fig. 3).

Les calcaires crétacés de la vallée du Cartiu présentent trois systèmes de fissures bien marquées, notamment : fissures *ac*, fissures *hol* et fissures qui coïncident aux plans S_1 . Par rapport aux éléments microtectoniques de la formation de Schela la position des fissures *ac* des calcaires ne coïncide qu'au maximum VI des fissures *ac* (pl. III, fig. 6, 7), fait qui nous porterait à admettre que ce maximum correspondrait à des mouvements tectoniques plus récents visibles tant dans la formation de Schela que dans les calcaires de la vallée du Cartiu.

Le maximum V des fissures de la formation de Schela, faisant défaut dans les calcaires de la vallée du Cartiu, constituerait un indice que ceux-ci n'existaient point à l'époque où les fissures *ac* V ont pris naissance dans la formation de Schela. La position de l'ellipsoïde de déformation des calcaires dénote que ceux-ci sont plus récents que la formation de Schela.

Le fait que les surfaces S_1 des calcaires et de la formation de Schela s'inclinent vers le SW et les fissures *hol* vers le N dénote que les deux formations occupent le flanc méridional d'un anticlinal.



Dans les granitoïdes de Șușița la plupart des plans des fissures s'intersectent en un seul point. Leur intersection donne la position de l'axe B. Les éléments linéaires des granitoïdes de Șușița examinés par l'auteur correspondent à la tectonique B_1 et diffèrent, quant à leur position, de la linéation b_1 syncinématique mise en évidence par S a v u dans les granitoïdes de Șușița. La linéation b_2 des granitoïdes de Șușița et celle de la formation de Schela sont coaxiales. Cette tectonique B_2 des granitoïdes de Șușița et celle B_1 de la formation de Schela reviendraient aux orogènes mésozoïques (Cimmérien ancien ou récent.)

Durant les déformations synchrones des granitoïdes de Șușița et de la formation de Schela les premiers ont joué le rôle d'un milieu tectonique plus dur.

L'étude des éléments microtectoniques de la formation de Schela ne révèle point des déformations antérieures à celle alpine mentionnée. Probablement, les formations plus anciennes (d'âge carbonifère, permien), comme N ă s t ă s e a n u et al. l'ont expliqué, ont été exondées et érodées avant l'accumulation des dépôts liasiques.

Dans les granitoïdes de la nappe qui surmonte la formation de Schela ont été mis en évidence deux systèmes de fissures verticales ENE-WSW et NNE-SSW, qui pourraient être mis sur le compte du charriage des granitoïdes en nappe sur la formation de Schela à direction WNW au cours d'une phase postcrétacée moyenne (phase subhercynienne ou Iaramienne) comme l'avait supposé H u i c ă.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche III

Carte géologico-minière de la région de Schela.

1, Quaternaire; 2, Sarmatien; Parautochtone (série de Tuliza); 3, Permien (conglomérats verrucano); 4, Carbonifère (schistes noirs satinés, schistes cristallins, granite de Șușița). Autochtone danubien; 5, Crétacé moyen (calcaire); 6, Lias (formation de Schela); 7, schistes cristallins (granite de Șușița); 8, limite géologique: a, normale; b, transgression; 9, limite de la nappe de chevauchement; 10, lambeau de recouvrement; 11, fenêtre tectonique; 12, axe d'anticlinal; 13, axe de synclinal; 14, faille; 15, pendages des couches; 16, sondages exécutés par FIGEX.

Planche IV

Tectonogrammes synoptiques dans la formation de Schela. Granitoïdes de Șușița (vallée de Șușița) et calcaires crétaqués (vallée du Cartiu).

S_1 — plans de stratifications: *ac-fissures*, *ac.hol* — fissures *hol*; $A_1, A_2, A_3, C_1, C_2, C_3$ — axes de l'ellipsoïde de déformation, β -axes β déduits par des moyens graphiques. b_1 -linéations $b_1, 1, 2, 4, 5$ — vallée de Schela: 3, gisement de charbons de Schela; 6, 7, calcaires de la vallée du Cartiu (6, rive gauche; 7, rive droite); 8, tectonogramme des intersections des plans S_1 dans la formation de Schela et les granitoïdes de Șușița; 9, tectonogramme des fissures dans les granitoïdes de Șușița; 10, linéations b_1 dans les granitoïdes.



DISCUȚII

Ciocănelea Radu: Așa după cum s-a constatat cu ocazia acestei comunicări, prin prezentarea diagramei de variație a axei A, între caracteristicile fizico-mecanice ale rocilor și elementele microtectonice (în special sistemele de flisuri) există o corelație strinsă. Pentru ruci considerate în mod global ca „necompetente” sau „competente” sînt variații ale poziției spațiale a elementelor microtectonice dar cu același cîmp major de forțe în funcție de caracteristicile mecanice ale rocilor supuse acestor eforturi. Rezultă deci, că pentru o analiză judicioasă microtectonică un studiu comparativ al diverselor diagrame trebuie să țină cont de caracteristicile mecanice ale rocilor.

Matcescu Ion: Antracitul de Schela este de vîrstă liasică pe baza plantelor fosile găsite de Manolescu, Matcescu și Semaka. De asemenea, rezultatele analizei petrografice, anume existența rășinilor, a scleroților (*Sclerotites liasimus*) și fuzitul ne arată că la materialul generator al cărbunelui gymnospermele au jucat rolul principal. Nu s-au găsit resturi de ferige și nici sporii. Vîrsta antracitului de Schela este deci cea liasică.

Drăghici Corneliu: Microtectonica ajută la completarea datelor de interpretare geosucturală. Datele analitice de microtectonică sînt foarte interesante și ne ajută la o interpretare corectă în cazul cînd și datele cartografice, litologice, petrografice, stratigrafice etc. sînt cit mai bune. Prezența calcarelor transgresive peste cristalîn indică o încălecare ante-liasică, dacă se ține seama că la vest de valea Șușiței coloana litologică mezozoică începe cu liasicul. Rezultatele microtectonice obținute sînt valoroase, însă ele pot fi folosite în mod diferit ca vîrstă a elementelor respective în funcție de interpretarea datelor geologice de ansamblu.



PLAȘA I

- Fig. 1. — Fisuri *ac* în formațiunea de Schela.
Fissures *ac* dans la formation de Schela.
- Fig. 2. — Structuri de budinaj în rocile competente din formațiunea de Schela.
Structures de boucinage dans les roches compétentes de la formation de Schela.
- Fig. 3. — Stratificație încrucișată în gresii cuarțitice slab metamorfozate.
Stratification entrecroisée dans les grès quartzitiques faiblement métamorphisés.
- Fig. 4. — Recristalizarea metamorfică a cuarțului dispus radial în jurul granulelor mari de cuarț.
Recristallisation métamorphique du quartz à disposition rayonnante autour des gros grains de quartz.





1



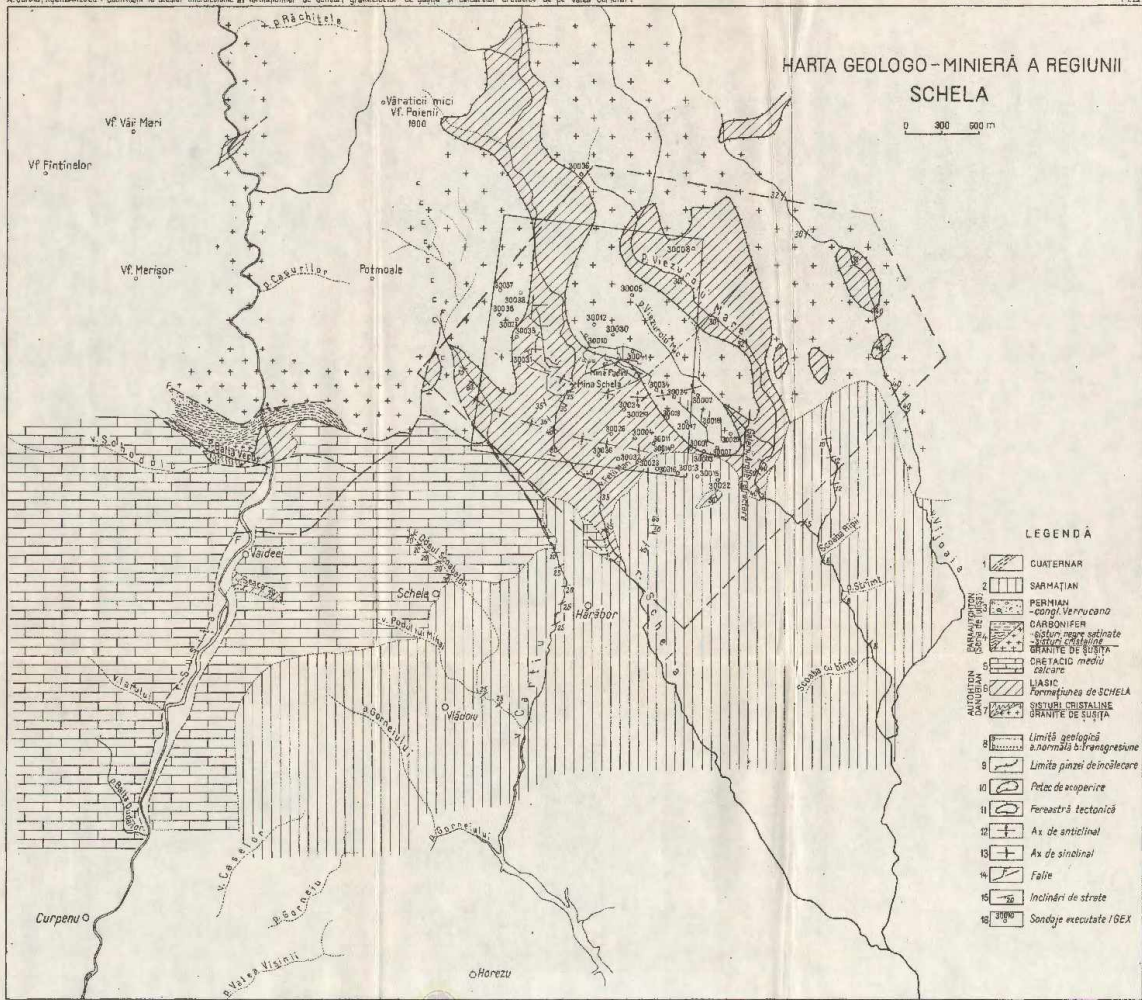
2



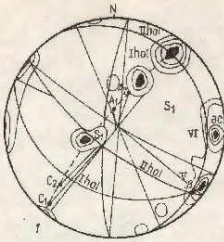
3



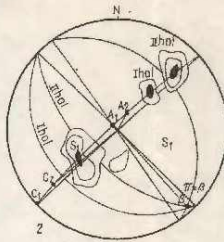
4



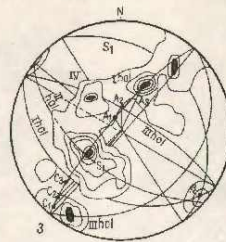
TECTONOGRAME SINOPTICE ÎN FORMAȚIUNEA DE SCHELA
 GRANITOIDELE DE ȘUȘIȚA (VALEA ȘUȘIȚA) ȘI CALCARELE CRETACICE (VALEA CARTIULUI)
 (Proiecții în emisfera superioară a rețelei Schmidt)



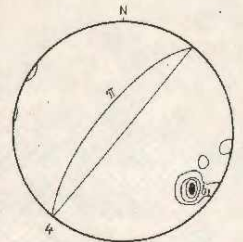
1 Conture: 1, 2, 3, 4



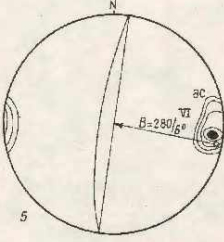
2 Conture: 1, 2



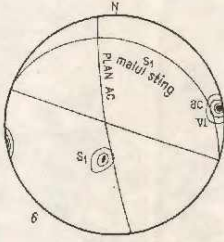
3 Conture: 1, 2, 3, 4, 5, 6



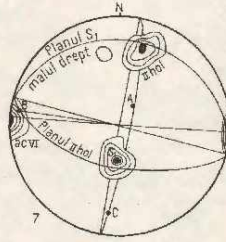
4 Conture: 1, 2, 3, 4



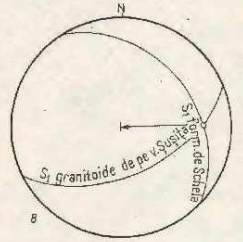
5 Conture: 1, 2, 3, 4, 5, 6



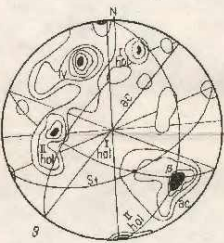
6 Conture: 1, 4, 5



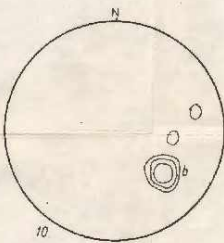
7 Conture: 1, 2, 3, 4



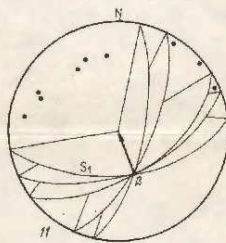
8 Conture: 1, 2, 3, 4



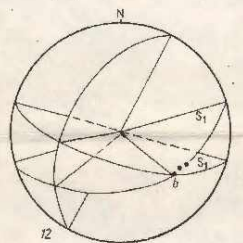
9 Conture: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8



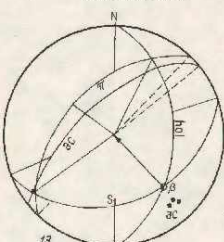
10 Conture: 1, 2, 3



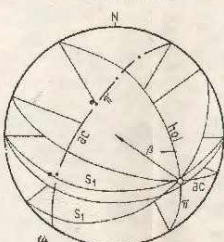
11



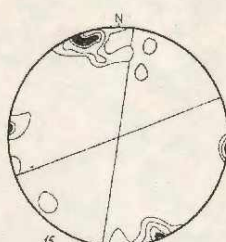
12



13



14



15 Conture: 1, 2, 3, 4

LEGENA

S₁ - plane de stratificație; ac - fisuri ac hol-fisuri hol; A₁, A₂, A₃, P₁, C₂, C₃ - axe ale elipsoidului de deformare; β - axe β deduse grafic; b₁ - lineazii b₁; 1, 2, 4, 5 - Valea Scheia - 3 - zăcămintul de Cărbuni Scheia - 6, 7 - Calcare Valea Cartiului (6 - malul stîng, 7 - malul drept) - 8 - Tectonograma intersecțiilor planelor S₁ în formațiunea de Scheia și granitoidelor de Șușița - 9 Tectonograma fisurilor în granitoidelor de Șușița - 10 - Lineazii b₁ în granitoid



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

DATE NOI PENTRU GEOLOGIA ȘI PALEOGEOGRAFIA MUNȚILOR
APUSENI. TURONIANUL DE LA SĂLCIUA ȘI SENONIANUL DE
LA BISTRA (ȚARA MOȚILOR)¹

DE

STAN MARELE²

Abstract

New Data for Geology and Paleogeography of the Apuseni Mountains. The Turonian of Sălciua and the Senonian of Bistra-Țara Moților (Mots' Country). There are presented the Turonian and the Senonian paleontologically separated, and at the same time the Emscherian which is considered as a substage of the Turonian. It is evidenced that the flysch formation, overlying the Upper Cretaceous, pertains to the Lower and Middle Cretaceous and displays a tectonical position, pointing out two overthrust lines. A new paleogeography of the East Carpathians and Apuseni is presented, concomitantly pointing to their large paleogeographical units. Besides the two Carpathian ridges a cordillera in the Apuseni Unit is set forth.

Introducere

Cele două zone cercetate în anul 1969 se găsesc în bazinul Arieșului, amândouă fiind tăiate de acest râu.

Zona Sălciua se află pe teritoriul satului Sălciua de sus și al satului Valea Largă, fiind limitată la est de piraiele Pantegști și Valea Largă.

La cea 40 km mai în amonte pe Valea Arieșului, dincolo de cristalinul Băii de Arieș, se află zona Bistra. Limita vestică a acestei zone este o linie ce ar uni Dealul Coltău cu Valea Mare.

Limitele de vest, la Sălciua și de est la Bistra, sînt formate de cristalin. Deoarece structura geologică este aceeași în ambele zone, deși sînt îndepărtate una de cealaltă, ele vor fi tratate împreună.

¹ Comunicare în ședința din 29 aprilie 1970.

² Intreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Șos. Kiseleff nr. 2, București.

Istorie

Regiunea a fost cercetată, încă din secolul trecut, de numeroși geologi. Accentul principal al acestor cercetări a fost pus pe studiul de petrografie al eruptivului, de care sînt legate zăcămintele importante din regiune. Studiul sedimentarului, în secolul trecut și la începutul secolului nostru, a fost mai limitat decît cel al eruptivului. Deoarece istoricul complet al cercetărilor geologice din Munții Apuseni, este arătat în multe lucrări publicate și întrucît suprafața cercetată de noi este redusă, ne vom referi numai la lucrările, care se ocupă de cele două zone mai sus amintite și care aduc contribuții prețioase la cunoașterea geologiei zonelor respective.

V o n T o l e g d (1901) studiază atît sedimentarul, cît și cristalinul de la Sălcina. El consideră întreg sedimentarul de aici de vîrstă cretacic-superioară. Într-un punct, la sud de pîrul Matra, nu departe de perimetrul cercetat de noi, autorul respectiv a găsit *Glauconia (Omphalia) Kefersteini* M ü n s t.

V o n L ó c z y -j r. (1918) în lucrarea sa se ocupă și de sedimentarul de la Bistra. Autorul face totodată o discuție asupra depozitelor de Gosau din bazinul Arieșului, precum și a raporturilor acestora cu depozitele de fliș de aici. El consideră că depozitele de Gosau sînt un facies de țărniș, fiind sîncrone cu depozitele de fliș depuse în centrul bazinului de sedimentare. Deși admite că unele depozite de fliș sînt mai vechi decît formațiunea de Gosau, el consideră că cea mai mare parte a flișului este de vîrstă senoniană ca și formațiunea de Gosau. Totodată arată că Maestrichtianul lipsește, alăturîndu-se geologilor care considerau formațiunea de Gosau de vîrstă senoniană. Din punct de vedere tectonic, acest autor consideră că depozitele de fliș, de deasupra formațiunii de Gosau, sînt în poziție tectonică, cele două formațiuni fiind sîncrone, așa cum am amintit.

I l i e (1936) studiînd sedimentarul de la Sălcina, consideră sedimentarul, din zona cercetată de noi, de vîrstă turon-senoniană, fără să facă separații între cele două etaje. Această datare o face pe baza următoarelor fosile, găsite într-un orizont de gresii conglomeratice, din apropierea cristalinului, de la Sălcina de Sus: *Actaeonella gigantea* d' O r b., *A. lamarecki* Z e k. Cam în aceeași zonă a găsit și *Sonneratia rejaudryi* G r., precum și o formă apropiată de *Ammonites haueri*. Autorul consideră că: „transgresiunea Cretacicului superior a început în Turonianul superior și a continuat în Senonianul inferior”.



Ghițulescu și Socolescu (1941) consideră sedimentarul din zona Bistra de vîrstă senoniană, amintind totodată și de o intercalație de calcar fosilifer.

Lupu și Lupu (1956)³ studiază sedimentarul din zona Bistra. Autorii impart depozitele de aici în patru orizonturi: a) orizontul conglomeratic de vîrstă Santonian mediu, b) orizontul gresurilor fosilifere și al calcarelor cu hipuriți de vîrstă santonian-superioară — campanian-inferioară, c) orizontul marnelor cenușii, de vîrstă Campanian mediu și probabil superior și d) orizontul flișului de vîrstă maestrichtiană.

Din punct de vedere tectonic, autorii pun în evidență existența unei falii cu direcția nord-est — sud-vest, de-a lungul căreia cristalinelul de la sud de Arieș încalcă Senonianul.

În altă lucrare, aceiași autori (1959)⁴ studiază și sedimentarul de la Sălciua, pe care-l consideră de vîrstă senoniană. Ei impart aceste depozite în două orizonturi: a) Senonianul inferior format din breccia bazală roșie și marnele cenușii și b) Senonianul superior format dintr-o serie flișoidă aritmică, pelito-psamitică. De asemenea ei conturează o terasă a Arieșului, atât pe malul stîng cît și pe cel drept, în aval de gura văii Matra.

În 1960, Lupu și Lupu fac un studiu comparativ al faunei cu rudiști, din mai multe bazine senoniene din Munții Apuseni. Autorii ajung la concluzia că: „pe teritoriul Munților Apuseni existența Turonianului și chiar a Coniacianului nu își găsește, deocamdată, o confirmare paleontologică” și că respectivele depozite în facies de Gosau sînt de vîrstă Santonian superior-Campanian.

Mantea et al. (1967)⁵, studiază și partea de sud a zonei de la Sălciua. Autorii respectivi consideră aceste depozite de vîrstă senoniană (Santonian-Maestrichtian).

În sfîrșit, pe harta geologică 1 : 200.000, foaia Turda, depozitele din cele două zone cercetate de noi sînt atribuite Senonianului, separîndu-se în bază Santonian-Campanianul, care reprezintă formațiunea de Gosau, iar deasupra depozitele flișoide atribuite Maestrichtianului.

³ M. Lupu, Denisa Lupu. Raport asupra cartării geologice în regiunea Cîmpeni-Lupșa (Munții Apuseni). 1956. Arh. M.M.P.G. București.

⁴ M. Lupu, Denisa Lupu, E. Antonescu, S. Bordea, G. Mantea. Raport asupra cartărilor geologice pentru harta 1 : 100.000. Foaia Brad și Muntele Mare. 1959. Arh. M.M.P.G. București.

⁵ G. Mantea, Josefina Bordea, V. Georgescu, R. Olteanu, R. Puriceș, S. Radan. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi în regiunea Abrud-Deva-Aiud-Ponor. 1967. Arh. M.M.P.G. București.



Deoarece s-a amintit de multe ori în lucrările citate, de formațiunea de Gosau, paralelizată cu formațiunea de Gosau din Alpi, considerăm că este util să arătăm care este situația acestei formațiuni.

Vârsta formațiunii de Gosau din Alpi, a dat naștere la o discuție care durează de aproape un secol, discuție polarizată în jurul a două păreri.

Una din păreri, susținută în timpul din urmă de O. Weigel (Lupu și Lupu, 1960), consideră că baza formațiunii de Gosau aparține Turonianului superior, iar partea de deasupra a acestei formațiuni aparține Senonianului.

A doua părere, susținută în timpul din urmă de R. Brinckmann și de O. Kühn, consideră că formațiunea de Gosau aparține exclusiv Senonianului.

În Munții Apuseni, în ce privește formațiunea de Gosau, situația este aceeași. Astfel Blankenhorn (fide Lóczy-jr.) și Ilie (1936) consideră că baza transgresiunii Cretacului superior aparține Turonianului superior, iar restul depozitelor aparțin Senonianului.

Von Lóczy-jr. (1918), Lupu și Lupu (1960) neagă existența Turonianului, atribuind depozitele formațiunii de Gosau, din Munții Apuseni, exclusiv Senonianului.

Lupu⁶ consideră că în Munții Apuseni, transgresiunea senoniană a avut un caracter heterocron, în est începând mai devreme, în Santonian, iar în centru în zona Vidra începând mai târziu, în Campanian. Această idee este similară celei lui O. Kühn (Lupu și Lupu, 1960), care, în bazinul Gosau consideră transgresiunea Senonianului heterocronă, fiind cuprinsă între Coniacian și Santonian.

În privința depozitelor de fliș, situate deasupra formațiunii de Gosau, părerile cercetătorilor anteriori ai regiunii în studiu sînt mai apropiate.

Von Lóczy-Jr. (1918) consideră că această formațiune de fliș, stă tectonic pe formațiunea de Gosau, dar consideră că cele două formațiuni sînt sincrone, ele avînd vârsta senoniană (ante-Maestrichtian), deși îi era cunoscut faptul că mai la sud, s-au separat, pe baze paleontologice, în depozitele de fliș, formațiuni cretacice mai vechi decît formațiunea de Gosau.

Ilie, Ghițulescu, Socolescu, Lupu, Lupu și Mantea, consideră în unanimitate că această formațiune de fliș,

⁶ Denisa Lupu. Studiul macrofaunei senonice din Munții Metaliferi. 1968. *Arch. Inst. Geol. București*.



situată deasupra formațiunii de Gosau este de vîrstă senoniană. Ultimii trei autori citați consideră că aceste depozite de fliș aparțin Macstrichtianului.

Stratigrafia

Regiunea este alcătuită din roci cristaline, roci sedimentare și roci eruptive.

Cristalinul. Rocile cristaline au fost întîlnite atît în perimetrul Bistra, cît și în perimetrul Sălciua, ele formînd rama nordică și respectiv vestică a celor două perimetre.

Cristalinul din cele două perimetre prezintă unele diferențe și anume; cel de la Bistra este de tip epizonal, pe cînd cel de la Sălciua este de tip mezozonal.

Sedimentarul. Formațiunile sedimentare aparțin Cretacicului și Cuaternarului.

Cretacicul superior

Cretacicul superior este reprezentat prin formațiunea de Gosau, care a fost atribuită Turonianului și Senonianului.

Turonianul. Turonianul apare atît în perimetrul Bistra, cît și în perimetrul Sălciua. Prezența acestei formațiuni a fost afirmată, în perimetrul Sălciua, de Ilie, încă din 1936, dar inclusă într-o formațiune de vîrstă turonian-senoniană, nefăcîndu-se separațiile dintre cele două etaje. Turonianul este transgresiv peste cristalin.

Depozitele turonice le-am separat în mai multe orizonturi, începînd din bază : a) orizontul conglomeratic breicios roșu, b) orizontul gresiiilor verzi, c) orizontul gresiei de Matra sau al gresiei cu moluște, d) orizontul aleuritelor cu echinide.

a) **Orizontul conglomeratic breicios roșu.** Acesta este format, în principal, din conglomerate breicioase cu ciment roșu, cu elemente slab rulate sau colțuroase de roci metamorfice în special, rareori și în procent redus conține și elemente de gresii. Aceste elemente au diametrul, în mod obișnuit, pînă la 20 cm, dar pot atinge și 1 m. Gradul de cimentare este puțin avansat. Conglomeratul are și intercalații sau zone grezoase de aceeași culoare roșie. Grosimea maximă observată a



acestui conglomerat este de 30 m. El apare pe lângă rama cristalină, atît la Bistra, cît și la Sălciua.

b) **Orizontul gresiiilor verzi glauconitice.** Acest orizont este format din gresii, argile și conglomerate. Stratele de conglomerat, care ating 3 m grosime, fac trecerea gradată de la orizontul bazal la acest orizont. Gresile în regiunea Sălciua nu depășesc 2 m, dar în regiunea Roșia, la nord de valea Foișului, gresile ating 3 m. Argilele se găsesc în strate mai subțiri, atingînd rareori 0,5 m. Toate aceste roci sînt colorate fie în roșu-violet, fie în verde sau verde-albăstrui. Aceste gresii au de obicei bobul mic, dar de o mare regularitate granulometrică, sînt bine cimentate și numai rareori au muscovit. În unele puncte, gresia are o granulație mai grosieră. La microscop, pe lângă glauconitul, care dă culoare întregii roci, se observă și elemente vulcanice reprezentate prin hornblendă, augit și feldspat. Elementele vulcanice sînt în cantitate apreciabilă în ivirile de la Roșia.

Din punct de vedere al sedimentării, suitele sînt de obicei binare (gresie-argilă), mai rar ternare (conglomerat-gresie-argilă). Uneori, se vede cum pachete mai mari formate din două sau mai multe suite cu o culoare verde, alternează cu pachete de culoare roșu-vișinie. În acest orizont, apare în mod subordonat și o gresie cenușiu-gălbuie, care este mai bine dezvoltată în orizontul următor și care face trecerea către el.

c) **Orizontul gresiei de Matra.** Aceasta este o gresie cenușiu-gălbuie, muscovitică, uneori grosieră cu zone sau intercalații de conglomerat mărunț. Uneori gresia prezintă galeți de gresii mai dure din roci mai vechi, colțuroși, cu diametrul maxim de 20—30 cm, care se găsesc incluși, ici, colo, în gresie. Această gresie apare atît în regiunea Bistra, în bazinul văii Petreasa, cît și în regiunea Sălciua, nu departe de rama cristalină, pe valea Matra și la apus de Sălciua de Sus. În partea inferioară a orizontului, mai ales, apar intercalații de argile verzi sau roșii.

La Sălciua de Sus, în această gresie au fost întilnite următoarele fosile :

Trochactaeon giganteum Sow.

Trochactaeon salomoni Er.

Aetaeonella cf. *renauziana* d'Orb.

Nerinea cochleaeformis Conrad. var. *subgigantea* Blum.

Nerinea geinitzi Goldf.

Turilites cf. *tridens* Schlnt.

Această asociație faunistică indică Turonianul superior. Grosimea acestui orizont este de cea 15 m.



d) **Orizontul aleuritelor cu echinide.** Acesta este format din aleurite cenușii, ce se desfac în bucăți cu suprafețe neregulate, au concrețiuni de marnocalcare cu diametrul maxim până la 20 cm și sînt destul de bine cimentate. Grosimea aleuritelor este de cca 50 m.

Pe valea Sălcuței, unde apar aceste aleurite, respectivul orizont are în bază un pachet de 5 m format din gresii conglomeratice cenușii care la rîndul lor stau peste niște conglomerate roșii, sub care se află cristalinul.

În aleuritele cenușii au fost găsite următoarele fosile :

Micraster cortestudinarum Goldf.

Micraster coranguinum Klein.

Echinocorys cf. *gibbus*

Hemiasper gauthieri Per.

Pe baza acestor fosile noi considerăm orizontul respectiv de vîrstă turonian-superioară și anume Emscherian.

Mulți geologi consideră zona cu *Micraster cortestudinarum* de vîrstă coniaciană, dar acest subetaj este înțeles diferit.

Cu ocazia (fide Toucas, 1903) care l-a separat și denumit, consideră Coniacianul ca și Santonianul separat tot de el, ca subunități ale Emscherianului. Emscherianul a fost separat și denumit de De Lapparent — Munier Chalmers, ca subetaj al Senonianului.

Emscherianul este considerat însă de unii geologi (Andert, 1934) ca o unitate stratigrafică independentă, atît de Senonian cît și de Turonian și care se plasează între aceste două etaje.

În ce ne privește, avînd în vedere evoluția transgresiunii turoniene, în bazinul Arieșului, considerăm că orizontul aleuritelor cenușii cu *Micraster cortestudinarum* este de vîrstă emscheriană și atribuim Emscherianul etajului Turonian.

În acest fel orizontul gresiei de Matra și celelalte orizonturi inferioare aparțin Angoumianului.

Senonianul. Această formațiune apare numai la Bistra, pe malul stîng al Arieșului, în aval de confluența sa cu Valea Mare.

În bază se observă 3 m de conglomerat cu elemente rulate, al căror diametru atinge 30 cm, cu ciment violaceu, care suportă 5—6 m de gresii cu ciment de aceeași culoare avînd intercalații sau zone conglomeratice. Gresia trece treptat la un calcar roșcat cu hipuriți. Acest calcar, în grosime de 5—6 m este în general compact, de culoare roșietică. Peste calcare urmează 8—9 m de gresii cenușii, aleuritice.



Din calcare au fost colectate și determinate următoarele fosile :

Hippurites (Vaccinites) inaequicostatus Mü n s t.

Hippurites (Vaccinites) cornuvaccinum Bron n

Hippurites (Vaccinites) cf. beaussetensis Touc a s

Alectryonia curinata L a m a r e k.

Inoceramus näumanni M a t a j i r o.

Pe baza acestei asociații noi atribuim complexul de roci descris mai sus Senonianului.

Trebuie să arătăm că, nu se vede contactul dintre această formațiune și Turonian, întrucît conglomeratele din baza calcarelor, deși sînt asemănătoare cu conglomeratele turoniene, nu pot fi atribuite Turonianului deoarece la partea superioară, în deschiderea de lingă satul Bistra, se face trecerea gradată la calcarele cu hipuriți senoniene, așa încît întregul complex de conglomerate și calcare formează o singură unitate. Amintim că în regiunea Bistra se află Turonian conglomeratic, dar reprezintă altă unitate stratigrafică și apare pe alte profile.

Cuaternarul

Cuaternarul este reprezentat prin depozite atribuite atît Pleistocenului cît și Holocenului.

Pleistocenul. Pleistocenul este format din argile roșii și depozite de terasă.

Argilele roșii sînt roci pelitice cu un procent mai mare sau mai mic de nisip, în care uneori se pot găsi și bolovani de gresii sau de calcare. Ele ocupă în general culmile dealurilor, au o culoare de la galben cărămiziu la roșu liliachiu. Argilele prezintă pete sau concrețiuni mici, negre, fero-manganoase, cam cît bobul de grâu sau mai mici. Argilele pot fi întîlnite, de multe ori, curse pe pantă și amestecate cu bolovani sau blocuri de gresii, calcare, etc. formînd adevărate glacisuri. Separații în cadrul acestor argile sînt greu de făcut, întrucît argila redepusă are cam aceleași caractere cu aceea *in situ*.

Grosimea argilelor este de peste 3 m. Glacisurile pot atinge și 20 m.

Depozitele de terasă sînt formate din pietrișuri, nisipuri și argile. Ele formează două terase.

Terasa 1 se află la 12—15 m înălțime relativă. Ea ocupă suprafețe pe stînga Arieșului, la Bistra și la Sălciuma de Sus. Pietrișurile acestei



terase au fost exploatate de localnici pentru aur, așa că suprafața terasei are numeroase denivelări.

Terasa II, are o înălțime relativă de 3—8 m. Ea este bine dezvoltată atât pe malul stîng al Arieșului, cât și pe cel drept, la Bistra ca și la Sălciuma. Și suprafața acestei terase prezintă denivelări, pentru aceleași motive arătate la terasa anterioară.

Holocenul. Depozitele din albiile Arieșului și ale celorlalți afluenți ai săi, formate din pietrișuri și nisipuri, mai rar argile, au fost atribuite Holocenului.

La grurile pîraielor se dezvoltă, de cele mai multe ori, agestre, ce ating o lungime de 4—500 m și o lățime de 2—300 m, cum sînt agestrele văii Larga și ale văii Pantești de la Sălciuma. Grosimea acestor depozite din agestre, formate în principal din pietrișuri și nisipuri, poate atinge 3—4 m. Agestrele au fost atribuite, de asemenea Holocenului.

Eruptivul. Trebuie să spunem că nu ne ocupăm de eruptivul cunoscut din regiune ei de două apariții de eruptiv, necunoscute pînă la cercetările noastre și întîlnite în zona Sălciuma pe valca Mamei. Una dintre ele se găsește chiar în firul văii și reprezintă o apofiză a unui corp riolitic dezvoltat în adîncime. Acest eruptiv este format dintr-o rocă alterată hidrotermal, cu o culoare albicioasă cu structură porfirică, în care fenocristalele sînt formate din cuarț, biotit și hornblendă.

A doua apariție de eruptiv se află pe malul drept al văii Matra, aproape de izvoarele văii Cărbunari. Ea este un andezit cu hornblendă și biotit. Vîrsta acestor două apariții de eruptiv nu o putem încă preciza.

Tectonica

Deși ne-am ocupat în capitolul de stratigrafie numai de Cretacicul superior, pentru a înțelege tectonica acestor formațiuni trebuie să arătăm și concluziile noastre referitoare la stratigrafia depozitelor de fliș, care stau deasupra Cretacicului superior. Aceste depozite de fliș, de deasupra Turonianului sau Senonianului, au fost considerate de toți cercetătorii anteriori de vîrstă senoniană, la unii din ei cu precizarea că reprezintă Maestrichtianul, așa cum am arătat la istoricul cercetărilor. În aceste depozite de fliș noi am găsit, în mai multe puncte, orbitoline, care din lipsă de timp n-au fost încă determinate. După determinările făcute asupra unor orbitoline, din zone mai la sud de zonele cercetate de noi, reiese că aceste orbitoline atestă vîrsta aptian-conomaniană. Chiar dacă se vor

găsi orbitoline care să ateste și alte etaje decât cele amintite, un lucru este cert: formațiunea cu orbitoline este mai veche decât Turonianul fosilifer descris mai înainte. Un al doilea fapt cert este următorul: sub formațiunea cu orbitoline se află o altă formațiune, mai veche, pe care noi o considerăm de vîrstă valanginian-barremiană. Aceste două formațiuni ale Cretacicului inferior (valanginian-barremiană, eventual și aptiană) și ale Cretacicului mediu (aptian-cenomaniiană) reprezintă formațiunile de fliș care stau peste Cretacicul superior, prin urmare sînt în poziție tectonică.

Von Lóczy jr. a avut dreptate atunci cînd a arătat că, flișul de deasupra formațiunii de Gosau stă în poziție tectonică, dar a greșit atunci cînd a afirmat că acest fliș este sincron cu formațiunea de Gosau, pentru motivele pe care noi le-am arătat mai sus.

Cercetările întreprinse de R. von Telegd, L. von Lóczy, M. von Palfy și de alți geologi care au lucrat în Munții Apuseni înainte de primul război mondial, au impus ideea vîrstei senoniene a flișului dispus peste formațiunea de Gosau, influențînd în mod simțitor cercetările geologice ulterioare, pînă la lucrarea noastră.

Deoarece încă n-am terminat studiul faunei din flișul ante-turonian din regiune și intrucît intenționăm să prezentăm în viitor o lucrare aparte cu acest subiect, ne oprim aici cu concluziile noastre asupra stratigrafiei acestor depozite de fliș. Este de reținut că flișul de vîrstă cretacic-inferioară și medie încăleacă depozitele Cretacicului superior. Această încălecare se face pe două linii importante: linia Dobercului și linia Matra.

Linia Dobercului se află la răsărit de virful dealului Dobercul, de la sud de Arieș, din perimetrul Bistra. Ea pune în contact anormal, formațiunile Cretacicului mediu cu cele ale Cretacicului superior. Conglomeratele turoniene sînt încălecate de formațiunile Cretacicului mediu, pe o lungime de cca 1 km. Amplitudinea încălecării o apreciem la cca 200 m. Încălecarea de pe linia Dobercului a avut loc de la vest la est. Este interesant să amintim, că la nord de Arieș cam pe același aliniament, Senonianul ia contact la vest cu un orizont de breccii șiistoase roșii și cenușii, fiind încălecat de această formațiune mai veche a Cretacicului. Această fractură se prelungește spre nord, dar nu știm care este traseul său în continuare, deoarece n-am terminat încă studiul sectorului respectiv.

Linia Matra. În perimetrul Sălcîua-Valea Largă, în general pe dreapta văii Matra, uneori atingînd și firul văii, se constată o linie tectonică între depozitele Cretacicului flișoid și depozitele Turonianului. Importanța acestei linii nu o putem încă aprecia la justa ei valoare, deoarece



noi n-am studiat decât o mică fișie de sedimentar din apropierea cristalinului.

Ea se continuă și la nord de Arieș pînă în bazinul văii Pantești și este posibil ca să se continue și mai la nord, dar deocamdată acele perimetre nu au fost cercetate.

Linia Matrii este întretăiată de diferite fracturi la diferite unghiuri. Pe unele din aceste linii au avut loc venirile de magmă care apar în valea Matrii sau pe versantul drept al său.

Avînd în vedere faptul că, Senonianul de la Bistra se află în contact tectonic cu formațiunile Cretacicului mai vechi, trebuie să tragem concluzia că regiunea a fost afectată de mișcări tectonice mai noi decât Senonianul. Deocamdată nu putem spune că amintitul contact anormal se datorește mișcărilor laramice sau unor mișcări mai noi, mai ales că regiunea a suferit în mod sigur mișcări neogene, de care se leagă magmatismul din regiune.

Trebuie să avem în vedere și faptul că, Turonianul este transgresiv, peste cristalin. Această transgresiune este efectul unor mișcări tectonice. Nu știm încă dacă aceste mișcări aparțin mișcărilor mediteraneene sau trebuie puse în legătură cu mișcărilor subhercinice, deoarece contactul dintre Senonian și Turonian încă nu l-am văzut. Conglomeratele din baza Senonianului de la Bistra ar fi un indiciu despre mișcărilor subhercinice, dar mișcărilor care au provocat transgresiunea Angoumianului nu sînt așa de distanțate în timp.

Paleogeografia

Am arătat mai înainte că Turonianul este acela care marchează o transgresiune. După cum am arătat mai sus, această transgresiune a fost efectul unor mișcări tectonice, poate al mișcărilor mediteraneene. Mișcărilor mediteraneene au fost presupuse în Munții Apuseni, mai înainte de Bleahu și Dimian (fide Ianoșici et al., 1969). În orice caz reținem mișcărilor de scufundare care au provocat invazia mării Turoniannului superior în Munții Apuseni. Un alt element paleogeografic ni-l furnizează orizontul aleuritelor cu *Micraster cortestudinarum*. Acum oca 10 ani, noi (Ionoșici, 1964) am întîlnit la Gaura, pe valea Birsăului, în țara Chioarului, acest orizont, cu aceleași caractere litologice și faunistice, ca în zona Sălcina. Depozitele acestui orizont sînt depozite de geosinclinal. Acest fapt ne face să considerăm că geosinclinalul descris de Lóczy-senior (1919), nu s-a întins numai pînă în regiunea Turda, așa



cum a considerat el, ci s-a întins mult mai la nord pînă în țara Chioarului, așa cum arată aparițiile de la Caura.

În acest fel, trebuie să reconsiderăm ideea geosinclinalului lui von Lóczy-senior.

Von Lóczy, (1919) consideră întregul sedimentar cuprins între cristalinelul Gilăului la nord și cristalinelul Poiana Ruscă la sud, de la Lipova pînă la Turda, un geosinclinal, pe care-l numește geosinclinalul Munților Metaliferi ai Transilvaniei. Ideea geosinclinalului lui Lóczy a fost acceptată de toți geologii care au lucrat în regiune, de atunci și pînă în prezent.

Noi considerăm că, noțiunea de geosinclinal, în Munții Apuseni, nu trebuie limitată, în spațiu, la suprafața geosinclinalului lui von Lóczy (1919) și în timp, numai la Cretacic.

În Munții Apuseni a existat un geosinclinal, încă de la începutul Triasicului. În timp acest geosinclinal a funcționat din Triasicul inferior pînă în Cretacicul superior inclusiv, fără întrerupere.

În spațiu, însă, problema este mai complicată, întrucît pe unele suprafețe, geosinclinalul a funcționat numai în anumite răstimpuri, perioade sau ere geologice, lucru normal dacă avem în vedere evoluția unui geosinclinal. Nu vom examina problema evoluției acestui geosinclinal al Apusenilor, întrucît depășește cu mult teza prezentei lucrări. Vom prezenta însă unele trăsături generale și fundamentale ale acestei unități geosinclinale, de care se leagă și regiunea cercetată de noi.

Noi considerăm că, întregul ansamblu al Munților Apuseni reprezintă o unitate, pe care o numim unitatea geosinclinală apusenică.

În mijlocul acestei unități geosinclinale a existat o ridicătură axială, cu direcția nord-nord-est — sud-sud-vest, cuprinsă între Dunăre la sud și Țicău la nord, alcătuită din formațiuni ante-carbonifere. Această ridicătură, pe care noi o considerăm o dorsală, apare astăzi la zi în următoarele zone cristaline: Semenici, Poiana Ruscă, Gilău, Mezoș și Țicău.

Noi numim această ridicătură axială dorsală predavică.

Această dorsală predavică nu este același lucru cu geanticlinalul Munților Apuseni al lui Muratov (1949), pentru următoarele motive:

a) geanticlinalul Munților Apuseni, după Muratov, se ridică abia în Bajocian, pe cînd noi considerăm că ridicarea dorsalei predavice a avut loc începînd din Trias;



b) direcția geanticlinalului lui *Murатов* este nord-vest, pe cînd direcția dorsalei predavice este nord — nord-est, așa încît cele două direcții formează un unghi de aproape 90° ;

c) amplasarea geanticlinalului lui *Murатов*, după schițele prezentate, ar fi peste zona Gilău-Rez și cuprînd, probabil și zona Turda, judecînd după schițele respective. Autorul nu dă nici o explicație, din care să se vadă din ce este alcătuit geanticlinalul Munților Apuseni din concepția sa.

Această dorsală predavică, după părerea noastră, în timpul Triasicului și al Jurasicului, cu o probabilă întrerupere în regiunea văii Mureșului, s-a continuat la sud de Mureș, în Banat pînă dincolo de Dunăre. Începînd de la sud de Mureș, direcția dorsalei predavice se schimbă, devenind aproape, N—S.

La nord de Crișul Repede, apar peticele de cristalin din Măgura Șimleului și din munții Codrului (Bicului). Nu știm încă dacă aceste petice au făcut parte din dorsala predavică sau au reprezentat o cordilieră la apus de ea. Ele au fost considerate de *Dumitrescu et al.* (1962) ca făcînd parte dintr-un soclu hercinic sau mai vechi, care, după autorii respectivi, n-ar fi luat parte la cutările alpine.

Cercetări viitoare vor clarifica, această problemă interesantă.

De o parte și de alta a dorsalei predavice constatăm două șanțuri geosinclinale: la apus geosinclinalul banato-crișan, iar la răsărit geosinclinalul Alba.

Geosinclinalul banato-crișan este format, în principal, din depozite triasice și jurasice. Aceste depozite, cu excepția celor liasic-detractice, sînt formate, în general din calcare și dolomite. Ele sînt depozite din faza de scufundare a geosinclinalului. Pînă în prezent putem să facem afirmația că geosinclinalul banato-crișan a funcționat ca atare în Triasic și Jurasic între Mureș și Crișul Repede, dar pentru regiunea de la nord de Crișul Repede nu avem elemente ca să ne îndreptățescă să ne exprimăm o părere. La sud de Mureș, depozitele triasice sînt mai rare, în timp ce cele jurasice sînt mai dezvoltate. Geosinclinalul banato-crișan cuprînde un sector la nord de Mureș, sectorul Crișan, care ar corespunde geosinclinalului Bihorului al lui *P. Rozsnyik* (fide *Ilie*, 1938) și un sector la sud de Mureș, sectorul banatic. Acest geosinclinal a durat din Triasic pînă în Cretacic.

Cretacicul de la apus de dorsala predavică, din sectorul Crișan prezintă diferențe față de Cretacicul geosinclinalului Alba. Depozitele de fliș tipic din geosinclinalul Alba, denotă existența unui bazin de sedi-



mentare cu o adâncime mai mare decât în bazinul cretacic din sectorul crișan al geosinclinalului de la apus de dorsală, cel puțin pentru anumite epoci sau etape. Este evident că, începînd cu Cretacicul inferior, între cele două geosinclinale s-au petrecut fenomene, care au produs diferențele pe care le constatăm astăzi.

Acest aspect al unității geosinclinale apusenice, cu cele două geosinclinale, de o parte și de alta a dorsalei predavice, este similar celui al unității geosinclinale din Carpații Răsăriteni. Noi numim unitatea geosinclinală din Carpații Răsăriteni, unitatea geosinclinală carpică. Această unitate, ca și cea apusenică, are și ea o dorsală care poate fi numită dorsală bocovinică, care se întinde de la Gura Văii Vișeuului pînă pe linia Trotușului.

Această dorsală bocovinică, în concepția lui Muratov, face parte din geantoclinalul Carpaților Orientali, care se întindea de la Gura Văii Vișeuului pînă la cristalinelul Leaota. Noi considerăm că termenul de geantoclinal este o noțiune tectonică și ar fi potrivită pentru tectonica majoră a scoarței terestre. Zonele ridicate și alungite, avînd în vedere că îndeplinesc o anumită funcție în ce privește sedimentarea geosinclinalului și au și alte roluri în evoluția acestui geosinclinal, credem că este mai bine, după părerea noastră, să fie denumite dorsale. Muratov consideră că geantoclinalul Carpaților Orientali s-a ridicat în Hauterivian pe cînd noi considerăm că dorsala bocovinică s-a ridicat mai devreme, în Jurasic dacă nu chiar în Triasic, ca și dorsala predavică din Munții Apuseni. Este posibil ca această dorsală bucovinică să se fi ridicat ceva mai tîrziu ca cea predavică, dar oricum, noi considerăm că ea era ridicată în Jurasic.

De o parte și de alta dorsala Bucovinică are două șanțuri geosinclinale: la răsărit șanțul sau geosinclinalul moldavice, iar la apus șanțul sau geosinclinalul moroșan.

Între unitatea geosinclinală carpică și unitatea geosinclinală apusenică se află bazinul Transilvaniei. Acest spațiu noi îl considerăm că reprezintă fosa centrală a Carpaților. Ea are o formă amigdaloidă, cu partea îngustă spre nord și poate fi numită fosa Ardealului.

Revenind la unitatea geosinclinală apusenică se constată că, la nivelul Turonianului superior (Emscher), geosinclinalul Alba, de la est de dorsala predavică, se continuă pînă în regiunea Gaura, din țara Ohioarului, așa cum am arătat mai înainte. Credem că, undeva, între Șomcuta, din țara Ohioarului și Sugătag, din Maramureș s-a făcut joncțiunea între geosinclinalul Alba și geosinclinalul moroșan.



Observăm încă, că la răsărit, geosinclinalul Alba este mărginit morfologic, de culmea Bedeleului, formată din cristalin și calcare jurasice. Conglomeratele de la apus de Bedeleu, de vîrstă erociacă, au elemente de calcare tithonice din culmea Bedeleu. Prin urmare, în timpul depunerii acestor conglomerate, exista această culme a Bedeleului, fie la un nivel deasupra apei, fie la un nivel sub apă, dar mult ridicată față de fundul geosinclinalului. Ridicarea acestei creste s-a făcut în Cretacicul inferior, dar ea a continuat să existe ca atare și în timpul Cretacicului superior. Reținem acest fapt: existența în Cretacic a unei creste, care a alimentat cu material detritic depozitele geosinclinalului Alba. Această creastă se prezintă și astăzi ca o ridicătură alungită, cu direcția, aproximativ, nord-sud pe o lungime de cea 60 km, cu denivelare de 100—200 m deasupra regiunii înconjurătoare.

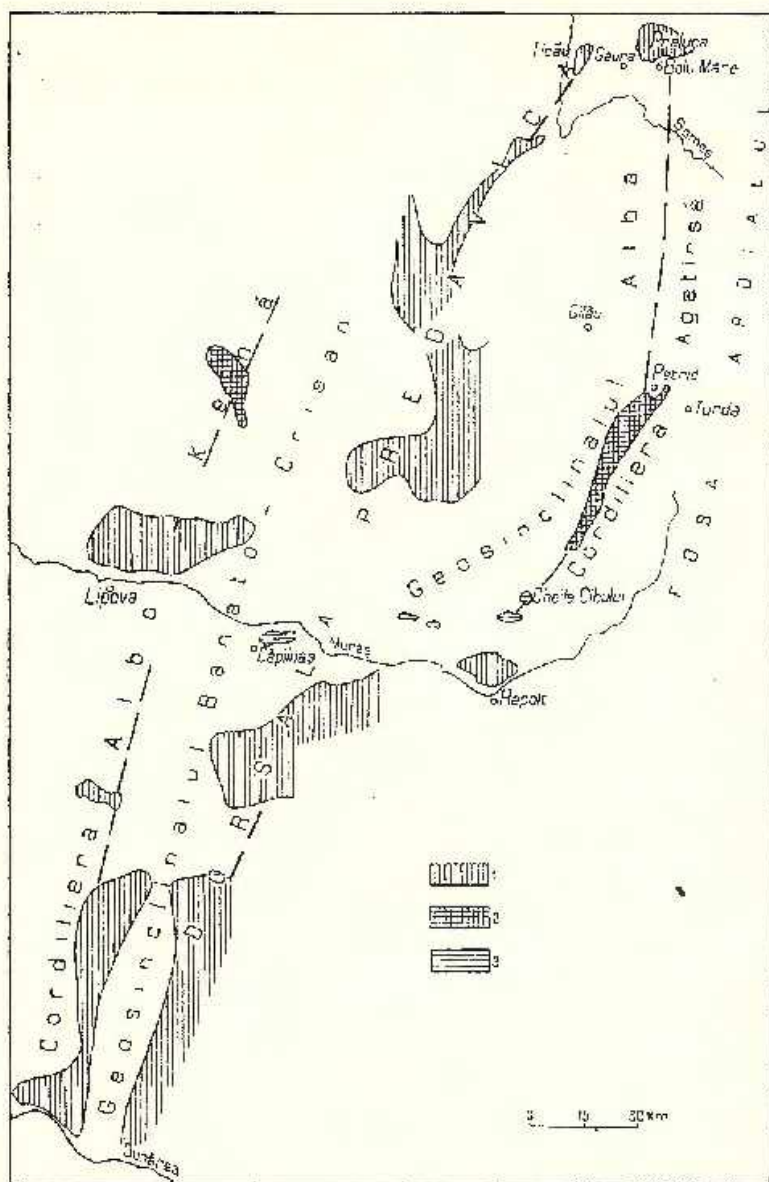
Dacă examinăm capătul de nord al geosinclinalului Alba, de la est de dorsala predavică, în regiunea Gaura-valea Chioarului, constatăm că, la răsăritul acestui geosinclinal se află cristalinul Preluca. Aceste fapte de observație ne fac să considerăm că în timpul Cretacicului, în geosinclinalul Alba a existat o cordilieră cu direcția, aproximativ nord-sud pe linia Bedeleu-Preluca, pe o distanță de peste 160 km. Noi numim această cordilieră, cordilieră agatirsă. Din ea s-au păstrat două părți, care mai pot fi văzute și astăzi: porțiunea Bedeleului, de cea 60 km, în Trascău și porțiunea Preluca, cu lungime meridiană de 10 km, în țara Chioarului. Se înțelege că această cordilieră a avut și discontinuități, care astăzi sînt greu de precizat.

Între Petrid, la sud și Boiu Mare, la nord, cordiliera s-a prăbușit, înaintea transgresiunii eocene, pe o întindere de cea 90 km. La sud, cordiliera agatirsă dispăre, cam în regiunea Meteș și devine greu de precizat care a fost direcția ei în continuare. Pe direcția ei majoră însă, la sud, lângă Rapolt se află o insulă de cristalin, așa încît una din posibilități este să considerăm că, vechea cordilieră agatirsă s-a continuat spre sud—sud-vest pînă la Rapolt (vezi figura).

Observăm însă, că între Cheile Cibului și Căpîlneaș se însiruie petice de calcare jurasice, pe o direcție WSW. Astfel se naște întrebarea: cordiliera agatirsă s-a continuat spre SSW prin cristalinul Rapoltului sau de la Cheile Cibului și-a schimbat direcția spre WSW pînă la Căpîlneaș?

Murator (1949), pune o cordilieră E—W în Hauterivian-Barremian, în sudul geosinclinalului Mureșului, cordilieră care se amplasează, în parte, peste șirul de petice jurasice Cheile Cibului-Căpîlneaș.





Schița unității geosinclinale apusene în Mezozoic.

1. cristalin la zi; 2. cristalin + calcare mezozoice la zi; 3. calcare mezozoice la zi.

Esquisse de l'unité géosynclinale apusénique durant le Mésozoïque.

1. cristallin mis à jour; 2. cristallin + calcaires mésozoïques mis à jour; 3. calcaires mésozoïques mis à jour.



Mai observăm însă că, la nord de șirul de petice de calcare jurasice Cheile Cibului-Căpîlnaș, mai este un șir principal de petice de calcare jurasice, la sud de Abrud, cu o direcție generală tot vest-est. Sînt aceste șiruri de petice jurasice, cu direcția vest-est, mărturii ale unor cordiliere secundare sau formează fruntea unor unități tectonice de mare anvergură? Acestea sînt probleme pe care numai studiul geologic din regiunile respective le poate clarifica.

Revenind la geosinclinalul Alba, constatăm că, la sfîrșitul Cretacului, are loc ridicarea unor regiuni din partea de apus a țării și coborîrea altora. Acestea sînt probabil efecte ale mișcărilor laramice. În urma acestor mișcări, regiunea cercetată de noi este exondată. La nord de linia Petrid-Gilău-Înădîn, întreaga suprafață a geosinclinalului Alba, precum și cordiliera agatirsă de la nord de această linie, se prăbușește, din cordilieră rămînînd numai insula de la Preluca. Nici dorsala axială predavică nu rămîne neafectată, deoarece și ea pe porțiunea dintre Zălau și Țicău se scufundă. Toate aceste suprafețe scufundate sînt invadate de apele transgresiunii eocene.

Întregul spațiu al geosinclinalului Alba, scufundat la nord de linia amintită, cu porțiunea cordiliei agatirsă⁷ dintre Petrid și Boiu Mare, se încorporează cristalinelui dorsalei predavice, la porțiunea Mezeșului de astăzi. Această unitate din geosinclinalul Alba, scufundat și unit cu cristalinel Mezeșului, noi o numim blocul Mezeșului. Acest bloc joacă rolul de platformă în timpul Eocenului.

Cum am arătat mai înainte, regiunea cercetată de noi, la sfîrșitul Cretacului este exondată și rămîne în această situație pînă în Miocen. În acest timp, unele suprafețe ale geosinclinalului Alba se scufundă și dau posibilitate instalării unor noi bazine de sedimentare.

BIBLIOGRAFIE

- A n d e r t H. (1934) Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken. Teil III. Die Fauna der obersten Kreide in Sachsen, Böhmen und Schlesien. *Abhand. Preuss. Geol. Land.* 159, Berlin.

⁷ Noțiunile de predavice, carpic, agatirsă au fost date după numele unor triburi dacice și predavice care au trăit în țara noastră în antichitate. Noțiunea de Alba a fost dată după numele județului pe teritoriul cărui se dezvoltă o bună parte din geosinclinalul Alba. Noțiunea de moroșan a fost dată după numele actual al Românilor din Maramureș.



- Bleahu M., Dimian M. (1963) Caracteristici stratonomice ale serilor cretacice din Munții Metaliferi (Munții Apuseni). *Com. Științ. Asoc. Carp.-Balc.* III/1, București.
- Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc C., Georgescu C. (1962) Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. *Com. Geol. An. Inst. Geol.* XXXII, București.
- Ghițulescu P. T., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des monts Metalifères. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI, București.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu P. T., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu II. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi Edit. Acad. R.S.R. București.
- Ilie Mircea (1936) Recherches géologiques dans les monts Trascău et dans le bassin de l'Arșeș. *An. Inst. Geol. Rom.* XVII, București.
- (1938) Problèmes tectoniques dans les monts Apuseni (Roumanie) *C. R. Ac. Sci. Roum.* II, 2, București.
- Ioniță Stan (1964) Mezozoicul și Paleogenul din regiunea Vărai-Curtuiș-Gaura (valea Chioarului). *D. S. Inst. Geol.* L/1, București.
- Lupu Denisa, Lupu M. (1960) Contribuții la cunoașterea faunei cu rudiști din Senonianul Munților Apuseni. *Studii și cercetări de geologie*, 4, V. Edit. Acad. Rom. București.
- Lóczy L. v. jr. (1918). Beiträge zur Kenntnis der Gosau und Fleischbildungen des Aranyos-thales. *Jahresb. d. K. u. R. f.* 1916, Budapest.
- Lóczy L. v. (1919) Einige Betrachtungen über den Geologischen Aufbau Geosinclinalen des siebenbürgischen Erzgebirge in weiteren Sinn und der nordwestlichen Karpathen. *Földt. Közl.* XLVIII, Budapest.
- Muratov V. M. (1949). Tectonica URSS. Traducere din limba rusă, Acad. RPR. București.
- Schlutter Cl. (1877) Cephalopoden der oberen Kreide. *Palaontographica*, 24, Cassel.
- Telegd Roth. L. v. (1901) Die Aranyos Gebirge des siebenbürgischen Erzgebirges in der Umgebung von Nagy-Oklos, Belavar, Lunka und Also-Szolcsya. *Jahresb. d. K. u. geol. Anst.* I. 1899, Budapest.
- Toucas A. (1903) Étude sur la classification et l'évolution des hippurites. *Mém. Soc. Géol. France.* XXX, Paris.

NOUVELLES DONNÉES SUR LA GÉOLOGIE ET LA PALÉOGÉOGRAPHIE DES MONTS APUSENI. TURONIEN DE SĂLCIUA ET SÉNONIEN DE BISTRA-ȚARA MOTILOR

(Résumé)

Le Turonien est répandu tant à Sălciua qu'à Bistra. Cependant les affleurements de Sălciua sont les plus éloquentes laissant voir deux horizons fossilifères. Cette formation est constituée par les horizons suivants : a) horizon conglomératique, brêcheux, rouge, épais, d'environ 30 m, b) horizon des grès verts glauconieux, à intercalations d'argiles ou de conglomérats, rouges ou verts, c) horizon du grès Matra -- un grès gris jaunâtre, muscovitique, grossier, contenant les formes suivantes : *Trochactaeon giganteum* Sow., *Trochactaeon Salomoni* E. r.,



Actaeonella cf. *renauxiana* d'Orb., *Nerinea cochleaeformis* Conrad var. *subgigantea* Blum., *Nerinea geinitzi* Goldf., *Turillites* cf. *tridens* Schlut., d) horizon des aleurites à échinides, sombres à intercalations plus gréseuses contenant: *Micraster cortestudinarum* Goldf. et *Micraster coranguinum*.

L'horizon du grès de Matra, avec les mollusques susmentionnés et l'horizon des grès glauconieux reviennent à l'Angoumien, tenant compte de la faune qu'il renferme. Jusqu'à présent nous ne disposons pas de renseignements sur le Ligérien supérieur.

L'horizon des aleurites à échinides revient à l'Emachérien, que nous considérons un sous-étage du Turonien.

Le Sénonien n'affleure qu'à Bistra étant constitué par : a) 3 m de conglomérats rosâtres, b) 5—6 m de grès rosâtres à intercalations de conglomérats, c) 5—6 m de calcaires rougeâtres, compacts, qui nous ont livré : *Hippurites* (*Vaccinites*) *inaequicostatus* MüsL., *H.* (*Vaccinites*) *cornuvaccinum* Bronn, *H.* (*Vaccinites*) cf. *beaussetensis* Toucas, *Alectryonia carinata* Lamarek, *Inoceramus naumanni* Matajiro et d) 8—9 m de grès sombres aleuritiques et de maracs sombres.

Au point de vue tectonique on a mis en évidence deux lignes de chevauchement : ligne de Matra (à Sălciua) et ligne de Dobercu (à Bistra), le long desquelles le Crétacé inférieur ou moyen, sous faciès de flysch, chevauche les dépôts du Crétacé supérieur, représentés par la formation de Gosau. La ligne de Matra a été chevauchée de l'est à l'ouest et la ligne de Dobercu de l'ouest à l'est.

Paléogéographie. On a reconsidéré le géosynclinal des Monts Métallifères de la Transylvanie qui à l'avis de son auteur (L. v. Lóczy-junior) s'étendait de Lipova à Turda, mais qui à notre avis se prolonge jusque dans Țara Chioarului, vers Șomeș, étant donné qu'à Gaura on a rencontré l'horizon à *Micraster cortestudinarum* constitué de dépôts de type géosynclinal, présentant les mêmes caractères lithologiques et fauniques que ceux de Sălciua de Țara Moșilor (Monts Apuseni).

Dans un aperçu sur la paléogéographie des Monts Apuseni on a montré que dans cette région dès le Trias s'est formé un géosynclinal qui a duré jusqu'au Crétacé supérieur y compris. Au bon milieu de cette unité géosynclinale que nous avons dénommée unité apusénique, il y a eu une dorsale formée par le cristallin de Gilău, le cristallin de Mezeș et le cristallin de Țicău. Nous avons donné à ce soulèvement axial qui au sud du Mureș se prolonge jusqu'au Danube, voire même davantage, le nom de dorsale prédevaïque.

À l'ouest de la dorsale prédevaïque, il y avait un géosynclinal à contours bien précisés, principalement durant le Trias et le Jurassique, nommé sillon géosynclinal de Crișana. Il y a eu des époques géologiques où il s'étendait du Danube jusqu'au Crișul Repede. Pour le moment, au N de cette rivière, nous n'avons pas des renseignements sur son existence.

À l'E de la dorsale prédevaïque il y avait un sillon géosynclinal, à contours bien précisés surtout durant le Crétacé, qui s'étendait de Lipova à Țara Chioarului.

Cet aspect de l'unité géosynclinale apusénique, avec une dorsale médiane et deux sillons géosynclinaux latéraux est similaire à celui de l'unité géosynclinale des Carpates Orientales, unité à laquelle nous avons donné le nom d'unité carpique. Elle a eu une dorsale qui à l'heure actuelle est représentée par le cristallin qui s'étend entre l'embouchure de la vallée du Vișeu et la vallée du Trotuș, à laquelle nous avons donné le nom de dorsale



bucovinienne. À l'ouest de cette dernière se trouve le géosynclinal moroșan, alors qu'à l'Est se trouve le géosynclinal moldave.

Entre l'unité géosynclinale Carpique et l'unité apusénique se trouve le bassin de Transylvanie que nous considérons une fosse notamment la fosse centrale des Carpates, que nous avons nommé fosse d'Ardeal.

Quant à l'unité géosynclinale apusénique, l'on constate aussi à présent, que le sillon géosynclinal d'Alba a eu, approximativement vers sa partie moyenne, une cordillère dont les restes visibles de nos jours sont formés par la crête de Bedeleu (cristallin et calcaires jurassiques) dans les monts Trascău et le cristallin de Preluca dans Țara Chioarului rejoints par quelques autres îlots surélevés. Cette cordillère que nous avons appelé cordillère agatirșe s'est exhaussée à partir du Crétacé inférieur et a fonctionné jusqu'au Crétacé supérieur.

Le géosynclinal d'Alba a été exondé à la fin du Crétacé, à la suite des mouvements laramiens. Durant l'Éocène inférieur, la partie de l'ex géosynclinal d'Alba, située au N de la ligne de Petrid-Gilău-Huedin jusqu'à la ligne de Preluca-Țicău s'est effondrée étant envahie par les eaux de la mer éocène. De la cordillère agatirșe ne persiste au N que l'îlot cristallin de Preluca et au sud l'îlot de Bedeleu. Même la dorsale prédavique a été affectée par ces mouvements car entre Zalău et Țicău elle aussi s'est effondrée.

La partie susmentionnée effondrée de l'axe du géosynclinal d'Alba s'est rattachée au segment du cristallin de Mezeș, constituant un seul bloc que nous avons nommé bloc de Mezeș et qui durant la sédimentation éocène a joué le rôle de plate-forme.



PLANȘA I



PLAȘA I

- Fig. 1. — *Micrasler cor angulinum* (Klein) — Sălcia-Turoa.
Mărimē = 0,75. (Grandeur = 0,75).
- Fig. 2. — *Micrasler cor angulinum* (Klein) — Gaura Turou.
Mărimē = 0,7. (Grandeur = 0,7).
- Fig. 3. — *Micrasler cor testudinatum* Goldf — Sălcia-Turoa.
Mărimē = 0,8. (Grandeur = 0,8).
- Fig. 4. — *Micrasler cor testudinatum* Goldf — Gaura-Turoa.
Mărimē = 0,75. (Grandeur = 0,75).
- Fig. 5. — *Cardiasler colleanus* Lang et Gr. — Gaura Turou.
Mărimē = 0,9. (Grandeur = 0,9).

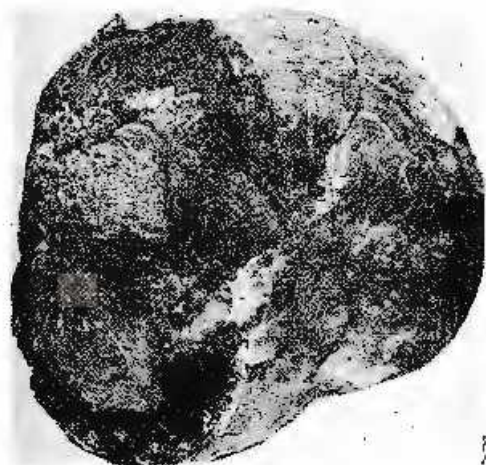




1



2



3



4



5

PLAȘA II

- Fig. 1. — *Hippurites (Vaccinites) inaequicostatus* M ü n s t. Bistra-Senonian. Mărime = 0,9. (Grandeur = 0,9).
- Fig. 2. — *Hippurites (Vaccinites) inaequicostatus* M ü n s t. Senonian-Bistra. Secțiune transversală la nivelul I. Mărime naturală. (Section transversale au niveau I. Grandeur naturelle).
- Fig. 3. — *Hippurites (Vaccinites) inaequicostatus* M ü n s t. Senonian-Bistra. Secțiune transversală la nivelul II. Mărime naturală. (Section transversale au niveau II. Grandeur naturelle).
- Fig. 4. — *Trochactaeon giganteum* S o w. Turon-Sălcia. Mărime = 0,8. (Grandeur = 0,8).





Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor vol. LVIII/5.

PLANȘA III

- Fig. 1. — *Hippurites (Vaccinites) cornuvaccinum* Br. Senonian-Bistra. Mărimă naturală. (Grandeur naturelle).
- Fig. 2. — *Hippurites (Vaccinites) cornuvaccinum* Br. Senonian-Bistra. Secțiune transversală la nivelul I. Mărimă naturală. (Section transversale au niveau I. Grandeur naturelle).
- Fig. 3. — *Nerinea geintzi* Goldf. Turonian-Sâlcium. Mărimă = 0,9. (Grandeur = 0,9).
- Fig. 4. — *Nerinea geintzi* Goldf. Turonian-Sâlcium. Secțiune internă. Mărimă naturală. (Section interne. Grandeur naturelle).
- Fig. 5. — *Nerinea cochleiformis* Conrad var. *subglobosa* Blum. Turonian-Sâlcium. Mărimă naturală. (Grandeur naturelle).
- Fig. 6. — *Nerinea cochleiformis* Conrad var. *subglobosa* Blum. Turonian Sâlcium. Secțiune internă. Mărimă naturală. (Section interne. Grandeur naturelle).





1



2



3



4



5



6

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor vol. LVIII/5.



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

DATE NOI CU PRIVIRE LA GEOLOGIA REGIUNII BUCIUMI-JIBOU (NORD-VESTUL BAZINULUI TRANSILVANIEI)¹

DE

GHEORGHE MĂRGĂRIȚ²

Abstract

New Data on the Geology of the Buciumi-Jibou Region (North-Western Part of the Transylvania Basin). As a result of recently carried investigations in the north-western part of the Transylvania Basin, respectively in the Buciumi-Jibou Zone, a new level of dolomitic limestones within the lower banded clays, was pointed out; new points of occurrence of the horizon with *Nummulites perforatus*, and also the grey marl horizon in an overturned position east of the Mezes Mountains were discovered, fact that confirms the character of overthrust of the Mezes line. A more clear-cut tectonic picture was likewise obtained as a result of the identification of numerous fault lines, some of which are directly affecting the sedimentation conditions.

Cercetările geologice efectuate în ultimul timp în partea de nord-vest a bazinului Transilvaniei, coroborate cu rezultatele forajelor de referință executate la est de munții Mezeșului³ ne-au condus la obținerea unor date noi cu caracter cartografic, facial și structural în zona cuprinsă între localitățile Buciumi și Jibou.

Deși jaloanele stratigrafiei bazinului Transilvaniei au fost fixate de Holmann (1879) și Koch (1894—1900), folosind ca punct de plecare monografia lui Hauer și Stache (1863), cercetătorii care au urmat au adus contribuții valoroase de ordin stratigrafic. Dintre aceștia cităm pe Mateescu (1938), Răileanu și Saules

¹ Comunicare în ședința din 16 aprilie 1971.

² Întreprinderea Geologică de Prospectiuni, Calea Griviței nr. 64, București.

³ Raport geologic asupra rezultatelor lucrărilor de explorare din sectorul Vlahă-Săvădisla și a forajelor cu caracter de referință de pe rama de nord vest a bazinului Transilvaniei, 1964, Arh. M.M.P.G. București.



(1956), Joja (1956), Răileanu et al. (1964), Rusu (1967) și Moiescu (1969).

O serie de date interesante sînt consemnate în numeroase rapoarte întocmite de diferiți geologi⁴, mai ales în perioada de după cel de al doilea război mondial.

Stratigrafia regiunii

Datele geologice pe care le prezentăm se referă la stratigrafia și tectonica depozitelor eocene care se dezvoltă în regiunea Buciumi-Jibou, reprezentate prin toți termenii săi, începînd cu argilele vîrgate inferioare și terminînd cu stratele de Hoia.

Argilele vîrgate inferioare

Intercalarea unor depozite calcareose în cadrul argilelor vîrgate inferioare care aflorează în împrejurimile localității Jibou, a determinat pe unii cercetători (Răileanu și Saulea, 1956) să separe în cadrul lor trei orizonturi (orizontul roșu inferior, orizontul calcarelor de apă dulce și orizontul roșu superior); într-un mod similar le-a separat și

⁴ I. Z. Barbu. Raport asupra regiunii Ortelec-Moigrad-Brebi, 1952, Arh. M.M.P.G. București.

I. Grăf, Casandra Grăt, V. Pesci. Raport final asupra cercetărilor geologice în regiunea Zalău-Mirșid-Creaca-Hida, 1967, Arh. M.M.P.G. București.

O. Iliescu, Gh. Mărgărit, Aura Nagel, Maria Mărgărit, A. d. Nagel. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru cărbuni în regiunea Moigrad-Jibou-Ieanda-Răzoare, 1962, Arh. M.M.P.G. București.

A. Mămulca. Raport asupra studiului geologic al regiunii Romnaș-Sutor-Așchileul Mic, 1952, Arh. M.M.P.G. București.

Gh. Mărgărit, O. Iliescu, D. Socoleanu, Maria Mărgărit, C. Mihăilescu, Liliana Mihăilescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru cărbuni în regiunea Huedin-Stîna-Gîrbou-Zimbor, 1963, Arh. M.M.P.G. București.

Gh. Mărgărit, Maria Mărgărit, A. Lăcătușu. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru fosiați în regiunea Birsa-Someș Guruslău-Cuceu-Turbața, 1968, Arh. M.M.P.G. București.

V. Mutihac. Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Moigrad-Hida, 1952, Arh. M.M.P.G. București.

S. Năstăseanu. Raport geologic definitiv asupra regiunii Tăud-Sîngeorgiu de Mezeș, 1953, Arh. M.M.P.G. București.

Niță Pion Petre, Gh. Mărgărit, Maria Mărgărit. Sinteză lucrărilor de cercetare geologică, geofizică și de foraj, privind perspectivele de substanțe minerale utile în bazinul văii Almașului, 1969, Arh. M.M.P.G. București.

M. Solcan, Fl. Antonescu, M. Gavriș. Raport geologic privind cercetările din regiunea Jibou, 1967, Arh. M.M.P.G. București.



T. h. J o j a în perioada 1948—1952 (orizontul roșu inferior, stratele de Rona și orizontul roșu mediu; orizontul roșu superior reprezentînd, în concepția autorului, echivalentul argilelor vîrgate superioare). În 1956 același autor sublinia caracterul de facies al stratelor de Rona, apreciînd că acestea ating o grosime de aproximativ 400 m.

Rezultatele cercetărilor noastre confirmă caracterul de facies al calcarelor de Rona, subliniînd că grosimea acestora nu depășește 100—125 m. Remarcăm, de asemenea, caracterul dolomitic al calcarelor, evidențiat prin analizele chimice efectuate asupra unui mare număr de probe. Rezultatele au arătat următoarea participare procentuală a citorva componenți chimici: SiO_2 de la 0,60% la 54,35%, Al_2O_3 de la 0,15% la 20,65%, Fe_2O_3 de la 0,50% la 8,50%, CaO de la 2,24% la 53,50% și MgO de la 0,70% la 19%.

Cercetările noastre de teren au condus la identificarea unui alt nivel de calcare dolomitice, cu o grosime de 5—8 m, situat la 60 m deasupra stratelor de Rona, respectiv 120 m sub orizontul gipsurilor inferioare.

Acest nivel dolomitic a fost urmărit și cartografiat pentru prima dată de noi, sub forma unei benzi continue între localitatea Rona și izvoarele văii lui Drăguș și ca apariții rare pe valea Runcului, la sud-vest de Jibou.

Analizele chimice efectuate asupra mai multor probe recoltate din acest nivel, au arătat următoarea compoziție chimică: SiO_2 de la 2,39% la 8,87%, Al_2O_3 de la 0,57% la 4%, Fe_2O_3 de la 0,77% la 1,50%, CaO de la 27,46% la 30,90% și MgO de la 15,60% la 19,40%.

Prezența unui al doilea nivel de calcare dolomitice în cadrul argilelor vîrgate inferioare face ca împărțirea acestora în trei sau mai multe pachete litologice cu valoare de orizont, să ne apară neîntemeiată.

Referitor la depozitele cunoscute în literatură sub numele de orizontul gipsurilor inferioare și orizontul cu *Anomia* și *Gryphaea eszterhazyi* nu posedăm elemente noi.

Orizontul cu Nummulites perforatus

Prezența lumașelului cu *N. perforatus* la est de munții Mezeșului era cunoscută pe valea Peșterii, la nord de localitatea Hodîș, încă de la K o c h (1894). Cercetările efectuate de noi au pus în evidență o nouă apariție cu astfel de depozite la izvoarele pîrîului „Pe Vale”, la vest de localitatea Agrij. Aici lumașelul cu numuliți are o grosime de 3 m și

prezintă căderi de 30° spre vest, contrar sensului general pe care-l au depozitele eocene în zona respectivă. Urmărit pe direcție, orizontul cu *N. perforatus* a fost întâlnit din loc în loc pe o distanță de 500—600 m, până la izvoarele văii Lupuțului.

Prezența orizontului cu *N. perforatus* în această nouă zonă are o importanță deosebită pentru precizarea raporturilor dintre cristalinul munților Mezeș și depozitele sedimentare ale bazinului Transilvaniei, așa cum se va vedea mai jos.

Orizontul marnelor cenușii

Exceptând aparițiile acestui orizont pe unii afluenți de pe stînga văii Agrijului (valea Șanțului, „Pe vale”, valea Lupuțului), am reușit să punem în evidență o altă zonă de aflorare, la izvoarele pîriului „Pe Vale”.

Alcătuirea sa litologică este destul de asemănătoare cu cea care caracterizează orizontul în zona de la est de Mezeș. În general este reprezentat prin alternanțe neregulate de marne, marne nisipoase cenușiu-gălbui și marnocalcare fosilifere, dispuse sub forma unor bancuri cu grosimi de 0,50—2 m fiecare. Toate aceste depozite au înclinări de 30° spre vest și suportă orizontul cu *N. perforatus*, fapt care dovedește că se găsește în poziție răsturnată. Această observație asociată cu precedentă are importanță în lămurirea tectonicii formațiunilor din zona de ramă.

Date referitoare la orizonturile suprajacentele marnelor cenușii (calcarele grosiere inferioare și argilele vîrgate superioare), au fost consemnate într-o serie de rapoarte și publicații personale sau aparținînd altor cercetători.

Orizontul gipsurilor superioare

Problema separării gipsurilor superioare ca formațiune independentă și apartenența lor la argilele vîrgate superioare (în accepțiunea lui *Π o f m a n n*) sau la calcarele grosiere superioare (în sensul lui *K o c h*), nu și-a găsit pînă astăzi o rezolvare unanim acceptată.

Menționăm că datele noastre, obținute prin lucrările geologice de suprafață și din forajele executate în regiunea Cluj-Jibou, întăresc ideea că gipsurile superioare, împreună cu depozitele asociate lor (marne verzi și calcare cu anomalii), pot fi separate ca o unitate cartografică distinctă, cu dezvoltare continuă între Cluj și regiunea de la nord-est de Jibou.



În ceea ce privește orizontul calcarelor grosiere superioare, orizontul cu *Nummulites fabianii* și orizontul marnelor cu brizoare, aceștia au fost identificate în noi puncte, îndeosebi la contactul dintre cristalinel Mezeșului și diferiți termeni ai Priabonianului. Cele mai importante sînt aflorimentele de la izvoarele văilor Chichișei și Astupăturii.

Același lucru se poate spune despre aceste orizonturi în zona de la est de Jibou. Astfel calcarele grosiere superioare, orizontul cu *N. fabianii* și marnele cu brizoare, nefigurate pînă acum în acest sector, au fost identificate și cartografiate pînă la vest de localitatea Poienița. Spre Tg. Lăpuș întîlnim numeroase elemente caracteristice tuturilor orizonturilor Priabonianului superior, dar insuficiente pentru a le putea separa.

Tectonica regiunii

În afară de contactul tectonic existent între formațiunile cristaline ale munților Mezeș și depozitele sedimentare ale bazinului, cunoscut din cele mai vechi lucrări sub numele de „falia Mezeșului”, sau mai recent „linia Mezeșului” (Răileanu et al., 1964) pe majoritatea hărților geologice la diferite scări și ediții, sînt figurate puține accidente tectonice, printre care amintim falia Moigradului (Mateescu, 1938), falia Someșului (Szadeczky Kardoss, 1930) și sistemul de fracturi imaginat de Paucă (1964) în jurul localității Jibou.

Intrucît problemele care se pun în legătură cu tectonica majoră a regiunii au fost abordate într-o lucrare aparte de Răileanu et al. (1964), ne vom referi doar la cîteva aspecte ale unora din accidentele tectonice amintite, insistînd asupra tectonicii de detaliu.

Linia Mezeșului. Adoptăm această denumire, aducînd noi argumente în sprijinul atestării caracterului de încălecare destul de pronunțat în sectorul cuprins între izvoarele pîrului „Pe Vale” și văii Lupușului. Amintim în acest sens apariția orizontului cu *N. perforatus* și orizontului marnelor cenușii de la obîrșia pîrului „Pe Vale” (fig. 1). Aici întîlnim depozitele respective în poziție răsturnată, fiind deranjate tectonic în timpul desăvîrșirii structurii munților Mezeș, ca urmare a presiunilor exercitate de la vest către est.

Linia Mezeșului este o linie majoră însoțită de numeroase falii secundare (de sprijin), paralele sau perpendiculare pe ea, care afectează uneori nu numai depozitele sedimentare de pe rama bazinului, ci și formațiunile cristaline, așa cum se poate observa în sectorul de la vest de localitatea Stina.



Falia Someșului. Deși în zona la care ne referim nu posedăm argumente suficiente pentru a susține existența acestei falii (denumită de Szadeczky Kardoss falia Someșului), trebuie spus că de-a lungul râului Someș există un complicat sistem de falii, cu orientare est-vest

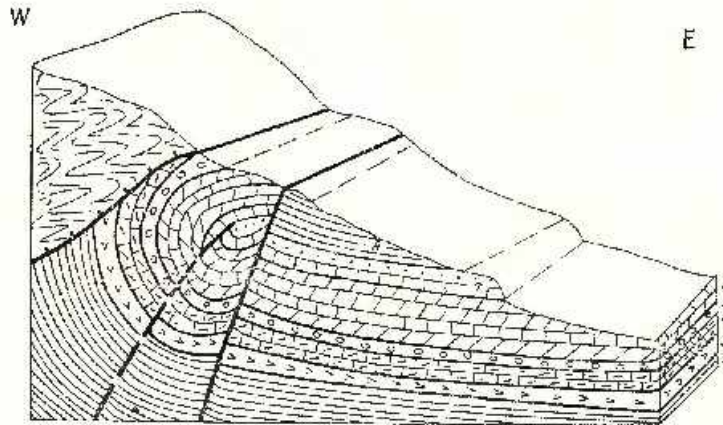


Fig. 1. — Secțiune geologică la obirșia văii „Pe Vale” (vest Agrij).

1, staturi cristaline; 2, argile vârgate inferioare; 3, orizontul marșilor verzi și al gipsurilor inferioare; 4, orizontul cu *Anomis* sp. și *Gryphaea éslerhazyi*; 5, orizontul cu *Nannoceras perforatus*; 6, orizontul marșilor cenuși; 7, orizontul calcarelor grosiere inferioare; 8, argile vârgate superioare.

Coupe géologique à l'origine de la vallée „Pe Vale” (ouest d'Agrij).

1, schistes cristallins; 2, argiles bariolées inférieures; 3, horizon des marnes vertes et des gypses inférieurs; 4, horizon à *Anomis* sp. et *Gryphaea éslerhazyi*; 5, horizon à *Nannoceras perforatus*; 6, horizon des marnes sombres; 7, horizon des calcaires grossières inférieures; 8, argiles bariolées supérieures.

și nord-sud, care se remarcă prin studii de suprafață, începînd de la localitatea Turbuța spre est (Băbeni-Lozna).

Aceeași falie este vizibilă la est de Turbuța (fig. 2), unde calcarele grosiere superioare din compartimentul sud-estic stau în poziție răsturnată și vin în contact tectonic cu toți termenii Eocenului din compartimentul nord-vestic, prezentînd căderi homoclinale spre sud-est, ca și depozitele eocen-oligocene de pe versantul sudic al Someșului.

Subliniem faptul că sistemul de falii din împrejurimile localității Jibou nu poate fi legat de cel existent în împrejurimile Moigradului, cu atît mai mult cu cît aceste fracturi nu au dus la modificări esențiale în condițiile de sedimentare din timpul Eocenului, așa cum a considerat Szadeczky Kardoss (1930).



Un alt sistem de fracturi care trebuie luat în considerație este cel identificat la nord de valea Minăstirii. În cadrul acestuia se evidențiază falia care se dezvoltă începând de la nord de valea lui Drăguș pînă la vest de viiful Țicla, avînd caracter de încălecare la izvoarele văii Gardului.

SE

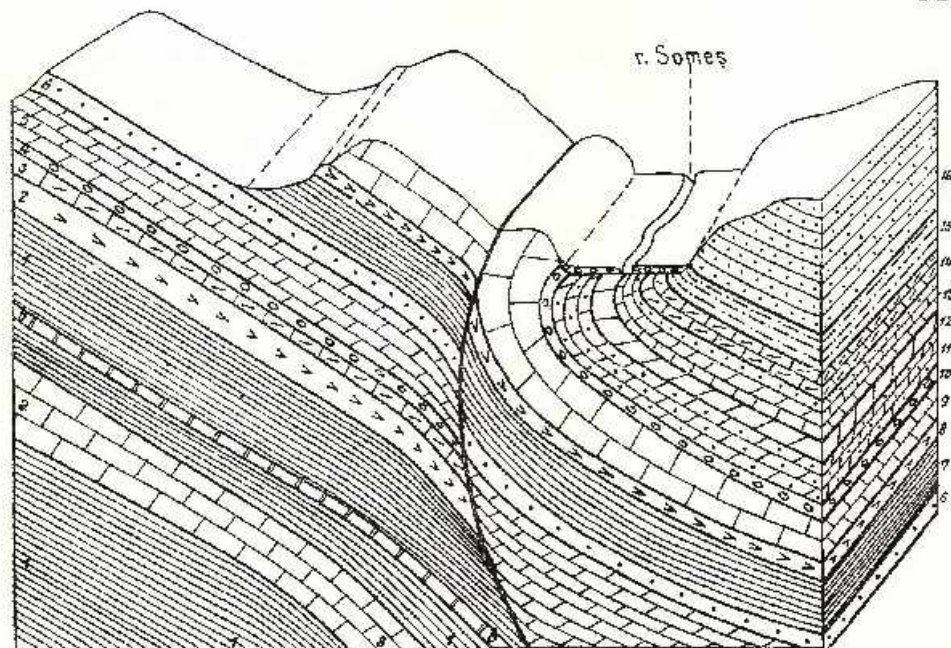


Fig. 2. Secțiune geologică între Rona și Surduc.

1, argile vârgate inferioare (a, faciesul stratelor de Rona; b, calcar dolomitic); 2, orizontul marnelor verzi și al gipsurilor inferioare; 3, orizontul cu *Anomia* sp. și *Gryphaea észterházyi*; 4, orizontul cu *Nummulites perforatus*; 5, orizontul marnelor cenușii; 6, orizontul grănel de Racoți; 7, argile vârgate superioare; 8, orizontul marnelor verzi și al gipsurilor superioare; 9, orizontul calcarelor grosiere superioare; 10, orizontul cu *Nummulites fabianii*; 11, orizontul marnelor cu briozoare; 12, faciesul stratelor de Curtulus; 13, stratele de Mera; 14, faciesul stratelor de Bizusa; 15, stratele de Ilesda; 16, stratele de Cetate.

Coupe géologique entre Rona et Surduc.

1, argiles bariolées inférieures (a, faciès des couches de Rona; b, calcaires dolomitiques); 2, horizon des marnes vertes et des gypses inférieurs; 3, horizon à *Anomia* sp. et *Gryphaea észterházyi*; 4, horizon à *Nummulites perforatus*; 5, horizon des marnes sombres; 6, horizon de grès de Racoți; 7, argiles bariolées supérieures; 8, horizon des marnes vertes et des gypses supérieurs; 9, horizon des calcaires grossiers supérieurs; 10, horizon à *Nummulites fabianii*; 11, horizon des marnes à briozoaires; 12, faciès des couches de Curtulus; 13, couches de Mera; 14, faciès des couches de Bizusa; 15, couches de Ilesda; 16, couches de Cetate.

Aici falia pune în contact tectonic argilele vârgate inferioare din compartimentul vestic cu orizontul cu *Anomia* și *Gryphaea észterházyi* + orizontul cu *Nummulites perforatus* (în poziție verticală și apoi răsturnată) din compartimentul estic. De altfel, pe drumul dintre localitățile Poienița



și Someș-Guruslău, întrucât suita a depozitelor eocene este răsturnată către vest, valoarea înclinării fiind de 40-50° (fig. 3).

Unele din fracturile identificate la sud-vest de Jibou sînt cunoscute și în lucrările anterioare dar, pe considerentul că ele nu au fost urmărite regional, nu li s-a putut stabili valoarea și caracterul.

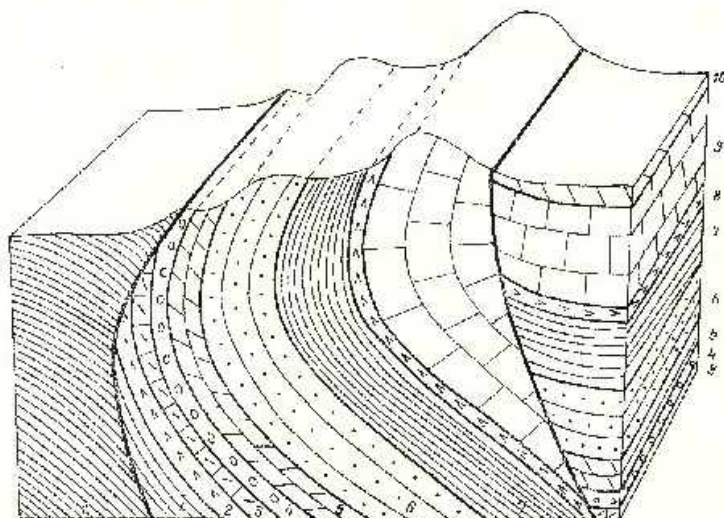


Fig. 3. — Secțiune geologică între Someș Guruslău și Poienița.

1, argile vârgate inferioare; 2, orizontul marilor verzi și al gipsurilor inferioare; 3, orizontul cu *Anomia* sp. și *Cryphaea escherhazyi*; 4, orizontul cu *Nannoolites perforatus*; 5, orizontul marilor cenușii; 6, orizontul grănel de Racoți; 7, argile vârgate superioare; 8, orizontul marilor verzi și al gipsurilor superioare; 9, orizontul calcarelor grosiere superioare + orizontul cu *Nannoolites fabianii*; 10, faciesul stratele de Cretina.

Coupe géologique entre Someș Guruslău et Poienița.

1, argiles bariolées inférieures; 2, horizon des marines vertes et des gypses inférieurs; 3, horizon à *Anomia* sp. et *Cryphaea escherhazyi*; 4, horizon à *Nannoolites perforatus*; 5, horizon des marines grisâtres; 6, horizon du grès de Racoți; 7, argiles bariolées supérieures; 8, horizon des marines vertes et des gypses supérieurs; 9, horizon des calcaires grossières supérieures + horizon à *Nannoolites fabianii*; 10, facies des conches de Cretina.

Un important sistem de falii este cel urmărit la sud-est de Măgura Moigradului, care afectează îndeosebi depozitele oligocene.

Urmărirea atentă a acestor formațiuni și a variațiilor lor faciale în cadrul acestui sector, a condus și la elucidarea unei probleme de ordin stratigrafic. Aici, pe mai mulți afluenți de pe dreapta văii Ortelecului, se întâlnesc marno-argile nisipoase roșcat-vioacee, care, aparent, ar sta normal peste stratele de Ileanda. Aceste depozite roșcate au fost consi-

derate de Iliescu et al.⁵ și Grăf et al.⁶ ca reprezentând stratele de Ticu. De aici s-a născut confuzia că stratele de Ileana ar fi intercalate între stratele de Mera (dezvoltate aici într-un facies asemănător celui al stratelor de Ticu) și stratele de Ticu.

În realitate depozitele roșcate în discuție aparțin orizontului roșu al stratelor de Cetate și se întâlnesc în poziția menționată ca urmare a unor fracturi, figurate de noi.

Numeroase falii se întâlnesc și în bazinele văilor Chichișei, Ciunărnei, Treznei și Șanțului, dar încercările noastre de a stabili, pe teren, importanța fiecăreia nu au dat rezultate pozitive în toate cazurile, putându-se stabili cu certitudine doar faliile principale (cu direcții est-vestice), situate aproximativ, de-a lungul văilor mai sus menționate.

În ceea ce privește existența în această regiune a unor structuri facem următoarele precizări:

Singurul element tectonic plicativ care se poate, realmente, cartea este anticlinalul de la vest de localitățile Sîngeorgiu de Mezeș și Buciumi (identificat de Szadeczy Kardoss, 1930), pe care l-am denumit, cu mulți ani în urmă, anticlinalul dealul Pancului-Măgura Boznei.

Anticlinalul Stîna-Ciunărna, amintit de antecercetători (Szadeczy Kardoss, 1930; Răileanu et al., 1964), nu există; este adevărat că la est de localitatea Stîna, pe versantul stîng al văii Chichișei, depozitele Priabonianului superior (marnele cu briozoare și stratele de Hoia) inseriu un mic anticlinal care nu se dezvoltă pînă în valea Ciunărnei, deoarece depozitele amintite reapar aici pe linii de fracturi.

În ceea ce privește anticlinalul Jibou-Someș Odorhei, menționat de Hofmann (1879), Răileanu et al. (1964), etc., în cazul existenței lui reale acesta ar trebui să se închidă periclinal la sud de valea Ferăstrăului (Popenilor), fără a se continua pînă la sud de valea Ortelecului, așa cum este figurat de Răileanu et al. (1964). Nu excludem posibilitatea ca el să reprezinte un fals anticlinal (Paucă, 1964) în care caz depozitele Eocenului inferior ar mula un relief alcătuit din formațiunile cristaline ale Țicăului, care coboară treptat spre sud.

Nu împărtășim opinia conform căreia la sud de valea Ortelecului ar exista un sinclinal orientat est-vest, deoarece depozitele Eocenului superior și Oligocenului inferior au înclinări spre sud-est, care se mențin și în zonele mai sudice.

⁵ *Op. cit.*, pct. 4.

⁶ *Op. cit.*, pct. 4.



Concluzii

Contribuțiile pe care le aducem în această lucrare sînt :

1. S-a pus în evidență încă un nivel de calcare dolomitice, în afară de calcarele de Rona, în treimea superioară a pachetului de argile roșii, la 60 m peste stratele de Rona și la 120 m sub orizontul gipsurilor inferioare, depozite care au fost urmărite direcțional începînd de la sud-est de localitatea Rona pînă la izvoarele văii lui Drăguș.

2. S-au descoperit noi aflorimente ale orizontului cu *Nummulites perforatus* și orizontului marnelor cenușii în zona de la est de Mezeș, respectiv la izvoarele văii Lupuțului și pîrului „Pe Vale”, în poziție răsturnată, fiind vizibil încălecate de formațiunile cristaline ale munților Mezeș.

3. Se întrevede posibilitatea separării gipsurilor superioare nu atît pe baza prezenței și continuității gipsurilor ea atare, cît mai ales pe baza prezenței marnelor verzi și a calcarelor cu anomii cu care acestea sînt asociate.

4. Se fac noi observații care confirmă caracterul de încălecare al liniei Mezeșului.

5. S-a pus în evidență prezența unui sistem de fracturi de-a lungul rîului Someș și în zona cuprinsă între valea Ortelecului și valea Șanțului, zonă considerată de majoritatea antecercetătorilor, mai puțin complicată din punct de vedere tectonic.

Toate aceste concluzii au fost consemnate în harta geologică a regiunii amintite, la alcătuirea căreia s-au îmbinat elementele cartografice, faciale și structurale.

BIBLIOGRAFIE

- Hauer Fr., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.
- Hofmann K. (1879) Bericht über die östlichen Theile des Szilagyer Comitates während der Sommercampagne 1879 vollführten geologischen Specialaufnahmen. *Földt. Közl.*, IX, 5—6, Budapest.
- Iliescu O., Mărgărit Gh., Mărgărit Maria (1969) Contribuții la cunoașterea și orientarea depozitelor oligocene din regiunea Cluj-Jibou-Tg. Lăpuș, *Stud. cerc.geol. geogr. geof., ser. geol.*, 14, 2, București.
- Joja T. (1956) Observații de ordin stratigrafic în regiunea din jurul orașului Jibou. *An. Com. Geol.*, XXIX, București.
- Koch A. (1894—1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. *I, Paläogene Abtheilung; II, Neogene Abtheilung.* Budapest.



- Mateescu St (1938) La faille de Moigrad et les variations de faciès qu'elle introduit dans l'Eocène et l'Oligocène au Nord et au Sud de la faille. *C. R. Acad. Sci. Roum.*, II, 6, București.
- Moisescu V. (1969) Considerații asupra Oligocenului din regiunea Troznea-Ciumârna. *Stud. cerc. geol. geogr. geof., ser. geol.*, 2, București.
- Paucă M. (1964) Contribuții la tectonica regiunii de la nord de Jibou. *An. Com. Geol.*, L, II (1962-1963), București.
- Răileanu Gr., Saulea, Emilia (1956) Paleogenul din regiunea Cluj-Jibou. *An. Com. Geol.*, XXIX, București.
- Răileanu Gr., Rusu A., Moisescu V. (1964) Relațiile tectonice ale cristalinelor munților Mezeș-Ticâu cu formațiunile sedimentare ale bazinului Transilvaniei. *Stud. cerc. geol. geogr. geof., ser. geol.*, 9, 2, București.
- Rusu A. (1967) Studiul geologic al regiunii Moigrad (nord-vestul bazinului Transilvaniei). *D. S. Com. Staf. Geol.*, LIII, 1 București.
- Szadeczky Kardoss E. (1930) Contribuții la geologia Ardealului de nord-vest. *D.S. Inst. Geol.*, București.

NOUVELLES DONNÉES SUR LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE BUCIUMI-JIBOU (NW DU BASSIN DE TRANSYLVANIE)

(Résumé)

Les recherches géologiques effectuées dans la région de Buciumi-Jibou ont conduit à de nouvelles données très intéressantes sur la stratigraphie et sur la tectonique des formations éocènes.

Dans les environs de Jibou nous avons mis en évidence au sein des argiles bariolées inférieures un niveau de calcaires dolomitiques épais de 5-6 m situé à 60 m au dessus des couches de Rona et à 120 m en dessous de l'horizon des gypses inférieurs. Ces calcaires dolomitiques se développent sous forme de bande continue à partir du SE de Rona jusqu'à l'origine de la Vallée de Drăguș.

Quant aux couches de Rona nous soulignons leur caractère de faciès (d'accord avec Joja, 1956), tout en précisant qu'elles ne dépassent pas 125 m d'épaisseur.

À l'ouest de la localité d'Agrij, là où le ruisseau „Pe Vale” prend sa source, nous avons mis en évidence un nouvel affleurement de l'horizon à *Nummulites perforatus* et de l'horizon des marnes sombres, en position renversée, présentant des pendages de 30° vers l'W, fait particulièrement intéressant surtout au point de vue tectonique portant à élucider les rapports existants entre les schistes cristallins des Monts Mezeș et les dépôts paléogènes du NW du bassin de Transylvanie.

Une dernière contribution d'ordre stratigraphique sont les arguments en faveur de l'existence de la continuité et de la séparation de l'horizon des gypses supérieurs comme entité lithologique distincte dans toute la région, tenant compte de la présence des gypses autant que des dépôts associés (marnes vertes et calcaires à *Anomya*).

Au point de vue tectonique sont apportés des arguments en faveur du caractère de chevauchement de la „ligne du Mezeș” (d'accord avec Răileanu et al., 1964), de la présence



du système de fractures le long de la rivière du Someş et au sud de la vallée d'Ortelec. Ces failles sont parallèles ou perpendiculaires à la ligne de Mezeş, quelques unes n'affectant que les dépôts sédimentaires, d'autres aussi les formations cristallophylliennes de Mezeş.

Nous mentionnons également, la rédaction de la carte géologique de la région de Buciumi-Jibou, comme une réalisation d'ordre cartographique qui complète l'aspect positif de nos recherches.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

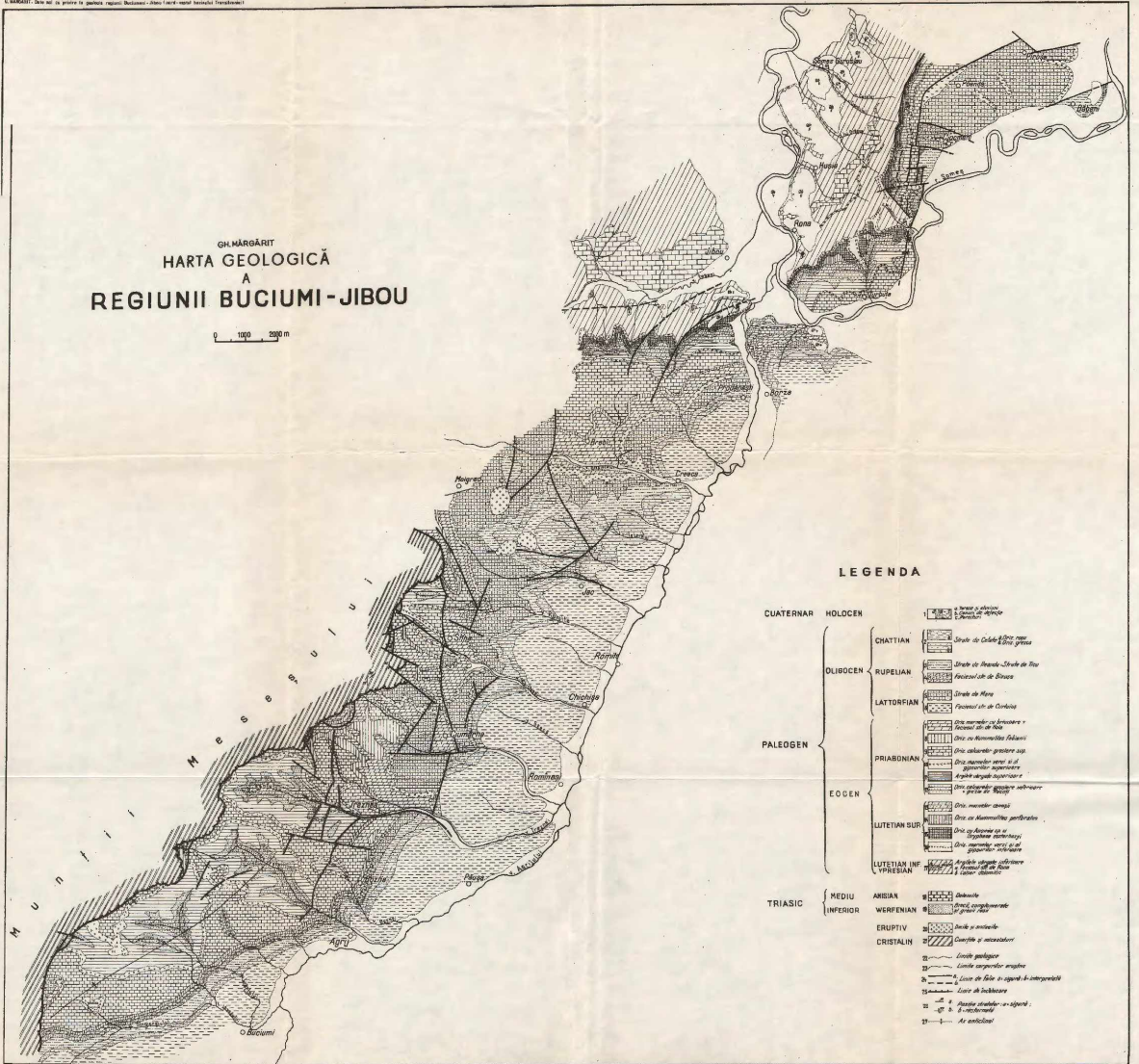
Carte géologique de la région de Buciumi-Jibou.

Quaternaire Holocène : 1, a, terrasses et alluvions ; b, cônes de déjection ; c, éboulements ; Paléogène-Oligocène Chattien : 2, couches de Celate : a, horizon rouge ; b, horizon gréseaux ; Rupélien : 3, couches de Ileanda = couches de Tîeu ; 4, faciès des couches de Bîzuşa ; Latorfien : 5, couches de Mera ; 6, faciès des couches de Curtuiuş ; Prilabonien : 7, horizon des marnes à bryozoaires + faciès des couches de Hoia ; 8, horizon à *Nummulites fabianii* ; 9, horizon des calcaires grossiers supérieurs ; 10, horizon des marnes vertes et des gypses supérieurs ; 11, argiles bariolées supérieures ; 12, horizon des calcaires grossiers inférieurs — grès de Racotî ; Lutétien supérieur : 13, horizon des marnes sombres ; 14, horizon à *Nummulites perforatus* ; 15, horizon à *Anomia* sp. et *Cryphaea észterhazyi* ; 16, horizon des marnes vertes et des gypses inférieurs ; Lutétien inférieur-Yprésien : 17, argiles bariolées inférieures : a, faciès des couches de Rona ; b, calcaire dolomitique ; Trias moyen-inférieur, Anisien : 18, dolomies ; Werfénien : 19, brèche, conglomérats et grès rouges ; Eruptif : 20, dacites et andésites ; cristallin : 21, quartzites et micaschistes ; 22, limite géologique ; 23, limite des corps éruptifs ; 24, ligne de faille : a, sûre ; b, interprétée ; 25, ligne de chevauchement ; 26, position des couches : a, sûre ; b, déversée ; 27, axe d'anticlinal.



GH. HARGHIT HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII BUCIUMI-JIBOU

0 1000 2000 m



LEGENDA

CUATERNAR	HOLOCEN			Recente aluvii	
	CHATTIAN		Strat. de Cărbuni	Strat. de Cărbuni	
	OLIGOCEN	RIPELIAN		Strat. de Sanduri - Strat. de Tur Pescariștii de Săuce	
PALEOGEN	LATTORFIAN		Strat. de Mărm.	Strat. de Mărm.	
	Eocen		Strat. de Mărm. și Cărbuni	Strat. de Mărm. și Cărbuni	
		PRIABONIAN		Strat. de Mărm. și Cărbuni	Strat. de Mărm. și Cărbuni
			Strat. de Mărm. și Cărbuni	Strat. de Mărm. și Cărbuni	
			Strat. de Mărm. și Cărbuni	Strat. de Mărm. și Cărbuni	
LUTETIAN SUP.		Strat. de Mărm. și Cărbuni	Strat. de Mărm. și Cărbuni		
LUTETIAN INF.		Strat. de Mărm. și Cărbuni	Strat. de Mărm. și Cărbuni		
TRIASIC	MEDIU	ANISAN		Strat. de Mărm. și Cărbuni	
	INFERIOR	WERFENIAN		Strat. de Mărm. și Cărbuni	
	ERUPTIV		Strat. de Mărm. și Cărbuni	Strat. de Mărm. și Cărbuni	
	CRISTALIN		Strat. de Mărm. și Cărbuni	Strat. de Mărm. și Cărbuni	

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

RELAȚIA DE TIMP ȘI SPAȚIU DINTRE CUTAREA SERIEI DE
LAINICI-PĂIUȘ ȘI INTRUZIUNEA GRANITOIDELORE TARDEO-
ROGENE DIN REGIUNEA CĂRPINIȘ-NOVACI (MUNȚII PARÎNG)¹

DE

HARALAMBIE SAVU²

Abstract

Time and Space Relationship between the Folding of the Lainici-Păiuș Series and the Intrusion of Late-Orogenic Granitoids from the Cărpiniș-Novaci Region (Păring Mountains). As the age of the granitoid rock masses from the Baikalian infrastructure of the Danubian Autochthonous is highly controverted, the author establishes, by means of compared microtectonics methods, the relative sequence of their intrusion into the Lainici-Păiuș Series. Structural elements such as fissures, primary foliations (S_1), structural axes, etc. of the Lainici-Păiuș Series and the late-orogenic pluton from Cărpiniș-Novaci are correlated, revealing that the metamorphism of crystalline schists and the emplacement of granitoid rocks (550-426 million years) have taken place within the field of the same major geotectonic forces whose action was directed along the general SSE-NNW trend during the whole evolution of the Baikalian geosyncline. Geological processes started with the folding and metamorphism of the Lainici-Păiuș Series accompanied by intrusion of the Șușița-granitoids, followed by emplacement of late-orogenic granitoids from the Cărpiniș facies and of those from the Novaci facies. Subsequently to the latter, veined rocks along various fissure systems have formed. The Hercynian metamorphism, which occurred later (296 million years) affected both the granitoid rocks and the veined ones.

Introducere

În infrastructura autohtonului danubian, formată în ciclul baicalian, se găsesc numeroase corpuri granitoide sinorogene și tardeorogene localizate de regulă în zona axială a anticlinalelor care alcătuiesc structura

¹ Comunicare în ședința din 16 aprilie 1971.

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

în virgăție a acestei unități tectonice (Sav u, 1970). Asupra vârstei granitoidelor, în special a celor tardcorogene, nu există o unitate de vedere. Numeroase date (Codarcea-Dessila și Sav u, 1967; Soroiu et al., 1970; Sav u, 1970) atestă apartenența lor la ciclul baicalian, ele fiind puse în loc înaintea sedimentării seriei transgresive de Tuliza de vîrstă paleozoică (Silurian-Devonian-Carbonifer inferior). Cu toate acestea unii cercetători, bazîndu-se pe date de vîrstă absolută întinerită obținute prin metoda K/Ar și pe observații de altă natură, susțin că unele granitoide, cum sînt cele de Tismana și cele de Novaci, ar putea fi hercinice sau chiar mai noi, eventual triasice (Răileanu et al., 1967; Gurău, 1972; Stan, 1970).

Printre metodele care furnizează date ce pot contribui la stabilirea vârstei plutonilor granitoizi este și microtectonica comparată, care se sprijină pe corelarea elementelor structurale din corpurile granitoide cu cele din fundamentul acestora, eventual și din alte serii de roci care vin în contact cu ele. În cursul cercetărilor asupra granitoidelor din autohtonul danubian (Sav u, 1970; Sav u et al., 1972) noi am aplicat cu succes această metodă la stabilirea relațiilor dintre structura plutonului granitoid sinorogen de Șușița și structura seriei de Lainici-Păiuș, în care acesta este localizat, ocupînd zona axială a structurii anticlinale majore Nedoiu-Șușița-Tismana.

În lucrarea de față ne propunem să comparăm elementele structurale din aceeași serie de Lainici-Păiuș, baicaliană, cu cele din plutonul granitoid tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci, cu scopul de a determina momentul punerii în loc a acestuia din urmă și deci de a stabili, indirect, vîrsta relativă a granitoidelor tardcorogene din această regiune a autohtonului danubian. Datele ce vor fi utilizate în lucrare reprezintă rezultatul cercetărilor efectuate în cursul campaniei din anul 1970.

Tectonica sinmetamorfică a seriei de Lainici-Păiuș

Seria de Lainici-Păiuș eprinde șisturile cristaline rezultate din metamorfozarea unei stive de depozite sedimentare cu caracter flișoid, acumulate în aria geosinclinalului baicalian, în timpul Precambrianului superior. Datorită proceselor de migmatizare destul de intensă la care a fost supusă seria de Lainici-Păiuș, stratigrafia sa este mai greu de descifrat. Putem susține totuși, că în această zonă ne situăm în complexul inferior al seriei. Acest complex, care comportă în bază intercalații de gnaise cuarțo-feldspatice și amfibolite, constă în principal din roci gnaisice, cu rare intercalații de roci bazice reprezentînd produsele metamorfozate



ale magmatismului inițial al geosinclinalului, roci carbonatice și șisturi cuarțitice micacee (pl. III).

Formarea acestor șisturi cristaline are loc în condițiile metamorfismului de presinne joasă (Savv, 1970), sub controlul căruia, în regiune iau naștere două zone metamorfice: zona cu biotit și zona cu sillimanit, preponderent migmatică.

Zona cu biotit este restrânsă în partea de sud-vest a regiunii, la nord-vest de Minăstirea Crasna și în bazinul văii Drăgoești. Șisturile cristaline din această zonă nu au fost afectate de influența termică a granitoidelor și de procesul de migmatizare, astfel că metamorfismul lor a avut loc aproximativ în condițiile metamorfismului regional *s. str.*, care au controlat zonele marginale ale geosinclinalului baicalian și zonele fără intruziuni granitoide importante. Această zonă metamorfică comportă șisturi cuarțitice, șisturi micacee biotitice cu textură rubanată, ce se caracterizează prin parageneza cuarț-plagioclaz-biotit, gnaise fin nodulare cu porfiroblaste și enuloblaste de plagioclaz și mici intercalații de calcare cristaline uneori slab grafitoase și cipoline. Aceste roci sînt străbătute rar de filoane granitice (pl. I, fig. 1).

Zona cu sillimanit, care cuprinde majoritatea șisturilor cristaline aparținînd seriei de Lainici-Păiuș din regiune, s-a format sub influența metamorfismului de contact sincinematice (Savv, 1970). Șisturile cristaline au fost în general migmatizate, mai mult sau mai puțin intens, datorită soluțiilor degajate de la sursa de formare a magmei granitoide și din plutonii acizi, fapt care a făcut ca metamorfismul lor să fie mult mai accentuat decît cel al rocilor din zona cu biotit.

Șisturile cristaline care alcătuiesc de fapt paleosoma migmatitelor, sînt formate în mare măsură din paragneise cu biotit și muscovit, gnaise cuarțo-feldspatice, gnaise cu sillimanit și cordierit magnezian ($2V = 75^\circ$), gnaise cu sillimanit, cordierit (pimit) și andaluzit (valea Aninișu Mare), cuarțite cu biotit, roci carbonatice cu forsterit și piroxen (valea Gilortului) și roci bazice metamorfozate.

Migmatitele formate pe substratul constituit din șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș sînt foarte variate ca structură și, de obicei, se asociază mai multe tipuri în aceeași zonă mai intens migmatizată, cum se observă pe văile Aninișu Mare, Drăgoești și în alte cîteva puncte din regiune. Paleosoma formată din rocile de mai sus, este injectată de material cu caracter pegmatoid, rezultînd în general migmatite arte-ritice (Sederholm, 1923; Holmquist, 1921; Barth, 1952; King, 1965), între care predomină migmatitele lenticulare și stromati-



lice. Mai rar apar migmatite cu caracter nebulitic, migmatite oftalmitice (M e h n e r t, 1968) și uneori filoane ptygmatiche (pl. I, fig. 2), cum sînt cele de pe valea Aninișu Mare. Dacă substratul celor mai multe migmatite este format din paragneise cu biotit și muscovit și alte tipuri de roci comune, se constată că acolo unde fenomenul de injecție și metasomatoză crește în intensitate, în paleosomă se formează sillimanit, cordierit de obicei pinitizat și andaluzit.

În funcție de datele de mai sus, rezultă că seria de Lainici-Păiuș a fost metamorfozată în condițiile metamorfismului de tip danubian de presiune joasă (S a v u, 1970). El s-a realizat la presiunea de 4-5 Kb și temperatura variind între 500° și 700°C. Metamorfismul de tip danubian care este apropiat întrucîtva de metamorfismul de tip Abukuma și de cel de tip pirenean, se manifestă ca un metamorfism regional controlat în mare măsură de influența termică, sincinematică, a intruziunilor granitoide, ceea ce explică prezența mineralelor de presiune joasă alături de sillimanit.

Sub aspect structural, șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș alcătuiesc sinclinalul Arșeni-Olteț (S a v u et al., 1972), situat între cele două masive granitoide: la nord, plutonul granitoid sinorogen de Șușița care ocupă zona axială a structurii anticlinale majore Nedeiu-Șușița-Tismana, iar la sud, plutonul granitoid tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci, situat în zona axială a structurii anticlinale secundare marginale Olteț-Novaci-Cărpiniș, ambele făcînd parte din structura în virgație care caracterizează tectonica primară-sinmetamorfică a șisturilor cristaline baicaliene (S a v u, 1970).

Sinclinalul Arșeni-Olteț (pl. III) al cărui plan axial este înclinat spre nord-nord-vest, se orientează pe direcția ENE-WSW în porțiunea Arșeni-vîrful Nedeiu. De la acest vîrf mai departe, el se curbează mult spre nord-est, cu cît avansăm spre vîrful Nedeiu situat în apropierea contactului cu pinza getică și, în același timp, formațiunile cristaline se efilează treptat. Dacă îngustarea benzii de șisturi cristaline în această direcție se poate explica prin aceea că structurile se afundă în această zonă spre sud-vest și deci se ridică spre nord-est deasupra nivelului de eroziune, în adîncime predominînd granitoidele, curbura puternică a structurilor rămîne încă neclară.

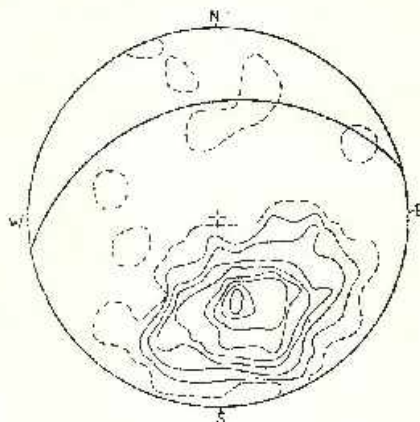
S-ar putea ca acest fenomen să stea în legătură cu procesele vechi — prealpine — care au condus la formarea tectonicii terenurilor cristaline de pe amplasamentul actual al Carpaților Meridionali. În acest caz, curbura structurilor s-ar putea explica printr-o subîmpingere (S a v u



et al., 1971), mai puternică a nucleului arhaic-carelian care formează fundamentul platformei moesice de la sud și a cărei margine nordică ar putea să fie neregulată. Un fenomen similar s-a constatat și în cazul flexurii spre nord-est a structurii anticlinale majore Nedeiu-Șușița-Tismana și a plutonului sinorogen de Șușița din zona sa axială, în regiunea valea Sadului-Stănțești (S a v u et al., 1972). Este semnificativ faptul că ridicarea structurilor spre nord-est atinge o valoare maximă în zona

Fig. 1. — Diagrama pentru 192 foliații S_1 din seria de Lainici-Păiuș. Izofonii: 0,5—2—3—4—5—7—8—15—16%.

Diagramme pour 192 foliations S_1 de la série de Lainici-Păiuș. Isolignes: 0,5—2—3—4—5—7—8—15—16%.



vârful Nedeiu, după care acestea se afundă puternic spre est-nord-est sub planul de încălecare al pînzei getice pe autohtonul danubian (S a v u, 1968). Acest ultim aspect și faptul că în aceeași zonă are loc curbarea puternică a structurilor spre nord-est, ar putea să fie de asemenea în strînsă legătură. De aceea, noi considerăm de mare importanță pentru elucidarea tectonicii Carpaților Meridionali, rezolvarea în viitor a acestor probleme.

În porțiunea dintre valea Larga și vârful Nedeiu, după cum se observă și din harta alăturată (pl. III), axul sinclinalului Arșeni-Olteț prezintă în planul orizontal o serie de flexuri, determinate de împingerea laterală generată de punerea în loc forțată (N o b l e, 1952) a plutonului granitoid tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci.

După cum am menționat, planul axial al sinclinalului Arșeni-Olteț este înclinat spre nord-nord-vest, ca de altfel toate structurile sinclinale de pe rama de sud a autohtonului danubian, fapt ce rezultă clar din elementele structurale care au fost observate pe cele două flancuri ale sale. Astfel, diagrama foliațiilor primare (S_1) — sinmetamorfice — măsurate în sisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș (fig. 1) arată că atât într-un flanc, cât și în altul, acestea se orientează pe direcția $N 78^\circ E$ și

inclină sub un unghi de aproximativ 40° spre nord-vest, paralel cu planul axial al structurii. Această foliație primară este aproximativ paralelă cu stratificația rocilor și cercetările au arătat că, în afară de foliația S_2 determinată de mișcările hercinice în același timp cu procesele de allotromorfism (Sav u, 1970; Sav u et al., 1972) și care apare numai în anumite zone, în această regiune nu există o altă foliație, ceea ce exclude ideea manifestării a două faze de metamorfism baicaliene, prima mai slabă și a doua mai puternică, presupuse de Schuster (1972).

Pe flancul sudic al sinclinalului, în migmatitele arteritice sincinematice apar uncori cute cu alunecare concentrică, ce atestă deformări sinmigmatice (Mehner t, 1968), așa cum reiese din figura 2. Acest fapt constituie unul din argumentele majore în sprijinul tezei noastre că migmatizarea determinată de procesul de formare a plutonilor granitoizi a avut loc în același timp cu cutarea și metamorfozarea seriei de Lainici-Păiuș, a cărei formulă structurală este $L_1 + S_1 \parallel S$.

Aceleași migmatite stromatitice sau lenticulare microcutate se observă și în flancul nordic al structurii sinclinale (fig. 3), dar poziția lor indică un flanc invers, ceea ce întărește concluzia de mai sus.

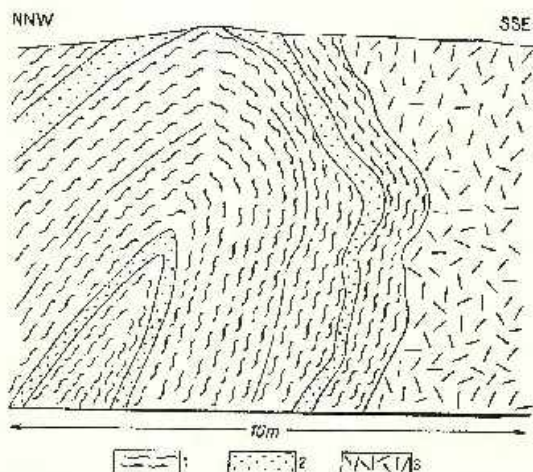


Fig. 2. — Șisturi cristaline din seria de Lainici-Păiuș migmatizate, formând o cută secundară normală cu vergență spre SSE. Creasta de la est de valca Sunătoarea.

1. paragneis; 2. quartzite; 3. granite pegmatolide.

Schistes cristallins de la série de Lainici-Păiuș migmatisés, constituant un pli secondaire normal à vergence SSE. Crête située à l'est de la vallée de Sunătoarea.

1. paragneiss; 2. quartzites; 3. granites pegmatolides.

Cutarea șisturilor cristaline în condițiile migmatizării arteritice sincinematice, determinată de soluțiile ce migrau din intruziunile sinorogene și tardeorogene, s-a manifestat într-un mediu a cărui stare de plasticitate era în continuă creștere (Knill și Knill, 1961). În aceste condiții, în zonele în care mișcarea în stadiul plastic și migmatizarea au fost mai accentuate, s-au format filoane ptygmatice (pl. I, fig. 2), așa

cum au presupus Sederholm (1913) și Wilson (1952). În aceleași condiții, unele strate de roci cu caracter competent, cum sînt gnaisele amfibolice de pe valca Aninișu Mare din zona migmatitelor nebulitice, au suferit fenomene de budinaj, cum rezultă din figura 4, formate uneori în condițiile unei cutări disarmonice-contorsionate.

Fig. 3. — Migmatit artăritic cu structură microcutată, ale cărei microcute indică un flanc invers. Izvoarele văii Crasna.

1, paleosome formată din paragnaise; 2, baze granitoidă;
3, granit permatoid.

Migmatite arlăritique à structure microplissée, dont les microplis trahissent un flanc inverse. Sources de la vallée de Crasna.

1, paleosome formée de paragneiss; 2, bases granitoides;
3, granite permatoides.

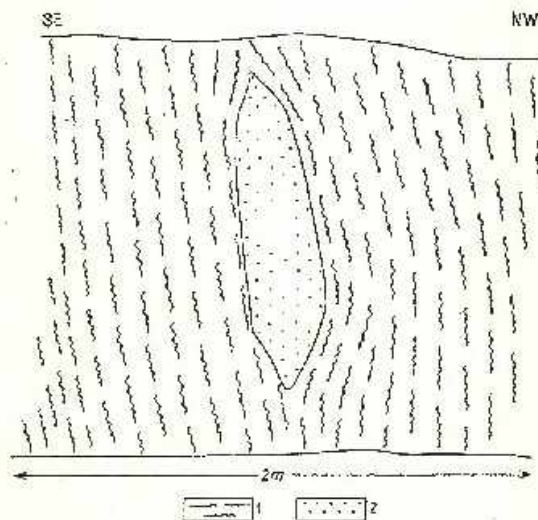
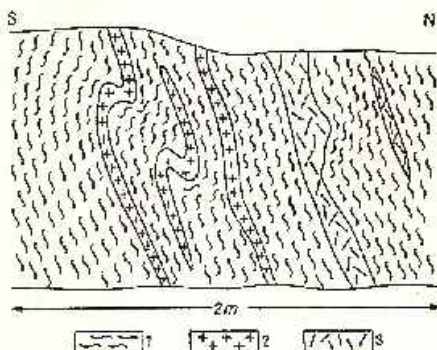


Fig. 4. — Fenomen de budinaj în migmatitele de pe valca Aninișu Mare, spre izvoare.

1, migmatite artăritice; 2, gnaise amfibolice.

Phénomène de boudinage dans les migmatites de la vallée d'Aninișu Mare, vers ses sources.

1, migmatites artăritiques; 2, gnaiss amphiboliques.

Măsurătorile de fisuri efectuate în șase sectoare succesive de pe valea Crasna (pl. III), începînd din aval spre amonte, scot în evidență o serie de caracteristici generale ale tectonicii primare a seriei de Lainici-Păiuș din sinclinalul Arșeni-Olteț (fig. 5). Pe toate diagramele, apar maximele mai multor fisuri care, privite în raport cu axul structural al sinclinalului Arșeni-Olteț, orientat în această zonă pe direcția N 62°E, aparțin la mai multe sisteme.

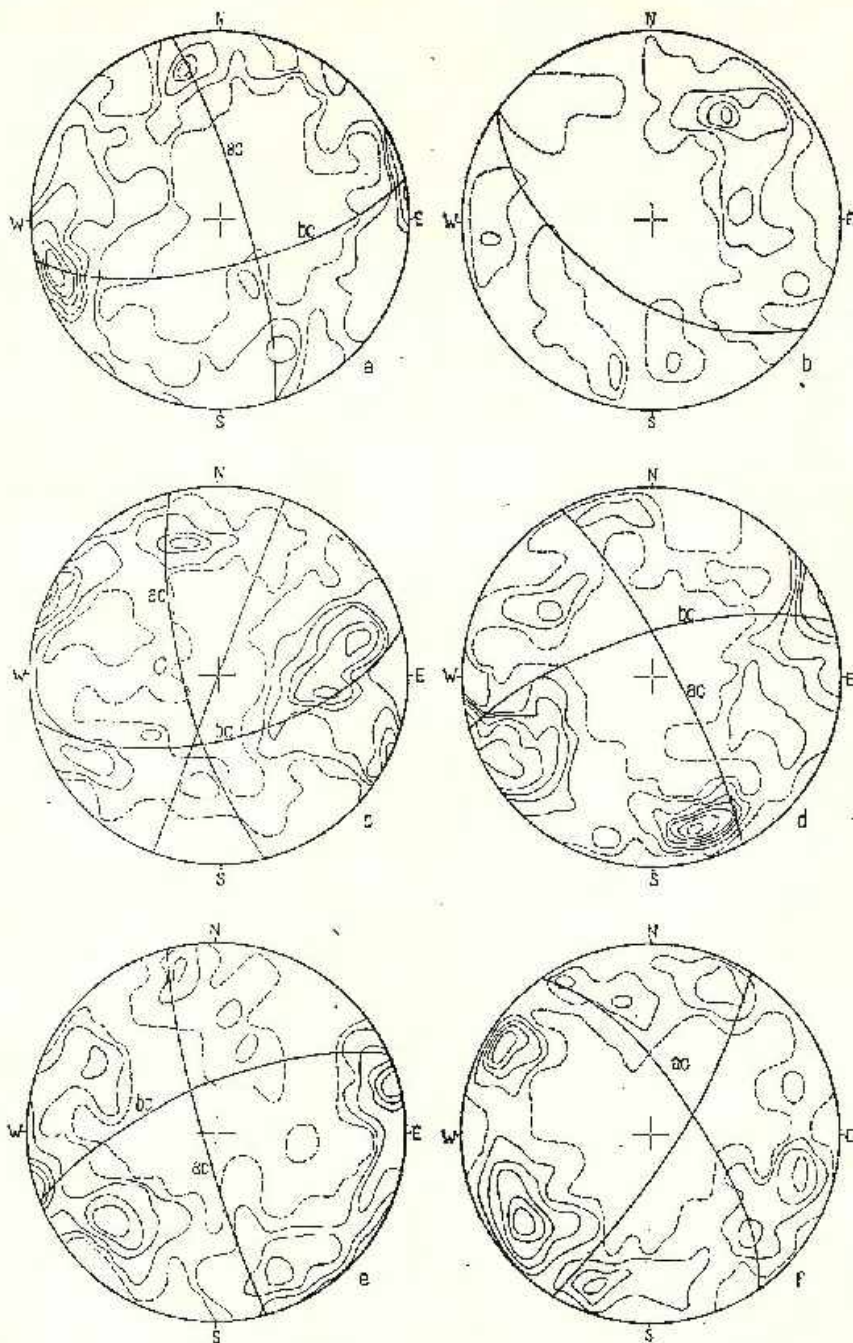


Fig. 5. — Diagrame de fisuri de pe valea Crasna.

a, diagrama pentru 150 fisuri-izolinii: 0,5-2-4-6-8-12-16 %; b, diagrama pentru 60 fisuri-izolinii: 0,5-2-4-6-8-10-12-16 %; c, diagrama pentru 160 fisuri-izolinii: 0,5-2-4-6-8-10-12-16 %; d, diagrama pentru 150 fisuri-izolinii: 0,5-2-4-6-8-10-12-16 %; e, diagrama pentru 148 fisuri-izolinii: 0,5-2-4-6-8-10-12-16 %; f, diagrama pentru 150 fisuri-izolinii: 0,5-2-4-6-8-10-12-16 %.

Diagrammes des fissures de la vallée de Crasna.

a, diagramme pour 150 fissures-izolinii: 0,5-2-4-6-8-12-16 %; b, diagramme pour 60 fissures-izolinii: 0,5-2-4-6-8-10-12-16 %; c, diagramme pour 160 fissures-izolinii: 0,5-2-4-6-8-10-12-16 %; d, diagramme pour 150 fissures-izolinii: 0,5-2-4-6-8-10-12-16 %; e, diagramme pour 148 fissures-izolinii: 0,5-2-4-6-8-10-12-16 %; f, diagramme pour 150 fissures-izolinii: 0,5-2-4-6-8-10-12-16 %.



Pe majoritatea diagramelor se observă clar unul sau două maxime, reprezentând sistemul $ac(okl)$, dispus perpendicular pe axul structural al sinclinalului. Fisurile acestui sistem se mențin în general pe direcția $N 14^{\circ}-36^{\circ}W$ și prezintă căderi de $70^{\circ}-80^{\circ}$ spre ENE sau de $65^{\circ}-85^{\circ}$ spre WSW, demonstrând astfel că în această regiune axul structural al sinclinalului este aproximativ orizontal, sau prezintă o slabă tendință de afundare spre WSW. Pe acest sistem de fisuri se injectează aplite (pl. II, fig. 1) sau alte tipuri de roci filonice.

Sistemul fisurilor longitudinale (bc , kol) formează pe câteva diagrame (a, c, d și e) maxime care arată că fisurile sînt orientate pe direcția $N 66^{\circ}-76^{\circ}E$ și înclină cu $70^{\circ}-72^{\circ}$ spre nord-nord-est sau cu $62^{\circ}-70^{\circ}$ spre sud-sud-est. Alte maxime care se observă pe unele diagrame (b, c și f) corespund unor sisteme de fisuri diagonale, hkl sau hko , orientate fie pe direcția $N 56^{\circ}W/58^{\circ}S$, fie pe direcția $N 22^{\circ}-32^{\circ}E/90^{\circ}-80^{\circ}S$.

Structura sinclinală Arșeni-Olteș și cele două structuri anticlinale de la nord și de la sud, în a căror zonă axială se situează intruziunile sinorogene și tardeorogene, au luat naștere în timpul formării structurii în virgație care caracterizează tectonica primară a șisturilor cristaline precambrian-superioare — cambrian-inferioare din regiune. Formarea lor a fost controlată de mișcarea de subîmpingere a nucleului arhaic-carelian care alcătuiește fundamentul platformei moesice de la sud, ceea ce explică vergența acestor structuri, ca și a celor mai noi, către acest soclu continental vechi. Faptul că microcutele și cristalcele prismatice de amfiboli, sillimanit, etc. din șisturile cristaline sînt paralele cu axul structural major al structurilor, arată că ele s-au format în același timp, iar faptul că peste aceste structuri erodate se dispun transgresiv formațiunile seriei de Tulia care debutează cu conglomerate, constituie o dovadă peremptorie că aceste structuri sînt prehercinice. Ele sînt deci determinate de mișcările baicaliene și nu sînt mai noi, cum sînt tentați unii cercetători să le considere.

Tectonica granitoideilor tardeorogene

Granitoidele tardeorogene alcătuiesc în această parte a Carpaților Meridionali mai multe corpuri intrusive de dimensiuni variate (pl. III). Printre acestea se remarcă plutonul de la Cărpiniș-Novaci, situat în partea de sud și est a regiunii. În afară de acesta mai apare un mic corp de roci granitoide situat la nord de localitatea Crasna, corp care ar reprezenta o apofiză a plutonului granitoid menționat. Apar de asemenea, mai multe corpuri lenticulare, apofize mai mici ale plutonului, localizate în poziție concordantă în șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș.



Între acestea, cel mai important este plutonul de la Cărpiniș-Novaci care se extinde din creasta de la vest de valea Cărpinișului, prin bazinul văilor Aniniș și Gilort, pînă la creasta Cerbu-Rîncea. De aici spre nord-est plutonul nu mai este omogen, deoarece în masa lui apar o serie de pene mari (septe) și de xenoliți de șisturi cristaline aparținînd complexului inferior al seriei de Lainici-Păiuș.

În masa acestui pluton se deosebesc două faciesuri principale: un facies extern al granitoidelor de Cărpiniș cu feldspat potasic poichilitic sau cu biotit larg dezvoltat și un facies intern al granitoidelor de Novaci cu megacristale de feldspat potasic. Granitoidele de Novaci au fost puse în loc într-o perioadă tardecinematică, în care masa mare a granitoidelor de Cărpiniș se pare că nu se consolidase complet sau era încă într-o stare plastică.

În regiunea cercetată de noi nu este expus cercetării decît contactul nordic al plutonului, cel sudic fiind acoperit de depozite sedimentare neozoice (pl. III). Contactul nordic care pornește din valea Cărpinișului spre est, urmărește în general direcția șisturilor cristaline, dar înclinarea lui este mai mare decît înclinarea acestora din urmă, reprezentînd deci un contact intrusiv concordant și disconform. În extremitatea vestică, terminația plutonului este foarte neregulată, prezentînd numeroase apofize care străpung concordant șisturile cristaline de la vest de pîrul Cărpiniș, în timp ce în extremitatea estică, după cum am arătat, în masa plutonului sînt incluse numeroase septe de șisturi cristaline. În această ultimă zonă, în special în faciesul granitoidelor de Cărpiniș de pe valca Gilortului, apar numeroși xenoliți de dimensiuni reduse și benzi de șisturi cristaline migmatizate și cutate împreună cu masa granitoidului, cum sînt cele ce se întîlnesc în jurul barajului de pe această vale și în zona cuprinsă între acest baraj și confluența Gilortului cu pîrul Cerbului (fig. 6). Structurile de tipul celei din figura 6 dovedesc că granitoidele tardecogene de tip Cărpiniș au fost puse în loc în faza finală de cutare a șisturilor cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș, cînd acestea se găseau încă în stadiul plastic și au fost antrenate împreună cu ele în structurile formate.

Pe valea Gilortului, în porțiunile în care rocile au fost lustruite de apă, se observă că masa aparent omogenă a granitoidelor de Cărpiniș prezintă pe alocuri o structură în șlire, cu benzi mai leucocrate sau mai melanocrate care alternează între ele, structură care ar indica vag într-un pluton tardecinematic direcția de curgere planară în sensul lui Cloos (1928) și Balk (1937). Xenoliții de șisturi cristaline migmatizate, enclavele și separațiile melanocrate (autolite) din masa granitoidelor de

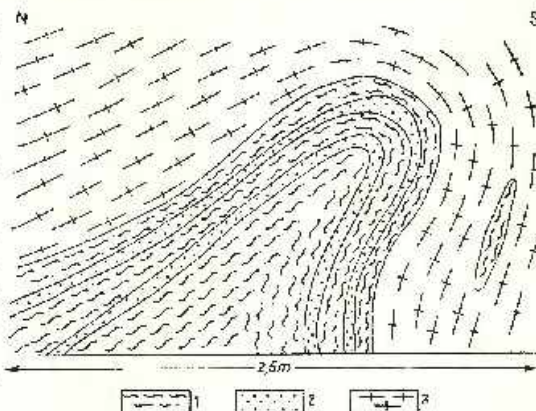


Cărpiniș, precum și foliația primară a acestora din urmă, sînt orientate după cum urmează (fig. 7) : xenoliții și separațiile melanocrate au direcția N 65°E și înclinarea de 68° spre nord-vest, iar foliația primară (S_1) a granitoidelor este orientată pe direcția N 65°E, cu înclinarea de 35° spre

Fig. 6. — Migmatite incluse în masa granitoidelor de Cărpiniș și cutate împreună cu acestea în stadiul plastic. Valea Gilortului, malul stîng, între confluența cu pîrîul Cerbului și baraj. 1. paragneise fine cu biotit; 2. cuarțite; 3. roci granitoide.

Migmatites comprises dans la masse des granitoïdes de Cărpiniș plissés ensemble avec ceux-ci au stade plastique. Vallée du Gilort, rive gauche, entre le confluent du ruisseau Cerbu et le barrage.

1. paragneises fins à biotite; 2. quartzites; 3. roches granitoïdes.



nord-vest. Aceste valori arată că elementele structurale măsurate sînt aproximativ paralele între ele și în același timp cu contactul nordic al plutonului, care se afundă spre nord-nord-vest; unele mici deosebiri, considerate statistic, apar în cazul înclinării acestora. Se constată de asemenea, în urma comparării diagramei din figura 1 cu cea din figura 7, că punctele de proiecție ale elementelor structurale se situează în jurul maximumului foliațiilor și sîturilor cristaline din seria de Lainici-Păiuș. De aici rezultă că plutonul granitoid de la Cărpiniș-Novaci are o poziție înclinată spre nord-nord-vest, asemănătoare cu cea a structurii anticlinale secundare marginale Nedein-Olteț-Novaci care este deversată spre sud-est și în a cărei zonă axială este localizat. Cu toate că cercetările noastre nu au cuprins decît flancul nordic — normal — al plutonului, concluzia generală care se degajă este că acesta din urmă se înrădăcinează spre nord-nord-vest.

Granitoidele din faciesul de Novaci, cu textură în general masivă, se dezvoltă mai larg în bazinul Gilortului, la nord de Novaci și se extind spre vest pînă la Valea Mare (Radoși), masa lor îngustîndu-se treptat. Granitul de Novaci este însoțit pe margini de separații cu caracter dioritice.

Aceste particularități arată că granitoidele de Novaci s-au pus în loc în masa granitoidelor de Cărpiniș în stadiul încă plastic al acestora și s-au consolidat probabil împreună, fapt demonstrat de orientarea megacristalelor de feldspat potasic ce caracterizează granitele alcaline de

Novaci (fig. 8). Cu toate că numărul măsurătorilor este mic, se poate constata totuși că majoritatea megacristalelor se orientează pe direcția N 77°E și se afundă cu aproximativ 70° spre vest-sud-vest. Orientarea megacristalelor este paralelă cu orientarea generală a axului structural

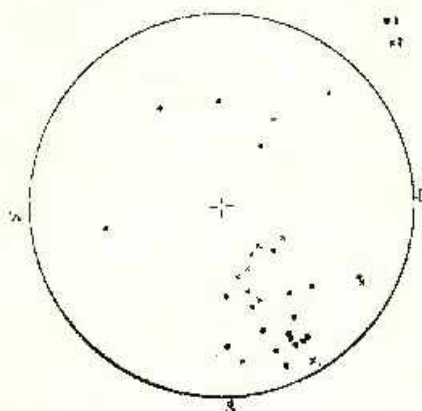


Fig. 7. — Diagrama pentru 18 xenoliți și autolite (1) și 14 foliații (2) primare (S_1) din masa granitoidelor de Cărpiniș, Valea Gilortului.

Diagramme pour 18 xénolites et autolites (1) et 14 foliations (2) primaires (S_1) dans la masse des granitoïdes de Cărpiniș, Vallée du Gilort.

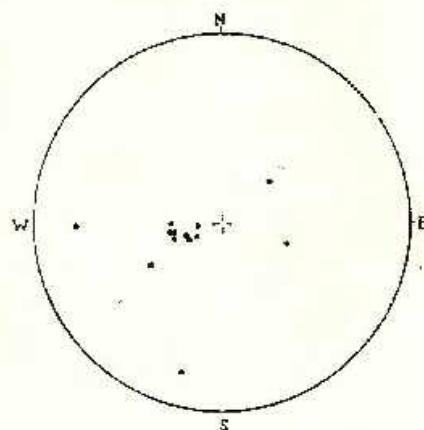


Fig. 8. — Diagrama pentru orientarea a 13 megacristale de feldspat potasic din granitul de Novaci, Valea Gilortului.

Diagramme pour l'orientation de 13 mégacristaux de feldspath potassique dans le granite de Novaci, Vallée du Gilort.

al plutonului granitoid, de unde rezultă că orientarea elementelor structurale din granitoidele de Cărpiniș și a granitoidelor de Novaci este asemănătoare și deci că rocile din cele două faciesuri au fost puse în loc în aceleași condiții tectonice ale mișcărilor baicaliene. Ele alcătuiesc părțile componente ale unui singur pluton granitoid compus, în sensul stabilit de Anderson (1952), puse în loc în mod succesiv.

Unele particularități apar însă în cazul granitoidelor tardeorogene de Novaci, în care megacristalele de feldspat potasic înclină cu 70° spre vest-sud-vest, sens care reprezintă rezultanta dintre direcția de curgere a magmei și direcția de transport tectonic (Closs, 1947). Aceasta este o înclinare deosebită de aceea a axului structural al plutonului, considerată ca fiind mult mai mică. Spre deosebire de acestea, megacristalele din granitoidele sinorogene de Șușița, formate în condiții de cristalizare sincinematică, sub controlul stressului, se situează cu alungirea paralel



cu axul structural al plutonului (S a v u, 1970). Cu alte cuvinte, granitoidele tardeorogene prezintă caractere ambigue, unele caracteristice granitoidelor sinorogene și altele celor postorogene (S a v u, 1965; 1968) sau intermediare între aceste două.

Concluzia că cele două faciesuri de roci granitoide alcătuiesc părțile componente ale unui pluton compus, rezultă clar și din poziția apropiată a fisurilor din cuprinsul lor. Astfel, diagrama fisurilor transversale (*ac*) din granitoidele de Cărpiniș (fig. 9 și pl. III), măsurate pe văile Aninișu Mare (pl. II, fig. 2) și Cărpiniș, sînt orientate pe direcția N 11°-36°W și au o înclinare de 68°-80° spre nord-est, ele fiind deci perpendiculare pe axul structural al plutonului sau pe direcția de transport tectonic. Poziția fisurilor pe diagrame, ca și în fotografia din planșa II, figura 2, arată că axul structural al plutonului se afundă spre vest-sud-vest sub un unghi de aproximativ 15°-20°, ca și axul sinclinalului Arșeni-Olteț. Apar de asemenea fisuri din sistemul *bc(hol)* orientate pe direcția N 64°-74°E și avînd unghiul de înclinare de 60°-88° spre nord, așa cum rezultă din poziția maximelor corespunzătoare care apar pe majoritatea diagramelor. Fisurile diagonale sînt mai puțin frecvente. Ele formează maxime caracteristice doar pe diagramele a și b, avînd poziția N 52°W/78°S, respectiv N 37°E/74°N, în timp ce pe celelalte lipsesc sau se confundă în parte cu maximele fisurilor transversale, ca în diagrama e din figura 9.

Fisurile transversale (*ac*, *abd*) din masa granitoidelor de Novaci sînt și ele orientate pe direcția N 12°-35° W și înclină cu 65°-80° spre nord (fig. 10 și pl. III), fiind deci paralele cu fisurile *ac* din granitoidele de Cărpiniș. Fisurile longitudinale (*bc*) din granitoidele de Novaci se orientează pe direcția N 62°-72°E, fiind aproximativ paralele cu axul structural al plutonului și cu contactul nordic al acestuia, respectiv cu direcția foliației (S_1) a șisturilor cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș din figura 1. Spre deosebire de acestea din urmă, ele se afundă însă cu 55°-80° spre nord sau cu 68°-80° spre sud, ceea ce arată că pe flancul nordic al plutonului se găsește atât fisurile ce tind să se orienteze perpendicular pe înclinarea sa, cît și acelea care se dispun paralel cu el. Aceste fisuri sînt însă aproape identice, atât ca direcție cît și ca înclinare, cu fisurile *bc* din seria de Lainici-Păiuș (fig. 5) și cu fisurile *bc* din granitoidele faciesului de Cărpiniș (fig. 9). Asemănările acestea demonstrează că toate fisurile s-au format în roci care, deși diferite prin compoziție, au evoluat din punct de vedere structural în aceleași condiții tectonice majore controlate de mișcările baicaliene.



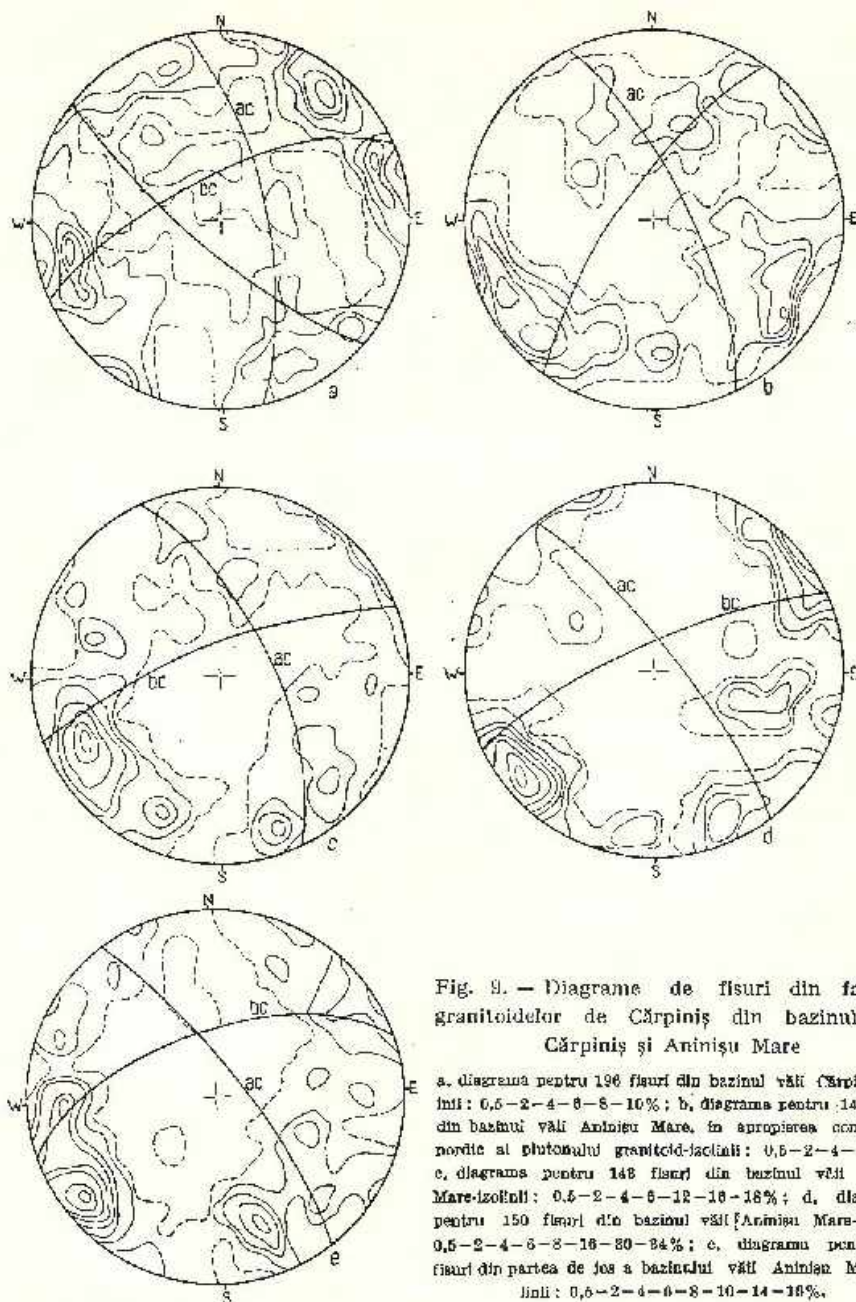


Fig. 9. — Diagramme de fisuri din faciesul granitoidelor de Cărpiniș din bazinul văii Cărpiniș și Anișu Mare

a. diagrama pentru 196 fisuri din bazinul văii Cărpiniș-izolnii: 0,5-2-4-6-8-10%; b. diagrama pentru 147 fisuri din bazinul văii Anișu Mare, în apropierea contactului nordic al plutonului granitoid-izolnii: 0,5-2-4-6-8%; c. diagrama pentru 148 fisuri din bazinul văii Anișu Mare-izolnii: 0,5-2-4-6-12-16-18%; d. diagrama pentru 150 fisuri din bazinul văii Anișu Mare-izolnii: 0,5-2-4-6-8-16-20-24%; e. diagrama pentru 152 fisuri din partea de jos a bazinului văii Anișu Mare-izolnii: 0,5-2-4-6-8-10-14-16%.

Diagrammes des fissures du faciès des granitoides de Cărpiniș du bassin des vallées du Cărpiniș et d'Anișu Mare.

a. diagramme pour 196 fissures du bassin de la vallée du Cărpiniș-izolnii: 0,5-2-4-6-8-10%; b. diagramme pour 147 fissures du bassin de la vallée d'Anișu Mare, au voisinage du contact septentrional du pluton granitoide-izolnii: 0,5-2-4-6-8%; c. diagramme pour 148 fissures dans le bassin de la vallée d'Anișu Mare-izolnii: 0,5-2-4-6-12-16-18%; d. diagramme pour 150 fissures dans le bassin de la vallée d'Anișu Mare-izolnii: 0,5-2-4-6-8-16-20-24%; e. diagramme pour 152 fissures de la partie inférieure du bassin de la vallée d'Anișu Mare-izolnii: 0,5-2-4-6-8-10-14-16%.

Fisurile diagonale din granitoidele de Novaci se orientează pe direcția $N 42^{\circ}W$ și înclină cu 88° spre sud, sau pe direcția $N 38^{\circ}E$, înclinând cu 60° spre sud.

Pe cele trei sisteme de fisuri principale din seria de Lainici-Păiuș și din cele două faciesuri ale plutonului granitoid de la Cărpiniș-Novaci

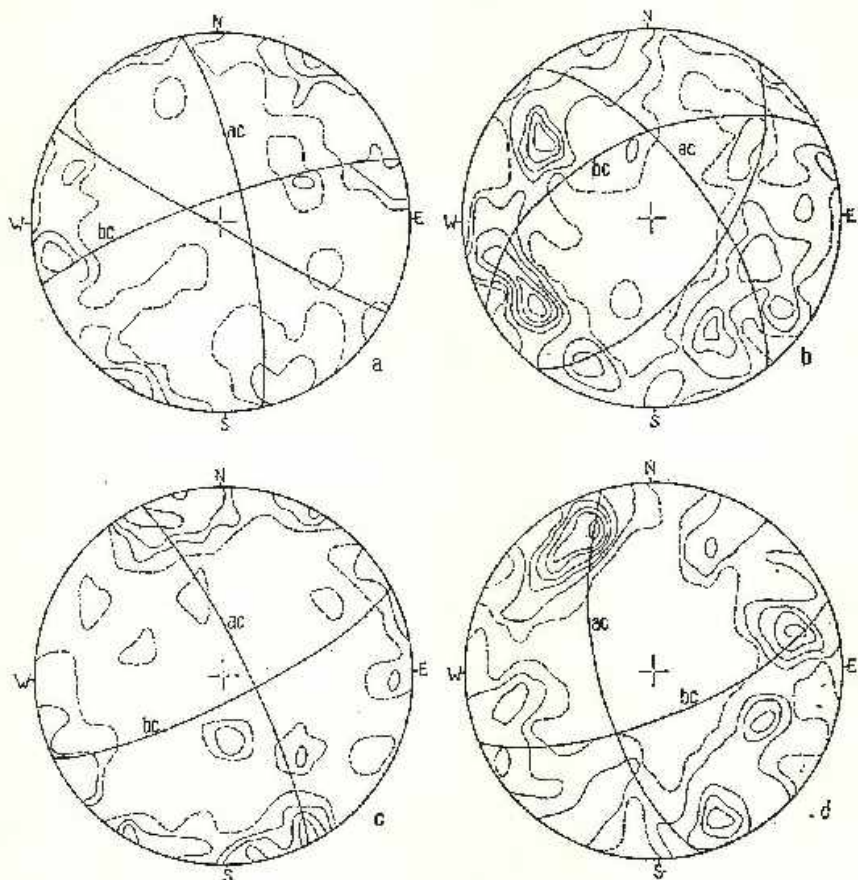


Fig. 10. — Diagrame de fisuri din faciesul granitoidelor de Novaci. Valcea Gîrtortului, între carieră și confluența cu pîrîul Strugazului.

a, diagrama pentru 81 fisuri din sectorul de la sud de carieră-izolinii: 0,5-2-4%; b, diagrama pentru 136 fisuri-izolinii: 0,5-2-4-6-8-10%; c, diagrama pentru 66 fisuri-izolinii: 0,5-2-4-6%; d, diagrama pentru 149 fisuri din sectorul din apropierea confluenței cu pîrîul Strugazului.—izolinii: 0,5-2-4-6-10-18%.

Diagrammes des fissures du faciès des granitoïdes de Novaci. Vallée du Gîrtort, entre la carrière et le confluent du ruisseau Strugazu.

a, diagramme pour 81 fissures du secteur situé au sud de la carrière-izolignes: 0,5-2-4%; b, diagrammes pour 136 fissures-izolignes: 0,5-2-4-6-8-10%; c, diagramme pour 66 fissures-izolignes: 0,5-2-4-6%; d, diagramme pour 149 fissures du secteur du voisinage du confluent du ruisseau de Strugazu—izolignes: 0,5-2-4-6-10-18%.



se localizează diferite tipuri de roci filoniene, reprezentate prin lamprofire (spessartite), porfirite dioritice, porfire granodioritice, granite porfirice, granite pegmatoidice, aplite, porfire cuarțifere, filoane de cuarț și geode, așa cum rezultă din diagrama din figura 11. Comparând această

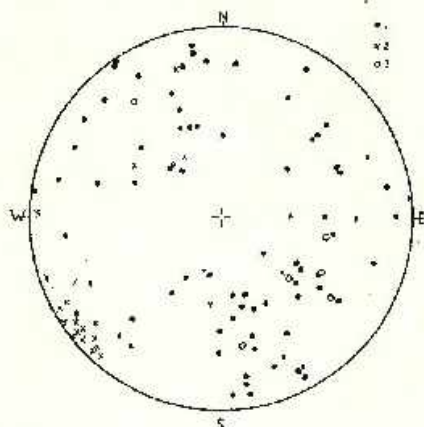


Fig. 11. — Diagrama pentru 27 filoane de aplită, granite pegmatoidice și porfire (1), 30 filoane de cuarț (2) și 6 filoane de lamprofire (3).

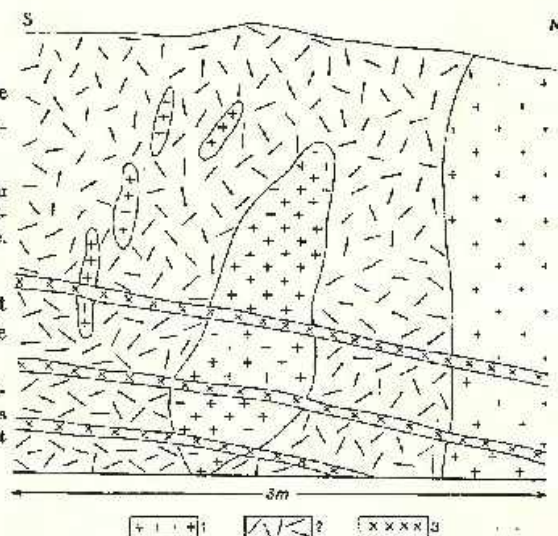
Diagramme pour 27 filons d'aplité, granite pegmatoides et porphyre (1), 30 filons de quartz (2) et 6 filons de lamprophyres (3).

Fig. 12. — Relațiile dintre rocile filoniene și rocile plutonului granitoid de la Cărpiniș-Novaci.

1, diorite cuarțifere; 2, filon de granit porfiric cu enclave de diorite cuarțifere; 3, filoane slab înclinate de aplită cu biotit, în parte turmalinizate. Valea Gilortadui.

Relations entre les roches filoniennes et les roches du pluton granitoïde de Cărpiniș-Novaci.

1, diorite quartzifère; 2, filon de granite porphyrique avec enclaves de diorites quartzifères; 3, filons faiblement inclinés d'aplites à biotite, partiellement tourmalinisés. Vallée du Gilortu.



diagramă cu diagramele de fisuri din rocile granitoide și din seria de Lainici-Păiuș, se constată că filoanele de aplită, granite pegmatoidice și porfire în general (1) se localizează mai ales pe fisuri longitudinale, orientându-se pe direcția N 60° E și având căderi de 45° spre nord-vest sau sud-est, unele și pe fisuri transversale sau diagonale. Filoanele de cuarț (2) și geodele de pe valea Aninișu Mare sînt localizate de preferință

pe fisurile *ac*, fiind orientate pe direcția N 14°W și avînd căderi de 85° spre nord-est. Numai filoanele de lamprofire (3) care sînt foarte puține, apar mai dispersate, deși în majoritatea cazurilor ele s-ar situa tot pe fisurile longitudinale. Remarcăm că corelații întrucîtva asemănătoare în ceea ce privește distribuția rocilor filoniene găsesc Möbus și Lindert (1967) în masivul granitic de Königshain și Benek (1967) în plutonul granitic de Ramberg.

Deoarece filoanele străbat atît șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș, cît și granitoidele sinorogene sau tardeorogene, rezultă că ele au fost puse în loc după succesiunea intruziunilor granitoide, aproximativ în faza în care rocile intrusivе depășiseră stadiul plastic și erau pe cale de a se consolida sau se consolidaseră deja, cel puțin la nivelul actual de eroziune, deoarece în ele se formează sistemele de fisuri descrise și eventual unele falii deschise pe care s-au intrus rocile filoniene. Chiar și în cazul acestora există o succesiune de venituri, așa cum rezultă din figura 12, unde se constată că un filon de granit porfiric gros de peste trei metri străbate dioritele cuarțifere de pe valea Gilortului, din care antrenează xenoliți și care, la rîndul său, este străpuns de filoane de aplitе, unele cu turmalină.

Influența mișcărilor hercinice asupra tectonicii primare a rocilor granitoide și a șisturilor cristaline

Peste tectonica primară a seriei de Lainici-Păiuș și a plutonului de roci granitoide tardeorogene se suprapun efectele unei tectonici mai noi, determinată de mișcările hercinice, aparținînd deci altui ciclu tectono-magmatic. De aceea, în timp ce față de mișcările ciclului baicalian granitoidele din autohtonul danubian sînt sinorogene sau tardeorogene (sincinematice sau tardecinematice, Eskola, 1932), față de mișcările diastrofice ale ciclului hercinic aceleași granitoide sînt preorogene (Savv, 1968). Efectele acestor mișcări nu se întîlnesc pretutindeni în masiv. Ele afectează numai o zonă care cuprinde partea de nord a plutonului granitoid tardeorogen, o parte din șisturile cristaline din sinclinalul Arșeni-Olteț și rocile granitoide sinorogene de Șușița. Remarcăm că pînă în prezent a existat încă părerea, că numai granitoidele de Șușița din această regiune au fost afectate de așa zisele fenomene de „laminare”. Această zonă afectată de mișcările hercinice s-a găsit în timpul manifestării lor în structura sinclinorie în care a fost antrenată și slab metamorfozată seria de Tulșa, în prezent erodată, zonă orientată aproximativ ENE-WSW. În această zonă, șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș

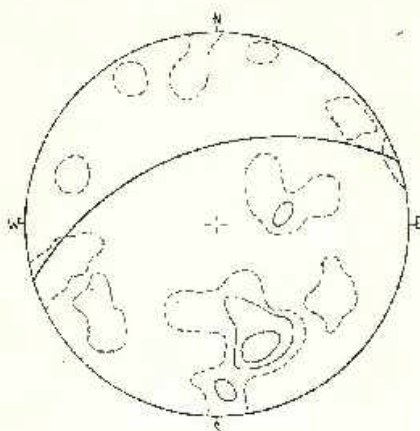


Fig. 13. — Diagramă pentru 32 plane de falii hercinice din regiunea Cărpiniș-Novaci. Izolinii: 0,5-2-4%.

Diagramme pour 32 plans de failles hercyniennes dans la région de Cărpiniș-Novaci. Isolignes: 0,5-2-4%.

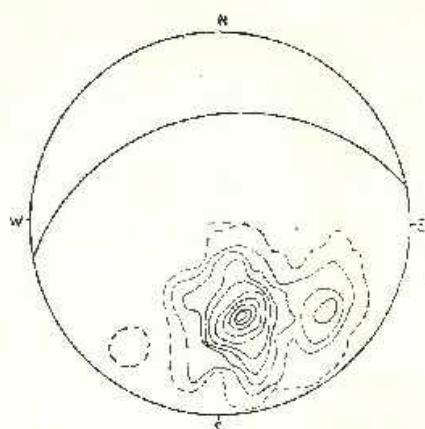


Fig. 14. — Diagrama pentru 85 plane de foliație secundară (S_1) din rocile granitoide tardeorogene din regiune. Izolinii: 0,5-2-4-6-8-10-12-14-16-18%.

Diagramme pour 85 plans de foliation secondaire (S_2) des roches granitoides tardeorogènes de la région. Isolignes: 0,5-2-4-6-8-10-12-14-16-18%.

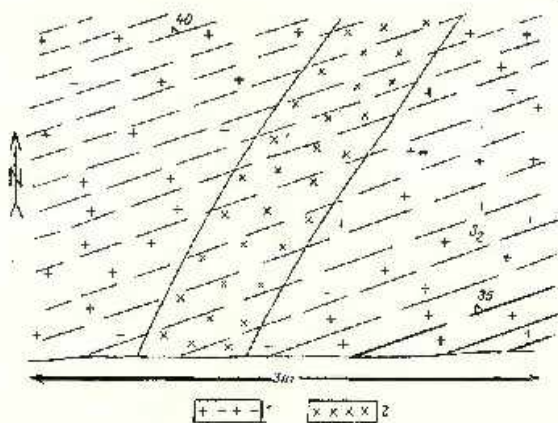


Fig. 15. — Filon de lamprofir care străbate rocile granuloide pe direcția $N 35^\circ E/60^\circ N$ și este afectat în aceeași măsură ca și acestea din urmă de metamorfismul hercinic marcat de foliația S_2 ($N 72^\circ E/35^\circ N$).

1. roci granuloide; 2. lamprofir.

Filon de lamprophyre qui perce les roches granitoides en direction $N 35^\circ E/60^\circ N$ affecté en une égale mesure que ces dernières par le métamorphisme hercynien marqué par la foliation S_2 ($N 72^\circ E/35^\circ N$).

1. roches granuloïdes; 2. lamprophyres.



suferă procese de alloretromorfism (S a v u, 1970), iar granitoidele sinorogene și tardeorogene din faciesul de Cărpiniș sînt metamorfozate în condițiile faciesului șisturilor verzi. În toate rocile se formează o foliație secundară (S_2) care șterge sau maschează foliația primară (S_1) a acestora, mai ales în cazul rocilor granitoide în care metamorfismul hercinic se imprimă mai puternic, rezultînd metagranite sau ortoșisturi sericito-cloritoase.

După cum s-a arătat mai înainte, în zona metamorfismului hercinic se formează mai întîi un sistem de falii care au tendința de a forma șolzi cu vergență sud-sud-estică (pl. III), care sînt orientați pe direcția N 70°E și prezintă căderi de 58° spre nord, așa cum rezultă din diagrama din figura 13.

Aceste falii inverse odată formate, au devenit plane de minimă rezistență, în lungul cărora mascele de roci s-au mișcat mai ușor, iar apa migrată din seria de Tuliaș ce se metamorfoza deasupra infrastructurii baicaliene, a putut circula mai ușor, determinînd alloretromorfismul seriei de Lainici-Păiuș și metamorfismul rocilor granitoide. Foliația S_2 formată în ortoșisturile granitoide (metagranite) este orientată pe direcția N 76°E și înclină cu 43° spre nord-nord-vest (fig. 14).

Procesul de laminare și de metamorfism din această zonă din partea de nord a regiunii afectează atît șisturile cristaline și rocile granitoide, cît și rocile filoniene, cum rezultă din figura 15. Această situație dovedește că atît filoanele cît și granitoidele tardeorogene și sinorogene pe care le străbat, s-au format înaintea metamorfismului hercinic.

Datorită unor mișcări mai tîrzii, probabil tot hercinice (S a v u, 1970), șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș și granitoidele tardeorogene din partea de sud a regiunii încalecă peste formațiunea de Schela care se dezvoltă între Stănțești și Crasna. Depozitele sedimentare neozoice care acoperă partea de sud a regiunii împiedică însă, urmărirea mai departe spre est a relațiilor tectonice dintre aceste formațiuni.

Concluzii

Sintetizînd datele obținute prin măsurătorile de elemente structurale atît din seria de Lainici-Păiuș, cît și din cele două faciesuri ale plutonului granitoid tardeorogen compus de la Cărpiniș-Novaci, constatăm că acestea se corelează foarte bine între ele (vezi tabelul). În primul rînd remarcăm faptul că pozițiile fisurilor transversale (*ac*), longitudinale (*bc*) și diagonale din cele trei formațiuni sînt atît de apropiate încît ele ajung



adesea să se indentifice, demonstrând astfel că s-au format în aceleași condiții geotectonice. Această concluzie este întărită și de direcția pe care se orientează axul structural al sinclinalului Arșeni-Olteț și cel al plutonului granitoid, xenoliții și autolitele din masa acestuia din urmă, precum și de poziția foliației primare a rocilor metamorfice și intrusive și de orientarea șlirelor și a megacristalelor de feldspat potasic din granitul de Novaci.

Aceste date arată că masivul granitoid tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci constituie un corp plutonic care prezintă caractere structurale ce ar indica vag un arc de șlire (schlieren arch — B a l k, 1937), mascate însă de efectele stressului care a influențat consolidarea magmei. Aceasta atestă faptul că plutoni tardeorogeni prezintă atât indiciile curgerii planare a magmei, caracter specific plutonilor postorogeni (S a v u, 1965; 1968), cât și caractere specifice plutonilor sinorogeni, consolidarea magmei efectuându-se sub controlul stressului, astfel că majoritatea elementelor structurale, uneori chiar plutonul însuși, se orientează în funcție de direcția de transport tectonic (C l o o s, 1947). Un astfel de corp granitoid a fost descris mai recent de W h i t e et al. (1967). Autorii consideră că corpul a fost pus în loc în timpul metamorfismului și s-a consolidat în câmpul aceluiași stress, care a determinat tectonica rocilor înconjurătoare. După cum am arătat cu altă ocazie (S a v u, 1970), tectonica șisturilor cristaline înconjurătoare se imprimă adesea în tectonica plutonilor granitoizi, mai ales în cazul celor sinorogeni.

Deoarece elementele structurale din plutonul granitoid tardeorogen și din șisturile cristaline care formează învelișul acestuia se corelează între ele, rezultă că granitoidele tardeorogene de la Cărpiniș-Novaci, ca și cele sinorogene de Șușița, au fost puse în loc în aceeași etapă importantă din evoluția geosinclinalului baicalian și anume, în timpul mișcărilor baicaliene, când are loc și metamorfismul seriei de Lainici-Pătuș, care este influențat puternic de energia termică degajată din masa plutonilor și de la sursa de formare a magmei granitoide. Această concluzie se corelează pe de altă parte, cu rezultatele determinărilor de vîrstă absolută (C o d a r c e a-D e s s i l a și S a v u, 1967; S o r o i u et al., 1970), prin care s-au obținut valori cuprinse între 550 și 426 mil. ani atât pentru șisturile cristaline și rocile granitoide sinorogene, cât și pentru granitoidele tardeorogene de Novaci.

Succesiunea evenimentelor din cuprinsul autohtonului danubian în această etapă a fost următoarea: cutarea seriilor de Drăgșan, Lainici-



TABEL
 Poziția elementelor structurale din sisturile cristaline și rocile granitoidale

Nr. crt.	Formațiunea	Ipsuri	Xenoliți și autolite	Foliația primară	Șire	Megacrstale
1	Seria de Lainici-Păiuș	$ac = N 14^{\circ} - 36^{\circ} W / 70^{\circ} - 80^{\circ} N$ sau $65^{\circ} - 85^{\circ} S$ $bc = N 66^{\circ} - 76^{\circ} E / 70^{\circ} - 72^{\circ} N$ sau $62^{\circ} - 70^{\circ} S$ diagonale = $N 56^{\circ} W / 58^{\circ} S$ sau $N 22^{\circ} - 32^{\circ} E / 90^{\circ} - 80^{\circ} S$	-	$N 78^{\circ} E / 40^{\circ} N$	-	-
2	Granitoidele de Cărpiniș	$ac = N 11^{\circ} - 36^{\circ} W / 68^{\circ} - 80^{\circ} N$ $bc = N 64^{\circ} - 74^{\circ} E / 60 - 88^{\circ} N$ diagonale = $N 52^{\circ} W / 78^{\circ} S$ sau $N 73^{\circ} E / 74^{\circ} N$	$N 63^{\circ} E / 68^{\circ} N$	$N 65^{\circ} E / 35^{\circ} N$	$N 65^{\circ} E / 35^{\circ} N$	-
3	Granitoidele de Novaci	$ac = N 12^{\circ} - 35^{\circ} W / 65^{\circ} - 80^{\circ} N$ $bc = N 62^{\circ} - 72^{\circ} E / 55^{\circ} - 80^{\circ} N$ sau $69^{\circ} - 80^{\circ} S$ diagonale = $N 42^{\circ} W / 88^{\circ} S$ sau $N 38^{\circ} E / 60^{\circ} S$	-	-	-	$N 77^{\circ} E / 70^{\circ} S$

Păiuș și de Vilcan ((clastică) cu formarea cutelor structurii în virgație în care, pe măsura formării lor erau puși în loc plutonii granitoizi sinorogeni, cum este și cel de Șușița (S a v u, 1970), urmați de intruziunea granitoidelor tardeorogene de tipul celor din faciesul de Cărpiniș, în care influența stressului este încă evidentă și cărora le succed imediat granitoidele tardeorogene alcaline, larg cristalizate, din faciesul de Novaci, tot procesul încheindu-se cu suita numeroasă de roci filoniene. Amintim că o serie de granitoide asemănătoare în multe privințe cu cea din autolitonul danubian, a fost descrisă de E s k o l a (1932) în Finlanda.

Dacă granitoidele de Cărpiniș au fost puse în loc în stadiul final de cutare plastică a șisturilor cristaline din acoperiș, granitoidele de Novaci le succed acestora în punerea lor în loc în cimpul aceluiași forțe geotectonice majore, ale căror eforturi s-au dirijat în aceeași direcție principală (SSE-NNW) în tot timpul evoluției geosinclinalului baicalian, determinând formarea de elemente structurale cu orientare asemănătoare atât în șisturile cristaline, cât și în granitoidele sinorogene și tardeorogene. De aceea, concluziile principale care se degajă din această lucrare sînt următoarele :

1. Granitoidele tardeorogene de tip Novaci nu sînt hereinice sau triasice cum s-a presupus, ci aparțin ciclului baicalian.
2. Plutonul granitoid tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci s-a format printr-un proces de intruziune magmatică și nu prin fenomene de metasomatoză, cum au presupus unii cercetători.
3. El este amplasat în zona axială a structurii anticlinale secundare externe, Olteț-Novaci-Cărpiniș.
4. Megacristalele de feldspat potasic orientate din granitul de Novaci au cristalizat din magma granitoidă și nu s-au format mai tîrziu, printr-un fenomen de metasomatoză, cum s-a crezut.

Laminarea, respectiv metamorfismul în faciesul șisturilor verzi a granitoidelor de Șușița și a părții de nord a plutonului granitoid tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci are loc mai tîrziu, în faza de mișcări bretone a ciclului hereinic (S a v u, 1970). Această concluzie este confirmată de valoarea de 296 mil. ani obținută pe o probă de granit de Șușița metamorfozat de pe valea Gilortului (S o r o i u et al., 1970). Mai tîrziu are loc încălecare a rocilor granitoide și a șisturilor cristaline peste formațiunea de Schela.



BIBLIOGRAFIE

- Anderson A. L. (1952) Multiple emplacement of the Idaho Batholith. *Jour. Geology*, 60, Chicago.
- Balk R. (1937) Structural behavior of igneous rocks. *Geol. Soc. America, Mem.* 5.
- Barth T.P.W. (1952) Theoretical petrology. J. Wiley. New York.
- Benck R. (1967) Der Bau des Hamberg-Plutons im Harz. *Abh. Akad. Wissensch.*, 1, Berlin.
- Cloos E. (1947) Tectonic transport and fabric in a Maryland granite. *Bull. Comm. Géol. Finlanda*, 140, Helsinki.
- Cloos H. (1928) Zur Terminologie der Plutone. *Fennia*, 50.
- Codarces-Dessila Marcela, Savu H. (1967) Cu privire la interpretarea geologică a datelor obținute prin metoda K/Ar în Carpații Meridionali. *Stud. cerc. geol. Acad. R.S.R.*, 12, 2, București.
- Eskola P. (1932) On the origin of granitic magmas. *Min. Petrogr. Mitt.*, 42.
- Gurău A. (1972) Contribuții la studiul microtectonic al formațiunii de Schela și granitoidelor de Șușița. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/5, București.
- Holmquist P. J. (1921) Typen und Nomenklatur der Adergesteine. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 43.
- King B. C. (1965) The nature and origin of migmatites: metasomatism or anatexis. In „Controls of Metamorphism” W. S. Pitcher and G. W. Flinn edit., Edinburgh and London.
- Knill D. C. and Knill J. L. (1961) Time relations between folding, metamorphism and the emplacement of granite in Rosguill County Donegal. *Quart. Jour. Geol. Soc.* CXVII, 467, London.
- Marmo V. (1962) On granites. *Bull. Comm. géol. Finlande* 201.
- Mehnert K. R. (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Amsterdam.
- Misch P. (1963) Plagioclase compositions and non-anatetic origin of migmatitic gneisses in Northern Cascade Mountains of Washington State. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 17, Berlin.
- Möbus G., Lindert W. (1967) Das Königshain bei Görlitz (Oberlausitz). *Abh. Akad. Wissensch.*, 1, Berlin.
- Noble J. A. (1952) Evaluation of criteria for the forcible intrusion of magma. *Jour. Geology*, 60, Chicago.
- Răileanu Gr., Bercea I., Pop Gr. (1967) Asupra vârstei unor roci granitoide din munții Vilcan (Carpații Meridionali) *D. S. Com. Stat. Geol.*, LIII/1, București.
- Savu H. (1965) Masivul eruptiv de la Bîrzava (munții Drocea). *Memoriile Com. Geol.*, VIII, București.
- (1968) Sienitele cu nefelin de la Mălaia și poziția lor în structura cristalinului Lotrului. *D. S. Com. Stat. Geol.*, LIII/3, București.
 - (1970) Structura plutonului granitoid de Șușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol.*, LVI/5, București.
 - Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1971). Studiul petrologic și geochimic al granitoidelor sinorogene și tardeorogene din zona plutonului de Șușița (Carpații Meridionali) *An. Inst. Geol.*, XXXIX, București.
 - Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1972) Geneza granitoidelor și sisturilor cristaline dintre valca Sadului și Stăncești (munții Parâng) *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/1, București.



- Schuster A. (1972) Considerații asupra evoluției domeniului danubian (Carpații Meridionali) *D. S. Inst. Geol.* LVIII, 5, București.
- Sederholm J. J. (1913) Ueber pygmatice Faltungen. *Neues Jahrb. Min.*, 36, Stuttgart.
- (1923) On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of south-western Finland. Pt. I. *Bull. Comm. géol. Finlande*. 58, Helsinki.
- Soroiu 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. *Eclogae Geol. Helvet.*, 63, 1, Basel.
- Stan N. (1970) Migmatitele de pe valca Șușița Verde și valca Porcului (munții Vilcan). *D. S. Inst. Geol.*, LVII/1, București.
- White A.J.R., Compston W., Kleemann A. W. (1967) The Palmer Granite—a study of a granite within a regional metamorphic environment. *Jour. Petrology*, 8, 1, London.
- Wilson G. (1952) Pygmatic structures and their formation. *Geol. Mag.*, 89, Oxford.
- * * * Harta geologică a R. S. României, scara 1 : 1.000.000, (1968), Institutul Geologic, București.

RELATIONS DE TEMPS ET D'ESPACE ENTRE LE PLISSEMENT DE LA SÉRIE DE LAINICI-PĂIUȘ ET L'INTRUSION DES GRANITOÏDES TARDEOROGÈNES DE LA RÉGION DE CÂRPIȘ-NOVACI (MONTS PARÎNG)

(Résumé)

L'infrastructure baïkalicienne de l'autochtone danubien contient de nombreux corps granitoïdes synorogènes et tardeorogènes, ordinairement, localisés dans la zone axiale des structures anticlinales de la série de Lainici-Păiuș. Malgré les innombrables indices que les granitoïdes sont des intrusions de l'époque des mouvements baïkaliens, il y a encore des chercheurs qui pensent que certains granitoïdes tardeorogènes seraient hercyniens, voire même triasiques. Aussi, l'auteur du présent ouvrage, fait-il l'analyse des éléments structuraux des schistes cristallins de la série de Lainici-Păiuș et des granitoïdes tardeorogènes de la région de Cărpiniș-Novaci, afin d'élucider ce problème au moyen de la méthode de la microtectonique comparée.

La série de Lainici-Păiuș est représentée dans cette région par son complexe inférieur, résulté par le métamorphisme de certains dépôts à caractère flyschoides d'âge précambrien supérieur. Sous l'action du métamorphisme de type danubien survenu à une pression de 4–5 kb et à des températures comprises entre 500° et 750°C, dans la région se sont formées deux zones métamorphiques, notamment la zone à biotite et la zone à sillimanite, prépondérante migmatique (pl. III). La zone à biotite qui comporte des schistes cristallins à biotite à cristallisation plus fine, parfois à intercalations de calcaires, est rarement traversée par des filons granitiques (pl. I, fig. 1). La zone à sillimanite a été migmatisée sous l'influence des solutions dégagées par la source de formation du magma granitique et par les plutons acides. La paléosome des migmatites artéritiques est constituée de manière prépondérante par des paragneiss à biotite — muscovite, associés de gneiss quartzo-feldspathiques, gneiss à sillimanite, cordiérite magné-



sienne ($2v = 75$) et andalousite, quartzites, roches carbonatées à forstérite et pyroxène et roches basiques métamorphisées. Les migmatites sont représentées principalement par des migmatites lenticulaires et stromatitiques; moins souvent apparaissent les migmatites ophthalmitiques et nébulitiques, accompagnées parfois par des filons pygmatiques (pl. I, fig. 2).

La série de Lainici-Păiuș constitue le synclinal d'Arșeni-Olteț, situé entre le pluton synorogène de Șușița — dont la tectonique a été objet d'études antérieurement (Savv, 1970) — et le pluton tardeorogène de Cărpiniș-Novaci, situé dans la zone axiale de la structure anticlinale marginale d'Olteț-Novaci-Cărpiniș qui revient à la structure en virgation qui caractérise la tectonique primaire — synmétamorphique — de l'infrastructure balkanique. Tant l'axe du synclinal d'Arșeni-Olteț que les axes structuraux des plutons granitoïdes se dirigent, dans le secteur compris entre Arșeni et le méridien du sommet de Redeu, de l'ENE vers l'WSW. À mesure que l'on avance vers le sommet de Nedeiu ceux-ci s'incurvent largement vers le NE et les schistes cristallins s'effilent progressivement en cette même direction, étant donné que l'axe du synclinal, qui plonge vers le SE, remonte dans cette zone au dessus, du niveau d'érosion, si bien que les massifs granitoïdes des profondeurs y sont mis à jour. La courbure des structures dans cette zone, tout comme dans la zone de la vallée du Sadu serait imputable à la sous-poussée plus énergique du noyau archéen karélien qui constitue le soubassement de la plate-forme moesienne située au S. Ce phénomène s'est réalisé au cours du plissement et de la métamorphisation de la série de Lainici-Păiuș et de l'intrusion des plutons granitoïdes.

Le plan axial du synclinal d'Arșeni-Olteț plonge vers le NNW, alors que son axe présente en plan horizontal toute une série de flexures dues à la poussée latérale générée par l'intrusion forcée du pluton tardeorogène de Cărpiniș-Novaci. La foliation primaire (S_1) des schistes cristallins de la série de Lainici-Păiuș (fig. 1) est parallèle à la stratification, correspondant à la formule structurale $L_1 \perp S_1 \parallel S$. Elle se dirige vers le N 78° E et s'incline de 40° vers le NNW, étant approximativement parallèle au plan axial de la structure.

Sur le flanc méridional du synclinal, dans les migmatites artéritiques apparaissent des plis de glissement concentrique-synmigmatiques (fig. 2). Les mêmes structures (fig. 3) indiquent dans le flanc septentrional un flanc inverse. Le plissement des roches migmatiques dans les zones à plasticité plus accusée a parfois conduit à l'apparition de plissements dysharmoniques accompagnés de phénomènes de boudinage (fig. 4) et de filons pygmatiques (pl. I, fig. 2).

Les diagrammes de fissures des schistes cristallins de la vallée de Crasna (fig. 5 et pl. III) révèlent que celles-ci reviennent à plusieurs systèmes. Les fissures transversales (*ac*) perpendiculaires à la direction de l'axe structural du synclinal qui dans cette zone est orienté en direction N 62° E, contiennent parfois des filons aplitiques (pl. II, fig. 1). Elles sont orientées en direction N $14-36^\circ$ W / $70-80^\circ$ N ou $66-85^\circ$ S, démontrant que l'axe du synclinal tend à plonger vers le WSW. Les fissures longitudinales (*bc*) sont orientées en direction N $66-76^\circ$ E / $70-72^\circ$ ou $62-70^\circ$ S. D'autres maximums indiquent des systèmes de fissures diagonales *hkl* ou *kha* orientées en directions N 56° W / 58° S, respectivement N $22-32^\circ$ E / $90-80^\circ$ S.

Le pluton granitoïde tardeorogène de Cărpiniș-Novaci — dont seulement sa partie septentrionale a fait objet d'études sa partie méridionale étant recouverte par des dépôts miocènes — se trouve dans la partie SE de la région, occupant la zone axiale de la structure susmentionnée. Dans sa structure on a séparé deux faciès: le faciès de granitoïdes de Cărpiniș externe et le faciès des granitoïdes de Novaci interne (pl. III). Le contact septentrional du pluton emprunte généralement la direction des schistes cristallins, cependant il s'incline davantage que ceux-ci. Il est donc un contact concordant et disconforme. Vers l'ouest le pluton se termine par de nombreuses apophyses, alors que vers l'est, dans la masse des granitoïdes, surtout, du faciès



de Cărpiniș sunt inclus de nombreux septes et xénolithes de dimensions différentes, plissés ensemble avec les roches granitoïdes (fig. 6), fait qui indique que ces granitoïdes sont des intrusions de la phase finale du plissement plastique des schistes cristallins de la série de Lainici-Păluș, entraînés dans les structures en train de se former. Ces granitoïdes présentent, par endroits, une structure en schlieren qui indiquerait vaguement la direction de coulée plinaire du magma.

Les xénolithes et les séparations mélanocrates (autolithes) de la masse des granitoïdes de Cărpiniș sont orientés en direction N 65° E/68° N alors que la foliation primaire des granitoïdes est orientée en direction N 65° E/35° N position qui indique que ces éléments sont orientés parallèlement au contact septentrional et à l'axe structural du pluton (fig. 7). Il en résulte également que le pluton est incliné vers le NNW, tout comme la structure anticlinale dans l'axe de laquelle il est localisé.

Les granitoïdes du faciès de Novaci, roches à structure généralement massive, ont constitué des intrusions dans la masse des granitoïdes de Cărpiniș au cours d'une période durant laquelle ceux-ci étaient encore au stade plastique et se sont consolidés ensemble, en cristallisant dans les mêmes conditions de stress, fait qui a conduit les mégacristaux de feldspath potassique, qui caractérisent le granite de Novaci, à s'orienter en direction N 77° E, parallèlement à l'axe structural du pluton et à s'incliner de 70° vers le WSW (fig. 8). Ces données attestent que l'orientation des éléments structuraux des deux faciès des roches granitoïdes est similaire et que ceux-ci constituent deux parties composantes d'un seul „pluton composé”. Il y cependant quelques distinctions, tout spécialement au cas du granite de Novaci, où l'inclinaison de 70° des mégacristaux de feldspath potassique dénote une position intermédiaire entre la direction d'écoulement du magma et celle de transport tectonique due au stress qui a contrôlé la cristallisation. Autrement dit, les plutons tardorogènes présentent des caractères structuraux ambiguës, dont quelques uns propres aux plutons synorogènes et d'autres à ceux post-orogènes.

La conclusion que les deux faciès constituent les parties composantes d'un même pluton résulte nettement de l'orientation des fissures (fig. 9 et pl. III). Les fissures transversales (ac), des granitoïdes de Cărpiniș, sont orientées en direction N 11—36° W, s'affaissant de 68—80° vers le NE (pl. II, fig. 2), fait qui dénote que l'axe structural du pluton plonge de 15—20° vers le WSW. Les fissures longitudinales (bc) sont orientées en direction N 64—74° E et s'inclinent de 60—88° vers le NW. Quant aux fissures diagonales deux maximums sont caractéristiques qui indiquent les directions N 52° W/78° S et N 37° E/74° N.

Les fissures transversales (ac) des granitoïdes du faciès de Novaci sont orientées en direction N 12—35° W et s'inclinent de 65—80° vers le NE (fig. 10 et pl. III). Les fissures longitudinales (bc) dirigées N 62—72° E sont parallèles à la foliation des schistes cristallins de la série de Lainici-Păluș et au contact septentrional du pluton ainsi qu'aux fissures bc du faciès des granitoïdes de Cărpiniș, démontrant ainsi leur formation en conditions géotectoniques similaires. L'inclinaison de ces fissures varie de 55—80° N et de 68—80° S. Les fissures diagonales se dirigent comme il suit: N 42° W/88° S et 38° E/60° S.

Le long des trois principaux systèmes de fissures se disposent des roches filoniennes représentées par des lamprophyres, porphyrites éoritiques, porphyres granodioritiques, granites porphyriques, granites pegmatoides, aplites, porphyres quartzifères, filons et géodes de quartz (fig. 11). La plupart des filons (1) sont localisés dans les fissures longitudinales, en direction N 60° E/45° N, moins souvent dans celles transversales. Les filons de quartz et les géodes (2) sont localisés, de préférence, dans les fissures transversales (N 14° W/85° S), alors que les filons de lamprophyres (3) sont cantonnés ordinairement dans les fissures longitudinales. Les roches filoniennes qui percent les roches granitoïdes autant que les schistes cristallins ont été mises en



place dans une phase ultérieure au stade plastique de ceux-ci, si bien que dans les roches granitoïdes, consolidées au moins jusqu'au niveau actuel de l'érosion, se sont formées des fissures et quelques failles le long desquelles se sont insinués, successivement, des filons (fig. 12).

L'orientation similaire des éléments des schistes cristallins et des roches granitoïdes (tab.) et la position du pluton granitoïde de Cărpiniș-Novaci, dans l'ensemble structural de l'infrastructure baikalienne de l'autoclône danubien, conduisent aux conclusions suivantes : la structure synclinale d'Arșeni-Olteț et les deux structures anticlinales situées au N et au S sont dues à un phénomène de sous-poussée déterminé par le noyau archéen-karélien de la plateforme moesienne située au S, fait qui explique l'orientation des vergences vers cet ancien socle continental. La position des microplis et des cristaux de minéraux à habitus prismatique parallèle aux axes de ces structures dénotent que celles-ci sont synmétamorphiques. La série de Tuliza (Silurien-Carbonifère inférieur) transgressive sur ces structures érodées et sur les plutons granitoïdes mais à jour, attestent que celles-ci sont plus anciennes et qu'elles reviennent au cycles baikalien, conclusion confirmée aussi par les déterminations d'âge absolu qui révèlent l'âge de 550—420 millions d'années des schistes cristallins et des roches granitoïdes de l'infrastructure.

La succession des événements géologiques a été la suivante : le plissement des schistes cristallins de la série de Lainici-Păiuș avec formation des structures synclinales et anticlinales ; dans ces dernières à mesure qu'elles se sont formées pénètrent les plutons synorogènes de type Șușița, suivis de près par les intrusions des granitoïdes tardeorogènes sous faciès de Cărpiniș auxquels succèdent immédiatement les granites alcalins sous faciès de Novaci, tout le processus s'achevant par la suite filonienne. Cette série d'intrusions granitoïdes a pris naissance dans le domaine des mêmes forces géotectoniques majeures du géosynclinal baikalien.

On peut conclure : 1) les granitoïdes tardeorogènes de Novaci ne sont ni hercyniens ni triasiques ; ils reviennent au cycle baikalien ; 2) le pluton granitoïde tardeorogène de Cărpiniș-Novaci s'est formé par un processus d'intrusion magmatique et non pas par des phénomènes de métasomatose ; 3) il est placé dans la zone axiale de la structure anticlinale secondaire, externe, d'Olteț-Novaci-Cărpiniș ; 4) les mégacristaux de feldspath potassique orientés du granite de Novaci ont cristallisés dans le magma granitoïde ; ils n'ont pas été générés ultérieurement par des processus de métasomatose.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche III

Carte structurale de la région de Crasna-Novaci (Monts Parâng).

Cycle alpin : 1, Pliocène-Tortonien. Superstructure. Cycle hercynien : 2, formation de Șehela. Infrastructure. Cycle hercynien : 3, métamorphisme hercynien. Cycle baikalien : granitoïde tardeorogène ; 4a, granitoïde de Novaci ; 4b, granitoïde de Cărpiniș ; granitoïdes synorogènes de Șușița ; 5, granitoïdes et granites. Série de Lainici-Păiuș ; 6, complexe inférieur prépondérant migmatique ; 7, failles ; 8, plan de chevauchement ; 9, foliation hercynienne (S_2) des granitoïdes et des schistes cristallins ; 10, failles hercyniennes ; 11, foliation primaire (S_1) des roches granitoïdes et position des xénolites et des autolites ; 12, foliation primaire (S_1) des schistes cristallins ; 13, axe de synclinal asymétrique et direction d'affaissement ; 14, axe d'anticlinal asymétrique ; 15, diagramme de fissures ; 16, ligne de coupe.



PLANȘA I

Fig. 1. — Două filoane de granite care străbat concordant șisturile cristaline din zona cu biotit de la nord-vest de Drăgoești.

Deux filons de granite qui percent en concordance les schistes cristallins de la zone à biotite située au NW de Drăgoești.

Fig. 2. — Filon ptygmatic de material granitoid din migmatitele cu sillimanit, cordierit și andaluzit de pe valea Aninișu Mare.

Filon ptygmatic de matériel granitoïde des migmatites à sillimanite, cordiérite et andalousite de la vallée d'Aninișu Mare.





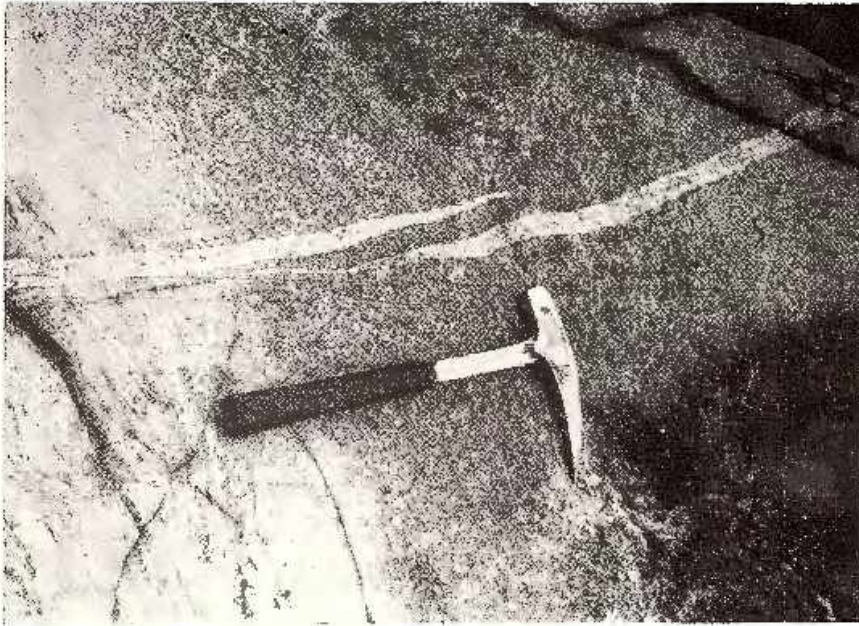
1



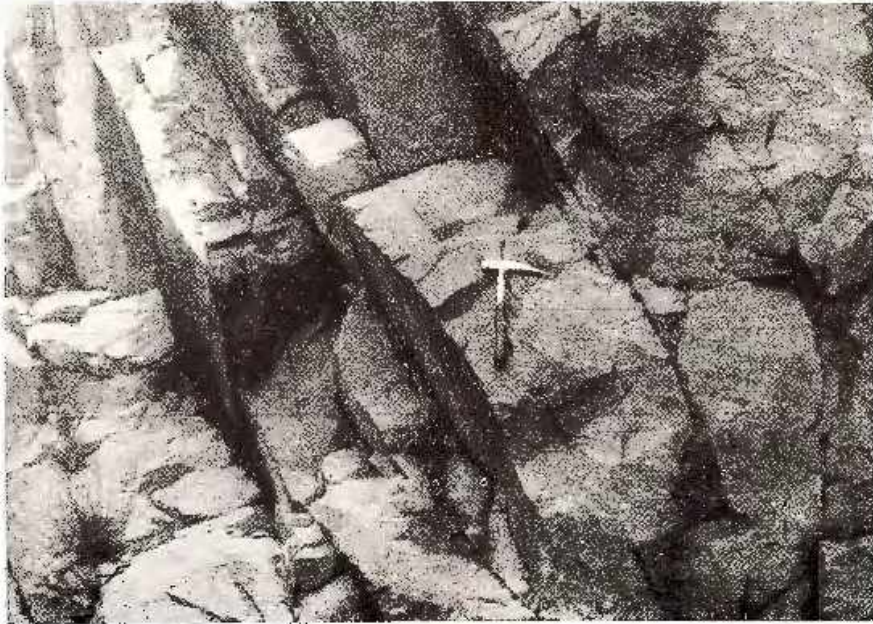
2

PLANȘA II

- Fig. 1. — Ușoare aplice localizate pe fisurile $\alpha\epsilon$ din migmatitele a căror paleosonă conține asociația sillimanit-cordierit-andaluzit, Valea Aninișu Mare.
Filsans apiliques le long des fissures $\alpha\epsilon$ des migmatites dont la paleosone contient l'association : sillimanite-cordierite-andalousite, Vallée d'Aninișu Mare.
- Fig. 2. — Fisurile $\alpha\epsilon$ din granitoidale cu feldspat potasic poecilitic din faciesul de Cărpiniș, de pe valea Aninișu Mare. Planul fotografiei este orientat aproximativ est-vest.
Fissures $\alpha\epsilon$ dans les granitoïdes à feldspath potassique poecilitique du faciès de Cărpiniș, vallée d'Aninișu Mare. Le plan de la photo est orienté approximativement de l'est à l'ouest.



1



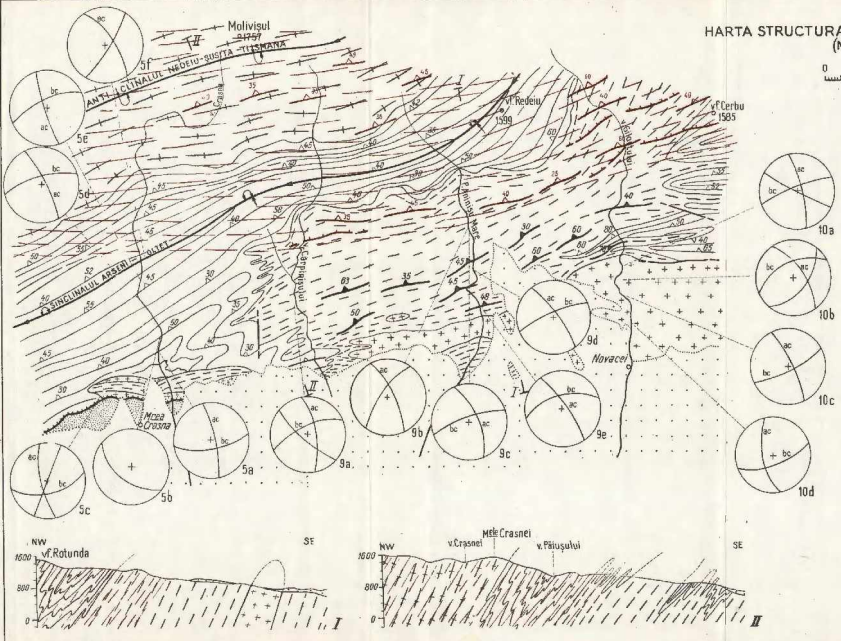
2

H. Savu
**HARTA STRUCTURALĂ A REGIUNII CRASNA-NOVACI
 (MUNȚII PARÎNG)**

0 750 1500 2250 3000 m
 Scara: 1:50,000

LEGENA

- | | | |
|-----------------------------|---|------------------------|
| CICLUL
ALPIN
HERCINIC | 1 | Pliocen - Tortonian |
| | SUPRASTRUCTURA | |
| CICLUL
ALPIN | 2 | Formațiunile de Scheia |
| | INFRASTRUCTURA | |
| B. A. C. A. L. I. A. N. | Mesozoic și hercinic | |
| | GRANITOIDE TORDEORGENE | |
| B. A. C. A. L. I. A. N. | GRANITOIDE SINOROGENE DE SUȘITA | |
| | Granitoide de Novaci și Granitoide de Căpâș | |
| B. A. C. A. L. I. A. N. | SERIA DE LĂINI - PĂIUȘ | |
| | Complexul infrior preponderant migmatitic | |
| 7 | Folii | |
| 8 | Plan de înclăcare | |
| 9 | Foliație hercinică (S_2) a granitelor și piatrilor cristaline | |
| 10 | Folii hercinică | |
| 11 | Foliație primară (S_1) a rocilor granitoidă și piatrilor cristaline și autoctonilor | |
| 12 | Foliație primară (S_1) a piatrilor cristaline | |
| 13 | Ax de simetrie asimetric și direcția de alunecare | |
| 14 | Ax de simetrie asimetric | |
| 15 | Diagrama de fisuri | |
| 16 | Linia de profil | |



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONSIDERAȚII ASUPRA POSIBILITĂȚILOR DE CORELARE A STRUCTURII CARPAȚILOR ORIENTALI ȘI OCCIDENTALI¹

DE

MIRCEA SÂNDULESCU²

Abstract

Considerations on Possibilities of Correlating the East and West Carpathians Structure. After having reviewed the main structural elements of the East and West Carpathians, a correlation scheme of the former and the latter is discussed. The principal conclusions are as follows: (1) the Central East Carpathians Nappes display an outer position with respect to the Pienine Klippen Zone being tectonically overthrust by it in the western segment of the Carpathians; (2) the structural elements of the West Carpathians may be correlated with those of the North Apuseni Mountains; (3) the origin zone of the Transylvanian Nappes is located inside the Klippen Zone and outside the Tatrîdes; (4) the Flysch nappes are only partly correlable between the northern and western segments, some units showing a more reduced development.

Progresele făcute în ultimii ani în cunoașterea geologiei Carpaților Orientali și în special a zonelor interne a acestora (zona internă a flișului, zona cristalino-mezozoică) unde s-a pus în evidență o structură foarte complicată, cu mari șariaje, ne-au îndemnat să repunem în discuție corelarea unităților tectonice distinse în acest sector carpatic cu unitățile tectonice din Carpații Occidentali. Considerăm că problema cheie în această încercare este stabilirea poziției pe care o ocupă pînzele de șariaj din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali în raport cu zona klippelor pienine, cu Carpații Orientali centrali și cu Munții Apuseni. Principala dificultate în rezolvarea problemei puse o constituie dezvoltarea în arile unde cele două segmente se racordează, a unor formațiuni

¹ Comunicare în ședința din 7 mai 1971.

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



sedimentare și vulcanice noi, terțiare superioare, care acoperă elementele structurale, mai vechi, ale acestora. În această situație este deschisă calca ipotezelor care, oricât de strâns argumentate vor fi, lasă mereu să planeze un anumit grad de incertitudine. Totodată trebuie subliniat faptul că gradul de cunoaștere a structurii geologice a acestui sector carpatic nu este același peste tot.

Conștienți de toate aceste dificultăți am considerat totuși oportun să analizăm posibilitățile de corelare a celor două segmente carpatice bazându-ne în primul rând pe numeroasele lucrări valoroase ale geologilor români, sovietici, polonezi și cehoslovaci și pe cunoștințele acumulate de noi în studiul Carpaților Orientali precum și în deplasările pe teren făcute de mai multe ori în ultimii șapte ani în Uniunea Sovietică, Polonia și Cehoslovacia.³

Lucrările de sinteză tectonică privind sistemul carpatic în întregime sau numai segmentul care ne interesează în lucrarea de față au început prin cele ale lui Uhlig (1903, 1907), Popescu-Voitești (1921—1935) Mrazec (1933), Kober (1931), continuând după cel de-al doilea război mondial cu cele ale lui Świdzinski (1948), Stille (1953), Andrusov (1963, 1965, 1968), Kziazkiewicz (1963), Mahel (1966), Wdowiarsz (1963), Vialov (1961), Băncilă (1958, 1965), Filipescu (1967), Dumitrescu et al. (1962), Dumitrescu și Săndulescu (1969), Băncilă și Marinescu (1969), pentru a nu cita decât câteva din încercările de sintetizare a unui material din ce în ce mai bogat și mai complex. Nu este în intenția noastră de a analiza evoluția ideilor asupra structurii carpatice, de aceea ne mulțumim să amintim aceste lucrări, urmînd ca, ori de cîte ori va fi nevoie să ne referim la ele în cadrul expunerii.

Cunoașterea structurii geologice a spațiului carpatic se realizează mai mult decît în orice altă catenă alpină pe două căi paralele și complementare: (1) analiza structurii principalelor segmente carpatice urmată de (2) corelarea elementelor tectonice stabilite în cadrul acestora. Exis-

³ Este locul să amintim fructuoasele discuții purtate cu Acad. D. Andrusov, Acad. O. S. Vialov și Prof. S. Wdowiarsz, Dr. M. Mahel, Dr. Z. Roth, Dr. S. Leško, Dr. L. Koszarski, Dr. A. Slaska, Dr. W. Sikora, Dr. S. Kruglov ș.a. care pe teren în timpul excursiilor făcute sau la diferite reuniuni mi-au împărtășit cunoștințele lor. De asemenea vreau să subliniez discuțiile colegiale avute cu H. Krautner, I. Bercia și M. Mureșan, privind unele probleme ale geologiei sîsturilor cristaline din Carpații Orientali.



tența marilor depresiuni molasice suprapuse părților interne a Carpaților subliniază obligativitatea acestor două etape.

Considerăm necesar înainte de a analiza structura segmentelor în discuție să precizăm anumite noțiuni. În general catena carpatică se poate divide în două mari unități majore. Internidele sau Dacidele și Externidele sau Moldavidele (Dumitrescu et al., 1962; Dumitrescu și Săndulescu, 1969). Acești termeni corespund în linii mari cu Internidele și Externidele definite de Stille (1953) sau cu zonele interne și zonele externe distinse de Andrusov (1963) și K z i a r s k i e w i e z (1963). Noi am preferat termenii Dacide și Moldavide în primul rând din motive istorice avînd în vedere că pentru zonele interne încă din 1921 Popescu-Voitești a întrebuițat denumirea de „chaines daciques” și din motive lingvistice întrucît ele pot fi mai ușor divizate adăugîndu-li-se un adjectiv. Aceste două elemente structurale majore ale Carpaților se disting în primul rând prin vîrsta tectogenezei principale: cretacică pentru Dacide, oligo-miocenă, pentru Moldavide.

Am propus cu altă ocazie (Săndulescu, 1970) împărțirea Dacidelor în trei segmente și anume Dacide occidentale care cuprind Carpații Occidentali centrali și Munții Apuseni, Dacide orientale care cuprind zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali, zona transcarpatică și pînza de Ceahlău și Dacide meridionale care cuprind Carpații Meridionali. Adăugăm acestora cele două segmente ale Moldavidelor și anume: Moldavidele orientale ce cuprind zona flișului Carpaților Orientali (exclusiv pînza de Ceahlău și echivalentele ei în Carpații sovietici) și Moldavidele occidentale care înglobează zona flișului din Carpații Occidentali.

În cadrul astfel delimitat vom încerca să reamintim principalele caractere structurale și faciale ale unităților tectonice din Carpații Orientali și Occidentali pentru a putea ajunge la obiectivul propus - corelarea lor. Problemele puse de corelarea Dacidelor sînt, așa cum vom vedea, mai complicate decît cele privind corelarea Moldavidelor. De aceea am considerat necesar să le tratăm aparte, mai ales că posibilitățile de corelare ale unităților din zona flișului au fost analizate de mai multe ori în ultimul timp (Băncilă, 1965, 1969; Băncilă și Marinescu, 1969).

Corelarea Dacidelor

În Carpații Orientali se pot recunoaște mai multe grupe de pînze toate cu vergențe estice sau nord-estice. De la interior spre exterior acestea sînt: grupa pînzelor transilvane, grupa pînzelor centrale și grupa



pînzelor flișului. Ele formează sisteme de pînze cu particularități proprii atît prin caracterul formațiunilor ce iau parte la alcătuirea lor cît și prin mecanismul punerii în loc. Carpații Orientali românești cuprind toate aceste pînze, dintre care unele nu mai sînt de loc sau foarte slab reprezentate pe teritoriul Carpaților sovietici.

Pînzele transilvane. Pînzele transilvane sînt pînze de decolare formate exclusiv din terocuri mezozoice ante-vraconiene. Pînă în prezent au fost puse în evidență două pînze aparținînd acestui sistem: pînza de Perșani și pînza de Hăghimaș (Ilie, 1953, 1954; Patrulius et al., 1966; Sandulescu, 1967, 1968, 1969).

Principalele caractere litofaciale ale pînzei de Perșani (Patrulius et al., 1966) sînt:

Werfenianul calcaros de tip strate de Werfen și șisturi de Campil
Anisianul calcaros bituminos

Ladinianul cu roci bazice (serpentine, gabbrouri, diabaze etc.)

Norianul calcaros recifal

Liasicul calcaros pelagic de tip Adneth

Jurasicul mediu slab dezvoltat.

Principalele caractere litofaciale ale pînzei de Hăghimaș (Sandulescu, 1967, 1969) sînt:

Werfenian de tip strate de Werfen și șisturi de Campil

Anisian dolomitice cu jaspuri

Triasicul superior de tip Hallstatt

Liasic calcaros de tip Adneth

Dogger calcaros oolitic.

Toate aceste subdiviziuni sînt sporadic reprezentate în baza pînzei.

Jurasic superior calcaros recifogen masiv

Neocomian și Urgonian calcaroase masive.

Aceste două pînze sînt bine dezvoltate în munții Perșani și Hăghimaș, numai în parte prezente în Rarău, iar în partea sovietică a masivului maramureșan doar sub forma unor klippe sedimentare (olistolite) înglobate în formațiunea de Wildflysch a pînzei bucovinice care apare în două puncte în bazinele superioare ale pîrîului Ceremușul Alb (Bîzova)⁴. De altfel lipsa pînzelor transilvane, în speță a pînzei de Hăghimaș, în partea

⁴ Prezența acestei formațiuni cu klippe sedimentare este susținută de S. Bîzova care ne-a comunicat unele din rezultatele obținute de D-sa în anul 1970.

sovietică a masivului maramureșan a fost remarcată și de Hain et al. (1968).

Pânzele centrale. Sistemul pânzelor centrale (Săndulescu, 1967, 1969) cuprinde ansamblul de pinze formate din șisturi cristaline și depozite mezozoice pre-vraconiene ce alcătuiesc partea principală a masivului maramureșan. Ele sînt pinze de forfecare, sau primate din punct de vedere al participării soclului ele sînt pinze de soclu, spre deosebire de pânzele transilvane care, ca și pânzele flișului, sînt pinze de cuvertură.

Principală unitate a sistemului central este pinza bucovinică; ea este în același timp și cea superioară. Sub ea într-o serie de ferestre tectonice apare pinza sub-bucovinică (Săndulescu, 1967, 1969), din care au fost smulse o serie de petice de împingere care se înșiruie în lungul părții frontale, actuale, a pânzei bucovinice. Elemente structurale inferioare pânzei sub-bucovinice, formînd unitatea de Bretița, se întîlnesc în ferestrele de la Iacobeni, Bretița în munții Rodnei (Bercia et al., 1967; Krăutner și Krăutner, 1970; Bercia și Bercia, 1970) și în Maramureș în apropierea graniței cu U.R.S.S. O problemă specială o ridică pinza de Rodna, studiată și precizată în ultimul timp de Krăutner și Krăutner (1970). Raporturile acestei pânze cu cea sub-bucovinică nu sînt încă clare. Ele pot constitui o aceeași unitate tectonică sau pinza de Rodna poate reprezenta o unitate inferioară celei sub-bucovinice. Pânzele centrale sînt caracterizate de serii sedimentare mezozoice cu particularități litofaciale proprii.

Principalele caractere litofaciale ale pânzei bucovinice sînt :

dezvoltarea unui Triasic relativ gros dolomitic în cea mai mare parte în care se pot recunoaște toate subdiviziunile stratigrafice ale acestuia (Popescu și Patrulius, 1964; Mutihac, 1968; Săndulescu, 1967, 1968, 1969). Principalele caractere ale lui sînt Scisianul cuarțitic, Ladinianul calcaros, intercalarea în seria triasică a jaspurilor și prezența unui neotriasic dolomitic-calcaros,

Liasicul inferior calcaros oolitic,

Liasicul superior și Doggerul calcaro-grezos,

Callovian-Oxfordianul cu jaspuri,

Tithonic-Neocomianul pelagic cu Calpionelle și „strate cu *Aptychus*”

dezvoltarea în Cretacicul inferior a formațiunii de Wildfysch.

Prezența jaspurilor la mai multe nivele și existența Wildfysch-ului sînt unele din caracterele distinctive ale pânzei bucovinice.



Dintre caracterele Mezozoicului pinzei sub-bucovinice (Sandulescu, 1967, 1969) remarcăm :

prezența șisturilor de Câmpil,

prezența unui Liasic (?) cu marne negre și a unui Dogger calcaros nodulos,

caracterul foarte lacunar și grosimea redusă a depozitelor; din acest punct de vedere Mezozoicul sub-bucovinic are un caracter pronunțat de rid (brianțonez).

Depozitele mezozoice ale unităților inferioare pinzei sub-bucovinice nu se cunosc decât la Iacobeni unde (Dimitrescu 1960, 1965; Bercia și Bercia, 1970) peste cuarțitele scisioane urmează un Anisian calcaros, bituminos, bine stratificat deasupra căruia se mai cunosc calcare verzui și roșii, cu intercalații subțiri de dolomite și șisturi roșii. Ele ar putea reprezenta Ladinianul.

Seriile cristaline ce iau parte la alcătuirea pînzelor alpine din sistemul central pot aparține sau nu, unor serii diferite în diferite pînze. Seria de Tulgheș ia parte atât la constituția pînzei bucovinice cît și a celei sub-bucovinice. Seria de Bistrița-Barnar pare a fi cantonată în pinza bucovinică, și în elementele inferioare ei (Iacobeni) seria gnaiselor de Rarău numai în pinza bucovinică, iar seria de Bretila apare în elementele cele mai profunde în munții Rodnei și ferestrele Bretila, Vaser, etc.

Este cazul să precizăm, pentru a nu produce confuzii că, pinza gnaiselor de Rarău și încălecărilor evidențiate între seria de Tulgheș și seria de Bistrița-Barnar (Bercia, și Bercia, 1970) le considerăm de vîrstă pre-triasică și deci neparticipînd direct la construcția eșafodajului alpin al Carpaților Orientali. Ele au fost forfecate și eventual reactivate pe alocuri de planele de șariaj alpin. De altfel există premise ca ele să fie considerate ca avînd vergența vestică, inversă decît cea alpină. Facem această afirmație generalizînd pentru întreg cristalinelul rezultatele obținute în ultimul timp de Kräutner și Kräutner (1970) privind cutarea hercinică a seriilor cristaline din munții Rodnei.

Ansamblul structural în pînze de șariaj al părții românești a masivului maramureșan a fost regăsit și în U.R.S.S. (Hain et al., 1968). Aici s-au distins trei unități suprapuse cu caracter de pînze de șariaj care de jos în sus sînt: Belopotok, Roziss, Deloveț.

Din descrierile seriilor cristaline și mezozoice din aceste unități și din relațiile care se pot stabili la graniță s-ar putea face următoarele corclări :

Unitatea de Belopotok — unitatea de Bretila

Pinza de Deloveț — pinza sub-bucovinică.



Pentru pinza de Roziss este deocamdată mai greu să i se stabilească un echivalent în pinzele alpine din Carpații Orientali românești. Ea poate fi paralelizată eventual cu una din duplicaturile unității de Bretila sau și acesta pare a fi mai degrabă cazul, să aibă o poziție asemănătoare unității de Argeștru care a fost pusă în evidență de Bercia și Bercia (1970) și care are caracterul unui petic de împingere, caracter ce i se acordă de fapt și pinzei de Roziss (Hain et al., 1968).

Din cele de mai sus reiese că pinza bucovinică nu se regăsește în masivul Rahov. Avansăm această ipoteză cu toată prudența avînd în vedere faptul că în partea cea mai nordică a masivului maramureșan din țara noastră, nu s-au stabilit la același grad de detaliu toate unitățile tectonice ce iau parte la alcătuirea lui. Totuși există unele elemente care permit afirmația de mai sus și anume: (1) caracterul lacunar și redus al seriei mezozoice din pinza de Deloveț și (2) prezența în această pinză a seriei de Kuzin, care poate fi echivalată cu calcarele de Cîrlibaba-Țibău⁵ ce sînt cunoscute pînă acum numai în pinza sub-bucovinică.

În schimb pinza bucovinică se prelungește cu siguranță în masivul Civein unde așa cum am arătat mai sus s-a recunoscut prezența formațiunii de Wildflysch.

La toate aceste unități ale masivului maramureșan trebuie să adăugăm și pinza flișului negru (Bleahu, 1962) care se continuă pe teritoriul U.R.S.S. în unitatea de Kamenî Potoc. Ea se caracterizează prin dezvoltarea în Jurasicul superior a unor mase eruptive bazice asociate unei serii flișoide negre de vîrstă Malm-Neocomian (?). Această pinză are o poziție intermediară între grupul pînzelor centrale și pinza de Ceahlău.

Structura în pinză a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali s-a realizat în faza mezo-cretacică, prevraconiană. Cuvertura post-tectonică cretacic superior-paleogenă debutează în toate sectoarele zonei cristalino-mezozoice cu o serie conglomeratic-grezoasă, vracono-cenomaniă sau cenomaniă. Această serie este cunoscută sub diverse denumiri: seria de Șoimul în nord, conglomerate de Birnadu în munții Hăghimaș și de Postăvaru în sud. Acolo unde au fost ferite de eroziune, peste seria conglomeratic-grezoasă urmează depozite turonian-senoniene în general marnoase și apoi, în zona transcarpatică, depozite paleogene.

Este important de reținut faptul că înțelegem prin cuvertura post-tectonică a zonei cristalino-mezozoice acea parte din zona transcarpatică

⁵ Echivalarea seriei de Kuzin cu seria de Cîrlibaba-Țibău a fost confirmată atât de A. Rudacovici și de H. Kräutner și I. Bercia.



ce ocupă munții Bîrgăului, bazinul Țibăului, Borșei și Ruscovei, exclusiv de la aceasta pînza Botizei și pînza Wildflysch-ului (Dumitrescu, 1957) și solzul Petrova, care, așa cum vom vedea, aparțin unui alt ansamblu structural (Dumitrescu și Săndulescu, 1970).

Puțin mai la est de Tisa ansamblul structural al masivului maramureșan se afundă în întregime sub cuvertura post-tectonică neocretacic-paleogenă. Depozitele mezozoice nu se mai întîlnesc spre nord-vest decît în zona klippelor maramureșene (Andrusov, 1933). Andrusov a considerat că zona klippelor maramureșene constituie prelungirea spre nord-vest a masivului maramureșan, care la acea vreme era considerat ca avînd o structură relativ simplă cu o cuvertură sedimentară mezozoică unică. Este evident acum, cînd cunoaștem structura complexă a masivului maramureșan, că problema corelării klippelor maramureșene cu masivul cu același nume devine mai complicată.

Din observațiile pe care le-am putut face vizitînd această regiune cu Acad. O. S. Vialov, S. Krugliov și alți geologi sovietici am putut ajunge la concluzia că zona klippelor maramureșene reprezintă aria de aflorare de sub cuvertura post-tectonică a formațiunii de Wildflysch bucovinic. Această ipoteză este confirmată de lucrările lui Krugliov (1965) care spre deosebire de alți cercetători sovietici consideră klippele maramureșene ca fiind olistolite. Wildflyschul este acoperit discordant de o serie ce începe cu conglomeratele de Șoimul și se continuă fără întrerupere pînă în Paleogen. Această cuvertură a klippelor maramureșene reprezintă prelungirea spre nord-vest a cuverturii neocretacic-paleogene a masivului maramureșan (Kulciński, 1968; Krugliov, 1965; Beer și Bizova, 1967). „Klippele maramureșene” încalcă peste stratele de Rahov din pînza cu același nume echivalentă, cum vom vedea, cu pînza de Ceahlău din România. Acest fapt subliniază echivalența lor cu pînza bucovinică.

Peste klippele maramureșene și cuvertura lor neocretacic-paleogenă încalcă klippele pienine cu cuvertura lor senonian-paleogenă. Încălecarea am putut-o observa bine în profilul văii Tereblia. Ea a fost urmărită pînă în valea Tisei unde după datele lui Bizova, Beer și alții ea este perfect corelabilă cu solzul Petrova din Maramureș.

Pentru a putea analiza în continuare relațiile elementelor structurale a Dacidelor orientale și occidentale este necesar să amintim pe scurt caracterele structurale ale zonei klippelor pienine. Am luat pentru aceasta ca bază lucrările lui Andrusov (1965, 1968).



Zona klippelor pienine. Zona klippelor pienine se întinde pe aproape 900 km lungime din Alpii Orientali până în valea Teresva afluent al Tisei. La alcătuirea acestei zone iau parte două elemente principale: klippele (de tip pienin — Andrusov și Scheibner, 1960) și cuvertura lor.

Au fost distinse două serii sedimentare principale la care aparțin diferitele klippe: seria de Czorsztyn și seria pienină sau de Kysuca. Există și faciesuri de tranziție între acestea însă ele pot fi în general atașate uneia sau alteia dintre seriile principale. Cu o alcătuire deosebită și reprezentând un ansamblu structural situat între klippele pienine și Tatrîde se dezvoltă unitatea de Manin cu două subzone: Manin propriu zisă și Klape. Reconstruind paleogeografia klippelor pienine s-a ajuns la concluzia că succesiunea zonelor de facies de la nord la sud este: Czorsztyn-Pienină *s. str.*, Manin-Klape (Andrusov, 1965, 1968).

Pentru obiectivul pe care ni l-am propus considerăm necesar să enumerăm caracterelor litofaciale mai importante ale seriilor separate în această zonă.

Seria de Czorsztyn este caracterizată de (Andrusov, 1965, 1968):

Triasic carbonatat cu dolomite în Ladinian și calcare cu corali în Ladinian superior-Carnian,

Liasic cu Fleckenmergel,

Malm-Neocomian cu calcare masive: calcarul de Czorsztyn (nodulos), calcare cu crinoizi, breccii de Rogoznik,

Albian-Turonian marnos uneori barriolat.

Seria pienină (Kysuca) este caracterizată de (Andrusov, 1956, 1968):

Triasic superior în facies Keuper,

Liasic inferior în facies Gresten,

Liasic și Dogger cu Fleckenmergel și marne cu *Posidonia alpina*

Callov-Oxford cu jaspuri,

Tithonic-Neocomian pelagic (biancone) cu Tintinide,

Turon flișoid.

Seria de Manin este caracterizată de (Andrusov, 1965, 1968):

Tithonic-Neocomian calcaros (cu silix),

Urgonian masiv,

Albian transgresiv în facies flișoid ce se continuă în Cenomanian cu un facies de fliș și în Turonian cu marne vârgate.

Cuvertura klippelor, debutează cu depozite senoniene în facies pelagic sau detritic și se continuă în Paleocen și Eocen. Este demn de



remarcă faptul că zonele de facies ale Paleogenului sînt oblice față de structura pre-senoniană a zonei klippelor (Andrusov, 1965, 1968).

Din punct de vedere structural D. Andrusov, E. Birkenmayer și E. Scheibner disting o structură în pinze ante-senoniană. În acest moment s-au format trei unități șariate de la nord spre sud: pinza de Manin-Klappe, pinza pienina (Kysuca) și pinza de Czorsztyn, (fig. 1). Trebuie subliniat că aceste pinze sînt pinze de cuvertură, nicăieri la baza klippelor nefiind cunoscute formațiuni cristaline. Forfecarea cuverturii s-a produs fie la nivelul Doggerului inferior fie la nivelul Triasicului (Andrusov, 1968).

După depunerea cuverturii senonian-paleogene, zona klippelor a mai fost deformată a doua oară în stil alpin. În acest moment pinzele și cuvertura au fost dislocate împreună.

Pentru a completa imaginea structurală a zonei klippelor este necesar să reamintim care sînt raporturile ei cu zonele învecinate. La nord zona klippelor din Cehoslovacia și Polonia se mărginește cu pinza de Măgura. Contactul nu este simplu. Pe alocuri depozitele paleogene ale diferitelor subunități a pinzei de Măgura se așază normal pe zona klippelor, în alte locuri ele sînt încălecate înapoi peste învelișul paleogen al klippelor pienine. Spre sud-est, în U.R.S.S., se constată din contră că zona klippelor începe să încalce împreună cu Paleogenul ei peste formațiunile paleogene din față, care aparțin așa cum am văzut cuverturii klippelor mara-mureșene.

Spre sud zona klippelor este mărginită în cea mai mare parte de o falie inversă cu vergență sudică — falia Podhale — în lungul căreia încalce peste cuvertura paleogenă a Carpaților Occidentali centrali. În Slovacia Occidentală se pot însă examina (fig. 1) raporturile între pinzele din zona klippelor și elementele structurale mai interne. Se observă că aici zona klippelor este încălecată de pinza de Klappe, aparținînd seriei Manin iar aceasta de pinzele sub-tatrice.

Pentru scopul pe care ni l-am propus este necesar să analizăm, pe scurt, trăsăturile particulare ale Carpaților Occidentali centrali. Lucrările geologilor cehoslovaci au arătat că în acest sector carpatic se pot deosebi patru ansambluri structurale majore: Tatrilele, pinzele sub-tatrice, Veporidele și Gemeridele. Din punct de vedere paleogeografic Tatrilele ocupă poziția cea mai nordică iar Gemeridele cea mai sudică. Faciesurile Triasicului variază de la nord spre sud în sensul că devin din ce în ce mai calcaroase și cu serii marine din ce în ce mai complete, caracterizate de faune din ce în ce mai mediteraneene (cu caracter sud-



alpin). Triasiicul superior în special, înregistrează foarte fidel această schimbare lipsind cu totul în Tatrîde sau îmbrăcînd un facies special de tip Keuper (Keuper carpatîc). Acesta din urmă are dezvoltarea sa maximă în pinza de Krișna (pinza subtracică inferioară) pentru ca în pinzele

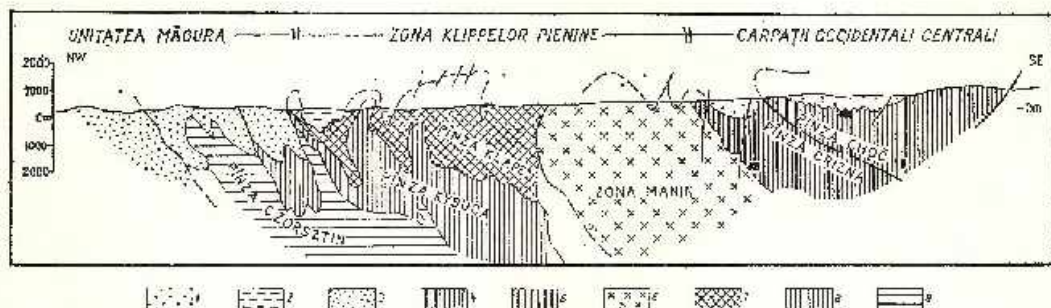


Fig. 1. — Secțiune schematică prin zona klippelor pienine în Slovacia de vest. (După E. Sheibner — 1967, din D. Andrusov — 1968).

Coupe schématique dans la zone des klippes piénines de la Slovaquie d'ouest (selon E. Sheibner — 1967, d'après D. Andrusov — 1968).

de Choč și Strajov să se observe faciesurile sudalpine bine dezvoltate cu calcare de Dachstein și Hallstatt (Andrusov, 1965).

Pentru a întregi cadrul în care ne propunem să discutăm corelarea segmentelor occidental și oriental al Carpaților este necesar să examinăm succint și problema klippelor de la Poiana Botizei. Aproape fără excepție acestea au fost considerate ca reprezentînd ultima apariție spre sud-est a zonei klippelor pienine deși legătura cu primele klippe aparținînd sigur acestei zone (cele din valea Teresva — afluent al Tisei) nu era foarte clară. Dacă klippele de la Poiana Botizei aparțin zonei klippelor pienine atunci ele trebuiesc atribuite seriei de Kysuca în care faciesul Tithonic-Neocomianului este asemănător. Această interpretare ar avea ca urmare firească considerarea că spre exteriorul klippelor de la Poiana Botizei ar trebui să se găsească depozite mezozoice aparținînd seriei de Czorsztyń, iar spre interiorul catenei elementele structurale ale Carpaților Occidentali centrali dintre care cele mai externe ar fi Tatrîdele.

Trecerea în revistă a tuturor elementelor structurale a Dacidelor occidentale și orientale, făcută mai sus, a clarificat, credem, într-o oarecare măsură cadrul în care vom încerca să le corelăm.

Credem că este suficient de clar că zona klippelor pienine, chiar dacă nu înglobăm la aceasta și klippele de la Poiana Botizei, are o poziție



structurală mai internă decât pînza bucovinică. Această concluzie este susținută de : (1) poziția lor față de klippele maramureșene care aparțin Wildflysch-ului pînzei bucovinice și (2) de raporturile de încălecare între Paleogenul din învelișul klipelor pienine și cuvertura post-tectonică

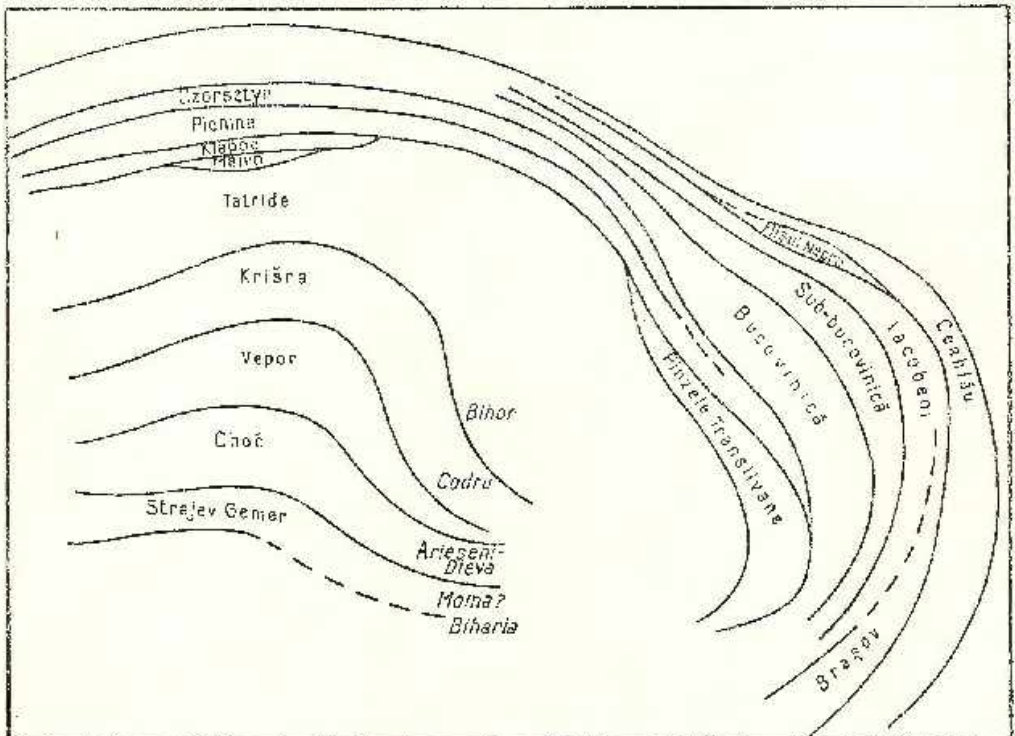


Fig. 2. — Corelarea principalelor zone paleogeografice din Dacidele orientale și occidentale.

Corrélation des principales zones paléogéographiques des Dacides orientales et occidentales.

a masivului maramureșan ce se poate urmări pînă în regiunea Petrova. Ținînd seama de această primă concluzie am încercat o reconstituire a principalelor zone paleotectonice care corespund principalelor unități structurale ce se recunosc astăzi în Carpați (fig. 2). Din această reconstituire reiese clar că grupul pînzelor centrale a avut o poziție externă față de zona klipelor pienine. În sprijinul acestei interpretări mai vine și faptul că în sens transversal faciesurile Triasicului se înșirîie în mod logic : de la un Triasic în care există încă Keuperul carpatic (faciesul pienin s. str. înrudit cu faciesurile Tatridelor (mai interne) se trece la un

facies dolomitico calcaros (faciesul de Czorsztyn) înrudit cu faciesul bucovinic (mai extern).

Mult mai complicată considerăm chestiunea stabilirii poziției paleotectonice a zonei transilvane, patria de origină a pînzelor cu același nume. Fiind evident mai internă decît pînza bucovinică o primă interpretare ar fi aceea că ea se găsește în prelungirea spre sud a zonei klippelor pienine, idee pe care am exprimat-o mai demult (Săndulescu, 1968). Dintre cele două pînze transilvane, cea de Hăghimaș cuprinde într-adevăr unele faciesuri ce se regăsesc în zona klippelor. De exemplu Kimmeridgianul se apropie ca facies de seria pienină, Tithonic-Neocomianul de cea de Czorsztyn ca și Triasicul mediu. Se opun acestei paralelizări faciesul Triasicului superior și Liasicului de tip subtatric, deci mai intern. Urgonianul în schimb se regăsește bine dezvoltat în zona Manin.

Față de aceste date considerăm deocamdată că zona transilvană reprezintă un relen, eventual mai intern al zonei klippelor pienine în care se amestecă atît caractere ale acestora din urmă cît și caractere mai interne. În această interpretare rezultă că singurele elemente din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali care ar mai putea fi privite ca înrudite zonei klippelor pienine sînt pînzele transilvane, iar din acestea în special pînza de Hăghimaș. Ele se înrudesc nu numai prin unele faciesuri, dar și prin tipul lor (pînze de cuvertură).

O altă interpretare, ultrapînzistă, ar plasa zona transilvană și mai la interior în prelungirea zonelor faciale interne ale Carpaților Occidentali centrali unde se reîntîlnesc unele faciesuri ale Triasicului (calcarele de Halstatt, calcarele bituminoase anisiene, calcarele de Adneth). Această a doua interpretare foarte cilindristă ni se pare mai hazardată mai ales că urmînd această cale ar trebui să considerăm zona Brașov cu calcare de Guttenstein ca fiind foarte internă (după facies) interpretare ce contravine flagrant cu poziția ei structurală externă.

Adoptînd prima interpretare se ajunge, logic, la corelarea elementelor structurale majore din Carpații Occidentali centrali cu cele din Munții Apuseni de nord. Această ipoteză a fost avansată în ultimul timp de Dumitrescu și Săndulescu (1968) și de Băncilă și Marinescu (1969). Bleahu și Patrușiu (1967) deși o menționează, consideră mai degrabă că ansamblul structural al Apusenilor septentrionali se leagă cu Mezozoicul din sudul Ungariei (p. 254). Legătura Apusenilor de nord cu Carpații Occidentali centrali nu este numai o necesitate de ordin geometric ci ea corespunde unei realități geologice. Întregul aranjament structural, paleotectonic și facial al Apusenidelor septentrionale repetă pe acela al Carpaților Occi-



dentali centrali. Este suficient să amintim succesiunea faciesurilor Triasiului mergînd de la autohtonul de Bihor spre sud pentru a putea stabili o paralelizare aproape perfectă :

Autohtonul de Bihor = Tatride — Triasiul superior lipsește sau are
facies de Keuper

Pînza de Codru = pînza de Kriřna — Keuper carpatic bine dezvoltat

Pînza de Arieșeni = pînza de Choč — Triasic marin de facies tipic alpin. Carbonifer bine dezvoltat. Activitate eruptivă bazică în Permian.

Cele mai sudice elemente ale Apusenidelor septentrionale (Moma, Biharia) au multe caractere ce se reîntîlnesc în Gemeride.

Lipsa elementelor structurale central est-carpaticice (grupa pînzelor centrale) în segmentul occidental o punem pe seama unei acoperiri tectonice. Ele și-ar găsi continuarea sub pînzele pienine care le-au acoperit la sfîrșitul Turonianului. Această interpretare ține seama și de faptul că structura în pinze de șariaj a grupului pînzelor centrale s-a desăvîrșit în faza mezo-cretacică, așa încît șariajul pînzelor pienine, intrasenonian, a acoperit un ansamblu structural gata format. Sîntem în fața unei evidente migrări longitudinale (în lungul catenei) a vîrstei tectogenezei principale fapt pe care l-am subliniat și cu altă ocazie (Sândulescu, 1971).

Acoperirea „în culisă” spre vest a ansamblului structural est-carpatic este evident și în încălecările mai noi post-paleogene care reiau probabil fracturi mai vechi pe care Paleogenul klippelor pienine din Ucraina sub-carpatică încălecă peste Paleogenul din cuvertura post-tectonică a masivului maramureșan. Această încălecare s-ar continua după unii cercetători sovietici într-una din subunitățile pînzei de Măgura. Ar fi o situație în care o fractură mai nouă întretaie oblic elementele structurale mai vechi și nu o decolare a Paleogenului de pe subasamentul său așa cum s-a susținut în unele lucrări (Băncilă, 1965; Băncilă și Marinescu, 1969).

În tot acest ansamblu structural trebuie căutat și locul pînzei de Ceahlău. Pentru aceasta este necesar să ținem seama de faptul că ea este alcătuită din două digității: Ciuc și Bodoc (Sândulescu, 1964) care au fost recunoscute pînă la granița de nord a țării (Ștefănescu, 1970). Toți autorii au corelat zona cu stratele de Sinaia din România cu



zona de Rahov din Carpații sovietici (Andrusov, 1963; K z i a z - k i e w i c z, 1963; B ă n c i l ă, 1965 etc.). Ar fi normal ca și în această din urmă zonă să se regăsească cele două subunități, fapt care pare să fie real. Într-adevăr Kulcițki și D a b a g h i a n, (1967) recunosc în zona Rahov la transversala văii Tisa două subzone: Rahov la interior și Burkut la exterior, cu care cele două digitații ale pinzei de Ceahlău pot fi corelate. În sprijinul acestei interpretări, adoptată și de Ș t e f ă n e s c u (1967) vin mai multe fapte și anume:

faciesul seriei de Burkut, contrar multor opinii, este mai apropiat de faciesul flișului de Sînmartin-Bodoc decât de cel al flișului curbicortical (observații făcute de autor în valea Tisei în 1965, condus de O. S. V i a l o v);

la baza pinzei de Pietrosu (= subzona Burkut) sînt rabotate klippe de roci eruptive bazice neojurassice și calcare tithonice; în toată zona flișului din Carpații Orientali românești klippe asemănătoare nu se mai găsește decât la baza pinzei de Ceahlău, în regiunea Teliu-klippa din valca Cărbunarea (M. G. F i l i p e s c u et al, 1957; I. M ă r i n e s c u 1957);

ca și pinza de Ceahlău și zona Rahov + Burkut are o dezvoltare areală strîns legată de cea a grupului pinzelor centrale; este simptomatic faptul că (aproximativ) în regiunea în care dispar klippele maramureșene dispar și această unitate.

În această interpretare depozitele vîrgate din subzona Suhova al lui A. K u l c i ț k i ar putea reprezenta fie ferestre tectonice în pinza de Ceahlău, fie serii similare celor de Dumbrăvioara și Gura Belcii.

Faptul că pinza de Pietros (= digitația Bodoc a pinzei de Ceahlău) încalcă direct peste pinza de Cernahora nu ar constitui un impediment în interpretarea pe care o propunem întrucît cunoaștem situații similare în Carpații românești (valea Moldovei) unde pinza de Ceahlău încalcă direct peste pinza de Audia.

În interpretarea expusă mai sus trebuie să admitem o întînțire a mișcărilor de la sud spre nord în lungul planului de șariaj al pinzei de Ceahlău. Aceasta s-a făcut, bînuim, printr-o încălecare „în bloc” a pinzei de Ceahlău-Rahov peste elementele din față. Planul după care aceasta s-a realizat a forfecat structura mai veche a pinzei creînd în unele zone un plan nou. De altfel întregul ansamblu al Dacicilor orientale a suferit o întînțire în extremitatea sa nord-vestică întrucît și în părțile lor mai interne decât pinza de Ceahlău au apărut, așa cum am văzut plane de încălecare terțiare. Planele au forfecat uncori structura în pinze mai veche după o direcție oblică. Acest mod de a vedea succesiunea feno-



menelor de tectogeneză în partea nord-vestică a Dacidelor orientale explică, credem noi, multe din contradicțiile aparente privind aranjamentul structural al acestui sector carpatic.

Corelarea Moldavidelor

Posibilitățile de corelare a pînzelor flișului din Carpați au fost examinate în ultimii 10 ani în mai multe lucrări Andrusov (1963); K z i a z k i e w i e z (1963); W d o w i a r s z (1963); B ă n e i l ă (1965); Dumitrescu și Săndulescu (1968); Băncilă și Marinescu (1969), etc. Procesul de corelare este, oarecum diferit în cazul Moldavidelor întrucît unitățile se pot urmări din aproape în aproape, dificultățile constînd în acest caz mai ales din cauza gradului de cunoaștere a diferitelor sectoare.

Sucesiunea pînzelor flișului de la interior spre exterior diferă într-o oarecare măsură de la un segment la altul.

În Carpații Orientali românești principalele pînze sînt (de la W spre E) :

- pînză de Baraolt
- pînză de Ceahlău (cu 2 digitații)
- pînză de Bobu
- pînză flișului curbicortical
- pînză de Macra-Zagon
- pînză de Audia (pînză șisturilor negre)
- pînză de Tarcău (cu mai multe subzone de facies)
- unitatea cutelor marginale.

În Carpații sovietici (Vialov, 1961; Ladijenski și Antipov, 1961; Kulciński, 1966; Beer și Bizova, 1967):

- pînză de Rahov (cu 2 subunități Rahov și Burkut)
- pînză de Dukla
- pînză de Cernahora (cu mai multe subzone de facies)
- pînză sileziană
- pînză de Skole (= depresiunea Krosno + zona Skibelor)
- unitatea cutelor profunde.

În Carpații nordici (Polonia și Cehoslovacia) (K z i a z k i e w i e z, 1956, 1963; W d o w i a r s z, 1963; S w i d z i n s k i, 1962, Andrusov, 1963, 1965, 1968 Roth, 1965 etc):

- pînză de Măgura (cu mai multe subunități)
- pînză pre-Măgura



pinza de Dukla
 pinza pre-Dukla
 pinza sileziană
 pinza subsileziană și echivalentul său pinza de Zdanice
 pinza de Skole

Am văzut în capitolul precedent care sînt problemele corelării spre nord-vest a pinzei de Ceahlău și a digitațiilor sale.

Spre exterior o primă corelare care se poate face cu ușurință este aceea, între pinza de Audia și pinza de Cernahora. Ea a fost evidențiată de mult de Swidzinski (1948) și Băncilă (1952) care menționează și prelungirea, pînă în valea Moldovei, a „depresiunii centrale” sau a „zonei Krosno”, în fața pinzei de Audia. Ceea ce vrem să remarcăm este doar faptul că în ultimul timp în pinza (sau unitatea) de Cernahora au fost separate mai multe subzone (Beer, și Bizova, 1967) în care Cretacicul inferior îmbracă în general faciesul șisturilor negre și suportă orizontul argilelor vîrgate (= strate de Ialoveț); diferențele de facies între subzone apar abia de la nivelul Senonianului în sus (Senonian, Paleocen, Eocen), fapt care îngreuiază stabilirea unor zone corespunzătoare în pinza de Audia. Ținînd seama de harta autorilor menționați ar urma ca subzona de Skupova și subzona de Cernahora să se prelungească pe teritoriul țării noastre. Prima ar corespunde cu solzii cei mai externi, cu gresie de Prisaca din pinza de Audia de la nord de valea Moldovei, cea de a doua cu restul pinzei.

Situată la interiorul pinzei de Audia, pinza flișului curbicortical și-ar găsi echivalentul în pinza de Dukla deși din punct de vedere al alcătuirii lor există diferențe. Kuleițki (1966) semnalează în zona de dezvoltare a unității de Dukla depozite de tipul flișului curbicortical din Carpații Orientali românești, însă raporturile acestora cu restul formațiunilor din unitatea menționată nu sînt clarificate pe deplin de autorul menționat. Un litofacies asemănător flișului curbicortical îl au stratele de Bereznia din unitatea de Dukla dezvoltată pe teritoriul U.R.S.S. care au însă, după cercetătorii sovietici, o vîrstă cretacic-superioară. Acest fapt ne-ar sugera existența unor variații de facies în sens longitudinal, care ar limita dezvoltarea flișului curbicortical numai la Cretacicul superior; bineînțeles în ideea continuării pinzei cu același nume în unitatea de Dukla.

Din cele expuse mai sus rezultă că, deocamdată, pinzele de Bobu și Macla-Zagon nu-și găsesc un echivalent în sectorul nordic al Carpaților Orientali, ele rămînînd limitate la regiunea de curbură.



Revenind la exteriorul pînzei de Audia și Cernahora se remarcă perfectă concordanță între pînza de Tarcău și pînza de Skole, aceasta din urmă înglobînd zona Krosno și zona Skibelor. O problemă deschisă rămîne continuarea spre sud a pînzelor sileziană și subsileziană. După cercetătorii polonezi ele își pierd caracterul de unități tectonice la nord-vest de valea Nistrului. Kulciński (1966) consideră că unitatea sileziană poate fi urmărită și mai la sud pînă în regiunea izvoarelor pîrului Tereblia, unde dispare (?). Oricum și într-un caz și în altul cele două pînze nu au o continuare directă în Carpații Orientali românești.

În sfîrșit, cea mai externă unitate a zonei flișului se dezvoltă numai în Carpații Orientali și este reprezentată în România de unitatea cutelor marginale, iar în U.R.S.S. de unitatea cutelor profunde. La exteriorul lor se plasează în U.R.S.S. unitatea Stebnik ce-și găsește echivalentul în unitatea subcarpatică din Moldova (= unitatea pericarpatică — Băncilă și Hristescu, 1963).

Ca o concluzie generală a acestei scurte treceri în revistă a elementelor structurale a Moldavidelor remarcăm faptul că pînzele flișului nu au o dezvoltare „cilindristă”, în tot lungul Carpaților. Unele unități din Carpații Orientali românești (Robu, Macla-Zagon) nu se întîlcesc în Carpații septentrionali și invers (sileziană, subsileziană).

BIBLIOGRAFIE

- Andrusov D. (1933) Sur la relation entre les Carpathes orientales avec les Carpathes occidentales. *Vestn. St. geol. ust.* 9, Praga.
- Scheibner E. (1960) An outline of the present state of knowledge about the geology of the Klippen Belt between P. Vlara and T. Tordășin. *Geol. sborn.* 11, Bratislava.
- (1963) Les principaux plissements alpins dans le domaine des Carpathes Occidentales. *Liv. mém. Prof. Paul Fallot II. Mém. Soc. Géol. Fr.* Paris.
- (1965) Aperçu général sur la géologie des Carpathes Occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), VII, Paris.
- (1968) Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. *Vydao. Slov. Akad. red.* Bratislava.
- Băncilă I. (1952) Geologia regiunii Gura Humorului-Voronet Suha. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVI (1948-49), București.
- (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științ. București.
- Hristescu E. (1963) Linia externă și linia pericarpatică dintre valea Sucevei și valea Trotușului (Carpații Orientali). *Assoc. Carp.-Balk. Congr. V.* III. Tect. București.
- (1965) Sur la tectonique des Carpathes Orientales. *Assoc. Carp.-Balk. Congr. VI.* 1, Sofia.
- Marinescu I. (1969) Remarques sur la correspondance structurale entre les Carpathes Orientales et les Carpathes Septentrionales. *Assoc. Carp.-Balk. Congr. IX-I*, Budapest.



- Beer M. A., Bizova S. L. (1967) Nove danne po sootnošeniu structurno-iațialnih zon onutreniei diasti Sovetskih Karpat. *Asoc. Carp.-Balc. Congr. VIII*, I, Belgrad.
- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner II., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967) Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalină-mezozoică a munților Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stal Geol.* LIII/1, București.
- Bercia Elvira (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Valra Dornei-Iacobeni. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, București.
- Bleahu M. (1962) Cercetări geologice în bazinul superior al văii Ruscova (Munții Maramureșului). *D. S. Com. Geol.* XI.V, București.
- Patrușius D. (1967) Le Trias des Monts Apuseni. *Geol. sborn.* XVII, 2, Bratislava.
- Dimitrescu R. (1960) Observații privind depozitele mezozoice și tectonica regiunii Iacobeni. *S. S. N. G. Com. Geol. Geogr.* București.
- (1965) Notă asupra structurii cristalinelor de la Iacobeni. *D.S. Com. Geol.* LI/1, București.
- Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului din Bazinul Lăpușului (nordul Depresiunii Transilvaniei). *Lucr. Inst. Petr. Gaze*, III, București.
- Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.* XXXII, București.
- Săndulescu M. (1968) Problèmes structureaux fondamentaux des Carpates roumaines et de leur avant-pays. *An. Com. Geol.* XXXVI, București.
- Săndulescu M. (1969) Considérations sur la division des systèmes orogéniques. *Rev. Géogr. Phys. géol. dyn.* (2). XI, 5, Paris.
- Săndulescu M. (1970) Harta tectonică a României, Inst. Geol. București.
- Filipescu M. G. (1967) Geologia Carpaților Orientali. *St. Cerc. geol. geof. geogr., seria geol.* 12, 1, București.
- Hain V. E., Bizova S. L., Rudakov S. G., Slavin V. I. (1968) O pokrovnoi structure Rahovskovo masiva (Vastocinile Karpați). *Vestn. Moscov. Univ.* 5, Moscova.
- Ilie M. (1935) Structura geologică a Munților Perșani. I. Regiunea Cuculata-Comana-Lupșa-Veneția. *An. Com. Geol.* XXIV, București.
- (1954) Structura geologică a Munților Perșani. II. Defileul Oltului. *An. Com. Geol.* XXVIII, București.
- Kober I. (1931) Das alpine Europa. Barntreger. Berlin.
- Kräutner H., Kräutner Florentina (1970) Formațiunile cristaline din versantul nordic al masivului Rodna. *D. S. Inst. Geol.* LV/1, București.
- Krugliov S. (1965) On the nature of Marmaroch esotic blocks in the Soviet Carpathians. *Geol. Sborn. Lvov. Geol. ob.* 9, Lvov.
- Kulcițki A. O. (1966) O pocrovnno-mesniciatom stroenii iujnovo schona Ucrainskih Karpat. *Geol. Sborn. Lvov. Geol. ob.* 10, Lvov.
- Dabaghian N. V., Lozniak P. I. (1967) Gheologhiceshie stroenie i stratigrafia mela Rahovskoi zoni. *Asoc. Carp.-Balc. Congr. VIII*, I, Belgrad.
- Kziazkiewicz M. (1956) Geology of the northern Carpathians. *Geol. Rundsch.* 42, 2, Stuttgart.



- (1963) Evolution structurale des Carpates polonaises. Liv. Mém. Paul Fallot, *Mém. Soc. Géol. Fr.* Paris.
- Ladijenski N. R., Antipov V. I. (1961) Gheologiceschie stroenie i gazoentfenosnosti Sovetskovo Predcarpatia. *Geostatehizdat*, Moscova.
- Mahel M. (1966) The main structural Features of the West Carpathians. *Geotectonika* 5, Moscova.
- Mrazek I. (1933) L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates roumaines. „Sborn.” *Serv. Géol. Rep. Tschek.*, X, Praga.
- Mutihaç V. (1968) Structura geologică a compartimentului nordic din Sinclinalul marginal extern. Ed. Acad. București.
- Patrulius D., Popa Elena, Popescu Ileana (1966) Seriile mezozoice autohtone și pinza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei. (Munții Perșani). *An. Com. Geol.* XXXV, București.
- Popescu-Voitești I. (1921) Aperçu général sur la géologie de la Roumaine. *An. Min. Rom.* IV, București.
- (1935) Evoluția geologic-paleogeografică a pământului românesc. *Rev. Mus. Geol. Min. Univ. Cluj.* V. 2, Cluj.
- Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretacului și a klippelor exotice din Rarău (Carpații Orientali). *An. Com. Geol.* XXXIV/2, București.
- Roth Z. (1965) Die Flyschzone dem Westcarpaten vom Standpunct Orogenentwicklung betrachtet. *Assoc. Carpat.-Balk. VI Congr.* I, Sofia.
- Sândulescu M. (1964) Stratele de Sinaia și stratele de Bistra între Răchitiș și Izvorul Ciobănașului. *D. S. Com. Geol.* LII/2, București.
- (1971) Sur le hétérochronisme des phases tectogéniques alpines dans les zones internes des Carpates Roumaines. *Sav. Geol. Drus. SFRJ. Tekt. Kwis. KRGA.* Beograd.
- (1967) La nappe de Hăghimaș — une nouvelle nappe de décollement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Geol. Carp.-Balk. VIII. Congr.* I, Belgrad.
- (1968) Problemele tectonice ale sinclinalului Hăghimaș. *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII, 3, București.
- (1969) Structura geologică a părții centrale a sinclinalului Hăghimaș. *D. S. Com. Stat. Geol.* LIV/3, București.
- Stille H. (1953) Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Beiheft. Geol. H.* 8, Hannover.
- Swidzinski H. (1948) Stratigraphical index of the northern Flysch Carpathians. *Duñ. Inst. Geol. Pol.* 37, Warszawa.
- (1962) Sur la forme structurale de la zone des Klippes Plennines des Carpates. *Ruñ. Acad. Pol. Sér. Sc. Géol.-géogr.* 10, 3, Warszawa.
- Ștefănescu M. (1967) Les nappes internes du flysch dans l'extrémité nordique des Carpates orientales. *Assoc. Geol. Carp.-Balk. VIII. Congr.* I, Belgrad.
- (1969) Geologia regiunii cuprinsă între pîrul Negru și izvoarele văii Cirlibaba. *D. S. Com. Stat. Geol.* LIV, 3, București.
- Uhlig V. (1903) Bau und Bild der Karpathen. Wien-Leipzig.
- (1907) Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsb. k. Akad. Wiss. Wien.* XCVI, Viena.
- Vialov O. S. (1961) Paleoghenovii filis severnovo selona Karpat. *Izdat. Akad. n. Ucrain. SSR.* Kiev.
- Wdowiarsz S. (1963) Vue d'ensemble de la zone du flysch Carpathique. *Ann. Soc. géol. Belg.* 85, Bruxelles.



CONSIDÉRAȚIUNI SUR LES POSSIBILITÉS DE CORRÉLATION DE LA STRUCTURE DES CARPATES ORIENTALES ET OCCIDENTALES

(Résumé)

L'essai de corrélation que nous nous proposons de faire a comme principal but d'établir la position des nappes de charriage de la zone cristalline-mésozoïque des Carpates Orientales par rapport à la zone des klippes piénines, des Carpates Occidentales centrales et des Monts Apuseni. Bien que les difficultés d'une pareille corrélation fussent loin d'être négligeables, les progrès faits ces derniers temps par les recherches des géologues roumains, soviétiques, polonais et tchèques, aussi bien que le fait d'avoir examiné sur le terrain les principaux segments des Carpates*, nous ont déterminé à faire cet essai.

Sans avoir l'intention de faire une analyse de l'évolution des idées sur la tectonique des Carpates, il faut rappeler les principaux ouvrages de synthèse sur ce problème : Uhlig (1903, 1907), Popescu-Voitești (1921-1935) Mrazek (1933), Kober (1931), Swidzinski (1948), Stille (1953), Andrusov (1963, 1965, 1968) Kziazkiewicz, (1963), Mahel (1966), Wdowiarsz (1963), Vialov (1961), Băncilă (1958-1965), Filipescu (1967), Dumitrescu et al. (1962), Dumitrescu, et Săndulescu (1969), Băncilă et Marinescu (1969) etc. pour ne citer qu'une partie des essais de synthèse d'un matériel de plus en plus riche et complexe.

La chaîne carpatique se laisse divisée en deux unités de premier ordre : les Internides ou Dacides et les Externides ou Moldavides (Dumitrescu et al., 1962; Dumitrescu et Săndulescu, 1969) qui correspondent aux Zones Internes et aux Zones Externes de Andrusov (1963) et Kziazkiewicz (1963), et en grandes lignes aux Internides et aux Externides de Stille (1953). Ces deux éléments structuraux se distinguent par l'âge de leur tectogenèse principale (crétacée pour les Dacides, oligo-miocène pour les Moldavides). Les Dacides se laissent diviser en trois : Dacides occidentales (Monts Apuseni et Carpates Occidentales centrales), Dacides orientales (zone cristalline-mésozoïque, nappe de Ceahlău et zone transcarpatique des Carpates Orientales) et Dacides méridionales (Carpates Méridionales) (Săndulescu, 1971); on peut ajouter les Moldavides orientales (zone du Flysch des Carpates Orientales) et Moldavides occidentales (zone du Flysch des Carpates Occidentales).

Corrélation des Dacides

Dans les Carpates Orientales on peut distinguer plusieurs groupes de nappes dont les vergences sont est ou nord-est : les nappes transylvaines, les nappes centrales et les nappes du Flysch.

* Nous saisissons l'occasion pour souligner l'importance des fructueuses discussions que nous avons eues avec D. Andrusov, O. S. Vialov, S. Wdowiarsz, M. Mahel, Z. Roth, S. Lesko, L. Kozarski, A. Sleska, S. Kruglov etc. pendant les excursions faites à différentes époques dans les Carpates et les assurer de notre profonde reconnaissance.



Nappes transylvaines. Ce sont des nappes de décollement — nappes de couverture — constituées de dépôts mésozoïques anté-*vraconiens*. On y distingue deux nappes : la nappe de Perşani et celle de Hăghimaş (Ilie 1953, 1954; Patruşiu et al. 1966; Sândulescu, 1967, 1968, 1969). Elles sont connues dans les Carpates Orientales roumaines et seulement comme klippes sédimentaires dans le Wildflysch du massif de Maramureş dans l'Union Soviétique (S. Bizova — données inédites). L'absence, au moins de la nappe de Hăghimaş, dans les Carpates Orientales soviétiques a été déjà remarquée (Hain et al., 1968).

Nappes centrales. Les nappes du système central (Sândulescu 1967, 1969) sont des nappes de cisaillement — nappes de socle — à la constitution desquelles participent aussi bien des formations cristallophyliennes que des dépôts mésozoïques pré-*vraconiens*.

La nappe supérieure du système central est la nappe bucovinienne, caractérisée par une série mésozoïque assez complète dans laquelle s'intercalent des jaspes à plusieurs niveaux et qui est couronnée par une formation de Wildflysch très typique (Popescu et Patruşiu, 1964; Mutihac, 1968; Sândulescu, 1967, 1968, 1969). La nappe sub-bucovinienne apparaît dans des fenêtres tectoniques au-dessous de celle bucovinienne et dans une série de lambeaux de rabotage au front de cette dernière; la série sub-bucovinienne est très lacunaire et mince à caractère de ride (briançonnais). Les éléments structuraux inférieurs à la nappe sub-bucovinienne, constituant l'unité de Bretila, affleurent dans les fenêtres de Iacoheni, Bretila, dans les monts de Rodna (Bercia et al. 1967; Kräutner et Kräutner, 1970; Bercia et Bercia, 1970) et dans le Maramureş près de la frontière avec l'URSS; le Mésozoïque de cette unité est très réduit (dolomies bitumineuses anisiennes pour la plupart). La nappe de Rodna (Kräutner et Kräutner, 1970) représente l'équivalent de la nappe sub-bucovinienne dans les monts de Rodna ou une unité située entre celle-ci et l'unité de Bretila.

Il est nécessaire de préciser que nous rangeons la nappe des gneiss de Itarâu et les chevauchements mis en évidence entre les séries cristallines de Tulgheş et de Bistriţa-Barnar (Bercia et Bercia, 1970) parmi les déformations prétriasiques, d'âge fort probablement hercynien. Elles ne participent pas à l'échafaudage alpin des Carpates Orientales; leur vergence peut être même de sens inverse que celle alpine, conclusion à laquelle on est arrivé en généralisant les résultats des recherches de Kräutner et Kräutner (1970) concernant les déformations hercyniennes des séries cristallines des monts de Rodna.

La structure en nappes superposées de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates orientales roumaines se retrouve en U.R.S.S., où l'on a distingué dans le massif de Rahov (Hain et al., 1968) trois unités superposées : Belopotok, Roziss et Deloveţ. Nous mettons en parallèle ces unités de la manière suivante : unité de Belopotok = unité de Bretila; nappe de Deloveţ = nappe sub-bucovinienne. L'unité de Roziss qui est considérée comme étant un lambeau de poussé de grandes dimensions (Hain et al., 1968) peut être mise en parallèle avec l'unité d'Argestrû (Bercia et Bercia, 1970) qui a le même caractère et la même position tectonique. Il est fort probable que la nappe bucovinienne n'a pas un correspondant dans les unités du massif de Rahov, mais elle se retrouve à coup sûr dans le massif de Clivcin où l'on a reconnu la présence de la formation de Wildflysch.

Pour compléter l'image structurale de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales il faut encore préciser que la nappe du Flysch noir (Bleahu, 1962) a son correspondant dans l'unité de Kameni Potok séparée en U.R.S.S.

La tectogenèse principale de la zone cristallino-mésozoïque est mésocrétacée (pré-*vraconienne*). Sa couverture post-tectonique débute par le *Vraconien* et renferme des dépôts crétacés supérieurs et paléogènes conservés dans des synclinaux larges au sein même de celle-ci ou dans la zone transecarpatique. Il faut préciser que la nappe de Botiza et du Wildflysch

(Dumitrescu, 1957) ainsi que l'écaïlle de Petrova de la partie occidentale de cette dernière zone n'appartiennent pas dans la couverture post-tectonique du massif de Maramureş, mais constituent des éléments structuraux qui peuvent être liés à la zone des klippes piénines.

Recouverts entièrement par la couverture posttectonique à l'ouest de Tisa, certains éléments structuraux du massif de Maramureş sortent d'au-dessous de celle-ci dans la zone des klippes de Maramureş (Andrusov, 1933) de l'Ukraine subcarpatique. Nous considérons que dans cette zoneaffleure en fait le Wildflysch bucovinien qui renferme les klippes mentionnées; leur caractère d'olistolithes a été d'ailleurs souligné par Krugliov (1966). Il est donc fort possible que la zone des klippes de Maramureş soit l'équivalent de la nappe bucovinienne et non du massif entier. Leur couverture néocrétacée-paléogène commune (Kulcicki, 1966; Krugliov, 1965; Beer, et Bizova, 1967) et le fait qu'elles chevauchent toutes les deux la nappe de Ceahlău confirme cette supposition.

Par dessus la couverture post-tectonique des klippes de Maramureş est chevauchée la zone des klippes piénines et leur couverture sénonienne-paléogène. Ce chevauchement a été suivi jusque dans la vallée de la Tisa (Bizova, Beer et al.) où il est parfaitement corrélable avec l'écaïlle de Petrova.

Zone des klippes piénines. En suivant les derniers travaux de généralisation d'Andrusov (1965, 1968), on distingue dans la zone des klippes piénines trois séries sédimentaires: Czorsztyn, Kysuca ou piénine s. str. et Manin-Klape. Elles correspondent à des zones de sédimentation parallèles: la série de Czorsztyn (à caractère géanticeinal) étant située au nord et celle de Manin-Klape au sud, séparées par la zone de Kysuca (à caractère géosynclinal). Ces trois séries forment trois unités tectoniques superposées (fig. 1) — les nappes de Manin, Kysuca et Czorsztyn, d'âge antésénonien. Elles sont des nappes de couverture, le cisaillement basal s'étant formé au niveau du Trias ou du Dogger (Andrusov, 1968). La couverture de ces nappes débute par le Sénonien et comprend des dépôts paléocènes et éocènes. La couverture et les klippes ont été disloquées ensemble à la fin du Paléogène.

Le bord septentrional de la zone des klippes piénines a un caractère complexe. En Pologne et en Tchécoslovaquie le Flysch de Măgura repose normalement sur cette zone, prenant part à sa couverture; en U.R.S.S. par contre la zone des klippes piénines chevauche le Paléogène appartenant à la couverture des klippes de Maramureş. Les rapports entre les klippes piénines et les Carpates centrales peuvent être examinés dans la Slovaquie occidentale (fig. 1), où l'on observe qu'elle est charriée par les nappes subtatriques. Dans d'autres endroits une faille plus récente que le Paléogène sépare cette zone du Flysch de Podhale (Paléogène des Carpates centrales).

Les Carpates Occidentales centrales, situées au sud de la zone piénine comprennent dans leur structure les Tatrïdes, les nappes subtatriques, les Vépouides et les Gémérides qui correspondent à de grandes unités paléogéographiques dont celle des Tatrïdes est la plus septentrionale et celle des Gémérides la plus méridionale. Dans ce sens les faciès deviennent de plus en plus méditerranéens du nord vers le sud, surtout au niveau du Trias.

Une position spéciale occupent les klippes de Poiana Botizei (au nord de la Transylvanie). Presque sans exception elles ont été considérées comme étant l'extrémité sud-est de la zone des klippes piénines bien que la liaison directe avec celle-ci n'eût pas été très claire. Vu que par leur faciès elles ressemblent à la série de Kysuca on devrait considérer qu'à l'extérieur des klippes de Poiana Botizei on devrait trouver (sans les dépôts paléogènes) des dépôts mésozoïques appartenant à la série de Czorsztyn et au sud des éléments structuraux des Carpates Occidentales centrales.



En considérant les caractères des différents secteurs des Dacides occidentales et orientales exposés ci-dessus, nous pouvons essayer leur corrélation. Il est assez clair que la zone des klippes piénines a une position structurale plus interne que la nappe bucovinienne, puisque : (1) elles sont plus internes que les klippes de Maramureş qui appartiennent au Wildflysch bucovinien et (2) la couverture paléogène des klippes piénines chevauche la couverture du massif de Maramureş jusque dans la région de Petrova. Suivant cette première conclusion, on peut avancer une hypothèse de reconstitution paléogéographique des Carpates internes (fig. 2) dans laquelle le groupe des nappes centrales des Dacides orientales est externe par rapport à la zone de klippes piénines. Dans cette hypothèse les faciès du Triasique ont une succession logique : un Trias piénin à Keuper carpatique apparenté aux faciès tatriques et subtatricques (plus internes) et un Trias dolomitique dans la série de Czorsztyn apparenté au faciès bucovinien (plus externe).

La zone d'origine des nappes transylvaines, plus internes elles-aussi par rapport à la nappe bucovinienne, peut être considérée ou le prolongement sud de la zone de klippes piénines ou un relais plus interne de celle-ci. Pour le premier cas on peut considérer le caractère de certains faciès développés dans la nappe de Hâghimaş (Kimméridgien à caractère piénin, Tithonique-Néocomien à caractère Czorsztyn, Urgonien à caractère Manin); pour une position plus interne plaident les faciès du Trias et du Lias transylvain plus proches des faciès subtatricques.

On peut supposer aussi que les nappes transylvaines eussent une origine commune avec ces derniers, mais pour le moment l'hypothèse la plus raisonnable reste celle dans laquelle le sillon (ou les sillons) transylvain représente un relais interne des klippes piénines. Dans ce cas les éléments structuraux des Carpates Occidentales centrales se relient avec ceux des Monts Apuseni (Dumitrescu et Sandulescu, 1968; Bleahu et Patroliu, 1967; Băncilă et Marinescu, 1969):

Autochtone de Bihor — Tatrides — le Trias supérieur manque ou il est développé sous faciès Keuper

Nappe de Codru — Nappe de Krişna — Keuper carpatique bien développé

Nappe d'Arieşeni = Nappe de Choş — Trias marin à faciès alpin, Carbonifère bien développé, formation éruptive basique dans le Permien.

Les plus méridionaux éléments des Apusénides septentrionales (Moma, Biharia) ont des caractères communs avec les Gémérides.

L'absence en affleurement des éléments centraux est-carpatiques (massifs de Maramureş) dans la structure du segment occidental des Dacides est déterminée par le recouvrement tectonique de celle-ci par les nappes piénines, recouvrement qui a eu lieu à la fin du Turonien après la tectogenèse principale (mésocrétacée) des nappes centrales est carpatiques. Ce recouvrement est repris plus tard, les couvertures paléogènes des deux étant en contact tectonique comme nous l'avons mentionné ci-dessus.

L'unité la plus externe des Dacides orientales, la nappe de Ceahlău des Carpates roumaines trouve son correspondant dans les zones de Rahov et Burkut (Kulciçki et Dabaghian, 1967) dans l'Ukraine. Cette hypothèse adoptée aussi par Ştefănescu (1967) est soutenue par le fait que (1) la série de Burkut correspond de point de vue faciès à la série de Sîmartin-Bodoc de la digitation externe de la nappe de Ceahlău et (2) aussi bien à la base de la nappe de Pietros (= Burkut) que de la nappe de Ceahlău où l'on trouve des lambeaux de rabolage formés de roches éruptives basiques, jaspes et calcaires tithoniques-néocomiens provenant probablement de la même cordillère. Dans cette interprétation les



dépôts bariolés de la sous-zone de Suhov de A. Kulcički peuvent représenter ou bien des fenêtres tectoniques dans la nappe de Rahov-Ceahlău, ou bien des synclinaux pincés dans celle-ci.

Le long du front des nappes de Ceahlău et de Rahov-Eurkut (Pietros) il faut admettre un rajonissement du charriage dans le secteur septentrional des Dacides orientales, puisque ces unités chevauchent aussi des dépôts tertiaires. Nous supposons qu'il se soit produit par un chevauchement „en bloc” de la nappe de Ceahlău-Rahov et du flysch courbicortical, la première ayant un rôle passif. Le plan du charriage a cisailé l'ancienne structure de la nappe sous des angles différents mettant en contact les nappes formées pendant le Crétacé avec des dépôts tertiaires. C'est en général le cas pour de nombreux secteurs de l'extrémité septentrionale des Dacides orientales.

Corrélation des Moldavides

La zone du Flysch des Carpatés qui correspond presque dans sa totalité aux Moldavides est mieux connue du point de vue des possibilités de corrélation de ces unités tectoniques que les zones internes. Les difficultés consistent surtout dans le degré différent de connaissance des différents secteurs.

Les plus faciles corrélations peuvent être faites avec les unités externes de la zone du Flysch. L'unité des plis marginaux des Carpatés Orientales roumaines trouve son équivalent dans les plis profonds des Carpatés ukrainiennes, aussi bien que la nappe de Tarcău qui correspond avec la nappe de Skole (= zone de skibas + dépression centrale). Vers l'intérieur, la nappe de Cernahora correspond à la nappe d'Audia (Swidzinski, 1948; Băncilă, 1952). Récemment on a distingué (Beer et Bizova, 1967) dans la nappe de Cernahora plusieurs sous-zones dans lesquelles on constate des différences de faciès au niveau du Séonien et du Paléogène, le Crétacé inférieur et moyen étant le même. De ces sous-zones seulement les deux les plus externes pourraient avoir un correspondant dans la nappe d'Audia celle : de Skupova et celle de Cernahora (*s. str.*).

Située à l'intérieur de la nappe d'Audia, la nappe du flysch courbicortical devrait trouver son équivalent dans la nappe de Dukla où l'on a signalé des faciès semblables à la série du flysch courbicortical.

On constate d'abord que certaines nappes de la zone du flysch des Carpatés Orientales roumaines ne trouvent pas leur équivalent dans l'Ukraine et dans les Carpatés polonaises et tchèques. C'est le cas des nappes de Bobu et de Macra-Zagon développées seulement dans la région de courbure. D'autre part, des nappes connues dans les Carpatés septentrionales (Măgura, Silésienne, subsilésienne) n'ont pas de correspondants dans les Carpatés Orientales roumaines. C'est un cas qui prouve que les unités tectoniques n'ont pas de développement „cylindric”.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse tectonique des Carpatés Occidentales et Orientales.

Dacides. Dacides Occidentales. 1, Tatrîdes, autochtone de Bihor; 2, nappes de Krišana et de Codru; 3, nappes de Choč, d'Arleşeni, de Dieva; 4, Véporides; 5, Gémérides, nappes



de Moma, de Biharia, de Muncel; 6, zone des Monts Métallifères; zone des klippes piénines. 7, klippes piénines, écaille de Petrova, nappe de Botiza; Dacides Orientales. 8, unité de Bretila, unité de Belopotok; 9, nappe du flysch noir; 10, nappe sub-bucovinienne; 11, nappe bucovinienne; 12, nappes transylvaines (Perşani, Hâghlmaş, Rarău); 13, nappes de Geahlău, de Baraolt, de Rahov, de Pietros; Dacides Méridionales. 14, nappe Gétique (secteur de Braşov-Dimbovitara); 15, couverture post-tectonique des dacides; Moldavides. 16, nappe de Măgura; 17, nappe de Dukla, nappe du flysch curbicortical; 18, nappe de Macia-Zagon; 19, nappes d'Audia, de Cernahora, de Predukla. 20, nappe silésienne; 21, nappe sous-silésienne; 21, nappes de Tarcău, de Skole; 23, unité des plis marginaux, unité de Borislav; zone subcarpatique. 24, dépressions; 25, dépression pannonique, dépression de Transylvanie, dépressions intramontanes; signes conventionnels. 26, fractures profondes; 27, charriages; 28, failles; 29, banatites; 30, volcanites néogènes.



CONSIDERAŢII ASUPRA EVOLUŢIEI DOMENIULUI
DANUBIAN — CARPAŢII MERIDIONALI¹

DE

ALFRED C. SCHUSTER²

Abstract

Considerations on the Evolution of the Danubian Domain — South Carpathians. The oldest formations—Getic Crystalline — are considered to be of the Gothian-Dalslandian age, metamorphosed during an orogenic phase at the end of the Dalslandian. The Danubian formations are of the Baikalian age, metamorphosed in the course of the Baikalian phase (700 — 50 million years), and Baikalian *s. str.* metamorphosed at the close of the Lower Cambrian, when strong granitoid intrusions have been emplaced. The Lower and Middle Paleozoic formations were partly metamorphosed during the Hercynian-Breton phase, in which the older formations of the Danubian Domain have undergone the retromorphism process. A hypothesis regarding the emplacement of the Getic Nappe is advanced too.

Prin „arealul extern al Carpaţilor Meridionali” înţelegem regiunea ocupată azi de depresiunea getică şi formaţiunile autohtonului Carpaţilor Meridionali ca şi seriile cristalinelui de Leaota.

Majoritatea autorilor care au lucrat în formaţiunile autohtonului (domeniului danubian) au abordat şi problema evoluţiei geologice şi tectonice ale acestei regiuni. Dintre aceştia îi amintim pe Gh. Munteanu-Murgoci, L. Mrazec, Gh. Manolescu, Şt. Ghika-Budeşti, Al. Codarcea, G. Paliuc, L. Pavelescu, H. Savu et al. Studii de ansamblu privind evoluţia prealpină a ţării sau a regiunilor carpatice au fost făcute de D. Giuşcă et al., Marcela Dessila-Codarcea, ca şi de H. Stille, aceşti autori ocupându-se implicit şi de evoluţia geologică a domeniului danubian.

¹ Comunicare în şedinţa din 5 februarie 1971.

² Institutul Geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.



Varietatea mare a sistemelor geocronologice și tectonice elaborate pentru aria Carpaților Meridionali de diferiți autori încadrează diferitele serii cristalofiliene din arhaic (Pavelescu și Pavelescu, 1969; Codarcea-Dessila, 1966, în cazul unei încadrări a Karelianului în arhaic) — pînă în Paleozoic, uneori chiar în Mezozoic (Mrazec, 1904; Murgoci, 1907).

În prezenta lucrare încercăm să redăm evoluția geologică și tectonică a autohtonului Carpaților Meridionali și a zonelor imediat învecinate acestuia. Studiul literaturii și cercetările de teren ca și încercarea de a paraleliza fenomenele majore din evoluția Carpaților Meridionali cu evoluția ariilor învecinate din Europa centrală și vestică și chiar cu regiuni mai îndepărtate de pe glob, ne-au dus la unele concluzii pe care le considerăm ca o ipoteză de lucru acceptabilă în viitoarele noastre cercetări.

Sistemul assyntic

Ciclul dalslandian

În timpul arhaicului, pînă la revoluția algonkiană, (Algonkischer Umbruch — Stille, 1958) vestul platformei est-europene se caracterizează prin prezența unui fundament simatic (Giunscă et al., 1969).

După revoluția algonkiană s-a instalat și de-a lungul limitei vestice a platformei est-europene o arie geosinclinală largă, fenomen general valabil pentru toate ariile marginale ale marilor platforme arhaice (Stille, 1958).

Marele geosinclinal est-european s-a extins pe direcția NW-SE, din regiunea Skagerak pînă în Europa sud-estică (H. Stille, 1924; Bubnoff, 1939; Schatzky, 1961). Harta tectonică a Europei — Moscova (1964), ca o linie dreaptă, după primii doi autori, și ca o linie sinusoidală cu proeminențe mai mari sau mai mici, după Schatzky. Cotirea bruscă a acestui geosinclinal spre est, din aria prebalcanilor pînă în Caucaz a fost cauzată de unele rupturi majore orientate în general est-vest, iar ca rezultat al jocului pe verticală de-a lungul acestor rupturi a luat naștere o proeminență puternică a platformei est-europene, care constituie azi subsolul platformei moesice, numit de Stille (1953) pîntenul valah.

Odată cu formarea primului geosinclinal algonkian est-european (fig. 1) peste fundamentul oceanic se depun sedimente detritice a căror grosime este de ordinul kilometrilor, aceasta datorită unei evoluții subsecvente de-a lungul marginii platformei. Această sedimentare a început



CORELAREA DIFERITELOR SCHEME GEORONOLOGICE ȘI TECTONICE DUPĂ DIFERITI AUTORI

Georologie	Y E R O S I U L R O M A N I E I														
	Europa		America de Nord		Scutul Baltic		Platforma Est-Europeană		Cehoslovacia Masivul Boem		Aria Carpatică		Munții Apuseni		Carpații Meridionali
	După A. A. Bogdanov 1963		Stille 1939	Liberman, A. I. 1958	Harta Tectonică a Europei Sovietice, 1958	Cartea geologică a Cehoslovaciei, 1958	V. Zoubek 1968	Marcea Djesina-Codarcus 1957	Diego C. H. Sava, M. Boroc 1957	L. Pavlescu, M. Pavlescu 1961	A. C. Schuster				
300-350	Alpin	Pacific	Alpin	Est-Pacific											
275	Variscan (Mesozoic)		Variscan	Est-Alpin											
225	Variscan (Mesozoic)		Variscan												
150	Cambrian		Cambrian												
100	Primoziocic														
50	Recent														
0															

INSTITUTUL GEOLOGIC (Bucuresti - Romania)

Impress. ANI, Iași, România

fie în perioada postkarelian-prebaicaliană (Giușcă et al., 1969), fie în Karelian (Codarcea-Dessila, 1966; 1967), fie în arhaic (Pavelescu și Pavelescu, 1964) și a luat sfârșit la finele Gothianului (Codarcea-Dessila, 1966; 1967) sau în Proterozoic (Pavelescu și Pavelescu, 1969) (tab. 1).

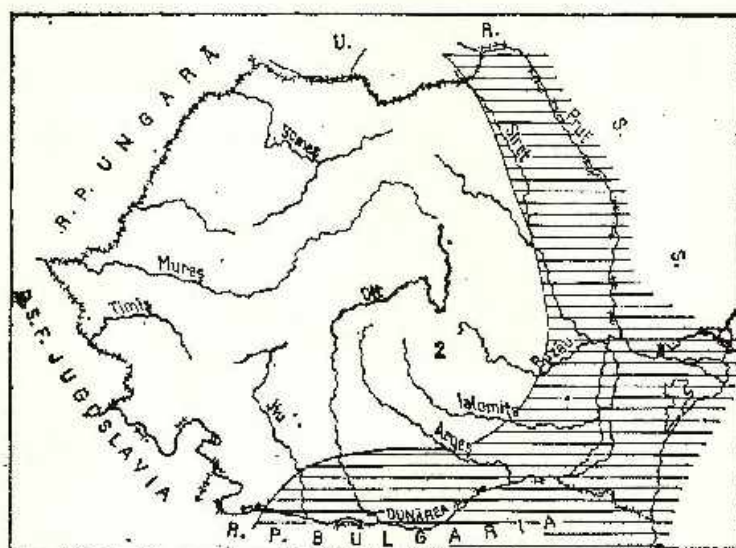


Fig. 1. — Repartizarea ariei de platformă și de geosinclinal de la revoluția algonmană până la finele Gothianului (?) sau Dalslandianului (limita dintre cele două unități după Giușcă et al., 1969).

1. platformă; 2. geosinclinal.

Répartition de l'aire de plate-forme et de géosynclinal de puis la révolution algonmanne jusqu'à la fin du Gothien (?) ou du Dalslandien (limite entre ces deux unités selon Giușcă et al., 1969).

1. plate-forme; 2. géosynclinal.

Metamorfizarea mezo- și chiar catazonală a acestor sedimente a avut loc într-o fază orogenă la finele Dalslandianului. Acceptând ipoteza lui Stille (1958) că marile geosinclinale s-au format după revoluția algonkiană (Umbruch) cu care a luat sfârșit „arhaicul” („proterogeicul”) și începe „neogeicul”, și ipoteza prezentată de Giușcă et al. (1969) că pe teritoriul României formațiunile arhaice se găsesc numai în ariile de platformă, considerăm că primul geosinclinal carpatic s-a format în timpul Gothianului ($1750 \pm 50 - 1200$ mil. ani). Acest geosinclinal a fost activ și în timpul Dalslandianului (1200-900 mil. ani).

Metamorfozarea acestor sedimente a avut loc la finele acestei perioade de sedimentare într-o fază orogenă puternică, și anume în Orogenul dalslandian.

Cercetările viitoare vor rezolva dilema dacă în acest interval de timp (Gothian-Dalslandian) au avut loc două faze orogene — lotrian și alutian (Codarcea-Dessila, 1967) — sau o singură fază orogenă, la finele perioadei de sedimentare — și anume faza orogenă dalslandiană.

În ceea ce privește evoluția timpurie a geosinclinalului carpatic, au existat două căi evolutive posibile.

a) Stiva de sedimente depusă în intervalul de timp din Gothian până în Dalslandian (într-un interval de 200-400 mil. ani) a atins grosimi considerabile, și este plauzibil ca la finele Gothianului (1200 mil. ani) aceste sedimente să fi suferit prima metamorfozare regională. După acest ciclu gothian, geosinclinalul carpatic a fost reactivat, iar sedimentele depuse în timpul Dalslandianului (1200-900 mil. ani) au fost metamorfozate la finele acestei perioade, în Orogenul dalslandian.

b) A doua cale evolutivă posibilă ar fi următoarea: primul geosinclinal carpatic, instalat spre sfârșitul Gothianului, nu și-a încheiat ciclul evolutiv și a continuat să funcționeze în tot timpul Dalslandianului, iar în timpul orogenezei de la finele acestei perioade a avut loc metamorfozarea sedimentelor depuse.

În cazul primei variante în aria carpatică se pot separa două sisteme tectonice, cel Gothian sau Proterozoic mediu (PC₂ după

TABELUL 2

cazul a			cazul b		
Sistem		mil. ani	Sistem		mil. ani
Sistemul assynitic Prepaleozoic sau PC ₂ (cf. în nota 1)	cambrian mediu orogen. baicalian	550	Sistemul assynitic	cambrian mediu orogen. baicalian	550
	baicalian s.s.	700 ± 50 ?		baicalian s.s.	700 ± 50 ?
	orogen. intra-baicalian			orogen. intra-baicalian	
	baicalian vechi	900		baicalian vechi	900
	orogen. dalslandian			orogen. dalslandian	
dalslandian	1200	dalslandian	1200		
orogen. gothian		orogen. gothian			
Sistem gothian Prepaleozoic mediu PC ₁	gothian	1200	?	gothian	1200
		4200 ± 50			4200 ± 150



Bogdanov, 1969) — 1750 ± 150 până la 1200 mil. ani — și cel assyntic 1200-550 mil. ani (tab. 2)

În cazul celei de-a doua variante, în aria geosinclinalului carpatic se poate separa doar sistemul tectonic assyntic cu cele trei subdiviziuni (tab. 2).

Indiferent de variantă, formațiunile Gothianului și Dalslandianului reprezintă Orogenul fundamental, în concepția lui Michot, situație acceptată de Zoubek (1968) pentru Boemia și Carpații vestici. Acest autor presupune că lipsa unor orogene mai vechi decât Moldanubicul și tatrilele (tab. 1) ar fi cauza persistenței mobilității regiunii până în Hercinie — în regiunea masivului Boom — și până în alpin, în aria Carpaților vestici. Noi acceptăm această situație și pentru Carpații Meridionali.

Ciclul baicalian vechi (900-700 ± 50 mil. ani)

În timpul formării noului uscat gotic, în aria Carpaților Meridionali s-a ridicat prima catenă carpatică, orientată est-vest, care s-a continuat spre sud-vest și nord paralel cu marginea platformei est-europene și subasamentul pîntenului valah. După ridicarea acestei catene, s-a instalat între ea și ariile de platformă un nou geosinclinal — geosinclinalul baicalian vechi — care s-a extins din regiunile de la sud de Dunăre (valea Timoc) până în zona de curbură a Carpaților (munții Leaota), continuîndu-se de aici spre nord paralel cu marginea platformei (fig. 2).

În geosinclinalul baicalian vechi s-au depus în aria centrală (probabil de fosă) depozite vulcanogene bazice, produse ale magmatismului inițial, în alternanță cu un material detritic. Aceste depozite sînt cuprinse în seriile: Poiana Mraconia, Ielova și Drăgășan (complexul amfibolitelor, la vest de Olt și seria Lerești-Tămaș³ în munții Leaota). Seriile din vest au fost atribuite de Giușcă et al. (1969) pre-Baicalianului.

În zonele marginale ale geosinclinalului s-a depus un material predominant epiclastic — seria de Lainici-Păiuș —, care se îndințează cu un material vulcanogen bazic din aria axială a geosinclinalului (Mrazec, 1904; Pavelescu, 1963; Pavelescu și Pavelescu, 1969) sau apar intercalate filoane strat bazice (Schuster³). Această fază de sedimentare se încheie la finele Baicalianului vechi printr-o fază orogenă în care sedimentele au fost slab metamorfozate, în faciesul șisturilor

³ A. C. Schuster. Studii stratigrafice și geologice asupra terenurilor cristalofiliene în versantul estic al râului Oltet la nord de comuna Polovragi, 1969. Arh. Inst. Geol. București.



verzi, iar în estul geosinclinalului în seria Lerești-Tâmaș au fost puse în loc granitoidale de Albești, produs ale magmatismului sinorogen.

Murgoci (1910) considera că „originea celor două grupe de șisturi cristaline indică o tendință spre o mișcare pe verticală a maselor

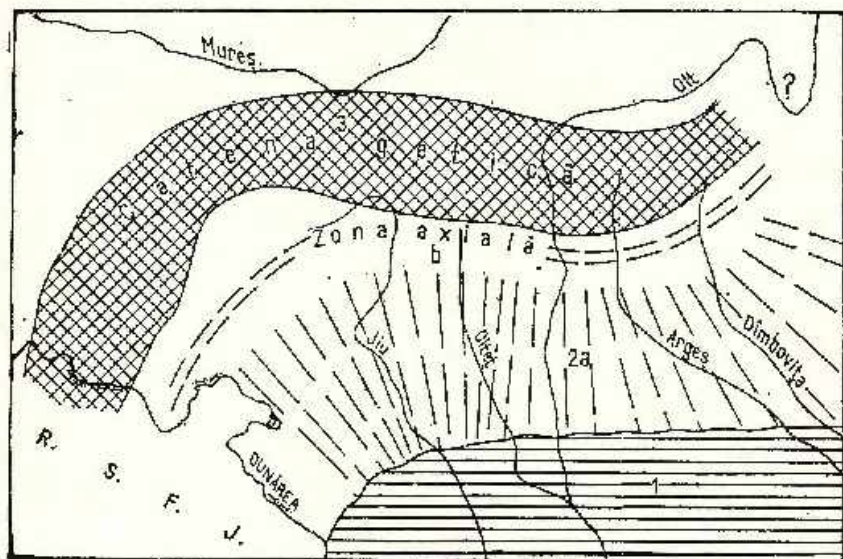


Fig. 2. — Aria de dezvoltare a geosinclinalului în sistemul baicalian vechi.

- 1, platforma (pintenul valah); 2, geosinclinal; a, povernișul și platforma continentală (șelf); b, regiunea de fosă;
3, catena getică.

L'aire de développement du géosynclinal dans le système baicalien ancien.

- 1, plate-forme (éperon valah); 2, géosynclinal; a, abrupt et plate-forme continentale (shelf); b, région de fosse;
3, chaîne getique.

Carpaților sudici în timpurile paleozoice noi; aceasta ar fi începutul supracutării de mai târziu a grupului I... peste grupul II...". În această ordine de idei arătăm că în timpul orogenezei interbaicaliene a avut loc și prima înaintare spre nord-vest a pintenului valah, reflectată prin vergența spre sud-est a cutelor majore din seriile Lainici-Păiuș și Drăgășan — complexul amfibolitelor — ea și printr-o serie de falii de încălecare majore cu aceeași vergență, dintre care trei le considerăm de importanță regională (fig. 3). În zona nordică, la contact între geosinclinalul danubian și cordiliera getică s-a creat o zonă de slabă rezistență, aliniament care s-a continuat pînă în regiunea Codlea. Tot în acest interval au avut loc și primele mișcări pe verticală între aria centrală a geosinclinalului și aria marginală sudică, ceea ce a dat naștere discordanței tectonice de mai tâziu, dintre seriile de Drăgășan — complexul amfibolitelor și seria

de Lainici-Păiuș. Această falie este o ramificație a faliei majore nordice (fig. 3). Al treilea aliniament de discordanțe tectonice majore este cel sudic, dintre formațiunile geosinclinale și cele de platformă ale pintenului valah.

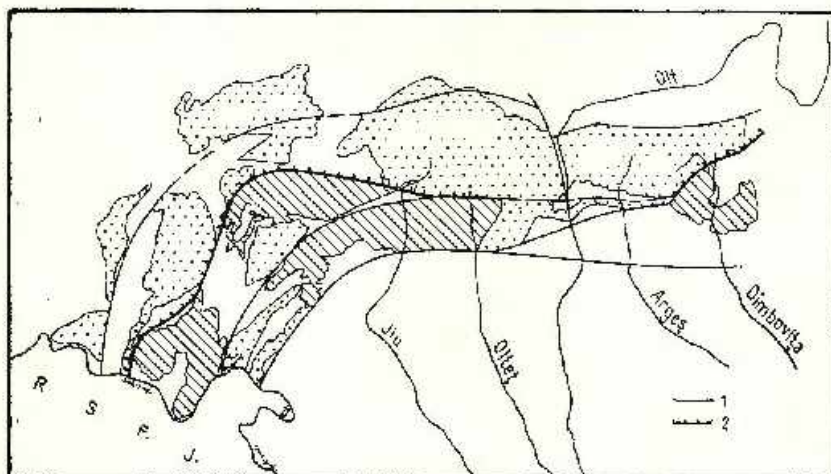


Fig. 3. — Sistemul falilor majore baicaliene.

1. falii; 2. falie de încălcare, care s. devenit în orogenul alpin planul de caraj al pinzel.

Système des failles majeures baikalienes.

1. failles; 2. faille de chevauchement, devenue au cours de l'orogène alpin le plan de charriage de la nappe

Continuarea înaintării spre nord-vest a pintenului valah și în timpul formării geosinclinalului baicalian *s. str.* a determinat migrarea axei geosinclinalului spre nord, ca și îngustarea acestuia, în comparație cu poziția geosinclinalului baicalian vechi (fig. 4).

Ciclu baicalian s. str.

Odată cu instalarea noului geosinclinal începe sedimentarea unui material elastic provenit din formațiunile cristalinelor getice⁴, din seriile Baicalianului vechi și din subasamentul platformei moesice. Acest orizont elastic format dintr-un material psefito-psamitic în care apar intercalații pelitice de grosimi reduse a fost identificat de mai mulți autori, în diferite

⁴ H. Savu, Cecilia, Vasiliu, Constanța Udrescu. Studiul geochimic al granitoidelor de Șușița din zona piriului Sadu — piriul Sunătoarea (Carpații Meridionali). 1970. Arh. Inst. Geol. București.

regiuni ale autohtonului Carpaților Meridionali (Pavelescu, 1964; Drăghici, comunicare verbală, 1968; Schuster, 1970)⁵. Pavelescu (1964) a arătat că „șisturile cristaline ale acestui complex sînt mai noi și s-ar fi format într-o altă fază orogenă decît cele ale complexului amfibolitic (?)”. În acest orizont apar și intercalații pelitice care trec lateral în șisturi amfibolice cuarțoase (Pavelescu și Pavelescu, 1969). Peste acest orizont apare orizontul metatufurilor bazice cu intercalații psefitice și calcare cristaline. Șisturile verzi din acest orizont sînt produsele magmatismului inițial ale noului geosinclinal, și sînt încadrate împreună cu orizontul inferior elastic în „seria elastică”, numită astfel de Manolescu (1937) sau „complexul clorito-sericitos” al seriei de Drăgășan (Pavelescu, 1957).

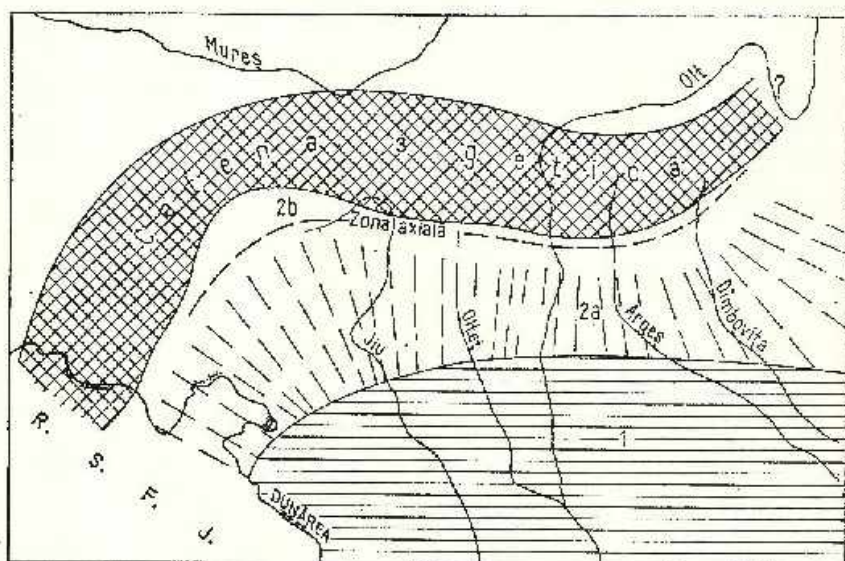


Fig. 4. — Aria de dezvoltare a geosinclinalului în ciclul baicalian s. str.

1, platformă; 2, geosinclinal: a, porțiunea și platforma continentală (shelf); b, toasă; 3, cămpina getică.

Aire de développement du géosynclinal pendant le cycle baïkalien s. str.

1, plate-forme; 2, géosynclinal: a, abrupt et plate-forme continentale (shelf); b, toasse; 3, cîmpina getique.

În cercetările făcute în estul autohtonului Carpaților Meridionali, Ghika-Budești (1931) separă pentru prima dată acest orizont detritic, la care încadrează și partea superioară a orizontului mediu al

⁵ A. C. Schuster. Studiul geologic și structural al rocilor cristalofiliene și granitoide din perimetrul valea Oltețului — vâlca Recea (Oltenia de nord). 1970. An. Inst. Geol. București.

seriei de Lainici-Păiuș⁶ din zona Curmătura Oltețului — vârful Nedcia (munții Căpățina), numind aceste roci „gnaise de Curmătura Oltețului”. Peste aceste gnaise separă rocile cristalofiliene verzi cu intercalații de roci epiclastice numite de același autor „rocile cristalofiliene de Gropița Tîrnovului”. După Ghika-Budești aceste două nivele constituie „seria de tranziție” între rocile cristaline mai vechi din bază și formațiunea Schela s. l. de pe valea Repedea. Considerăm că seria de tranziție aparține ciclului baicalian s. str. și este echivalent cu seria clorito-sericitoasă (Pavelescu) sau seria clastică (Manolescu), iar rocile atribuite formațiunii de Schela s.l. corespund seriei de Tulița din această regiune. În același ciclu de sedimentare, Baicalian superior, s-au depus și sedimentele cuprinse în seriile Neamțu și Corbu din aria vestică și seria Călușu-Tămășel⁷ din aria estică a geosinclinalului.

La finele Baicalianului superior (la limita Cambrian inferior — Cambrian mediu) are loc metamorfozarea sedimentelor depuse în geosinclinalul baicalian s. str. În Europa centrală și vestică orogeneza de la sfârșitul Assyncticului are loc la limita între Proterozoicul superior și Cambrianul inferior, ceea ce indică o deplasare în timp și spațiu a orogenezei assynctice din Europa, de la vest spre est.

Metamorfozarea acestor depozite s-a făcut la nivelul faciesului șisturilor verzi. Odată cu metamorfozarea regională a acestor sedimente se remetamorfozează și scriile de vîrstă baicalian-inferioară; părțile inferioare ale acestor serii baicaliene vechi fiind caracterizate de parageneze ale faciesului șisturilor verzi (subfaciesul cuarț-albit-epidot-almandin) și ale faciesului amfibolitelor cu almandin (subfaciesul almandin-staurolit) Winkler (1967). Gradul de metamorfism scade spre părțile superioare, fiind la nivelul zonelor cu biotit sau chiar clorit în părțile superioare ale complexului detritic — orizontul Gropița Tîrnovului. Acest fapt a fost remarcat în textele explicative la foile Baia de Aramă și Tg. Jiu ale hărților geologice scara 1 : 200.000 (1968) unde Bercia arată că seria de Drăgășan complexul amfibolitelor și complexul clorito-sericitos au suferit un metamorfism regional al cărui grad de intensitate scade de jos în sus, de la faciesul albit-epidot-amfibolitic (P. Eskola) corespunzînd zonei cu almandin (G. Barrow) sau subfaciesul cuarț-albit-epidot-almandin (F. I. Turner, H. G. F. Winkler) pînă la subfaciesul cuarț-albit-epidot-biotit (Turner; Winkler) — zona cu biotit (Barrow).

⁶ Op. cit. pct. 3.

Analizele de vîrstă absolută făcute pentru diferitele tipuri de roci granitoide din autohtonul Carpaților Meridionali indică o vîrstă de 550 mil. ani (Codarcea-Dessila, Savu, 1967; Minzatu et al., 1969)⁷, ceea ce corespunde orogenezei baicaliene.

În emiterea ipotezei că, în perioada post-dalslandia-cambriană au avut loc două transgresiuni și două faze orogene, rezultînd două serii diferite, seria inferioară fiind metamorfozată într-o fază orogenă intra-baicaliană și acoperită ulterior, transgresiv de seria superioară, ne bazăm pe următoarele argumente: în estul autohtonului Carpaților Meridionali apare bine dezvoltată seria de Lainici-Păiuș (cu orizontul inferior și mediu) peste care stă transgresiv și discordant orizontul inferior din seria numită de Manolescu (1937) seria clastică și de Pavelescu (1957) complexul sericito-cloritos al seriei de Drăgșan. Această discordanță unghiulară a seriei clactice peste seria de Lainici-Păiuș este mică, de 10-20° pe direcție și 5-15° pe înclinare.

Cele două unități stratigrafice diferite au fost migmatizate în timpul orogenezei de la finele Baicalianului de magme granitoide sin- și tardeorogene puse în loc în fază orogenă baicaliană. În cercetările efectuate în teren am constatat că tipul și gradul de migmatizare a acestor două unități este diferit.

Migmatizarea arteritică a seriei de Lainici-Păiuș se caracterizează prin prezența a numeroase filoane și apofize granitice de grosimi foarte variate, de la subcentimetrice pînă la zeci de metri. Aceste filoane au fost intruse de-a lungul faliilor și sistemelor de clivaje și fisuri, îndeosebi pe cele *ac* și *bc* și mai rar pe fisurile *ab*, *hkl*, *hol* și *okl*. De asemenea, se observă că rocile gazdă, gnaisele, cuarțitele și diferitele șisturi ale seriei de Lainici-Păiuș au fost afectate de soluțiile granitoide, dînd naștere la migmatite oculare, migmatite stromatitice și chiar nebulite. Rocile migmatizate sînt strîns legate de filoanele granitice intruse pe sistemul de fisuri și se observă întotdeauna o scădere a intensității de migmatizare cu cît ne îndepărtăm de la filonul generator de soluții granitoide. Distanța de penetrare a soluțiilor acide în roca gazdă este direct proporțională cu grosimea filonului și gradul de fisurare și clivaj a rocii învecinate filonului respectiv⁸. Această migrare a atins rareori zeci de metri; aspectul general

⁷ Silvia Minzatu, Maria Lemne, Anca Tănăsescu, Magdalena Ionciță, Anca Andăr, Eleonora Vișdea, S. Anastase. Determinarea vîrstei absolute a șisturilor cristaline și rocilor granitoide din autohtonul Carpaților Meridionali. 1968. Arh. Inst. Geol. București.

⁸ *Op. cit.*, pct. 4.



de migmatizare al seriei de Lainici-Păiuș rezultând din numeroasele filoane și apofize granitoide care străbat această serie.

În timpul orogenezei baicaliene, seria clastică a suferit odată cu metamorfozarea ei și o puternică granitizare, generată îndeosebi de magmele sinorogene cu care vin în contact direct.

Conglomeratele, gresiile, arcozele și celelalte tipuri de roci epiclastice din orizontul inferior al seriei clasice au suferit un intens proces de granitizare, astfel că este foarte dificil să se separe această rocă inițial sedimentară și ulterior granitizată de granitele sinorogene, laminate ulterior în orogenul hereinic. Procesul de granitizare a fost mai slab în părțile superioare ale orizontului detritic, ca și în nivelele epiclastice intercalate în orizontul metatufurilor și metatufitelor bazice. „Dinții de cal” întâlniți în aceste nivele sînt de dimensiuni foarte variate, orientați conform cu foliația metamorfică, și s-au format pe seama unor soluții apoase potasice generate de corpurile granitoide.

Noi considerăm că acest grad diferit de migmatizare a două serii diferite s-a putut realiza prin faptul că seriile inferioare, de Lainici-Păiuș și seria de Drăgășan, complexul amfibolitelor, au avut o compoziție chimică diferită și au fost deja metamorfozate în timpul intruziunii granitoidelor, rocile fiind relativ compacte cu un sistem de fisuri bine dezvoltat pe care au migrat magmele granitoide, iar soluțiile apoase alcaline au pătruns relativ greu în aceste serii metamorfozate. Cu totul altele au fost condițiile fizice în seria clastică, care în timpul orogenezei baicaliene constituia o serie sedimentară angajată într-un proces slab de metamorfozare, puțin consolidată și fără un sistem de fisuri dezvoltat. Această serie a fost de asemenea puternic afectată de magmele granitoide și soluțiile apoase alcaline generate de aceste magme, care au înaintat ca un front migmatic îndeosebi în spațiile intergranulare, realizîndu-se astfel o puternică granitizare și feldspatizare.

În timpul orogenezei baicaliene ca și după aceasta, au fost reluate mișcările pe falii majore din aria geosinclinalului danubian. După ridicarea formațiunilor autohtonului danubian din timpul orogenezei baicaliene, începe din nou o subîmpingere a acestuia și o ridicare a cristalinelui getic de-a lungul faliei de încălecare dintre aceste două unități.

Considerăm că începînd cu faza tectonică de la finele Baicalianului s-au conturat primele caracteristici ale viitoare pînze getice, cristalinelui getic devenind ulterior pînza getică (S a v u⁹), această pînză avînd caracteristicile unei pînze de forfecare, (B e r c i a, 1968 în textul expli-

⁹ Op. cit. pct. 4.

cativ la foaia Deva a hărții geologice seara 1 : 300.000) generată de sub-impingerea pintelii valah, care s-a continuat în acest ciclu tectonic ca și în ciclurile mai noi.

Sistemul hercinic

Noua scufundare a geosinclinalului danubian începe în timpul ciclului caledonian; mișcările caledoniene manifestându-se prin mișcări slabe epirogenetice.

În nordul ariei de sedimentare hercinice, de-a lungul viitorului plan de șariaj getic-autohton se instalează între Voineasa în est și culoarul Timiș în vest o fosă geosinclinală adâncă, iar în sudul acestei lose un regim de sedimentare de prag și șelf continental (fig. 5). În acest bazin s-au depus sedimentele provenite din unitățile prehercinice cu o faună siluriană (Stănoiu, 1971). Această sedimentare se continuă până la finele

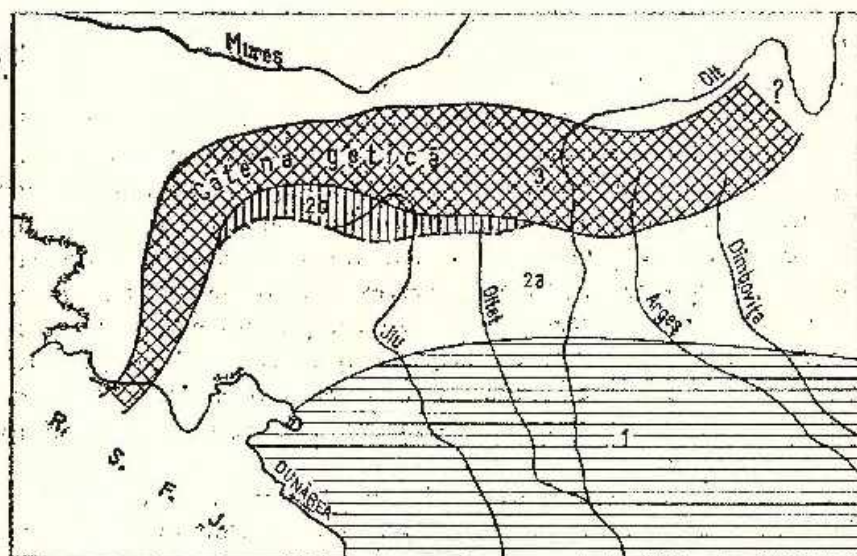


Fig. 5. — Aria de dezvoltare a geosinclinalului în timpul Paleozoicului inferior și mediu.
1. platforma moesică; 2. geosinclinal: a. șelf; b. fosă; 3. catena getică.

L'aire de développement du géosynclinal au cours du Paléozoïque inférieur et moyen.
1. plate-forme moesienne; 2. géosynclinal: a. shelf; b. fosse; 3. chaîne rétrogène.

devonianului (Răileanu și Năstăscașu, 1963). În timpul orogenezei hercinice, în faza bretonă (Savu, 1971) a avut loc metamorfizarea sedimentelor din aria de fosă a geosinclinalului hercinic, aceste sedimente fiind slab metamorfizate — la nivelul subfațieișului cuarț-

albit-muscovit-clorit, din cadrul faciesului șisturilor verzi — și sînt astăzi cuprinse în seriile de Tulîșa, Riul Mare (munții Retezat) și Vidra (munții Țarcu).

Intensitatea scăzută a metamorfismului hercinic a dat naștere la o retromorfozare a seriilor mai vechi din aria geosinclinalului danubian. Pe lângă retromorfozarea regională — autoretromorfism — rocile metamorfice și granitoidele baicaliene au suferit și o puternică diaftoreză dinamică — alloretromorfism (S a v u, 1971), ceea ce a dus la aspectul laminat al granitoidelor, îndeosebi al celor sinorogene a căror structură gnaisică primară a fost cauza comportării incompetente a acestor roci granitoide, în comparație cu cele tardeorogene, în care structura și textura primară a fost foarte slab afectată, dinamoretromorfismul fiind prezent numai în faciesul marginal și de-a lungul faliilor din interiorul corpurilor granitoide.

Aceste caracteristici, ca și faptul că intensitatea retromorfismului regional scade treptat de la părțile superioare ale seriei clastice pînă în părțile inferioare ale seriilor baicaliene inferioare, ne permit să tragem concluzia că în această regiune a avut loc doar o singură retromorfozare regională a rocilor cristalofiliene mai vechi — în timpul orogenezei hercinice. P a v e l e s c u (1963) a arătat că retromorfozarea seriilor de Lainici-Păiuș și Drăgășan, complexul amfibolitelor, s-ar datora intruziunii corpurilor granitoide, care s-au intrus într-o cuvertură cristalofiliană metamorfozată la nivelul faciesului amfibolitic sau epidot-amfibolie.

În această concepție, seria de Lainici-Păiuș și Drăgășan, complexul amfibolitelor, ar trebui să fie mai puternic retromorfozată decît seria clastică din ariile mai îndepărtate de corpul granitoid, situație neîntîlnită de noi pe teren. Din cele arătate mai sus, rezultă tocmai o situație inversă, ceea ce ne face să considerăm că singura explicație plauzibilă este că seriile baicaliene vechi au fost metamorfozate inițial la un grad de metamorfism foarte scăzut și au fost remetamorfozate la un grad de metamorfism regional mai ridicat, în timpul orogenezei de la finele Baicalianului, suferind în Paleozoic o retrometamorfoză regională mai accentuată în zonele superioare a cărei intensitate scade spre nivelele mai adînci. De altfel B e r c i a (1968) a arătat că metamorfismul inițial a fost de grad scăzut și că ulterior datorită intruziunilor granitoidelor seriile de Drăgășan-complexul amfibolitelor și Lainici-Păiuș au fost metamorfozate în faciesul amfibolitelor.

În timpul orogenezei hercinice, îndeosebi în fazele post-bretone, faliile vechi sînt reactivate, continuîndu-se de asemenea subîmpingerea autohtonului Carpaților Meridionali sub unitatea getică.



Sistemul alpin

Evoluția geologică post-hercinică a Carpaților Meridionali a fost descifrată în urma studiilor multor cercetători în frunte cu G. H. Munteanu-Murgoci și mai târziu cu A. I. Codarcea. În acest capitol vrem să ne continuăm ideea numai în ceea ce privește mecanismul punerii în loc a pinzei getice.

Am văzut că jocul pe verticală între formațiunile getice și autohtone de-a lungul liniei de fracturi majore începe în timpul Baicalianului continuându-se și în timpul ciclului hercinic. Încălecarea formațiunilor mai vechi peste cele mai noi este rezultatul subimpingerii de-a lungul unei falii de încălecare cu o înclinare spre nord-vest și vest (de la est spre vest) și cu o cădere de la aproape verticală pînă la 70-50°. Scufundarea geosinclinalului alpin s-a realizat în trepte; scufundarea depresiei getice fiind mai accentuată decît scufundarea ariei actuale a domeniului danubian, iar acesta s-a scufundat mai repede decît unitatea getică, realizându-se astfel premisa continuării încălecării cristalinelui getic peste cel autohton.

În cele două paroxisme mari din timpul orogenezei alpine — faza austriacă și faza laramică (Codarcea, 1940) — s-a desăvîrșit punerea în loc a pinzei getice. Noi considerăm că această punere în loc a fost generată tot de subimpingerea spre nord-vest și vest a pîntenului valah (Stille, 1953) care a atins în aceste faze apogeul înaintării sale, ipoteză emisă pentru prima dată de Murgoci în 1905 (1907).

În figura 6 am reprezentat prin vectorul F_1 direcția principală de împingere a pîntenului, iar prin F_2 și F_3 forțele descompuse ale lui F_1 . Se constată că direcția de înaintare și distanța parcursă de cristalinelui getic peste cel autohton corespunde reprezentării grafice a vectorilor descompuși, realizându-se o înaintare de 120 km pe direcția F_1 , 70 km pe direcția F_2 și 40 km pe direcția F_3 . Dacă luăm în considerare că această înaintare a cristalinelui getic peste unitățile autohtone s-a realizat în mai multe etape (3 sau 4 faze orogene și perioadele lor post-orogene) dintre acestea ultima fază fiind cea mai impresionantă ca amploare, putem accepta înaintarea maximă de 120-140 km, astfel considerăm că aducem un argument în plus la ipoteza emisă de Murgoci (1907), care a arătat că rădăcina pînzei a fost probabil în regiunea munților Semenic și că mișcarea a avut loc din NV spre SE.

Migrarea spre vest și nord-vest a pîntenului valah de-a lungul liniei de decroșare danubiene (danubischer Riss — Stille 1953) se reflectă și în regiunea estică a Carpaților Meridionali — prin încălecarea complexului de Cumpăna-Holbav peste formațiunile mezozoice (Șăndulescu,



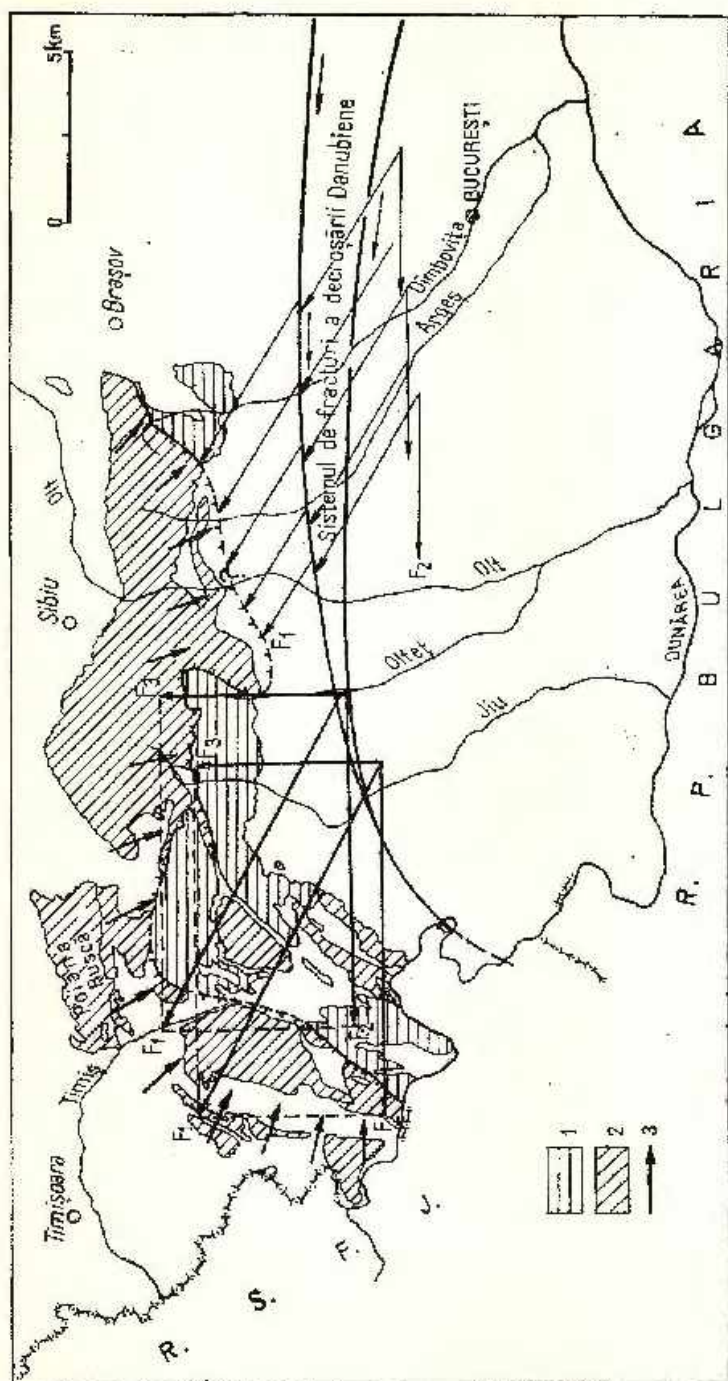


Fig. 6. — Schiță cu reprezentarea grafică a cuplurilor de forțe ce au acționat pentru punerea în joc a pînzei getice, 1. domeniul antitetic; 2. domeniul getic; 3. direcția de înclinare a pînzei.

Esquisse montrant la représentation graphique des couples de forces ayant agi lors de la mise en place de la nappe getique. 1. domaine anticlinal; 2. domaine getique; 3. direction d'avancee de la nappe.

1966) ca și peste unități cristaline din aceeași serie și peste cristalinul de Leaota (harta geologică a R.S.R. sc. 1:200.000), amploarea acestei încălecări fiind însă redusă.

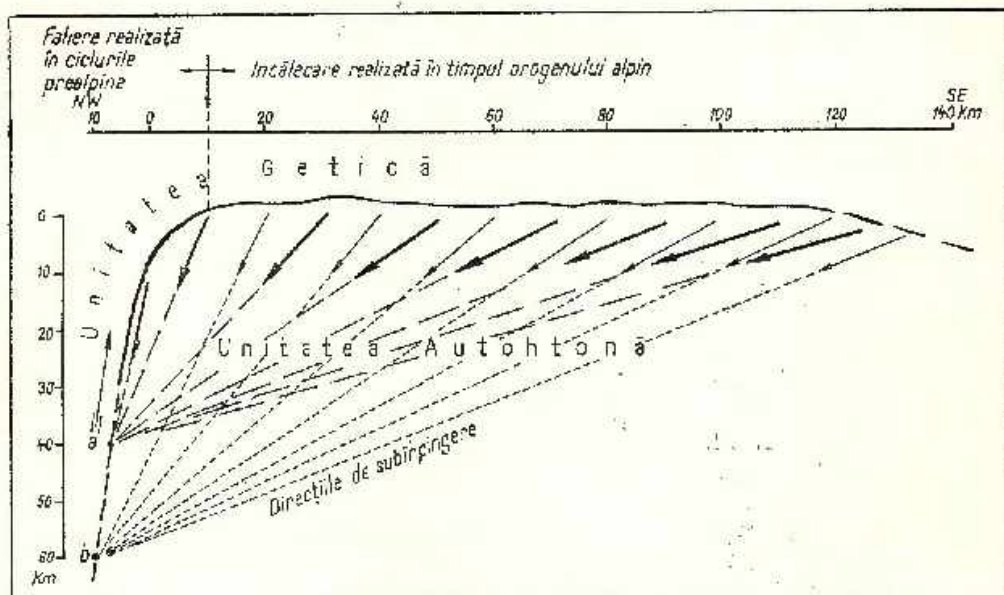


Fig. 7. — Planul de șariaj al pinzei getice și unghiurile realizate de direcțiile vectoriale de subîmpingere, convergînd spre un punct la adîncimea de 40 km (a) și 60 km (b).

Plan de charriage de la nappe gétique et angles réalisés par les directions vectorielles de sous-poussées, convergeant en un point à une profondeur de 40 km (a) et 60 km (b).

Luînd în considerare și punctul de vedere al autorilor Bleahu și Dimitrescu (1959), privind mecanismul punerii în loc a pînzelor de șariaj din Munții Apuseni, trebuie să subscriem la ideea unui orogen bilateral în sensul lui L. Kober și H. Stille, eliminînd astfel spinoasa problemă a rădăcinii pînzelor din Carpații Meridionali și Munții Apuseni.

În timpul fazelor post-laramice în aria domeniului danubian au avut loc puternice mișcări pe verticală ale unor blocuri mari de-a lungul unor falii orientate WNW-ESE și E-W paralele cu sistemele de fisuri *ac* și *bc*, mișcări care au determinat ridicarea și coborîrea acestor blocuri mari, ajungîndu-se astfel la diferite nivele de eroziune, ceea ce ne-a permis realizarea coloanei stratigrafice din tabelul 3.



TABELUL 3
Geocronologia și sistemele tectonice domeniului danubian și ăriile învecinate

mil. ani	Sistemul tectonic	Era și faza orogeneză	Aria vestică Banat	Aria Carpaticilor Meridionali-Centrali	Aria estică MF Leacote
	Sistemul Hercinic	faza bretone	Seria de Vidra	Serile de Riuul Mare-Tulișa	
550	Sistemul Caledonian	Paleozoic Cambrian mediu orogeneză baicaliană Cambrian inferior	hiatus granitoide sin- și tardi-orogene	hiatus granitoide sin- și tardi-orogene	Seria ? Călușu - Tămășet
750-500	Sistemul assynctic	baicalian s.s. orogeneză intrabaicaliană	Serile de Corbu și Neamțu Seria de Iașova	Seria clasică (complexul clorito-sarictos al seriei de Drăgșen)	granițe de Albeștr Seria de Leneșu - ? Tămăș Amfibolite
500	Sistemul assynctic	baicalianul vechi orogeneză caislandiană	Seria de Poiana Mraconia	Seria de Drăgșen, complexul amfibolitelor	
4200	Sistemul Gothian	orogeneză dalslandiană orogeneză gothiană	Cristalinul Getic	Cristalinul Getic Serile Sebeș-Lotru	Cristalinul (serile) Cumpăna-Holbav și Dozia

Concluzii

1. După revoluția algonkiană, în Gothian, se instalează de-a lungul platformei est-europene un regim de geosinclinal peste un fundament oceanic.

2. Metamorfozarea sedimentelor depuse în acest geosinclinal are loc la finele Dalslandianului (900 mil. ani). În timpul acestei faze orogene se formează prima catenă carpatică.

3. În timpul Baicalianului vechi se instalează primul geosinclinal în aria domeniului danubian, ciclu încheiat printr-o fază orogenă și metamorfică intrabaicaliană de intensitate slabă.

4. Urmează instalarea noului geosinclinal, baicalian *s. str.* la finele acestui ciclu avînd loc o fază orogenă puternică cu puternice intruziuni granitoide sin- și tardeorogene.

5. Faza caledoniană se manifestă numai prin mișcări epigenetice de-a lungul sistemelor vechi de falie și decorașare.

6. Ciclul hercinic se caracterizează printr-un bazin de sedimentare cu un regim de șelf și povîrniș continental și un regim de fosă adîncă. Sedimentele acestei fose sînt slab metamorfozate în faza bretonă, metamorfism care a dat naștere și unor procese retromorfe puternice în rocile din subsol.

7. Punerea în loc a pinzei getice se datorește unui proces de subimpingere cauzat de înaintare a pîntenului valah, mișcare începută în timpul Baicalinului vechi și care a fost reluată în toate fazele orogene pînă în ciclul alpin.

8. După faza laramică, în aria domeniului danubian au avut loc mișcări puternice pe verticală. Eroziunea diferită și nivelul de ridicare diferit al blocurilor au permis în parte reconstituirea stratigrafiei cristalinelor danubian.

BIBLIOGRAFIE

- Bercia I. (1968) Textele explicative la foile 1 : 200.000 Baia de Arama și Tg. Jiu. București.
- Bleahu M., Dimitrescu R. (1959) A Brief account on geology of the Western Mountains. *Sov. Geol.* 5, Moscova.
- Bogdanov A. A., Muratov M. V., Sațky N. S. (1964) Tectonique de l'Europe. Notice explicative pour la carte tectonique Internationale de l'Europe à 1 : 2.500.000. *Congres geologic international, Moscova.*
- (1969) Epoques tectoniques : à propos de la subdivision en périodes de l'histoire tectonique de la Croûte terrestre. *Bull. Soc. Géol. de France* (7) XI, 5, Paris.



- Bühnoff S. v. (1939) Der osideutsche Grenzraum. Struktur und Bodenschätze. *Geol. Rundschau* 30, 7-8, Stuttgart.
- Codârcea A. I. (1940) Yues nouvelles sur la tectonique du Banat Meridionale et du plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. XX*, București.
- Codârcea-Dessila Marcela (1966) Problema orizontării și răspîndirii rifeanului în România. *An. Com. Stat. Geol. XXXXV*, București.
- (1967) La division des massifs cristallophylliens prealpines des Carpathes Romaines. *Rev. roum. geol. geoph. geogr., serie geol.*— 11, 1, București.
- Savu H. (1967) Cu privire la interpretarea geologică a datelor obținute prin metoda K/Ar în Carpații Meridionali. *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. geol. geof. geogr., seria geol.* 12/2, București.
- Ghika-Budești Șt. (1931) Etudes géologiques et petrographiques dans les Munții Lotrului (Carpathes Meridionales), Roumanie. *An. Inst. Geol.*, XVI, București.
- Giuşcă D., Savu H., Borcoș M. (1967) Asupra stratigrafiei și sîturilor cristaline din Munții Apuseni. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 12/1, București.
- Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles on the territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13, Budapesta.
- Manolescu G. H. (1937) Etudes géologiques dans les Munții Vulcan. *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII, București.
- Mrazec I. (1904) Sur les schistes cristallins des Carpathes Meridionales (versant roumain) *C. R. IX. Congr. Geol. Intern. de Vienne.* 1903, Viena.
- Murgoci-Munteanu G. H. (1907) Asupra vîrstei marilor pinze de șariaj din Carpații Meridionali *Bul. de Științe An. XVI*, București.
- (1919) Sinteza geologică a Carpaților de Sud. *D. S. Inst. Geol.* I, București.
- Pavelescu L. (1937) Etude géologique et pétrographique de la région centrale et de sud-est de Monts Retezat. *An. Com. Geol. XXIV-XXV*, București.
- (1963) Contribution à l'étude du soubassement cristallin et l'aire de distribution des différentes formations cristallophylliennes dans la partie centrale et orientale de l'autochtone danubien. *Assoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V*, 1961, II, București.
- (1964) Geologia și petrografia văii Jiului Românesc între Oslea și Petroșeni. *An. Com. Geol. XXII*, București.
- Pavelescu Maria (1969) Zonal Correlations in the crystalline schists of the southern Carpathians. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13, Budapesta.
- Răileanu G., Năstăseanu S. (1963) Asupra prezenței formei de *Arthropycus Alleghamense* (Haidan) în Carpații Meridionali. *Com. Acad. R.P.R.* XIII/5, București.
- Savu H. (1971) Structura plutonului granitoid de Șușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali) *D. S. Inst. Geol.* LVI/1, București.
- Săndulescu M. (1966) Structura geologică a terenurilor mezozoice de la exteriorul masivului cristalin al Făgărașului. *D. S. Com. Stat. Geol.* LII/2, București.
- Schatsky S. N. (1961) Vergleichende Tektonik alter Tafeln. *Fortsch. der sow. Geol.* 4, Akad. VI g. Berlin.
- Stănoiu I. — (1971) Notă preliminară asupra prezenței Silurianului fosilifer în Carpații Meridionali. *D. S. Inst. Geol.* LVII/4, București.
- Stille H. (1953) Der geotektonische Verdegang der Karpaten. *Geologie, Beih.*, VIII Hannover.



- (1958) Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild. *Beihefte zum Geol. Jahrbuch*, II, 22, Hannover.
- Winkler H.G.F. (1967) Die Genesis der metamorphen Gesteine. *Springer Vig. 2. Auflg.* Berlin, Heidelberg, New York.
- Zoubek V. (1968) Einige Hauptmerkmale und Probleme des Präkambriums der böhmischen Masse und der Westkarpaten im gegenseitigen Vergleich. *Mitt. Geol. Gesell. in Wien*, 60, Wien.

CONSIDÉRATIONS SUR L'ÉVOLUTION DU DOMAINE DANUBIEN DES CARPATES MÉRIDIONALES

(Résumé)

L'évolution géotectonique des Carpates Méridionales longuement discutée constitue encore un problème. Ainsi les différentes séries ont été attribuées par différents auteurs, à différents âges, depuis l'Archéen jusqu'au Paléozoïque, voire même Mésozoïque. Le présent ouvrage traite d'une hypothèse concernant l'évolution géotectonique des Carpates Méridionales basée sur des observations acquises en terrain et sur des données puisées dans la littérature.

La plus ancienne formation du domaine des Carpates Méridionales — le cristallin gétique — d'âge gothien-dalslandien, s'est accumulée sur un soubassement simatique (Giuşcă et al., 1969), métamorphosée durant les phases d'orogénèse gothienne? et dalslandienne. Cette unité constitue aussi l'orogène fondamental (d'après Michot) des Carpates Méridionales. C'est donc sur le compte de l'absence de formations plus anciennes dans le soubassement cristallin gétique qu'on a mis la persistance de la mobilité de l'aire carpatique jusqu'à la phase alpine.

Après la phase orogène dalslandienne entre la chaîne gétique et le soubassement de la plate-forme moesienne s'installe le premier géosynclinal baïkalien ancien, où s'accumulent les produits du volcanisme initial basique et les sédiments épicaustiques compris dans les séries de Poiana Mraconia, Iclova, Drăgşan — faciès des amphibolites, Lainici-Păiuş et Tâmaş-Lereşti. Au cours de l'orogénèse intrabaïkalienne (700 ± 50 mill. d'années) survient la première métamorphose de ces formations sous faciès des schistes verts, subfaciès quartz-albite-muscovite-chlorite dans les niveaux supérieurs et quartz-albite-épidote-biotite dans ceux inférieurs. Durant cette phase orogène ont été mis en place, du côté oriental du géosynclinal (Monts Leala) les granitoïdes d'Albeşti.

Au cours du baïkalien s. str. (700 ± 550 mill. d'années) dans l'aire du géosynclinal baïkalien ancien s'installe un nouveau géosynclinal où s'accumulent les formations comprises dans les séries de Corbu et de Neamţ, dans la série clastique ou le complexe chlorito-sériciteux de la série de Drăgşan et dans la série de Căluşu-Tâmaş.

Vers la fin du Cambrien inférieur au cours de la phase orogène baïkalienne ces formations ont été métamorphosées. À cette même époque a lieu aussi un nouveau métamorphisme des formations baïkalienne anciennes. Les formations des niveaux supérieurs ont été métamorphosées dans les conditions du faciès des schistes verts (subfaciès quartz-albite-épidote-biotite) alors que les complexes baïkaliens anciens ont été rémétamorphosés sous les faciès des schistes verts (subfaciès quartz-albite-épidote-almandin) et des amphibolites à almandin (subfaciès almandin-staurotide).



Durant l'Ordovicien s'installe le premier géosynclinal paléozoïque, caractérisé par une zone de socle dans le sud et par une fosse profonde dans le nord, au voisinage immédiat de la chaîne gétique. Les sédiments accumulés dans la fosse ont été faiblement métamorphisés, au niveau de la zone à chlorite, durant l'orogénèse hercynienne — phase bretonne (Savv, 1971). À cette même époque a eu lieu aussi la rétro-morphose des formations paramétamorphiques, processus qui a également affecté les roches granuloïdes baïkaliennes.

Nous considérons que par le sous-charriage vers le NW de l'éperon valaque, dans les Carpates Méridionales, à partir de l'orogénèse baïkalienne ancienne (fig. 3, 7) s'installe le premier système de fractures. Ce sous-charriage se répète au cours des cycles plus récents conduisant à la reprise des anciennes failles majeures. Au cours de l'orogénèse alpine, durant les phases autrichienne et laramienne (Codarcea, 1940) a lieu la mise en place de la nappe gétique, comme résultat du sous-charriage de l'éperon valaque vers le NW (Sillie, 1953). La présence de l'ancien contact tectonique entre les formations du cristallin gétique et celui autochtone a permis le glissement partiel de l'autochtone en dessous de l'unité gétique et le charriage du gétique sur l'autochtone; le mécanisme de la mise en place de la nappe gétique étant celui d'une nappe de cisaillement (Bercia, 1968 dans le texte explicatif de la feuille Deva de la carte géologique au 1/200 000).

La figure 6 indique par les vecteurs F_1 ; F_2 ; F_3 ; la direction des forces du sous-charriage et par les flèches la direction d'avancée de la nappe. Tenant compte du fait que la mise en place de la nappe est due à un phénomène complexe survenu à plusieurs reprises — la formation des zones de fractures majeures et leur reprise, la subsidence de l'autochtone et le sous-charriage de l'éperon valaque — nous sommes portés à conclure que l'avancée de la nappe sur une distance de tout au plus 120—140 km est bien possible. Après la phase laramienne dans les Carpates Méridionales ont lieu de puissants mouvements en sens vertical de quelques grands blocs le long de certaines failles orientées WNW—ESE et E—W.



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

ZONA PUI ȘI BAZINUL HAȚEG — UNITĂȚI STRUCTURALE
DISTINCTE ALE CARPAȚILOR MERIDIONALI¹

DE

ALEXANDRU STILLA²

Abstract

Pui Zone and Hațeg Basin — Distinct Structural Units from the South Carpathians. Within the sedimentary sequences from the south-western part of the Sebeș Mountains, the author distinguishes, on the one hand, Mesozoic formations pertaining to an area of the geosynclinal trough of the internal Getic Domain denominated by him „Pui Zone”, and on the other hand, Tertiary formations of a superposed unit representing an intermount basin named „Hațeg Basin”.

Depozitele sedimentare din partea de SW a munților Sebeș, prin relativ ușoara lor accesibilitate, au constituit obiect de studiu geologic încă de la începutul secolului trecut.

Ca de altfel pentru majoritatea regiunilor din România și pentru depozitele sedimentare din SW munților Sebeș cercetările geologice debutează cu date avînd caracter general care se datorează lui B e u d a n t, B o u é, H a u e r și S t a c h e (fide M a m u l e a, 1953).

Studiile ulterioare aprofundează succesiunile stratigrafice marcînd, cu fiecare cercetare, pași înainte în cunoașterea geologică a regiunii.

H a l a v a t s (1897) se ocupă de formațiunile cretacic-superioare, N o p c s a (1909) descoperă la Sînpetru prima faună de reptile fosile din România, L a u f e r (1924) inventariază formațiunile din „împrejurimile orașului Hațeg”, iar G h e r m a n (1934) determină, în calcarele de deasupra peșterii Cioclovina, o faună de corali jursic-superioară.

¹ Comunicare susținută în ședința din 9 aprilie 1971.

² Intreprinderea Geologică de Prospectiuni, Șos. Kisicff nr. 2, București.

În 1953, M a m u l e a publică o hartă de ansamblu a regiunii, succesiunea stratigrafică a „bazinului Hațeg” cuprinzând, peste șisturile cristaline ale fundamentului, Liasic, Dogger, Malm, Cretacic inferior, Cretacic superior, Paleogen și Neogen.

Înglobând sub noțiunea de „bazin al Hațegului” (M a m u l e a, 1953) totalitatea succesiunilor sedimentare din partea de SW a munților Sebeș se alăturau, în mod nejustificat, acumulări sedimentare aparținând mai multor unități geologice majore distincte.

Cercetări recente au arătat că putem deosebi, pe de o parte, o serie de depozite sedimentare (paleozoice și mezozoice) care prezintă mari asemănări, uneori identități, cu echivalente stratigrafice din zona Reșița (domeniul getic — O d a r c e a, 1940; zona internă a domeniului getic — R ă i l e a n u et al., 1968) și, pe de altă parte, complexe litologice încadrându-se schemei evolutive a bazinelor intramontane, post-paroxismale, din Carpații Meridionali.

Devine astfel imperios necesară părăsirea noțiunii de „bazin al Hațegului” pentru totalitatea depozitelor sedimentare din SW munților Sebeș, aceasta păstrându-se pentru depozitele aparținând ciclurilor sedimentare post-mezozoice. Acumulările sedimentare mezozoice aparțin unui sector din fosa geosinclinală dacică a Carpaților Meridionali (D u m i t r e s c u et al., 1962; D u m i t r e s c u și S ă n d u l e s c u, 1969) cu o poziție structurală echivalentă zonei Reșița (domeniul getic intern — R ă i l e a n u, 1968), sector pe care îl denumim „Zona Pui”, după numele localității pe al cărei teritoriu se dezvoltă larg succesiunile ante-neozoice.

Peste un fundament, în care cea mai nouă formațiune este reprezentată de molasa hercinică, în cadrul zonei Pui, astfel definite, se poate urmări una din cele mai complete imagini a evoluției paleotectonice de-a lungul perioadei geosinclinale (A u b o u i n, 1965) alpine a Carpaților Meridionali.

După stadiul de individualizare petrecut la începutul Mezozoicului, în timpul Jurasicului și Cretacicului inferior, în etapa de vacuitate a stadiului de existență a geosinclinalului alpin, se acumulează depozite caracteristice pentru care nota dominantă este dată de formațiuni carbonatate cu concrețiuni silicioase, radiolaritice.

Primul paroxism dacic, cel austriac, precedat de instalarea unui facies marin recifal, de mică adâncime, datorat unor mișcări precursoare, exondcăză zona Pui.

În acumulările etapei de umplere din stadiul de existență, începută din Cenomanian și continuată pînă la finele Senonianului, sînt marcate



datorită mișcărilor subhercinice, discordanțe în stiva sedimentară. Acumulările sedimentare sînt reprezentate prin formațiuni detritice sau flișoide.

La sfîrșitul Cretaciului, faza iaramică — manifestare a stadiului terminal, definitivînd stilul structural al zonei, îi încheie evoluția din perioada geosinclinală, cel mai important eveniment tectonic al acestui moment fiind aducerea în contact anormal a șisturilor cristaline din „seria de Sebeș” (Pavelescu, 1955) peste formațiunile sedimentare ale zonei de-a lungul „liniei supragetice” (Codarcea et al., 1967).

Unei cu totul alte perioade din evoluția alpină a Carpaților Meridionali, perioadei tardi-geosinclinale, îi aparțin depozitele bazinului intramontan Hațeg golf al domeniului post-orogen transilvan. Ca și în cazul altor bazine intramontane din Carpații Meridionali, depozitele bazinului Hațeg acoperă porțiuni din diferite unități structurale, anterior definitivitate. Caracterul faciesurilor și al faunelor care populează acest bazin sînt tipice pentru depresiunile intramontane din Carpații Meridionali. Faciesurile molasice terțiare cuprind depozite detritice sau pelitice, cu structuri caracteristice și numeroase variații de facies, faunele au circulație largă și scara stratigrafică, ceea ce îngreuiază stabilirea vîrstelor.

În perioada post-geosinclinală (Cuaternar) a evoluției alpine a Carpaților Meridionali, mișcările pe verticală, caracteristice, produc slabe boltiri în formațiunile terțiare ale bazinului Hațeg și definitivează morfologia catenei muntoase.

Iată deci, succint trecute în revistă, evenimentele geologice care permit o evidentă distincție între zona Pui — geosinclinală și bazinul Hațeg — tardi-geosinclinal, două unități structurale ale edificii alpine al Carpaților Meridionali.

BIBLIOGRAFIE

- Aubouin J. (1965) Geosynclines. *Elsevier Publ. Comp.* New York.
- Codarcea A. I. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat meridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, 20, București.
- Lupu M., Codarcea-Dessila Marcela, Lupu Denisa (1967) Unitatea supragetică în Carpații Meridionali. *St. cerc. geol.*, 12/2, București.
- Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Memoire sur la carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol. Rom.*, 32, București.
- Săndulescu M. (1969) Considerations sur la division des systemes orogeniques. *Rev. Geogr. Phys., Geol. Dyn.*, (2), XI, 5, Paris.



- Gherman J. (1934) Contribuții la cunoașterea regiunii carstice de la NE de Pui. *Rev. Mus. Geol.-Miner. al Univ., Cluj.*
- Halavats I. (1897) Das Kreidgebiet von Ohaba-Ponor. *J.U.G.A.* — Wien.
- Lauter F. (1924) Studiul geologic al împrejurimilor orașului Hațeg. *An. Inst. Geol. Rom.,* 10, București.
- Mamulea A. M. (1953) Studii geologice în regiunea Sînpetru-Pui (Bazinul Hațeg). *An. Com. Geol. Rom.,* 25, București.
- Nopcsa Fr. (1909) Dinosaurienreste aus Siebenburgen. *Geol. Hung.* Budapest.
- Pavelescu L. (1955) Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeșului. *An. Com. Geol.,* 28, București.
- Răileanu Gr., Patrulius D., Bleahu M., Năstăseanu S. (1968) Aspects fondamentaux de la Géologie du Mésozoïque de Roumanie. *Ann. Inst. Geol.* 32, București.

ZONE DE PUI ET BASSIN DE HAȚEG — UNITÉS STRUCTURALES DISTINCTES DES CARPATES MÉRIDIONALES

(Résumé)

L'auteur propose de renoncer à englober tous les dépôts situés dans la partie de SW des Monts Sebeș dans l'unité dénommée „Bassin de Hațeg” étant donné que les successions sédimentaires y reviennent, au point de vue génétique, à deux unités structurales distinctes.

Les formations mésozoïques appartiennent à un secteur de la fosse géosynclinale du domaine gétique interne, secteur pour lequel on propose le nom de „Zone de Pui”, d'après le nom de la localité où les successions de la période géosynclinale alpine des Carpates Méridionales étaient largement et complètement développées.

Après les phases tectoniques daciques (crétacées) durant lesquelles la structure géosynclinale du secteur méridional des Carpates s'est parachevée, la sédimentation reprend avec caractère de molasse, dans une unité surfacente, de type dépression intramontagneuse, unité dénommée „Bassin de Hațeg”.



C U P R I N S

	<u>Pag.</u>
1. B o r d e a S. Date noi stratigrafice și tectonice în zona Grohol-Tomnatec (Munții Metaliferi).	5
2. B u c u r I., B o t e z R., M i t r e a G. h. Unele observații privind stratigrafia și tectonica regiunii Breaza-Beclean-Cepari (Transilvania de nord).	25
3. B u c u r I., B o t e z R., C u c u P., D r a g u C., P l e ș c a V., P o p e s c u T. Cercetări geologice în regiunea Deda-Gurghiu-Sovata.	35
4. G u r ă n A., Ș e r b ă n e s c u T. I. Contribuții la studiul microtectonic al Formațiunii de Schela, granitoidelor de Șușlia și calcarelor cretacice de pe Valea Carțiului	47
5. M a r e l e S. Date noi pentru geologia și paleogeografia Munților Apuseni. Turonianul de la Sălcuia și Senonianul de la Bistra (Țara Moșilor).	65
6. M ă r g ă r i t G. h. Date noi cu privire la geologia regiunii Baciului-Jibou (nord-vestul bazinului Transilvanic)	85
7. S a v u H. Relația de timp și spațiu dintre cutarea seriei de Lahici-Păiuș și intruziunea granitoidelor tardeogene din regiunea Cărpiniș-Novaci (munții Paring)	97
8. S ă n d u l e s c u M. Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpaților Orientali și Occidentali.	125
9. S c h u s t e r C. A. Considerații asupra evoluției domeniului danubian — Carpații Meridionali	151
10. S t i l l a A. I. Zona Pui și bazinul Hașeg — unități structurale distincte ale Carpaților Meridionali	173

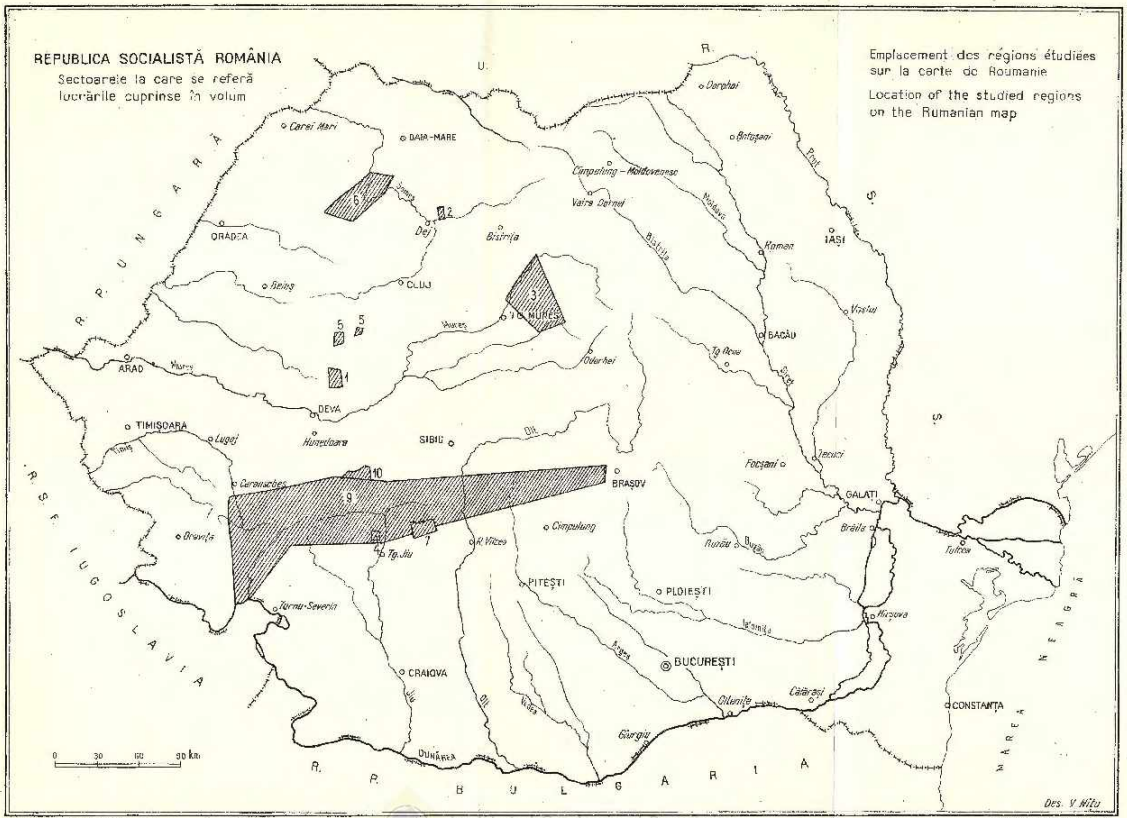


CONTENU

(Résumés)

	<u>Page.</u>
1. Bordea S. Nouvelles données stratigraphiques et tectoniques dans la zone de Grohot-Tomnatec (Monts Métallifères)	22
2. Bucur I., Botez R., Mitrea Gh. Quelques observation sur la stratigraphie et le tectonique de la région de Breaza-Beclean-Cepari (N de la Transylvanie)	33
3. Bucur I., Botez R., Cucu P., Dragu C., Pleşea V., Popescu T. Recherches géologiques dans la région de Deda-Gurghiu-Sovata.	45
4. Gurău A., Şerbănescu T. I. Contributions à l'étude microtectonique de la Formation de Schela, des granitoïdes de Şuşiţa et des calcaires crétacés de la vallée du Carciu	60
5. Marele S. Nouvelles données sur la géologie et la paléogéographie des Monts Apuseni. Turonien de Sălcîna et Sénonien de Bistra-Ţara Moşilor.	82
6. Mărgărit Gh. Nouvelles données sur la géologie de la région de Buciumi-Jibou (NW du bassin de Transylvanie)	95
7. Savu H. Relations de temps et d'espace entre le plissement de la série de Lainici-Păiuş et l'intrusion des granitoïdes tardeogènes de la région de Cărpiniş-Novaci (Monts Parîng).	120
8. Săndulescu M. Considérations sur les possibilités de corrélation de la structure des Carpates Orientales et Occidentales	145
9. Schuster C. A. Considérations sur l'évolution du domaine danubien des Carpates Méridionales	170
10. Stilla Al. Zone de Pui et bassin de Ilajeş — unités structurales distinctes des Carpates Méridionales	176





REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA
 Sectoarele la care se referă
 lucrările cuprinse în volum

Emplacement des régions étudiées
 sur la carte de Roumanie
 Location of the studied regions
 on the Rumanian map



Redactor: MARGARETA PRETZ
Tehnoredactor și corector: ELENA BANDRABUR
Produsori: MARIANA SAUȚEA, MARGARETA HĂRȚIU
Ilustrații: V. NIȚU

*Cost la cules: martie 1972. Num. de litere: august 1972. Tiraj: 1000, ex. Utrăie
serie I A. Formă 70×100/56 g. Căți de tipar: 11¹/₄ Comanda 112. Pentru
biblioteci indicele de clasificare: 55 (058)*

Întreprinderea poligrafică „Informația” str. Brezoianu. nr. 23-26,
București - România.



Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



INSTITUT GEOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LVIII

1971

5. TECTONIQUE ET GÉOLOGIE RÉGIONALE

